



İstanbul Boğazı deniz tabanı morfolojisini denetleyen etkenler: Son buzul dönemi sonrası aşınma izlerinin kanıtları

Factors controlling the sea floor morphology of the Strait of İstanbul: Evidences of an erosional event after last glacial maximum

Erkan GÖKAŞAN¹, Hüseyin TUR², Berkan ECEVİTOĞLU³, Tolga GÖRÜM¹, Ahmet TÜRKER⁴, Buğser TOK⁴, Halim BİRKAN⁴

¹ Yıldız Teknik Üniversitesi, Doğa Bilimleri Araştırma Merkezi, Beşiktaş, İSTANBUL

² İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İSTANBUL

³ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tandoğan, ANKARA

⁴ Deniz Kuvvetleri Komutanlığı, Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İSTANBUL

Geliş (received) : 19 Eylül (September) 2006

Kabul (accepted) : 03 Ekim (October) 2006

ÖZ

İstanbul Boğazı, bir akarsu vadisinin tektonik olarak evrimleştiği dar bir kanaldır ve evrimi sırasında boğaz kanalının içerisine kalın bir çökel istif depolanmıştır. Ayrıntılı sismik ve batimetrik inceleme, günümüz boğaz tabanı şekillenmesinde üç önemli faktörün etkisini gösterir. Bu etkenler; deniz tabanında yaygın bir aşınım, ağırlıklı olarak sediman sürüklenmeleri ve kitle hareketleri olarak izlenen birikim ve faylanma olarak gözlenmektedir. Deniz tabanı şekillenmesini en etkin olarak denetleyen aşınım etkisi kendisini, boğaz çökellerinin üst bölümünü oluşturan paralel tabakalı istifin yaygınca erozyona uğramış olması ile göstermektedir. Söz konusu aşınım yüzeyi, günümüzde önemli ölçüde İstanbul Boğazı deniz tabanını oluşturur. Aşınmaya uğramış olan çökel miktarı ise, yaklaşık olarak 2×10^8 m³ olarak hesaplanmıştır. Sismik veri üzerinde belirlenen aşınım miktarı ve deniz tabanı morfolojisi, söz konusu aşınmayı oluşturan akıntının güneyden kuzeye doğru geliştiğini göstermektedir. Mevcut kanıtlar, söz konusu kanalın, son buzul dönemi ardından yükselen Akdeniz sularının boğazı geçip Karadeniz'i doldurması sırasında gelişmiş olduğu şeklindedir.

Anahtar Kelimeler: Aşınım, İstanbul Boğazı, paleoşinografi, sismik stratigrafi, tektonik.

ABSTRACT

The Strait of İstanbul (Bosphorus) is a narrow valley which has evolved tectonically from a stream, in which thick sediment deposits have accumulated in the course of its evolution. Detailed seismic and multi-beam bathymetric data indicate that three important factors affect the present shape of the strait floor. These factors are observed as broad erosion along the strait floor, deposition, which is mainly observed by the sediment drifting and mass movements, and fault activity. Erosion, which is the dominant factor controlling the sea floor morphology, is implied by a widespread truncation on the upper parts of the channel deposits consisting of parallel strata. The resulting erosion surface is represented mostly by the present channel floor in the strait. The estimated volume of the eroded material was calculated as approximately 2×10^8 m³. The erosion rate on the seismic data and sea floor morphology indicate that the flow direction was from the south to the north. Evidences indicate that this inner channel may have been formed during the latest flooding of the Black Sea by raised Mediterranean waters passing through the strait channel after the last glacial maximum.

Key Words: Erosion, Strait of İstanbul (Bosphorus), paleoceanography, seismic stratigraphy, tectonics.

GİRİŞ

Marmara Denizi ile Karadeniz arasındaki tek su bağlantısını oluşturan İstanbul Boğazı'nın (Şekil 1) oluşumu ve evrimi ile ilgili öne sürülmüş olan modeller yüz yılı aşkın bir süredir tartışmalıdır. Bu durum, boğaz ve çevresinin jeolojisi hakkında bilinenlerin oldukça sınırlı olduğunu göstermektedir. Çağdaş jeolojik bakış açısının kazanılmasından günümüze değin, İstanbul Boğazı'nın oluşumu; bir akarsu vadisinin deniz tarafından işgal edilmesi (Von Hoff, 1822; Philipson, 1898; Andrussov, 1900; Penck, 1919; Pamir, 1938; Darkot, 1938; Yalçınlar, 1947) veya boğaz oluşumunda tektonik etkenlerin de değişik düzeylerde rol oynamış olması (Hochstatter, 1870; Sholten, 1974; Eroskay ve Kale, 1986; Uluğ vd., 1987; Alavi vd., 1989; Yılmaz ve Sakıncı, 1990; Meriç vd., 1991a ve 1991b; Oktay ve Sakıncı, 1991 ve 1993; Yıldırım vd., 1992; Gökaşan 1998, 2000; Gökaşan vd., 1997, 2002, 2005a; Oktay vd., 1998 ve 2002; Demirbağ vd., 1999) görüşleri üzerinde yoğunlaşmıştır.

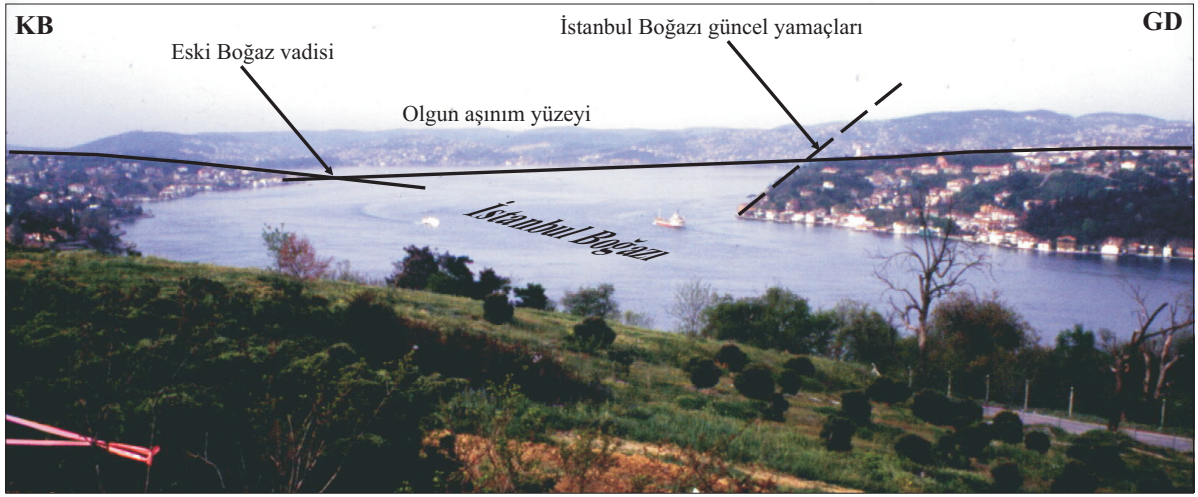
İstanbul Boğazı ve çevresinde yapılmış olan jeomorfolojik incelemeler, boğaz ve çevresinde, yataya yakın ufuk çizgisi ile kolaylıkla tanınabilen ve Üst Miyosen-Pliyosen döneminde şekillenmiş olgun bir aşınım yüzeyinin varlığını göstermektedir (Cvijic, 1908; Pamir 1938; Ertek, 1995; Emre vd., 1998; Erinç, 2000; Elmas, 2003; Yiğitbaş vd., 2004, Gökaşan vd., 2005a; Şekil 2). Pamir (1938), İstanbul Boğazı kanalının her iki yakasında izlenen yataya yakın bu yüzeyin, karadan

boğaz kıyılarına doğru ilerlendiğinde giderek alçaldığını ve boğaz içerisinde bu yüzeylerin hayali olarak devam ettirilmesi halinde ise, deniz seviyesi üzerinde olgun bir akarsu vadisinin profilini oluşturacak şekilde birleştiğini belirtmiştir bkz. (Şekil 2). Bununla birlikte yazar, söz konusu olgun yamaçların İstanbul Boğazı'nın güncel yüksek eğimli yamaçları tarafından kesilmiş olduğunu ve bunun boğaz kıyıları boyunca bir topoğrafik uyumsuzluk oluşturduğunu da gözlemlerine eklemektedir (Pamir, 1938; Şekil 2). Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı kaya birimleri üzerinde gelişmiş olan bu olgun aşınım yüzeyine gömülmüş İstanbul Boğazı, içerisinde yer yer 160 m'den derin çukurlar ve sırtlardan oluşan oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir (Gökaşan vd., 1997; Şekil 3a, temel paleo-topoğrafyası). Başlangıçta bir akarsu olarak gelişmeye başlayan İstanbul Boğazı'nın (Gökaşan vd., 1997; Şekil 3b, aşama 1), daha sonraki evrelerde bölgeyi etkileyen tektonik faktörlerin de yardımıyla günümüzdeki şekline kavuşmuş olduğu son dönemlerde yapılan sismik çalışmalar sonucu iddia edilmiştir (Gökaşan vd., 1997; Şekil 3b, aşama 2-3). Bu dönemde derinleşen İstanbul Boğazı kanalı, bu kez bir akarsu vadisi yerine yer yer 130 m'den kalın bir sedimanter istifin çökeldiği dar bir havza haline gelmiştir (Gökaşan vd., 1997; Şekil 3a, sediman kalınlık haritası).

İstanbul Boğazı ayrıca, iki büyük yarı kapalı havza durumunda olan Akdeniz ve Karadeniz arasındaki su yolunun üzerinde ortalama -50 m derliğinde bir eşik niteliğindedir (bkz. Şekil 1). Bu nedenle, boğazın Akdeniz-Karadeniz arasındaki günümüz oşinografik döngüsü içerisindeki yeri oldukça önemlidir. İstanbul Boğazı içerisinde biri üstten Karadeniz kökenli suları Marmara Denizi'ne boşaltan, diğeri ise tuzlu Akdeniz sularının Karadeniz'e ulaşmasını sağlayan iki tabakalı bir akıntı sistemi mevcuttur. Boğaz'da günümüzden yaklaşık olarak 4-5 bin yıl önce kurulmuş olan bu iki tabakalı su sisteminin (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001) varlığı yirminci yüzyılın ilk yarısından beri bilinmektedir (Ulyott ve Ilgaz, 1946). Yakın dönemde yapılan sayısal çalışmalar bu akıntılarının hızları hakkında daha fazla bilgi edinilmesini sağlamıştır (Stanley ve Blanpied, 1980; Ünlüata vd., 1990; Ergin vd., 1991; Beşiktepe vd., 1994; Özsoy vd., 1996, 2001; Di Iorio ve Yüce, 1999). Bu akıntı sisteminin boğaz tabanına olan etkisi ise, göreceli



Şekil 1. Çalışma alanı yerbulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.



