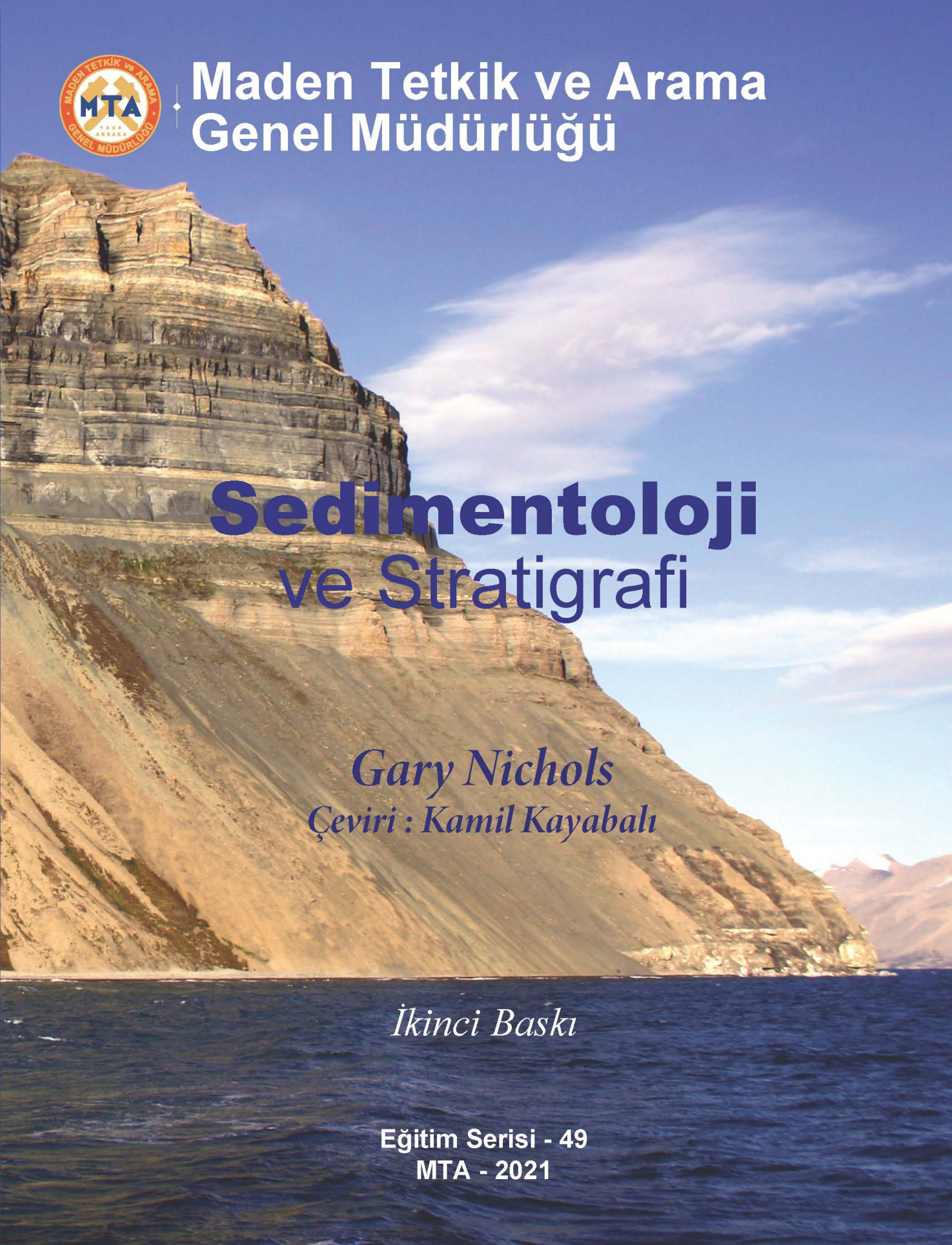


Maden Tetkik ve Arama
Genel Müdürlüğü

# Sedimentoloji
## ve Stratigrafi

*Gary Nichols*
*Çeviri : Kamil Kayabalı*

*İkinci Baskı*

**Eğitim Serisi - 49**
**MTA - 2021**

# Sedimentoloji ve Stratigrafi

**CD İLE BİRLİKTE**

Yazar tarafından hazırlanmış, ilave görsel malzeme içeren bir CD-ROM kitapla birlikte verilmiştir.

**MTA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ ADINA SAHİBİ**
**GENEL MÜDÜR**
Yasin ERDOĞAN

**REDAKSİYON KURULU**
Şule GÜRBOĞA (Başkan)
Oğuz ALTUN
Recep GÜNEY
Neşe OYAL
Selim ÖZALP
Leyla ŞAHİN
Deniz TİRİNGA

Bu sayı, Erol TİMUR, Oğuz ALTUN, Dilek Gülnur DEMİRAY, Huriye DEMİRCAN, Füsun YİĞİT FETHİ, Şule GÜRBOĞA, Aslı Zeynep YAVUZOĞLU'ndan oluşan önceki Yayım ve Redaksiyon Kurulu tarafından basıma hazırlanmıştır.

**ESER İNCELEME GRUBU**
Alper GÜRBÜZ
Hükmü ORHAN

**SORUMLU YAZI İŞLERİ MÜDÜRÜ**
Banu Ebru BİNAL (Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanı)
e-posta: banu.binal@mta.gov.tr

**YÖNETİM YERİ**
Redaksiyon Kurulu Başkanlığı
Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
Genel Müdürlük Binası (A Blok)
Dumlupınar Bulvarı No: 33/A
06530 Çankaya/ANKARA
e-mail: redaksiyon@mta.gov.tr

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayın Serisi Türkçe olarak yayımlanır. Yayımlar ücreti karşılığında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Basın ve Halkla İlişkiler Servisi'nden doğrudan veya posta ücreti ödenerek yazışma ile elde edilebilir. Dizgi ve Baskı işlemleri Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Neşriyat Servisi tarafından yürütülür ve takip edilir.

Basım Tarihi : 28.09.2021
Basım Yeri : Azim Matbaacılık Kağıtcılık San.Tic.Ltd.Şti.
Büyük San. 1. cad. No: 99/33 İskitler/ANKARA
Tel: 0(312)3420372
Fax: 0(312)3412977
Sertifika No: 47897
Yayın Türü: Yaygın Süresiz
ISBN: 978-605-9516-79-2

# Sedimentoloji ve Stratigrafi

İkinci Baskı

**Gary Nichols**

**Çeviren: Kâmil Kayabalı**

WILEY-BLACKWELL

Bir John Wiley & Sons, Ltd., Yayını

İlk olarak 1999'da yayınlanmıştır.
Bu baskı ilk olarak 2009'da © Gary Nichols tarafından yayınlanmıştır.
Blackwell Publishing Şubat 2007'de John Wiley and Sons tarafından alınmıştır. Blackwell'in yayın programı Wiley-Blackwell işbirliği oluşturmak üzere Wiley'in küresel Bilimsel, Teknik ve Tıp ticari işleri ile birleştirilmiştir.
*Kayıt ofisi*
John Wiley and Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK
*Editörlük ofisleri*
9600 Garsington Road, Oxford, OX4 2DQ, UK
The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK
111 River Street, Hoboken, NJ 07030-5774, USA

Küresel editörlük ofislerimiz, müşteri hizmetlerimiz ve bu kitaptaki telifli malzemenin yeniden kullanımı için nasıl izin alınması gerektiği hakkında bilgi edinmek istiyorsanız www.wiley.com/wiley-blackwell'deki internet sayfamızı ziyaret ediniz.

All Rights Reserved. Authorised translation from the English language edition published by John Wiley and Sons Limited. Responsibility for the accuracy of the translation rests solely with Maden Tetkik ve Arama Genel Mudürlüğü and is not the responsibility of John Wiley and Sons Limited. No part of this book may be reproduced in any form without the written permission of the original copyright holder, John Wiley and Sons Limited.

Tüm hakları saklıdır. John Wiley and Sons tarafından yayınlanan İngilizce baskıdan izinli tercümedir. Tercümenin doğruluğuna ait sorumluluk tamamen Maden Tetkik ve Arama Genel Mudürlüğü'ne ait olup, John Wiley and Sons Limited sorumlu değildir. Bu kitabın hiç bir kısmı asıl telif sahibi olan John Wiley and Sons Limited'in yazılı izni olmadan hiçbir şekilde çoğaltılamaz.

Wiley kendi kitaplarını değişik elektronik formatlarda da yayınlamaktadır. Fiziksel baskıda yer alan bazı kısımlar elektronik kitaplarda bulunmayabilir.
Firmaların ürünlerini ayırt etmek için kullandıkları adlamalar genellikle ticari hak olarak iddia edilirler. Bu kitapta kullanılan tüm yeni isimler ve ürün isimleri ticari isimler, ticari markalar veya kayıtlı ticari markalar ilgili sahiplerine aittir. Yayıncının bu kitaptaki herhangi bir ürün veya firma ismi ile ilgisi yoktur. Bu yayın içerdiği konu itibariyle doğru ve güvenilir bilgi sağlayacak şekilde tasarlanmıştır. Kitabı alan müşterinin yayıncının kitap konusunda profesyonel bir hizmet vermediğini bilmesi gerekir. Profesyonel destek veya uzmanlık yardımı gerekli olduğunda yetkin profesyonellere başvurulmalıdır.

*Kongre Kütüphanesi'nde Kataloglama Biçimi*
Nichols, Gary.
Sedimentology and stratigraphy / Gary Nichols. – 2nd ed.
p. cm.
Bibliyografik kaynakları ve indeksi var.
ISBN 978-1-4051-3592-4 (pbk. : alk. kâğıt) – ISBN 978-1-4051-9379-5 (ciltli : alk. kâğıt)
1. Sedimentasyon ve çökelme. 2. Jeoloji, Stratigrafik.
I. Başlık
QE571.N53 2009
551.3'03–dc22
2008042948
Bu kitaba ait bir katalog British Library'de mevcuttur.
Pondicherry, Hindistan'da SPi Publisher Services tarafından 9/11pt Photina ile dizilmiştir.
Birleşik Krallık'ta basılmış ve ciltlenmiştir.
1 2009

# İçindekiler

Önsöz, ix
Katkı Belirtme, xi
Çeviri Önsözü, xiii

**1 GİRİŞ: SEDİMENTOLOJİ VE STRATİGRAFİ, 1**
1.1 Sedimenter Süreçler, 1
1.2 Sedimenter Ortamlar ve Fasiyesler, 2
1.3 Ortamlar ve Fasiyesler Yelpazesi, 3
1.4 Stratigrafi, 3
1.5 Kitabın Yapısı, 4
Yardımcı Okuma Kaynakları, 4

**2 KARASAL KIRINTILI SEDİMENTLER: ÇAKIL, KUM VE ÇAMUR, 5**
2.1 Sedimentlerin ve Sedimenter Kayaların Sınıflandırılması, 5
2.2 Çakıl ve Çakıltaşı, 7
2.3 Kum ve Kumtaşı, 10
2.4 Kil, Silt ve Çamurtaşı, 21
2.5 Karasal Kırıntılı Sedimenter Kaya Dokuları ve Analizi, 23
2.6 Karasal Kırıntılı Sedimentler: Özet, 27
Yardımcı Okuma Kaynakları, 27

**3 BİYOJENİK, KİMYASAL VE VOLKANOJENİK SEDİMENTLER, 28**
3.1 Kireçtaşı, 28
3.2 Evaporit Mineralleri, 36
3.3 Çörtler, 38
3.4 Sedimenter Fosfatlar, 38
3.5 Sedimenter Demirtaşı, 38
3.6 Karbonlu (organik) Çökeller, 40
3.7 Volkanoklastik Sedimenter Kayalar, 41
Yardımcı Okuma Kaynakları, 43

**4 TAŞINMA SÜREÇLERİ VE SEDİMENTER YAPILAR, 44**
4.1 Taşıyıcı Araçlar, 44
4.2 Akışkanlar ve Akışkanlar İçindeki Parçacıkların Davranışı, 45
4.3 Akıntılar, Sediment ve Tabaka Yüzey Şekilleri, 50
4.4 Dalgalar, 58
4.5 Kütlesel Akmalar, 60
4.6 Çamur Çatlakları, 64
4.7 Erozyonal Sedimenter Yapılar, 65
4.8 Sedimenter Yapılar ve Tabakalar Terminolojisi, 66
4.9 Sedimenter Yapılar ve Sedimenter Ortamlar, 67
Yardımcı Okuma Kaynakları, 68

**5 SAHA SEDİMENTOLOJİSİ, FASİYESLER VE ORTAMLAR, 69**
5.1 Saha Sedimentolojisi, 69
5.2 Grafik Sedimenter Loglar, 70
5.3 Paleoakıntılar, 75
5.4 Kaya Örneklerinin Derlenmesi, 78
5.5 Karot Tanımlaması, 79
5.6 Eski Çökel Ortamlarının Yorumlanması, 80
5.7 Eski Ortamların Zaman ve Mekanda Yeniden Kurulumu, 84
5.8 Fasiyesler ve Ortamlar: Özet, 85
Yardımcı Okuma Kaynakları, 86

**6 KITALAR: SEDİMENTİN KAYNAKLARI, 87**
6.1 Sediment Kaynağından Katmanların Oluşumuna, 87
6.2 Dağ Oluşum Süreçleri, 88
6.3 Küresel İklim, 88
6.4 Bozuşma Süreçleri, 89
6.5 Aşınma ve Taşınma, 93
6.6 Denudasyon ve Morfolojik Gelişim, 95
6.7 Tektonizma ve Denudasyon, 99
6.8 Denudasyon Hızlarının Ölçümü, 100
6.9 Denudasyon ve Sediment Tedariki: Özet, 101
Yardımcı Okuma Kaynakları, 101

**7 BUZUL ORTAMLARI, 102**
7.1 Buzul Ortamlarının Dağılımı, 102
7.2 Buzul Buzu, 104
7.3 Buzullar, 105
7.4 Kıtasal Buzul Çökelimi, 107
7.5 Denizel Buzul Ortamları, 110
7.6 Buzul Çökellerinin Dağılımı, 112
7.7 Buz, İklim ve Tektonizma, 112
7.8 Buzul Ortamlarının Özeti, 113
Yardımcı Okuma Kaynakları, 113

**8 EOLİYEN ORTAMLAR, 114**
8.1 Eoliyen Taşınma, 114
8.2 Çöller ve Ergler, 116
8.3 Rüzgarla Savrulmuş Parçacıkların Özellikleri, 116
8.4 Eoliyen Tabaka Şekilleri, 118
8.5 Çöl Ortamları, 120
8.6 Çöller Dışındaki Eoliyen Çökeller, 126
8.7 Özet, 127
Yardımcı Okuma Kaynakları, 127

**9 AKARSULAR VE ALÜVYAL YELPAZELER, 129**
9.1 Flüvyal ve Alüvyal Sistemler, 129
9.2 Akarsu Şekilleri, 131
9.3 Taşkın Düzlüğü Çökelimi, 139
9.4 Flüvyal Çökel Desenleri, 139
9.5 Alüvyal Yelpazeler, 141
9.6 Flüviyal ve Alüviyal Ortamlardaki Fosiller, 146
9.7 Topraklar ve Paleosollar, 146
9.8 Flüvyal ve Alüvyal Yelpaze Çökelimi: Özet, 149
Yardımcı Okuma Kaynakları, 149

**10 GÖLLER, 151**
10.1 Göller ve Gölsel Ortamlar, 151
10.2 Tatlı Su Gölleri, 153
10.3 Tuzlu Göller, 157
10.4 Kısa Süreli Göller, 158
10.5 Gölsel Çökelim Kontrol Mekanizmaları, 160
10.6 Göllerde Hayat ve Gölsel Çökellerdeki Fosiller, 160
10.7 Gölsel Fasiyeslerin Tanınması, 161
Yardımcı Okuma Kaynakları, 161

**11 DENİZEL ALANLAR: MORFOLOJİ VE SÜREÇLER, 163**
11.1 Denizel Alanların Bölümleri, 163
11.2 Gelgitler, 165
11.3 Dalga ve Fırtına Süreçleri, 169
11.4 Termohalin ve Jeostrofik Akıntılar, 170
11.5 Okyanuslarda Kimyasal ve Biyokimyasal Çökelme, 170
11.6 Denizel Fosiller, 172
11.7 İz Fosiller, 173
11.8 Denizel Ortamlar: Özet, 178
Yardımcı Okuma Kaynakları, 178

**12 DELTALAR, 179**
12.1 Akarsu Ağızları, Deltalar ve Haliçler, 179
12.2 Delta Çeşitleri, 179
12.3 Delta Ortamları ve İstifleri, 180
12.4 Delta Morfolojisi ve Fasiyeslerindeki Değişimler, 184
12.5 Delta Döngüleri ve Stratigrafi, 192
12.6 Deltalarda Sinsedimenter Deformasyon, 193
12.7 Delta Çökellerinin Tanınması, 195
Yardımcı Okuma Kaynakları, 197

**13 KIRINTILI KIYILAR VE HALİÇLER, 199**
13.1 Kıyılar, 199
13.2 Plajlar, 201
13.3 Bariyerler ve Lagün Sistemleri, 203
13.4 Gelgitler ve Kıyı Sistemleri, 206
13.5 Kıyı İstifleri, 207
13.6 Haliçler, 207
13.7 Kıyı ve Haliç Ortamlarındaki Fosiller, 212
Yardımcı Okuma Kaynakları, 214

**14 SIĞ, KUMLU DENİZLER, 215**
14.1 Sığ Denizel Ortamlarda Karasal Kırıntılı Malzemenin Çökelmesi, 215
14.2 Fırtına Denetimli Kırıntılı Sığ Denizler, 217
14.3 Gelgit Denetimli Kırıntılı Sığ Denizler, 220
14.4 Deniz Seviyesindeki Değişime Tepkiler, 222
14.5 Kumlu Sığ Denizel Ortamların Tanınma Ölçütleri, 223
Yardımcı Okuma Kaynakları, 224

**15 SIĞ DENİZEL KARBONAT VE EVAPORİT ORTAMLARI, 225**
15.1 Karbonat ve Evaporit Çökelme Ortamları, 225
15.2 Kıyısal Karbonat ve Evaporit Ortamları, 228
15.3 Sığ Denizel Karbonat Ortamları, 233
15.4 Karbonat Platform Çeşitleri, 237
15.5 Denizel Evaporitler, 242
15.6 Karışık Karbonat-Kırıntılı Ortamları, 245
Yardımcı Okuma Kaynakları, 245

**16 DERİN DENİZEL ORTAMLAR, 247**
16.1 Okyanusal Havzalar, 247
16.2 Deniz Altı Yelpazeleri, 250
16.3 Yamaç Apronları, 256
16.4 Konturitler, 257
16.5 Okyanusal Sedimentler, 258
16.6 Derin Okyanusal Çökellerdeki Fosiller, 261
16.7 Derin Okyanusal Çökellerin Tanınması: Özet, 261
Yardımcı Okuma Kaynakları, 262

**17 VOLKANİK KAYALAR VE SEDİMENTLER, 263**
17.1 Volkanik Kayalar ve Sedimentler, 263
17.2 Volkanoklastik Malzemelerin Taşınması ve Çökelmesi, 265
17.3 Püskürme Biçimleri, 268
17.4 Volkanik İstiflerdeki Fasiyes Toplulukları, 269
17.5 Diğer Ortamlardaki Volkanik Malzemeler, 271
17.6 Yeryuvarı'nın Tarihçesinde Volkanik Kayalar, 271
17.7 Volkanik Çökellerin Tanınması: Özet, 272
Yardımcı Okuma Kaynakları, 273

**18 ÇÖKELİM SONRASI YAPILAR VE DİYAJENEZ, 274**
18.1 Sedimenter Katmanların Çökelim Sonrası Değişimi, 274
18.2 Diyajenez Süreçleri, 279
18.3 Kırıntılı Diyajenezi, 285
18.4 Karbonat Diyajenezi, 287
18.5 Evaporitlerde Çökelim Sonrası Değişimler, 291
18.6 Volkanoklastik Sedimentlerin Diyajenezi, 291
18.7 Kömür, Petrol ve Gazın Oluşumu, 292
Yardımcı Okuma Kaynakları, 296

**19 STRATİGRAFİ: KAVRAMLAR VE LİTOSTRATİGRAFİ, 297**
19.1 Jeolojik Zaman, 297
19.2 Stratigrafik Birimler, 301
19.3 Litostratigrafi, 302
19.4 Litostratigrafi Uygulamaları, 306
Yardımcı Okuma Kaynakları, 309

**20 BİYOSTRATİGRAFİ, 311**
20.1 Fosiller ve Stratigrafi, 311
20.2 Organizmaların Sınıflandırılması, 312
20.3 Evrimsel Eğilimler, 314
20.4 Biyozonlar ve Zon Fosilleri, 315
20.5 Biyostratigrafide Kullanılan Taksonlar, 318
20.6 Biyostratigrafik Deneştirme, 321
20.7 Biyostratigrafinin Diğer Stratigrafik Tekniklerle İlişkisi, 322
Yardımcı Okuma Kaynakları, 323

**21 YAŞLANDIRMA VE DENEŞTİRME TEKNİKLERİ, 324**
21.1 Yaşlandırma ve Deneştirme Teknikleri, 324
21.2 Radyometrik Yaşlandırma, 325
21.3 Diğer İzotopik ve Kimyasal Teknikler, 329
21.4 Manyetostratigrafi, 330
21.5 Kuvaterner'de Yaşlandırma, 332
Yardımcı Okuma Kaynakları, 334

**22 YERALTI STRATİGRAFİSİ VE SEDİMENTOLOJİSİ, 335**
22.1 Yeraltı Stratigrafisi ve Sedimentolojisine Giriş, 335
22.2 Sismik Yansıma Verileri, 336
22.3 Kuyu Stratigrafisi ve Sedimentolojisi, 341
22.4 Jeofiziksel Loglama, 343
22.5 Yeraltı Fasiyesleri ve Havza Analizi, 348
Yardımcı Okuma Kaynakları, 348

**23 SEKANS STRATİGRAFİSİ VE DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ, 349**
23.1 Deniz Seviyesi Değişimleri ve Sedimentasyon, 349
23.2 Depolanma Sekansları ve Sistem Traktları, 357
23.3 Parasekanslar: Sistem Traktlarının Bileşenleri, 362
23.4 Karbonat Sekans Stratigrafisi, 365
23.5 Denizel Olmayan Havzalarda Sekans Stratigrafisi, 368
23.6 Sekans Stratigrafisinde Alternatif Şemalar, 368
23.7 Sekans Stratigrafisi Uygulamaları, 369
23.8 Deniz Seviyesindeki Dalgalanmaların Nedenleri, 373
23.9 Sekans Stratigrafisi: Özet, 380
Yardımcı Okuma Kaynakları, 380

**24 SEDİMENTER HAVZALAR, 381**
24.1 Sediment Birikmesini Denetleyen Etmenler, 381
24.2 Litosferik Genişleme İle İlişkili Havzalar, 384
24.3 Yitimle İlgili Havzalar, 387
24.4 Kabuksal Yükleme İle İlgili Havzalar, 390
24.5 Doğrultu Atımlı Tektonik İle İlişkili Havzalar, 392
24.6 Karmaşık ve Melez Havzalar, 392
24.7 Stratigrafide Tektonik Kayıtlar, 393
24.8 Sedimenter Havza Analizi, 393
24.9 Sedimenter Kayıtlar, 397
Yardımcı Okuma Kaynakları, 397

Kaynaklar, 398
Dizin, 410

# Önsöz

İki husus arasında memnuniyet verici bir simetriden bahsetmek isterim. Bunlardan birincisi, bu kitabın ilk baskısının ana iskeletinin İngiliz Antarktika Araştırmaları Dairesi ile birlikte aralıklı olarak yapılan saha çalışmalarına dayalı şekilde Antarktika Dairesi içinde yazılmış olması; diğeri de ikinci baskının metninin Svalbard'daki University Center'da 2 yıl jeoloji profesörü olarak çalışmam sırasında gerçekleştirilen Arktik Daire çalışmalarına dayalı olarak yazılmasıdır. Bu durumun benim kutup bölgelerine olan olağan dışı bir alakamdan ziyade, bir kitap yazımı için gerekli olan huzurlu ve sakin bir ortamı yakalamak için dünyanın uç noktalarına kadar gitmemden kaynaklandığını belirtmem gerekir. Bu kutup bölgelerine yaptığım geçici ziyaretler toplamda 10 yıl sürmüş olup, bu süre zarfında gerek sedimentolojide ve gerekse stratigrafide kitabı güncellemeye yetecek miktarda yeni malzemeler ortaya çıkmıştır. Bu esnada teknoloji de ilerlemiş olduğundan, yeni baskının ekinde daha tatminkâr düzeyde dijital görsel malzemeler içeren bir kompakt disk sunma fırsatı da bulabildim. Görsellik açısından jeoloji harika bir bilim dalıdır; bunun en iyi izlendiği yer de şüphesiz arazinin kendisidir. Ancak, arazi örneklerine ait görselliğin zenginleştirilmesinde fotoğrafların katkısı da yadsınamaz. Şahsen, avare bir jeo-turist olmadığımı belirtmem gerekir. Saha çalışmaları sırasında veya tatil zamanlarında daima jeolojik açıdan sıra dışı özellikler yakalamak için devamlı bakınıp dururum. Kitabın ekinde verilen diskteki fotoğraflar 20 yıldan fazla bir zaman zarfında derlenmiş olup, küremizin birçok "köşesine" ait örnekler içermektedir.

## LİSANS DÜZEYİ BİR KİTAP

Bu kitap üniversitede jeoloji okuyan öğrenciler için yazılmış olup, öğrencilere sedimentoloji ve stratigrafi konularında giriş düzeyinde bilgiler verilmesi amaçlanmıştır. Kitabın konuyla yeni tanışanlar açısından anlaşılır şekilde hazırlanmış olduğunu ve daha ileri düzey çalışma yapanlara da kavramlar ile terminoloji açısından bir arka plan bilgisi vereceğini ümit ediyorum. Kitaptaki yaklaşım daha çok tanımsal olup, daha sayısal değerlendirmeler içeren kitaplarda (örnek; Leeder, 1999) ele alınan konular için tamamlayıcı olması amaçlanmıştır. Sedimenter süreçler Allen (1997) gibi kitaplarda daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Sedimenter ortamların çok daha ayrıntılı analizleri de Reading (1996)'da bulunabilir. Stratigrafi konusunda daha kapsamlı bir içerik arayanlar için Coe (2003) gibi bir kitabı tavsiye ederim.

## TERİMLERİN TANIMLARI

Bu kitapta bir sözlük verilmemiş olmakla birlikte kitap kapsamına ait terminoloji hakkında gerekli açıklamalar metin içinde yapılmıştır. Teknik terimler ilk kez verildiklerinde genellikle **koyu** ve *italik* yazılmış; terime dair gerekli açıklama bu aşamada yapılmıştır. Bir terimin anlamını bulmak için okuyucunun önce dizinde o terimi bulması ve oradan da listelenen sayfalar arasında ilk verilen sayfaya gitmesi gerekir. Bazı terimlere dair görüşler farklı olsa da, kitapta bunların tartışmasına girilmemiştir. Bu konuda çoğu zaman en çok kabul gören görüşler benimsenmiş; diğer durumlarda kitap içinde sadelik ve tutarlılığa öncelik verilmiştir.

## KAYNAKLAR

Seçilen kaynaklarda bir konu için kapsamlı içerik bulmaktan ziyade konu için daha fazla bilgi gerekli olduğu zaman yardımcı olabilecek birkaç yeni, güncel yayın verilmesi amaçlanmıştır. Daha önceki çalışmalara konu için önemli ilk bilginin verildiği durumlarda değinilmiştir. Her bölüm sonunda okuyucunun konu hakkında daha fazla bilgi edinmesi için yardımcı okuma kaynakları verilmiştir. Bu kaynaklar genellikle kitaplar, özel yayınlar içinde derlenmiş makaleler ve bir konuya ait geçmişten bugüne yaşanan gelişmeleri ele alan anahtar derleme makaleleri (key review articles) şeklinde olup, bu kaynakların o bölümde ele alınan konu hakkında daha genel bilgiler edinmek için başlangıç düzeyinde yayınlar şeklinde olması amaçlanmıştır.

## ÇAPRAZ ATIFLAMA VE KOMPAKT DİSK

Metinde tekrardan kaçınmak için çok yerde çapraz atıflama yapılmış ve atıf yapılan altbölüm parantez içinde italik olarak verilmiştir (örnek; *2.3.4*). Kitap ekindeki kompakt disk öncelikle kitap içinde verilen fotoğraflar olmakla beraber daha fazla görsel malzeme içermektedir. Yazılan kitap tek başına kullanılabilir nitelikte olduğu için kompakt diskteki malzemelere atıf yapılmamıştır. Bunun aksine, kompakt diskin kitapla birlikte kullanılması amaçlanmış olup, içindeki diyagram ve resimlerin kapsamlı alt yazıları veya açıklamaları verilmemiştir. Diskteki her yansıya ait bilgiler bir dizin içinde verilmiştir. Kitapta ve diskte kullanılan tüm fotoğraflar yazar tarafından çekilmiş olup, tüm diyagramlar yazar tarafından çizilmiştir. Metinde kullanılan fotoğrafların alındığı yerlerin listesi disk içindeki bir ekte sunulmuştur.

# Katkı Belirtme

Phil Chapman'ın arkadaşı Roger Nichols'ın henüz onlu yaşlardaki küçük kardeşine "A" düzeyinde bir jeoloji tahsili yapmasının çok hoş olabileceğinden tesadüfen bahsetmiş olmasına minnettarım. Öyle zannediyorum ki, hayatımda aldığım en değerli öğüt bu olsa gerekir. Sonraları, Londra'daki Imperial College'da öğrenci iken sedimentoloji derslerini aldığım Doug Sherman ilham kaynağım olmuş; belki de farkında olmadan kendimi bir sedimentoloji akademisyeni olmaya adamamı sağlamıştır. (Bana bugüne kadar en büyük iltifatı Doug'ın da eski bir meslektaşı olan Rick Sibson yapmış; yaklaşık 20 sene sonra bir konferansta yaptığım sunumda "bugün yaptığın konuşmada Doug Sherman'ın gölgesini gördüm sende" demiştir.) Peter Friend doktora projesi danışmanı olarak bana değeri tarif edilemez bir rehberlik yapmıştır. Gerçekten de, Peter'ın eski bir araştırma öğrencisi olarak çalıştığım sırada kazandığım akademik soy ağacından daha köklüsüne sahip olamazdım. Pek çok ülkeden değişik çok sayıda insanla çalışmak büyük bir zevkti. Hepsi de benim için bir şekilde ilham kaynağı olmuştur. En önemlisi de, jeolojideki 25 yıllık tecrübemi oldukça renklendirmiş olmalarıdır. Her şeyim olan Davina'ye de minnettarım.

.

# Çeviri Önsözü

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), 1935 yılından bugüne ülkemizde yerbilimleri konusunda çalışmalar yürütmekte ve bu çalışmaların sürdürülebilmesini sağlamak amacıyla gerekli olan tüm faaliyetlere destek vermektedir. Bu kapsamda, Genel Müdürlüğümüz ülkemizin jeoloji alanındaki eğitim çalışmalarını raporlar ve projeler ile desteklerken aynı zamanda farklı dillerde yayımlanmış olan kıymetli eserlerin ana dilimize çevrilerek ülkemiz bilim insanlarının hizmetine sunulmasını sağlamaktadır. Böylelikle hem bilimsel birikimin artırılması hem de MTA Kütüphanesi'nin zenginleştirilmesine katkı sağlanmaktadır.

İngilizceden dilimize tercüme edilen "SEDİMENTOLOJİ VE STRATİGRAFİ" adlı bu kitap, 2009 yılında Gary Nichols tarafından 2. baskısı yayımlanan "SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY" adlı eserdir. Prof. Dr. Kamil KAYABALI tarafından büyük bir titizlikle Türkçe' ye tercüme edilen bu kitabın telif hakkı MTA tarafından "John Wiley and Sons" yayınevinden alınmıştır.

Sedimentoloji ve stratigrafinin temel esasları ve uygulamaları hakkında kıymetli bilgiler içeren bu kitabın, ülkemiz araştırmacıları ve öğrencileri için yararlı bir kaynak olacağını umuyor ve hayırlı olmasını diliyorum. Ayrıca, kitabın çevirisi için Sayın Prof. Dr. Kamil KAYABALI'ya ve baskı aşamasında emeği geçen tüm personelimize teşekkür ederim.

Doç. Dr. Yasin ERDOĞAN
Genel Müdür

# 1
# Giriş: Sedimentoloji ve Stratigrafi

Sedimentoloji karasal ve denizel ortamlarda biriken ve sonunda sedimenter kayaları oluşturan malzemelerin oluşum, taşınma ve çökelme süreçlerini inceler. Stratigrafi ise, Yerküre'nin tarihçesinde gelişen olayların zamanlarını ve sıralamasını belirlemek için kayaları inceler ve sedimenter kayaları dinamik evrilme ortamları açısından yorumlamaya yarayan zaman aralığını verir. Sedimenter kayalardaki stratigrafik kayıtlar zamana ve küresel iklim değişimine bağlı olarak hayatın evrimini ve levha tektoniğini anlamaya yarayan temel veri tabanını oluşturur.

## 1.1 SEDİMENTER SÜREÇLER

Güncel süreçlere bakarak kayaları yorumlama kavramı 19. ve 18. yüzyıllara kadar gider ("bugün geçmişin anahtarıdır"). 'Sedimentoloji'nin yerbilimlerinde ayrı bir dal olarak gelişmesinin tarihçesi sadece birkaç on yıldır. Fiziksel stratigrafinin gözlemsel bileşenlerinin giderek nicelleşmesi ve stratigrafik katmanların da fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler açısından ele alınır olması sedimentolojinin gelişimini sağlamıştır.

Sedimenter malzemelerin özellikleri köken, boyut ve şekil açısından çok değişkendir. Kum, silt, kil ve çakıl gibi taneler daha yaşlı kayalardan aşınma veya volkanlardan doğrudan püskürme yoluyla türemiş olabilir. Kalsiyum karbonatla kaplı mikrobiyal flamentlerden tüm veya kırılmış kavkı mercan resiflerine, kemiklere ve bitki kırıntılarına kadar değişen şekillerde çok önemli malzeme kaynaklarını oluştururlar. Sudaki çözeltiden minerallerin doğrudan çökelimi de bazı durumlarda çökellere katılır.

