

- 13 — Drooger, C.W., 1963, Evolutionary trends in the Miogypsinidae. *Evol. trends in foraminifera*, Elsevier, 315-349.
- 14 — Drooger, C.W., Kaasschieter, J.P.H. ve Keij, A.J., 1955, *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 21.
- 15 — Drooger, C.W., Meulenkaamp, J.E., Schmidt, R.R. ve Zachariasse, W.J., 1976, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 79, 317-329.
- 16 — Raju, D.S.N., 1974, *Utrecht Micropal. Bull.* 9.
- 17 — Schüttenhelm, R.T.E., 1976, *Utrecht Micropal. Bull.* 14.
- 18 — Souaya, F.J., 1961, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 64, 665-705.
- 19 — Vesseem, E.J. van, 1977, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 80, 421-428.
- 20 — Rahaghi, A., 1973, *Revue Micropaleont.* 16, 23-38.
- 21 — Smit, R., 1974, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 77, 432-436.
- 22 — Thomas, E., 1977, *Utrecht Micropal. Bull.* 15, 171-204.
- 23 — Larsen, A.R., 1976, *Israel Jour. Earth Sci.*, 25, 1-26.

## Derin Denizde Kırıntılı Çökel Taşınımı ve Çökelimi

Yavuz HAKYEMEZ M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi Ankara.

### KÜTLE ÇEKİMİ TAŞINIMININ GENEL ÖZELLİKLERİ

Kütle çekimi taşınımı (mass-gravity transport), derin deniz ortamlarında sıg su ortamlarındakinden farklı karakterdedir. Sıg su ortamlarında, çökeller genellikle akışkan akması (fluid flow) ile taşınır. Bu taşınmada, yerçekimi gücüyle topografik eğim yönünde hareket eden akışkan ortam, çökeli hareket ettirir. Çökel gerek tane boyuna gerekse akışkanın hızına bağlı olarak, dip sürüklenmesi (traction) ile tek tek taneler halinde ve/veya asılı halde (suspension) içinde taşınır. Oysa, derin deniz ortamlarında, çökelin çoğu kütle çekimi taşınımıyla hareket ettirilir. Bu tip taşınmada çekim gücü doğrudan etki gösterir ve çökel su ile karışığında artık akışkanı hareket ettiren çökelin kendisi olur. Bu süreç, genellikle büyük bir çökel kütlelerinin yamaç aşağı yönde hızla yer değiştirmesi biçiminde ve aralıklı olarak gerçekleşir.

Kütle çekimi taşınımı çökel yenilme mekaniği (mechanics of sediment failure) ve çökel dengesinin bozulmasına neden olan jeolojik koşullar çerçevesinde açıklanabilir. Bir derin deniz havzasının kenarındaki yamaç üzerine çökel dolgulandığında, bu çökel ancak, çekim gücünden kaynaklanan makaslama gerilimi (shear stress) çökelin makaslama dayanımını (shear strength) aştığı takdirde yamaç aşağı hareket edebilir. Makaslama dayanımı, taneler arasındaki kohezyon ile taneler arası sürtünmenin bir işlevidir. Bu şekilde çökel yamacının yenilmesi, bir başka deyişle çökelin yamaç aşağı akabilmesi, ya makaslama gerilimindeki artıştan ya da makaslama dayanımındaki azalmadan kaynaklanacaktır. Makaslama gerilimindeki artışın nedenleri şunlar olabilir: (1) Dalga veya akıntı etkisiyle alttan kesilme ve yamaç aşağı kesimde yamaç yenilmesi gibi nedenlerle yamacın dikleşmesi, (2) dolgulanma sonucunda çökel istifinin kalınlaşması. Makaslama dayanımındaki azalma ise aşağıdaki nedenlerden kaynaklanabilir:

1 — Çökel akışkanlaşmasına yol açan, gözenek akışkan basıncındaki artış: Bu artış çökelin fabriği-

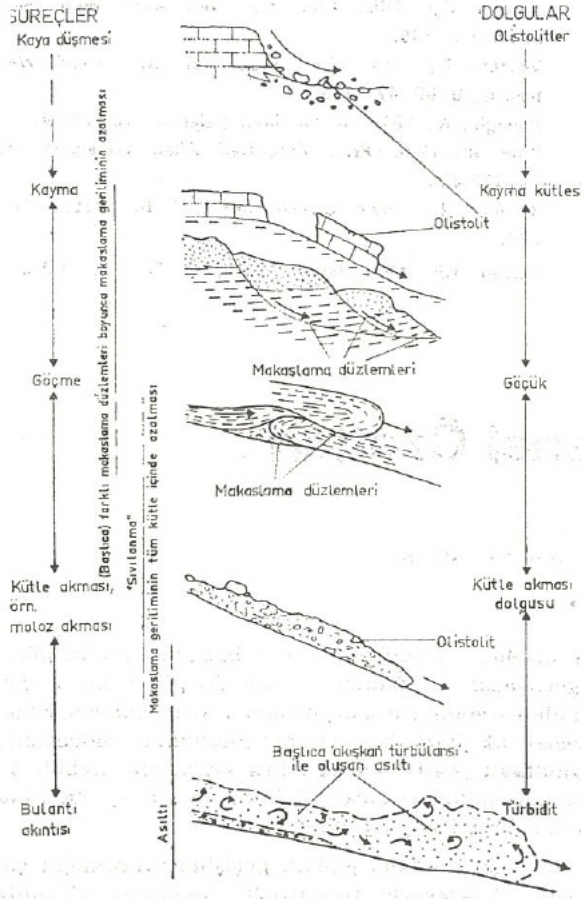
nin (özellikle paketlenmesinin) bozulmasına ve görenli geçirimsiz katmanlar arasındaki gözenekli ve geçirimli katmanların sıkışmasına neden olabilir. Fazla gözenek akışkanı basıncı, bir katmanın makaslama dayanımını pratik olarak sifıra kadar düşürebilir ve basıncın dağılması birkaç dakikadan birkaç saate kadar bir süreyi kapsayabilir.

2 — Çoğunlukla, jel-katı geçişinin varolduğu çamurlu çökellerdeki tiksotropik davranış; Mekanik sıkıştırma veya şok sonucunda ortaya çıkan akışkanlaşma ve tiksotropi, çökelde biçim bozumunun oluşmasına yol açar. Mekanik sıkıştırma ve şok depremtsunami ve fırtına dalgaları ve hatta bulantı akıntıları gibi olaylarla oluşturulabilir. Hızla dolgularanan çökellerin ağırlığı, benzeri bir biçim bozumu olayını oluşturabilir.

