

Üst Kıta Yamacı Sediman Dalgaları, Kilikya-Adana Havzası, KD-Akdeniz

V.Ediger (1), A.F. Velegrakis (2) ve G.Evans (2)

(1) Orta Doğu Üniversitesi Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli/Mersin

(2) School of Ocean and Earth Science, University of Southampton Oceanography Centre,
Southampton, UK

ABSTRACT

A field of large subaqueous dunes, formed on fine-grained sediments, with an extent of approximately 55 km², occurs at the head of a submarine canyon of the Cilician-Adana Basin, in water depths of between 210 to 280 m. There are several generations of such bedforms within the sedimentary sequence, with the larger bedforms (up to 40 m high and 1.8 km long) found within the deeper layers. These features appear to migrate up-slope, with the migration direction being more or less consistent within the sedimentary sequence (from 250 to 350 m below the seabed); this consistency indicates a similar formation mechanism for a considerable time interval. The presence of large dunes indicates that the sedimentation patterns in this area are controlled not only by the general cyclonic flow and secondary flows induced by fresh/sea water interactions and wind-current reversals, but also by canyon currents generated by complex flow-topography interactions.

ÖZET

210 ve 280 metre derinlikler arasında ve Kilikya-Adana baseninde yer alan denizaltı kanyonunun üst kısmında yer alan ince taneli sediman tepeleri yaklaşık 55 km² lik bir alan kaplamaktadır. Çok farklı boyutlara sahip olan sediman tepelerinin en büyük boyutlarında olanları, sediman kolonunun en altında ve derin kısımlarda gözlenmiştir (ortalama 40m dalga yüksekliği ve 1.8km dalga boyuna sahiptir). 250 ve 350 metre kalınlığında olan toplam sedimentasyon içindeki sediman dalgaları, zamana bağlı olarak eğim yukarı doğru hareket etmektedirler. Çalışma alanındaki büyük boyutlu sediman dalgalarının varlığı, sadece temel siklonik Akdeniz akıntı, tatlı ve deniz sularının etkileşimlerinin yarattığı ve rüzgar etkisiyle terslenmiş olan akıntı sistemleri tarafından değil aynı zamanda bu bölgede meydana gelebilecek olan eğim boyu akıntıları tarafından kontrol edildiği sonucunu vermektedir.

GİRİŞ

1960'lı yıllara kadar, kıta sahanlığı depolanmalarının nedeni olarak, deniz tabanı sedimentasyonları ve kütleye bağlı akma/kayma olayları olduğuna yaygın olarak inanılmaktaydı (Heezen ve diğ., 1966). Daha sonraları ise, kıta sahanlığının eş derinlik eğrilerine paralel veya dik olarak akan farklı akıntı (Huthnance, 1981; 1989) rejimlerinin kıta sahanlıklarındaki sediman depolanmalarının iç yapılarını, tane çeşitliliklerini ve fasiyes türlerini belirlediklerine inanılmıştır (Faugeres ve Stow, 1993; ve Howe ve diğ., 1994).