Bir sediment kütlesinin gelişimi ya tanelerin yerçekimi, su, hava, buz veya kütle hareketi ile çökelim alanına taşınmasıyla ya da malzemenin yerinde kimyasal veya biyolojik büyümesiyle gerçekleşir. Sedimentlerin yerinde birikmesinde ortamın kimyası, sıcaklığı ve biyolojik karakterinin etkisi büyüktür. Taşınma ve çökelme süreçleri bireysel çökel katmanlarına bakmak suretiyle belirlenebilir. Tanelerin boyutu, şekli ve dağılımının hepsi de malzemenin taşınma ve çökelmesine dair ip uçları sağlarlar. Kırışıklıklar (ripples) gibi sedimenter yapılar sedimenter kayalarda görülebilir ve bunlar güncel doğal ortamlarda oluşan veya laboratuvarda bir su tankında oluşturulan kırışıklıklarla karşılaştırılabilir.

Fiziksel ve kimyasal süreçleri yöneten yasaların zaman içinde değişmediği varsayılırsa, sedimenter

kayalarda yapılan ayrıntılı ölçümler çökelme zamanında mevcut olan fiziksel, kimyasal ve biyolojik koşulları (değişik doğruluk derecelerinde) tahmin etmede ayrıntılı şekilde kullanılabilir. Bu koşullar göl veya deniz suyunun tuzluluk, derinlik ve akış hızı, çöldeki rüzgârın şiddeti ve yönü ile sığ denizel ortamdaki gelgit zonu aralığı olabilir.

## 1.2 SEDİMENTER ORTAMLAR VE FASİYESLER

Karada veya deniz altında herhangi bir noktadaki ortam orada yürürlükte olan fiziksel ve kimyasal süreçler ile bu koşullar altında orada yaşayan canlılarla karakterize edilebilir. Bir örnek olarak, bir flüvyal ortam (akarsu ortamı) kanalındaki seddelerde çakıllı veya kumlu çökelleri taşıyan ve çökelten tatlı su akışının sınırlandırıldığı bir kanalı içerir (Şekil 1.1). Akarsu taştığında sular nispeten ince malzemeleri ince tabakalar halinde çökeldiği taşkın düzlüğüne yayar. Taşkın düzlüğünde toprak oluşur ve bitkiler büyür. Sedimenter kayalardan oluşan bir istifte (Şekil 1.2) akış kanalı, kanal seddeleri üzerinde çökelmeyle oluşmuş içsel yapılar gösteren bir kumtaşı veya çakıltaşı merceği ile temsil edilebilir. Taşkın düzlüğü ortamı kökler ve toprak oluşumuna dair başka kanıtlar içeren ince tabakalanmalı çamurtaşı ve kumtaşı ile temsil edilir.

Sedimenter kayaları çökelme ortamı açısından tanımlarken "fasiyes" terimi yaygın olarak kullanılır. Bir kaya **fasiyesi** kayanın oluştuğu koşulları yansıtan belirli özelliklere sahip kaya kütlesidir (Reading ve Levell, 1996). Bir sediment yığınına ait fasiyesin tanımlaması, çökelin oluşum süreçlerini tanımlamaya yardımcı olabilecek litoloji, doku, sedimenter yapı ve fosil içeriği hakkında tüm özelliklerin belgelendirilmesini gerektirir. Fasiyes topluluklarını tanımladıktan sonra çökelimde baskın olan süreçlerin kombinasyonları ortaya konabilir; mevcut süreçlerle çökelme ortamının özellikleri belirlenebilir. Sonuç olarak, çökelme ortamları ile fasiyes toplulukları arasında bir ilişki vardır. Taşkın düzlüğü çökelleriyle ilişkili olduğu belirlenebilirse, şekil 1.2'deki kumtaşı mercekleri bir akarsu kanal dolgusu olarak tanımlanabilir. Ancak, kumla dolu kanallar deltalar, gelgit ortamları ve derin deniz tabanı gibi diğer ortamlarda da bulunabildiğinden, kanal oluşumunun belirlenmiş olması çökel ortamını tayin etmede tek başına yeterli değildir. Bunun için, çökelme ortamının tam bir resmini çıkaracak şekilde farklı süreçlerin birlikteliğine gerek vardır.



**Şekil 1.1 Güncel bir çökelme ortamı: Kumlu bir akarsu kanalı ve bitki örtülü sel düzlüğü.**



**Şekil 1.2 Bir taşkın düzlüğünde çamurtaşını (solda alttaki daha koyu ve ince tabakalanmalı katmanları) oyan akarsu kanalında çökelme şeklinde yorumlanan sedimenter kayalar (görüntünün ortasının sağındaki kumtaşı mercekleri).**

## 1.3 ORTAMLAR VE FASİYESLER YELPAZESİ

Her çökelme ortamının kendine özgü bir "süreçler kombinasyonu" söz konusu olup, bu süreçlerin ürünü olan sedimenter kayalar da sonuçta kendine özgü bir topluluktur. Tanımlama ve yorumlamada kolaylık sağlamak açısından çökelme ortamları (söz gelimi) bir delta, haliç veya kıyı çizgisi olarak sınıflandırılabilir ve bunların her biri ayrıca dalga denetimli, gelgit denetimli ve akarsu denetimli deltalarda olduğu gibi alt sınıflara ayrılabilir. Bu yaklaşım sedimenter jeologlar arasında oldukça yaygın olup, kitapta da bu yaklaşım takip edilmiştir. Ancak, bu çökelme ortamlarının uygun kategorileri olduğu ve bunların tanımlamalarının "tipik" örnekler olduğunu bilmek gerekir. Her bir delta (bir örnek olması bakımından) zaman ve mekanda komşusundan farklıdır. Deltaları birçok sınıfa ayırmamıza rağmen incelediğimiz çökelin bu sınıflar arasına düşmesi olasıdır. Bazı durumlarda, özellikle de veri setinin eksik olduğu bir durumda bir deltayı bir haliçten ayırmak mümkün olmayabilir. Esasen, geçmişteki olayları incelerken karşılaşılan durum tam da böyledir. Ancak, her bir katmanı fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler açısından nesnel bir biçimde ele alarak sedimenter kayanın nerede ve nasıl oluştuğuna dair bazı ipuçları yakalamak her zaman mümkündür.

## 1.4 STRATİGRAFİ

'Stratigrafi' teriminin ilk kez kullanımı 1852'de d'Orbingy'deki kadar eski olmakla birlikte bir dizi olayları temsil eden kaya katmanları kavramı (veya strata) daha eskidir. Steno tarafından 1667'de ortaya atılan süperpozisyon ilkesine göre 'bir kaya istifinde herhangi bir katman kendi üzerine gelen katmandan daha yaşlıdır'. Stratigrafi kayalar ve zaman arasındaki ilişki olarak değerlendirilebilir. Bir stratigraf da Yerküre'nin tarihçesini belirlemek için kayalarda doğrudan ve somut kanıtların gözlenmesi, tanımlanması ve yorumlanması ile ilgilenir. Gezegenimizin dinamik bir sistem olduğu, dağların ve okyanusların levha tektoniği tarafından oluşturulduğu ve atmosferdeki değişimlerin iklimi etkilediği, hatta bu iklimsel değişimlerin bir insan ömrü boyunca meydana gelebildiği hepimizce malumdur. Bu küresel sistemlerin nasıl işlediğini anlamak için bunların geçmişteki davranışı analiz edilmelidir; bu da stratigrafi çalışması ile mümkündür.

Stratigrafi yerbilimlerindeki zamansal iskeleti verir. Kayaların ve dolayısıyla bu kayalara dayalı olarak kaydedilen olayların görece yaşları basit stratigrafik ilişkilerle (Steno'nun da keşfettiği gibi, daha genç olan kayalar yaşlı kayaların üzerine gelirler), katmanlarda korunmuş fosiller vasıtasıyla ve bazı kayaların yaşlandırılmasına izin veren radyoaktif çürüme gibi süreçlerin ölçülmesi yoluyla belirlenebilir. Stratigrafi bir tarafta tüm yaşlara ait kayaların adlandırılması ve tüm dünyada deneştirilmesi ile ilgilenirken diğer taraftan da geçmişteki iklim değişimi veya tektonik levhaların hareketine dair kanıt bulma ile uğraşır. Gelecekteki iklim değişikliklerini kestirmeye dair sağlam dayanaklardan biri, kaya katmanlarında bulunan ve binlerce, milyonlarca yıllık dönemlerde gerçekleşen yerel ve küresel değişimlere ait kayıtlardır. Bundan başka, evrimsel süreçler hakkındaki bilgilerin bir kısmı da kayalarda bulunan ve yaşam formlarının zamanla nasıl değiştiğine dair bilgiler veren fosillerin incelenmesinden elde edilmektedir. Stratigrafi ayrıca yeni kaynaklar keşfetmeye yarayan araçlar da içerir. Buna bir örnek, hidrokarbon endüstrisinde yaygın olarak kullanılan ve yeni doğal gaz ve petrol yatakları bulmaya yardımcı olabilen 'sekans stratigrafisi' kestirim tekniğidir.

Sedimentoloji ile stratigrafi birlikte kullanılarak yeryüzünün geçmişte farklı zaman ve mekânlardaki resmi çıkarılabilir; bunların birbiri ile olan ilişkisi kurulabilir. Sedimenter kayaların taşıdığı özellikler, bir misal olarak, çöl kumullarına ve yakındaki bir dağ silsilesinden yıkanarak gelen çakıl taşınımları ile o bölgede bir zamanlar kurak bir iklimin hüküm sürdüğüne işaret edebilir. Aynı bölgedeki koşullar daha sonra değişmiş ve karadan çok uzakta sığ denizel şartların hüküm sürdüğü bir yerde mercan resifi gelişmiş olabilir. İşte bu değişimlere ait kayıtlar kayaların maruz kaldığı süreçleri ve çökeldikleri ortamları yorumlamak suretiyle elde edilebilir. Bundan başka, o kayaya ait belli bir zaman dilimi içinde formasyonun belli bir yerinde sığ tropikal deniz izleri bulunurken, onlarca kilometre ötede başka bir kesiminde ince sedimentlerin okyanus akıntılarıyla çökeltildiği derin deniz tortullarının bulunduğu ortaya konabilir. İşte bu yolla bir bölgenin geçmişte belli bir zaman aralığında ne durumda olduğu, yani **paleocoğrafya**sı ortaya konabilir ve Yerküre'nin tarihçesindeki paleocoğrafik değişimler tespit edilebilir. Resmi tamamlamak için, çökellerin çoğunun kaynağının

dağ oluşum süreçleri olması ve levha hareketlerinin aynı zamanda çökellerin biriktiği havzaları şekillendirmesinden dolayı, farklı ortamların dağılımı ve bunların zaman içindeki değişimi levha tektoniği ile ilişkilendirilebilir.

## 1.5 KİTABIN YAPISI

Sedimentoloji ve stratigrafi (ikisi birlikte) süreçlerin ve bu süreçlere ait ürünlerin gerek zamanda ve gerekse mekânda sürekliliği olarak düşünülebilir. Sedimentoloji öncelikle sedimenter kayaların oluşumu ile ilgilidir. Ancak, bu kaya katmanlarının zamansal ve mekânsal ilişkilerine bakıldığı anda çalışmanın kapsamı stratigrafiye geçer. Benzer şekilde, bir stratigraf kaya katmanlarının geçmişteki ortamlarını yorumlamak istediğinde araştırma sedimentolojik karakter kazanır. Bu nedenle, sedimentoloji ve stratigrafiyi 'giriş' düzeyinde birlikte değerlendirmek daha doğru olacaktır.

Kitapta başlangıç noktası olarak sedimentleri oluşturan en küçük bileşenler olan kum, çakıl, kil mineralleri, algal flamentler, kimyasal çökeller ve sediment oluşturan diğer bileşenler ele alınmıştır (2. ve 3. Bölümler). Bu bölümlerde ayrıca el örneklerinin ve ince kesitlerin petrografik analizlerine giriş düzeyinde bilgiler verilmiştir. 4. Bölüm'de sediment taşınma ve çökelim süreçleri ele alınmıştır. 5. Bölüm'de arazideki sedimenter verilerin kaydedilmesi ve analiz edilmesine dair yöntemler sunulmuştur. 6. Bölüm çoğu sedimenter ortamda çökelen kırıntılı malzemeyi temin eden süreçlere giriş olan bozuşma ve aşınma konularını kapsamaktadır. Bundan sonraki bölümlerde (7-17) büyük ölçüde farklı çökel ortamları üzerinde durulmuş; bu ortamlarda etkili olan fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler ele alınarak bu süreçlere ait ürünlerin özellikleri ve sedimenter kayalarda nasıl belirlendikleri açıklanmıştır. Karasal ortamlar Bölümler 8-10'da, denizel ortamlar ise 12.-16. Bölümlerde ele alınmış; bu bölümlerdeki genel eğilim üstte dağlardan başlayarak altta derin okyanuslarda bitirme şeklinde olmuştur. Bu eğilimin istisnaları, buzul ortamlarının ele alındığı 7. Bölüm ile volkanik süreçler ve ürünlerin konu edinildiği 17. Bölüm'dür. Taşlaşma ve hidrokarbon oluşumunu da içeren çökelim sonrası süreçler 18. Bölüm'de açıklanmıştır. 19.-23. Bölümler stratigrafinin değişik çehrelerine ayrılmış olup, litostratigrafi, biyostratigrafi ve sekans stratigrafik deneştirme gibi teknikleri kullanan stratigrafi ilkelerine bir giriş sağlanması amaçlanmıştır. Kitaptaki son birkaç bölümde sedimenter havzalara ve sedimenter kayıtları kontrol eden büyük ölçekli tektonik ve iklimsel olaylara dair giriş düzeyinde kısa bilgiler verilmiştir.

Sedimentoloji ve stratigrafi jeolojinin başka alanlarında da birbirinden ayrı düşünülemez. Özellikle levha tektoniği, petroloji, paleontoloji ve jeomorfoloji disiplinleri sedimentoloji ve stratigrafi için tamamlayıcı nitelikte alanlardır. Metin içinde bu konulara atıflar yapılmış olmakla birlikte okuyucunun bu konular hakkında temel bilgilere sahip olduğu varsayılmıştır.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Jeoloji konusunda genel bilgiler edinmek için aşağıdaki kitaplardan yararlanılabilir.

Chernicoff, S. and Whitney, D. 2007. Geology: an *Introduction to Physical Geology* (4th edition). Pearson/Prentice Hall, New Jersey.

Grotzinger, J., Jordan, T.H., Press, F. and Siever, R. 2007. *Understanding Earth* (5th edition). Freeman and Co., New York.

Lutgens, F.K. and Tarbuck, E.J. 2006. *Essentials of Geology* (9th edition). Pearson/Prentice Hall, New Jersey (***Çevirisi, Genel Jeoloji: Temel Kavramlar, Ed. Helvacı, C., Nobel Yayınları, 2013***).

Smith, G.A. and Pun, A. 2006. *How Does the Earth Work? Physical Geology and the Process of Science*. Pearson/Prentice Hall, New Jersey.

Summerfield, M.A. 1991. *Global Geomorphology: an Introduction to the Study of Landforms*. Longman/Wiley, London/ New York.

# 2

# Karasal Kırıntılı Sedimentler: Çakıl, Kum ve Çamur

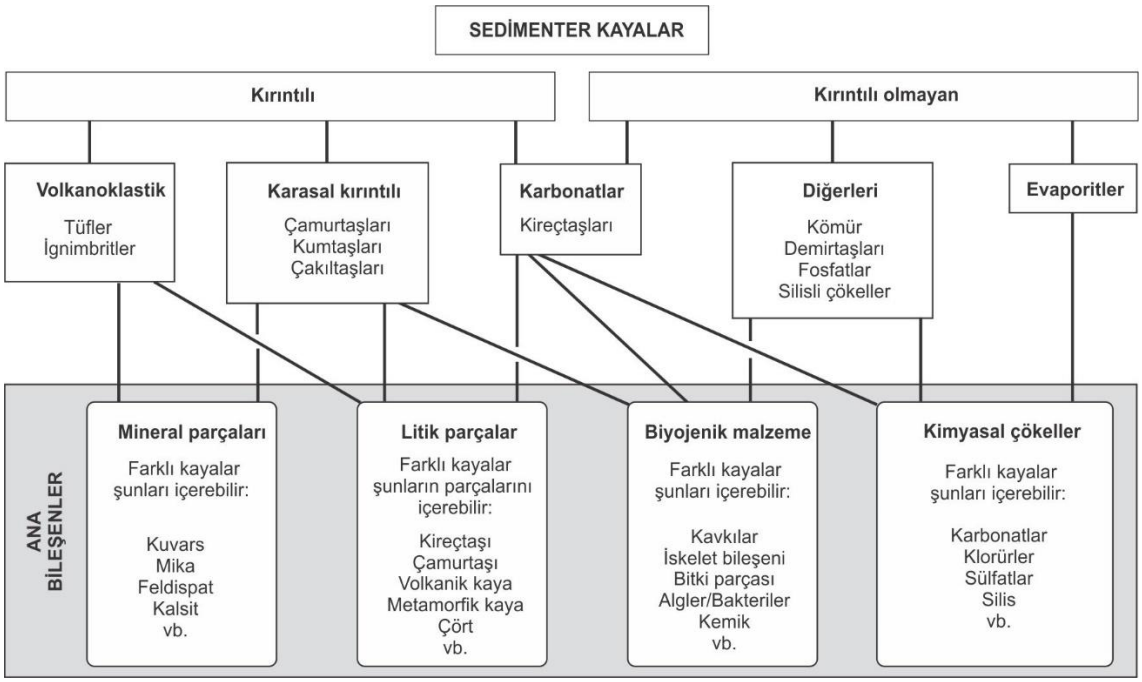
Karasal kırıntılı sedimentler ve sedimenter kayalar daha yaşlı kayaların bozuşma ve aşınmasından türeyen parçalardan oluşur. Malzemenin bileşimine ve bileşimde bulunan kırıntıların boyutlarına göre sınıflandırılırlar. Çakılların ve çakıltaşlarının analizi arazide yapılabilir ve bu şekilde malzemenin nereden geldiği ve nasıl taşındığı anlaşılabilir. Kumlar ve kumtaşları da arazide tanımlanabilirlerse de bireysel tanelerin bileşimi ve bunların birbiriyle ilişkisinin tam olarak anlaşılabilmesi için petrografi mikroskobunda ayrıntılı bir analiz gereklidir. En ince sedimentler olan silt ve kilin eksiksiz bir analizi sadece taramalı elektron mikroskopları ve X ışını difraktometreleriyle yapılabilir. Değişik boydaki kırıntıların oranları ile karasal kırıntılı sedimentlerin ve sedimenter kayaların dokuları malzemenin taşınma tarihçesi ve çökelme ortamı hakkında bilgiler verebilir.

## 2.1 SEDİMENTLERİN VE SEDİMENTER KAYALARIN SINIFLANDIRILMASI

Tüm sedimenter kayalar için uygun bir bölümlendirme (sınıflama) şekil 2.1'de verilmiştir. Çoğu doğal süreçlerin ve bunlara ait ürünlerin sınıflama şemalarında olduğu gibi bu sınıflamanın da anormallikleri (kimyasal olarak çökelmiş bir kalsiyum karbonatın evaporit değil de kireçtaşı olarak sınıflandırılması) ve keyfi bölümlemeleri (kireçtaşının %50'den fazla kalsiyum karbonat içeren kaya olarak tanımlanması) olmakla birlikte genel bir çerçeve sunmaktadır.

**Karasal kırıntılı malzeme**: Daha önce mevcut kayalardan türeyen parçacıkların ya da **kırıntılar**ın oluşturduğu malzemedir. Kırıntılar esasen anakayadan aşınan döküntüler olup yaygın bir şekilde ve büyük ölçüde silikat minerallerinden oluşurlar. Bu malzemeler için **kırıntılı sedimentler** ve **silisi-klastik sedimentler** terimleri de kullanılır. Kırıntılar boyut itibariyle mikron ile ifade edilen kil parçacıklarından metrelerle ifade edilen bloklara kadar değişiklik gösterirler. Kumtaşları ve çakıltaşları stratigrafik kayıtlardaki sedimenter kayaların %20-25'ini oluştururken çamurtaşları toplamın %60'ını oluştururlar.

**Karbonatlar**: Bir kireçtaşı tanım itibariyle %50'den fazla kalsiyum karbonat ($CaCO_3$) içeren herhangi bir sedimenter kayadır. Doğal ortamda kalsiyum karbonatın ana kaynağı organizmaların sert kısımları olup, başta mollusklar olmak üzere omurgasız canlılardan gelir. Kireçtaşları stratigrafik kayıttaki sedimenter kayaların %10-15'ini oluştururlar.




**Şekil 2.1 Sedimentler ve sedimenter kayalar için bir sınıflama şeması.**

**Evaporitler**: Bu kayalar tuzların sudan buharlaşma yoluyla çökelmesi sonucunda oluşmuş çökellerdir.

**Volkanoklastik sedimentler**: Volkanik püskürmelere veya volkanik kayaların parçalanmasına ait ürünlerdir.

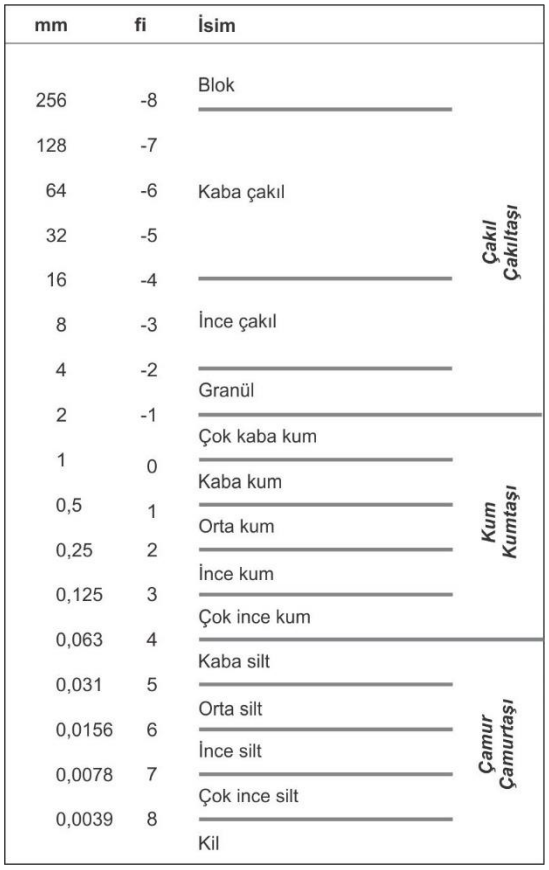
**Diğerleri**: Diğer sedimentler ve sedimenter kayalar demirtaşı, fosfat sedimentleri, organik çökeller (kömürler ve petrollü şeyller) ve çörtlerdir (silisli sedimenter kayalar). Bunlar yukarıdaki türlere göre hacimsel olarak daha az yer tutmasına ve stratigrafik kaydın yaklaşık %5'ini oluşturmasına rağmen bazıları hatırı sayılır ekonomik değer taşıyabilir.

Bu bölümde karasal kırıntılı sedimenter çökeller göz önüne alınmış olup, diğer çökel ve sedimenter kaya türleri Bölüm 3'de anlatılmıştır.

### 2.1.1 Karasal Kırıntılı Sedimentler ve Sedimenter Kayalar

Sedimentler (genellikle gevşek malzemeler) ile taşlaşmış sedimentler olan sedimenter kayalar arasında şöyle bir ayrım yapılabilir: **Taşlaşma** sedimentleri kayaya dönüştüren sürece verilen isimdir (bkz. 18.2). Çamur, silt ve kumun hepsi de gevşek **agrega**lar olup, "xxtaşı" şeklinde son ek (çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı) malzemenin taşlaştığını ve sağlam kayaya dönüştüğünü ifade eder. Daha iri, gevşek çakıl malzemesi tane boyuna göre granül, ince çakıl, kaba çakıl ve blok şeklinde isimler alır ve taşlaşma süreci sonunda çakıltaşı olur (bazen yanına ince çakıltaşı gibi tane boyutu ile ilgili bir ön ek de alabilir).

Karasal kırıntılı sedimentler ve sedimenter kayalar önce tane boyuna dayalı olarak üç sınıfa ayırırlar. Çakıl ve çakıltaşı çapı 2 mm'den büyük kırıntılardan oluşur. Kum boyu tanelerin boyut aralığı 2 mm ile 1/16 mm (63 mikron) arası olup, çamur da (kil ve silt dahil) çapı 63 mikrondan küçük parçacıklar için kullanılır. Bu şemanın değişik sürümleri söz konusu ve bu kategoriler içinde çok sayıda alt bölümleme yapmak mümkün olmakla birlikte, karasal kırıntılı çökelleri tanımlama ve isimlendirmede sedimentologlar genellikle Wentworth Ölçeği'ni (Şekil 2.2) kullanmaktadırlar.




**Şekil 2.2 Kırıntılı sedimentler için Udden-Wentworth tane boyu ölçeği. Ölçekteki değişik boyutları tanımlamak için mm cinsinden tane çapı kullanılır. Fi değerleri 2 tabanlı eksi logaritma cinsinden ifade edilir.**

### 2.1.2 Udden-Wentworth Tane Boyu Ölçeği

Agrega parçacık malzemesi sınıflandırılmasında yaygın olarak kullanılan ve genel olarak **Wentworth Ölçeği** olarak bilinen sınıflamadır (Udden, 1914; Wentworth, 1922). Ölçekteki bölümlemeler 2 faktörüne dayalı olarak yapılmaktadır. Mesela, orta kum için çap aralığı 0,25-0,50 mm, kaba kum için 0,5-1,0 mm, çok kaba kum için 1,0-2,0 mm vb. şeklindedir. Buna göre logaritmik bir değerlendirmedir; ancak, yaygın olarak bilinen 'on tabanlı' logaritma ölçeğinden farklı olarak '2 tabanlı' bir logaritma ölçeğidir. Bu ölçeğin seçilme nedeni, bu bölümlemelerin sedimenter parçacıkların doğal dağılımını daha basit bir yolla ifade etmesi ve bloktan başlayarak tekrarlı biçimde ikiye bölmek suretiyle boyut ilişkilendirmesine izin vermesidir.

Bu kapsamda dört adet bölümleme yapılır:

Kil (< 4 μm)
Silt (4 μm - 63 μm)
Kum (0,063-2,0 mm)
Çakıl/agregalar (> 2,0 mm)

**Fi ölçeği** Wentworth sınıflamasının sayısal ifadesidir. Bu ölçeğin birimi için çoğu zaman Yunanca "ϕ" (fi) harfi kullanılır. İki tabanlı logaritma ölçeği kullanılarak fi ölçeğine dayalı tane boyu aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$\phi = -\log_2 (\text{mm cinsinden tane boyu})$$

Eksi işaretinin yer alma nedeni, bir grafikte tane boyunun daha çok soldan sağa doğru azalan şekilde kullanılmasından (bkz. 2.5.1) dolayıdır. Bu formül kullanıldığında (küçükten büyüğe doğru) çapı 1 mm olan tane için 0ϕ, 2 mm için -1ϕ, 4 mm için -2ϕ ve benzer şekilde çap büyükten küçüğe doğru olduğunda 0,5 mm için +1ϕ, 0,25 mm için 2ϕ vb. şeklinde simgeler ile ifade edilir.

## 2.2 ÇAKIL VE ÇAKILTAŞI

Çapı 2 mm'den büyük kırıntılar granül, ince çakıl, kaba çakıl ve blok şeklinde isimlendirilir (Şekil 2.2). Pekleşmiş çakıllara çakıltaşı denir (Şekil 2.3) ve sınıflandırma baskın tane boyuna göre yapılır.



**Şekil 2.3 İyi yuvarlaklaşmış ince çakıllardan oluşan bir çakıltaşı.**

Kırıntıların çoğunluğunun çapı 64 mm ile 256 mm arasında olduğu zaman kaya kaba çakıllı çakıltaşı adını alır. Köşeli kırıntılardan oluşan çakıltaşı için yaygın olarak **breş** (Şekil 2.4) terimi kullanılır. Bazı durumlarda tedbir olarak çökel kayasını fay zonlarında kayanın parçalanmasıyla oluşan "tektonik breş"ten ayırt etmek için "sedimenter breş" teriminin kullanılması önerilir. Yuvarlak ve köşeli kırıntıların karışımı için bazen **breşik çakıltaşı** terimi kullanılır. Bazen de **rudit** ismi ve **ruditli** sıfatı kullanılır. Bu terimler konglomera ve konglomeratik terimlerinin eş anlamlılarıdır.

### 2.2.1 Çakılın ve Çakıltaşının Bileşimleri

Bir çakıl veya çakıltaşının doğası ile ilgili olarak daha kapsamlı bir tanımlama, göz önüne alınan kırıntının türüne göre yapılabilir. Tüm kırıntıların aynı malzemeden (mesela bir granitten) oluşması halinde çakıltaşı için **monomikt** terimi kullanılır. Farklı litolojilere ait kırıntılar içeren bir çakıltaşı için de **polimikt** terimi kullanılır. İki veya üç çeşit kırıntının olduğu durumda bazen **oligomikt** terimi kullanılır.

Bir çakıl veya çakıltaşı içinde kırıntı olarak hemen hemen her litoloji bulunabilir. Fiziksel ve kimyasal bozuşmaya daha az duyarlı olan **dirençli litolojiler**in kırıntı olarak bir çakıltaşı içinde korunma olasılığı daha yüksektir. Bir kaya türünün direncini kontrol eden faktörler kayada mevcut mineraller ile birlikte bunların ortamda kimyasal veya fiziksel olarak parçalanma kolaylığıdır. Tanelerin zayıf bir çimento ile bağlandığı bazı kumtaşları aşındığı zaman kum boyu parçalara ayrılır. Kırıntıların türünü kontrol eden en önemli faktör, o bölgede aşınmaya maruz kalan anakayadır. Kaynak alanındaki anakayanın sadece kireçtaşından oluşması halinde çakılın tamamı kireçtaşı kırıntılarından meydana gelir. Bu nedenle, bir dizi kırıntı türünü tespit etmekle konglomeratik bir sedimenter kayanın kaynağı belirlenebilir (bkz. 5.4.1).



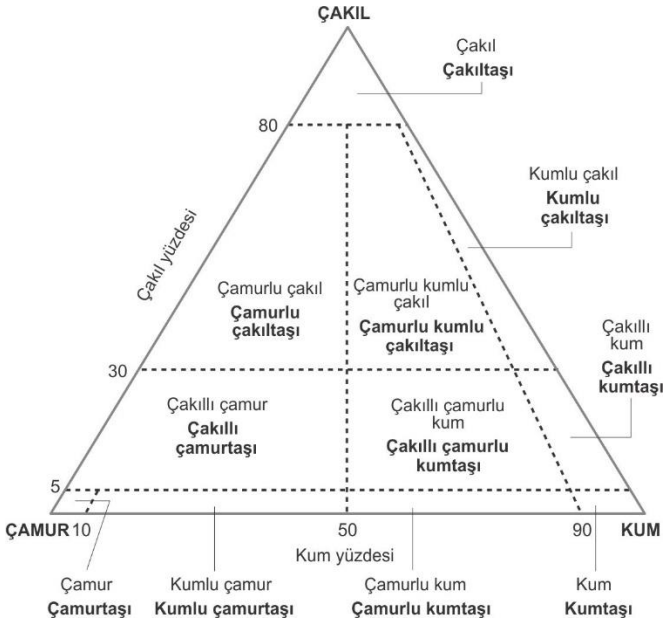
**Şekil 2.4 Köşeli kırıntılardan oluşmuş bir çakıltaşı (veya breş).**

### 2.2.2 Çakıltaşının Dokusu

Çakıltaşı tabakaları nadiren tamamen çakıl boyu malzemeden oluşurlar. Granül, ince çakıl, kaba çakıl ve bloklar arası çoğu zaman daha ince olan kum ve/veya çamur ile doludur. İri taneler arasındaki bu daha ince malzemeye çökelin **hamuru** (matriksi) denir. Hamur düzeyi yüksek (>%20) olduğu zaman kayaya mevcut hamurun tane boyuna bağlı olarak **kumlu çakıltaşı** veya **çamurlu çakıltaşı** denir (Şekil 2.5). Bir **formasyon içi çakıltaşı**nın kırıntılarının bileşeni hamur ile aynı olup, depolanmadan hemen sonra taşlaşmış sedimentin yeniden işlenmesi sonucunda oluşur.

Konglomeratik sedimenter kayada bulunan hamurun oranı, yani kaya içindeki değişik boydaki tanelerin düzenlenme şekli önemli bir faktördür. Kayanın her yerinde çakıl tanelerinin birbiriyle temasta olduğu **tane destekli** (Şekil 2.6) çakıltaşları ile kırıntıların çoğunun hamur ile tamamen kuşatıldığı **hamur destekli** (Şekil 2.7) çakıltaşları arasında belirgin bir ayrım söz konusudur. Kayanın kırıntı destekli olduğunu ifade etmede bazen **ortokonglomera** terimi, hamur destekli olduğunu ifade etmede de **parakonglomera** terimi kullanılmaktadır. Bir çakıltaşının çökelme ve taşınma biçimleri tanımlanmak istendiğinde bu dokular önemlidir (meselâ alüvyal yelpazelerde, 9.5).

Bir çakıltaşındaki tane boylarının dizilimi çökelme süreçlerinin yorumlanmasında da önemli olabilir. Su akışı sırasında ince çakıllar kaba çakıllara göre daha kolay hareket ederler. Buna karşın, kaba çakıllar da bloklara kıyasla daha az enerji gerektirirler. Bloklardan oluşan bir çökel üzerine gelen kaba çakıllar ve bunların da üzerine gelen ince çakılların olduğu bazı durumlar, hızı giderek azalan bir su akışından dolayı oluştuğuna yorumlanabilir. Bu yorumlama biçimi sedimenter kayaların taşınma ve çökelme süreçlerini tanımlamada kullanılan yöntemlerden biridir.