Kütle çekimi taşınımı, kırıntılı çökellerin derin denize yeniden çökelimindeki temel süreçtir. Herne kadar yeniden çökelim, bir sıg su ortamındaki çökel dolgulanma alanından bir diğerine çökel aktarımı olarak açıklanmaktaysa da, kütle çekimi taşınımı da genellikle bir yeniden çökelim olarak ele alınabilir. Kütle çekimi taşınımı geniş bir kavramdır ve çökel kütlelerinin doğrudan çekim etkisi altında yamaç aşağı hareketindeki tüm süreçleri kapsamaktadır. Bu süreçler, hareket eden çökel kütlelerinin iç parçalanması temeline dayanarak sınıflanmıştır. Burada Rupke (1)'nin Dott (2) ile Middleton ve Hampton (3)'dan sentezlediği sınıflaması açıklanacak ve kullanılacaktır. Bu sınıflamada, yalnızca sualtı kütle çekimi taşınımı ele alınmıştır. Aşağıdaki süreçlerde iç parçalanma birinciden sonuncuya doğru artış gösterir (Şekil 1):

1 — Kaya düşmesi (rock fall) : Bu süreçte taşlaşmış ve çoğu kez iri kaya parçaları serbest düşme biçiminde hareket ederler. Buna genellikle moloz akması eşlik eder.

2 — Kayma ve göçme (sliding ve slumping) : Bunda genel olarak yarı tutturulmuş bir çökel kütle-

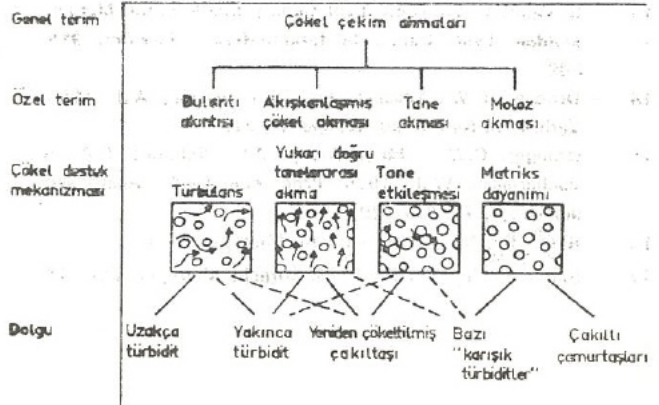


Şekil 1 : Kütle çekimi taşınımı ve buna ilişkin dolgular (Kruit, Brouwer, Knox, Schöllnberger ve van Vliet [4]'e göre).

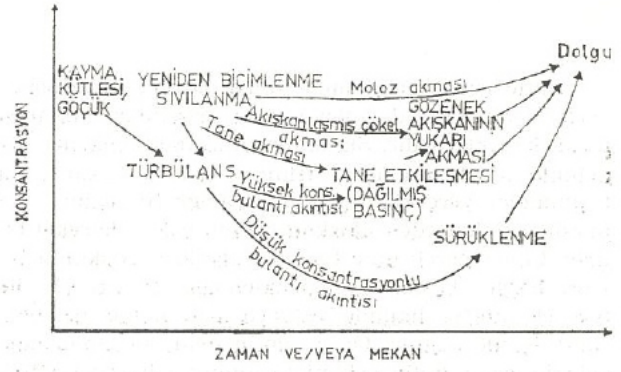
si, iç tutunması kısmen korunarak, bir taban yenilme düzlemi üzerinde hareket eder. **Kayma**, çökel kütlelerinin yanıl yer değiştirimini, **göçme** ise bu bölgenin iç biçim bozumunu veya döne! (rotational) hareketlerini anlatan terimlerdir.

3 — **Çökel çekim akması** (sediment gravity flow) (eř anlamlıları: kütle akması, çökel akması) : Bu terim çökel ile akışkan karışımının aksamı için kullanılır. Bu akma sürecinde, katman içi tutunma ortadan kalkarak her bir tane akışkan ortamda taşınır ve akışkanı ileri doğru iter. Tane desteği mekanizmasına dayanılarak dört tip çökel çekim akması ayrılabilir: **Moloz akması** (taneler matrisle desteklenir), **tane akması** (taneler birbirini etkiler), **akışkanlaşmış çökel akması** (hareket, gözenek akışkanının kaçmasıyla oluşur) ve **bulantı akması** (akışkan türbülansı akmanın temelidir) (Şekil 2).

Bu farklı süreçler, olasılıkla tek bir kütle çekimi taşınımı olayı sırasında birlikte olmaktadır (Şekil 3). Bunların dışında derin deniz dolguları, çökelleri büyük ölçüde yatak yükü olarak akışkan akmasıyla taşıyan yerli **dip akıntıları** (indigenous bottom currents) ile yeniden dağıtılabilir.



Şekil 2 : Tane desteği mekanizmasına dayanan çökel çekim akmalarının sınıflaması (Middleton ve Hampton 3'a göre).

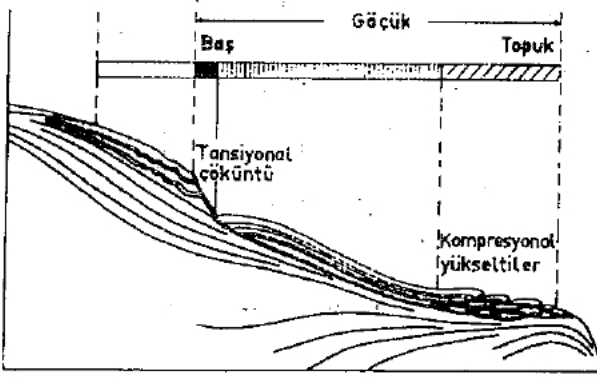


Şekil 3 : Tek bir kütle çekimi taşınımındaki farklı süreçlerin varsayımsal ilişkileri (Middleton ve Hampton [3]'dan).

**GÖÇME :**

**Göçme** (slumping) yaklaşık 1°'ye kadar eğimli yamaçlarda bile oluşabilir. Bununla birlikte, göçmenin büyük ölçüde delta ve kanyon başı ortamları gibi hızlı dolgulanma alanlarına sınırlı olduğu kanıtlanmıştır (5). Eğer göçme görece düşük açılı ve duraylı bir yamaçta gerçekleşirse, bu ilerleyen göçme biçimindedir. Yani, daha gerideki görece dikçe yamaçtan kayarak gelen göçük, görece düşük açılı ve duyarlı yamaç üzerindeki çökellerin üstüne yığılır (5). Sürekli sismik kesit alıcılar, göçmenin düşük eğimli yamaçlarda olduğunu ve özellikle üst kıta yamacında yaygın bulunduğunu göstermiştir (6). Bir göçüğün boyutları çok büyük ve hacmi yüzlerce km<sup>2</sup> olabilir. Göçmenin varlığı bölgenin deprenselliği, çökel makaslama dayanımı, litoloji, dolgulanma hızı, yamaç eğimi, yerli akıntı sistemleri gibi birbirine bağlı öğelerin bir işlevi ve sonucudur.