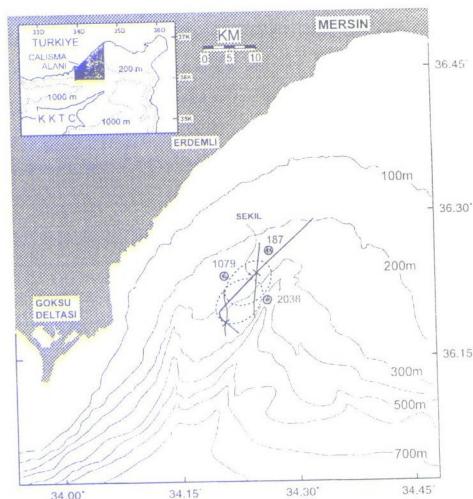
Akdeniz, dar kıtasahanlıklarıyla derin basenleriyle ve dar boğazlarıyla temsil edilen bir iç deniz özelliğindedir. Akdeniz'in su döngüsünü karmaşık bir yapıya sokan düzensiz taban morfolojis, iklimsel ve deniz seviyesi değişimlerine karşı oldukça hassa bir yapıdadır (Aksu ve diğ., 1999; Tsimplis ve diğ., 1999). Akdeniz'deki sediman depolama alanları üzerinde, karmaşık su döngüsünün ve özellikle Akdeniz kıta sahanlığındaki akıntıların (Puig ve Palanques, 1998; Wu ve Haines, 1998) ve bazı ufak basenleri bir birine bağlayan bir çok sillerin (Tsimpis ve diğ., 1997) önemli bir etkisi vardır. Sediman tepelerinin Akdenizdeki varlığına çok az raporda yer verilmiş olmasına karşın bu türden çalışmalar doğu ve orta Akdenizde yoğunlaşmıştır (Nelson ve diğ., 1993 ve Marani ve diğ., 1993). Bu çalışmadaki temal amaç, kuzey doğu Akdenizde yer alan Kilikya-Adana Basenin kıtasahanlığında büyük sediman dalgalarının varlığını ve yapılarını araştırmaktır.

ÇALIŞMA SAHASI

Kilikya-Adana havzası, kuzey ve kuzeydoğusu Toros dağları ile doğu ve güneydoğusu deniz altından uzana ve Girne yükseltisi ve onun uzantısı olan faylanmış Misis yükseltisi ile çevrelenmiş olan karalar arası bir basendir (Wong ve diğ., 1971 ve Evans ve diğ., 1978) (Şekil 1). Toros Orogenesi sonucunda Neojen'de oluşmuş bulunan Adana Baseninde, Buldigenous dan günümüze kadarki

dönemde 6000 m kalınlığına varan bir sediman depolamıştır (Biju-Duval ve diğ., 1979). Adana Baseninin sedimanları, genel olarak 1300m ye kadar ulaşan Pleistosen yaşı Kurşunlu formasyonu ve Holosen alüvyonlarından oluşmaktadır.

Holosen aluvyonlarından oluşmaktadır. Kuzey Doğu Akdeniz'in su döngüsü genel olarak, siklonik yapıdadır (Ozsoy ve diğ., 1989 ve Wu ve Haines, 1998). Mevsimsel farklılıkların sıkça gözlenmediği, Kilikya-Adana Baseninin yüzey ve orta sulardaki akıntıları genel olarak kitasahanlığının eş derinlik eğrilerini takip etmekte ve genel olarak batılı ve güney-batılı olmaktadır (Ovchinnicov, 1966). Bazen, kıyısal vadilerden esen güçlü rüzgarların etkisiyle, kitasahanlığı akıntılarının yönü tersine dönerek kuzey doğuya doğru akar (Ünlüata ve diğ., 1978). Aynı zamanda, kitasahanlığı eğimlerindeki ani değişimelerden dolayı meydana gelen deniz dalgalandırmaları sonucu, bahar ve yaz aylarının başlarında kıyısal döngüler meydana gelmektedir (Evans ve diğ., 1995). Sığ kesimlerde, rüzgara bağlı akıntı rejimleri, dalgalar ve bahar aylarında gözlenen yüksek akarsu girdileri, bu bölgede sediman taşıınmasını kontrol eden en önemli faktörler arasındadır.



Sekil 1: Çalışma alanı, sediman tepelerinin dağılım alanları, sismik hatlar ve sediman istasyonları.