**Şekil 2.5 Sedimentlerde ve sedimenter kayalarda çakıl, kum ve çamur karışımlarını adlandırmada kullanılan terimler dizini.**

### 2.2.3 Kırıntıların Şekli

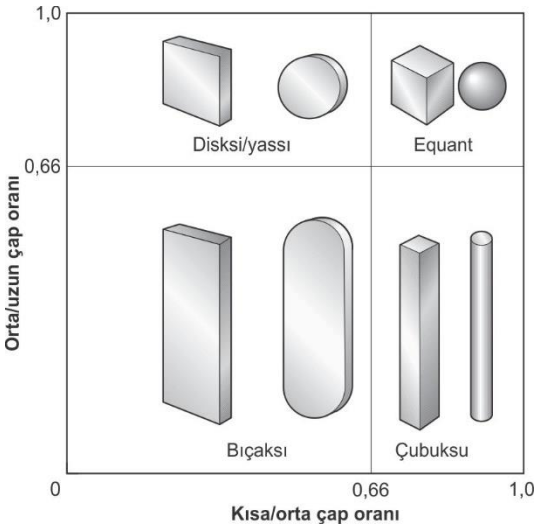
Çakıl ve çakıltaşındaki tanelerin şekli taşınma tarihçesi ve türediği temel kayasının kırık özellikleriyle belirlenir. Tüm yönlerde eşit aralıklarla dağılım gösteren çatlak düzlemleri içeren kayalar kübik veya **eş boyutlu** bloklar oluştururlar. Bunların köşeleri aşındığında ise küresel şekilli kırıntılar oluşur (Şekil 2.8). Kırıldığı zaman levhalar oluşan iyi tabakalanmış kireçtaşı veya kumtaşı gibi kaya litolojileri bir ekseni diğer iki ekseninden daha kısa olan kırıntılar oluştururlar (Krumbein ve Sloss, 1951). Bunlara **söbü** veya **disksi** şekilli denir. Çubuk şekilli veya **oval** kırıntılar daha az yaygın olup, daha belirgin çizgisel fabrik gösteren metamorfik kayalardan türemişlerdir. Disksi kırıntılar akan suda hareket ederken tercihli yönelim gösterirler ve **biniklenme** (imbrication; çakıl imbrikasyonu) olarak bilinen yapıyı oluşturacak şekilde depolanabilirler (Şekil 2.9 ve 2.10). Bu yığınlar disksi tanelerin akışın tersi yönde eğimli olacak şekilde, akışa en düşük direnci gösteren pozisyonda dizilim gösterirler. Bu yönelimde



**Şekil 2.6 Tane destekli bir çakıltaşı. Çakılların hepsi de birbiriyle temastadır.**



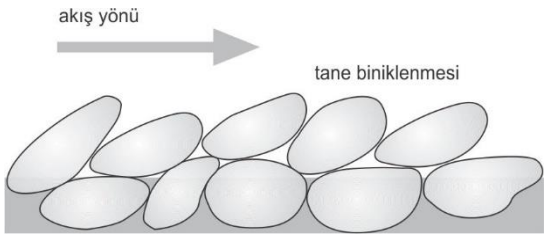
**Şekil 2.7 Hamur destekli bir çakıltaşı. Her bir çakıl hamur ile çevrilidir.**




**Şekil 2.8 Tanelerin şekli dört uç durum terimi olarak eş boyutlu, çubuk, disk ve bıçak ağzı biçiminde düşünülebilir. Eş boyutlu ve disk şekilli kırıntılara daha çok rastlanır.**



**Şekil 2.9 Soldan sağa doğru bir akıntıda çökelen tanelerin biniklenmesini gösteren bir çakıltaşı katmanı.**




**Şekil 2.10 Taneler duraylı bir yönelimde yerleşirken biniklenme ile akış yönü arasındaki ilişki.**

su, tanenin akışın tersi yöndeki yüzünde yukarı doğru kolayca akabilir. Buna mukabil, tanelerin akıntı yönünde eğimli olduğu durumda tanelerin kenarlarındaki akış kırıntının yeniden yönelim kazanmasına neden olur. Bir çakıltaşında disksi çakılların yönelim yönü çakılı çökelten akışın yönünü belirlemede kullanılabilir. Disksi çakılın kendisinin de uzamış olduğu durumda en uzun eksenin yönelimi çökelme biçimini belirlemede kullanılabilir. Su akışıyla çökelen kırıntıların uzun eksenleri akışa dik olma eğilimi gösterirken, buzuldan çökelmiş kırıntıların (7.3.3) uzun eksenleri buz akışına paralel olma eğilimi gösterirler.

## 2.3 KUM VE KUMTAŞI

Kum taneleri kayaların bozuşma ve aşınma sonucunda parçalanmasıyla oluştukları gibi (6.4 ve 6.5) çökelme ortamındaki malzemeden de türeyebilirler. Parçalanma ürünleri bir kayadan aşınma yoluyla türeyen **kırıntı mineral taneleri** olabileceği gibi kayanın kum boyundaki taneleri veya **litik parçalar** da olabilir. Çökelme ortamında oluşan taneler köken olarak çoğunlukla biyojeniktir; yani, bir bitki veya hayvana ait parçalardır. Bununla birlikte, kimyasal reaksiyon yoluyla oluşanlar da vardır.

Çapı 63 mikron ile 2 mm arasına düşen taneler içeren sediment **kum**, bu boydaki tanelerden oluşan sedimenter kaya da **kumtaşı** olarak tanımlanır. Kum tane boyu aralığı çok ince, ince, orta, kaba ve çok kaba olmak üzere beş aralığa bölünür (Şekil 2.2). Bu adlandırmanın sadece taneler için kullanıldığına dikkat ediniz. Pek çok kayanın başlıca kuvars tanelerinden oluşmasına rağmen kumtaşı terimi kayada mevcut kuvars miktarı hakkında bir fikir vermez; hatta bazı kumtaşlarında hiç kuvars bulunmaz. Benzer şekilde, %15'den az oranda hamur içeren **arenit** de bir kumtaşı olup, tane bileşeni hakkında bir ipucu vermez. Bir kayayı 'kumlu' şeklinde tanımlamada kullanılan **arenitli** sıfatıyla birlikte, arenitin kum kelimesiyle etimolojik kökleri vardır. "Arena" aynı zamanda Latince'de tabanı kumlu stadyumu tanımlamada kullanılır.

### 2.3.1 Kumlarda ve Kumtaşlarındaki Kırıntılı Mineral Taneleri

Kumlarda ve kumtaşlarında çok sayıda değişik mineral bulunabilir. Burada sadece çok yaygın olarak bulunanlar ele alınmıştır.

**Kuvars**

Kumtaşı ve silttaşında en yaygın olarak bulunan mineral türüdür. Granitik kayaların birincil mineral olarak ana bileşenidir. Bazen ortaç bileşimdeki bazı mağmatik kayalarda da bulunur. Bazik mağmatik kayalarda bulunmaz. Gnays gibi kökeni granitik malzeme olan metamorfik kayalar ve pek çok iri taneli metasedimenter kayalar yüksek miktarda kuvars içerirler. Kuvars aynı zamanda mağmatik ve metamorfik süreçlerle ilişkili sıcak akışkanlardan çökelen damarlar içinde de bulunur. Kuvars yeryüzünde kimyasal bozuşmaya dirençli, çok duraylı bir mineraldir. Kuvars taneleri taşınma sırasında kırılabilir veya aşınabilirse de, **Mohs cetveli**nde sertliği 7 olan kuvars taneleri uzun mesafeler boyunca ve uzun taşınma dönemlerine rağmen kırılmadan (taze) kalabilir. El örneğinde çok az değişim gösterirler. Dumanlı veya sütbeyaz ile ametist gibi renkli çeşitleri bulunsa da, daha çok renksiz taneler şeklindedir.

**Feldispat**

Çoğu mağmatik kayaların ana bileşenidir. Bundan dolayı oldukça yaygındırlar. Granit, andezit, gabro, bazı şistler ve gnays gibi kayalar parçalandığı zaman bol miktarda feldispat açığa çıkar. Bununla birlikte, günlenme sırasındaki kimyasal bozuşmaya duyarlıdır ve kuvarstan yumuşak olduklarından dolayı da taşınma sırasında aşınmaya ve parçalanmaya meyillidirler. Feldispatlar sadece anakayanın kimyasal bozuşmasının çok şiddetli olmadığı ve çökelme alanına taşınma mesafesinin nispeten kısa olduğu durumlarda yaygın olarak bulunurlar. Potasyum feldispatlar bozuşmaya (6.4) maruz kaldıklarında kimyasal olarak daha duraylı olduklarından kırıntı taneler olarak sodyum ve kalsiyumca zengin feldispat çeşitlerine kıyasla daha yaygındırlar.

**Mika**

Mikanın en yaygın iki minerali olan **biyotit** ve **muskovit** kumtaşında nispeten bol bulunan kırıntı taneler olup, bunlar arasında muskovitin bozuşmaya direnci daha fazladır. Granitik ve ortaç mağmatik kayalardan ve metamorfik olarak oluştukları şistlerden ve gnaystan türerler. Levhamsı şekilleri mika tanelerinin el örneklerinde ve mikroskopta belirgin olarak görülmesini sağlar. Mikalar tabakalanma düzlemlerinde yoğunlaşma eğiliminde olup, sediment içindeki diğer kırıntı tanelerden daha büyük yüzey alanına sahiptirler. Bunun nedeni, levhamsı tanelerin çökelme hızının aynı kütle ve hacime sahip eş boyutlu tanelerinkinden daha düşük oluşu, geçici askıda kalma süresinin aynı kütleye sahip kuvars veya feldispat tanelerine kıyasla daha uzun olmasıdır.

**Ağır Mineraller**

Kumlarda yaygın olarak bulunan minerallerin yoğunlukları 2,6 veya 2,7 g/cm$^3$ civarındadır. Meselâ, kuvarsın yoğunluğu 2,65 g/cm$^3$'dir. Kumtaşlarının çoğunda daha ağır yoğunluğa sahip mineral oranı genellikle %1'den azdır. Bu **ağır mineraller**in yoğunlukları 2,85 g/cm$^3$'den büyüktür ve yaygın hafif minerallerin yüzdüğü ve çok düşük orandaki ağır minerallerin de çöktüğü bir sıvı kullanmak suretiyle yaygın minerallerden ayırılırlar. Bu mineraller çok yaygın olmayıp, bunlar üzerinde çalışılma sadece yoğun bir sıvı ile ayırt edildikten sonra mümkündür. Ağır mineraller kaynak alan (provens) çalışmalarında (5.4.1) önemlidirler. Çünkü bunlar belli bir kaynak alan için karakteristik olabilirler ve bundan dolayı kırıntıların kaynağını bulma çalışmalarında çok değerlidirler. Yaygın olarak bulunan ağır minerallerden bazıları zirkon, turmalin, rutil, apatit, granat ve metamorfik ile mağmatik kayalardaki diğer ikincil minerallerdir.

**Diğer Mineraller**

Diğer mineraller kumtaşlarında bol miktarda nadiren bulunurlar. Mağmatik silikat kayalarındaki yaygın minerallerin çoğu (örnek olarak olivin, piroksenler ve amfiboller) tamamı kimyasal bozuşma ile kolayca parçalanabilen minerallerdir. Demiroksitler nispeten boldur. Yakında bir kaynak bulunması halinde belli bir mineralin yerel bir konsantrasyonu söz konusu olabilir.

**2.3.2 Kumların ve Kumtaşlarının Diğer Bileşenleri**

**Litik Parçalar**

İnce-orta taneli mağmatik, metamorfik ve sedimenter kayaların parçalanmasıyla kum boyu kırıntılar oluşur. Mineral kristallerinin ve iri taneli kayalarda tane boyutlarının kum boyu veya daha kaba olmasından dolayı, kum boyu litik parçalar sadece ince-orta taneli kayalardan türerler. Kayada bu parçaların litolojisinin belirlenmesi için genellikle ince kesit

yoluyla mineraloji ve fabriği tayin etmede kullanılan petrografik analiz (2.3.5) gereklidir.

Bazalt ve riyolit gibi mağmatik kayaların taneleri yeryüzünde kimyasal bozuşmaya duyarlıdırlar ve sadece volkanik malzeme kaynağına yakın yerlerde yaygın olarak bulunurlar. Neredeyse tamamı bazaltın litik tanelerinden oluştuğundan, volkanik adalar etrafındaki plajlar siyah renkte olabilir. Bu bileşime sahip bir kumtaşına stratigrafik kayıtlarda nadiren rastlanırsa da, volkanik yaylarla veya rift volkanizmasıyla (Bölüm 17) ilişkili havzalarda çökelen sedimentlerde volkanik kaya türlerine ait taneler yaygın olarak bulunabilir.

Şistlere ve pelitik (ince taneli) metamorfik kayalara ait parçalar sahip olduğu çok belirgin fabrik sayesinde mikroskop altında kolayca tanınabilirler. Bu belirgin fabriğin nedeni, metamorfizma sırasında mevcut basıncın minerallerin yeni bir yönelim kazanmasına ya da gerilme alanına dik yönde büyümesine neden olmasıdır. Bu fabrik çok açık biçimde mikalarda görülmekle birlikte metamorfik kayalardaki kuvars dahi kuvvetli bir yönlenme gösterebilir. Kuvarsça zengin kayaların metamorfizmasıyla oluşan kayalar parçalandığında kumtaşlarını oluşturan nispeten dirençli tanelere dönüşürler.

Sedimenter kayalardaki litik parçalar mevcut katmanların yükselimi, bozuşması ve aşınmasıyla oluşurlar. Kum taneleri bu süreç ile yeniden işlenebilir ve bireysel taneler aşınma ve taşınmanın çok sayıdaki döngüsüne maruz kalabilirler (2.5.4). Taşınma sırasında daha fazla parçalanmaya dirençleri büyük ölçüde kayanın taşlaşma derecesine bağlı olmakla birlikte, daha ince taneli çamurtaşı litolojileri de parçalanarak kum boyu taneler oluşturabilirler (18.2). Büyük ölçüde kalkerli tanelerden oluşan kayanın kendisi her ne kadar kireçtaşı olarak sınıflandırılsa da (3.1) kireçtaşı parçaları kumtaşında litik parçalar şeklinde yaygın olarak bulunur. Kum tanesi olarak en yaygın şekilde bulunan litolojilerden biri çörttür (3.3). Çörtün tamamı silis olup, direnci de yüksektir.

**Biyojenik Parçalar**

Kumtaşında bulunan küçük kalsiyum karbonat parçaları genellikle mollusklara ait kırık kavkılar ve sert kısımları kalkerli olan diğer organizmalara ait parçalardır. Bu **biyojenik parçalar** bu organizmaların en bol bulunduğu sığ denizel ortamda çökelen kumtaşlarında yaygındırlar. Bu kalkerli parçaların hacimce kayanın %50'den fazlasını oluşturması durumunda kaya kireçtaşı olarak değerlendirilir (kalkerli biyojenik parçaların özellikleri ve oluşum şekli bir sonraki alt bölüm olan 3.3'de tanımlanmıştır). Değişik ortamlarda çökelmiş kumtaşlarında bazen kemik ve diş parçaları da bulunabilir. Karasal ve denizel ortamlarda çökelmiş kumtaşlarında ağaç parçası, tohum ve bitkilere ait diğer kısımlar korunabilir.

**Otijenik Mineraller**

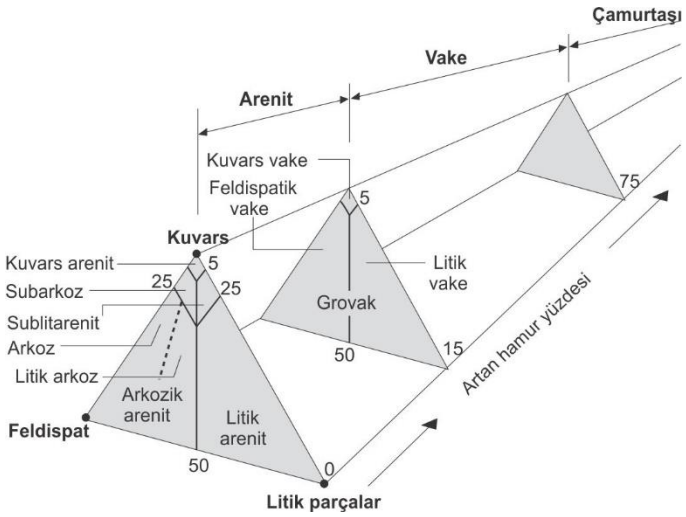
Çökelme ortamında kristal şeklinde büyüyen minerallere **otijenik** mineraller denir. Mağmatik ve metamorfik süreçlerle oluşan diğer tüm kırıntı minerallerden farklı olup, tamamıyla sedimenter ortamlarda gelişirler. Pek çok karbonat minerali otijenik yolla oluşur. Bu şekilde oluşan bir diğer önemli mineral de sığ denizel ortamlarda oluşan yeşil renkli demir silikatı olan glokonittir (veya glokoni, 11.5.1).

**Hamur**

Kum taneleri arasındaki ince taneli malzemeye hamur denir (2.2.2). Kumlarda ve kumtaşında hamur tipik olarak silt ve kil boyu malzeme olup, taneler arasındaki boşluğu tamamen veya kısmen doldurabilir. Taneler ile birlikte çökelen hamur ile çökelmeden sonra kimyasal olarak çökelen çimento (18.2.2) birbirinden ayrı tutulmalıdır.

### 2.3.3 Kumtaşı Terimleri ve Sınıflaması

Bir kumtaşının eksiksiz bir tanımı için genellikle kayada mevcut tane türü ile ilgili bazı bilgiler gereklidir. Kaya bol miktarda mika gibi belirgin bir mineral içerdiği zaman **mikalı kumtaşı** gibi resmî olmayan isimler kullanılır. Kalsiyum karbonat ve demirin bolca bulunduğu durumlar gibi özel bir kimyasal bileşimi ifade etmede (sırayla) **kalkerli kumtaşı** ve **demirli kumtaşı** gibi terimleri de kullanılabilir. Kumtaşının arazide tanımlanması ve el örneği tanımlamalarında bu terimler faydalı ve uygun olmakla birlikte, kayanın ince kesitte ayrıntılı bir petrografik analiz imkânı olduğu zaman daha resmî bir isimlendirme kullanılır. Bu amaç için genellikle tercih edilen sınıflama da Pettijohn vd. (1987) sınıflamasıdır (Şekil 2.11).




**Şekil 2.11 Kumtaşları için sıklıkla 'Tobleron diyagramı' olarak da adlandırılan Pettijohn sınıflaması (Pettijohn, 1975).**

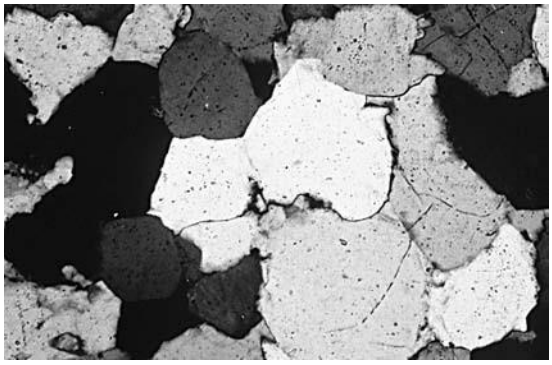
Pettijohn kumtaşı sınıflamasında dokusal ölçütleri çamurlu matriks oranı ve kumtaşının en yaygın üç bileşeni olan kuvars, feldispat ve litik parçalar yüzdesi olan bileşimsel ölçütler ile birleştirmiştir. Kırıntılılar sedimentolojisinde yaygın olarak kullanılan üçgen diyagramın üç köşesinde bu üç bileşen bulunur ve diyagrama da '**Q, F, L**' üçgeni denir. Bu diyagramı kumtaşı sınıflamasında kullanmak için öncelikle kuvars, feldispat ve litik parçaların oranlarının görsel tahmin ile belirlenmesi ya da mikroskop altında tanelerin sayılması gerekir. Mika veya biyolojik parça gibi diğer bileşenler sayılmaz. Kayanın dokusunu, kırıntıların ve hamurun görece oranlarını hesaba katmada sınıflama diyagramının üçüncü boyutu kullanılır. Bir kumtaşında hamur kum taneleriyle birlikte çökelmiş olan silt ve kil malzemesidir. Bu nedenle, ikinci aşamada çamurlu hamur miktarı ölçülür veya tahmin edilir. Kayada mevcut hamurun %15'den az olması halinde kayaya arenit, %15 ile %75 arasında olması durumunda **vake** ve kayanın hacminin daha büyük çoğunluğunun ince taneli hamurdan oluşması halinde ise kayaya çamurtaşı (2.4.1) adı verilir.

Kuvars çoğu kumtaşlarında bulunan en yaygın tane türüdür. Dolayısıyla, bu sınıflama daha çok diğer tanelerin varlığına vurgu yapar. Kayanın **feldispatik arenit**, **arkozik arenit** veya **arkoz** olarak adlandırılması için sadece %25 oranında feldispat bulunması yeterlidir (feldispat tanelerince zengin bir kumtaşı söz konusu olduğunda bu üç terimden biri diğerinin yerine kullanılabilir). Benzer şekilde, bir kumtaşındaki %25 litik parçalar kayayı **litik arenit** yapar. Bir kumtaşının **kuvars arenit** olarak adlandırılabilmesi için %95'den fazla kuvars içermesi gerekir. Orta düzeylerde feldispat taneleri veya litik taneler içeren kumtaşına subarkozik arenit ve sublitik arenit denir. Benzer şekilde vakeler de **kuvars vakesi**, **feldispatik** (**arkozik**) **vake** ve **litik vake** olarak bölümlendirilir fakat bunların alt sınıfları yoktur. Üç ana bileşenden başka bir tane türünün önemli miktarda (en az %5 veya %10) bulunması halinde 'mikalı kuvars arenit' şeklinde bir ön ek ile anılabilir. Böyle bir kayanın tüm tanelerinin %95 oranda kuvarstan oluşması gerekmez; ancak, kuvars, feldispat ve litik parçaların toplamının %95'nin kuvars olması gerektiğine dikkat edilmelidir.

**Grovak** feldispatik veya litik vake olarak adlandırılan kumtaşı için geçmişte kullanılan bir terimdir. Tipik olarak kil ve silt boyu parçacıkların oluşturduğu hamur ile birlikte kaya parçaları, kuvars ve feldispat tanelerinin bir karışımıdır.

### 2.3.4 Kumların ve Kumtaşlarının Petrografik Analizi

Kum boyutunda tanelerden oluşan kayalarda bireysel tanelerin özellikleri ve bu tanelerle bunlar arasındaki malzemenin ilişkileri en iyi şekilde kayanın çok ince bir dilimi (normalde 30 mikron) olan ve **petrolojik**/**petrografik mikroskop**ta incelenebilen **ince kesit**inde görülebilir (Şekil 2.12). İnce kesit incelemesi



**Şekil 2.12 Bir kumtaşına ait mikrofotoğraf. Tüm taneler kuvars olmakla birlikte tanelerin farklı yöneliminden dolayı çapraz nikolde grinin farklı tonlarında görülürler.**

mağmatik, metamorfik ve sedimenter kayaların tümü için standart bir yöntem olup, çoğu jeologların eğitiminin bir kısmını oluşturur.

**Petrografi Mikroskobu**

Bir kayanın ince kesiti bir lam üzerine yapıştırılır. Rutin uygulamalarda ince kaya diliminin üzerine bir de ince lamel yapıştırılsa da ince kesitin üstünün lamel ile kaplanmadığı durumlar da söz konusudur (3.1.2). İnce kesit alttan aydınlatmalı bir mikroskop tablası üzerine yerleştirilir; ince kesitten geçen ışık merceklerden sonra gözlere gelir. Işık aktarımlı bu mikroskop yöntemi kayaların incelenmesinde kullanılır. Bunların istisnası cevher mineralleri olup (bu durum minerallerin optik özellikleri ile ilgilidir; açıklaması aşağıda), cevher mineralleri yansımalı ışık altında incelenirler. Renkleri veya el örneklerindeki görünümü nasıl olursa olsun, minerallerin çoğu 30 mikron kalınlığa düşecek şekilde inceltildiği zaman yarı saydamdırlar. Bu durum sedimenter jeolog için başlıca ilgi konusu olan silikat ve karbonat mineralleri grubu için özellikle geçerlidir. Bu nedenle, minerallerin içlerinden geçen ışıkta nasıl göründükleri veya bu ışıkla nasıl etkileştiklerini kapsayan **optik özellikler**i bir petrografi mikroskobunda incelemek mümkündür.

Mikroskop tablası altındaki ışık bir **polarizan filtred**en geçer. Polarizan filtre kendi içinden ve dolayısıyla ince kesitten geçen ışık dalgalarının sadece bir düzlemde titreşmesine izin verir. Oküler tüpünün tabanına doğru sökülüp takılabilen ikinci bir polarizan filtresi bulunur. Bu filtre, ışığın alttaki polarizan filtredekine göre doksan derece açıyla titreşecek şekilde, tabla altındaki filtreye dik konumda yerleştirilir. Tabla üzerinde bir ince kesit bulunmadığı zaman ya da sadece bir lam bulunduğu zaman **analiz filtresi** olarak bilinen bu ikinci filtrenin merceklere yerleştirilmesi halinde ışık kaynağından gelen ışığın tamamı kesilir ve görüntü siyah olur. Aynı etki 'Polaroid' güneş gözlüğü ile de gösterilebilir. İki Polaroid mercek birbirine dik konumda yerleştirildiği zaman ışığın tümü engellenir.

Petrografi mikroskopunun diğer standart özellikleri, oküler tüpünün ucunda görüntüyü değişik derecelerde büyütmeye yarayan objektifler setidir. Toplam büyütme bu objektiflerden birinin büyütmesi ile oküler büyütmesinin çarpımı kadar olacaktır. Okülerin içinde çok ince hassas bir istavroz kıl bulunur. Tabla döndürülerek ince kesitin yönelimi değiştiğinde referans olarak bu kıl alınır. Tablanın kenarları derecelere bölündüğünden, ne kadar döndürme yapıldığı kolaylıkla ölçülür. Oküler içindeki bir diğer optik özellik **gratikül**dür. Büyütme miktarı bilindiği zaman ince kesitteki özelliklerin ölçümüne izin veren bir ölçektir.

Mikroskop üzerinde optik analize yönelik olarak genellikle tablanın üstüne ve altına yerleştirilebilen ilave mercekler ve oküler tüpüne sokulabilen levhalar gibi başka araçlar da bulunur. Bunlar, minerallerin daha ayrıntılı analizleri için ileri petrografik teknikler gerektiğinde kullanılırlar. Ancak, sedimenter petrografinin giriş düzeyinde bu teknikler nadiren kullanılırlar; bu düzeydeki analizler minerallerin izleyen altbölümlerde tanımlanan sadece belirli optik özelliklerini kullanarak gerçekleştirilebilir.

### 2.3.5 Kumtaşlarının İnce Kesit Analizi

Sedimenter kayalarda en çok bulunan minerallerin belirlenmesinde aşağıda tanımlanan teknikler kullanılmaktadır. İnce kesit analizinin ilkeleri ve uygulaması burada sadece temel bilgi düzeyinde ele alınmıştır. Daha ayrıntılı ve ileri düzey petrografik analizler için optik mineraloji alanında uygun bir kitaba müracaat edilmeli (örnek: Gribble ve Hall, 1999; Nesse, 2004) ve ayrıca sedimenter petrografi alanında özellikle Adams vd. (1984)'nin renkli kılavuzu gibi uygun bir kitap ile birlikte kullanılmalıdır.

**Tane Şekli**

Levhaması düzlemlerine dik yönde kesildiklerinde genellikle uzun ve ince görünen mika ailesinin üyelerinde olduğu gibi, bir mineral için karakteristik bir özellik onu diğerlerinden ayırt edici bir şekil olabilir. Mineraller aynı zamanda uzamış halde, iğne şekilli ve eşkenar olabilirlerse de şeklin tüm durumlarda taneyi kesme açısına bağlı olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Tane şekli aynı zamanda sedimentin tarihçesi hakkında bilgi verdiğinden (2.5.4), kristal yüzeyleri gösteren taneler ile kenarlarda aşınma belirtileri gösteren taneleri birbirinden ayırmak önemlidir.

**Rölyef**

**Rölyef** mineralin ya da bir taneyi oluşturan minerallerin kenarlarına ait çizgilerin ne kadar kuvvetli olduğunun ve o tanenin cama veya etrafındaki diğer tanelere göre nasıl belirginleştiğinin bir ölçüsüdür. Mineralin kırılma indisinin görsel bir değerlendirmesi olup, sonuçta mineralin yoğunluğuyla ilişkilidir. Kuvars gibi bir mineralin kırılma indeksi esasen cam ile aynı olup, mikroskop camı üzerine yapıştırılan 30 mikron kalınlığındaki bir kuvars tanesi sadece 'görünebilir' durumdadır (yapıştırma aracının optik özellikleri camınki ile aynıdır). Bu nedenle, kuvarsın rölyefinin düşük olduğu değerlendirilir. Bunun aksine, daha yoğun bir mineral oluşu ve bu nedenle kırılma indisinin daha yüksek oluşundan dolayı, çok belirgin, koyu kenarları olan kalsit cama göre çok daha belirgin görünür ve dolayısıyla rölyefi daha yüksektir. Bir sedimenter tane çoğu zaman çimento ile kuşatıldığından (18.2.2) çimento ile kontrast önemlidir ve bir kuvars tanesi kalsit çimento ile kuşatıldığı zaman çok belirginleşir. Zirkon gibi bazı ağır mineraller son derece yüksek rölyefleri sayesinde kolaylıkla ayırt edilebilirler.

**Dilinim**

**Dilinim** kristal kafes yapısına bağlı tercihli kırık yönelimidir. Her mineralde belirgin bir dilinim bulunmayabilir. Bu nedenle, bir mineral ince kesitte incelendiğinde dilinim yararlı bir ayırt edici özellik olabilir. Mesela kuvarsta dilinim yoktur. Diğer taraftan, kuvars ile birçok ortak optik özelliği olan feldispatlar çok net, paralel çizgiler halinde klivaj düzlemleri gösterirler. Bununla birlikte, ince kesitin klivaja paralel olduğu durumlarda mineral dilinimi görülmeyeceğinden, mineralin ince kesitteki pozisyonunun etkisi çok önemlidir. Klivaj düzlemleri çifti (örnek: piroksen ailesi mineralleri ile amfibol grubu mineralleri) arasındaki açı önemli bir ayrım olabilir. Klivajın genellikle en iyi görüldüğü durum düzlemsel polarize olmuş ışık olup, ışığın şiddetinin azaltılması halinde çoğu zaman daha da belirginleşir.

**Renk ve Opaklık**

Bu özellik düzlemsel polarize ışık kullanılarak (yani analiz filtresi yerleştirmeden) değerlendirilir. Bazı mineraller tamamen şeffaf görünürken diğer bazıları hafif bulanıktır fakat yine de renksizdirler. El örneğinde belirgin renkler sunan minerallerin ince kesitte ille de renkli olmaları gerekmez (örnek: pembe kuvars veya pembe feldispat). Renkler soluk tonlar şeklinde olabileceği gibi kuvvetli tonda da olabilir. Nadiren sarı ve mavi olmakla birlikte, bunların en yaygın görünümleri yeşil ve kahverengi gölgeler şeklindedir (bazı amfiboller ve mikalar) (Uyarı: Kayanın nispeten zayıf taşlaşma göstermesi halinde ince kesit hazırlama sürecinde taneleri birbirine daha iyi bağlamak için taneler arasındaki gözeneklere reçine zerk edilir. Bu reçine kuruduğu zaman parlak mavi renk alır. Bu şekilde kayanın orijinal bileşenlerinden kolayca ayırt edilir. Bu bir mavi mineral değildir. Aman ha!).

Bazı taneler siyah veya çok koyu kahve renkli görünebilir. Siyah taneler ince dilimler haline kesildiği zaman bile ışığı hiç bir surette geçirmeyen opak minerallerdir. Seyrek olarak diğer bazı minerallerle birlikte özellikle (hematit gibi) demiroksitleri ve demir sülfitleri (pirit) olmak üzere, sedimenter kayalardaki en yaygın opak mineraller oksitler ve sülfitlerdir. Kahverengi kenarlı siyah tanelerin veya tamamı koyu kahve renkli tanelerin organik madde parçaları olması muhtemeldir.

**Pleokroizm**

Amfibol grubunun nispeten yaygın üyesi olan bir hornblend tanesi düzlemsel polarize ışıkta yeşil veya kahve renkli olarak görülebilirse de, bunun belirgin özelliği mikroskop tablası döndürüldüğünde tane hareket ettiği zaman bir renkten diğerine dönmesidir. **Pleokroizm** olarak adlandırılan bu özellik biyotit türü mikada ve daha birçok mineralde görülür.

**Çift Kırınım Renkleri**

Objektif/oküler tüpüne analiz merceği yerleştirildiği zaman ince kesitteki minerallerin görünümleri çarpıcı biçimde değişir. Düzlemsel polarize ışıkta renksiz görünen taneler siyah, beyaz veya gri tonlarında değişik renkler alırlar. Bunun nedeni, polarize ışığın minerallerle etkileşme şeklidir. Opak olmayan mineraller **izotrop mineraller** ve **anizotrop mineraller** olmak üzere iki gruba ayrılırlar. İzotrop minerallerde (mineralin yönelimi nasıl olursa olsun) kristal kafesinin ışığın geçiş yolu üzerinde herhangi bir etkisi yoktur (halit buna örnektir). Anizotrop minerallere ait kristalden ışığın geçişi değişikliğe uğrar; ışığın etkilenme miktarı da kristalin yönelimine bağlıdır. Düzlemsel polarize ışığın ve analiz filtrelerinin birlikte kullanıldığı durumda (**çapraz nikol**de) izotrop bir mineral siyah görünür. Anizotrop bir mineral içinden geçen ışığın yolunu değiştirir ve ışığın bir kısmı gözlemciye ulaşır. Bu durumda mineral renkli görünür. **Çift kırınım rengi** olarak adlandırılan bu rengin tonu ve şiddeti mineralin türüne ve tanenin yönelimine göre değişiklik gösterir (esasen kesitin kalınlığına da bağlı olmakla birlikte, ince kesitler genellikle 30 mikron kalınlıkta hazırlandığından bu durum genellikle dikkate alınmaz).

Çift kırınım skalası renklerin spektrum aralığını ve tonlarını gösterir. Herhangi bir mineralin bu skalada gösterilebilir bir 'maksimum' çift kırınım rengi vardır. Mineraller genel anlamda aşağıdaki şartlardan birini sağlayacak şekilde tanımlanabilirler: Gri olan 'düşük' çift kırınım renkleri (örnekler: kuvars ve feldispat), gökkuşağının oldukça yoğun renkleri olan 'birinci derece' renkler (mikalarda görülürler) ve pembe ve yeşilin soluk tonları olan 'yüksek derece' renkler (karbonat minerallerinde yaygındır). Yaygın minerallere ait çift kırınım renklerini gösteren skalalar petroloji referans kitaplarında bulunabilir (örnek: Gribble ve Hall, 1999; Nesse, 2004).

**Sönme Açısı**

Mikroskop tablası döndürüldüğü zaman kristalin düzlemsel polarize ışığa göre yönelimi de değişeceğinden, anizotrop bir mineral tanesinin çift kırınım rengi değişecektir. Tane 'maksimum' rengi geçirecek (maksimum renk tanenin üç boyutlu yönelimine bağlı olduğundan, bu maksimum renk mineral için maksimum rengi olmayabilir) ve tane siyah olduğunda dönme sırasında bir noktadan geçecektir. Bu durum kristal kafesi polarize ışığın izini etkilemeyen bir yönelimde olduğu zaman gerçekleşir. Bir tane polarize ışık kristal yüzeyine paralel olacak şekilde yönlendiğinde bazı mineraller siyaha döner, yani **sönme** gösterir; buna paralel sönme denir. Taneye mikroskobun oküleri ile bakıldığında, kristal yüzeyi çapraz nikolün düşeyine paralel olduğu zaman sönme gerçekleşir. Polarize ışık düzlemi ile açı yaptığında pek çok mineral sönme gösterir. Bu açı kristal yüzeyi çapraz nikolün düşeyine paralel olan taneyi sönme durumuna kadar döndürmek suretiyle ve dairesel tablanın kenarındaki bir noktayı referans almak suretiyle tayin edilebilir. Birçok feldispat türü sönme açılarına bağlı olarak birbirinden ayırt edilebilir.