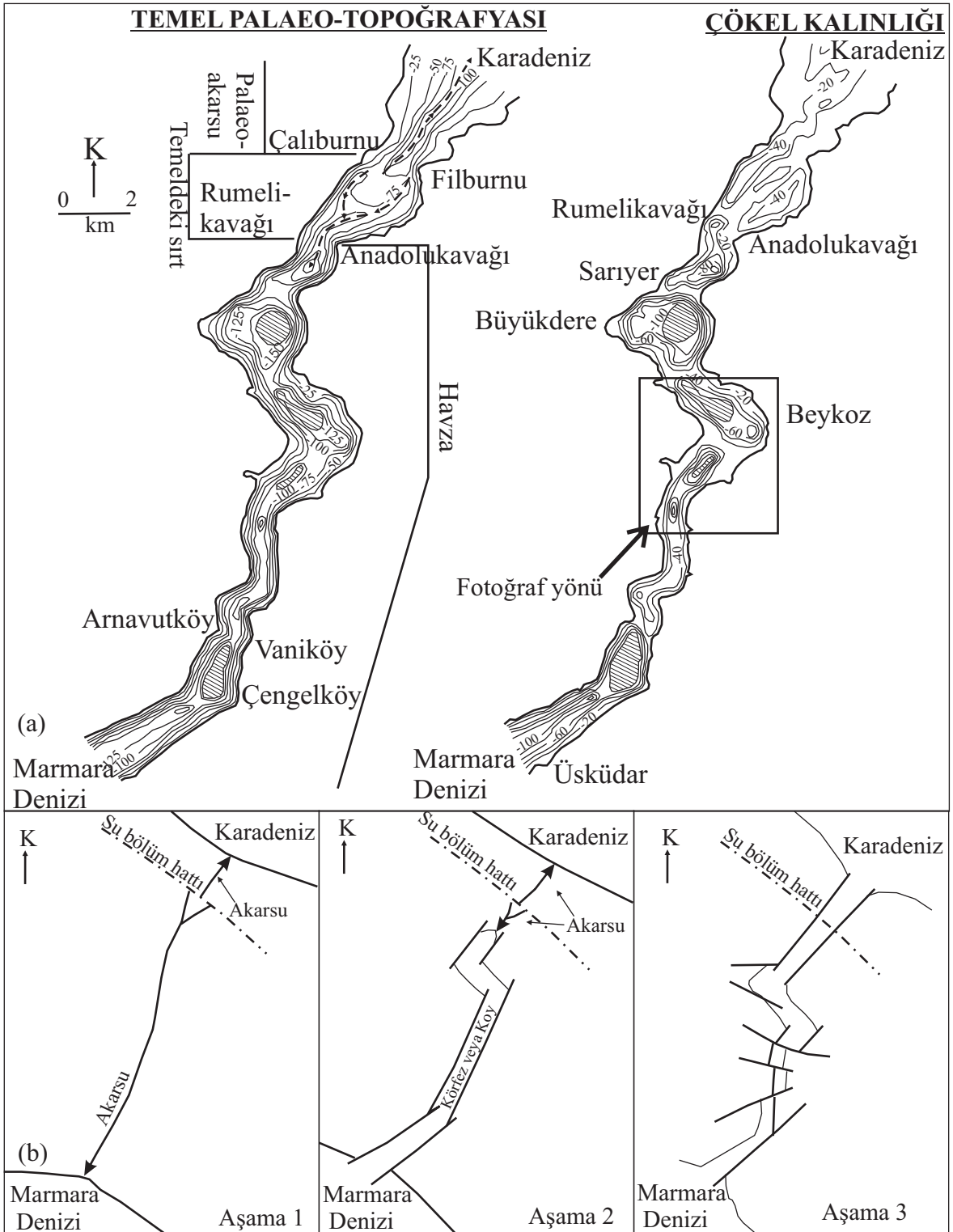
Şekil 2. İstanbul Boğazı çevresindeki olgun aşınım yüzeyi, eski boğaz vadisi ve bu vadiyi kesen güncel boğaz yamaçları (Gökaşan vd., 2005'den değiştirilerek; bakış açısı için Şekil 3a'ya bakınız).

Figure 2. Mature erosional surface around the Strait of Istanbul, previous Bosphorus valley, and actual slopes cutting the valley (modified from Gökaşan et al., 2005a; see Figure 3a for view direction).

olarak daha az çalışmaya konu edilmiştir. Bu çalışmalarda, Marmara Denizi içerisindeki hızı 5 cm/sn'den az olan alt akıntının boğaz içerisinde Karadeniz yönünde 20 cm/s'den yüksek bir değere ulaştığı belirlenmiş (Özsoy vd., 1996) ve bunun ince taneli malzemeyi aşındıracak ve taşıyacak nitelikte olduğu sonucuna varılmıştır (Ergin vd., 1991). Alt akıntı, Boğaz boyunca en yüksek değerine, Bebek-Kandıllı arasındaki boğazın en derin olduğu alanda ulaşmaktadır (70 cm/s'den yüksek; Ergin vd., 1991). Ergin vd. (1991), Çubuklu'nun kuzeyinde boğaz kanalının iki katı kadar genişlediği bölgede alt akıntı hızının yavaşladığını gözlemlemişlerdir. Engin vd. (1991), alt akıntı hızının Çubuklu kuzeyinden Karadeniz çıkışına kadar, muhtemelen alt tabakanın bu alan boyunca giderek incelmeye bağlı olarak (Sholten, 1974; Oğuz vd., 1990) 50 cm/s'den 20 cm/s'ye kadar düşüyor olduğunu belirlemiştir. Bununla birlikte, son dönemlerde yapılmış olan bazı çalışmalar (Özsoy vd., 1996; Sur vd., 2001) meteorolojik koşullara bağlı olarak alt akıntının hızının zaman zaman Karadeniz çıkışına doğru arttığını da göstermektedir. İstanbul Boğazı'ndaki alt akıntının, boğazın GB Karadeniz şelfi üzerindeki kanyonu boyunca da devam ettiği Di Iorio ve Yüce (1999) tarafından yapılan çalışma ile ortaya konmuştur.

Günümüz oşinografik döngüsü üzerinde bu denli etkin olan İstanbul Boğazı, Akdeniz ile Karade-

niz arasındaki paleoşinografik evrim açısından da son derece önemli bir bölge konumunda olmuştur. Özellikle son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının gerçekleşmesiyle ilgili olarak; yaklaşık 7200 yıl önce Karadeniz su düzeyinin 100 m veya daha düşük bir seviyede olduğu dönemde, Akdeniz sularının boğaz yolu ile ani ve hızlı bir şekilde İstanbul Boğazı üzerinden Karadeniz'i doldurduğu (Ryan vd., 1997) ve bu olayın mitolojide ve din kitaplarında değinilen "Nuh Tufanı" efsanesi ile ilişkisi olabileceğinin de öne sürülmesi (Ryan ve Pittman, 1998), bu ilişkinin daha da yoğun olarak tartışılır hale gelmesine neden olmuştur. Daha sonra gerçekleştirilen çalışmaların bazılarında Ryan vd. (1997) tarafından ileri sürülen görüşü destekler nitelikte bulgulara rastlanılmıştır (Demirbağ vd., 1999; Ballard vd., 2000; Algan vd., 2002; Major vd., 2002; Ryan vd., 2003; Gökaşan vd., 2005a ve 2005b). Bununla birlikte, aynı konu ile ilgili yapılan çalışmaların bir bölümünün sonuçları ise ilk görüşün aksine, Akdeniz sularının basmasından önce Karadeniz su düzeyinin bölgesel beslenme ile yükselip İstanbul Boğazı boyunca taşarak, Marmara Denizi'ne akmış olduğu yönündedir (Çağatay vd., 2000; Görür vd., 2001; Aksu vd., 1999 ve 2002; Hiscott vd., 2002; Kaminsky vd., 2002). Bu yaklaşım içerisindeki yazarlardan Aksu vd. (1999; 2002), Hiscott vd. (2002) ve Kaminsky vd. (2002) ayrıca; Karadeniz kökenli söz konusu akışın, günümüzden 10.000 yıl önce başlayarak



Şekil 3. (a) İstanbul Boğazı Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı temel paleo-topoğrafyası ve üzerindeki kanal dolgusuna ait çökel kalınlık haritaları ve (b) İstanbul Boğazı gelişim aşamaları (Gökaşan vd., 1997'den değiştirilerek).
 Figure 3. (a) Maps of paleo-topography of the Paleozoic-Upper Cretaceous basement and thickness of the channel deposits overlying the basement and (b) evolution stages of the Strait of İstanbul (modified from Gökaşan et al., 1997).

güçlü ve sürekli bir biçimde devam etmiş olduğu sonucuna varmıştır. Yakın dönemde, İstanbul Boğazı içerisinde Beykoz-Tarayba arasında yapılan sondajlardan elde edilen numuneler üzerinde, boğaz evriminin son 26.000 yıllık döneminin incelenebilmesi mümkün olmuştur (Meriç vd., 1998; 2000; Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Kerey vd., 2004). Bu dönemin son 5300 yıllık bölümünde depolanmış ve Akdeniz kökenli fosillerce zenginleşen çökellerin, zamansal boşluğa sahip aşınmalı bir uyumsuzluğun üzerinde yer aldığı öne sürülmektedir (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Kerey vd., 2004).

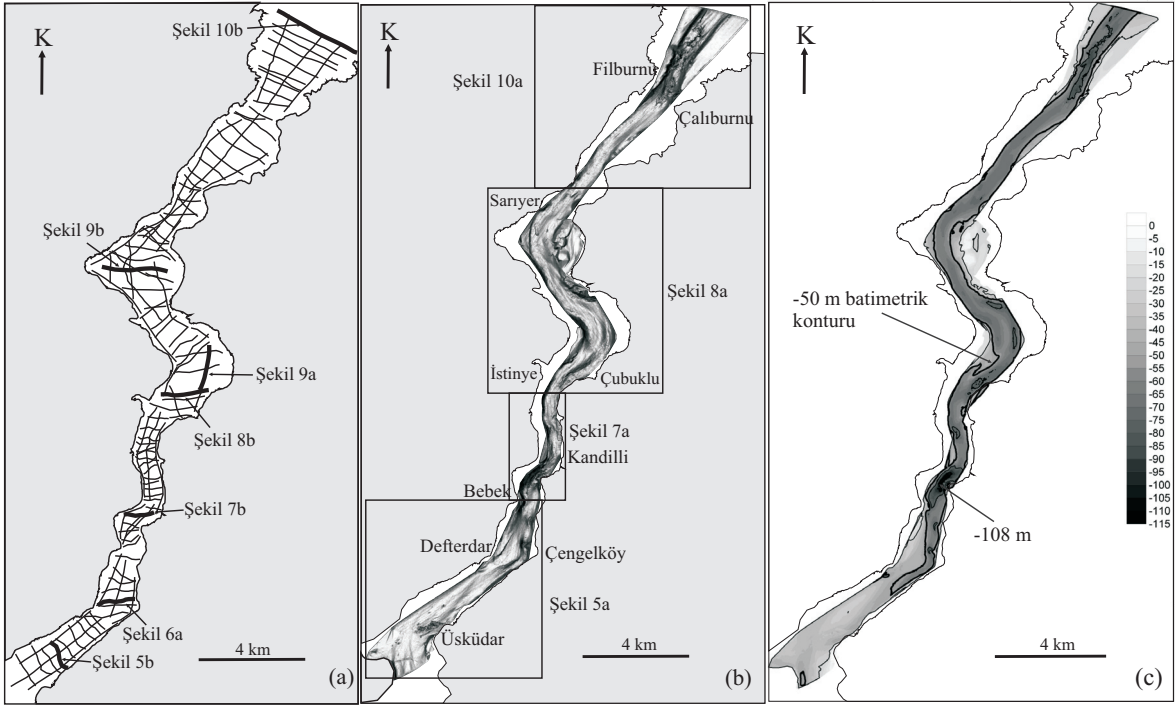
Tüm bu sonuçlar, İstanbul Boğazı'nın çok evreli bir gelişime sahip olduğunu göstermektedir. Özellikle son buzul dönemi ve sonrasındaki olayların günümüz boğaz tabanında jeolojik kayıtlarının olması düşüncesi, bunların söz konusu döneme ait olayların açıklanmasında anahtar rol oynayabileceği yaklaşımını gündeme getirmektedir. Bu amaçla, İstanbul Boğazı tabanının şekillenmesini kontrol eden etmenler, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı, Seyir, Hidrografi ve Oşinografisi Dairesi Başkanlığı (SHODB) tarafından 1977 ile 1995 yılları arasında toplanmış olan boomer ve sparker kaynaklı analog sığ sismik veriler ve 2000 ve 2003 yıllarında toplanmış olan çok-ışınlı batimetrik veriler yardımıyla değerlendirilmiştir (Şekil 4). Bu değerlendirme sonucu özellikle günümüzde giderek artan bir biçimde tartışılan son buzul dönemi sonrası İstanbul Boğazı üzerinden gerçekleşen Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının aşamaları ile ilgili yaklaşımlarda da bulunulmuştur.