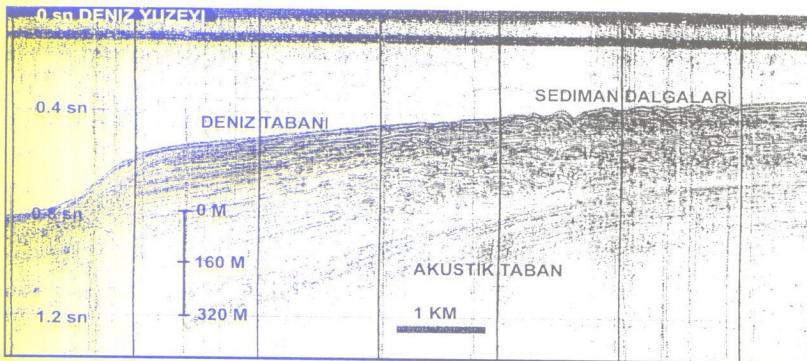
VERIFLER

VERİLER Kesintisiz-yansımalı sismik çalışmaları (EG&G sparker kaynaklı), Kilikya-Adana Baseninin jeolojik ve sedimentolojil yapısının araştırılması amacıyla kullanılmıştır (Şekil 1). Araştırmalar sırasında, sismik enerji 1-6 kJ ve ateşleme arlığı 1-4 sn arasında değişmekte ve bunun yanı sıra yansıyan sinyaller 80-200 Hz arasında kayıt edilmişlerdir. Elde edilmiş bulunan sismik kayıtlar, bilinen sismik stratgrafik yöntemler kullanılarak yorumlanmıştır. Ayrıca, 1974 yılında RV/Shackleton araştırma gemisiyle toplanmış bulunan üç adet karot numunelerinden elde edilen verilerde bu araştırmada kullanılmıştır. Tane boyu analizleri, yaygın olarak kullanılan tekniklerle (Folk, 1980) gerçekleştirilmiştir.

SONUCLAR VE TARTIŞMALAR

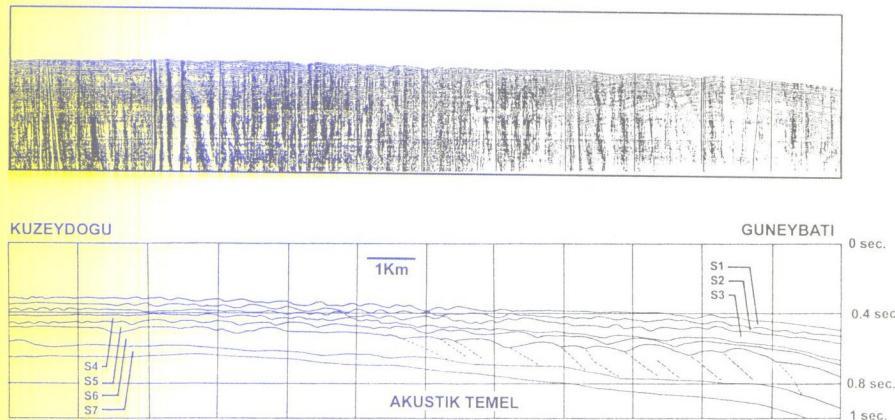
Kilikya-Adana Basenin sedimanlarının sismik karakterleri, deniz suyu derinliği ve sediman depolanmalarının derinliğiyle farklılıklar göstermektedir. Türkiye kitasahanlığında yer alan sediman depolanmalarının genel karakteri, yaygın olarak tabakalanmış yapıda olmasına karşın (Şekil 2), erozyon ve kütle hareketlerinin izlerine de rastlanmaktadır.

Sediman dizilimlerinin içerisindeki düzensizliklerin ve akustik karakterlerinin doğasına ve lokasyonlarına bağlı olarak, Kilikya-Adana Baseninin kuzey kitasahanlığında akustik temel üzerinde yedi (S1-S7) farklı birim ayırt edilmiştir (Şekil 3). Aksu ve diğ. (1992) tarafından bu birimlerin toplam yaşı 0.6 milyon yıl olarak saptanmış ve sedimentasyon hızı 40 ve 70 cm/1000 yıl olarak hesaplanmıştır. Kita sahanlığında yer alan bu sedimanların akustik temel üzerindeki kalınlıkları 250 ila 350 metreler arasında değişmektedir (Şekil 3). Sadece S4 ve S7 birimleri akustik olarak saydam ve açıkça ayrıntı arasında değişmektedir (Şekil 3). Toplam birimlerin içerisinde bu türden bir edilemeyecek yapılarla sahiptirler (Şekiller 3 ve 5).