**Kristal İkizlenmesi**

İki mineralin birbirine bitişik fakat kristal kafeslerinin zıt yönlere eğimli olarak (yani ayna görüntüsünde) geliştiği **ikizlenme** olayı bazı minerallerde yaygın olarak gözlenir. Kristal ikizlenmesini mikroskopta düzlemsel polarize ışıkta tayin etmek zor olmakla birlikte çift nikolde bakıldıklarında iki kristal birbirine göre 180 derece açıda sönme gösterirler. Çoklu ikizler de gelişebilir ve gerçekte bu durum plajiyoklaz türü feldispatların karakteristik özelliğidir. Bunlar çift nikolde belirgin şeritli bir görünüm sunarlar.

### 2.3.6 Sedimenter Kayalarda En Bol Bulunan Mineraller

Yüzey koşullarında duraylı olan herhangi bir mineral sedimenter kayalarda bir kırıntı tanesi olarak yer alabilir. Ancak, kumtaşlarındaki tanelerin büyük çoğunluğu çok az sayıdaki mineralden oluşmaktadır. Bunların en yaygın olanlarına burada kısaca değinilmiş olup, optik özellikleri de şekil 2.13'de özetlenmiştir.

| Mineral | Renk | Dilinim | Rölyef | Çift kırınım | Sönme | Diğer özellikler |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Kuvars | renksiz | yok | çok düşük | zayıf | düz | bozuşmamış |
| Ortoklaz | renksiz | 90°'de 2 | düşük | zayıf | hafif eğik | çoğunlukla bozuşmuş basit ikizler |
| Mikroklin | renksiz | 90°'de 2 | düşük | zayıf | hafif eğik | çoğunlukla bozuşmuş enine taramalı ikizler |
| Plajiyoklaz | renksiz | 93°'de 2 | düşük | zayıf | eğik | çoğunlukla bozuşmuş lamelli ikizler |
| Muskovit | renksiz | mükemmel bazal | orta | kuvvetli | düz | pullar |
| Biyotit | kahve veya yeşil | mükemmel bazal | orta | kuvvetli | düz | kuvvetli pleokroizma yeşil-kahve rengi |
| Hornblend | kahve veya yeşil | 124°'de 2 | orta-yüksek | orta-kuvvetli | 25°'ye kadar verev | yeşil-kahve rengi pleokroizma |
| Glokonit | yeşil | yok | orta | mineral rengiyle maskelenmiş | düz | yeşil-kahve rengi pleokroizma |
| Kalsit | renksiz | 75°'de 2 | yüksek | çok kuvvetli | simetrik | çoğu zaman biyojenik kökenli |
| Dolomit | renksiz | 75°'de 2 | yüksek | çok kuvvetli | simetrik | öhedral kristaller oluşturur |

**Şekil 2.13 Sedimenter kayalarda en çok bulunan minerallerin optik özellikleri.**

## Kuvars

Kumtaşları ve silttaşlarının çoğu, silikat minerallerinin kimyasal olarak en basiti olan, silisyum oksit bileşimindeki kuvars taneleri içerirler. İnce kesitte kuvars taneleri tipik olarak renksiz ve düşük rölyefli olup, herhangi bir dilinim göstermezler. Çift kırınım renkleri gridir. Metamorfik (bazen de mağmatik) bir kaynağa ait kuvars taneleri tane döndükçe farklı açılarda farklı kısımları sönme gösteren fakat bu alanlar arasında kesin bir sınırın olmadığı **dalgalı sönme** gösterirler. **Gerinmiş kuvars**a ait bu özellik kristal kafesinin deformasyonundan dolayı olup, düzensiz optik özellikler sunar. Bu tür bir kuvarsın varlığı bir kaynak alan (provenans) belirteci olarak kullanılabilir (5.4.1).

## Feldispatlar

Feldispatlar çoğu mağmatik ve metamorfik kayaların ana bileşenleri olan silikat mineralleridir. Ayrıca, özellikle granit gibi bir anakayadan doğrudan aşınan kırıntılardan oluşan kumtaşlarında da nispeten yaygındırlar. Feldispat kristalleri orta derecede uzun, şeffaf veya bazen hafifçe bulanık görünümlü olup çok iyi gelişmiş bir dilinim gösterebilirler. Rölyef kimyasal bileşime bağlı olarak değişmekle birlikte genellikle düşüktür. Çift kırınım renkleri zayıf ve grinin tonları şeklindedir. **Potasyum feldispatları** ve **plajiyoklaz feldispatları** olmak üzere iki gruba ayrılırlar.

**Ortoklaz** gibi potasyum feldispatlar sedimenter kayalarda en yaygın olanıdır. Kuvars ve ortoklazın benzer rölyef ve düşük çift kırınım renklerine sahip olmasından dolayı bu iki minerali ilk bakışta birbirinden ayırt etmek zor olabilirse de, feldispat bazı yönlerde dilinim ve çapraz nikolde de ikizlenme gösterebilir; tek nikolde çoğu zaman hafifçe bulanık görünüm verir. Bu bulanıklık kuvarsta gerçekleşmeyen fakat feldispata özgü bir kimyasal ayrışmanın sonucudur. Bu gruptaki bir diğer mineral **mikroklin**dir. Ortoklazdan daha az yaygın olmasına rağmen, çapraz nikol altında çok belirgin şekilde birbirine dik ince, siyah-beyaz şeritler göstermesinden dolayı mikroklinin ince kesitte tanınması çok kolaydır.

Plajiyoklaz feldispatları bileşiminde değişik oranda sodyum ve kalsiyum içeren mineraller grubudur. **Albit** sodyumca zengin bir çeşit iken, **anortit** kalsiyumca zengindir. Bu ikisi arasında birkaç çeşit daha bulunur. Bunlarda ayırt edici en belirgin özellik çapraz nikolde

çok belirgin siyah-beyaz şeritli taneleri veren çoklu ikizlerin varlığıdır. Sönme açısı bileşime göre değişir ve plajiyoklaz grubundaki farklı mineralleri ayırt etmede kullanılır (Gribble ve Hall, 1999; Nesse, 2004).

**Mikalar**

Mikanın çok çeşitleri olmakla birlikte en yaygın iki çeşidinden biri beyaz mika veya muskovit, diğeri de kahverengi mika veya biyotitdir. Mikalar kristal yapısı ince yapraklardan oluşan ve kristallerinin çok ince tanelere bölünmesine neden olan çok iyi gelişmiş levhamsı dilinim içeren **fillosilikatlar**dır. Levhamsı tanelerin ince kesit düzlemine paralel olması durumunda hekzagonal şekilli görünürler fakat daha çok bu düzleme verev kesildiklerinden dolayı ince kesitte çok belirgin dilinim gösterirler. Taneler uzamış şekilde ve eğilmiş olarak da görünebilirler. Bunun nedeni, mika pulcuklarının oldukça narin olması ve bir kumtaşı pekleştiği zaman daha sert taneler arasında sıkışabilmesidir (18.3.1). Şekli, dilinimi, kahverengi ve pleokroizminden dolayı (bu her zaman görülmeyebilir) biyotit genellikle çok belirgindir. Çift kırınım rengi parlak ve birinci derece olmakla birlikte kahverengi olan mineral renginden dolayı çoğu zaman maskelenir. Sönme açısı 0 ile 3 derece arasındadır. Muskovit yaprakçıklarının kuvvetli ve parlak çift kırınım renkleri çapraz nikolde çok bariz olup, bu özellik uzun şekil ve dilinim ile birleştiğinde muskoviti kolayca tanınır bir mineral yapar.

**Diğer Silikat Mineralleri**

Sedimenter kayalarda mağmatik kayalara kıyasla daha az çeşitlilikte silikat mineralleri yaygın olarak bulunur. Diğer taraftan, amfibol, piroksen ve olivin gruplarına ait mineraller ortaç ve mafik bileşimli mağmatik (yani orta ve düşük derecede $SiO_2$ içeren) kayaların önemli mineralleri olup, sedimenter kayalarda nadiren bulunurlar. Bir amfibol türü olan hornblend en yaygın bulunan mineral olmakla birlikte piroksen grubundaki herhangi bir mineral gibi bu da 'ağır mineral' (açıklaması aşağıda verilmiştir) olarak değerlendirilir. Gabro ve bazaltlarda çok yaygın olan olivin bir kumtaşında kırıntı tane olarak nadiren görülür. Bunun nedeni, bu silikat minerallerinin yeryüzünde kimyasal bozuşmaya daha duyarlı olmaları ve genellikle bir sediment içine girebilecek kadar uzun ömürlü olmamalarıdır.

**Glokonit**

Diğer silikat minerallerinden farklı olarak bu belirgin derecede yeşil mineral mağmatik veya metamorfik kaynaklardan türemediği için sıra dışı bir mineraldir. Deniz tabanında biriken sediment içinde oluşur ve bazı sığ denizel çökellerde önemli yüzde oluşacak kadar birikebilir (11.5.1). Glokonit taneleri düzlemsel polarize ışıkta belirgin ve kuvvetli bir yeşil renkte görünürler. Tane yüzeyinde yeşil renk yamalar şeklinde düzensiz dağılmıştır. Bu renk beneklenmesinin nedeni mineralin normalde amorf olarak gelişmesi ve diğer kristal özelliklerinin nadiren bulunmasıdır.

**Karbonat Mineralleri**

Bu gruptaki en yaygın mineraller kalsiyum karbonatlar olan kalsit ve aragonittir. Magnezyum-kalsiyum karbonat olan dolomit ile demir karbonat olan siderit de sedimenter kayalarda sıklıkla görülürler. Kireçtaşının ana bileşenleri olan kalsiyum karbonat mineralleri sedimenter kayalarda bolca bulunurlar. Kalsit ve aragonit ince kesitte birbirinden ayırt edilemez. Diğer tüm sedimenter karbonatlarda olduğu gibi bu mineraller yüksek derecede rölyefli olup, kristalleri birbiri ile 75$^o$ açı yapan iki belirgin dilinim düzlemleri içerirler. Çift kırınım renkleri soluk, yüksek derece yeşil ve pembeler şeklindedir. Kökensel olarak çoğunlukla biyojenik olduğundan, bir sedimenter kayada kalsitin şekli önemli ölçüde değişkendir. İnce kesitte karbonat bileşenlerinin tanınması Alt bölüm 3.1.2'de ele alınmıştır.

Dolomitlerin çoğu diyajenez ürünü olup (18.4.2), başlangıçta kalsiyum karbonat minerallerinden oluşan bir kireçtaşının alterasyonunun neticesidir. Bireysel kristalleri görülebildiği zaman belirgin öhedral rombik şekillidirler ve kristal yüzeylerine paralel dilinim düzlemleri de görülebilir. Öhedral morfoloji iyi bir ipucu olmakla birlikte malzemede dolomitin varlığı ancak kimyasal testler yapılarak belirlenebilir (3.1.2). Optik özelliklerinin çoğu kalsit ile aynı olduğundan, sideriti ayırt etmek çok zordur. Bunun için en iyi ipucu çoğu zaman, bazı demirlerin oksitlere ve hidroksitlere dönüşüm sonucu olan, tanedeki sarı veya kahverengimsi renk belirtisidir.

**Oksitler ve Sülfitler**

Doğal oksit ve sülfit minerallerinin büyük çoğunluğu opak olup düzlemsel polarize ışıkta siyah taneler olarak görünürler. Bir demiroksiti olan hematit özellikle yaygın olup, tanelerin etrafında ince toz boyutuna kadar değişen partiküller veya hamur içine saçılmış taneler şeklinde bulunur. Hematit tanelerinin kenarları çoğu zaman kahverengimsi-kırmızı görünür. Çoğu mağmatik kayalarda tali bileşen olarak bulunan ve yine bir demiroksit olan magnetit, ince kesitte dört veya sekiz eşkenarlı siyah taneler şeklinde görünen öhedral, bi-piramidal kristallerinden dolayı oldukça belirgindir. Demir hidroksitleri olan ve el örneğinde sarımsı kahve renkte görünen limonit ve götit ince kesitte kenarları kahve renkli olarak görülürler.

Pirit sedimentlerde kristallenebilen bir demir sülfitdir. Tam gelişmiş bir kristal metalik altın renkte görünmekle birlikte piritin ince taneleri siyah görünümlüdür ve ince kesitte de çoğunlukla iri kristallerin kübik mineral şekli gösterdiği siyah benekler şeklindedir. Bir **plaser minerali** (yüksek yoğunluklarından dolayı akışın tabanında biriken mineraller) ve kalay cevheri olan kasiterit gibi diğer sülfitler ve oksitler de yerel olarak bulunabilir.

**Ağır Mineraller**

Bir kumtaşı ince kesitinin çok sayıda ağır mineral içermesi ihtimal dışıdır. Bu grubun en çok rastlanan üyesi, bozuşmaya ve uzun süre taşınmaya karşı son derece dirençli bir mineral olan zirkondur. Taneleri eşkenardan başlayıp uzamışa kadar değişen zirkon renksiz olup, çok yüksek rölyefleri sayesinde kolaylıkla tanınır. Bir zirkon tanesi kenarları kalın, siyah çizgiler şeklinde görünür. Nispeten yaygın diğer ağır mineraller de rutil, apatit, turmalin ve sfendir.

**2.3.7 Litik Taneler**

Kumtaşlarındaki her tane bireysel bir mineral değildir. Kayaların bozuşma ile parçalanması sonucunda kayadan türeyen kum boyu parçalar çökele karışabilir. Bu durumda kaynak kayanın kum boyundan küçük kristallerden oluşması gerekir. Granitteki kristaller kum boyundan büyük olduğundan kumlarda litik parça olarak granit bulunamaz. Ancak, bunun ince taneli eş değeri olan riyolit taneleri bulunabilir. Metamorfik ve sedimenter kayaların litik parçaları da yaygın olarak bulunabilir.

**Çört ve Kalsedon**

Bileşimi silis olan **çört** (3.3) düzlemsel polarize ışıkta kuvarsa çok benzer. Aradaki fark, çörtteki silisin amorf veya mikrokristalen formda olmasıdır. Bu nedenle, çapraz nikolde çok benekli siyah, beyaz ve gri renkli, normal bir petrografi mikroskobunda ayrıntılı incelenemeyecek kadar küçük bireysel 'kristaller' şeklinde görünürler. **Kalsedon** da bir silis formu olup, çapraz nikolde ışınsal yapı gösterdiğinden dolayı kolayca tanınır. Görüntüde ince siyah ve beyaz çizgiler merkezden kenara doğru ışınsal bir desen sunar ve tane döndürüldükçe daha açık ve daha koyu renkler verirler.

**Organik Madde**

Bitki kalıntıları şeklindeki karbonlu malzemeler kahve renkli olup, ince kesitteki görünümleri siyah ve opaktan yarı saydam kırmızımsı kahverengiye kadar değişir. Daha soluk taneler bir minerale benzeyebilirse de çapraz nikolde daima siyahtırlar. Şekil ve boyut son derece değişken olup, bazı maddeler lifsi şekilde görülebilir. Kömür büyük ölçüde organik maddeden oluşan bir sedimenter kayadır. Kömürün ince kesit incelemesi özel bir çalışma alanı olup, kömürü oluşturan kaynak bitkiler ve kömürün gömülme tarihçesi hakkında bilgiler sağlayabilir.

**Sedimenter Kaya Parçaları**

Bir kumtaşında kiltaşı, silttaşı ve kireçtaşı kırıntıları bulunabilir. İlk aşamada düzlemsel polarize ışıkta yapılan incelemede genellikle 'kirli' şekilde görünürler. Bir litik parçadaki çok ince kil ve demiroksit parçaları ince kesitte bunların kahverengimsi görünmelerini sağlar; tanenin tamamının kilden oluşması halinde koyu kahverenginde görülebilir. Silltaşı yaygın olarak kuvars tanelerinden oluşur ve çapraz nikolde siyah ve beyaz lekeler halinde görünür. Silt boyu kırıntıların kenarlarını görmek için daha yüksek büyütme kullanıldığında bireysel silt taneleri teşhis edilebilir.

**Magmatik Kaya Parçaları**

İnce taneli mağmatik kaya kırıntıları özellikle bir volkanik faaliyete yakın çökelme alanlarında olmak üzere bir kumtaşında taneler şeklinde bulunabilir. El örneğindeki koyu taneler çapraz nikolde koyu görünen daha ince arka plan kütlesi içinde soluk feldispatın küçük çubukları şeklinde görünür ve bazalt parçaları olarak tanımlanabilir. Bazalt kolayca bozuşurak kil ve demiroksit parçalarına ayrılır. Uzun süre açıkta kalan tanelerin kenarları kahverengi paslı bir görünüm alır. Bozuşmanın daha şiddetli olduğu durumda ince taneli mağmatik kayalar killere dönüşür (2.4) ve bunlara ait kırıntılar da çapraz nikolde kahvemsi, koyu ve benekli görüntü verirler.

**Metamorfik Kaya Parçaları**

Bir metamorfik arazi aşınmaya uğradığında sleytler ve ince taneli şistler kumtaşlarının bünyesine girebilir. Bu kayalarda fabrik çok kuvvetli olup levhamsı parçalara ayrılırlar ve tane şekillerinden dolayı kolayca tanınabilirler. Bu fabrik ayrıca taneyi oluşturan ince kristallere belirgin bir yönelim kazandırır. Bu özellik hem düzlemsel polarize ışıkta hem de çapraz nikolde kolayca görülebilir. Yaygın metamorfik mineraller olan (mesela şistlerde bol bulunan) mikalar oldukça uzamış, parlak çift kırınım renkli ve benekler şeklinde kırıntı içinde görünebilirler.

### 2.3.8 Hamur ve Çimento

Kırıntılar arasındaki malzeme hamur ve çimentodan biri ya da bunların karışımıdır. Bir kumtaşında hamur silt ve/veya kil boyu sedimentten oluşur. Boyutları çok küçük olduğundan dolayı bireysel silt tanelerinin mineralojisini belirlemek zor olmakla birlikte, genellikle çapraz nikolde siyah ve beyaz benekler şeklinde görülen kuvars taneleridirler. Mika ve diğer fillosilikatlara ait ince yaprakçıklar da bu boyutta hamura eşlik edebilirler. Çubuk şekilli taneler küçük boylarına rağmen parlak çift kırınım renkleri sayesinde tanınabilirler. Kil boyu taneler çok küçük olduğundan bunların mineralojisi optik mikroskop ile belirlenemez. Bir hamuru oluşturan kil mineral kümeleri düzlemsel polarize ışıkta genellikle kahvemsi amorf kütleler halinde görülürler. Killer çapraz nikolde koyuya döner fakat kil malzeme alanları çoğu zaman ışığın bireysel taneler içinden geçmesi sırasında çok küçük benekler şeklinde görünürler. Bir hamurun kil bileşenin analizi için X ışını kırınımı (2.4.4) gibi diğer tekniklere gerek duyulur.

Çimento sedimentin çökelim sonrası sürecinin bir parçası olarak akışkandan kimyasal olarak çökelir. Normalde taneler arasındaki boşlukları tamamen veya kısmen dolduran kristalen madde şeklindedir. Çimentonun ve değişik çimento türlerinin oluşumu Alt bölüm 18.3.1'de ele alınmıştır.

### 2.3.9 Mikroskopta İnce Kesit İncelemesi

Bir ince kesiti mikroskop tablasının üzerine yerleştirmeden önce kesiti ışığa tutarak genellikle iri veya ince tanelerin ya da açık veya koyu renkli tanelerin oluşturduğu bantlar şeklinde görünen laminasyona sahip olup olmadığına bakınız. Tane boyu ve türlerinin kümelenme şeklinde dağıldığı bir durumda kaya tekdüze bir özellik sunmayabilir. Bu tür özelliklere dikkat edilmeli ve ince kesitin yapıldığı el örneği ile karşılaştırılmalıdır.

İnce kesite önce tek nikolde ve düşük büyütme ile incelemeye başlamak daima en iyi yoldur. Litik parçalar ve mineral taneleri birbirinden bu aşamada ayırt edilirler ve biyotit ve glokonit gibi belirgin renkli bazı mineraller teşhis edilir. Daha sonra bireysel taneler incelenmek üzere seçilebilir ve yukarıdaki teknikler kullanılarak bunların mineralojik veya litolojik bileşimleri tanımlanabilir. Birkaç farklı tane türü teşhis edildikten sonra kesitin kalan kısmını taramak suretiyle diğer kırıntıların aynı mı yoksa farklı mı olduğunu görmek genellikle mümkün olabilir. Her bir kırıntı türü için aşağıdaki özellikler not edilir:

- optik özellikler (şekil, röliyef, dilinim, renk, pleokroizm, çift kırınım renkleri, sönme açısı, ikizlenme)
- mineralin adı
- boyut aralığı ve ortalama boyut
- dağılım (eşit, bir yerde toplanmış, diğer kırıntı türü ile ilişkili)
- ince kesitte yüzde tahmin (ya mevcut kırıntı türünün bir oranı ya da çimento ve hamur da dahil olmak üzere toplam kayanın bir yüzdesi olarak)

Hamurun ve ayrıca kayada mevcut çimentonun özellikleri ve oranı da tanımlanmalıdır. Daha sonra farklı kırıntı türü ve çimento/hamur oranları belirlenir ve hepsinin toplamı %100 olur. Bu bilgiye dayalı olarak

uygun bir sınıflama sistemi yardımıyla (örnek: Pettijohn sınıflamasıyla, şekil 2.11) kayanın adı belirlenebilir.

**Nokta Sayma**

Bir sedimenter kayanın bileşenlerinin nicel bir analizini yapmak için farklı kırıntı türleri, hamur ve çimentonun oranlarına dair bazı sistematik tanımlamalar gereklidir. Bu konuda en çok başvurulan yöntem, mikroskop tablasına bir **nokta sayıcı** iliştirmektir. Nokta sayıcı ince kesiti tutan ve kesitin konumunu yana doğru bir dizi küçük artış mesafelerinde değiştiren bir araçtır. Nokta sayıcı bir düğmeye veya tuşa her basıldığında ince kesit kenara kayacak şekilde bir mekanik sayıcıya veya bilgisayara bağlanır. Operatör her bir adımda farklı düğme veya tuşlara basarak çapraz nikolün altındaki kırıntı türünü tanımlar. Kesit üzerinde yeterli sayıda nokta sayılarak bir dizi hat taranır; nokta sayısı tipik olarak 300'ün üzerindedir. Daha sonra her bir tane türü, hamur ve/veya çimentoya ait sayılar yüzdeye dönüştürülür. Operatör ince kesitin ön incelemesinde tayin edilen tane boyu aralığına ve kırıntı türlerine bağlı olarak tarama başlangıcında adım boyutunu, büyütme miktarını ve kırıntı kategorisi sayısını belirler.

## 2.4 KİL, SİLT VE ÇAMURTAŞI

İnce taneli karasal kırıntılı sedimenter kayalar tüm sedimenter kayalar içinde (2.1) hacimce en yüksek oranda bulunmalarına rağmen daha az ilgi odağı olmuşlardır. Bunların tane boyu genellikle mineral tanımlamada kullanılan optik teknikler için çok küçüktür. Taramalı elektron mikroskopları ve X ışını kırınım analiz teknikleri (2.4.4) gelişene kadar sedimentlerin bu bileşenleri hakkında çok az şey biliniyordu. Arazide iri kırıntılı kayalarda ve kireçtaşlarında görülen belirgin sedimenter ve biyojenik yapılar çamurtaşlarında çoğu zaman görülmez. Bunlar genellikle dik yamaçlar oluşturmadığından ve üzerleri çoğu zaman bitki örtüsü ile kaplı olduğundan mostra verme yetenekleri genellikle zayıftır. Bu sebepten dolayı bu gruptaki sedimentler üzerinde biraz üstünkörü durulmakla birlikte, daha sonraki alt bölümlerde görüleceği üzere, çökelme ortamlarını ve stratigrafiyi değerlendirmede diğer sedimenter kayalar kadar bilgi sağlayabilirler.

### 2.4.1 Çamurtaşı Terimlerine Ait Tanımlamalar

Tane boyu 4 ile 62 mikron arasındaki malzeme **silt** olarak tanımlanır (Şekil 2.2). Bu tane boyu kaba, orta, ince ve çok ince alt gruplarına ayrılır. Kaba silt taneleri el örneğinde çıplak gözle veya bir lup ile ayırt edilebilir. Daha ince silt taneleri yüzeyleri dişli oldukları için elle dokunulduğunda 'pütürlü' his vermelerinden dolayı kilden kolaylıkla ayırt edilebilir. Kile dokunulduğu zaman pütür hissedilmez. **Kil**, kırıntılı sedimenter kayaların 4 mikron veya daha küçük çaplı ve aynı zamanda en ince boyutunu tanımlayan dokusal bir terimdir. Her bir parçacığı çıplak gözle ayırt etmek mümkün olmayıp, sadece yüksek büyütmeli optik mikroskopta tanınabilirler. **Kil mineralleri** kil boyu parçacıkların ana bileşenleri olan bir fillosilikat mineral grubudur.

Kil ve silt boyu parçacıklar pekleşmemiş bir çökel içinde ana bileşenler olarak karıştırıldığında o malzemeye **çamur** adı verilir. **Çamurtaşı** genel terimi silt ve/veya kilden oluşan, çimentolanmış çamura verilen isimdir. Kayanın parçacıklarının çoğunun (üçte ikiden fazlasının) kil olduğu belirlenebilirse kaya **kiltaşı** olarak ve siltin baskın olması halinde de **silttaşı** olarak adlandırılabilir. Her bir bileşenin karışımda üçte birden fazla oranda bulunması halinde kaya **çamurtaşı** adını alır (Folk, 1974; Blatt vd., 1980). Çamurtaşları için bazen (mesela sondaj mühendislerince) **şeyl** terimi kullanılsa da bu terimin en uygun kullanılma yeri, tek yönde ve tabakalanmaya paralel şekilde kuvvetli ayrılma eğilimi anlamına gelen **dilinme** (**fissilite**) gösteren çamurtaşlarıdır (Şeyl ve sleyt arasındaki farka dikkat ediniz. Sleyt bir veya daha fazla klivaj düzlemi boyunca kırılan ince taneli metamorfik kayalar için kullanılır).

### 2.4.2 Silt ve Silttaşı

Siltlerin mineralojisinin ve dokusal özelliklerinin tanımlanması bunların küçük tane boyundan dolayı kumtaşına kıyasla daha zordur. Optik mikroskop teknikleri kullanılarak sadece kaba silt taneleri kolayca analiz edilebilir. Diğer mineraller fiziksel olarak parçalanarak bu boyuta inmeden önce çoğu zaman kimyasal olarak parçalandığından, bu boyuttaki dirençli mineraller daha yaygın olarak bulunur. Silt çökellerinde en bol bulunan mineral kuvarstır. Sedimentlerde bu boyutta bulunabilen diğer mineraller felsidpatlar, muskovit, kalsit ve diğer birçok minör bileşenlerden biri

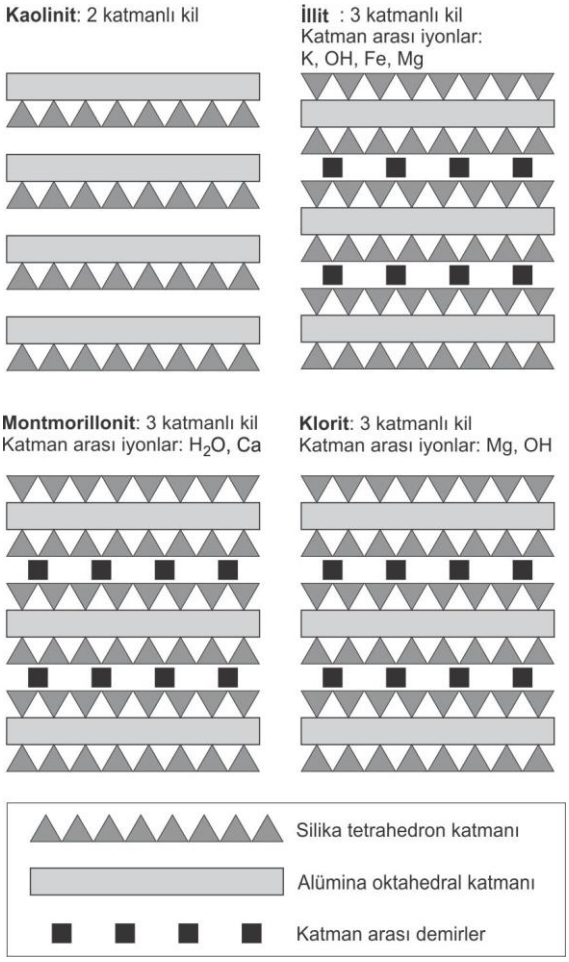
olan demiroksitlerdir. Silt boyu litik parçalar sadece buzul aşındırma (7.3.4) ürünü olan 'kaya unu'nda bolca bulunurlar.

Sulu akıntılardaki silt akış hızı çok düşene kadar suda asılı kalır ve çökel bu nedenle düşük hızdaki akıntıların veya dalga etkisinin az olduğu durgun suların özelliklerini yansıtır (4.4). Silt boyu parçacıklar havada toz şeklinde uzun süre askıda kalabilir, atmosferde yükseklere taşınabilir. Kuvvetli, sürekli rüzgârlar silt boyu tozu binlerce kilometre uzağa taşıyarak yanal anlamda çok geniş bölgelere çökeltebilir (Pye, 1987). Rüzgarla savrulan siltlerden oluşan **lös** çökelleri buzul dönemlerinde önemli olabilir (7.6 ve 7.7).

### 2.4.3 Kil Mineralleri

Kil mineralleri genellikle feldispatların ve diğer silikat minerallerinin parçalanma ürünü şeklinde oluşurlar. Mikalar gibi katmanlı kristal yapısı içeren fillosilikatlar olup, bileşimleri itibariyle alüminosilikatlardır. Kristal katmanları alüminyum ve magnezyum iyonlarının oluşturduğu yaprakları birbirine bağlayan oksijen atomlarının oluşturduğu silikadan ibarettir (Şekil 2.14). Katmanlanma sayısının iki veya üç olmasına göre iki gruba ayrılırlar. Birincisine **kandit grubu**, diğerine de **smektit grubu** adı verilir. Burada kayalarda bulunan çok çeşitli kil mineralleri arasında en çok rastlanan dört çeşit kil minerali (Tucker, 1991) üzerinde durulmuştur (Şekil 2.14).

**Kaolinit** kandit grubundaki en yaygın üye olup, genellikle asidik suların granit gibi kayaları şiddetlice yıkadığı yerlerdeki ılık, nemli ortamlarda oluşan toprak profillerinde oluşur. Smektit grubundaki kil mineralleri yapısında suyu absorplayabilen **montmorillonit** gibi genişleyebilen veya **şişen killer**i kapsar. Montmorillonit nötür veya alkalen pH ortamlarda orta derecede sıcaklık koşullarının bir ürünüdür. Kurak iklimlerde alkalen koşullarda da oluşur. Üç katmanlı bir diğer mineral de mika grubu ile ilişkili olan ve sedimentlerde en yaygın bulunan minerali oluşuran **illit**dir. İllit yıkanmanın sınırlı olduğu vasat sıcaklık bölgelerindeki topraklarda oluşur. Üç katmanlı bir diğer mineral de klorit olup, en yaygın olarak orta derecede yıkanmanın söz konusu olduğu asidik yeraltı suyu koşullarındaki topraklarda ve kurak iklimlerdeki topraklarda bulunur. Montmorillonit, illit ve kloritin üçü de başta volkanik cam olmak üzere volkanik kayaların bozuşma ürünüdürler.




**Şekil 2.14 Yaygın olarak bulunan bazı kil minerallerinin kristal kafes yapıları.**

### 2.4.4 Kil Minerallerinin Petrografik Analizi

Kil minerallerinin tanınması ve yorumlanmasında kaba sedimentler için gerekli olandan daha ileri bir teknolojik yaklaşım gereklidir. Taramalı elektron mikroskopisi ve X ışını kırınım analizi olmak üzere iki ana teknik vardır (Tucker, 1988). Bir **taramalı elektron mikroskobu**nda (**SEM**) incelenen örneğe ait görüntü örneğin yüzeyini tarayan ince elektron ışını ile üretilen ikincil elektronlar ile elde edilir. Bu teknik ile mikron boyutundaki özellikler bir optik mikroskopundan elde edilenden çok daha yüksek çözünürlükte

görüntülenebilir. Bu nedenle de kil minerallerin şeklini ve kayadaki diğer minerallerle olan ilişkisini incelemede kullanılır. Bir sediment içinde kırıntı taneleri olarak çökelen kil mineralleri ile diyajenetik yolla oluşan kil minerallerini (18.3.1) ayırmanın en kolay yolu SEM'dir.

**X ışını kırınım** (**XRD**) yönteminde bir mineral tozuna ya da toz halindeki kile X ışını ile bombardıman yaparak kristal kafesinde kırılan ışının açısı belirlenir. Değişik açılarda kırılmış X ışınlarının şiddetinin oluşturduğu desen belli mineraller için karakteristik olup incelenen madde içindeki mineral(ler)i tanımada kullanılabilir. X ışını kırınım analizi ince taneli sedimentin mineral bileşimini belirlemede nispeten hızlı ve kolay, yarı-nicel bir tekniktir. Optik özellikleri benzer olan bazı karbonat minerallerini (3.1.1) ayırt etmede de kullanılır.

### 2.4.5 Kil Parçacıklarının Özellikleri

Kil minerallerinin küçük ve levhamsı oluşu bunların oldukça zayıf sıvı akışında askıda kalmaları ve sadece akışın çok yavaş veya suyun dingin olduğu zaman çökeldikleri anlamına gelir. Buna göre, kil parçacıkları çoğu su ve hava akımlarında asılı yük olarak bulunur ve sadece akış durduğu zaman çökelirler.

Kil parçacıkları birbirleri ile temasta yapışma eğilimi gösterirler. Bu nedenle **kohezif**tirler. Bu kohezyonun kısmen küçük levhamsı parçacıklar arasında kuvvetli yüzey çekim etkisine sahip olan ince su zarından dolayı gelişebileceği (iki cam levha arasındaki su zarının bu levhaları bir arada tuttuğu gibi) düşünülürse de, aynı zamanda mineral yapısında eksik bağlardan dolayı ortaya çıkan elektrik yük farkına bağlı elektrostatik etkinin bir sonucudur. Sonuçta askıdaki kil minerallerinin bu kohezif özellikleri **topaklanma**ya yol açar ve bireysel parçacıklardan oluşan küçük topluluklar oluşur (Pejrup, 2003). Bu topaklanmış grupların çökme hızı bireysel kil parçacıklarınınkinden yüksek olup, askıdan çökelime daha hızlı geçerler. Tuzlu su koşulları topaklanmayı daha çok teşvik eder ve tatlı sudan tuzlu suya geçiş (mesela bir deltanın ağzında veya haliçte; 12.3 ve 13.6) topaklanmadan dolayı kil çökelimi ile sonuçlanır. Kil mineralleri çökeldikten sonra kohezif özellik bunları akışa tekrar karışma açısından daha dirençli kılar (4.2.4). Bu durum gelgit ortamları gibi kısa süreli akıma maruz kalan alanlarda ince sedimentlerin çökelmesine ve korunmasına izin verir (11.2).