BULGULAR

İstanbul Boğazı'nın Fizyografik Özellikleri

Genel olarak bakıldığında, İstanbul Boğazı kanalının KB-GD, KD-GB ve K-G uzanımlı parçaların birleşiminden oluştuğu görülmektedir (Şekil 4). Bu kanal boyunca toplanan çok ışınlı batimetrik verisinden yararlanılarak hazırlanan haritada (Şekil 4b-c), boğaz vadisi şekillenmesinde; etkin bir aşınmanın, genel olarak çökel sürüklenmeleri ve kitle hareketleri kontrolünde gelişen birikimlerin ve boğazın belli bölgelerinde izlenen fayların izleri görülür. Aşınmanın boğaz tabanındaki izleri, Üsküdar-Kabataş hattından Karadeniz çıkışına kadar kesintisiz olarak devam eder ve yaklaşık -50 m batimetrik konturu ile sınırlı olan

bir iç kanalın varlığı ile kendini gösterir (Gökaşan vd., 2005a; Şekil 4c). Söz konusu kanalın boğaz tabanındaki izleri, boğazın Marmara Denizi çıkışından itibaren gözlenmeye başlar (Şekil 5a). Bu alanda yer alan ve 27 m'lik derinliği ile boğazın en sığ bölgesini oluşturan çökel yükseliminin her iki yanında, bu eşikten kuzeye doğru giderek derinleşen iki kanal yapısı gözlenir (Darkot, 1938; Alavi vd., 1989; Gökaşan vd., 1997; Gökaşan 1998 ve 2000; Şekil 4c ve 5). Söz konusu kanallar, K-G yönüne dönen İstanbul Boğazı içerisinde birleşerek Çengelköy açıklarından itibaren boğazın doğu kıyısını izleyen asimetric bir "V" şekline sahip tek bir kanal oluşturur (Şekil 5a ve 6a). İstanbul Boğazı'nın, belirgin bir biçimde daraldığı ve zig-zag şekilli keskin bir yapı kazandığı Bebek-Kandıllı arasında ise iç kanal daha belirgin ve derin bir yapı olarak izlenir (Şekil 4c ve 7). Bu yapı, Boğazın ani olarak iki katı kadar genişlediği Çubuklu hattına kadar devam eder. Bu hattın kuzeyinde yer alan Çubuklu-Sarıyer arasında ise, Boğazda bir diğer zig-zag şekillenme ortaya çıkar (Şekil 4b-c ve 8a). Bu alanda menderesli akarsu vadilerinin gelişimine benzer şekilde boğazın içbükey bölümleri aşınmaya uğrarken, dışbükey bölümlerinde ise çökel birikimlerine ait yükselimler göze çarpar (Şekil 9). Bunun bir sonucu olarak iç kanal, boğazın bu bölümünde aşınmalı içbükey bölümleri izler (Şekil 4c ve 8). Sarıyer'in kuzeyinde ise, İstanbul Boğazı'nın KD-GB yönünde uzanan doğrusal yapı kazanmış olduğu gözlenir (Şekil 4 ve 10a). Bu bölgede boğazda izlenen iç kanal, her iki yanındaki şelf benzeri düzlüklerin varlığı ile iyice belirginleşir. Bu alanın güney bölümünde güneye ve kuzeye bakan bazı dar ve kısa kanyonlara ait izler dışında genelde daha sade bir deniz tabanı şekillenmesi izlenirken, Karadeniz'e açılan kuzey bölümünde ise, oldukça düzensiz bir deniz tabanı yapısının varlığı göze çarpmaktadır (Şekil 10). İstanbul Boğazı boyunca deniz tabanında izlenen iç kanal, Karadeniz şelfi üzerinde önce oldukça belirgin ve devamlıdır (Di Iorio ve Yüce, 1999; Şekil 11). Şelf üzerinde kuzeye doğru ilerlemeye devam edildiğinde, kanal yaklaşık 90 dereceye varan bir büküm yaparak batıya döner ve yelpaze geometrisi oluşturan alt kollara ayrılarak sonlanır (Şekil 11a). Sismik ve batimetrik veri, İstanbul Boğazı'nın Karadeniz şelfi üzerindeki devamını oluşturan iç kanalın şelf düzlüğü üzerinde giderek sığlaştığını ve Karadeniz'in GB yamacında yer alan ve abisal düzlüğüne kadar uzanan derin kanyona ulaşmadan yok olduğu



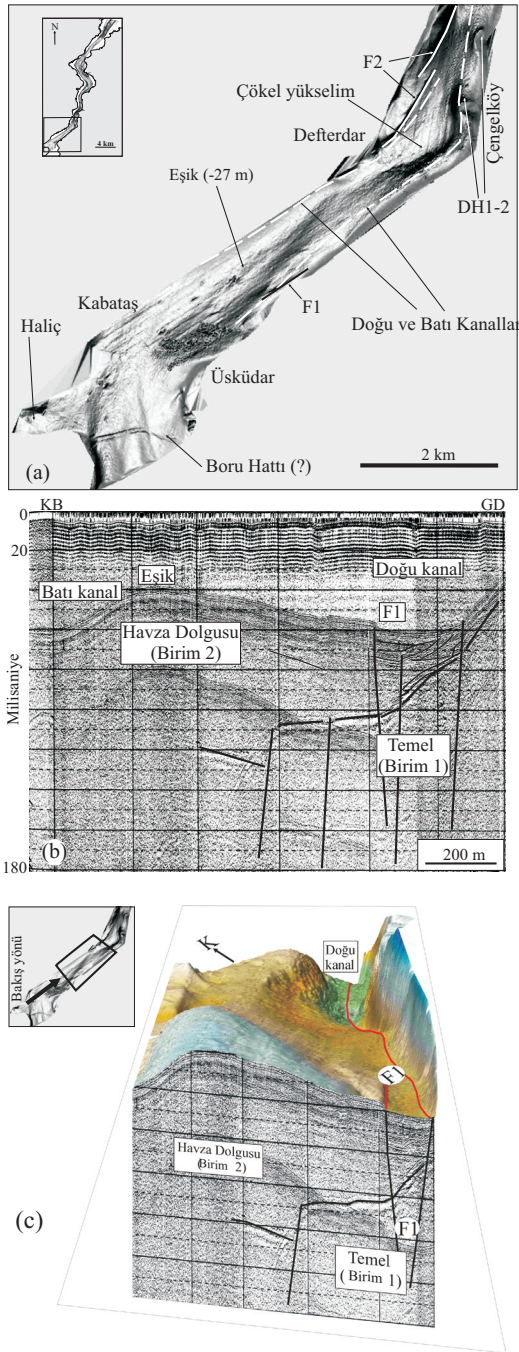
Şekil 4. (a) Sismik profil haritası, (b-c) çok-ışınlı batimetri haritaları (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek).
Figure 4. (a) Seismic profile map, (b-c) multi-beam bathymetry maps (modified from Gökaşan et al., 2005a).

nu gösterir (Şekil 11d).

İstanbul Boğazı Çökel İstifi ve Tektonik Faktörler

Sismik kesitler esas alınarak yapılan önceki çalışmalarda, Boğaz boyunca iki temel birim ayrılanmıştır (Gökaşan vd., 1997). Bu birimlerden altta yer alanı Birim 1 (temel), üstte yer alanı ise Birim 2 (havza dolgusu) olarak yorumlanmıştır. Birim 1, sismik kesitlerde izlenen yüksek genlikli üst yüzeyi ve üzerindeki çökellerin bu yüzey üzerine yukarı ve aşağı doğru geliştirmiş oldukları sonlanmalarından dolayı temel olarak yorumlanmıştır. Bu birim, yapılan çalışmalarda İstanbul Boğazı çevre kara alanlarında yer alan Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı birimlerin denizdeki devamı olarak değerlendirilmiştir (Gökaşan vd., 1997). Birim 2, İstanbul Boğazı kanalı boyunca Birim 1 (temel) üzerinde yer alır. Boğaz kanalının gelişimine bağlı olarak kanalın içerisine çökelmiş olan boğaz dolgusunun Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğu düşünülmüştür (Gökaşan vd., 1997). Birim 2'ye ait çökelleri, istiflendikleri dönemlerdeki ortama göre değişik birikim şekillerine sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 6a).

Bu çökeller günümüzdeki aşınmalı kanal içerisinde kendini daha çok; denizaltı kütle akıntıları, çökel sürüklenmeleri ile oluştuğu düşünülen istifler ve Küçüksu-Göksu Derelerine ait bir delta olarak göstermektedir. Söz konusu yapıardan denizaltı heyelanları; İstanbul Boğazı içerisinde Çengelköy açıklarında izlenen iki akma (DH1, DH2; Şekil 5a ve 6b) ve Umuryeri'nde oluşturduğu içbükey kıyı şekillenmesi ile etkilerini kıyı hattında da gösteren denizaltı heyelanıdır (DH3; Şekil 9b-c). Özellikle Umuryeri'ndeki heyelan, oluşturduğu denizaltı yükseltisi nedeniyle, İstanbul Boğazı'ndaki en karmaşık batimetriye sahip olan bölgelerinden birini oluşturmaktadır (Şekil 9c). İstanbul Boğazı'nda ayrıca, daraldığı veya zig-zag yaptığı bölgelerde artan akıntı hızı ile aşınan ve boğazın genişlediği veya daha doğrusal bir yapı kazandığı bölgelerine doğru sürüklenerek bu alanlarda biriktirilen çökel istifleri mevcuttur. Bu tür alanlara ait en belirgin örnek, Çubuklu açıklarında boğaz vadisinin ani olarak iki katı kadar genişlediği bölgede yer alır (bkz. Şekil 8). Söz konusu çökel birikiminin; güneyde boğazın dar olduğu alanlarda yüksek hızlı güncel alt akıntının aşındırıp taşıdığı çökelleri, boğaz vadisinin aniden genişlemesi ile akıntı-



Şekil 5. (a) İstanbul Boğazı Marmara Denizi çıkışı ile Bebek arası gölgelendirilmiş yüzey haritası (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek), (b) İstanbul Boğazı Kabataş açıklarından bir sismik kesit (yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (c) blok diyagram.

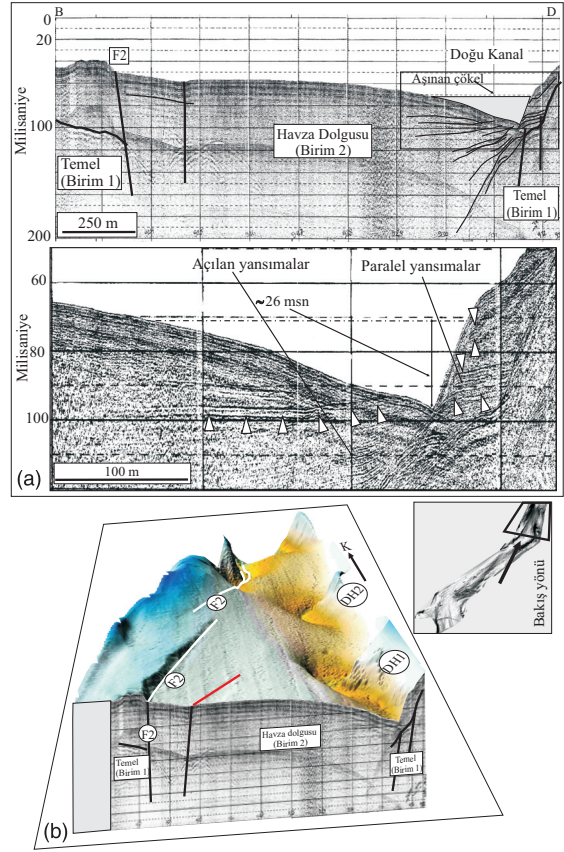
Figure 5. (a) Shaded relief map of the area between the Marmara Sea exit of the Strait of Istanbul and Bebek (modified from Gökaşan et al., 2005a), (b) a seismic profile from the Kabataş offshore (see Figure 4a for location), (c) block diagram.

nın yavaşlaması sonucu Çengelköy açıklarında biriktirmesi yolu ile olduğu düşünülmektedir. Boğazda sismik kesitlerde izlenebilen tek delta yapısı, Kandilli'nin kuzeyinden boğaza karışan Küçüksu-Göksu Dereleri tarafından geliştirilmiştir (Şekil 7b).