Düşük eğimli bir derin deniz yamacı üzerindeki büyük bir göçüğün morfolojisi şöyledir (Şekil) (6): (1) **Baş** : Tansiyon yapıları, örneğin döne! rotational göçük izi ve katman eksikliği ile karakterize olur. Baş alanının yukarısında, **gerileyen göçme** (yani göçük

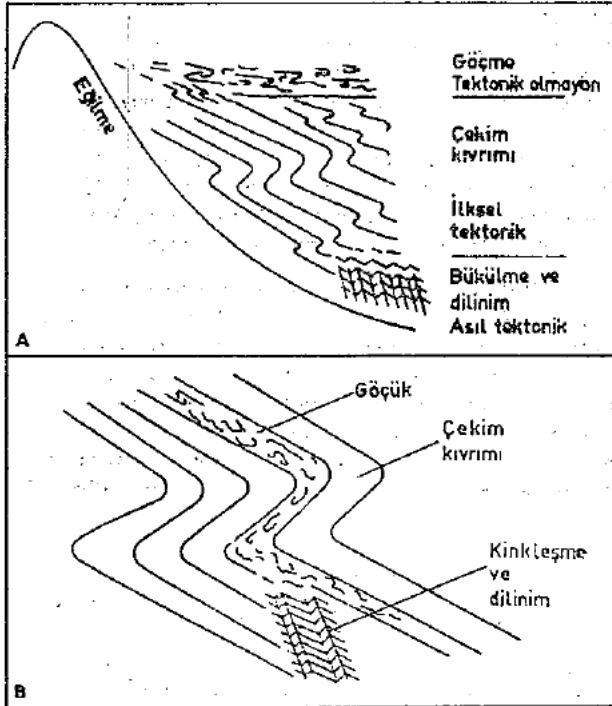


Şekil 4 : Tatlı eğimli bir yamaç üzerinde, bir denizaltı göçüğünün diyagramatik enine kesiti (Lewis [6]'e göre).

izi yüzeylerinin yamaç yukarı yönde türeyerek bir-biri ardısira yenilmeye uğramaları) gerçekleşebilir. (2) Gövde : Göreli olarak az karışmış görünümdedir. (3) Topuk : Bu kesim sıkışma yapılarıyla (yani itkilene ve katman eksikliği ile) karakterize olur.

Eski çökellerdeki göçüklerde bulunan biçim bozumu yapılarının çökelsel göçme ile mi yoksa tektonik olarak mı oluştuğu sorusuna yanıt olmak üzere, çökelsel göçükleri karakterize eden oluşukları içeren aşağıdaki liste derlenmiştir (7,8) (Şekil 5):

1 — Biçim bozumuna uğramış katmanlar, biçim bozumuna uğramamış katmanlar arasında bir kuşak biçiminde bulunurlar.



Şekil 5 : Çökelseldен tektonik kökenliye kadar, biçimbozumu yapılarının (a) zaman ve (b) mekan içindeki birikteliği (Meas [8]'dan).

2 — Biçim bozumuna uğramış katmanlar kuşağının üst dokanağı sıkıca kaynaşıktır! yani bu kuşağın üst yüzeyinin düzensizlikleriyle üste gelen katmanın tabanı arasında bir dolgulanma uyumluluğu bulunur.

3 — Kıvrım antiklinlerinin üst yüzeyleri aşınmış olabilir.

4 — Kıvrım eksenlerinin seçimli yönelimi, eğer varsa, tektonik eklemlere bağlı olmayabilir.

5 — Tek bir göçük içinde, yapısal biçimlenme düzensiz olabilir ve çok farklı karakterlerde biçim bozumu yapıları oluşabilir. Bununla birlikte, yapısal biçimlenme, tek başına çökelsel ve tektonik biçim bozumu yapılarını birbirinden ayırt etmede güvenilir bir ölçüt değildir. Genel olarak, göçüklerdeki yapısal biçimlenme çökellerin litolojisi, katılaşma derecesi, göçen kütlelerin kalınlığı ya da taşınım uzaklığı gibi öğelere bağlı olarak çok çeşitlenebilir.

Eski derin deniz çökellerindeki göçmelerin diğer bir ilginç yönü de bunların bulantı akıntılarını oluşturmalarıdır.

#### MOLOZ AKMASI :

Su gibi Nevtoniyen bir akışkan, dayanım özelliği sunmaz. Bununla birlikte, yüksek derişimli (concentrated) çökel akmaları dayanım gösterir; yani daha üstünde akmanın gerçekleştiği belirli bir yenilme değerine kadar, makaslama gücüne direnç gösterir. Moloz akmaları dayanım yenilmesiyle gerçekleşen, yüksek derişimli çökel yayılımlarıdır. Moloz akmalarının ağdalılığı yüksektir ve akmanın biçimi laminardır. Moloz akmalarının çoğu, sulu çamur matriks ile taşınan kırıntılardan oluşmuştur. Kumlu matriksli moloz akmaları da olağandır. Matriksin özgül ağırlığı 2.5'a kadar ulaşabilir. Moloz akması 1°'den düşük eğimli yamaçlarda bile oluşabilir. Akma hızı değişken olmakla birlikte, toprak kaymasından daha hızlı olduğu düşünülmektedir. Yamaç aşağı çekim gücü, moloz kütlelerinin makaslama dayanımını çok fazla aşmadığında akma «donar», yani tümüyle ani bir duraklamaya uğrar.

Moloz akması dolgularının bileşimi, çok az kırıntı içeren çamurtaşından çok az çamurtaşı içeren bloklu bir kütleye kadar değişir. Tek bir akmanın ve dolayısıyla dolgusunun kalınlığı birkaç metre olabilir; ancak ender durumlarda daha fazla da olabilir. Moloz akması dolgusunun iç yapısı yoktur, boylanması kötüdür ve matriks destekli bir çatısı vardır. Tanelerin uzun eksenleri akma doğrultusuna koşut dizilimlidir, ancak fabrik rastgeledir (Şekil 6). Dolgunun tabanında ters derecelenme bulunabilir (9). Akmanın içinde katı bir tapa oluşmadığı sürece, moloz akmaları çökel taban üzerinde aşındırma yapmaksızın akar. Ancak oluşan tapa tabanda kayma izleri meydana getirir (3).