## 2.5 KARASAL KIRINTILI SEDİMENTER KAYA DOKULARI VE ANALİZİ

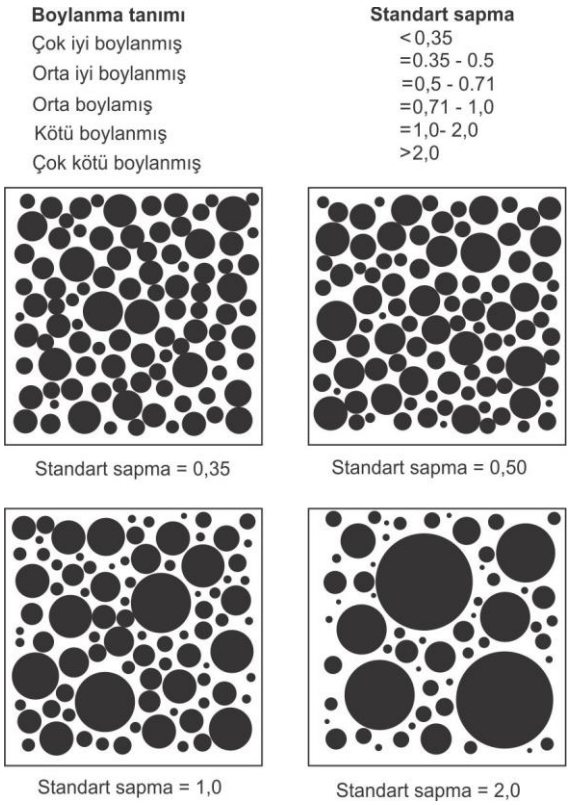
Kırıntıların şekli, boylanma derecesi ve kırıntılar ile hamurun oranlarının hepsi malzemenin dokusal özellikleridir. Karasal kırıntılı sediment ve sedimenter kaya dokusunun petrografik açıdan tanımlanmasında kullanılan çok sayıda terim bulunmaktadır.

**Kırıntılar ve Hamur:** Bir sedimenter kayayı oluşturan parçalara kırıntı denir. Boyutları siltten kuma, çakıla kadar değişir (granül, ince çakıl, kaba çakıl, blok). Kırıntı ile hamur arasında bir ayrım genellikle yapılır. Hamur kırıntılar arasında bulunan daha ince taneli malzemedir. Hamur için mutlak bir boyut aralığı yoktur. Bir kumtaşının hamuru silt ve kil boyu malzemeden oluşabilirken, bir çakıltaşının hamuru kum, silt veya kil olabilir.

**Boylanma:** Kayada bulunan kırıntı boylarının dağılımıdır. İyi boylanmış bir sediment Wentworth ölçeğinde başlıca bir sınıfa düşen kırıntılardan oluşurken (mesela orta kum), kötü boylanmış bir çökel de boyu geniş bir aralıkta değişen kırıntılardan oluşur. Boylanma kırıntının kökeninin ve taşınma tarihçesinin bir fonksiyonudur. Uzayan taşınma mesafesi ya da bir sedimentin tekrarlı biçimde çalkalanması sonucunda farklı boydaki kırıntılar ayrılma eğilimi gösterirler. Boylanmanın görsel tanımlaması bir abak (Şekil 2.15) ile yapılabilir veya tane boyu dağılım verilerinden hesapla bulunabilir (2.5.1).

**Yuvarlaklık:** Sediment taşınması sırasında kırıntılar tekrarlı biçimde birbirine ve kalıcı nesnelere temas ederler. Önce keskin kenarlar traşlanırken kırıntının yüzeyi aşınarak düzleşir. Sedimentin uzun süreli çalkalanması sonucunda kenarlarda devamlı surette bir yuvarlaklaşma gelişir. Bu nedenle, yuvarlaklık malzemenin taşınma tarihçesinin bir fonksiyonudur. Yuvarlaklık görsel olarak tanımlanabilirse de (Şekil 2.16) kırıntı şeklinin enine kesitinden de hesaplanabilir.

**Küresellik:** Bireysel kırıntıların tanımlanmasında boyutlar bir küreye yakınlık cinsinden ele alınabilir (Şekil 2.16). Disksi veya iğnemsi kırıntıların küreselliği düşüktür. **Küresellik** kalıtsal bir özelliktir. Yani bozuşma sırasında gelişen parçaların şekillerine bağlıdır.



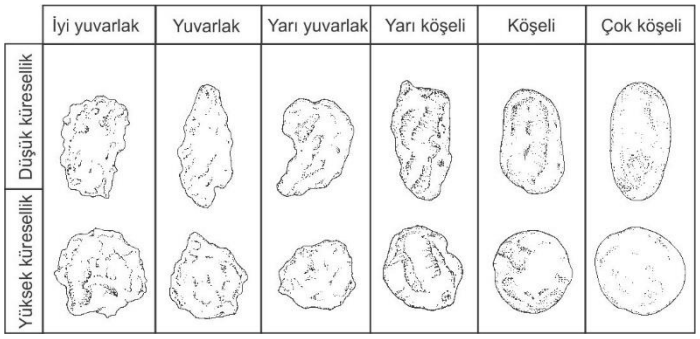

**Şekil 2.15 Kırıntılı sedimentlerde boylanmanın grafik temsili. Bir sedimentin boylanması bir granülometrik analiz ile kesin olarak belirlenebilirse de daha çok görsel tahmin yoluna gidilir.**

Tabla şekilli bir kırıntı taşınma sırasında daha yuvarlak hale gelir ve disk şeklini alır fakat diğer iki eksenden kısa olan üçüncü eksen özelliğini genellikle korur.

**Fabrik:** Kayanın belli bir yönde kırılma eğilimi ya da uzun kırıntıların kuvvetli bir yönelimini göstermesi durumu için **fabrik** terimi kullanılır. Levhaması şekilde kırılan çamurtaşının şeyl tarzı bir fabriğe sahip olduğu düşünülür (kaya da şeyl olarak adlandırılabilir). Bu şekilde levhalara ayrılan bir kumtaşı için de levhalı terimi kullanılır. Bu tür fabrikler parçacıkların düzenlenmesindeki anizotropiden ileri gelir. İzotrop bir fabriğe sahip bir kaya eşit ve rasgele yönelimli parçacıklardan oluştuğu için herhangi bir tercihli yön göstermez.

### 2.5.1 Granülometrik Analiz ve Tane Şekli Analizi

Kırıntılı sedimentlerde ve sedimenter kayalarda farklı tane boyu yüzdelerinin nicel değerlendirmesine **granülometrik analiz** denir. Bu veriler ve ölçümler kırıntılı sedimenter malzemenin tanımlama ve yorumlamasında kullanılabilir (bkz. Lewis ve McConchie, 1994). Kullanılan teknikler incelenen malzemenin tane boyuna bağlıdır. Çakıllar normalde arazide doğrudan ölçüm yoluyla değerlendirilirler. Gevşek malzeme üzerine veya çakıltaşının yüzeyine bir kadran serilir ve kadran alanı içindeki her bir kırıntı ölçülür. Gerekli kadran boyutu kırıntıların yaklaşık boyutuna bağlıdır. İnce çakıl ve kaba çakıl boyu malzeme için bir metre karelik bir kadran gerekir.



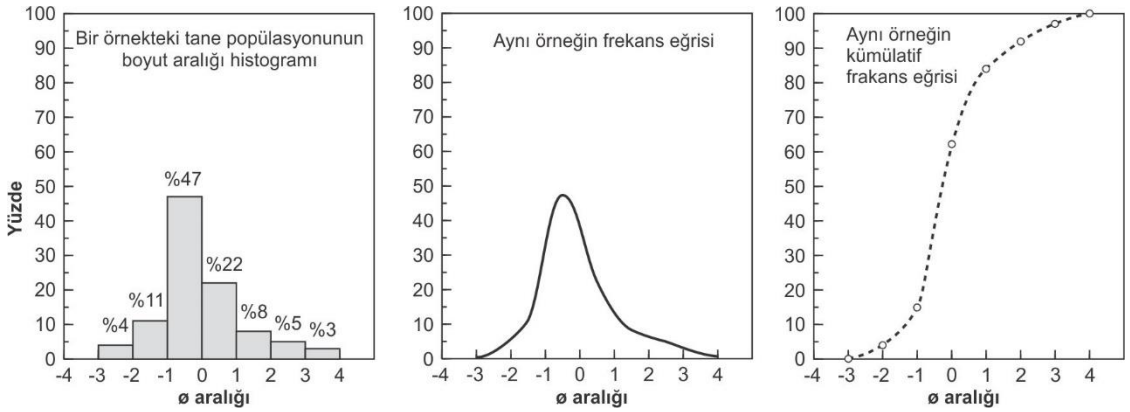

**Şekil 2.16 Yuvarlaklık ve küresellik tahmini için karşılaştırma abağı (Pettijohn vd., 1987'den).**

Pekleşmemiş kumdan numune alınır veya bir parça kumtaşı mekanik veya kimyasal yolla parçalanır. Sonra kum 'fi' ölçeğinde (2.1.2) yarım veya bir aralıkta üst üste konmuş bir dizi elekten geçirilir. Çapı 500 mikron delikli (fi = 1) elekten geçen fakat 250 mikron delik çaplı (fi = 2) elekte tutulan kumlar orta kum boyundadır. Her bir elekte kalan kumun kütlesi tartılarak farklı boyutlara ait parçaların ağırlıkça dağılımı belirlenebilir.

Kaba siltten daha ince malzemenin elenmesi pratik değildir. Buna göre, kil ve silt boyu malzemenin oranları başka yolla tayin edilir. Silt ve kil boyu parçacıkların granülometrik analizinde kullanılan çoğu laboratuvar teknikleri Stokes yasası (4.2.5) ile kestirilen çökelme hızı ilişkilerine dayanır. Çökelme tüpleri ve pipetleri kullanan çok sayıda yöntem geliştirilmiş olup (Krumbein ve Pettijohn, 1938; Lewis ve McConchie, 1994) bunların hepsi de belli bir boydaki tanenin suyla dolu bir tüpte çökerken belli bir mesafeyi tahmin edilebilir bir sürede kat edeceği ilkesine dayanır. Deney tüpünden belli aralıklarla numuneler alınır ve kurutulup tartılarak farklı kil ve silt aralıklarının oranları belirlenir. Bu çöktürme tekniklerinde tane şeklinin veya yoğunluğunun çökme hızı üzerine etkisi tam anlamıyla dikkate alınmaz. Bu nedenle, bu konuda dikkatli olunmalı ve bu analizlere ait sonuçlar daha ileri tekniklerle tane boyu dağılımı veren yöntemlerin sonuçları ile karşılaştırılmalıdır. Daha ileri tekniklere örneklerden biri, bir akışkan içindeki tanelerin elektrik özelliklerine dayalı olarak tane boyu belirleyen **Coulter Sayacı**'dır. Diğeri de küçük parçacıkların neden olduğu lazer ışını kırılma desenini analiz eden **lazer granülometresi**dir.

Tüm bu tane boyu dağılım analizlerinden elde edilen sonuçlar a) bu boyut fraksiyonlarının her birinin ağırlıkça yüzdesine ait histogram, b) frekans eğrisi ve c) kümülatif frekans eğrisi olmak üzere üç formdan birinde grafiğe aktarılır (Şekil 2.17). Grafiklerin her birinde iri boyutların ve ince boyutların grafiğin sağında işaretlendiğine dikkat ediniz. Bu diyagramların her biri tane boyu dağılımının grafikte temsilini sağlar ve bunlardan ortalama tane boyu ile boylanma (normal dağılımdan standart sapma) hesaplanabilir. Hesaplanabilen diğer değerlerden biri, tane boyu histogramının simetrik mi yoksa daha yüksek yüzdeli kaba ya da daha ince malzemeye kayan bir belirteç olan **çarpıklık** (skewness)**,** diğeri de histogramın keskin bir doruklu mu yoksa tepesinin düz mü olduğunu ifade eden **basıklık**tır (kurtosis) (Pettijohn, 1975; Lewis ve McConchie, 1994).

Tane boyu dağılımı bir anlamda taşınma ve dağılım süreçleriyle tanımlanır. Buzul sedimentleri normalde çok kötü boylanmış; nehir sedimentleri orta derecede boylanmış ve plaj çökelleri ile eoliyen çökeller de tipik olarak iyi boylanmışlardır. Bu farklılıkların nedeni daha sonraki bölümlerde tartışılmıştır. Genel boylanma karakteristikleri genellikle nitel biçimde değerlendirilebilir ve farklı ortam çökellerinin ayırtlanmasına imkân veren sedimenter yapılar gibi diğer birçok özellik daha vardır. Bu nedenle, nicel bir granülometri analizi gereksizdir ve daha hızlı diğer gözlemlerden elde edilenden daha fazla bilgi sağlamayabilir.




**Şekil 2.17 Tane boyu dağılım verilerinin histogramı, frekans dağılımı ve kümülatif frekans eğrileri. Tane boyunun soldan sağa küçüldüğüne dikkat ediniz.**

Bundan başka, eski bir sedimente ait malzemenin yeniden işlendiği durumlarda malzemenin granülometrik verilerden çökelme ortamının belirlenmesi yanıltıcı olabilir. Bunun için bir örnek de, eoliyen ortamda oluşmuş eski bir kumtaşı mostrasından aşınan malzemeyi taşıyan bir akarsunun çok iyi boylanmış bir malzemeyi çökeltmesidir. Eoliyen süreçlerle çökelme tane boyu dağılım özellikleriyle belirlenebilirse de sedimenter yapılara ve fasiyes topluluklarına ait daha güvenilir bir arazi kanıtı gerçek çökelme ortamını daha iyi yansıtabilir (5.6.3).

Granülometrik analiz bir plaj veya akarsu ortamı gibi bilinen bir ortamda çökelmiş sedimentlere ait bir özelliğin karşılaştırılması gerekli olduğu zaman nicel bilgiler sağlar. Bu nedenle, taşınma ve çökelmeye ait güncel süreçlerin analizinde ve nicelleştirilmesinde en sık kullanılan analizdir.

### 2.5.2 Tane Şekli Analizi

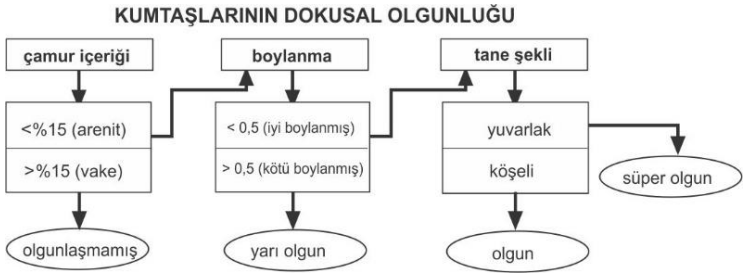
İnce çakılların şeklini taşınma ve çökelme süreçleriyle ilişkilendirmeye yönelik bazı girişimlerde bulunulmuştur. Analiz bir kırıntının en uzun, en kısa ve ortanca eksenlerini ölçmek ve kırıntının şekli için bir indis hesaplaması yapmak suretiyle gerçekleştirilir (bir küre, bir disk veya bir çubuğa yaklaşım: Şekil 2.8). Kırıntılar bazı durumlarda şekle göre sınıflandırılabilirse de, bir ince çakılın şekli için ana kontrol kaynak alandaki kayadan aşınan malzemenin şeklidir. Bir kayanın küp şeklinde parçalara ayrılması halinde taşınmadan sonra yuvarlaklaşmış kırıntılar küre şeklini alır ve kaynak kayanın ince tabakalı olması ve levhalar şeklinde parçalara ayrılması durumunda da taşınma sonrası kırıntılar disk şekilli olurlar. Kenarın yuvarlaklaşması ne kadar fazla olursa olsun kırıntının temel boyutları değişmez. Kırıntı şekli bu nedenle kaynak alan kayalarının özellikleri hakkında en fazla bilgiyi sağlar ve çökelme ortamı hakkında çok az bilgi sunar.

### 2.5.3 Karasal Kırıntılı Malzemenin Olgunluğu

Kırıntılı karasal bir sedimentin ya da sedimenter kayanın hangi **olgunluk** derecesinde olduğu tanımlanabilir. Bu durum malzemenin türediği kayadaki durumunu başlangıç alarak malzemenin ne ölçüde değiştiğini ifade eder. Olgunluk doku ve bileşim açısından ölçülebilir. Normalde bileşimsel açıdan olgun bir sediment dokusal olarak da olgun olsa da bunun istisnaları vardır. Söz gelimi bir volkanik ada etrafında sadece mineralojik açıdan duraysız bileşenlerin (bazaltik kaya ve minerallerin) olduğu bir plajdaki sedimentleri göz önüne alınız. Bunların dokusu uzun süreli bir hareketin baskın olduğu ve dalga ve akıntı eylemiyle tane aşınmasının söz konusu olduğu bir ortamı yansıtır.

#### Dokusal Olgunluk

Sedimentlerin veya sedimenter kayaların dokusu aşınma, taşınma ve çökelme tarihçesi hakkında bir fikir elde etmede kullanılabilir. Bir sedimentin veya sedimenter kayanın **dokusal olgunluğu**nu göstermenin en iyi yolu bir akış diyagramıdır (Şekil 2.18). Olgunluğu değerlendirmede bu diyagramı kullanmak suretiyle vake olarak sınıflandırılan herhangi bir kumtaşının dokusal açıdan olgunlaşmamış olduğu değerlendirilir. Arenitler boylanma ve tanelerin şekline göre alt sınıflara ayrılabilir. Boylanmanın orta ile kötü arası olduğu durumda sedimentin yarı olgun olduğu, iyi boylanmış veya çok iyi boylanmış kumların bireysel tanelerin köşeli ile yarı yuvarlak olduğu durumda olgun olduğu ve bireysel tanelerin yuvarlaklaşmış ile iyi yuvarlaklaşmış olduğu durumda da süper olgun olduğu değerlendirilir. Olgunluğun dokusal sınıflaması kumların bileşiminden bağımsızdır. Bir sedimentin dokusal olgunluk değerlendirmesinin en yararlı olduğu durum, aynı kaynaktan türeyen fakat enerji miktarı arttıkça olgunluğun da artacağı malzemelerin karşılaştırıldığı




**Şekil 2.18 Bir karasal kırıntılı sedimentin veya sedimenter kayanın dokusal olgunluğunun tanımlanmasında kullanılan akış diyagramı.**

durumdur. Meselâ, olgunluk bir akarsuda mansaba doğru çoğu zaman artar ve sediment plaja ulaştıktan sonra yüksek dalga enerjisi olgunluğu daha da arttırır. Farklı kaynaklara ait sedimentleri karşılaştırırken başlangıç tane boyu ve şekil dağılımlarının farklı olabileceği ve bu nedenle doğrudan karılaştırılmaları gerektiği konusunda dikkatli olunmalıdır (2.5.4).

**Mineralojik Olgunluk**

**Bileşimsel olgunluk** sediment içinde mevcut dayanıklı ve duraylı minerallerin oranının bir ölçüsüdür. Bileşimsel olgunluğu değerlendirmede, bir kumtaşında feldispatlar gibi daha az mukavim (**dayanıksız**) çoğu diğer mineral kırıntılarına ve litik kırıntılara kıyasla, kuvars ve silisli litik parçalar gibi oldukça mukavim kırıntıların oranı göz önüne alınır. Bir kumtaşı kuvars taneleri oranının çok yüksek olması halinde bileşimsel olarak olgun olup Pettijohn sınıflamasına göre (Şekil 2.11) kuvars arenittir. Kuvars, feldispat ve litik parçaların oranına göre üçgenin alt kısmına düşüyorsa mineralojik açıdan olgunlaşmamış bir sedimenttir.

### 2.5.4 Çökel Döngüleri

Granit gibi mağmatik bir kayadan türemiş mineral taneleri ve litik kırıntılar sediment birikiminin oluştuğu bir noktaya çok değişik süreçlerle (Bölüm 4) taşınır. Aşınma, taşınma ve çökelmenin sadece bir döngüsü söz konusu olduğundan, bu yolla oluşan malzemeye **birinci döngü çökeli** denir. Bu çökeller bir sedimenter kayaya dönüştükten sonra tektonik süreçlerle yükselebilir ve aşınma, taşınma ve yeniden çökelmeye maruz kalabilir. Bireysel taneler iki **çökel döngüsü**ne uğradığından, yeniden çökelmiş malzemeye **ikinci döngü çökeli** denir. Kırıntılı sedimentler çok sayıda çökel döngüsüne maruz kalabilir ve kırıntılı parçaların mineralojik ve dokusal olgunluğu her döngüde artar. Tekrarlı bozuşma, aşınma, taşınma ve yeniden çökelmeye maruz kalan kırıntı türleri sadece kuvars ve çörtün litik parçaları gibi dayanıklı minerallerdir. Bazı ağır mineraller de (mesela zirkon) son derece dayanıklı olup zirkon tanelerinin yuvarlaklaşma derecesi malzemenin maruz kaldığı çökel döngü sayısı için bir indis olarak kullanılabilir.

## 2.6 KARASAL KIRINTILI SEDİMENTLER: ÖZET

Karasal kırıntılı çakıllar, kumlar ve çamurlar güncel sedimentlerde çok yaygın olup, sedimenter kaya istiflerinde çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı olarak bolca bulunurlar. Bileşimleri başlıca kayaların parçalanma ürünleri olup çökelme ortamlarına değişik süreçlerle taşınabilirler. Kum ve çakılın temel dokusal ve bileşimsel özellikleri arazide ve el örneği üzerinde kolaylıkla tanımlanabilir. Kumtaşlarının ayrıntılı bileşim ve doku analizi için ince kesitler petrografi mikroskobu ile incelenir. Çamur taşlarının incelenmesi malzemenin mikroskop ve kimyasal analiz yoluyla gerçekleştirilir. Kırıntılı sedimentlerde gelişen sedimenter yapılar malzemenin çökeldiği şartlar hakkında daha fazla bilgiler verir ve kitabın sonlarına doğru ele alınan paleoortam analizi için bir anahtar görevi görürler.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI


Adams, A., Mackenzie, W. and Guilford, C. 1984. *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. Wiley, Chichester.

Blatt, H. 1982. *Sedimentary Petrology*. W.H. Freeman and Co, New York.

Blatt, H., Middleton, G.V. and Murray, R.C. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks* (2nd edition). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Chamley, H. 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin.

Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins*: from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, Oxford.

Lewis, D.G. and McConchie, D. 1994. *Analytical Sedimentology*. Chapman and Hall, New York, London.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.

Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology* (3rd edition). Blackwell Science, Oxford.

# 3
# Biyojenik, Kimyasal ve Volkanojenik Sedimentler

Kırıntı parçalarının yeterince bol olmadığı yerlerde sediment birikiminde diğer süreçler ön plana çıkar. Değişik birçok ortamdaki çökeller bitkilerin ve hayvanların mikroskopik alglerden omurgalı kemiğine kadar değişen aralıktaki sert kısımlarından oluşur. Bunlar arasında en önemlileri canlı iken kalsiyum karbonatlı kavkı ve iskeletleri oluşturan ve öldükten sonra kireçtaşlarını oluşturan kalkerli sedimentlere kaynaklık yapan bu sert kısımları geride bırakan çok sayıdaki organizmalardır. Kireçtaşı oluşumunda kimyasal süreçlerin de bir kısım rolü olmakla birlikte bunlar daha çok tuzca zengin sulardan çökelen evaporitler gibi kayaların oluşumunda rol oynarlar. Volkanoklastik sedimentler büyük ölçüde kül oluşumunu ve bunların havada veya su altında çökelmesini içeren birincil volkanik süreçlerin bir ürünüdür. Aktif volkanizma bölgelerinde bu çökeller diğer tüm sedimentleri örtebilir. Bu bölümde 'diğer' çökeller de ele alınmış olup, bunların çoğu biyojenik kökenli (silisli sedimentler, fosfatlar ve karbonlu çökeller gibi) malzemeler ve demirtaşları gibi kimyasal çökellerdir.

## 3.1 KİREÇTAŞI

Kireçtaşları Himalaya Dağları'nda dorukları oluşturan, karakteristik karst yapıları sunan ve dünyada daha birçok nefes kesen vadileri oluşturan bildik ve yaygın olarak bulunan kayalardır. Kireçtaşları bayındırlık işlerinde de önemli olup, Mısır Piramitleri'nden saraylara ve kiliselere kadar pek çok yapının inşaat malzemesi kireçtaşlarından oluşmuştur. Kireçtaşı pek çok yerde iyi bir yapıtaşı olmanın yanında çimento yapımında kireç kaynağı olarak da önemlidir. Bu nedenle, tüm beton, tuğla ve taş binalar ve köprüler ile barajlar gibi diğer yapıların bir bileşenidir. Stratigrafik kayıtlarda kireçtaşı katmanları oldukça yaygındır ve dünyanın pek çok yerinde bulunan ve nispeten yumuşak bir kireçtaşı olan Üst Kretase Tebeşiri gibi çok karakteristik kaya birimlerini de içerirler. Bu kayaların kökenleri sedimenter ortamlarda çok geniş bir aralıkta değişim gösterir. Bazıları kıtasal ortamlarda oluşur ancak bunların büyük çoğunluğu organizmaların nihayetinde kireçtaşı kayaları oluşturmada önemli rol oynadığı yer olan sığ denizel ortamlardaki süreçlerin bir ürünüdür.

**Kireçtaşları**nın ana bileşeni kalsiyum karbonattır ($CaCO_3$). Başlıca kalsiyum karbonattan oluşan kayalar olarak tanımlanırlar. Kireçtaşları ile sonuçta katılaşarak bu kireçtaşlarını oluşturan sedimentler için **kalkerli** terimi kullanılır (bunların karbonat oldukları halde 'karbonlu' olmadıklarına dikkat ediniz. Karbonlu terimi kömür gibi karbonca zengin malzemeler için kullanılır). Sedimenter kayalar magnezyum veya demir gibi elementlerin karbonatlarından da oluşabilir. Doğada daha başka çok sayıda elementin karbonatları da vardır (mesela malahit ve azurit birer bakır karbonatlarıdır). Sedimenter jeologlar bu gruba giren tüm sediment ve kayaları **karbonatlar** olarak isimlendirirler ve karbonat kayalarının çoğu sedimenter kökenlidir. Bunun istisnaları, metamorfik koşullarda yeniden kristallenmiş karbonat kayası olan **mermer** ile nadir bulunan ve karbonatça zengin bir lav olan **karbonatit**tir.

### 3.1.1 Karbonat Mineralojisi

#### Kalsit

Karbonat mineralleri arasında en çok bilinen ve en yaygın olan mineral **kalsit**tir ($CaCO_3$). Saf olduğu zaman renksiz veya beyaz olup, arazide kuvars zannedilebilir. Kalsiti kuvarstan ayırmada iki basit yönteme başvurulur. Birincisi, iki mineral arasındaki sertlik farkıdır. Kalsitin Mohs skalasındaki sertliği 3 olup çakı ile kolayca çizilebilir. Kuvarsın sertliği 7 olup, bıçak metalinden daha serttir ve metali çizer. İkincisi, kalsit seyreltik (%10) hidroklorik asite tepki verirken silis mineralleri vermez. Bu amaç için küçük bir damlalık çok uygun olup, kalkerli kayaları belirlemede çok yararlıdır. Özellikle mineral yüzeyi çakı ile çizilerek tozlandırıldığında, asit damlatılan maddeden karbondioksit kabarcıkları yükselir. Kalsit bazen basit bir mineral şeklinde bulunsa da çoğu zaman **biyojenik** kökenlidir; yani, bir bitki ya da hayvanın bir parçası şeklinde oluşmuştur. Çok sayıda organizma iskelet yapısı ve kavkı oluşturmada kalsiyum karbonat kullanır; çok çeşitli kalkerli sedimentler ve kayaların bileşimi de bu şekilde oluşan malzemeden ibarettir.

Kalsitin kristal kafesindeki kalsiyumun yerini magnezyum alabilir. Bu şekilde %4'den az Mg içeren düşük magnezyumlu kalsit ve tipik olarak %11-19 arasında Mg içeren yüksek magnezyumlu kalsit olmak üzere doğada iki şekilde bulunurlar. Ekinodermler, balanidler ve foraminiferler gibi daha birçok denizel organizmanın sert kısımları yüksek-Mg kalsitinden oluşur (bkz. 3.13). Kristal kafesinde kalsitin yerini stronsiyum da alabilir. Stronsiyum miktarı (%1'den) az olmakla birlikte stronsiyum izotopları kayaların yaşlandırılmasında (21.3.1) kullanıldığı için önemlidir.

#### Aragonit

Kalsit ile **aragonit** arasında kimyasal açıdan hiç bir fark yoktur; sadece kristallenme şekilleri farklıdır. Kalsit trigonal sistemde kristallenirken aragonit ortorombik sistemde kristallenir. Aragonitin kafes yapısı daha sıkı olup, kalsitten biraz daha yoğundur [kalsitin özgül ağırlığı 2,72-2,94 aralığında iken aragonitinki 2,95'dir ve ayrıca aragonit kalsitten biraz daha serttir (Mohs skalasında 3,5-4 arası)]. Pratikte bunlardan birini diğerinden ayırt etmek çok zor olsa da, bunlar arasındaki farklılık bazı açılardan önemlidir (18.2.2). Çift kavkılılar ve mercanlar gibi birçok omurgasızın sert kısımları aragonitten oluşur.

#### Dolomit

**Dolomit** olarak bilinen kalsiyum magnezyum karbonat [$CaMg(CO_3)_2$] kaya oluşturan yaygın minerallerden biridir. Dolomit aynı zamanda (kafa karışıklığına neden olacak şekilde) dolomit minerallerinden oluşan kayanın da adıdır. Ancak, karmaşıklığı önlemek üzere son zamanlarda kaya için **dolotaşı** terimi kullanılmaktadır. Mineralin görünümü kalsite ve aragonite benzer. Sertliği ise daha çok aragonite benzer. El örneğinde dolomiti ayırt etmenin tek yolu seyreltik HCl asit kullanmaktır. Dolomit soğuk HCl ile muamele edildiğinde ya hiç tepki vermez ya da çok az tepki verir. Dolomitik kayalar çok yaygın olarak bulunmasına rağmen günümüzde fazlaca oluşmamaktadır. Buna göre, dolomitlerin büyük çoğunluğunun diyajenez ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (18.4.2).

#### Siderit

Kalsit ile aynı yapıya sahip olan **siderit** bir demir karbonatıdır ($FeCO_3$). Demir ve kalsiyum karbonatlarını mineralojik olarak birbirinden ayırt etmek çok zordur. Ender olarak tamamen saftır. Çoğu zaman kristal kafesinde demir ile yer değiştirmiş bir kısım magnezyum veya mangan içerir. Siderit sedimentlerde erken taşlaşma (diyajenez) minerali olarak gelişir (18.2).

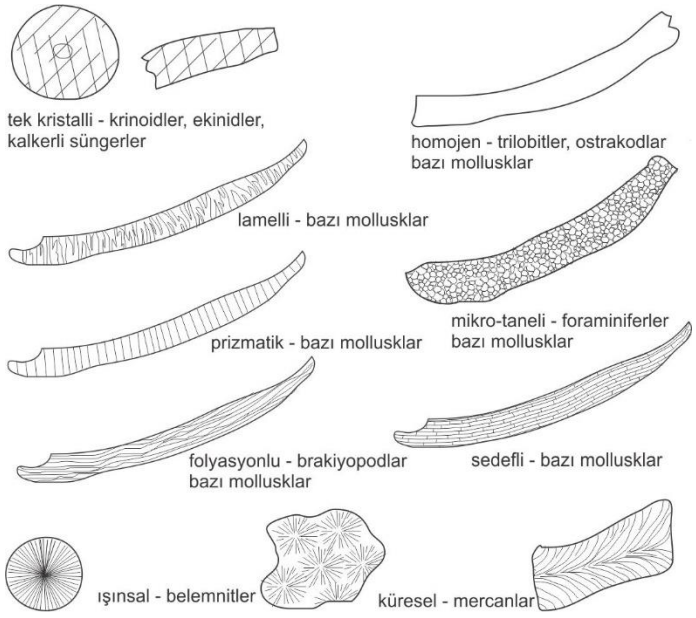
### 3.1.2 Karbonat Petrografisi

Karbonat minerallerinin hepsinin optik özellikleri benzer olup, ince kesitlerin rutin optik incelemelerinde birbirinden ayırt edilmeleri çok zor olabilir. Rölyefleri yüksek, çift kırınım renkleri yüksek derece soluk yeşil ve pembedir. Dilinim genellikle çok belirgindir. İki dilinim düzleminin görüldüğü yerlerde rombohedral desen oluşturacak şekilde kesiştikleri görülebilir. Dolomit ince kesitte lamel ile kaplanmadan önce kesit yüzeyine boya uygulamak suretiyle tanınabilir. **Alizarin Kırmızısı S** dolomiti boyamaz; diğer karbonatları pembeye boyar. Yaygın olarak kullanılan diğer bir kimyasal boya da **potasyum ferrisiyanit** olup, karbonattaki iz demir ile reaksiyona girerek mavi renk verir. Bu şekilde **demirli** kalsit/aragonit/dolomit ile bu minerallerin **demirli olmayan** çeşitlerini ayırt etmek mümkündür. Bu iki kimyasal boya birlikte kullanıldığında demirli kalsit/aragonit pembe, demirli dolomit mavi, demirsiz kalsit/aragonit pembe ve demirsiz dolomit de şeffaf görünür.

Çoğunlukla karbonat minerallerinden oluşan kayaların ince kesitini yapmak için bir başka seçenek daha vardır. Bir kesitin, bir kireçtaşı bloğuna ait düz yüzeyin ayrıntılarını bir asetat yüzeyine aktarmak mümkündür. Bunun için kesit veya düz blok yüzeyi seyreltik HCl ile muamele edilir, yüzey daha sonra aseton ile yıkanır ve sonra yüzeye asetat film serilir. Aseton buharlaştıktan sonra film kavlatılır ve kayanın asetat film üzerine bıraktığı izler mikroskopta incelenebilir. Bu **kavlak asetatlar** kayanın dokusuna bir göz atmada ve farklı kırıntı türlerini ayırt etmede hızlı ve kolay bir yöntemdir. İnce kesitin boyanmasında olduğu gibi kaya da boyanabilir.