Deniz tabanı şekillenmesinde izleri aşınım ve birikim etkilerine göre çok daha zayıf ve bölgesel olarak izlenen bir başka faktör de tektonik etkilerdir. İstanbul Boğazı içerisinde fayların etkisi daha önceki çalışmalarda ayrıntılı olarak ele alınmıştır (Uluğ vd., 1987; Alavi vd., 1989; Yılmaz ve Sakinç, 1990; Oktay ve Sakinç, 1991 ve 1993; Yıldırım vd., 1992; Gökaşan 1998 ve 2000; Gökaşan vd., 1997 ve 2005a; Oktay vd., 1998 ve 2002; Demirbağ vd., 1999). Bu çalışmanın konusu deniz tabanının şekillenmesini denetleyen etkenlerin incelenmesi olduğundan, fayların varlığı ile ilgili sonuçların tekrarlanması yerine, söz konusu fayların deniz tabanında yer alan çizgiselliklerle olan ilişkisi ele alınmıştır. İstanbul Boğazı'nda alınmış olan çok-ışınlı batimetrik veride izlenen ve deniz tabanındaki morfolojik çizgisellikler olarak yorumlanan yapılarla, sismik kesitlerde fay olarak yorumlanan deformasyon zonları arasındaki ilişki bu fayların deniz tabanı üzerindeki etkileri olarak yorumlanmıştır (F1-5; bkz. Şekil 5, 6, 7, 8, 10). Buna göre, İstanbul Boğazı'nın KD-GB uzanımlı en güneydeki doğrusal parçasının doğu kıyısını kontrol ettiği ve etkisi sismik kesitlerde genç boğaz çökelleri üzerinde de izlenen fayın, aynı kıyıda deniz tabanında belirlenen çizgiselliği de kontrol ettiği düşünülmektedir (bkz. Şekil 5). Benzer şekilde, Boğazın K-G yönüne döndüğü Çengelköy açıklarında ise, boğazın batı kıyısının açığında KKD-GGB uzanımlı ve deniz tabanında önemli bir basamaklanma yaratmış olan çizgiselliğin de, yine bu alanda sismik kesitlerde izlenen bir fayın deniz tabanındaki izi olduğu sonucuna varılmıştır (bkz. Şekil 6). Sismik kesitlerde belirlenen faylarla bunların deniz tabanındaki izleri olduğu düşünülen çizgiselliklerin boğaz boyunca birbirleri ile keşiştiği alanlar boğazın kuzeydeki bölümünde de devam etmektedir. Bu ilişki ayrıca kendini, Bebek-Kandilli arasında boğazın zig-zag yapı kazandığı bölgede (bkz. Şekil 7), Çengelköy açıklarında boğaz kanalının aniden iki katı kadar genişlediği hat üzerinde (bkz. Şekil 8) ve Karadeniz çıkışında boğaz tabanının oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğu alanda (bkz. Şekil 10) boğaz şekillenmesinde izlenen anomaliler boyunca belirgin bir biçimde göstermektedir.

İstanbul Boğazı Deniz Tabanında Aşınım İzleri

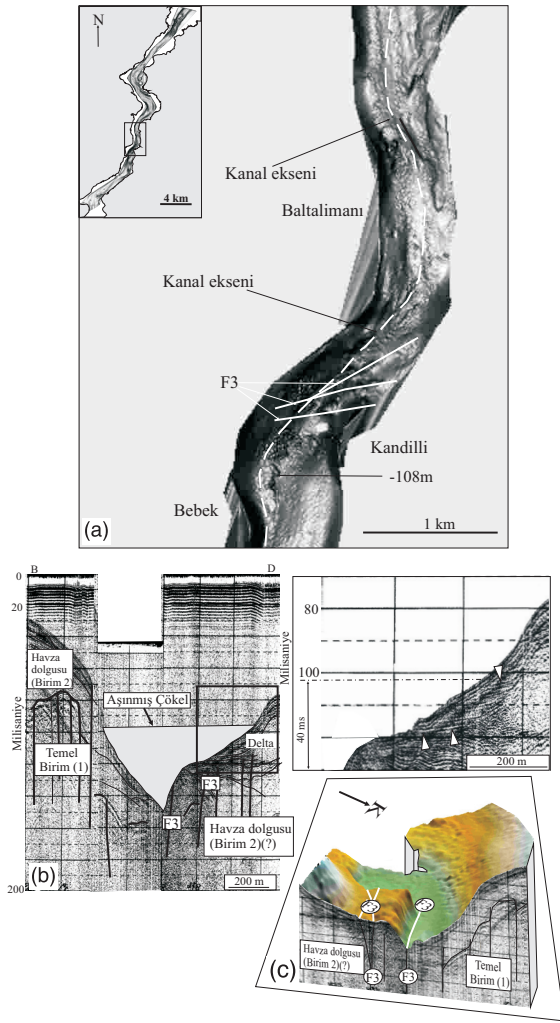
İstanbul Boğazı birimlerinden üstte yer alan ve havza dolgusu olarak tanımlanan istifin, sismik kesitlerde yer yer açılan-ışınsal bir iç yansıma-yaya sahip olması, havzanın ilk aşamada alüvyal yelpazelerin oluşturduğu bir çökel birikimi ile doldurulmaya başlamış olabileceğini işaret eder (bkz. Şekil 6a, ayrıntılı kesit). Bununla birlikte, havza dolgusunda paralel iç yansıma-yaya sahip daha genç üyelerini varlığı, boğaz evriminin ileri aşamalarında vadinin düşük enerjili ortam haline gelmiş olduğunu gösterir (bkz. Şekil 6a ve 9a-b). İstanbul Boğazı boyunca gerçekleşen son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı ile boğazın yüksek enerjili ortam haline gelmesine değin geçen bu dönem, daha önce yapılan çalışmalarda bir lagün, göl veya körfezin boğazda hakim olduğu dönem olarak yorumlanmıştır (Gökaşan vd., 1997; Oktay vd. 1998; Demirbağ vd., 1999; Algan vd., 2001; Kerey vd., 2004). Boğaz boyunca son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının gerçekleşmesi ve bunun ardından kurulan iki tabakalı su sisteminin oluşturduğu yüksek enerjili ortam ile boğaz, evriminin son aşamasında yeniden aşınma ortamı haline gelmiştir. İstanbul Boğazı'nın yüksek enerjili bir ortam haline gelmesinin ardından, havza dolgusunun paralel iç yansımaları üst bölümündeki çökellerin aşınmaya uğramış olduğu görülmektedir (Gökaşan vd., 2005a). Söz konusu aşınmanın, boğaz vadisi boyunca etkisinin hesaplanabilmesi için her bir kesit üzerinde, aşınmaya uğramış olan en sığ tabaka ile bu işlem sonucunda oluşan iç kanalın en derin noktası arasındaki fark dikkate alınmıştır. Sismik kesitlerde aşınmaya uğrayan en sığ tabakaların 40 msn ile 100 msn arasındaki derinliklerde yer almış olduğu belirlenmiştir (Gökaşan vd., 2005a). Sonuçta ortalama 55 msn (41 m) olarak belirlenen bu derinlik, İstanbul Boğazı içerisindeki aşınım öncesi deniz tabanı ortalama derinliği olarak alınmıştır. Söz konusu derinlik ile boğazda günümüzde izlenen iç kanalın en derin noktası arasındaki hacmin ise, aşınma etkisi ile havza dolgusundan taşınan çökel miktarı olduğu kabul edilmiştir (bkz. Şekil 6a, 7b, 9a-b, 10b). Buna göre, boğaz boyunca aşınan çökel miktarı kabaca 2×10^8 m³ olarak hesaplanmıştır (Gökaşan vd., 2005a). Sismik kesitler üzerinde belirlenen yatay tabakalı genç çökeller üzerinde bu aşınmanın izleri ile, batimetrik veri üzerinde



Şekil 6. (a) Çengelköy açıklarından bir sismik kesit (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (b) blok diyagramı.

Figure 6. (a) A seismic profile from the Çengelköy offshore (modified from the Gökaşan et al., 2005a; see Figure 4a for location), (b) block diagram.

boğaz tabanında izlenen iç kanalın belirgin bir biçimde çakışmakta olduğu belirlenmiştir. İç kanalın boğaz tabanında gözlemlendiği en güneydeki bölgeden alınmış olan sismik kesitlerde doğuda yer alan kanalın ağırlıklı olarak aşınma süreçleriyle geliştiği, bu alandaki yatay tabakalı çökellerin kanal boyunca 12 ms (9 m) derinliğine kadar aşındırılmış olması ile açıkça izlenebilmektedir. Buradan kuzeye doğru ilerlendiğinde ise, K-G yönüne dönen İstanbul Boğazı'nın doğu kıyısı boyunca izlenen asimetrik bir "V" şekilli vadinin de 26 ms'ye (20 m) varan bir aşınmanın etkisi altında gelişmiş olduğu gözlenir (bkz. Şekil 6a ayrıntılı kesit). Boğaz çökelleri üzerinde aşınma etkisi, boğaz vadisinin derinleşmesine paralel olarak artar ve Bebek-Kandilli arasındaki boğazın en derin bölgesinde aşınma etkisinin de sis-



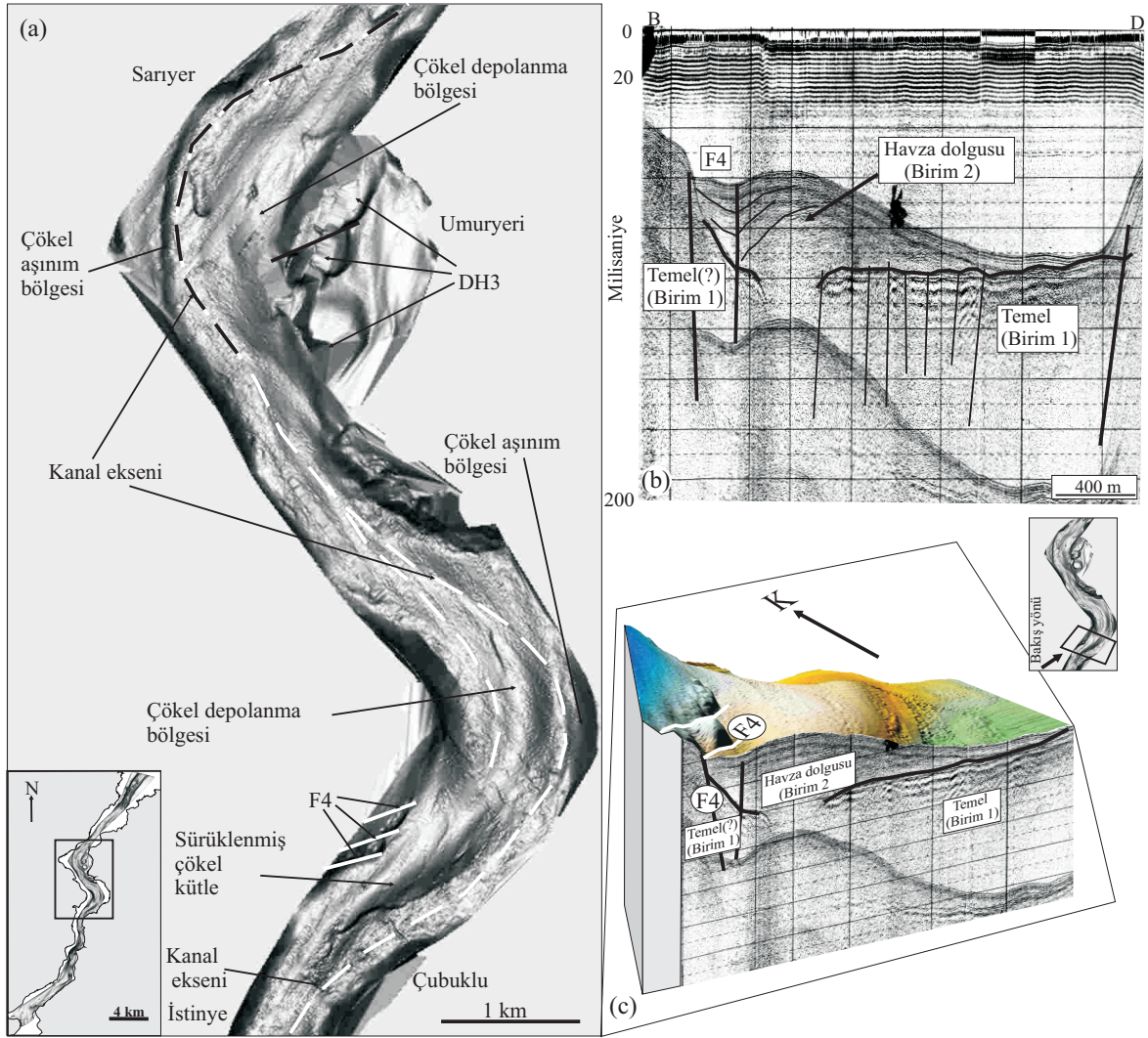
Şekil 7. (a) Bebek ile Çubuklu arası gölgelendirilmiş yüzey görüntüsü (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek), (b) Bebek ile Kandilli arasından bir sismik kesit (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (c) blok diyagram.