Şekil 2: Türkiye kitasahanlığının genel sedimentasyon yapısını gösteren sismik kesit ve sediman tepelerinin akustik temel üzerinden günümüzde kadar olan dağılımı.

faklılığın gözlenmesinin nedeni olarak, sedimentasyonlardaki ve deniz seviyesi değişimlerindeki farklılaşmalar düşünülmektedir (Faugeres ve Stow, 1993).



Şekil 3: Akustik temel ve üzerine depolanmış yedi ayrı birimin, tipik bir sismik kayıt üzerindeki yorumu.

Mersin Körfezi'nin batısında iki farklı deniz altı kanyonu bulunmaktadır (Şekil 1). Genel olarak 200 m derinlige sahip olan bu kanyonlar, daha derlere gidildikçe 900 metreye ulaşmaktadır ve kitasahanlığında depolanan sedimanların bir bölümünü basenin derinliklerine taşınmasında önemli roller oynamaktadır. Kanyonların üst kısımlarından elde edilen sismik kayıtlarda ayrı edilen S1, S2, S3, S5 ve S6 birimlerinde deniz sediman tepelerinin gelişmeleri gözlemlenmiştir (Şekil 3). Sınırlı sayıdaki sismik kayıtların, sediman tepelerinin deniz tabanındaki yayılım alanlarının tam olarak saptamasında yeterli olmamasına karşın, sediman tepelerinin kuzeydoğuya doğru ilerlemeye gösterdiği ve deniz tabanında yaklaşık 55 km^2 lik bir alan kapladığı sonucuna varılmıştır (Şekil 1).

Kanyonun Kenarı Depolamaları

Kanyon kenarı depolamaları, genel olarak bir birlerine tam paralel yapıda olmayan ve orta/güçlü yansımaya şekillerine sahip olan delta önü çökelleri niteliğindedir (Şekil 2). Mersin körfezi üst eğim bölgesi çökellerinin yansımaya şekillerine dayanılarak, bu bölgenin aşınma ve kütle hareketleri etkisi altında olduğu sonucuna varılmıştır (Ross ve diğ., 1994). Kanyonların gelişimlerinin ve üst kısımlarındaki sedimanlardaki aşınmaların nedeni olarak, bu alanda var olduğu düşünülen güçlü akıntılar görülebilir (Gardner, 1989; Nobel ve Butman, 1989).

Derin kesimlerdeki depolamalar, genel olarak az paralel yapıda yansımalar vermesine karşın, orta ve daha üst kesimlerde ardisık gelen deniz altı sediman tepelerinin yığımlarından kaynaklanan çok karmaşık bir iç yapı vardır (Şekil 2, 3, 4 ve 5). Güncel deniz tabanında yer alan en genç birimde (Birim S1) (Şekil 2 ve 3) bu türden sediman tepelerin gözlemlenmiş olması, bu yapıların kontrol eden deniz altı koşullarının günümüzdede aktif olduğunu bir kanıtıdır.

Kepçe örnekleyici ile elde edilen deniz tabanı sedimanları, ince taneli (kum miktarı %4 den düşüktür) bol karbonatlı (ortalama, %76) ve çok az organic karbonlu (ortalama, %0.5) malzemeler içermektedirler.

(Şekillerdeki yapıları simetrik kuzeyinde kullanılır simetrisi imkan v

göstermek gelmesi ayrıca bir yapı ile sınırlı

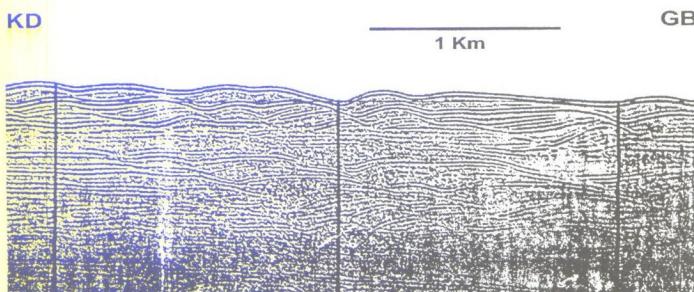
böyleri metre) ulaşma birlerini yönüne (Şekille