### 3.1.3 Biyomineralize Karbonat Sedimentleri

Hem bitkiler hem de hayvanlar karbonat oluşturabilirler. Canlılar sert kısımlarını gerek düşük-Mg ve gerekse yüksek-Mg şeklinde olmak üzere kalsit veya aragonitten ya da bazen bu ikisinin birleşiminden yapabilirler. Karbonat sedimentlerdeki **iskeletsel parçalar** iskeletleri kalsiyum karbonat minerallerinden oluşan canlılara ait sert kısımların tümünden ya da bunların kırılmış parçalarından oluşur (Şekil 3.1 ve 3.2). Bunların bazılarında bulunan karakteristik mikroyapılar canlıların ince kesitte tanınmasına yardımcı olabilmektedir (Adams ve McKenzie, 1998).




**Şekil 3.1 Kireçtaşlarında ve diğer sedimenter kayalarda bol bulunan biyokırıntı çeşitleri.**



**Şekil 3.2 Bir plajda değişik canlıların kalkerli sert kısımlarını oluşturan biyokırıntılar yığını.**



**Şekil 3.3 Bir kireçtaşında gastropod fosilleri.**

### Karbonat Oluşturan Hayvanlar

Geniş bir canlı topluluğu olan ve fosil kayıtları Kambriyen'e kadar giden **mollusklar**ın sert kısımları genellikle kalkerlidir. Midye gibi **çift kavkılı mollusk**lar kalsit, aragonit veya her ikisinden oluşan iki veya üç katmanlı belirgin bir kabuk yapısına sahiptir. İstiridye ve deniztarağı gibi modern canlılar kalsitik olmakla birlikte diğerlerinin çoğu aragonitiktir. Jeolojik kayıtlarda aragonitik kavkılara Jura'ya kadar rastlanmaktadır. Daha eskiye gidememesinin nedeni diğer kalsiyum karbonat formu olan kalsite göre daha duraysız bir mineral olmasıdır. **Gatropodlar** da benzer tarihçeye sahip olan mollusklardır. Bunların kabuk yapısı kalsit ve aragonitin katmanlı yapısı şeklinde olup, sarmal (helezonik) şekilleriyle karakteristiktirler (Şekil 3.3). **Sefalopod** mollusk ları sarmallı güncel *Nautilus*'u ve Mesozoyik'te çok bol bulunan localı ammonitleri kapsar. Çoğu sefalopodlar diğer birçok mollukslarda olduğu gibi katmanlı kabuk yapısına sahip olup, mikroskopta kabuk parçaları şeklinde teşhis edilebilir. Bir çeşit sefalopod olan, ışınsal, lifsi kalsitten meydana gelen puro şekilli bir korumaya sahip olan **belemnitler** bunların önemli bir istisnası olup, daha çok Mesozoyik sedimentlerinde bol miktarlarda bulunurlar.

Kabuklu canlılardan olan **brakiyopodlar**da çift kavkı bulunur ve yüzeysel olarak çift kavkılı diğer organizmalara benzerler. Bugün yaygın olmayan bu canlılar Paleozoyik'te ve Mesozoyik'te çok boldurlar. Kabuklar düşük-Mg kalsitten yapılmış olup, lifsi kristallerin iki katmanlı yapısı brakiyopod kavkılarında tamamen korunmuş halde bulunabilir. Trilobitler gibi artropodların dış kabukları levhaların kenarına dik uzanmış mikroskobik kalsit prizmalarından oluşur. Oldukça farklı görünmelerine rağmen **balanidler** de artropodlardan olup, kendi iskelet malzemelerine benzer bir içyapıya sahiptirler.

Kavkılı organizmaların bir diğer grubu **ekinidler** olup (bkz. Deniz Kestaneleri), sert kısımlarının tamamı düşük-Mg kalsit kristallerinden meydana geldiği için kolaylıkla tanınabilirler. Ekinidlerin bireysel levhaları karbonat sedimentlerinde korunabilir. **Krinoidler** (bkz. Deniz Laleleri) gövde parçalarının tamamının kalsitten meydana gelmesi açısından benzer oldukları Ekinidler (Ekinoderma) ile aynı şubeye (filuma) aittirler. Bir krinoid sapı disklerden oluşur ve Karbonifer sedimentlerinde çok bol olarak bulunur. Ekinid ve krinoidler canlı iken vücutlarındaki bireysel kristaller deliklidir. Zamanla bu delikler büyüyen kalsit kristalleriyle dolar ve büyüyen kalsit kristalleri orijinal iskelet yapısının dışına kadar taşabilir (18.2.2). Ekinoderm parçalarını oluşturan bu iri tekli kristaller ince kesitte kolaylıkla tanınabilirler.

**Foraminiferler** çapı birkaç on mikrondan birkaç santimetreye kadar değişen küçük, tek hücreli denizel organizmalardır. Canlı iken suda yüzer (**planktonik**) veya deniz tabanına tutunmuş vaziyette (**bentik**) olup, çoğu güncel ve fosil foraminiferlerin sert dış kısımları (kavkıları) yüksek-Mg veya düşük-Mg kalsitten oluşmuştur. Gerek güncel sedimentler ve gerekse eski kireçtaşı katmanlarında sedimentin tamamı foraminifer topluluğundan ibaret şekilde bulunabilirler.

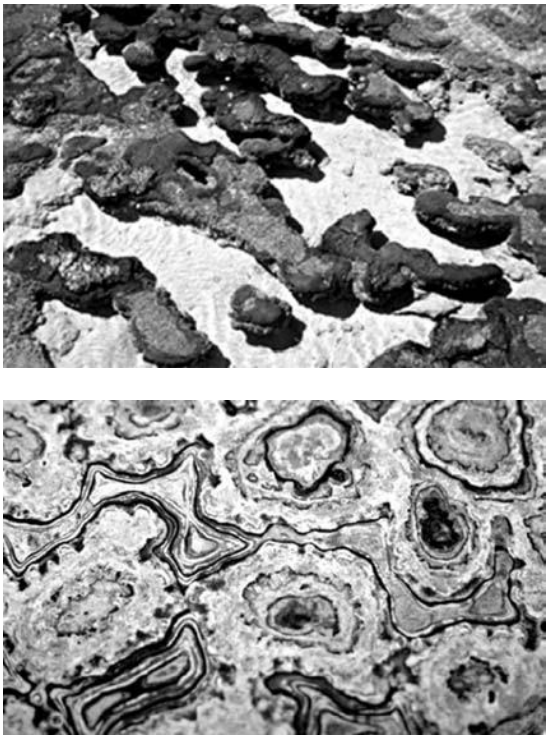
Oldukça büyük kalsiyum karbonatlı biyojenik yapıların bazıları bireysel organizmalar ya da birkaç metre boyutunda koloniler şeklindeki **mercanlar** (**Sölenteralar**) tarafından inşa edilir. Paleozoyik

mercanlarında ana kristal kalsit iken, daha genç mercanların iskeletleri aragonitten yapılmadır. **Hermatipik mercanlar**ın duru, ılık, sığ denizel sulara gerek duyan algler ile ortakyaşar (simbiyotik) ilişkileri vardır. Bu mercanlar alg içermeyen, daha soğuk ve daha derin sularda yaşayan, daha az yaygın olan **ahermatipik mercanlar**a kıyasla daha büyük yığınlar halinde bulunurlar. Karbonat çökellerinde bulunabilen diğer koloniyal organizmalar **bryozoa**lardır. Tek hücreli bu protozoalar günümüzde daha çok kabuk yapıcı organizmalar şeklinde görülmekle birlikte geçmişte büyük koloniler halinde yaşamışlardır. Yapıları aragonit, yüksek-Mg kalsit veya ikisinin karışımından oluşmuştur. **Süngerler** (**Porifera**) sert kısımları kalsitten oluşan, bir yere bağlı olarak yaşayan diğer grup organizmalardır. Yapılarında silis veya protein de bulunabilir. **Stromatoporoidler** Paleozoyik'te çok bol bulunan kalkerli süngerlerdir. Hayvanlarla ilişkili diğer kalkerli yapılar **serpulid** solucanlarının salgıladığı karbonat tüpleridir. Bunlar çakılları veya diğer organizmaların sert kısımlarını kalsit veya aragonitin sinüslü tüpleri ile saran bir halkalı solucan türüdür.

**Karbonat Oluşturan Bitkiler**

Biyojenik karbonatın önemli kaynağı olan **algler** ve mikrobik canlılar karbonat ortamlarda jeolojik tarihçenin çoğunda ince taneli sedimentlere önemli katkılar sağlayan organizmalardır (Riding, 2000). Karbonat üreten algler üç çeşittir. Mercansı algler olarak da bilinen **kırmızı algler** (**ridopita**) çakılların ve kavkı parçalarının yüzeylerinde sıvanma şeklinde bulunurlar. Katmanlı yapıya sahip olan bu algler yumuşak katmanları bağlamada çok etkilidirler. **Yeşil algler** (**klorofita**) sapları ve dalları kalsitleşmiş, çoğu zaman segmentli, organizma öldüğü zaman sedimente kalsiyum karbonatlı ince çubuklar ve taneler şeklinde katılan organizmalardır. **Nanoplanktonlar** stratigrafik kaydın değişik kısımlarında denizel sedimentlere önemli katkıda bulunan planktonik **sarı-yeşil algler**dir. Levhalardan oluşmuş, çapı onlarca mikron olan küresel gövdeli **kokolitler krizopita** olarak adlandırılan gruba dâhildir. Kokolitler Kretase Tebeşiri de dâhil olmak üzere pelajik kireçtaşının önemli bir bileşenini oluştururlar.

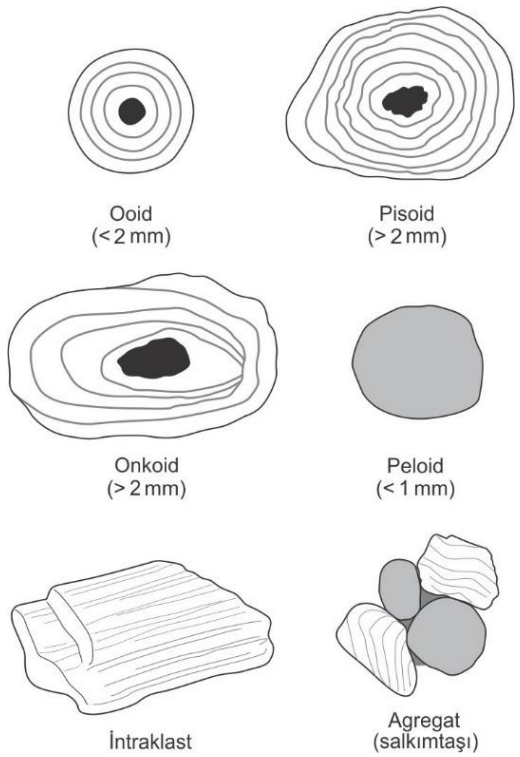
**Siyanobakteriler** günümüzde alglerden ayrı sınıflandırılmaktadır. Bu organizmaların oluşturduğu 'algal' yaygılar daha doğru biçimde bakteriyel veya **mikrobiyal yaygılar** olarak adlandırılmaktadır. Çarşaf benzeri yaygılara ek olarak kolonsu veya kubbemsi yapılar da vardır. Siyanobakterilerin ipliksi ve yapışkan yüzeyleri ince taneli karbonatlar için bir kapan vazifesi görür ve yapı büyürken **stromatolitler** adı verilen katmanlı, düz veya kubbe şekilli yapılar oluşur (Şekil 3.4). Stromatolitler yeryüzündeki yaşamın en erken formlarından biridir. Stromatolitlerin aksine, **trombolitler** katmanlı şekilden ziyade düzensiz yapı gösteren siyanobakteriyel topluluklardır. **Onkoidler** karbonat sedimentlerinde taneler şeklinde bulunan, çapları mm'den cm'lere değişen, siyanobakterilerle bağlanmış katmanların oluşturduğu düzensiz konsantrik yapılardır. Diğer siyanobakteriler iskeletsel yığınların yüzeyini oyarak bir kavkının orijinal yapısını ince taneli mikrite dönüştürürler (**mikritleşme**).



**Şekil 3.4 Siyanobakteri yığınları olan stromatolitler kalsiyum karbonat maddesinin değişik ölçeklerde kubbemsi yapıdaki kütlelerinden oluşurlar: Güncel stromatolitler (üst) ve fosil stromatolitlere ait bir enine kesit (alt).**

### 3.1.4 Kireçtaşının Biyojenik Olmayan Bileşenleri

Karbonat sedimentlerinde ve sedimenter kayalarda farklı birçok tane çeşidi bulunur (Şekil 3.5). **Ooidler** çapı 2 mm'den küçük küresel şekilli kalsiyum karbonat taneleridir. Ooidler kürenin yüzeyi üzerinde kalsiyum karbonat çökelimi ile oluştuğunu gösteren konsantrik katmanlı bir iç yapıya sahiptirler. Ooidin merkezinde bir çekirdek bulunur. Bu çekirdek diğer bir karbonat maddesine ait bir parça veya bir kırıntı kum tanesi olabilir. Günümüzde sığ denizel ortamlarda büyük topluluklar oluşturan ooid birikimleri Fanerozoyik'in tamamında kireçtaşlarının bir bileşeni olmuşlardır. Karbonat ooidinden oluşan bir kayaya genellikle **oolitik kireçtaşı** denilmekle birlikte bu adlama Dunham'ın karbonat kaya sınıflamasında (3.1.6) yer almamaktadır. Ooidlerin kökeni çok uzun zamandır tartışılmakta olup, şu andaki ortak görüş bunların kalsiyum karbonata doygun, ılık, çalkantılı sulardan kimyasal çökelme yoluyla oluştukları şeklindedir (Tucker ve Wright, 1990). Özellikle daha az çalkantılı ortamlarda olmak üzere, bu süreçte bakterilerin de rol oynaması muhtemeldir (Folk ve Lynch, 2001). Çapı 2 mm'den büyük konsantrik katmanlı karbonat tanelerine **pisoid** denir. Bunların şekli çoğu zaman daha düzensiz olmakla birlikte oluşum ve köken olarak ooidlere benzerler.




**Şekil 3.5 Kireçtaşlarında görülen biyojenik olmayan parçalar.**

Sedimentlerde bulunan ince taneli kalsiyum karbonattan yapılma bazı yuvarlak paracıklar konsantrik içyapı göstermezler. Bunların suda ooidler veya pisoidler gibi oluşmadığı düşünülmektedir. Bu **peloidler** yaygın olarak gastropodlar gibi denizel organizmaların **fekal pelletleri** olup, çoğu 1 mm'den küçük çaplı parçacıklar şeklinde bazı karbonat çökellerinde çok bol olarak bulunurlar. Bu pelletler ince kesitte içsel olarak homojen görünürler ve kayanın bir miktar erken kompaksiyona uğraması halinde deforme olmuş ve taneler arasında sıkışmış vaziyette görülebilirler. Böyle durumda iken bunları hamur olarak çökelen gevşek çamurdan ayırmak zordur.

**İntraklastlar** kısmen taşlaşmış ve sonra parçalanarak yeniden işlenmiş halde sedimentlere karışan kalsiyum karbonat parçalarıdır. Bu durum yaygın olarak kireç çamurunun bir çamur düzlüğünde açığa çıkarak kuruduğu ve sonra akıntılarla yeniden işlendiği zaman meydana gelir.

Karbonat çamuru parçalarından oluşan bir çakıltaşı bu şekilde oluşmuş olabilir. Taşlaşmış kalsiyum karbonat kırıntılarının oluştuğu diğer ortamlar resif gövdesinin dalga veya fırtına etkisiyle kırıldıktan sonra yeniden çökeldiği yerlerdeki resiflerle ilişkilidir (15.3.2). Çimentolanmış birkaç parçadan oluşan karbonat tanelerine **agrega taneler** denir. Bunlar yuvarlak taneler şeklinde bir araya geldikleri zaman **salkımtaşı** adını alırlar.

### 3.1.5 Karbonat Çamurları

Çapı 4 mikrondan küçük ince taneli kalsiyum karbonat parçacıklarına (bkz. kil: 2.4) **kireç çamuru**, **karbonat çamuru** veya **mikrit** denir. Bu ince maddenin kaynağı kalsiyum karbonata doygun sudan tamamen saf olarak çökelme ve iskeletsel bileşenlerin parçalanması olabildiği gibi algal veya bakteri kökenli de olabilirler. Parçacıkların küçük olan çapları bunların kaynağını belirlemeyi genellikle zorlaştırır. Kireç çamuru karbonat oluşturan pek çok ortamda bulunur ve kireçtaşının da ana bileşeni olabilir.

### 3.1.6 Kireçtaşlarının Sınıflandırılması

Kireçtaşlarını arazi, el örneği ve ince kesit düzeyinde tanımlamada en yaygın olarak kullanılan şema **Dunham Sınıflaması**dır. Bu sınıflamada kullanılan temel ölçüt kayada mevcut karbonat çamuru oranı ile kayanın temel iskeletinin birlikte oluşturduğu dokudur (Şekil 3.6). Dunham sınıflamasında ilk aşama dokunun hamur mu yoksa tane destekli mi olduğunun belirlenmesidir. Hamur destekli kireçtaşı **karbonat çamurtaşı** (tane oranı %10'dan az) ve **vaketaşı** (tane oranı %10'dan çok) olarak ikiye ayrılır. Kireçtaşının tane destekli olması halinde çamur da varsa kaya **pakettaşı** (**istiftaşı**) adını alır; çok az hamur bulunması ya da hiç bulunmaması halinde ise **tanetaşı** adını alır. **Bağlamtaşı** mercan kolonisi gibi bir organik yapıya sahiptir. İlk sınıflamada (Dunham, 1962) **bağlamtaşı** iskeleti oluşturan organizma türlerini tanımlayan **engeltaşı**, **sarımtaşı** ve **çatıtaşı** şeklinde alt gruplara ayrılmamıştı. Embry ve Klovan (1971) ile James ve Borque (1992) bu kategorilere tane destekli kireçtaşı konglomerası anlamındaki **kabataş** ile hamur destekli kireçtaşı konglomerası anlamındaki **yüzentaş**ı ilave etmişlerdir. Kabataş ve yüzentaş terimlerinin aynı ortamın bitişiğinde çökelmiş ve sonra yeniden işlenmiş (meselâ bir resifin önündeki; 15.3.2) malzemeden oluşan karbonat formasyon içi çakıltaşı için kullanıldığına dikkat ediniz. Bu terimler daha eski bir anakayadan aşınmayla kopan ve oldukça farklı bir ortamda (meselâ bir alüvyal yelpazede) (7.5) çökelen kireçtaşı kırıntılarından oluşan çakıltaşı ile karıştırılmamalıdır.

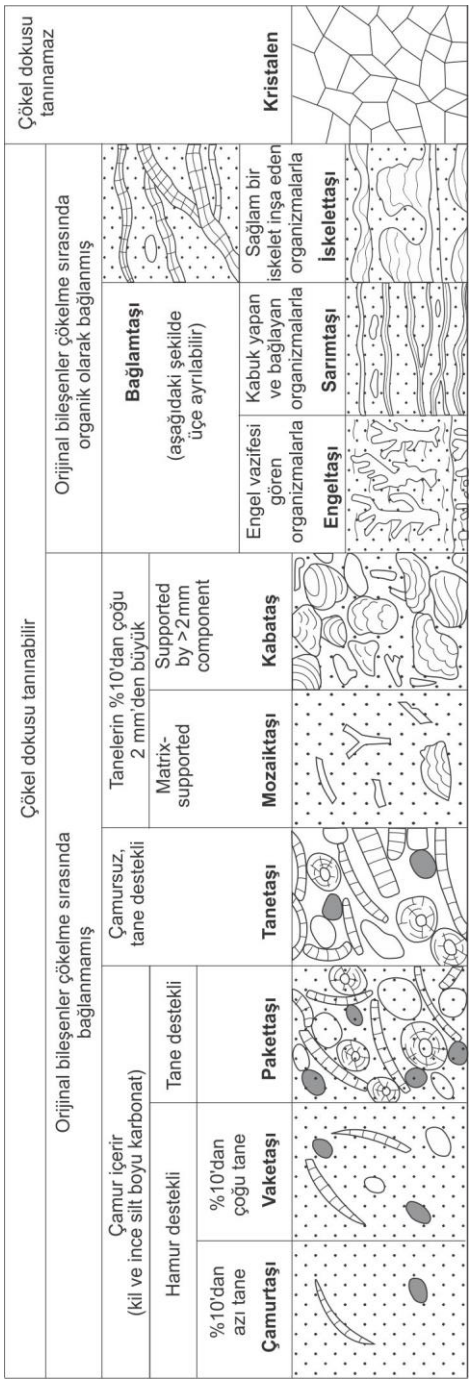
Sınıflamanın ikinci kısmını tanelerin doğası veya malzemenin iskeleti oluşturur. Tamamı hamursuz ooidden oluşan bir kaya için oolitik tanetaşı terimi; karbonat hamurunda yaklaşık %75 oranında kavkı parçaları içeren kaya için biyoklastik pakettaşı; çoğu iri istiridye kabuklarından oluşan kaya için de biyoklastik kabataş terimi kullanılır. Dunham sınıflamasındaki dokusal ve bileşimsel ölçütlerin birleşimiyle bir kireçtaşının sınıflandırılması sedimentin oluştuğu olası koşullar hakkında bilgi verir. Bir örnek olarak, bir mercan bağlamtaşı bir foraminiferli vaketaşından çok farklı koşullarda oluşur.

### 3.1.7 Karbonat Kayalarının Petrografik Analizi

Kireçtaşları ve dolotaşlarının ince kesit analizi sedimentin çökeldiği ortam hakkında çok önemli bilgiler sağlayabilir. Karbonat çamuru ile iri parçaların oranı değerlendirilmek suretiyle çökelme ortamı hakkında ipuçları elde edilir. Buna göre, yüksek orandaki ince taneli karbonat malzemesi nispeten düşük enerjili bir ortamı işaret ederken çamurun olmayışı da daha yüksek enerjili ortamları işaret eder. Çamurun kırıntılı bileşenlere oranı aynı zamanda karbonat çamurtaşları, vaketaşları, pakettaşları ve tanetaşlarının Dunham şemasına göre sınıflandırılmasının temelini oluşturur. Bunun el örneği üzerinde mümkün olmadığı durumda bağlamtaşı dokusunu oluşturan mercanlar ve algler gibi organizmaların iskeletinin varlığı ince kesitler yardımıyla ortaya konabilir.

Kırıntı bileşenlerin karakteri sedimentin çökeldiği koşullar hakkında daha fazla kanıtlar sunar. Örnek olarak, ooidin yüksek konsantrasyonları sığ, dalga-baskın kıyı ortamlarını işaret ederken (15.3.1) çift kavkılılar veya gastropodlar gibi tümü aynı grup canlıların biyojenik malzemesinden oluşan bir kaya bir lagün ortamını gösterir (15.2.2). Kavkı malzemenin parçalanma derecesi de ortamın enerjisini veya taşınma miktarı ile sedimentin yeniden işlenme miktarını yansıtır. İri biyoklastların ait olduğu fosil grubunun belirlenmesi bunların genel şeklinden ve içsel yapısından dolayı genellikle mümkün olmaktadır (Şekil 3.1). Orijinal biyoklastın oluştuğu mineral, ilave ipuçları elde etmede kullanılabilir (Şekil 3.7). Başlangıçta aragonitten oluşan kavkılar yeniden kristallenmeye meyillidir ve ilk fabrik kaybolur. Benzer şekilde, yüksek-Mg kalsit de genellikle yeniden kristallenir ve yeniden kristallenmiş fabrikli biyoklastlar ortaya çıkar. Düşük-Mg kalsitinden oluşan brakiyopod ve çift kavkılılar gibi pek çok canlı kendi orijinal yapısını koruma eğilimindedir.

Bununla birlikte, tüm karbonat kayalarının hem mineralojiyi hem de parçaların ve karbonat çamurunun yapısını değiştirebilen diyajenetik alterasyona (18.4) duyarlı olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Diyajenetik alterasyon sedimentlerde malzemenin hafifçe altere olduğu basit çimentolanmadan çökel fabriğini tamamen bozan tam bir yeniden kristallenmeye kadar değişim gösterebilir (18.4.3).



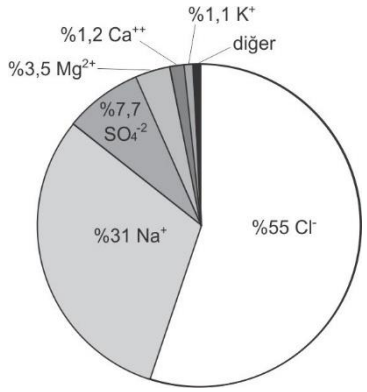

**Şekil 3.6 Karbonat sedimenter kayaların Embry ve Klovan (1971) tarafından yapılan değişiklikleri de içeren Dunham sınıflaması (Dunham, 1962). Bu sınıflama kireçtaşlarının arazi ve el örneği ölçeğindeki tanımlamasında en yaygın olarak kullanılan sınıflamadır.**

| Ana fosil gruplarının mineralojisi<br>baskın<br>daha az | Aragonit | Düşük Mg kalsiti | Yüksek Mg kalsiti | Aragonit + kalsit |
|---|---|---|---|---|
| Çift kavkılılar | ■ | ■ | | ■ |
| Gastropodlae | ■ | | | ■ |
| Sefalopodlar | ■ | | ▒ | |
| Brakiyopodlar | | ■ | ▒ | |
| Ekinidler | | | ■ | |
| Foraminiferler | ▒ | ■ | ■ | |
| Mercanlar | ■ | ■ | ■ | |
| Bryozoalar | ■ | | ■ | ■ |
| Süngerler | ■ | ■ | ■ | |
| Rodopitalar (alg) | ■ | | ■ | |
| Kolorpitalar (alg) | ■ | | | |
| Krizopitalar (alg) | | ■ | | |

**Şekil 3.7 Canlıların kalkerli sert kısımları aragonitten ve kalsitin düşük-Mg veya yüksek-Mg formlarından veya bu minerallerin karışımından meydana gelebilir.**

## 3.2 EVAPORİT MİNERALLERİ

Bu mineraller suyun buharlaşması sırasında iyon konsantrasyonunun artmasından dolayı çözeltiden çökelme yoluyla oluşurlar. Deniz suyunun ortalama çözünmüş iyon miktarı litre başına 35 gram (binde 35) olup, başlıca klor, sodyum, sülfat, magnezyum, kalsiyum ve potasyum içerir (Şekil 3.8). Göl sularının kimyası çoğu zaman bu majör iyonların farklı konsantrasyonlarından oluşmakla birlikte değişkendir. Anyon ve katyonlar bir araya gelerek mineralleri oluşturması bunların suda yoğunlaşmaları ve belli bir bileşik açısından suyun doygunluğa ulaşması sonucunda gerçekleşir. Önce çözünürlüğü en düşük olan bileşikler çökelir. Buna göre deniz suyundan ilk önce kalsiyum karbonat çökelir ve onu takiben de sudaki yoğunluklarının artmasına bağlı olarak sülfat ve sodyum klorür çökelir. Potasyum ve magnezyum klorürler

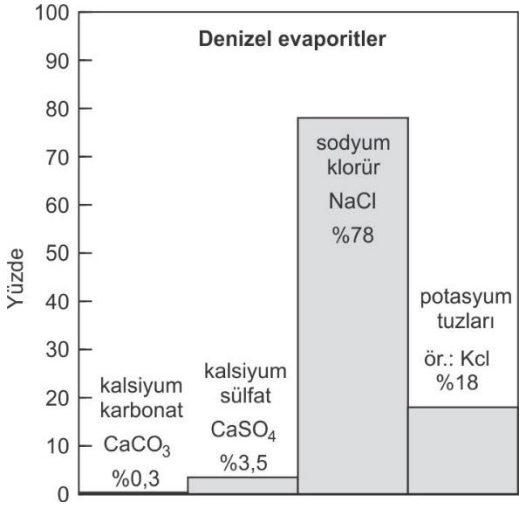



**Şekil 3.8 Normal tuzluluktaki deniz suyunda ve 'ortalama' bir akarsuda ana iyonların oranları (veriler Krauskopf, 1979'dan).**

sadece deniz suyu çok konsantre olduğu zaman çökelirler. Deniz suyundan evaporit minerallerinin çökelme sırası ve bunların oluşması için gerekli su kaybı şekil 3.9'da deniz suyu birim hacmi başına düşen kütle ve mineralin kimyası ile birlikte verilmiştir.

### 3.2.1. Jips ve Anhidrit

Sedimenter kayalarda en yaygın bulunan evaporit mineralleri kalsiyum sülfatın değişik ürünleri olan **jips**




**Şekil 3.9 Ortalama bileşime sahip bir deniz suyundan buharlaşma sonucunda çökelen minerallerin oranları.**

veya **anhidrit**tir. Kalsiyum sülfat deniz suyunun buharlaşarak suyun orijinal hacminin %19'una düştüğü zaman çökelir. Jips bu mineralin sulu şeklidir ($CaSO_4.2H_2O$) ve daha çok kurak koşullarda olmak üzere tüm koşullarda yüzeyde çökelir; gömüldüğü zaman su kaybederek anhidrite dönüşür (18.5). Anhidritin kristal sisteminde ($CaSO_4$) su bulunmaz. Kurak kıyı bölgelerinde ya doğrudan çökelimle (15.2.3) ya da jipsin gömülmesine bağlı olarak değişimle oluşur. Su aldığında jipse dönüşür. Birincil jips suyun buharlaşmasıyla oluştuğunda uzamış **selenit** kristalleri şeklindedir. Anhidritin su almasıyla oluşması halinde **alabaster** yumruları içinde ince kristalen haldedir. Jips ikincil damarlarda lifli şekillerde de gelişebilir.

Jips çok yumuşak olmasından (sertliği 2'dir, tırnak ile kolaylıkla çizilir) ve seyreltik HCl aside tepki vermemesinden dolayı arazide kalsitten kolaylıkla ayrılır. Halit ile farkı tuzlu olmayan tadından anlaşılabilir. Jips kristalleri mikroskopta düşük röliyef verirler. Dilinim genellikle iyi gelişmiş olup, çift kırınım rengi de düşük dereceli gri tonlarıdır. Anhidrit jipsten daha sert (sertlik 3,5) ve daha yoğundur. El örneğinde genellikle beyaz olup, tırnak ile kolayca çizilemez. Yüksek yoğunluk ince kesitte kristallerin yüksek röliyef göstermesi anlamına gelir. Çift kırınım renkleri orta derece, jipsten daha yüksek derece renklerdir.

### 3.2.2 Halit

**Halit** (NaCl) deniz suyunun buharlaşarak orijinal hacmi %9,5'e düştüğü zaman çökelir (Şekil 3.10). Kalın kristalen katmanlar halinde veya bazen basamaklı kristal yüzeyine sahip olacak şekilde belirgin kübik simetrili bireysel kristaller halinde oluşabilir (**hazne kristali**). Sodyum klorürün yüksek çözünürlüğü sadece onları çözebilecek tatlı yeraltı suyu içermeyen kayalarda korunabildiği anlamına gelir. Halitin yüzey mostraları ancak yağmur suyu ile yıkanmanın söz konusu olmadığı bazı kurak bölgelerde bulunabilir.

Doğal yolla oluşan halit bir **kayatuzu** olup bu mineralin varlığını test etmenin en kolay yolu onu tatmaktır. Bu açıdan kayatuzuyla en çok karıştırılabilen mineral silvit olsa da (aşağıda), bu potasyum klorür minerali 'normal tuz'dan biraz daha acıdır ve daha az bulunur. Halit yumuşak (sertliği 2,5; jipsten biraz daha sert olmakla birlikte yine de tırnakla çizilebilir), beyaz veya renksizdir. Küp sisteminde kristallenen ve izotrop olan halit kristalleri ince kesitte birbirine dik açılarda kuvvetli dilinim gösterebilir.



**Şekil 3.10 İyon konsantrasyonu normal deniz suyundan yüksek olan Ölü Deniz (Ürdün) kıyılarında çökelen beyaz halit.**

### 3.2.3 Diğer Evaporit Mineralleri

Deniz suyunun buharlaşmasıyla nadiren bol miktarlarda bulunan, ekonomik açıdan değerli olabilen diğer mineraller de çökelebilir. Özellikle de, halit ile birlikte bulunan ve deniz sularının aşırı buharlaşma ürünü olduğu düşünülen **silvit** (potasyum klorür, KCl) endüstriyel potasyumun önemli bir kaynağıdır. Ancak, güncel suların buharlaşmasıyla silvitten ziyade çok sayıda değişik magnezyum sülfat ($MgSO_4$) mineralleri çökelmekte; bu da deniz suyu bileşiminin yüz milyonlarca yıl içinde sabit olmadığını göstermektedir (Hardie, 1996). Su kimyasındaki bu değişimlerin nedeninin değişik zamanlarda KCl veya $MgSO_4$'dan birini çökelten, görece öneme sahip (karadan sellenen) meteorik sularda ve (okyanus ortası sırtta bacalardan çıkan) hidrotermal sulardaki değişimler olduğu düşünülmektedir.

Tuz gölleri (10.3) genellikle deniz suyundaki çözünmüş iyonların aynısını içermekle birlikte oranlar genellikle farklıdır. Bu da farklı göl kimyasına özgü evaporit mineralleri topluluğu oluşmasına neden olur. Bu minerallerin çoğu sülfatlar, karbonatlar ve **trona** ($Na_2CO_3.NaHCO_3.2H_2O$), **mirabilit** ($Na_2SO_4.10H_2O$) ve **epsomit** ($MgSO_4.7H_2O$) gibi sodyum ile magnezyumun bikarbonatlarıdır. Bunların hepsi de nispeten yumuşak mineraller olup suda çözülebilirler.

### 3.3 ÇÖRTLER

Çörtler silt boyundaki ince taneli silisli sedimenter kayalardır. İnce taneli kuvars (**mikrokuvars**) kristalleri ile silikanın bir başka çeşidi olan ve uzunluğu birkaç on mikrondan yüzlerce mikrona değişen ışınsal liflerden oluşan kalsedon kristallerinin kenetlenmesinden oluşurlar. Çört tabakaları birincil sedimentlerle oluşabildiği gibi diyajenetik süreçlerle de oluşabilirler.

Mikroskopik canlıların silisli iskeletleri deniz ve göl tabanlarında birikerek bir **silisli balçık** (ooz) oluşturabilirler. Bunlardan **diyatom**lar hem gölsel hem denizel koşullarda birikebilir. **Radyolarya**lar daha çok denizel silisli balçıkların ana bileşenidirler. **Radyolarya**lar **zooplankton** (planktonik olarak yaşayan mikroskobik hayvanlar) iken **diyatom**lar **fitoplanktonlar**dır (serbest yüzen algler). Bu balçıkların pekleşmesiyle çört tabakaları oluşmaktadır. Diyatomların ve radyolaryaların opalin silikası (opal mineral yapısında su içeren bir kripto-kristalen silikadır) metastabil (yarı duraylı) olup, kalsedon ve mikrokuvars şeklinde yeniden kristallenir. Balçıklardan türeyen çörtler kil boyu malzeme oranındaki değişimlerin neden olduğu katmanlanmadan dolayı çoğu zaman ince tabakalıdırlar. Daha çok derin okyanusal ortamlarda bulunurlar (16.5.1).