Figure 7. (a) Shaded relief map of the area between Bebek and Çubuklu (modified from Gökaşan et al., 2005a), (b) a seismic profile between Bebek and Kandilli (modified from Gökaşan et al., 2005a, see Figure 4a for location), (c) block diagram.

mik kesitlerde 40 ms'ye (30 m) kadar yükselmiş olduğu gözlenir (Şekil 7b ayrıntılı kesit). Boğazdaki bir diğer zig-zag şekillenme ise, daha büyük ölçekte ve çok daha geniş menderesli yapı ile Çubuklu-Sarıyer arasındaki geniş kanal boyunca ortaya çıkar (bkz. Şekil 3, 8a). Çubuklu-Sarıyer arasında boğazın geniş menderesler yaptığı bu bölgede mendereslerin içbükey bölümlerinde

aşınma miktarının 40 ms'ye (30 m) kadar ulaştığı görülür (Şekil 9a-b). Sarıyer'in kuzeyinde boğaz tabanında gözlenen kısa kanyonların (bkz. Şekil 10a), sismik kesitlerde Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı temel birimlere ait sırtın üzerindeki aşınma izleri olduğu düşünülmektedir (bkz. Şekil 3a: temel paleo-topografyası). Boğazın Sarıyer kuzeyinde kalan bölümünde de sismik kesitlerde paralel yansımali çökeller üzerinde aşınma etkisi açıkça gözlenmektedir. Bu alanda sismik kesitlerde izlenebilen aşınım derinliği 45 ms'ye (34 m) kadar çıkmaktadır (bkz. Şekil 10b ayrıntılı kesit). İstanbul Boğazı'nın, Karadeniz şelfi üzerindeki devamında alınmış olan sismik kesitlerde de boğaz çökelleri üzerindeki aşınma izleri görülür. Bununla birlikte şelfin dış kenarına doğru ilerlendiğinde şelf üzerindeki aşınma izleri de boğaz kanalı gibi kaybolur. Bu alandaki bir sismik kesit üzerinde, İstanbul Boğazı boyunca paralel iç yansımali boğaz çökellerini kesen aşınım yüzeyinin, güncel bir çököl istif tarafından örtülmüş olduğu görülmektedir (Şekil 11c). İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi kuzey şelfi üzerindeki kanyonunun ise, boğaz boyunca gözlenen aşındırıcı faktörler yerine, bir deltaya ve sığ deniz ortamına ait çökölme ve tektonik faktörlerin kontrolünde şekillenmiş olduğu görülmektedir (Şekil 12).

Sismik kesitler üzerinde, boğaz çökellerinin yatay tabakalı üst bölümünü etkileyen aşınma miktarı güneyde, Kabataş-Üsküdar arasında yaklaşık 9 m'den, kuzeyde boğazın Karadeniz çıkışında 34 m'ye ulaşır. Bu değerler boğazdaki iç kanalın kuzeye doğru derinleşmiş olduğunu göstermektedir (Şekil 13). Boğaz çok ışınli batimetri verisinde yaklaşık olarak iç kanalın morfolojisini yansıtan 50 m derinlik eğrisinin (bkz. Şekil 4c) kuzeye doğru gelişen bir vadiye ait morfolojiyi yansıtıyor olması, iç kanalın kuzeye doğru gelişmiş olduğu görüşünü destekler niteliktedir. Sonuçta sismik ve batimetrik veriler, İstanbul Boğazı içerisinde son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının kurulmasıyla birlikte gelişen ve bir iç kanal oluşturan aşınım etkisinin, boğazın güneyinden kuzeyine (Marmara'dan Karadeniz'e) doğru olan bir akıştan kaynaklanması gerektiğine işaret etmektedir. Söz konusu kanalın gelişiminde; Kabataş-Üsküdar arasında deniz tabanındaki sedimanter eşik, erozyonu oluşturan kuzey yönlü akışa neden olan yüksek alanı oluşturduğu düşünülmektedir. Bunun dışında, boğazın kuzey bölümünde yer alan Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı temeldeki



Şekil 8. (a) Çubuklu ile Sarıyer arasındaki gölgelendirilmiş yüzey görüntüsü (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek), (b) Çubuklu açıklarından bir sismik kesit (yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (c) blok diyagramı.

Figure 8. (a) Shaded relief map of the area between Çubuklu and Sarıyer (modified from Gökaşan et al., 2005a), (b) a seismic profile from Çubuklu offshore (see Figure 4a for location), (c) block diagram.

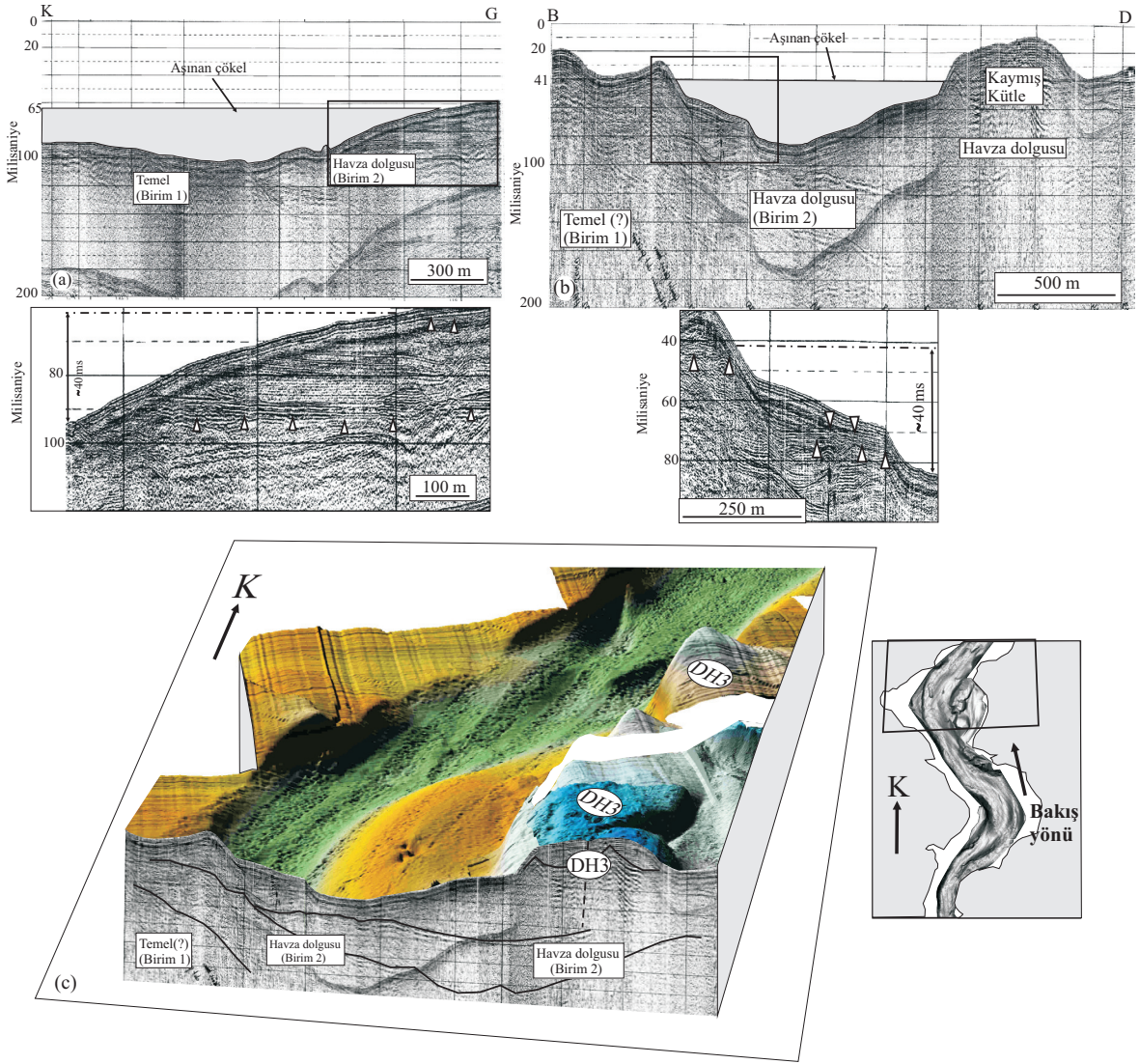
gömülü eşiğin ise, havza dolgusunun önünde bir set oluşturarak, bu istifin aşınım etkisi ile tamamının boğazdan taşınmasını engelleyici bir rol oynamış olması mümkündür.

TARTIŞMA

Istanbul Boğazı Deniz Tabanı Morfolojisini Denetleyen Etkenlerin Değerlendirilmesi

Sismik ve batimetrik veriler, boğaz tabanının günümüzdeki morfolojisini denetleyen etkenlerin

başında Marmara'dan Karadeniz'e doğru gerçekleşen alt akıntı sisteminin geldiğini göstermektedir. İstanbul Boğazı'nın, genel olarak bu iki deniz arasında dar bir kanal niteliğinde olmasından dolayı, bugünkü kanal yapısını kazanmış olduğu dönemden bu yana çoğunlukla yüksek enerjili bir ortam niteliğine sahip olması gerekir. Boğaz deniz seviyesinin düşük olduğu buzul dönemlerinde bir akarsu vadisi işlevi görmüştür. Deniz seviyesinin yükseldiği buzul arası dönemlerde ise, söz konusu iki denizi bağlayan bir kanal niteliğine bürünmüş olmalıdır. Günümüzde boğaz ta-

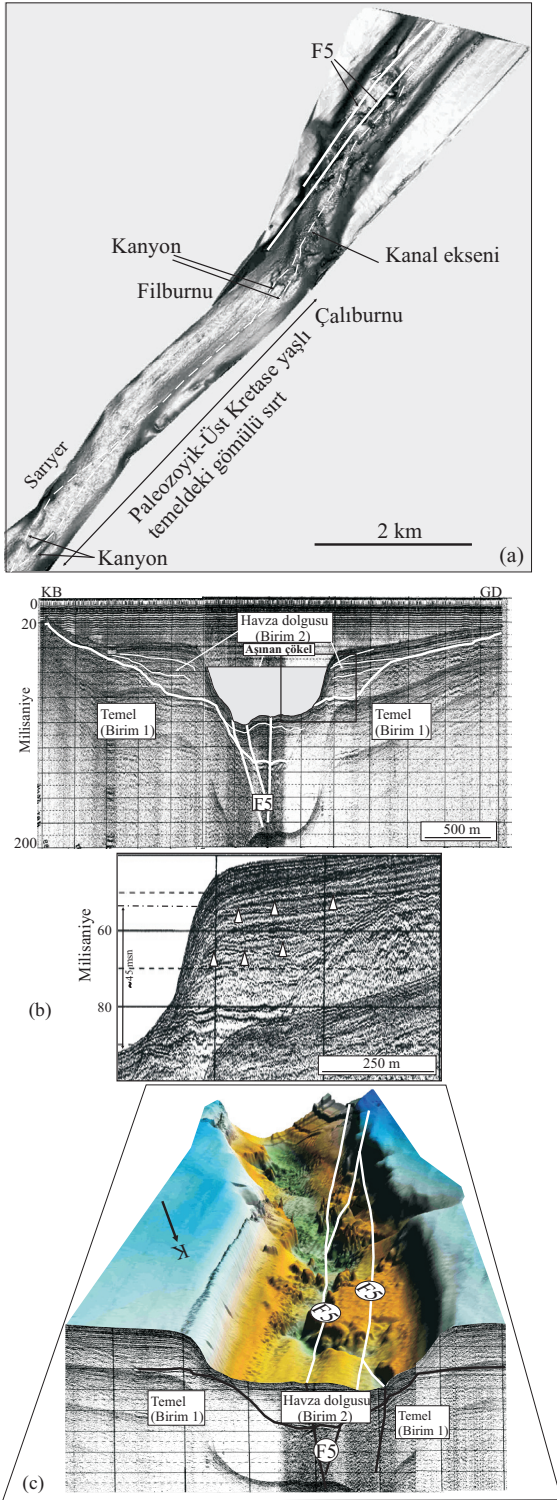


Şekil 9. (a-b) Beykoz ve Büyükdere açıklarından sismik kesitler (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (c) blok diyagramı.