tepelere tasarımın yer alır durumu (1987) depola

Sediman Tepelerinin Özellikleri

Sediman tepelerinin günümüze kadar olan gelişimleri Birim S1'in içinde gözlenmiştir (Şekiller 2 ve 3). Bu bölgenin daha sıç ve daha derin kesimlerinde sediman tabakaları çok özel tepecik yapıları göstermezler ve daha çok tabakalı paralel yapılara sahiptirler (Şekil 2). Tepeler genelde simetrik olmayan yapılara sahiptirler ve bu tepelerin dik olan tarafları çoğulukla depolanma alanının kuzeyine doğrudur. Bu bölgede yapılan çalışmalarda sadece yüksek ayırmalı sismik sistemin kullanılmış olması, bu tepelerin üst noktalarının dizilimlerinin, gerçek dalgalarının, tepelerin simetrisizliklerinin ve tepelerin uzanım doğrultularının çok hassas bir şekilde haritalanabilmesine imkan vermemiştir.

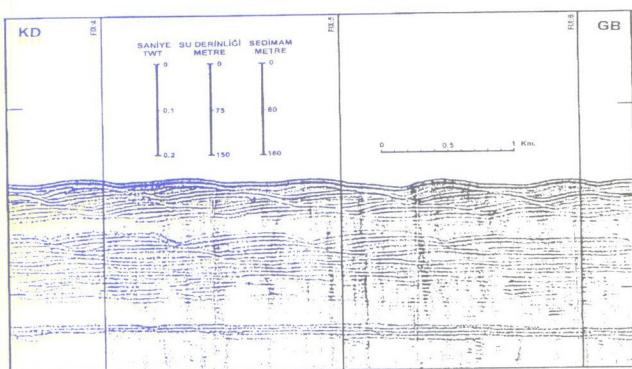
En alta yer alan tepeler (Birim S6) büyük ve simetrik olmayan bir deniz tabanı yapısını göstermektedir (ortalama yükseklik, 40m ve dalgalar boyu, 1.8km dir) (Şekil 3). Bu tepelerin bir araya gelmesiyle oluşan karmaşık taban yapıları, eğim yukarı tırmanış sergilemektedir (Şekiller 4 ve 5). Ayrıca her bir tepe temel sınır yüzeylerine ve iç depolanma şekillerine sahiptir. Bu birim, az ondüleli bir yapıya, fakat daha yatay ve düz bir yüzeye, homogen ve saydam bir iç yapıya sahip olan Birim S7 ile sınır yapaktadır.



Şekil 4: Sismik kesitte gözlenen farklı dalga boyu ve farklı dalga yüksekliğindeki sediman tepeleri.

Sediman tepelerinin ortalama dalga yükseklikleri Birim S5 de 20m olmasına karşın, dalga boyalarının uzunluğu su derinliğinin azaldığı yöne doğru azalmakta (kuzey doğu yönünde yaklaşık 900 metre) ve su derinliğinin arttığı yönde artmaktadır (güney batı yönünde yaklaşık 1400 metreye ulaşmaktadır). Diğer birimlerdeki (S1, S2 ve S3) sediman tepelerinin ortalama dalga boyaları birbirlerine eşit ve 600m civarındadır. Genel olarak sediman tepelerinin dalga boyaları KD yönünden GB yönüne doğru ve deniz tabanından sediman kolonunun altlarına (S1-S6 arası) doğru artmaktadır (Şekiller 2, 3, 4 ve 5).