Çağdaş derin deniz ortamlarında belirlenen moloz akmaları, yüzlerce km yol alabilir binlerce km<sup>2</sup> lik alanları örtebilmektedirler (10).



Şekil 6 : Tek mekanizmalı kütle çekimi akmalarının oluşturduğu dolguların yapıları ve dokuları. Düşey ölçek verilmiştir (Middleton ve Hampton [3]'dan).

Moloz akması dolguları intraformasyonel veya ekstraformasyonel olabilir. Dağınık taneler içeren çamurlu bir matriksten oluşan çakıllı çamurtaşlarının, intraformasyonel çakıl ve çamur katmanlarının karışmasıyla meydana geldiği ve bu oluşumun moloz akmalarıyla gerçekleştiği düşünülmektedir (11). Vahşi fliş gibi kaotik dolgular da moloz akmalarına yorulmaktadır. Olistostromlar kaya düşmesi ve kayma ile derin deniz çökelleri içine yerleşirler ve bu olaylara moloz akmaları eşlik eder. Olistostromlar eski derin deniz havzalarındaki tektonik etkinliğin belirticilerdir.

#### YÜKSEK YOĞUNLUKLU BULANTI AKINTILARI

Kuenen ve Migliorini (12)'ye göre, bulantı akıntıları, özgül ağırlıkları 1.5-2.0'yi bulan, yüksek yoğunluklu kum ve çamur asıtlarıdır. Akma herhangi bir şekilde yavaşladığı ve akışkan türbülansı azaldığı zaman, bulantı akıntısının yükü fazla gelir ve akıntıdaki en iri taneler bırakılır. Böylelikle akıntının yoğunluğu ve dolayısıyla hızı azalır; ve bir önce bırakılan tanelerden sonraki en iri taneler çöktürülür. Bu basitleştirilmiş modele göre düşey ve yatay dereceli katmanlar oluşur. Daha sonraki çalışmalar, bulantı akıntılarının aslında daha karmaşık olan akışkan dinamiği davranışı üzerine olan bilgileri arttırmıştır (13,14).

Yaygın olarak inanılan, türbülanslı çökel asıtlarının kaymalar sonucunda oluştuğudur. Ama moloz akmaları gibi diğer kütle taşınımı tipleri de bulantı akıntılarının oluşumunu sağlayabilir (Şekil 13) (15).

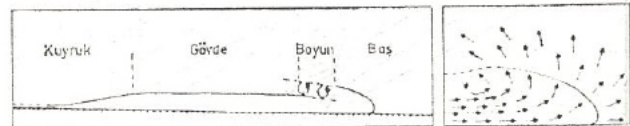
Akışkan akmaları iki tiptir: Laminer ve türbülanslı. Laminer akma yumuşak, doğrusal akıntı çizgileriyle karakterize olur. Türbülanslı akmada ise akıntı çizgileri düzensiz ve konvolütlüdür; hatta, bazı akışkan hareketleri asıl akma yönüne dik yönde oluşur. Akma hızı ve derinliği belirli bir akışkan ağırlığı için kritik olan değeri aştığında, laminer akma türbülanslı akmaya dönüşür.

Bulantı akmasının kendi kendine asılı (auto-suspension) biçiminde korunabileceği düşünülmektedir (16, 14). Kendi kendine asılı bir dinamik denge durumudur ve bunda; (1) asılı çökelin fazla yoğunluğu akma-

nın ileri hareketini sağlar. (2) akma sürtünmeyi ve akışkan türbülansını doğurur. (3) türbülans çökel tanelerini asılı halde tutar ve tüm bu olaylar zincirleme olarak sürüp gider. Bu döngüyü sürekli kılmak için gereken tek şey, sürtünme nedeniyle kaybedilen enerjinin, akma yamaç aşağı ilerlerken çekim enerjisi sonucu elde edilen kazanç ile karşılanabilmesidir. Bu kuramsal modelde, yamacın durağan kalması koşuluyla, bulantı akıntısının önemli bir aşınma veya dolgulama yapmaksızın uzun mesafeler boyunca ilerleyebilmesi olasıdır (3).

Bulantı akıntıları baş, boyun, gövde ve kuyruktan oluşan karakteristik bir anatomi geliştirirler (Şekil 7) (3). Bulantı akıntısının başı, kuşbakişi görüntüde, akma yönünden yerel iraksamalar yapan bir lob biçimi sunar (17). Başın içinde, ileri ve yukarı doğru yayılan, sirkülasyonlu bir akma örneği izlenir. En kaba taneler başta toplanır. Başın gerisindeki boyunda akma ayrılması sonucunda girdaplar oluşur. Daha gerideki gövdede akma tekdüze kalınlığa sahiptir. Baş aşındırmayı sürdürürken, dolgulanma gövdeden itibaren gerçekleşebilir. Kuyruk, akmanın hızla inceldiği ve tane bakımından çok seyrek olduğu bölümdür. Bulantı akıntısı, akmanın çevre suyu ile karşılaşması sonucunda durur. Kuenen (18), ortalama bir bulantı akıntısında, en kaba çökelin saatlerle ölçülebilen sürelerde, ince taneli kuyruğun ise yaklaşık bir haftada çökelebileceğini hesaplamıştır.

Doğada bulantı akıntılarının başlıca depremler ve bunun yanı sıra ani büyük ırmak boşalmaları oluşturur. Okyanuslardaki bulantı akıntılarının genişliği ve kalınlığı ile bunların ilerleyebildikleri uzaklıklar da, oluşturdukları dolgulanma topografyalarının incelenmesiyle çıkarılabilir. Denizaltı kanallarının doğal setleri, kanaliz olmuş bulantı akıntılarının kanaldan taşması sonucunda dolgulanmaktadır. Bu



Şekil 7 : Bir bulantı akıntısının boyuna anatomisi ve baş çevresindeki akma örneği (Middleton ve Hampton [3]'dan).

nedenle, bir kanalın akma yönüne dik yöndeki enine kesiti, hemen hemen bunu oluşturan bulantı akıntısının enine kesitine karşılık gelmelidir. Derin deniz kanallarının genişliği genellikle birkaç km'dir. Kanal sillerinin kanal tabanından yüksekliği de 200 m'ye ulaşabilir (19,20). Kanal uzunlukları ise 4000 km kadar olabilmektedir (21).