Diyajenetik çörtler kaya içinde süzülen silisçe zengin suların kalsiyum karbonat gibi diğer maddelerin yerini almasıyla oluşurlar. Silisin kaynağı başlıca biyojenik olup, opalin silikalı diyatomlar, rayolaritler ve silisli süngerlerin yeniden dağılımı şeklindedir. Bu şekilde oluşan çörtler Kretase Tebeşiri'nde bol bulunan koyu renkli **çakmaktaşı** yumruları gibi kaya içinde yumrular halinde ve diğer kireçtaşları ile çamurtaşlarında da yumrular ve düzensiz katmanlar şeklinde bulunabilirler.

Mikrokuvars taneleri ile liflerinin kenetlenmesinden oluşan sıkı iç yapısı çörtü en sert sedimenter kaya yapar. Kırılma yüzeyi midyemsi (konkoidal) olup parçalanma ürünü de kırık cam parçaları şeklinde olabilir. Bu özelliği sayesinde ilk insanların el aletleri geliştirmesinde önemli bir rol oynamıştır. Rengi kirletici (impürite) oranlarına bağlı olarak değişkendir. Demir bulunduğu zaman **yeşimtaşı**nın (jasper) kuvvetli kırmızı renginde olur. İz miktardaki organik madde çört renginin gri veya siyah olmasına neden olur. Çörtlerin ince kesitte görünümleri ya kalsedona özgü ışınsal lifli desenler ya da mikrokuvarsın tamamen kenetli yapısı şeklindedir.

### 3.4 SEDİMENTER FOSFATLAR

Kalsiyum fosfatın derinlik kayalarındaki bulunuşu çoğu granitik kayalarda ikincil mineral olarak yaygın şekilde bulunan **apatit** minerali şeklindedir. Bazı apatitler sedimentlerde mineral taneleri şeklinde bulunmakla birlikte fosfatlar genellikle çözeltide oluşur ve bitkiler yoluyla toprakta soğurulurlar veya yıkanma yoluyla denizel ortama geçerek orada bitkiler ve hayvanlar tarafından kullanılırlar. Yaşam için elzem olan fosfor tüm canlılarda bulunur. Kemik, diş ve balık pulu şeklindeki fosfat maddesi birçok kırıntılı ve biyojenik sedimenter kayada saçılmış vaziyette bulunmakla birlikte daha yüksek konsantrasyonlarda nadiren bulunurlar. En çok sığ denizel kıtasal şelf çökelleri içinde bulunurlar. Çoğunlukla organik üretkenliğin yüksek ve oksijenin az olduğu yerlerde oluşurlar fakat tamamen anoksik koşullarda görülmezler. Fosfat ($P_2O_5$) konsantrasyonu %5-35 arasında olan kayalara **fosforit** denir (11.5.2). Fosforitler bileşimi kalsiyum fosfat (karbonat hidroksil florapatit) olan **frankolit** minerallerinden oluşurlar. Fosfat bazı durumlarda balık veya diğer hayvanların fosilleşmiş dışkısı olan **koprolit** şeklinde de bulunur.

Apatit şeffaf ve yüksek rölyeflidir. Ağır mineral olarak kumtaşlarında yaygın olarak bulunur. İnce kesitte tanınabilir. Biyojenik fosforitler genellikle kahve veya bazen siyah renklerde kilden ince çakıla değişen malzemelerden oluşan yumrular veya laminalı katmanlar şeklinde gelişirler. Arazide kesinlik derecesinde tanınmaları zor olabilir. Fosfatın kahve renkli amorf formunu ince kesitte karbonlu maddeden ayırmak zor olabilir. Bunun için en güvenilir yol kimyasal analizdir.

### 3.5 SEDİMENTER DEMİRTAŞI

Yerküre'de en bol elementlerden biri olan demir hemen hemen tüm çökellerde az-orta miktarlarda bulunur. En az %15 oranında demir içeren sedimenter kayalara **demirtaşları** veya **demir formasyonları** denir. Demir bunların içerisinde oksitler, hidroksitler, karbonat, sülfat veya silikatlar şeklindedir (Simonson, 2003). Dünyadaki en yaşlı bazı kayalardan bilindiği kadarıyla demirce zengin çökeller her türlü ortamda oluşabilir. Bugün işletilen demir madenlerinin çoğu Prekambriyen kayaları içerisindedir.

### 3.5.1 Sedimentlerdeki Demir Mineralleri

**Magnetit** ($Fe_3O_4$) mağmatik kayalarda aksesuar mineral ve sedimentlerde kırıntı taneleri olarak bulunan siyah bir mineraldir. **Hematit** ($Fe_2O_3$) ise birçok sediment veya sedimenter kaya içinde bozuşma veya ayrışma ürünü olarak, parlak kırmızıdan siyaha değişen renklerde bulunan en yaygın oksittir. **Götit** (FeO.OH) sedimentlerde sarı-kahve renkli mineral şeklinde yaygın olarak bulunan bir demir hidroksittir. Birincil çökel olabileceği gibi hematitten daha az yükseltgeyici (oksitleyici) koşulları temsil eden demirce zengin diğer minerallerin bozuşma ürünü de olabilir. Götit çöl ortamlarındaki çöl kumlarına sarımsı rengini veren hematitin öncüsü şeklinde oluşur. Bazı yaşlı çöl çökellerindeki kumlara kırmızı rengi veren hematitte oksidasyon çökelim sonrası bir süreç olabilir. Benzer bir demir oksiti de amorf olan **limonit**tir (FeO.OH.$n$H$_2$O). Demiroksitler ince kesitte opak görünürler. Magnetit siyah ve çoğu zaman özşekilli iken, yansımış ışıkta kırmızı görünen hematit değişik şekillerde bulunabilir. Götit ve limonit ince kesitte sarı-kahve renklerde olup anizotropturlar.

**Pirit** (FeS) mağmatik ve metamorfik kayalarda pirinç (metal) renkli kübik kristaller halinde bulunan yaygın bir kükürt mineralidir (yalancı altın). Sedimentlerde de yaygın olmakla birlikte çoğu zaman saçılmış siyah renkli ince taneler şeklindedir ve bu yüzden çökellere koyu bir renk verebilir. İnce kesitte opak olup, kristallerinin yeterince iri olması halinde kübik şekil belirgin biçimde görülebilir. Demirce zengin birkaç silis mineralinden ikisi **grinalit** ile **şamozit**tir. Bunlar demirtaşlarında ya otijenik (2.3.2) ya da diyajenetik (18.2) ürünler şeklinde bulunan fillosilikat mineralleridir (kristal kafeslerinde yaprak gibi katmanlar içeren minerallerdir). **Glokonit** (**glokoni**) de bir fillosilikat minerali olup, sığ denizel ortamlarda otijenik olarak oluşur (2.3). En yaygın demir karbonatı olan siderit alt bölüm 3.1.1'de ele alınmıştır.

### 3.5.2 Demirtaşlarının Oluşumu

Özellikleri çok değişken olan demirce zengin sedimenter kayalar indirgeyici, düşük enerjili koşullarda oluşan piritçe zengin çamurtaşlarından enerjisi daha yüksek ortamlarda çökelen oolitik demirtaşlarına kadar geniş bir aralıkta yayılırlar. Bunların çoğunun kökeninin sığ denizel veya deniz kıyısı ortamlarına ait olduğu düşünülse de, kayalarda bulunan demir minerallerinin çökelme zamanında oluşan orijinal mineraller mi yoksa daha sonraki diyajenetik süreçlerin ürünü olan mineraller mi oldukları her zaman belirgin değildir. Mesela, ooidlerin varlığı çalkantılı ve bu nedenle muhtemelen oksijenli sığ suları işaret eder. Bu koşullarda oluşan tüm demir mineralleri oksitler veya hidroksitlerdir. Bu nedenle, bazı sığ denizel demirtaşlarında bulunan demir silikatların (mesela şamozit ooidlerinin) götite dönüşmüş olması muhtemeldir. Sedimenter demirtaşlarının karbonatın veya karasal kökenli kırıntı malzemesinin düşük sedimentasyon hızlarında çökelmiş olduğu genel bir görüştür. Sideritçe zengin çamurtaşları en çok tuzlu özelliği olmayan bataklıklar gibi tatlı su indirgeyici koşullarındaki çökellerle birlikte bulunurlar. Buralardaki sülfat iyonları deniz suyundan tedarik edilir ve sonra demir karbonatına tercihen demir sülfitler oluşurlar.

### 3.5.3 Bantlı Demir Formasyonları

**Bantlı demir formasyonları** (BDF) bugün eş değeri olmayan sedimenter kaya türüne bir örnektir. Tüm örnekler Prekambriyen'e ait olup, daha yaşlıları da olmakla birlikte çoğunun yaşı 2,5 ile 1,9 milyar yıl aralığına düşer (Trendall, 2002). İsimlerinden de anlaşılacağı üzere BDF, tipik olarak silttaşı veya çört olan (3.3), hematitçe zengin sedimentlerin ve diğer malzemelerin laminalı veya ince tabakalı ardalanmasından oluşur (Şekil 3.11) (Fralick ve Barrett, 1995). Bireysel katmanlar mostranın izin verdiği yerlerde kilometrelerce takip edilebilir. BDF birimlerinin kalınlığı yüzlerce metreyi ve yayılımı da kilometreleri bulabilir. BDF'nın kökeni tam anlaşılamamış olmakla birlikte muhtemelen, demirin deniz tabanındaki çamurlu çökellerden türediği ve büyük olasılıkla mikrobik faaliyet ile ilişkili olduğu, geniş alanlara yayılmış şelflerde veya sığ havzalarda oluştukları düşünülmektedir. Demirin kaynağının hidrotermal veya bozuşma ürünü olduğu ve sadece okyanus sularının oksijenden mahrum kaldığı durumda çözünmüş demir olarak taşınmış olduğu düşünülmektedir. Bu koşul Prekambriyen'in çoğunda atmosferin çok az veya hiç oksijen içermediği bir dizi kanıtlardan biridir.



**Şekil 3.11 Demirce zengin ve silisçe zengin kaya katmanlarının ardalanmasından oluşan ince katmanlı bantlı demir formasyonu (BDF).**

### 3.5.4 Ferromanganez Çökeller

Ferromanganez oksit yumruları veya katmanları deniz tabanında otijenik olarak gelişirler. Renkleri siyahtan kahveye değişen bu oluşukların yumruları birkaç mm'den birkaç cm'ye kadar değişir. Tabakalar halinde bulunduklarında alttaki sert katman üstünde geniş alanlar kaplayan laminalı kabuklar şeklindedir. Bu **mangan yumruları** tüm derinliklerde oluşabilirlerse de, oluşum hızları çok yavaştır ve diğer tüm sedimentlerin çökelim hızının daha da yavaş olduğu derin okyanuslarda (16.5.4) yoğunlaşmış olarak bulunurlar (Calvert, 2003).

## 3.6 KARBONLU (ORGANİK) ÇÖKELLER

Yüksek oranda organik madde içeren sedimentler ve sedimenter kayalar karbon açısından zengin olmalarından dolayı **karbonlu** olarak tabir edilirler (kalkerli ile karıştırmayınız - 3.1). Bir çökel ortalamadan çok daha yüksek oranda (çamurtaşında %2 üzeri, kireçtaşında %0,2 üzeri, kumtaşında %0,05 üzeri) organik madde içerdiğinde karbonlu olarak değerlendirilir. Organik madde normalde bitki veya hayvanın ölümüyle birlikte çürür ve sadece sınırlı miktarda oksijenin mevcut olduğu **anaerobik** koşullarda korunur. Bu durumun karşılaşıldığı ortamlar bol sulu bataklıklar (18.7.1), katmanlı göller (10.2.1) ve lagünler gibi sınırlı dolaşımın söz konusu olduğu deniz sularıdır (13.3.2). Organik maddenin yüksek düzeyde konsantrasyonunu içeren katmanlar hayli yüksek ekonomik öneme sahiptir. Kömür, petrol ve doğal gazın hepsi de çökelen ve sedimenter kayalarda korunan organik maddenin diyajenetik alterasyon ürünleri olup, doğal olarak oluşan bu hidrokarbonların oluşum süreçleri alt bölüm 18.7'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

### 3.6.1 Organik Maddece Zengin Güncel Çökeller

Ölmüş karasal bitkilere ait kalıntılarının çoğu yüzeyde veya toprak içinde mikrobik veya hayvansal faaliyetin oksidasyonu sonucu çürürler. Bitkilerin uzun süreli korunumu balçık ve bataklık yerlerdeki ıslak, anaerobik koşullarda mümkün olur ve buralarda kalın **turba** birikimi gerçekleşebilir. Turbalar günümüzde kutup altı bataklık alanlarından tropik bölgelerdeki mangrov alanlarına kadar geniş bir iklim aralığında oluşurlar (McCabe, 1984; Hazeldine,1989) ve yüksek soğuk bölgelerdeki yosunlardan alçak arazi çayırlık ve bataklıklarına değişen geniş bir bitki türü içerirler. Kalın turba çökelleri en çok akarsu düzlükleri (9.3), deltaların üst kesimleri (12.3.1) ve kıyı düzlükleri (13.2.2) ile ilişkilidir. Saf turba çok az kırıntı alan bölgelerde oluşur. Akarsuların veya denizlerin düzenli taşkınları turba oluşturan ortama çamur bırakır ve sonuçta karbonlu çamurtaşı oluşur.

Su altı ortamlarında organik maddenin birikimi karadaki çökelim kadar önemlidir. **Sapropel** planktonik alglerin, sporların ve su altında anaerobik koşullarda biriken iri bitkilerden türeyen ince kırıntıların kalıntılarıdır. Bu çökeller sapropelik kömür oluşturabilirler (18.7.1). Anaerobik koşullar sonuçta sıvı ve gaz halindeki hidrokarbonları oluşturan organik maddenin birikimi için de geçerlidir. Bu çökeller zooplanktonların (mikroskopik hayvanların), fitoplanktonların (yüzen mikroskopik alglerin) ve bakterilerin kalıntılarından oluşur. Bu tür çökellerden petrol ve gaz oluşumu alt bölüm 18.7.3'de ele alınmıştır.

### 3.6.2 Kömür

Bir kayanın üçte ikiden fazlası katı organik madde ise o kaya **kömür** olarak adlandırılabilir. Ekonomik kömürlerin çoğu %10'dan az organik olmayan, yanmayan madde (**kül**) içerirler. Kömür siyah renginden ve düşük yoğunluğundan dolayı kolaylıkla tanınabilir. Turbalar farklı bitki türlerinden oluşmalarından ve çok değişik bileşenler (ağaç, yaprak, tohum, vs.) içermelerinden dolayı heterojendirler. Bundan başka, turbayı oluşturan bitkiler ağaç topluluklarının veya otsu bitkilerin baskınlık durumuna bağlı olarak zamanla

değişebilir ve bu durum kömürün katmanlarında kendini belli eder. Kömürün bu özelliklere göre farklı lito-tiplerine ait adlamalar ve tanımlamalar şu şekildedir:
**Vitrain**: Çoğu zaman kübik olarak kırılan, çoğunlukla ağaçsı doku içeren parlak, siyah kömür.
**Durain**: Genellikle çokça spor ve kırıntılı bitki maddesi içeren, siyah veya gri renkli, donuk, kaba kömür.
**Fusain**: Fosil kok kömürünü temsil eden siyah, lifli, ipeksi parlaklıkta kırılgan ve yumuşak kömür.
**Klarain**: Diğer üç türün ardalanmasından oluşan bantlı, katmanlı kömür.
Sapropelik kömürün kırılma yüzeyi midyemsi olup, siyah mat parlaklıkta (**cannel kömürü** olarak adlandırılır) veya siyah/kahve renktedir (**boghead kömürü** olarak bilinir).

Bu lito-tiplerin mikroskopik incelemesi sonucunda pek çok parçacık türü tanımlanabilir. **Maseral** adı verilen bu parçacıklar kayalardaki minerallerin organik eş değerleridir. Maserallar mikroskopta yansımış ışıkta ince bir yağ katmanı altında parlatılmış kömür yüzeyine bakılarak incelenir. Maseallarin kökeni başlıca ağaçsı dokuya ait hücre duvarlarından ve yapraklardan oluşan **vitrinit**, başlıca spor, üst deri (kütikül) ve reçineden oluşan **liptinit** ve yanmış, oksitlenmiş veya parçalanmış bitki malzemesinden oluşan **inertinit** olmak üzere üç ana grubu vardır.

Bunlar üzerinde uygulanacak daha ileri bir analiz, farklı parçacıkların parlatılmış yüzeylerinden yansıyan ışığın miktarını ölçmeye dayanan **yansıma**dır (reflectance). Liptinitlerin yansıması genellikle düşük, inertinitlerin yansıması yüksektir. Çoğu kömürlerde en bol bulunan maseral olan vitrinit **kömür rankı**na göre farklı yansımalar sunar. Buna göre, **vitrinit yansıması** kömürün rankını ölçmede kullanılabilir ve kömür rankı da malzemenin ısıtıldığı sıcaklıkla birlikte yükseldiğinden dolayı vitrinit yansıması katmanın gömülme sıcaklığının bir ölçüsüdür. Bu yöntem havza analizinde (24.8) kullanılan bir teknik olup, bir katmanın ne kadar gömüldüğü hakkında bilgi verir.

Karbonlu maddenin kömürleşerek maseraller ve kömür lito-tipleri oluşturması ileride alt bölüm 18.7.2'de ele alınan çökelim sonrası bir dizi bakteriyolojik, kimyasal ve fiziksel süreç şeklinde gelişir.

### 3.6.3 Petrollü Şeyller ve Katranlı Kumlar

Isındığı zaman içindeki organik maddeyi sıvı veya gaz şeklinde dışarı verebilen, yüksek miktarda organik madde içeren çamurtaşlarına **pettrollü şeyl** denilmektedir. Organik madde genellikle diyajenez sırasında parçalanarak **kerojen** oluşturan alglerin kalıntılarıdır. Kerojen ısındığı zaman **petrol** (doğal petrol veya doğal gaz) oluşturan uzun zincirli hidrokarbonlara verilen isimdir. Bu nedenle, petrollü şeyller sonuçta petrol ve gaz yığınlarını oluşturan hidrokarbonların önemli **kaynak kayaları**dır. Bunların oluştukları ortamlar organik maddenin oksidasyonunu önleyecek şekilde anaerobik olmalıdır. Buna uygun koşullar göllerde ve kısıtlı bazı sığ denizel ortamlarda bulunabilir (Eugster, 1985). Petrollü şeyller siyah olup, hidrokarbonun varlığı kayayı koklayarak ve diğer maddeler üzerinde bıraktığı kahve renkli, yağlı lekeden anlaşılabilir.

**Katranlı kumlar** veya **petrollü kumlar** hidrokarbona doygun kırıntılı sedimentler olup, yeraltı petrol rezervuarlarının yüzeye çıkmış karşılıklarıdır (18.7.4). Derinlerdeki hidrokarbonun daha hafif olan bileşenleri yüzeye yakın derinlikte biyolojik çürüme ile kaybolduğundan, katranlı kumlardaki petrol genellikle çok ağdalı (bitüm) ve neredeyse katı haldedir. Sedimentin gözeneklerindeki petrolün varlığı herhangi bir çimentolanmanın meydana gelmesini engeller. Bu nedenle, katranlı kumlar taşlaşmamış haldedirler. Kırıntılar kuma siyah veya koyu kahverengini veren bitüm ile bir arada tutulurlar.

## 3.7 VOLKANOKLASTİK SEDİMENTER KAYALAR

Volkanik püskürmeler Yeryuvarı'nın yüzeyinde mağmatik ve sedimenter kayaların oluşumunun en belirgin ve muhteşem örnekleridir. Volkanlar püskürme sırasında bir tarafta volkandaki yarıklardan akan erimiş lavlar ve diğer tarafta bacalardan fırlatılan parçacık maddeleri olmak üzere geniş bir aralıkta dağılım gösteren maddeler üretirler. Bacalardan fırlatılan parçacık maddeleri **volkanoklastik çökelleri** oluşturur (Cas ve Wright, 1987). Volkanların konumları levha tektoniği ile ilişkilidir. Buralar başlıca levha sınırlarına yakın yerler ile kabukta ısı akısının yüksek olduğu diğer bölgelerdir. Volkanik süreçlerle oluşmuş katmanların varlığı sedimenter istifin oluştuğu tektonik ortam için önemli bir belirteç olabilir. Lavlar püskürme noktasına yakın yerlerde bulunurken, küller onlarca, hatta yüzlerce kilometre uzaklara yayılabilir. Bu nedenle, volkanoklastik malzeme her türlü çökelme ortamında

bulunabilir ve bir dizi diğer sedimenter kayaya da eşlik eder şekilde bulunabilir (Bölüm 17). Volkanik kayalar çoğu zaman radyometrik yöntemlerle (21.1) yaşlandırılabildiklerinden ve sedimenter istifte mutlak bir zaman aralığı sağlamalarından dolayı stratigrafi açısından da önemlidirler.

### 3.7.1 Volkanoklastik Kaya Çeşitleri

Mağmanın bileşimi püskürme biçimini etkiler. Bazaltik mağmalar büyük hacimlerde lavla birlikte düşük hacimlerde kül üreten volkanlar üretme eğilimindedir. Daha silisik mağmanın oluşturduğu volkanların patlama yeteneği daha yüksektir. Bunlarda daha fazla miktarda erimiş kaya parçacıklar halinde bacadan fırlatılır. Bacadan fırlatılan parçacıklara bazen hepsine birden **tefra** da denilmekle birlikte **piroklastik malzeme** denir. Piroklastik teriminin volkandan parçacıklar şeklinde fırlatılan malzeme için ve **volkanoklastik** teriminin de başlıca volkanik malzemeden oluşmuş herhangi bir çökel için kullanıldığına dikkat ediniz. Piroklastik malzeme bireysel kristallerden, volkanik kaya parçalarından (litik parçalardan) veya erimiş kayanın aşırı gözenekli, soğumuş 'köpüğü' olan **pomza**dan oluşabilir. Piroklastik kırıntının boyutu birkaç mikron çapındaki tozdan birkaç metre çapındaki parçalara kadar değişebilir.

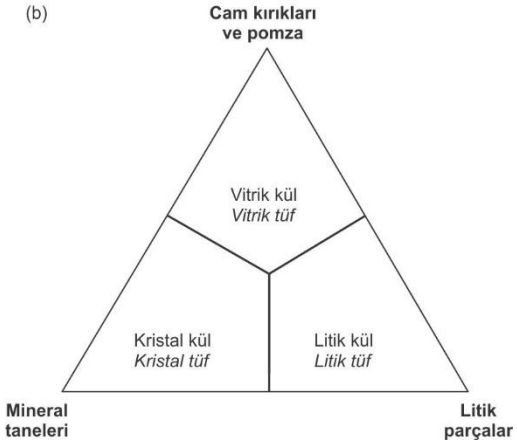
### 3.7.2 Volkanoklastik Kayaların Adlandırılması

Volkanoklastik çökellerin dokusal sınıflaması (Şekil 3.12) Wentworth şemasının değiştirilmiş bir şeklidir. İri malzeme (>64 mm) püskürme sırasında katı olan **volkanik bloklar** ile kısmen ergiyik halde olan ve havada soğuyan **volkanik bombalar** şeklinde adlandırılırlar. Bunların bir araya gelmesinden (sırayla) **volkanik breş** ve **aglomera**lar oluşur. Boyutu 2-64 mm arasında değişen parçacıklara **lapilli**, bunlardan oluşan kayaya da **lapillitaşı** denir. **Yığışım lapillisi** ince külün havada düşerken oluşan küresel şekilli agregalarıdır. Pekleşmemiş oldukları zaman kum, silt ve kil boyu tefra için **kül** terimi, taşlaşma sonrasında ise **tüf** terimi kullanılır. İri kül/tüf kum boyu iken, ince kül/tüf silt-kil boyu malzemedir. Bunların bileşimsel tanımlamaları kristallerin, litik parçaların ve (bazen pomza oluşturacak şekilde) erimiş kayanın çok hızlı soğumasıyla meydana

(a)

| Tane boyu | Pekleşmemiş | Pekleşmiş |
|---|---|---|
| >64 mm | Bombalar | Aglomera |
| | Bloklar | Volkanik breş |
| 2-64 mm | Lapilli | Lapillitaşı |
| 0,063-2 mm | Kaba kül | Kaba tüf (volkanik kumtaşı) |
| <0,063 mm | İnce kül | İnce tüf (volkanik çamurtaşı) |

(b)




**Şekil 3.12 (a) Volkanoklastik sedimentlerin ve sedimenter kayaların malzemenin tane boyuna dayalı olarak sınıflandırılması. (b) Gevşek kül ile pekleşmiş tüfün litik, vitrik ve kristal bileşenlerin değişik oranlarına göre adlandırılması.**

gelen volkanik camın parçaları olan vitrik malzemenin göreceli bolluklarına göre yapılmaktadır.

### 3.7.3 Volkanoklastik Malzemenin Tanınması

İri kırıntıların bazalt gibi bir mağmatik kaya şeklinde tanımlanabildiği bir durumda, iri taneli volkanoklastik sedimentlerin kökeni genellikle kolayca belirlenebilir. Tefra parçacıkları genellikle köşelidir. Bunun istisnaları yuvarlak volkan bombaları, havada düşerken iyi yuvarlaklaşmış bazı yığışım lapillileri ve sıkıştırıldığı zaman bir diyapozona benzeyebilen, kendine özgü şekliyle camsı pomza parçaları şeklindeki **fiam**dır. Yararlı bir diğer belirteç de, tefranın diğer sediment

çeşitleri ile karışımı sadece ilerleyen aşamalarda yeniden işlenmeyle mümkün olduğundan, malzemenin tekdüze karakteridir. Bazaltik bileşimli volkanoklastik sedimentler genelde koyu renkli iken daha riyolitik çökellerin rengi daha soluktur. İnce kül ve tüfü arazide özellikle malzemenin bozuşmuş olması halinde kesinlik derecesinde tanımlamak daha zor olabilir. Kül katmanlarının alterasyonu ile bazen parlak yeşil ve turuncu renkli katmanlar oluşur. Taşınma süreçleri sonucunda oluşan karakteristik sedimenter yapılar Bölüm 17'de volkanoklastik sedimentlerin çökelme ortamlarıyla birlikte ele alınmıştır.

Volkanoklastik sedimentlerin petrografik analizleri genellikle bileşimi doğrulamak için gereklidir. Kaya parçalarını oluşturan minerallerin tanınmasında çok büyütmeli bir mikroskop kullanılması halinde litik parçaların bileşimi ince kesitte belirlenebilir. Feldispat kristalleri özellikle çökelin tüf olduğu durumda genellikle boldur. Diğer silikat mineralleri özşekilli ve yarı-özşekilli kristal taneleri şeklinde bulunabilir. Fiam karakteristik şekilli, şeffaf izotrop taneler şeklinde tanınabilir. Volkanik cam duraylı olmadığından, daha yaşlı tüflerde cam çok ince kristalen yapıda veya kil minerallerine dönüşmüş halde bulunabilir.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**


Adams, A.E. and Mackenzie, W.S. 1998. *A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks under the Microscope*. Manson Publishing, London.

Braithwaite, C. 2005. *Carbonate Sediments and Rocks*. Whittles Publishing, Dunbeath.

Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Unwin-Hyman, London.

Northolt, A.J.G. and Jarvis, I. 1990. *Phosphorite Research and Development*. Special Publication 52, Geological Society Publishing House, Bath.

Scholle, P.A. 1978. *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Consituents, Textures, Cements and Porosities*. Memoir 27, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.

Scoffin, T.P. 1987. *Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie, Glasgow, 274 pp.

Stow, D.A. 2005. *Sedimentary Rocks in the Field: a Colour Guide*. Manson, London.

Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology* (3rd edition). Blackwell Science, Oxford.

Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

# 4
# Taşınma Süreçleri ve Sedimenter Yapılar

Sedimenter çökellerin çoğu, malzemenin parçacıklar halinde taşınmasının bir sonucudur. Kırıntıların hareketi tamamen yerçekimine bağlı gelişebilir. Ancak, daha yaygın olarak su, hava, buzul veya sediment ile suyun yoğun karışımlarındaki akışın bir neticesidir. Sedimenter malzemenin taşıma aracı ile etkileşimi sonucunda kayalarda sedimenter yapılar olarak korunabilen ve dolayısıyla çökelme zamanındaki süreçler hakkında bilgi sağlayan tabakalanma yapıları (bedforms) oluşur. Değişik güncel ortamlarda gelişen süreçlerin bilinmesi ve sedimenter kayaların da aynı süreçler açısından yorumlanması halinde olası çökelme ortamının belirlenmesi mümkündür. O nedenle, bu süreçlerin ve bunların sonucunda ortaya çıkan ürünlerin iyi anlaşılması sedimentoloji için hayati derecede önemlidir. Bu bölümde çökelme ortamlarında meydana gelen fiziksel süreçler ele alınmıştır. Bu süreçlerin ürettiği çökellerin karakteri ve akış aracı ile kırıntı arasındaki etkileşim yoluyla oluşan ana sedimenter yapılar takdim edilmiştir. Bu yapıların çoğu bir dizi değişik sedimenter ortamda gelişir. Bu nedenle, oluştukları ortam çerçevesinde ele alınmalıdırlar.

## 4.1 TAŞIYICI ARAÇLAR

**Yer çekimi:** Sediment taşınmasının en basit şekli parçacıkların bir yamaçta yerçekimi etkisiyle aşağı doğru hareket etmesidir. **Kaya düşmeleri** yamaçların topuğunda daha sonra diğer süreçlerle tekrar işlenmemiş, tipik olarak iri döküntü malzemesinden ibaret sediment yığınları oluştururlar. Bu yığınlar dağlık bölgelerde vadilerin kenarlarında **döküntü** (scree) şeklinde görülürler. Yüzeyi **yığılma açısı**nda şekillenmiş **yamaç molozu** (talus) **konileri** halinde yığılırlar. **Yığılma açısı** malzemenin yamaç aşağı daha fazla ilerleyemeden kaldığı en büyük yüzey eğim açısıdır. Gevşek molozlar için yamaç eğimi kırıntıların şekline ve kırıntı boyu dağılımına göre, iyi boylanmış kumlarda 30º'den köşeli çakıllarda 36º'ye kadar değişir (Carson, 1977; Bovis, 2003). Döküntü çökelleri dağlık alanlarla sınırlı olup (6.5.1) bazen kıyı boylarında da görülür. Stratigrafik kayıtlarda korunduğu durumlar enderdir.

**Su:** Malzemenin suda taşınması bilinen tüm taşınma mekanizmaları içinde en önemli olanıdır. Su karada kanallar içinde akar. Denizlerdeki akıntıların kaynağı rüzgâr, gelgit ve okyanusal akıntılardır. Bu akıntılar iri malzemeyi akışın tabanında ve daha ince malzemeyi de asılı şekilde taşıyabilecek kadar kuvvetli olabilir. Malzeme çökelmeden önce suda yüzlerce veya binlerce kilometre taşınabilir. Suyun bu malzemeyi taşıma mekanizmaları aşağıda ele alınmıştır.

**Hava:** Kara yüzeyinde esen rüzgârlar tozu ve kumu kaldırarak uzun mesafelere taşıyabilir. Rüzgârın bu malzemeyi taşıyabilme kapasitesi havanın düşük yoğunluğu ile sınırlıdır. Alt bölüm 4.2.2'de görüleceği üzere, akış aracı ile kırıntı arasındaki yoğunluk farkı taşıyıcının sedimenti taşıma etkinliği açısından kritik derecede önemlidir.

**Buz:** Su ve havanın akışkan araçlar olduğu ortadadır. Çok uzun zaman aralığında kara üzerinde çok az bile olsa hareket ettiğinden dolayı buz da akışkan olarak göz önüne alınabilir. Bundan ötürü, büyük miktarlarda kırıntı molozu taşıyabilen buz da oldukça yüksek viskoziteli bir akışkandır. Buz ile kırıntılı malzeme taşınması kutup buzul örtülerinde ve buzul bulunduran dağlık alanlarda önemlidir (7.3.2). Buz ile taşınan malzeme miktarı geniş alanlar kaplayan buzul dönemlerinde çok büyük boyutlarda olmuştur.

**Yoğun Sediment ve Su Karışımları:** Suda çok yüksek oranda sediment bulunduğu zaman, su ile sedimentin karışımı kıvamı ıslak betonunkine benzeyen bulamaç gibi bir **moloz akması** şeklinde düşünülebilir. Bu yoğun karışımların davranışı, su içinde askıda olan sedimentin karada yer çekimi altındaki hareketinden veya su altındaki moloz akmasından farklıdır (4.5.1). Daha sulu karışımlar da yerçekimi etkisiyle türbidit akıntıları şeklinde hareket edebilir (4.5.2). Bu yerçekimi kontrollü akış mekanizmaları iri malzemeyi derin okyanuslara taşıma aracı olmaları bakımından önemlidirler.

## 4.2 AKIŞKANLAR VE AKIŞKANLAR İÇİNDEKİ PARÇACIKLARIN DAVRANIŞI

Bu bölümde, sediment taşınması ile daha sonraki alt bölümlerde ele alınan sedimenter yapıların oluşumu konusundaki açıklamalara fiziksel bir temel olmak üzere, hareket halindeki akışkanların davranışını inceleyen **akışkan dinamiği**ne kısa bir giriş yapılmıştır. Sedimenter akışkan dinamiği konusunda daha ayrıntılı bilgiler için Allen (1994), Allen (1997) ve Leeder (1999)'a bakılabilir.

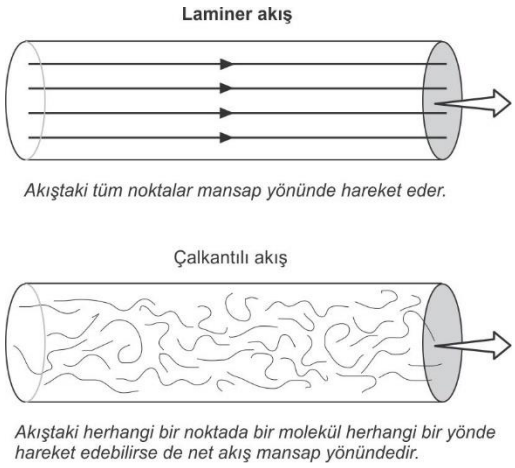
### 4.2.1 Laminer ve Türbülanslı Akış

Akışkanlar için iki türlü akış söz konusudur. **Laminer akış**ta akışkan içindeki tüm moleküller taşınma yönünde birbirine paraleldirler. Heterojen bir akışkanda laminer akış sırasında hemen hemen hiç karışma olmaz. **Türbülanslı akış**ta akışkan içindeki moleküller tüm yönlerde hareket etmekle birlikte net hareket taşınma yönündedir. Heterojen akışkanlar türbülanslı akışta tamamen karışırlar. Tüp içinde boya ipleri kullanan deneylerde düşük akış hızlarında akış çizgilerinin paralel olduğu, buna mukabil daha yüksek hızlarda akışın türbülansa geçerek boya ipliklerinin koptuğu gözlenmiştir (Şekil 4.1).