Figure 9. (a-b) Seismic profiles from offshore Beykoz and offshore Büyükdere (modified from Gökaşan et al., 2005a, see Figure 4a for location), (c) block diagram.

banında izlenen kanal son buzullaşmayı izleyen dönemde gelişmiştir. Batimetrik ve sismik veriler, söz konusu erozyonel iç kanalın oldukça genç olduğuna işaret etmektedir. Kanalın son Akdeniz-Karadeniz bağlantısı sırasında veya sonrasında boğazda yaklaşık 4-5 bin yıldır hüküm süren akıntı sistemi tarafından geliştirilmiş olması gerekir. Günümüzde Karadeniz'e doğru akan alt akıntı, iç kanalı oluşturan akıntı yönü ile uyumludur. Bu uyum kendisini, boğazın en derin yeri olan Bebek-Kandilli arasında ve akıntı hızının da en yüksek değerlere çıkması ile göstermektedir. Bununla birlikte, söz konusu akıntı hızının

Bebek-Kandilli hattının kuzeyinde azalması ve buna paralel olarak Çubuklu açıklarında boğazın genişlediği hattın kuzeyinde çökel birimlerinin de izlenmesi, akıntı etkisinin kuzeye doğru azaldığını gösterir. Bu durum, kuzeye doğru etkisi giderek artan bir aşınmanın eseri olan iç kanalın morfolojisi ile çelişmektedir. Benzer şekilde, Beykoz-Tarayba arasındaki sondajlarda aşınmalı bir uyumsuzluğun üzerinde yer alan 22 m kalınlığında genç çökel istifin, boğazdaki akıntı sisteminin gelişimi ile yaşıt olduğunu göstermektedir (Meriç vd., 1998; Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Kerey vd., 2004). Bu durum, alt akıntının hakim

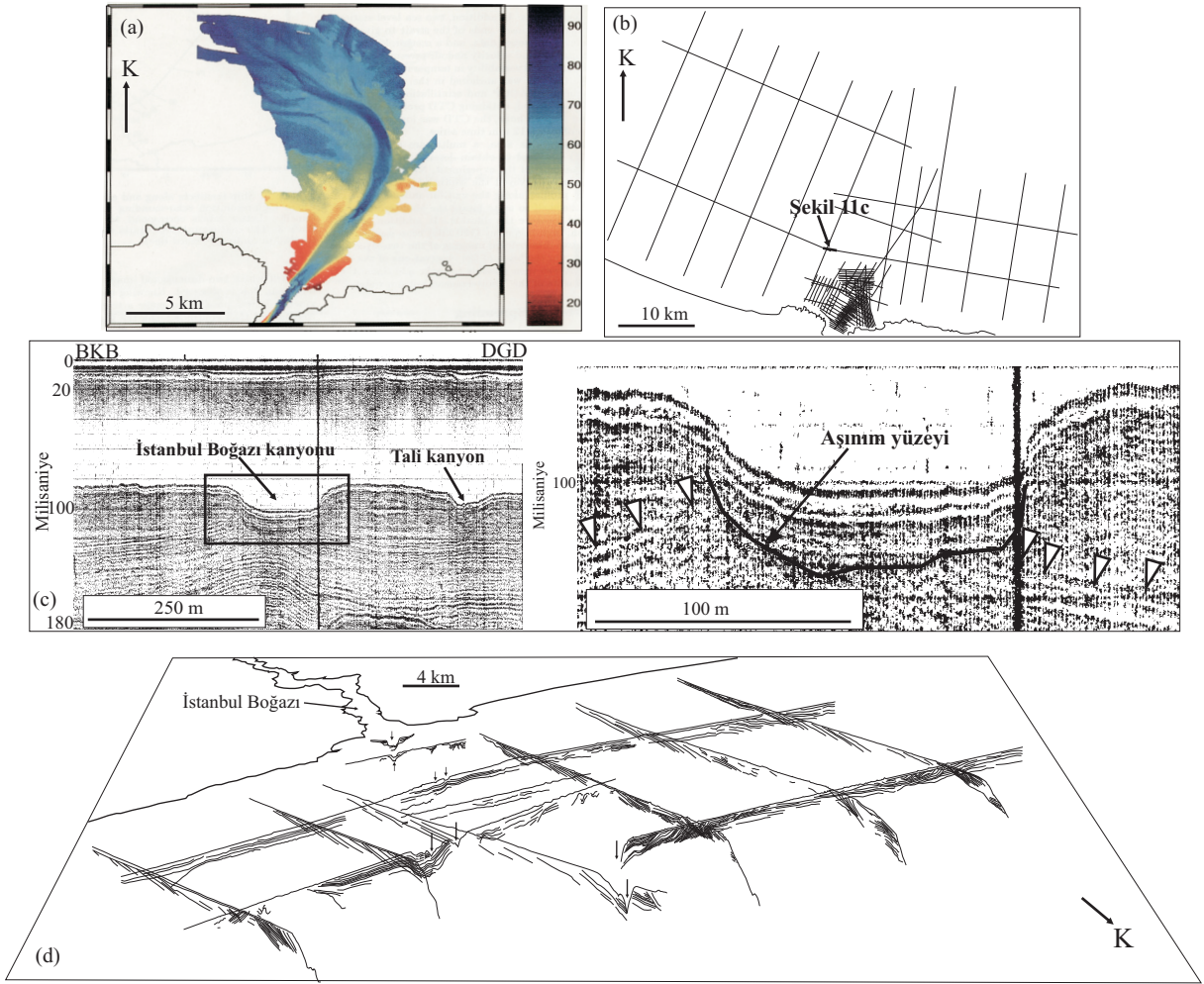


Şekil 10. (a) Sarıyer ile Karadeniz çıkışı arasının gölgelendirilmiş yüzey görüntüsü ve (b) Karadeniz çıkışından bir sismik kesit (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için Şekil 4a'ya bakınız), (c) blok diyagram.

Figure 10. (a) Shaded relief map of the area between Sarıyer and the Black Sea exit of the Strait of Istanbul (modified from Gökaşan et al., 2005a), (b) a seismic profile from the Black Sea exit of the Strait of Istanbul (modified from Gökaşan et al., 2005a; see Figure 4a for location), (c) block diagram.

olduğu dönemlerde bu alanda da aşınmanın değil, tersine çökel birikiminin meydana gelmiş olduğunu göstermektedir. Bunun en kuzeydeki örneği ise, boğazın Karadeniz şelfi üzerindeki kanyonu kesen sismik kesitler üzerinde gözlenir. Bu alandan alınmış sismik kesitlerde, boğaz boyunca izlenen aşınım yüzeyinin daha genç çökeller tarafından örtülmüş olduğunun belirlenmesi, aşınmalı iç kanalın günümüzdeki alt akıntının eseri olmadığını göstermektedir. Bu veriler, boğazdaki güncel alt akıntının boğaz tabanında yukarıda değinilen benzeri bazı bölgelerde aşındırıcı ve taşıyıcı etkisi olsa da, bu akıntıyla eşzamanlı çökellerin boğazda yer yer aşınım yüzeyini örtmüş olmasından dolayı, boğazın tamamında izlenen kanalı oluşturabilecek düzeyde güçlü ve sürekli bir akıntı oluşturamadığına işaret etmektedir. Bu durumda söz konusu kanalı oluşturan akıntı sisteminin güncel alt akıntıdan daha eski ve daha güçlü olması gerekir. Kerey vd. (2004) tarafından sondaj verilerinden belirlenen aşınım yüzeyinin Akdeniz kökenli formları içeren 5300 yıllık çökeller tarafından üzerlenmiş ve boğazın tabanında gözlenen iç kanalın yönünün güneyden kuzeye doğru bir akıntı ile gelişmesi gerektiği sonucuna varılmış olması, söz konusu aşınımın Akdeniz kökenli suların boğaz boyunca Karadeniz'e geçişi sırasında gelişmesi gerektiği sonucunu doğurmaktadır. Bu durumda, son su bağlantısı sırasındaki akıntı yönünün Marmara Denizi'nden Karadeniz'e doğru olması da gerekmektedir. Bu da söz konusu bağlantının Akdeniz sularının Karadeniz'i işgal etmesiyle gerçekleştiği sonucunu doğurmaktadır.

Boğaz'daki bu güçlü erozyonal süreçlerle gelişen kanal yapısı dışında, deniz tabanında boğazın şekillenmesinde etkili olduğu düşünülen faylardan bazılarına ilişkin bulgulara da rastlanılmaktadır. Bu izler, aktif fayların deniz tabanındaki doğrudan etkilerin veya daha eski gömülü faylara ait yapıların akıntı tarafından işlenerek yeniden yüzeye çıkartılmaları sonucu gelişmiş olabilirler. Bu görüşlerden hangisinin doğru olduğu, ileride daha yoğun veri ile incelenmesi gereken bir sorun olsa da, bu durum boğazın evriminde fay aktivitesinin varlığı düşüncesini değiştirmez.

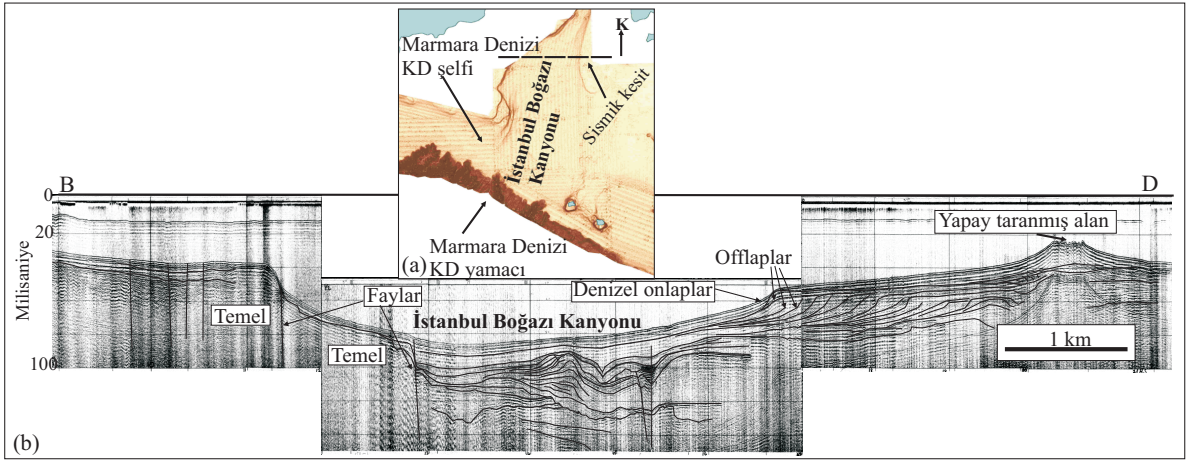


Şekil 11. (a) İstanbul Boğazı'nın Karadeniz şelfi üzerindeki kanyonunun çok-ışınli batimetri haritası (Di Iorio ve Yüce, 1999), (b) Karadeniz şelfi sismik profil haritası, (c) İstanbul Boğazı Karadeniz şelfi üzerindeki kanyondan alınmış bir sismik kesit (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için şekil 11b'ye bakınız) ve (d) Karadeniz şelfinin birleşik sismik görüntüsü (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek).

Figure 11. (a) Multi-beam bathymetry map of the Strait of Istanbul Canyon on the Black Sea shelf (Di Iorio and Yüce, 1999), (b) Map of seismic profiles from the Black Sea shelf (modified from Gökaşan et al., 2005a; see Figure 11b for location), (c) Seismic profile from the Strait of Istanbul Canyon on the Black Sea shelf (modified from Gökaşan et al., 2005a; see Figure 11b for location), (d) Seismic projection of the Black Sea shelf (modified from Gökaşan et al., 2005a).