Derin denizdeki herhangi bir yerde, gerek bulantı akıntılarının oluşumunun gerekse türbiditlerin yerleşiminin zamansal sıklığı şunlara bağlıdır: (1) Bulantı akıntılarının meydana geldiği alanın doğası, (2) dolgulanma alanının kaynağa yakınlığı, (3) kaynak alanın deprenselliği ve (4) deniz düzeyi.

Derin deniz yelpazelerinin yakınca ortamlarında, türbiditler 2-10 yılda bir çökebilir (22,23). Bununla birlikte, uzakça havza düzlüğü ortamına yaklaşık bin yılda bir çöker; ancak bu, yine de büyük değişiklik gösterebilir (22,24,1). Deniz düzeyinin yükselmesi özellikle şelf ve yamaç kökenli bulantı akıntılarının sıklığını azaltır (23).

#### Türbiditler :

Bir türbidit katmanının karakteristik yapı ve doku topluluğu şunlardan ibarettir (Şekil 6): (1) Taban yapıları, (2) düşey derecelenme, (3) iç yapıların belirli bir sıralanımı ve (4) matriks yüzdesinin göreceli yüksekliği. Yapılar çökeltimsel kökenli ve canlı kökenli olarak bölümlenebilir.

Türbidit katmanlarının tabanında yer alan, akıntılarının oluşturduğu çökeltme yapıları başlıca (kaval yapıları gibi) kazıma izleri ve (yivler gibi alet izleridir. Kaval ve yiv izleri eski akıntı yönünün saptanmasında yararlıdır. Bulantı akıntısının kuyruğu tarafından çökeltilecek çamur yüzeye veya yarı pelajik bir çamur yüzeye bir sonraki bulantı akıntısı tarafından kazılan oyuklar, kazımayı yapan bulantı akıntısının taşıdığı kumla doldurulur ve böyle yukarıda belirtilen yapılar oluşur. Öte yandan, daha az yoğun çamur katmanı üzerine daha yoğun kum katmanının dolgulanması sonucunda, kumun çamura gömülmesiyle gerçekleşen yük yapıları oluşabilir.

Türbiditler üzerine olan çalışmaların en önemli sonuçlarından biri Bouma istifi (25). Tam bir Bouma istifi alttan üste doğru şu bölümlerden oluşur (Şekil 8): A (dikey tane boylarında som veya dereceli bölüm), B) alt paralel laminallı bölüm), C (çapraz veya konvolüt laminallı bölüm), D (üst paralel laminallı bölüm) ve E (pelitik bölüm). Tam Bouma istifleri az görülür. Daha çok istif tabanında eksiklik izlenmektedir (BCDE, CDE, DE gibi). Bölümler ender olarak ters bir düzende ortaya çıkar. Bouama istifindeki katman biçimleri akma düzenine bağlandığında, istifin «dolgulanma yapan bulantı akıntısının giderek zayıflayan akma düzeni»ni yansıttığı biçiminde bir yorum yapılabilir (1). A ve B bölümleri üst, C bölümü ise alt akma düzeni koşullarında oluşmuştur. D bölümünün de, akıntının artık başka bir katman biçimini geliştirmeye gücü kalmadığı aşamada çökeldiğine inanılmaktadır (26,1) (Şekil 8). C bölümünde görülebilen konvolüt laminallanma, olasılıkla, akıntı

Tane boyu	Bouma (1962) bölümlenmeleri	Yorum
E	Türbiditarası (genellikle şeyli)	Pelajik çökeltme ya da ince taneli, düşük yoğunlukta bulantı akması dolgulanması
D	Üst koşut lamina	? ? ?
C	Ripiller, dalgali ve konvolütü lamina	Alt akma düzeninin alt bölümü
B	Düzlemsel koşut lamina	Üst akma düzeni düzlemsel katman
A	Som, dereceli	? Üst akma düzeni hızlı dolgulanması ve "çabuk" katman(?)

Şekil 8 : Bir türbidit katmanındaki yapısal bölümleri gösteren Bouma istifi ve bu bölümlerin akma düzeni yorumları (Middleton ve Hampton [3]'a göre).

sürüklemesi etkisiyle birleşen, yeni dolgulanmış C bölümü kum ve sillinin sıvılanması olayı sonucunda oluşmaktadır (1).

Doku çalışması çok emek isteyen bir ince kesit petrografisini gerektirdiği için, türbiditlerin dokuları yapılarından daha az dikkati çekmiştir. Bununla birlikte, şu derecelenme tipleri saptanmıştır (3): (1) Dağılmış derecelenme : Bunda tane boyu dağılımı tüm olarak düşey değişim gösterir. (2) Kaba kuyruk derecelenmesi : Yalnızca kaba fraksiyon düşey değişim gösterir. (3) Ters derecelenme. Öte yandan fabrik yapıları göstermiştir ki, (bazı kum taneleri, bitki parçaları, graptolit parçaları gibi) uzun parçalar, çoğu kez akıntıya koşut doğrultuda dizilmektedir (27). Bu dizilim doğrultusu, bir türbiditin altından üstüne doğru, taban izlerinin yöneliminden giderek daha fazla sapar. Bunun nedeni, bulantı akıntılarındaki menderesli akma biçimi olabilir (28). Ayrıca akıntı yukarı eğimli tane biniklenmesi de görülmektedir (29).

Eski türbiditlerin çoğu grovak dokusundadır; yani yaklaşık % 15-40 oranında matriks içerir. Matriks arttıkça tane boyu küçülür. Çağdaş türbiditler en çok % 20 oranında matriks içerir. Bu nedenle, olasılıkla, eski türbiditlerdeki matriksin bir kısmı birincil olup, bir kısmı da duraysız mineral tanelerinin diyajenetik değişimi ve düşük dereceli metamorfizma sonucunda oluşmuştur.

Türbiditler silisiklastik veya biyoklastik olabilir. Karbonat gereci türbiditlerin çökeldiği havzaya komşu resif ve karbonat banklarından türeyerek gelir. Biyoklastik kumlar sığ su faunasının iskelet parçalarından oluşur. Çok seyrek olarak da, türbiditler, denizaltı tepelerinden komşu çukur alanlara yeniden çökelen pelajik karbonatlardan oluşabilirler (30). Eski karbonat türbiditlerindeki yapılar, diyajenetik değişimler sonucunda belirsizleşebilir.