Birim S6 içindeki büyük tepeler, Richards ve dig. (1987) lerinin isimlendirmesine göre Çeşit-1 tepeleridir (veya Çeşit-A (Jopling ve Walker, 1968)) ve bu türden tepelerin oluşmasında askıda taşınımından daha çok tabanda sürüklenecek taşınlardır daha önemlidir. Tam tersi olarak, üst kısımlarda yer alan S5-S1 birimlerinin simetric olmayan yapıları alta bulunan S6 birimine göre daha az belirgin durumdadır. S6'nın üzerine depolanmış olan bu tür depolanmalarda Çeşit-2 olarak Richards ve dig (1987) tarafından adlandırılmıştır (veya Çeşit-B (Jopling ve Walker, 1968)) ve bu türden depolanmalarda askıda taşınan malzemelerin daha belirleyici olduğu sonucuna varılmıştır.



Şekil 5: Sediman tepelerinin GB'dan KD'ya doğru zaman içerisindeki ilerleyişini gösteren tipik sisimik kesit.

SONUÇLAR

Bilgimiz kadarıyla büyük ölçekli ve ince taneli sedimanlardan oluşan sediman tepelerinin kuzeydoğu Akdeniz'deki varlığı (Kilikya-Adana basen) ilk defa bu çalışma ile tespit edilmiştir. Bu sonuç, bu türden yapıların oluşmasında etkin olan deniz tabanı koşullarının günümüzde halen etkili olduğu sonucunu göstermektedir.

Bu alanda yer alan deniz altı kanyonunun bölgelerdeki büyük dalga boylu depolanma şekillerinin belirlenmesindeki önemi, bölgenin akıntı regimleriyle ilgili ayrıntılı veri setleri olmamasından dolayı bilinmemektedir. Böyle olmasına karşın, kita yamacındaki doğrusal olmayan karmaşık akıntılar, topografya ve akıntı ilişkisinden kaynaklanmaktadır.

Bering Denizi kanyonlarında (Karl ve dig., 1986), bu çalışmada deşinilen sediman tepelerinin su derinliği, mevkisi, boyutları ve depolanma yönü açısından benzerlikler gösteren geniş sediman tepelerin varlığına deşinilmektedir. Yazalar, bu türden depolanmanın deniz altı kanyonu baş kısımları meydana gelen iç dalgalandırmalarla oluştuğu sonucuna varmışlardır. Kilikya-Adana basen kanyonunun başındaki sediman tepelerinin depolanmasını kontrol eden faktörlerin yukarıda deşinilen faktörler tarafından kontrol edildiğini gösteren herhangi bir kanıt bulunmamasına karşın, iç dalgalandırmaların yarattığı akıntıların bu bölgelerdeki depolanmaları ve taban morfolojisini belirlediği kuvvetle muhtemeldir. Velegrakis ve dig. (1999), hidrodinamik ve morfolojik olarak kuzey doğu Akdenizde bulunan çok benzer bir alanda (Rodos geçidi) yapmış oldukları çalışmada iç dalgalandırmaların varlığını ortaya koymışlardır ve yapılarının Türkiye kıyılara doğrudan ilerlediğini göstermişlerdir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, ODTU-Deniz Bilimleri Enstitüsü ile Southampton Üniversitesi-School of Ocean ve Earth Sciences (UK) çok yönlü bilimsel araştırma programları çerçevesinde gerçekleştirilmiştir. Ayrıca bu çalışmanın bir bölümü the British Council tarafından desteklenmiştir. Ayrıca bizler, veriler, R.V/Shackleton araştırma gemisiyle Imperial College (London) tarafından 1972-1974 yılları arasında gerçekleştirilen araştırma seferine katılan tüm teknik ve bilimsel personele teşekkürlerimi iletmekteyiz.