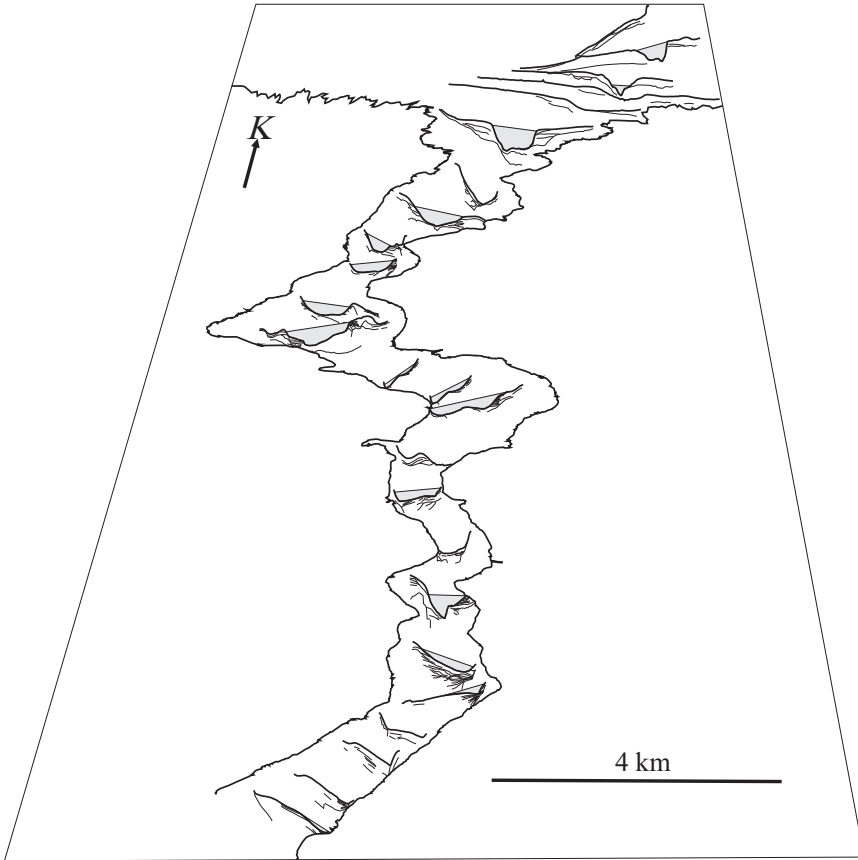
İstanbul Boğazı tabanının şekillenmesi üzerinde etkili olan bir diğer etken depolanma süreçleridir. Ancak, yukarıda da tartışıldığı gibi, boğazın evriminde günümüzdeki oşinografik koşulların olduğu dönem içerisinde alt akıntı sistemi sınırlı alanlarda çökel depolanmasına izin vermiştir. Özellikle Marmara Denizi ve Karadeniz gibi derinlikleri 1000 m'den fazla iki havzanın arasındaki yaklaşık 50 m derinliği ile sığ bir eşik konumunda olan İstanbul Boğazı içerisine dışarıdan deniz yolu ile taşınabilecek malzeme sınırlı olmalıdır. Bu ince malzemenin de boğazın

içerisine girmesiyle hızı birkaç kat artan akıntı nedeniyle boğazdaki bazı koylar dışında çökmesi mümkün değildir. Bu durumda boğazdaki çökmenin iki kaynağı olabilir. Bunlardan birincisi, karadan akarsularla taşınan ve kıyı erozyonu ile sağlanan çökellerdir. Boğaz tabanındaki çökellerin ikinci kaynağı ise, daha önce boğaz kanalı içerisinde birikmiş olan çökellerin, kazınarak aşındırılması ve sürüklenerek akıntı etkisinin göreceli olarak zayıfladığı yerlerde depolanmasıdır. Bu işlem, boğazdaki çökel istifin hacmini arttırmaktan çok onun yerini değiştiren bir etki



Şekil 12. (a) İstanbul Boğazı, Marmara şelfi üzerindeki kanyon ve çevresinin çok-ışınlı batimetrisi ve (b) Boğaz kanyonundan alınmış bir sismik kesit (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek; yerbulduru için Şekil 12'a bakınız).

Figure 12. (a) Multi-beam bathymetry map of the Strait of İstanbul Canyon on the Marmara Sea shelf (modified from Gökaşan et al., 2005a), (b) a seismic profile from the canyon (modified from Gökaşan et al., 2005a; see Figure 12a for location).



Şekil 13. İstanbul Boğazı sismik kesitlerinin birleşik görüntüsü (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek).

Figure 13. Seismic projection of the Strait of Istanbul (modified from Gökaşan et al., 2005a).

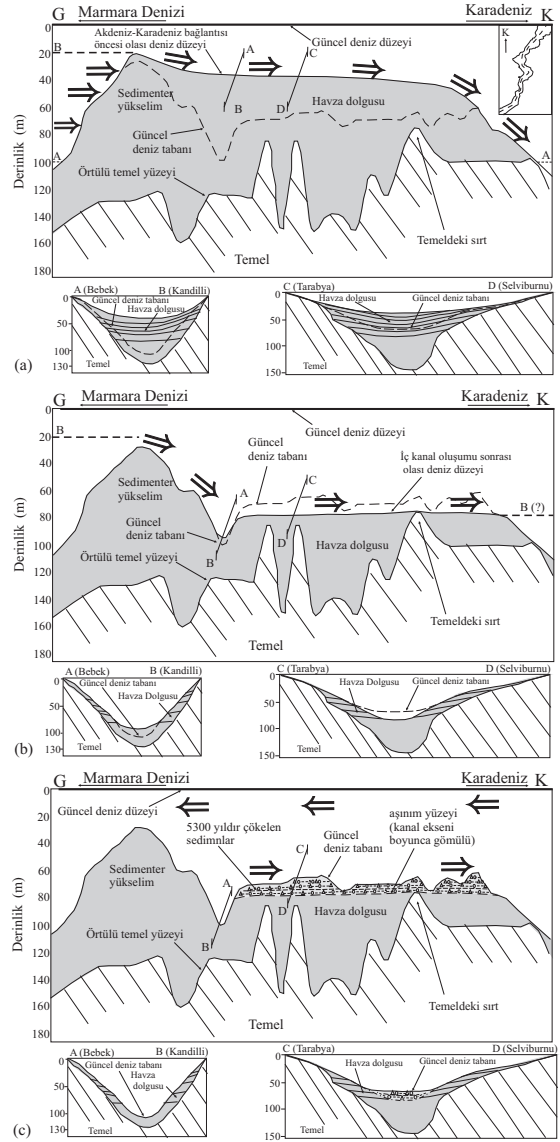
yaratmaktadır. İstanbul Boğazı içerisindeki yüksek hızlı akıntı nedeniyle, Küçüksu-Göksu nehirleri dışında boğaza katılan akarsuların ağzında dikkate değer bir delta gelişimi görülememektedir. Bununla birlikte, boğaz tabanında kıyılarıdaki heyelanlara ait topuklar ve sürüklenmeden kaynaklanan çökel yığılımları oldukça belirgin olarak izlenmektedir.

SONUÇLAR

İstanbul Boğazı içerisinde, bu çalışma da dahil olmak üzere, son dönemlerde yapılan sismik, sedimentolojik ve çok ışınli batimetrik incelemeler, boğaz tabanının şekillenmesindeki en önemli etkenin aşınma olduğunu göstermektedir. Söz konusu etkinin son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı sırasında, Akdeniz kökenli suların Karadeniz'e doğru geçişi ile boğaz tabanında yaygın şekilde izlenen iç kanalı geliştirmiş olduğu ve bunun ardından oluşan iki tabakalı akıntı sisteminin ise, bölgesel olarak yarattığı aşındırıcı ve biriktirici etkisi ile boğaz tabanına günümüz şeklini kazandırdığı sonucuna varılmıştır. Boğaz evriminin son aşamasında birbiri üzerine gelişmiş olan bu iki aşınım etkisinin dışında, boğaz tabanı şekillenmesinde ayrıca faylanma ve kitle hareketlerinin de değişen düzeylerde etkileri bulunmaktadır.

Boğaz taban morfolojisinde önemli bir yeri bulunan iç kanalın evrimi ve buna bağlı olarak Akdeniz ile Karadeniz arasındaki bağlantının aşamaları, elde edilen verilerin ışığında aşağıdaki gibi modellenmiştir.

Sismik ve batimetrik verilerin değerlendirilmesi sonucu, İstanbul Boğazı boyunca deniz tabanında izlenen iç kanalın son buzul dönemi sonrası Karadeniz'e doğru taşan Akdeniz kökenli sular tarafından oluşturulmuş olduğu sonucuna varılmıştır. Bu sonucun evrelerini açıklayan bir model oluşturulmak istendiğinde ise, bu modelin başlangıç koşulları olarak son buzul dönemi sırasındaki ortamın dikkate alınması uygundur. Son buzul dönemi sırasında Marmara Denizi'nin su düzeyi, bu alanda yapılan çalışmaların ışığında yaklaşık olarak -85 m ile -100 m arasında olmalıdır (Smith vd., 1995; Çağatay vd., 2003). Bu dönemde Karadeniz'in su düzeyinin ise, günümüz deniz düzeyinin yaklaşık 105-110 m (Demirbağ vd., 1999; Görür vd. 2001; Algan vd., 2002) veya daha fazla (Ryan vd., 1997) altında olduğu iddia edilmektedir (Şekil 14a, "A" seviyesi). Mar-



Şekil 14. Son Akdeniz-Karadeniz bağlantısının ve boğaz kanalındaki aşınmanın gelişim aşamalarını gösteren evrim modeli (Gökaşan vd., 2005a'dan değiştirilerek).

Figure 14. Evolution model showing the stages of the latest water connection between the Black Sea and the Mediterranean Sea, and the erosion occurred along the Strait of Istanbul (modified from Gökaşan et al., 2005a).

mara Denizi su düzeyi, 12 bin yıl önce Akdeniz sularının bu alana girmesinin ardından (Çağatay vd., 2000) yükselerek boğazın güneyindeki sedimanter eşiğin seviyesine ulaşmıştır (Şekil 14a, "B" seviyesi). Bu aşamanın zamanı tam olarak bilinmemekle birlikte, Çağatay vd. (2003)'nin, İzmit Körfezi'nin doğu ucunda yer alan -38 m'deki eşiğin günümüzden yaklaşık 9000 yıl öncesine kadar yükselen deniz tarafından aşılamamış olduğunu belirlemiş olması, daha sığ olan boğaz eşiğine Akdeniz sularının ulaşmasının bu dönemin ardından gerçekleşmesi gerektiğini işaret eder. Deniz düzeyi, sedimanter eşiğin üst seviyesine gelinceye kadar herhangi bir akış gelişmeyeceği için, su bu düzeyi aşıncaya değin boğaz tabanında herhangi bir aşınım meydana gelmemiş olmalıdır. Bu nedenle, boğazın taban derinliği bu alanda aşınım henüz başlamadığından günümüzdeki derinliğine göre daha sığ olmalıdır (yaklaşık -41 m). Marmara Denizi'ndeki su derinliğinin, İstanbul Boğazı'nın güneyindeki eşiği geçmesi ile boğaz boyunca kuzeye doğru bir akış başlamış ve bu akışın oluşturduğu aşınım etkisi İstanbul Boğazı'ndaki çökellerin üst kısmını aşındırarak boğaz vadisi içerisinde bir iç kanalın gelişmesine neden olmuştur (Şekil 14b). Beykoz-Tarayba arasında Akdeniz kökenli formların yer aldığı 5300 yıllık istifin altında yer alan aşınım yüzeyinin (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Kerey vd., 2004) bu akış sırasında gelişmiş olması gerektiği düşünülmektedir (Şekil 14b). Evrimin sonraki aşamasında ise, Akdeniz sularının Karadeniz'in su düzeyini yükselterek boğaz seviyesine getirmesi sonucu akıntının etkisi azalmaya ve Beykoz-Tarayba arasındaki gömülü aşınım yüzeyi üzerindeki 5300 yıllık çökellerin tabanında yer alan iri taneli malzeme (Kerey vd., 2004) çökelmeye başlamış olmalıdır. Söz konusu istifin tane boyundaki incelmenin ise, Karadeniz'in su seviyesinin yükselmesinin "boğazdaki akıntının etkisini yitirmesi" sonucu meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Boğazda günümüzde iki tabakalı sistemin kurulmasının ardından gelişen alt akıntı ile yeniden ortaya çıkan günümüzdeki yüksek enerjili ortam, tane boyunun yeniden artmasına neden olarak istifin en üstünde yer alan iri taneli seviyenin çökmesine neden olduğu düşünülmektedir (Şekil 14c). Günümüz iki tabakalı akıntı sistemi ise boğaz tabanında yukarıda değinilen biriktirici etkisi dışında Bebek-Kandilli arasındaki gibi yüksek hıza sahip olduğu alanlarda deniz tabanı aşındı-