Genellikle türbiditlerin tabanlarında kalıplar olarak bulunan biyojenik yapılar, dolgulanmadan önce

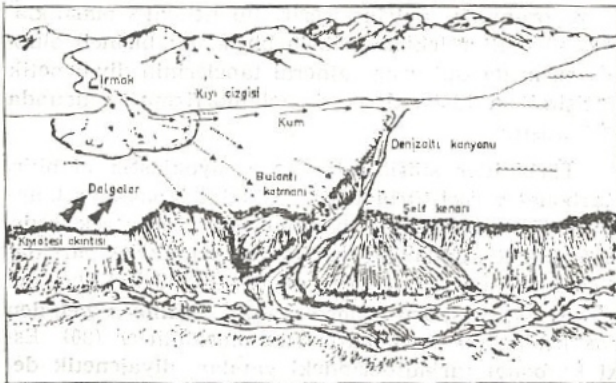
veya sonra oluşabilmektedir. Ancak dolgulanma sonrası taban izleri görece ince katmanların tabanlarında yer alır (31). İz fosil toplulukları derinlik dene-timlidir. Bunların dışında, türbiditler arasındaki şeyl katmanları derin deniz bentonik ve pelajik faunala-rını, türbiditler ise taşınmış siğ su faunal öğelerini içerebilmektedir.

#### DÜŞÜK YOĞUNLUKLU BULANTI AKINTILARI

Düşük yoğunluklu bulantı akıntılarında duyulan ilginç canlanma 1960'ların sonlarına rastlar. Moore (32)'un Kaliforniya kıta kenarı havzalarındaki klasik çalışması da bu dönemdedir. Bu çalışmasında Moore, belirtilen havzalardaki ince taneli çökellerin, bulantı katmanları adını verdiği düşük yoğunluklu ve düşük hızlara sahip akımlar tarafından dolgularını ileri sürdü (Şekil 9).

Yüksek yoğunluklu bulantı akıntılarının birden gelip geçen olaylar olmasına karşın, düşük yoğunluklu olanları görece yavaş ve uzun ömürlüdürler. Her iki tip bulantı akıntısının hızları, sırasıyla 70 ve 1-8 km/saat olarak ölçülebilmektedir (33,34). Düşük yoğunluklu bulantı akıntıları genellikle kil ve silt boyutlu taneleri taşır ve koşut laminalanma (Bouma'nın D bölümü) oluşturur. Bu tip bulantı akıntılarını doğuran olaylar şunlardır: (1) Şelf üzerindeki çökeli bir bulantı katmanı oluşturmak üzere yerinden kaldıran fırtına dalgaları, (2) çamurlu bir akarsuyun bir göl veya deniz içine karışması (mevsimlik veya yüksek ır-mak boşalımı dönemlerine özgü akımlar), (3) yük-sek yoğunluklu bir bulantı akıntısının ardında tane bakımından seyrelmiş bir kuyruğun gelişimi (Şekil 9).

Düşük yoğunluklu bulantı akıntısının bir çamur veya şeyl katmanını dolgularını şu şekilde gerçekle-şir: Çamur taşınımı için gerekli olan akıntı yoğun-luğu, kil boyutlu tanelerin dolgulanmasına izin ver-meyecek kadar yüksek bir akıntı hızı oluşturur. An-cak, kohezyon bir çökel olan kilin taşınımında, (daha iri tanelerin taşınımından farklı olarak) tane boyu topaklanma sonucunda büyüyebilir ve kil parçacıkla-



Şekil 9 : Kaliforniya Kıta Kenarı Havzaları'nda kum (kesiksiz oklar) ve çamur (kesikli oklar) taşınımının kaynakları, yolları ve biçimi (Moore [32]'den).

rının dolgulanması, çamurlu bir yüzey üzerine parça-cıkların yapışması nedeniyle görece yüksek hızlarda gerçekleşebilir (35). Ayrıca, düşük yoğunluklu geri dönme akıntılarının genişlemesi ve gelişimiyle, oldukça kalın çamur katmanları oluşabilir (30,36,37).

Aslında türbidit istiflerindeki ince taneli katman-ların bir kısmı da bulantı akıntısı kökenlidir ve bun-lar, alttaki kaba taneli katmanları oluşturan bulantı akıntılarının seyrelmiş kuyruğundan dolgulanmışlar-dır. Türbidit çamuru katmanının karakteristik özel-likleri şunlardır: (1) Alt kısmı ince laminalanma gös-terebilir, (2) derecelenmelidir, (3) homojendir ve he-men hemen hiç kum boyutlu parçacık içermez. Yarı pelajik çamur katmanları ise şu özelliklere sahiptir: (1) Yapısız ve canlı eşelemelidirler, (2) geniş ölçüde (% 15'e kadar) foraminifer ve pteropod iskelet kaln-tularından oluşan kum boyutlu tane içerirler, (3) boy-lanmaları kötüdür ve tane boyu dağılım eğrileri asıl olarak lognormaldir (24).

İnce taneli türbiditler üzerine olan yeni çalışma-ların en önemlilerinden biri de, 1982 yılında Halifax (Kanada)'da yapılan bir uluslararası çalışma grubu toplantısıdır. Bu toplantıda, ince taneli türbiditler için önerilen, Bouma istifi benzeri istifler de tartışılmıştır (38,39).

#### DiĞER KÜTLE AKMASI SÜREÇLERİ :

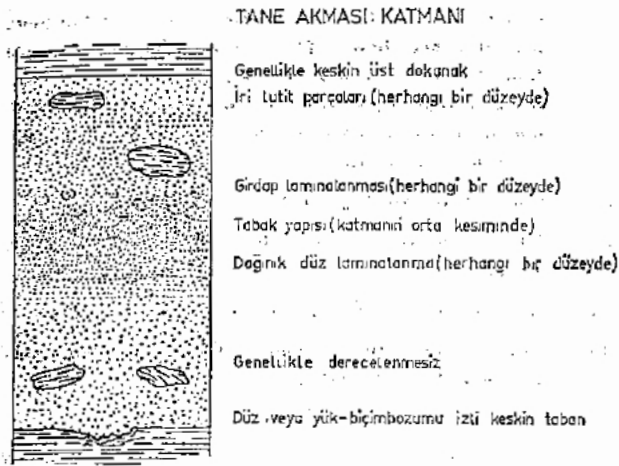
##### Sorunlu Katmanlar :

Bulantı akıntısı kuramı eski derin deniz kırın-tılıllarına ilk kez uygulandığı zaman, bazı kalın kat-manlanmalı ve kaba taneli katmanların tipik bir tür-bidit modeline uymadığı ortaya çıktı. Kuenen (40), bu birimlerin dolgulanma sürecini kayma ile bulantı akıntısının birleşmesi biçiminde düşündü ve böyle katmanlara karışık türbiditler (fluxo-turbidites) adı-nı verdi. Bunların çökelleme yapılarının ayrıntılı tanı-tımını ilk kez Stauffer (41) yapmıştır (Şekil 10). Bu katmanların yapıları, dolgulanma süreçlerinin iki tip tane desteği mekanizmasının, yani tane akması ve akışkanlaşmış çökel akmasının birleşmesinden ibaret olduğunu akla getirmektedir (Şekil 2) (3).