KAYNAKLAR

- Aksu,A.E., Ulug,A., Piper,D.J.W., Konuk,Y.T. ve Turgut,S., 1992. Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia ve Iskenderun Basins: northeast Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 104: 55-71.
- Aksu,A.E., Hiscott, R.N., ve Yasar, D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea ve vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea- Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153: 275-302.
- Biju-Duval, B., Letouzey,J., ve Montadert,L., 1979. Variety of margins ve deep basins in the Mediterranean. In: Watkins,J.S., Montadert,L., ve Dickerson,P.W (Eds), *Geological ve Geophysical Investigation of Continental Margins*. American Association Petroleum Geologists Memoir, 29: 293-317.
- Evans,G., Morgan,P., Evans,W.E., Evans,T.R., ve Woodside,J.M., 1978. Faulting ve Halokinetics in the North-Eastern Mediterranean Between Cyprus ve Turkey. *Geology*, 6: 392-396.
- Evans,G., Lane-Serff,G.F., Collins,M.B., Ediger,V. ve Pattiaratchi,C.B., 1995. Frontal instabilities ve suspended sediment dispersal over the 6 shelf of the Cilician Basin, southern Turkey. *Marine Geology* 128: 127-136.
- Faugeres,J-C. ve Stow,D.A.V., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82: 287-297.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, USA, 182 pp.
- Gardner, W.D., 1989. Periodic resuspension in Baltimore Canyon by focusing of internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 94: 19185-19194.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. ve Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: 502-508.
- Huthnance, J.M., 1981. Waves ve currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, 10, 193.

- Huthnance, J.M., 1989. Tides ve waves near the Continental shelf edge. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 48: 81-106.
- Jopling, A.V. ve Walker, R.G., 1968. Morphology ve origin of ripple drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 971-984.
- Karl, H.A., Cacchione D.A. ve Carlson, P.R., 1986. Internal wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 706-714.
- Marani,M., Roveri,A.A.M. ve Trincardi,F., 1993. Sediment drifts ve erosional Mediterranean: seismic evidence of bottom-current activity. *Sedimentary Geology*, 82: 207-220.
- Nelson,H.C., Baraza,J. ve Maldonado,A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82:103-131.
- Ovchinnikov, I.M., 1966. Circulation in the surface ve intermediate layers of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 6: 48-59.
- Ozsoy,E., Hecht,A. ve Unluata,U., 1989. Circulation ve hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985- 1986. *Progress in Oceanography*, 22: 125-170.
- Puig, P. ve Palanques, A., 1998. Nepheloid structure ve hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 149: 39-54.
- Richards, P.C., Richie J.D. ve Thomson, A.R., 1987. Evolution of deep water climbing dunes in the Rockall Trough- Implications for overflow currents across the Wyville-Thomson Ridge in the (?)Late Miocene. *Marine Geology*, 76: 177-183.
- Ross, W.C., Halliwell, B.A., May, J.A., Watts D.E. ve Syvintski, J.P.M., 1994. Slope readjustment: A new model for the development of submarine fans ve aprons. *Geology*, 22: 511-514.
- Thorpe, S.A., 1992. The generation of internal waves by flow over the rough topography of a continental slope. *Proceedings of the Royal Society of London*, A43: 115-130.
- Tsimplis, M.N., Velegrakis, A.F., Theocharis, A. ve Collins, M.B., 1997. Low frequency current variability at the Straits of Crete, Eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 102: 25005-25020.
- Tsimplis, M.N., Velegrakis, A.F., Drakopoulos P., Theocharis A. ve Collins, M.B., 1999. Cretan Dense Water outflow into the Eastern Mediterranean. *Progress in Oceanography* (in press).
- Unluata,U., Oguz,T., ve Ozsoy,E., 1983. Blocking of Steady Circulation by Coastal Geometry. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1055-1062.
- Wong, H.K., Zarudski, E.F.K., Phillips, J.D. ve Giermann G.F.K., 1971. Some Geophysical profiles in the Eastern Mediterranean. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 91-100.
- Wu, P. ve Haines K., 1998. The general circulation of the Mediterranean Sea, from a 100-year simulation. *Journal of Geophysical Research*, 103: 1121-1135.
- Velegrakis, A.F., Oikonomou, E., Theocharis, A., Collins, M.B., Kontoyannis, H., Papadopoulos V., Voulgaris G., Balopoulos E. ve Wells, T., 1999. Internal waves revealed by Synthetic Aperture Radar (SAR) imagery at the eastern Cretan Arc Straits (Eastern Mediterranean). *Progress in Oceanography* (in press).