ılmaktadır. Böylece günümüzdeki alt akıntı, boğaz tabanında yaratmış olduğu aşınma ve çökeltme etkileri ile Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı sırasında gelişen iç kanalın üzerine günümüzde işleme devam etmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu Yürütücü Sekreterliğince Desteklenen 1766/21122001 numaralı projeden üretilmiştir. Bu çalışmada kullanılan veri, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'na bağlı araştırma gemilerince toplanmıştır. Yazarlar, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanı ve araştırma gemisi ekibine teşekkür ederler. Yazarlar ayrıca; makalenin hakemleri Sayın Ömer Emre ve Sayın Namık Çağatay ile Yerbilimleri Dergisi Baş Editörü Sayın Reşat Ulusay'a, göstermiş oldukları titiz inceleme ve yapıcı katkılarından dolayı teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Aksu, A. E., Hiscott, R. N., and Yaşar, D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153, 275-302.
- Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Yaşar, D., İşler, F. I., and Marsh, S., 2002. 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 yr. *Marine Geology*, 190 (1-2), 61-94.
- Alavi, S. N., Okyar, M., and Timur, K., 1989. Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: High resolution seismic profiling. *Marine Geology*, 89, 185-205.
- Algan, O., Çağatay, N., Tchepalyga, A., Ongan, D., Eastoe, C., and Gökaşan, E., 2001. Stratigraphy of the sediment infill in Bosphorus Strait: Water exchange between the Black and Mediterranean Seas during the last glacial Holocene. *Geo-Marine Letters*, 20 (4), 209-218.
- Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Alpar, B., Güneysu, C., Kırıcı, E., Demirel, S., Sarı, E., and Ongan, D., 2002. A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and submarine canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 22 (10), 1511-1527.

- Andrussow, N., 1900. Bosphorus und Dardanellen. *Annuaire Geologique et Mineralogique de la Russie*, 4, 3-10.
- Ballard, R. D., Coleman, D. F., and Rosenberg, G. D., 2000. Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 170, 253-261.
- Beşiktepe, Ş. T., Sur, H. I., Özsoy, E., Latif, M. A., Oğuz, T., and Ünlüata, A., 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34, 285-334.
- Cvijic, J., 1908. Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. *Petermans Mitteilungen Ergänzungsheft*, I(162), Gotha.
- Çağatay, M. N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., and Kuşçu, İ., 2000. Last glacial-Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of the last connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology*, 167, 191-206.
- Darkot, B., 1938. Boğazların Menşei, Coğrafi Araştırmalar. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Enstitüsü Yayını, No: 4, 1-14.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F. Y., Şimşek, M., and Yüce, H., 1999. The last sea level changes in the Black Sea: Evidence from seismic data. *Marine Geology*, 157, 249-265.
- Di Iorio, D., and Yüce, H., 1999. Observations of Mediterranean flow into the Black Sea. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C2), 3091-3108.
- Elmas, A., 2003. Late Cenozoic tectonics and stratigraphy of northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolian Fault to the region. *International Journal of Earth Science*, 92, 380-396.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E., 1998. Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaterner'deki evrimi. *MTA Dergisi*, 120, 223-258.
- Ergin, M., Bodur, M. N., and Ediger, V., 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern of the Sea of Marmara: Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. *Marine Geology*, 96, 313-340.
- Eriç, S., 2000. Jeomorfoloji I. Der Yayınları, İstanbul.
- Eroskay, O. ve Kale, S., 1986. İstanbul Boğazı tüp tünel geçişi güzergahında jeoteknik bulgular. *Mühendislik Jeolojisi Bülteni*, 8, 2-7.
- Ertek, T. A., 1995. Kocaeli Yarımadası'nın kuzeydoğu kesiminin jeomorfolojisi. Çantay Kitapevi, İstanbul.
- Gökaşan, E., 1998. İstanbul Boğazı'nın Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi. Doktora Tezi İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü (yayımlanmamış).
- Gökaşan, E., 2000. Marmara Denizi'nin jeolojik özellikleri, Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografisi. E. Doğan ve A. Kurter (eds.), *Umur Matbaacılık*, İstanbul.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F. Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M., and Yüce, H., 1997. On the origin of the Bosphorus. *Marine Geology*, 140, 183-197.
- Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z. Y., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltrak, C., and Tok, B., 2002. Evidences of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea; a new approach to the 17 August 1999 Marmara Sea earthquake. *Geo-Marine Letters*, 21, 183-199.
- Gökaşan, E., Tur, H., Ecevitoglu, B., Görüm, T., Türker, A., Tok, B., Çağlak, F., Birkan, H., and Şimşek, M., 2005a. Evidence and implications of massive erosion along the Strait of İstanbul (Bosphorus). *Geo-Marine Letters*, 25, 324-342.
- Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A., and Şimşek, M., 2005b. Delta formation at the southern entrance of İstanbul Strait (Marmara Sea, Turkey): a new interpretation based on high-resolution seismic stratigraphy. *Geo-Marine Letters*, 25, 370-377.
- Görür, N., Çağatay, N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R., and Karlık, G., 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea at 7150 yr BP a myth? *Marine Geology*, 176, 65-73.
- Hiscot, R. N., Aksu, A. E., Yaşar, D., Kaminski, P.J., Mudie, V. E., Kostylev, J. C., MacDonald, F. I., İşler, F. I., and Lord, A. R., 2002. Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since 10 ka. *Marine Geology*, 190 (1-2), 333-356.
- Hochstatter, F., 1870. Die Geologischen Verhältnisse des Östlichen Teiles der Europäischen Türkei. *Jahrb. K. k. Geol. Reichsanstalt*, 20, 1. Abt, 365-461.
- Kaminsky, M. A., Aksu, A. E., Box, M., Hiscot, R. N., Yaşar, D., Filipescu, S., and 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. *Marine Geology*, 190 (1-2), 165-202.
- Kerey, İ. E., Meriç, E., Tunoğlu, C., Kelling, G., Brenner, R. L., and Doğan, A. U., 2004. Black Sea-Marmara Sea Quaternary connections:

- new data from the Bosphorus, İstanbul, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 277-295.
- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., and Hajdas, I., 2002. Constrains on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, 190, 19-34.
- Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakinç, M., Gülen, D. ve İnal, A., 1991a. Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi. *Yerbilimleri / Geosound Seri-A*, 8 (1), 93-100.
- Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakinç, M., Gülen, D., Ediger, V. S., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991b. Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi. *Yerbilimleri / Geosound Seri A*, C 8 (1), 83-91.
- Meriç, E., Kerey, E., Aşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 1998. İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. *Sualtı ve Bilim Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı, İstanbul Üniversitesi İstanbul Tıp Fakültesi, İstanbul*.
- Meriç, E., Kerey, İ. E., Aşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 2000. Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43 (1), 73-118.
- Oğuz, T., Özsoy, E., Latif, M. A., Sur, H. İ., and Ünlüata, Ü., 1990. Modelling of hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 20 (7), 945-965.
- Oktay, F. Y., and Sakinç, M., 1991. The Late Quaternary tectonics of the İstanbul Graben and the origin of the Bosphorus. *Terra Abstracts*, 3,1, 351.
- Oktay, F. Y. ve Sakinç, M., 1993. Geç Kuvaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler. *Türkiye Kuvaterneri Çalışmayı Bildiri Özleri*, 69-72.
- Oktay, F. Y., Sakinç, M., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Gökaşan, E., Yılmaz, B., Kurt, H., İmren, C., Algan, O., Alpar, B., Yüce, H., Eryılmaz, M., Şimşek, M. ve Özturan, M., 1998. Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi kuzey kesiminin Kuvaterner'deki oluşumu ve evrimi. *TUBİTAK-DEBAG/102 Final Raporu, (yayımlanmamış)*.
- Oktay, F. Y., Gökaşan, E., Sakinç, M., Yalıtırak, C., İmren, C., and Demirbağ, E., 2002. The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between Black Sea and Sea of Marmara. *Marine Geology* 190 (1-2), 367-382.
- Özsoy, E., Latif, M. A., Sur, H. İ., and Goryachkin, Y., 1996. A review of the exchange flow regimes and mixing in the Bosphorus Straits. *Bulletin de l'Institut Oceanographique on the Dynamics of the Mediterranean Straits*, F. Briand (ed.), 17, 187-204.
- Özsoy, E., Di Iorio, D., Gregg, M. C., and Backhaus, J. O., 2001. Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea continental shelf: observations and a model of the dense water outflow. *Journal of Marine Systems*, 31, 99-135.
- Pamir, H. N., 1938. İstanbul Boğazı'nın teşekkülü meselesi. *MTA Dergisi*, 3-4, 61-69.
- Penck, W., 1919. *Grundzüge der Geologie des Bosphorus*, Veröffentlich. d. Institutes f. Meereskunde Berlin, N. F., Reihe A, 4, 72.
- Phillipson, A., 1898. Bosphorus und Hellespont. *Geogr. Zeitschr.*, 4, 16-26.
- Ryan, W. B. F., and Pitman, W. C., 1998. *Noah's Flood: The New Scientific Discoveries About the Event that Changed History*. Simon & Schuster, USA.
- Ryan, W. B. F., Pitman III, W. C., Major, C. D., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakinç, M., and Yüce, H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119-126.
- Ryan, W. B. F., Major, C. O., Lericolais, G., and Goldstein, S. L., 2003. Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annual Review Earth Planet*, 31, 525-554.
- Sholten, R., 1974. Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. *The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology*, D. A. Ross and Degens (eds.) Published by AAPG, Tulsa Oklahoma, USA.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F. Y., Yüce H., Alpar B., Başaran, H., Jackson, J. A., Kara, S., and 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*, 107, 923-936.
- Stanley, D. J., and Blanpied, C., 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 285, 537-541.
- Sur, H. İ., Altıok, H., Doğan, E., Sarıkaya, H., Öztürk, İ., and Eroğlu, V., 2001. Water exchange and mixing in the Bosphorus. *Proceedings of the Third Black Sea International Conference Environmental Protection Technologies for Coastal Areas*, Varna, Bulgaria, 86-87.
- Uluğ, A., Özel, E. ve Çiftçi, G., 1987. İstanbul Boğazı'nda sismik çalışmalar. *Jeofizik Dergisi*, 1 (2), 131-144.

- Ulyott, P. ve Ilgaz, O., 1946. The hydrography of the Bosphorus: An introduction. *Geology Review*, 36 (1), 44-60.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M. A., and Özsoy, E., 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits, In: L. J. Pratt (ed), *The physical oceanography of sea straits*. Kluwer Academic Publ., London, NATO Advanced study institutes series. Series C.
- von Hoff, K. E. A., 1822. *Geschichte der Durch Überlieferung Nachgewiesenen Natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche*, 105-144.
- Yalçınlar, İ., 1947. İstanbul Boğazı civarının vadileri hakkında. *Dil Tarih ve Coğrafya Fakültesi Dergisi*, VI-1, 69-72.
- Yıldırım, M., Özyayın, K. ve Erguvanlı, A., 1992. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in jeolojik yapısı ve jeoteknik özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği*, 40, 5-14.
- Yılmaz, Y. ve Sakıncı, M., 1990. İstanbul Boğazı'nın jeolojik gelişimi üzerine düşünceler. İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvarterner (Holosen) Dip Tortulları, Engin Meriç (ed.), İTÜ Vakfı Yayınları, 99-105.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A., Sefunç, A., and Özer, N., 2004. Major neotectonic features of eastern Marmara Region, Turkey: Development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39, 179-198.