##### Tane Akması :

Taneli ve kohezyonsuz çökellere makaslama gü-cü uygulandığında, taneler etkileştiği ve birbirine çarparak sektığı zaman moment değişimiyle oluşan ve dağılmaya eğilimli bir basınç ortaya çıkar. Bu basınç, çökel destek mekanizmasını etkileyerek tane akması na yol açar. Tane akması 18°'den yüksek eğimlerde gerçekleşir ve bu nedenle derin denizde çok yerel ola-rak görülür. Denizaltı kanyonlarının baş kesimlerin-de tane akmaları izlenmiştir (42).

Dolgulanma, birkaç tane kalınlığındaki bir kat-manın donması veya kütsel yerleşimi ile gerçekleşir. Dolgulanma oluşukları şunlardır (Şekil 6): Som kat-manlanma, keskin taban ve tavan, ters derecelenme, sürüklenme yapılarının yokluğu (3). Ters derecelen-me, akma sırasında küçük tanelerin büyük taneler



Şekil 10 : Bir «tane akması» katmanındaki yapıların genel-  
leştirilmiş istiflenmesi (Stauffer [41]'e göre).

arasına düşmesi ve giderek büyük tanelerin yukarı doğru yer değiştirimi ile oluşabilir (14).

#### Akışkanlaşmış Çökel Akması :

Silt ve kumun akışkanlaşması, yüksek durayılığa sahip bir fabriğin bile bozulmasına neden olur. Taneler artık destekleyici bir çatı oluşturamazlar ve gözenek akışkanı tarafından kısmen desteklenmeye başlarlar. Taneler asılı duruma gelmeye başlar ve çökel dayanımı sıfıra düşer. Gevşek paketlenmiş silt ve kum, akışkanlaşmaya çok duyarlıdır. Çakıl ise çoğunlukla yüksek geçirimlidir ve akışkanı hemen kaçar; böylece tanelerin kaldırılması güçleşir. Kilde de, kohesif güçler akışkanlaşmaya direnir (13).

Akışkanlaşmış kum yüksek ağdalılığa sahip bir akışkan gibi davranır. 2°-3°'lik görelî tatlı eğimli bir yamaçta hızla aşağı akar. Taneleri asılı halde tutan aşırı gözenek akışkanı basınçları (birkaç dakikadan birkaç saate kadar) çabucak tüketilebilir. Dolgulanma tabandan tavana doğru dereceli bir donma ile gerçekleşir. Yapılar genellikle şunlardır (Şekil 6) : Kötu derecelenme, keskin taban ve tavan, sürüklenme yapılarının olmayışı (Ancak dağıntık laminalanma gelişebilir.), taban yük kalıpları, tabak ve sütun yapıları gibi akışkan kaçış izleri, kum volkanları ve konvölüt laminalanma (43,3).

#### Çakıl Taşınımı :

Kumlu türbiditlerdeki Bouma istiflerine benzer tanımlayıcı istifler, yeniden çökeltmiş çakıl ve çakıltaşı katmanları için de önerilmiştir (44,45,46). Walker (45,46) dört tanımlayıcı istif önermiştir.

1 — Tersten normale doğru derecelenmeli istif: Bu istif hem ters hem de normal derecelenme ve seçimli bir tane fabriği ile karakterize olur. Stratifikas-

yonsuzdur. Bu tipin, hem akışkan türbülansının hem de tane etkileşmesinin varolduğu bir çökel çekim akmasıyla dolgulandığına inanılmaktadır.

2 — Derecelenmeli istif : Bunda ters derecelenme enderdir veya kötü gelişmiştir ve stratifikasyon yoktur. Küçük çakıl ve çakılçıklardan oluşan daha ince katmanlarda, derecelenmeli istif aşağıdaki 3 nolü istife geçiş gösterebilir.

3 — Dereceli stratifikasyonlu istif : Bu istif stratifikasyon, normal derecelenme ve seçimli bir tane fabriğiyle karakterize olur. Bu tipin aslıtadan çökeldiğine, fakat çökelme sırasında, yatak yükü sürüklenmesinin katmanın üst kesiminde giderek önemli olmaya başladığına inanılmaktadır.

4 — Örgütlenmemiş katman : Moloz akması dolgularından yalnızca tane destekli çatı oluşturması bakımından ayrılır.

#### OKYANUS DİBİ SICAKLIK - TUZLULUK AKINTILARI :

1960'larda, kıta şelfinden denizaltı kanyonları yoluyla okyanus tabanına karadan türeme kırıntılı geçiş taşıması için, bulantı akıntılarında alternatif bir süreç olarak okyanuslardaki yerli dip akıntıları önerildi (47). 1970'lerin başlarında ise bunlara ilişkin tüm kanıtlar sağlanmıştı (48). Okyanus dip akıntıları rüzgarlar, gelgitler veya sıcaklık ve tuzluluktaki yoğunluk farklılıkları tarafından oluşturulabilirler. En büyük hacimli akıntıları oluşturan etken sonuncusudur. Kutup bölgelerinde soğuk ısılar, dibe dalan ve dip akmaları olarak ekvatoryal bölgelere hareket eden yoğun, soğuk ve görelî tuzlu suların oluşmasını sağlamaktadır. Koriolis etkisinin bir sonucu olarak, dip akmaları batıya döner ve jeostrofik (\*) eşyükselti izleyici akıntıları oluşturabilir.

Eşyükselti akıntıları, saatte 2 km'ye varabilen değişken hızlardaki, sürekli akışkan akmalarıdır. Bunlar, küçük akıntı ripollarından, genleri onlarca metre ve dalga uzunlukları binlerce metre olan büyük çökel dalgaları veya kumullara kadar uzanan katman biçimlerini oluşturur. Eşyükselti akıntıları çamur, silt ve kumu taşıyabilir ve yeniden dolgulayabilir. Bu dolgulara konturit adı verilir. Konturitlerin yapıları ince katmanlı türbiditlerinkine benzer ama normal türbiditlerinkinden farklıdır (49,48). Bu yapılar şunlardır: (1) Olağan olarak 5 cm'den ince katmanlanma, (2) keskin taban ve tavan, (3) sürekli laminalanma ve ağır mineral dizilimli çapraz laminalanma, (4) ince taneli, olağan olarak siltli ve çamurlu çökel, (5) yaklaşık % 0.5'lik matriks oranının görüldüğü bir iyi boyulanma, (6) normal veya ters derecelenme, (7) havza kenarına koşut, dağıntık bir biçimlenme.

Konturitler kıta yükseltilerinde görülmüştür; abis ovalarında bulunmazlar. Eski derin deniz kırıntılı istiflerinde konturitler saptanmıştır (49,50).

(\*) Jeostrofik (geostrophic) sözcüğü, «yerkürenin dönmesi nedeniyle oluşan sapma gücüne (Koriolis gücüne) bağlı» anlamındadır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- 1 — Rupke, N.A., 1978, Deep Clastic Seas. Sedimentary Environments and Facies (Ed.: H.G. Reading)'da, s. 372-415, Blackwell, Oxford.
- 2 — Dott, R.H. Jr., 1963, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 47, 104-129.
- 3 — Middleton, G.V. ve Hampton, M.A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. Marine Sediment Transport and Environmental Management Ed.: D.J. Stanley ve D.J.P. Swift)'da, s. 197-218, John Wiley, New York.
- 4 — Kruit, C., Brouwer, J., Knox, G., Schöllnberger, W. ve Vliet, van A., 1975, Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge Tertiaire près de San Sebastian (province de Guipúzcoa, Espagne). 9th Int. Congr. Sedimentol., Nice 1975, excursion 23, 75.
- 5 — Moore, D.G., 1961, J. sedim. Petrol., 31, 343-357.
- 6 — Lewis, K.B., 1971, Sedimentology, 16, 97-110.
- 7 — Helwig, J., 1970, J. Geol., 78, 172-187.
- 8 — Maas, K., 1974, Leidse geol. Meded., 49, 379-465.
- 9 — Fisher, R.V., 1971, J. sedim. Petrol., 41, 916-927.
- 10 — Embley, R.W., 1976, Geology, 4, 371-374.
- 11 — Growell, J.C., 1957, Bull. geol. Soc. Am., 68, 993 - 1010.
- 12 — Kuenen, Ph. H. ve Migliorini, C.I., 1950, J. Geol., 58, 91-127.
- 13 — Kuenen, Ph. H., 1966, Sedimentology, 7, 267-297.
- 14 — Middleton, G.V., 1970, Experimental studies related to flysch sedimentation. Flysch Sedimentology in North America Ed.: J. Lajoie)'da, s. 253-272. Spec. Pap. geol. Assoc. Can., 7.
- 15 — Hampton, M.A., 1972, J. Sedim. Petrol., 42, 775-793.
- 16 — Bagnold, R.A., 1962, Proc. Roy. Soc. London, ser. A 265, 315-319.
- 17 — Allen, J.R.L., 1971, J. Sedim. Petrol., 41, 97-113.
- 18 — Kuenen, Ph. H., 1967, Sedimentology, 9, 203-243.
- 19 — Griggs, G.B. ve Kulm, L.D., 1970, Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1361-1384.
- 20 — Nelson, C.H. ve Kulm, L.D., 1973, Submarine fans and channels. Turbidites and Deep Water Sedimentation'da, s. 39-78. Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Section, Short Course, Anaheim.
- 21 — Chough, S. ve Hesse, R., 1976, Geology, 4, 529-533.
- 22 — Gorsline, D.S. ve Emery, K.O., 1959, Bull. geol. Soc. Am., 70, 279-290.
- 23 — Nelson, C.H., 1976, Mar. Geol., 20, 129-173.
- 24 — Rupke, N.A., 1975, Sedimentology, 22, 95-109.
- 25 — Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation, 169 s., Elsevier, Amsterdam.
- 26 — Harms, J.C. ve Fahnestock, R.K., 1965, Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation (Ed.: G.V. Middleton)'da, s. 84-115, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 12, Tulsa.
- 27 — Colton, G.W., 1967, J. Geol., 75, 11-22.
- 28 — Parkash, B. ve Middleton, G.V., 1970, Sedimentology, 14, 259-293.
- 29 — McBride, E.F., 1962, J. Sedim. Petrol., 32, 39-91.
- 30 — Andel, T.J.H. van ve Komar, P.D., 1969, Bull. geol. Soc. Am., 80, 1163-1190.
- 31 — Seilacher, A., 1962, J. Geol., 70, 227-234.
- 32 — Moore, D.G., 1969, Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. Spec. Pap. geol. Soc. Am., 107, 142 s.
- 33 — Menard, H.W., 1964, Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations - Becken. Turbidites (Ed.: A.H. Bouma ve A. Brouwer)'da, s. 156-191, Elsevier, Amsterdam.
- 34 — Shepard, F.P., McLoughlin, P.A., Marshall, N.F. ve Sullivan, G.G., 1977, Geology, 5, 297-301.
- 35 — Hesse, R., 1975, Sedimentology, 22, 387-416.
- 36 — Scholle, P.A., 1971, Bull. geol. Soc. Am., 82, 629 - 658.
- 37 — Rupke, N.A., 1976, Sedimentology, 23, 43-65.
- 38 — Stow, D.A.V. ve Shanmugam, G., 1980, Sed. Geol., 25, 23-42.
- 39 — Stow, D.A.V., 1982, Episodes, 2, 3-8, (Çev.: Hak-yemez, Y., 1983, Yeryuvarı ve İnsan, 1, 14-18.
- 40 — Kuenen, Ph. H., 1958, Geol. Mijnb., 20, 329-339.
- 41 — Stauffer, P.H., 1967, J. Sedim. Petrol., 37, 487-508.
- 42 — Shepard, F.P. ve Dill, R.F., 1966, Submarine Canyons and Other Sea Valleys, 381 s., Rand McNally, Chicago.
- 43 — Lowe, D.R., 1975, Sedimentology, 22, 157-204.
- 44 — Davies, I.C. ve Walker, R.G., 1974, J. Sedim. Petrol., 44, 1200-1216.
- 45 — Walker, R.G., 1975, Bull. Geol. Soc. Am., 86, 737 - 748.
- 46 — Walker, R.G., 1977, Bull. Geol. Soc. Am., 88, 273 - 285.
- 47 — Hubert, J.F., 1964, J. Geol., 72, 757-785.
- 48 — Bouma, A.H. ve Hollister, C.D., 1973, Deep ocean basin sedimentation. Turbidites and Deep Water Sedimentation'da, s. 79-118. Soc. econ. Paleont. Miner., Pacific Section, Short Course, Anaheim.
- 49 — Bouma, A.H., 1972, J. Sedim. Petrol., 42, 917-921.
- 50 — Bein, A. ve Weiler, Y., 1976, Sedimentology, 23, 511 - 532.