Akışlar için laminer ve türbülanslı hareket arasındaki farkı 19. yüzyılın sonlarında belgeleyen Osborne Reynolds'a atfen **Reynolds sayısı** (Re) adı verilen bir parametre kullanılabilir. Bu parametre akışın laminer mi yoksa türbülanslı mı olduğunu ifade eden boyutsuz bir büyüklüktür. Reynolds sayısı akışın hızı ($v$), akışkanın yoğunluğunun akışkanın viskozitesine oranı ($\nu$; kinematik viskozite) ve bir 'karakteristik uzunluk' ($l$: borunun çapı veya açık kanalda akışın derinliği) olmak üzere üç faktörün birbiriyle ilişkilendirilmesinden ibaret olup aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\mathrm{Re} = v.l / \nu$$

Reynolds sayısı düşük (<500) olduğu zaman borularda ve kanallardaki sıvı akışı laminer ve daha büyük değerlerinde de (>2000) türbülanslıdır. Laminer ile türbülanslı akış arasında bir geçiş söz konusu olup, hız artarken akışın türbülanslı olması daha muhtemeldir. Laminer akış moloz akmalarında, hareket eden buzulda ve lav akışlarında söz konusudur. Bunların hepsinde de




**Şekil 4.1 Bir tüpte akışkanların laminer ve türbülanslı akışı.**

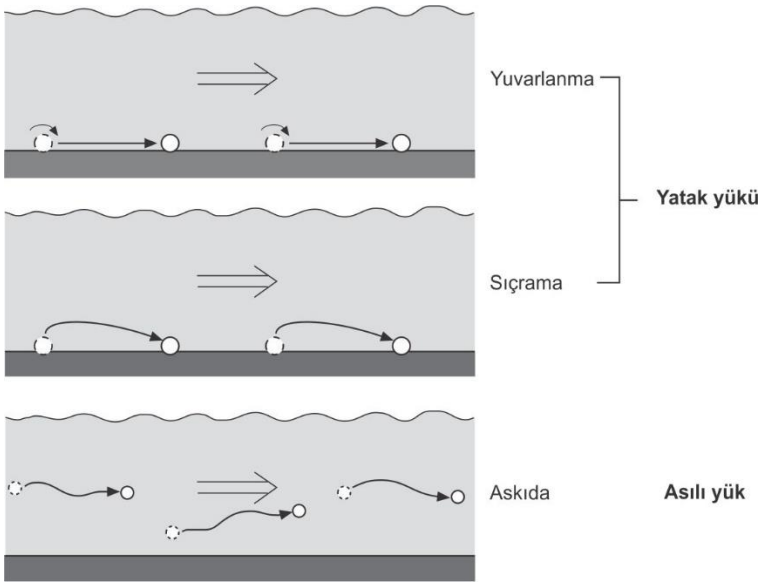
kinematik viskozite yüksektir. Hava gibi kinematik viskozitesi düşük akışkanlar düşük hızlarda türbülanslıdır. Buna göre, havada parçacıkları taşıyabilen tüm doğal akışlar türbülanslıdır. Su akışı sadece çok düşük hızlarda veya çok sığ su derinliklerinde laminer olup, sulu sediment taşınımında ve çökelme süreçlerinde daha çok türbülanslı akışlar yaygındır. Suda ve havada büyük hacimlerde sediment taşıması muhtemel çoğu akışlar türbülanslıdır.

### 4.2.2 Parçacıkların Bir Akışkan İçinde Taşınması

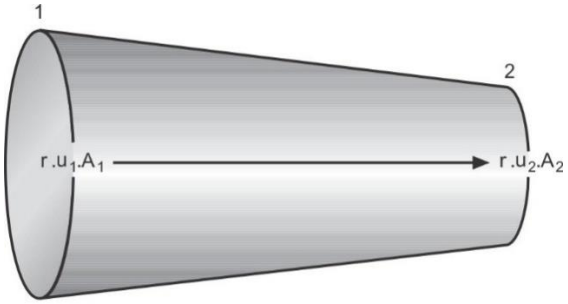
Boyutu ne olursa olsun, bir akışkan içinde parçacıklar üç mekanizmadan biri yoluyla hareket edebilirler (Şekil 4.2). **Yuvarlanma**: Kırıntı taban yüzeyi ile teması kaybetmeden hava veya suyun tabanında yuvarlanarak hareket eder. **Sıçrama**: Parçacıklar belli aralıklarla taban yüzeyi ile teması kesmek suretiyle bir dizi sıçrama şeklinde hareket ederler ve tekrar yatağa dönmeden önce akışkan içinde kısa bir mesafeye taşınırlar. **Süspansiyon**: Akış içindeki türbülans akan sıvı içindeki parçacıkları hemen hemen devamlı surette askıda tutmak için yeterli miktarda yukarı doğru hareket üretir. Yuvarlanma ve sıçrama yoluyla taşınan parçacıklara **taban yükü** denir. Asılı haldeki malzemeye de **asılı yük** denir. Sudaki düşük akıntı hızlarında sadece ince parçacıklar (ince silt ve kil) ile yoğunluğu düşük parçacıklar askıda kalır. Kum boyu parçacıklar ise daha çok yuvarlanma ve kısmen de sıçramayla hareket ederler. Daha yüksek akış hızlarında tüm silt ve bazı kumlar askıda kalabilirken iri kumlar ile ince çakıllar sıçrama ve daha iri olanlar da yuvarlanma yoluyla hareket ederler. Bu süreçler esasen havada ve suda aynı olmakla birlikte, suya kıyasla havanın düşük yoğunluğu ve düşük viskozitesinden dolayı, bu boyutlardaki parçacıkları havada hareket ettirmek için daha yüksek hızlar gereklidir.

### 4.2.3 Parçacıkların Akıntı İçinde Sürüklenmesi

Yuvarlanan taneler akış ile kırıntılar arasındaki **sürtünmeli sürüme**den dolayı hareket ederler. Ancak, tanelerin sıçraması ve dolayısıyla geçici olarak akışın tabanından yukarı doğru hareket etmesi için daha fazla kuvvet gereklidir. Bu kuvvet kuşların ve hava araçlarının uçmasını ve yatların 'rüzgâra yakın' seyrini sağlayan **Bernoulli etkisi** tarafından sağlanır. Bernoulli etkisini açıklamanın en iyi yolu, bir ucu diğer ucuna göre daha dar olan bir tüpteki (hava, su veya herhangi) akışkanın akışını (Şekil 4.3) göz önüne almaktır. Tüpün bir ucundaki enine kesit alanı diğer ucundakinden küçük olmakla birlikte, belli bir zaman aralığında tüpün




**Şekil 4.2 Parçacıklar bir akışkan içinde yuvarlanma, sıçrama (taban yükleri) ve askıda (askı yükü olarak) hareket ederler.**




1'deki akışkanın kütlesi = 2'deki a. k.
$r.u_1.A_1 = r.u_2.A_2$
$u_1.A_1 = u_2.A_2$
A alanı $A_2$'ye küçülmüştür
$u_1$ hızı $u_2$'ye yükselmelidir

**Bernoulli denklemi**
Toplam enerji = $0,5\ r\ u^2 + r\ gh + P$
u artarsa P azalmalıdır
= basınçta düşme

**Şekil 4.3 Kesiti gittikçe daralan bir tüpteki akışkanın akışı basınç düşüşünün gerçekleştiği dar yerde hızda artışa neden olur.**

içindeki akışın sabit kalması için, tüpün bir ucundan giren akışkan miktarı ile diğer ucundan çıkan akışkan miktarı aynı olmalıdır. Belli bir kesitten aynı miktarda akışkanın geçmesi için, akışkanın dar kesitten geçerken hızlanması gerekir. Bir bahçe hortumunun ucunu sıkan herkes bu durumu bilir. Hortumun ucu kısmen kapatıldığı zaman suyun dışarı çıkışı daha hızlı bir jet şeklinde olur.

Bir sonraki adımda ele alınması gereken husus, tüpün uzunluğu boyunca kütlenin ve enerjinin korunumudur. Bununla ilgili değişkenler **Bernoulli denklemi** ile ifade edilebilir:

$$\text{Toplam enerji} = \rho gh + \rho v^2/2 + p$$

Burada ρ: akışkanın yoğunluğu, *v*: hız, *g*: yerçekimi ivmesi, *h*: kot farkı ve *p*: basınçtır. Bu denklemdeki üç terim sırayla potansiyel enerji (ρ*gh*), kinetik enerji ($\rho v^2/2$) ve basınç enerjisidir (*p*). Denklemde sürtünmeden dolayı enerji kaybı ihmal edilmiş olup gerçekte durum aşağıdaki gibidir:

$$\rho gh + \rho v^2/2 + p + E_{kayıp} = \text{sabit}$$

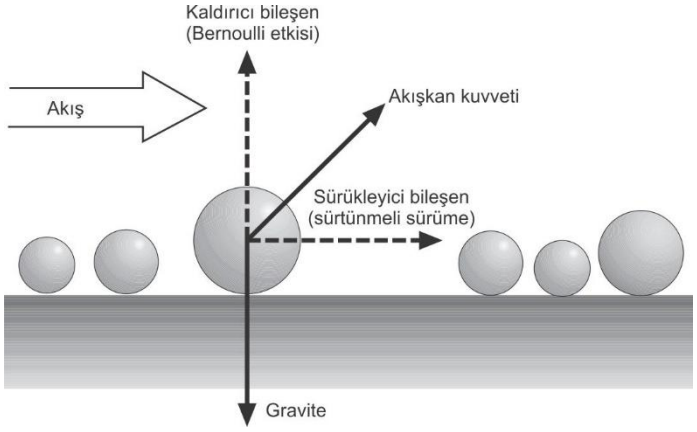
Akışkanın harekete başladığı yer ile hareketin bittiği yer arasındaki seviye farkı aynı olduğundan potansiyel enerji (ρ*gh*) sabittir. Hızın değişimine bağlı olarak kinetik enerji de ($\rho v^2/2$) değişir. Sistemdeki toplam enerjinin korunması gerekirse, son terim olan basınç enerjisinin (*p*) değişmesi gerekir. Basınç enerjisi bir akışkan sıkıştırıldığı zaman depolanan enerji gibi düşünülebilir. Sıkıştırılmış bir akışkanın (mesela bir metal kap içinde sıkıştırılmış gazın) enerjisi sıkıştırılmamış akışkanın enerjisinden daha fazladır. Kesiti gittikçe daralan tüpe geri dönülecek olursa, Bernoulli denklemini dengelemek için, kinetik enerjide ($\rho v^2/2$) tüpün sonundaki daralmadan dolayı meydana gelen artışa karşılık olarak basınç enerjisinin (*p*) azalması gerekir. Bunun anlamı, tüpün daha dar olan ucunda bir basınç azalımının meydana gelmesidir.

Bu ilkelerin bir kanaldaki akışa (Şekil 4.4) uygulanması durumunda, kanalın tabanındaki bir kırıntı üstündeki akışın kesit alanını daraltacaktır. Kırıntının yukarısındaki hız kırıntının mansap ve memba yönündeki hızlardan daha büyük olacak ve Bernoulli denkleminin dengelenmesi için kırıntı üzerindeki basınç azalacaktır. Basınçtaki bu azalım da akışın tabanındaki kırıntı üzerinde geçici bir **kaldırma kuvveti**ne neden olur; bu da kırıntıyı yukarı hareket ettirir. Kırıntı daha sonra, yerçekimi etkisinde kanal tabanına geri düşmeden önce, hareket eden akışkan içinde tek sıçrama hareketi ile geçici olarak sürüklenir.

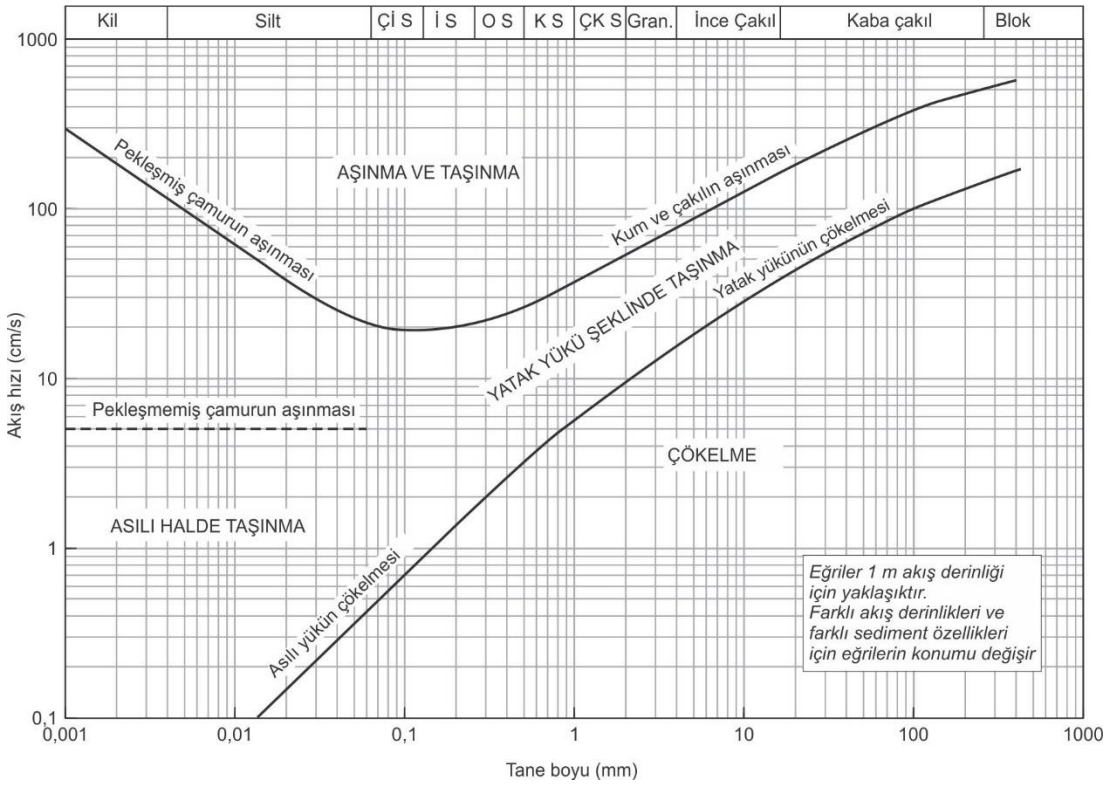
### 4.2.4 Tane Boyu ve Akış Hızı

Bir parçacığı akış içinde sürükleyen akışkanın hızına **kritik hız** denir. Akış içindeki parçacık üzerine etkiyen kuvvetlerin göz önüne alınması durumunda, kritik hız ile parçacık kütlesi arasında basit bir ilişkinin olacağı düşünülür. Bir akış içindeki bir parçacığı hareket ettirmek için gerekli sürüme kuvveti, parçacığı akış içine çekmek için gerekli kaldırma kuvvetinde olduğu gibi, kütle ile birlikte artacaktır. Kum ve çakıl için akış hızı ile sürüme ve kaldırma kuvvetleri arasında basit doğrusal bir ilişki uygulanabilirse de, söz konusu parçacık ince taneler olduğunda işlem biraz karmaşıklaşmaktadır.

**Hjülstrom diyagramı** (Şekil 4.5) su akış hızı ile tane boyu arasındaki ilişkiyi gösterir. Bu diyagram daha sonraları yerini büyük ölçüde Shileds diyagramına (Miller vd., 1977) bırakmış olsa da akıntılardaki sediment hareketinin bazı önemli özelliklerini ortaya koymaya devam etmektedir. Grafiğin altındaki çizgi




**Şekil 4.4 Bernoulli etkisinden kaynaklanan kaldırma kuvveti tanelerin akış tabanından yukarı hareketine neden olur.**




**Şekil 4.5 Hjölstrom diyagramı su akış hızı ile gevşek tanelerin taşınması arasındaki ilişkiyi gösterir. Bir tane çökeldikten sonra o taneyi tekrar hareket ettirmek için gerekli enerji hâlihazırda hareket etmekte olan tane için gerekli olandan fazladır. Kil parçacıklarının kohezif özelliklerinin anlamı, ince taneli sedimentler çökeldikten sonra bunları yerinden tekrar koparmak için nispeten yüksek hızların gerekmesidir (Press ve Siever, 1986'dan).**

akış hızı ile hareket halindeki parçacıklar arasındaki ilişkiyi ifade eder. Buna göre, bir ince çakıl 20-30 cm/s'de, bir orta kum 2-3 cm/s'de ve bir kil parçacığı da hızın tamamen sıfırlanması halinde durulur. Bu nedenle, bir akıştaki parçacıkların tane boyu, sedimentin yalıtılmış parçacıklar halinde çökelmesi durumunda, sedimentin çökelme zamanındaki hız için bir belirteç olabilir. Üstteki eğrisel çizgi bir yüzeyde hareketsiz olan bir parçacığı hareket ettirmek için gerekli akış hızını gösterir. Bu çizgi grafiğin sağ yarısında ilk çizgiye paralel olmakla birlikte herhangi bir boydaki taneyi yerinden hareket ettirmek için gerekli hız o parçacığın hareketine devam etmesi için gerekli hızdan büyüktür. Diyagramın sol tarafında iki çizgi ayarında keskin bir uzaklaşma söz konusudur. Beklenenin aksine, iri silt boyutundan daha küçük parçacıkların hareketi için daha yüksek hız gereklidir. Bu durum sediment içinde ince tane halinde baskın olan kil minerallerinin özelliklerinden ileri gelir. Kil mineralleri kohezif olup (2.4.5) çökeldikten sonra akışa tekrar geçmeye direnecek şekilde birbirine yapışma eğilimindedirler. Kohezif malzeme için iki çizginin varlığına dikkat ediniz. 'Pekleşmemiş' çamur oturmuş olmakla birlikte yapışkan ve plastik bir maddedir. 'Pekleşmiş' çamur ise bünyesinden fazla miktarlarda su atmış ve rijittir.

Hjülstrom diyagramının işaret ettiği üzere, bir akıştaki ince parçacıkların davranışı doğal çökelme ortamlarındaki çökelme açısından önemli bilgiler sağlamaktadır. Davranış böyle olmasaydı suyun durgun olduğu şartların dışında kil her zaman aşınırdı. Ancak, akışın kil partiküllerin çökeleceği kadar uzun süre durduğu herhangi bir yerde çamur birikebilir. Hız yeteri kadar yüksek olmadıkça, çökelmiş kil akışın tekrar başlamasıyla tekrar harekete geçmez. Akışın gelgit ortamları (11.2) gibi kesikli olduğu yerlerde çamur ile kumun ardalanmaları görülür.

### 4.2.5 Tane Boyu Değişimleri: Dereceli Tabakalanma

Bir tabakadaki tane boyu genellikle değişkendir (2.5). Tane boyundaki bu değişim tabandan tavana genel bir küçülme deseni sergiliyorsa **normal derecelenme**; ya da tersi durum olan büyüme eğilimi gösteriyorsa buna da **ters derecelenme** denir (Şekil 4.6). Normal derecelenme daha sık karşılaşılan durum olup, akış kuvvetinin zamanla azalmasının bir sonucu olarak parçacıkların askıdan çökmesiyle meydana gelebilir.

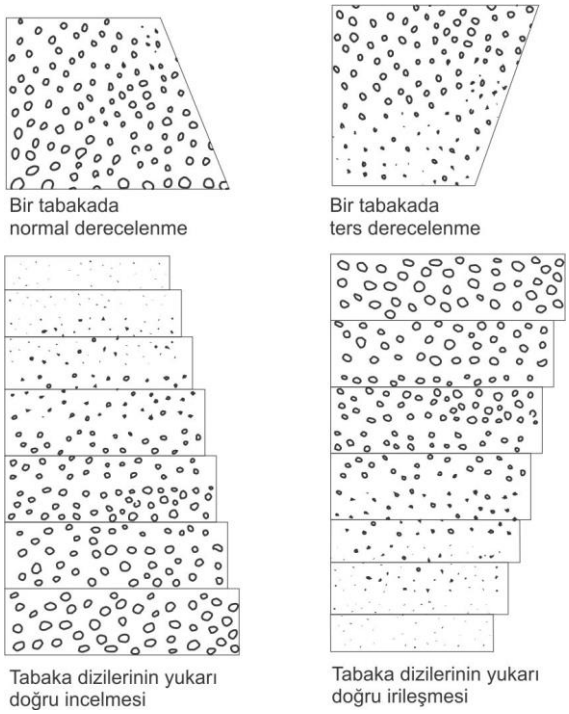
Bir akışkandan parçacıkların çökelme hızı parçacık boyu, parçacık ile akışkanın yoğunlukları arasındaki fark ve akışkan viskozitesi ile belirlenir. **Stokes Yasası** olarak adlandırılan bu ilişki aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$V = gD^2 (\rho_s - \rho_f)/18\mu$$

Burada $V$: nihai oturma hızı, $D$: tane çapı, $(\rho_s - \rho_f)$: parçacık yoğunluğu ($\rho_s$) ile akışkan yoğunluğu ($\rho_f$) arasındaki fark, $\mu$: akışkan viskozitesi ve $g$: yer çekimi ivmesidir. Sedimenter süreçler için bunun ifade ettiği anlamlardan biri, daha büyük çaplı kırıntıların daha yüksek hızlara çıkması ve bundan dolayı parçacıkların derecelenmesinin durgun suda askıdan çökelen sedimentlerden kaynaklanmasıdır. Akışkandan düşen daha iri tanelerin sürüklemesiyle oluşan türbülans ile hız düştüğü için, Stokes yasası sadece küçük parçacıkların (ince kum ve daha aşağısının) çökme hızını doğru olarak tahmin eder. Levhamsı kırıntılar için sürükleme etkisi daha büyük olduğundan ve bu nedenle daha yavaş çöktüklerinden dolayı parçacık şekli de bir etkendir. Kuvars ve eşdeğer kütleli diğer tanelere göre daha yavaş çöktükleri için, mika taneciklerinin tabakaların üst kısımlarında yoğunlaşmasının nedeni budur.

Hızı 20 cm/s'den 1 cm/s'ye düşen bir akıntıdan başlangıçta iri kum çökerken hızın giderek azalmasıyla orta ile ince kum çökelir. Bu azalan hızdan çökelen bir kum tabakasında tane boyu tabakanın tabanında iriden tavanda inceye doğru azalacak şekilde bir normal derecelenme meydana gelir. Bunun tersine, akış hızında zamanla meydana gelen bir artış tabakanın tabanından tavanına doğru tane boyunda artacak şekilde bir ters derecelenme gösterebilirse de, kuvveti zamanla artan akışların ters derecelenmeye neden olduğu durumlara daha az rastlanır. Derecelenme pek çok değişik çökelme ortamlarında gelişebilir. Normal derecelenme çoğu türbiditik akıntı çökelleri için (4.5.2) önemli bir özellik olmakla birlikte kıtasal şelflerdeki fırtınalarda (14.2.1), akarsu ortamlarındaki setüstü taşmalarında (9.3) ve delta üstü çökellerde de (12.3.1) gelişebilir.

Tek bir tabaka içindeki tane boyu dağılım değişimi olan **derecelenme** ile çok sayıda tabaka içinde oluşan tane boyu dağılım değişimi arasındaki farkı belirtmekte yarar vardır. En alt katmanda iri kırıntı boyu ile başlayıp en üst katmanda daha ince malzeme ile biten birkaç katman deseni için **yukarı doğru incelen** tabiri kullanılır. En iri katmanın en üstte olduğu tersi duruma ise **yukarı doğru irileşen** seri denir (Şekil 4.6).




**Şekil 4.6 Bir dizi tabaka içinde bireysel katmanlar içinde normal ve ters derecelenmeyle birlikte yukarı doğru incelme ve yukarı doğru irileşmeye örnek.**

Bireysel katmanların normal derecelenmeli olmasına rağmen seride yukarı doğru irileşen karakterde olabileceği durumlar da vardır.

### 4.2.6 Akışkan Yoğunluğu ve Tane Boyu

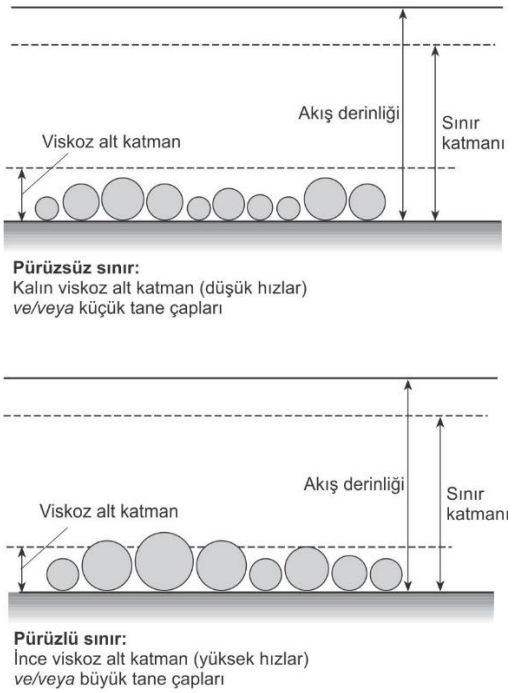
Stokes Yasası'nın önemli bir diğer anlamı da bir tane üzerine etkiyen kuvvetlerin akışkan ortamın viskozitesi ve yoğunluğunun yanında tanenin kütlesinin bir fonksiyonu olmasıdır. Havada düşmekte olan bir tane suda düşmekte olan taneden daha hızlı hareket edecektir. Çünkü tane ve akışkan arasındaki yoğunluk farkı daha büyük ve akışkan viskozitesi daha düşüktür. Dahası, viskozitesi yüksek akışkanlar belli bir akış hızında daha büyük sürüme ve kaldırma kuvveti uygularlar. Su akıntıları bloklar gibi iri kırıntıları akarsularda kaydedilen hızlarda taşıyabilirken, fırtınaların çok yüksek rüzgâr gücünde bile taşıyabildiği en iri kaya ve mineral taneleri olsa olsa milimetre mertebesindedir. Hava ile taşınan parçacık boyutundaki bu kısıtlama suda çökelen malzemeyi rüzgâr ile taşınıp çökeltilen malzemeden ayırmada kullanılabilen ölçütlerden biridir. Buzul ve moloz akması gibi daha yüksek viskoziteli akışkanlar (sediment ile suyun yoğun şerbetleri) metrelerce veya onlarca metre çapındaki blokları taşıyabilirler.

## 4.3 AKINTILAR, SEDİMENT VE TABAKA YÜZEY ŞEKİLLLERİ

Bir **tabaka yüzey şekli** (bedform) bir akış ile bir tabaka üzerinde bulunan kohezyonsuz sediment arasındaki etkileşimin oluşturduğu morfolojik bir özelliktir. Akan bir nehrin ve kumulun kumundaki kırışıklıkların ikisi de tabaka yüzeyi şekline örneklerdir. Bunlardan birincisindeki etmen su akışı iken, diğerinde hava akışıdır. Kırışıklıkların ve kumulların desenleri akış eyleminin ürünleri olup, tabaka yüzey şekli oluşumları sedimentlerde tabakalar içinde korunabilen belirgin yapılar ve katmanları meydana getirirler. Tabaka yüzey şekilleri ile oluşturulan sedimenter yapıların tanınması akıntının kuvveti, akış derinliği ve sedimentin taşınma yönü hakkında bilgiler sağlar.

Tabaka yüzey şekillerinin nasıl oluştuğunu açıklamak için akışkan mekaniğinden biraz daha destek almak gerekir (bu konuda daha ayrıntılı bilgi Leeder, 1999'da bulunabilir). Bir yüzey boyunca akan akışkan üç kısma ayrılabilir: a) Akışın sınır etkilerinden etkilenmeyen kısmı olan **serbest akıntı**, b) içindeki hızın tabaka ile sürtünmeden dolayı düşmeye başladığı **sınır katmanı** ve c) tipik olarak 1 mm'den az kalınlığa sahip, azaltılmış türbülans bölgesi olan **viskoz alt katman** (Şekil 4.7). Viskoz alt katmanın kalınlığı artan akış hızı ile azalmakla birlikte akış derinliğinden bağımsızdır. Viskoz alt katmanın kalınlığı ile akış düzlemi üzerindeki tanelerin boyutu arasındaki ilişki akışın önemli bir özelliğini ortaya koyar. Tüm parçacıkların viskoz alt katmana hapsedilmesi halinde yüzeyin **hidrolik olarak pürüzsüz** olduğu, bu katmana çıkıntı yapan parçacıkların bulunması halinde ise akış yüzeyinin **hidrolik olarak pürüzlü** olduğu ifade edilir. İlerleyen alt bölümlerde görüleceği üzere, viskoz alt katman içindeki süreçler ve pürüzlü ile pürüzsüz yüzeylerin etkileri farklı tabaka yüzey şekli oluşumları için çok önemlidir.

İzleyen alt bölümlerde başlıca akarsularda ve denizlerde akan suda oluşan tabaka yüzey şekilleri verilmiş olmakla birlikte akış dinamiği ilkelerinin pek




**Şekil 4.7 Bir akış içindeki katmanlar ve akış yüzeyi pürüzlülüğü: Viskoz alt katman, akış içindeki sınır katmanı ve akış derinliği.**

çoğu eoliyen (rüzgârla savrulmuş) çökellere de uygulanır. Bu çökeller Bölüm 8'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

### 4.3.1 Akıntı Kırışıklıkları

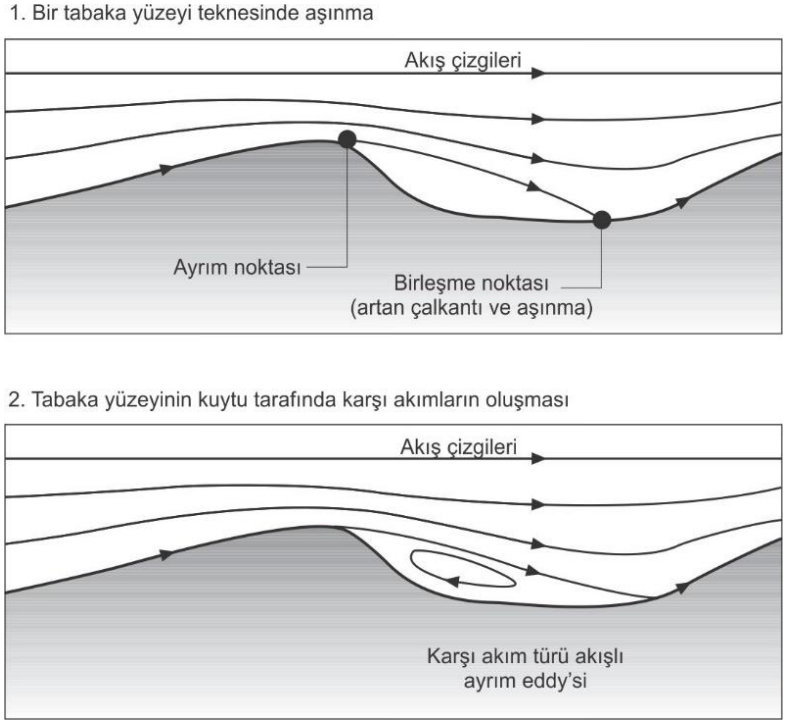
Viskoz alt katman içindeki akış, taneleri yuvarlanma ve sıçrama ile hareket ettiren ve yerel tane kümeleri oluşturan, **türbülanslı süpürmeler** olarak bilinen düzensizliklere sebep olur. Bu kümeler sadece birkaç tane yüksekliğinde olmakla birlikte bunlar bir kere oluştuktan sonra tabaka yüzeyine yakın akışı etkileyen basamaklar veya kusurlar oluştururlar. Akış, akışkanın içinde akış yönünü işaret eden hayali **akış çizgileri** cinsinden görselleştirilebilir (Şekil 4.8). Akış çizgileri düz tabaka yüzeyi veya silindirik borunun çeperlerine paralel uzanmakla birlikte, tabaka yüzeyindeki bir basamak gibi tanelerin birikmesinden oluşan bir düzensizliğin bulunduğu yerlerde akış çizgileri yakınsar ve taşınma hızı artar. Basamağın tepesinde bir akış çizgisi tabaka yüzeyinden ayrılır ve **akış ayrım noktası** ile membada **akış birleşme noktası** arasında bir **katman ayrımı sınır** bölgesi oluşur (Şekil 4.8). Akış çizgisinin altındaki kısma **ayrım kabarcığı** veya **ayrım zonu** denir. Basamak üzerinde akışın genişlemesi sonucunda basınç artar (Bernoulli etkisi, 4.2.3) ve sediment taşınma hızı azalır; basamağın kuytu tarafında çökelim gerçekleşir.

**Akıntı kırışıklıkları** (Şekil 4.9 ve 4.10) bir kum tabakası üzerinde sınır katman ayrımının etkileriyle oluşan küçük tabaka yüzey şekilleridir (Baas, 1999). Küçük tane kümeleri büyüyerek bir kırışıklığın **sırt**ını oluştururlar ve ayrım bu noktanın yakınında gelişir. Kum taneleri kırışıklığın akış yukarı **akım tarafı**nda sırta kadar yuvarlanır veya sıçrar. Sırtta biriken taneler duraylılığını kaybederken kırışıklığın akış aşağı **kuytu tarafı**nda eğim aşağı tane çığı oluşur. Kuytu yamacında çığ oluşturan taneler kum için maksimum kritik yamaç açısı olan yaklaşık 30º civarında sükûnete gelme eğilimindedirler. Akış birleşme noktasında yatakta artan bir basınç söz konusu olup, bu da aşınma ile sonuçlanarak kırışıklığın **teknesi** olan bir oyukluk meydana getirir.

### Akıntı Kırışıklıkları ve Çapraz Laminalanma

Sırta kum eklendikçe ve kuytu tarafında biriktikçe bir kırışıklık akış aşağı doğru göç eder. Bu da sırtı ve dolayısıyla ayrım noktasını membaa doğru hareket ettirir; sonuçta birleşme noktası ile tekne de akış aşağı doğru kayar. Kumun kaynağı çukurluktaki ve akım tarafının tabanındaki oyulmadır. Bu işlem sonucunda akım tarafının tatlı yamacı bir sonraki kırışıklığa taşınır ve böylece tüm kırışıklık tekneleri ve sırtları akış aşağı yönde ilerlemiş olur. Bu göç sırasında kuytu tarafında çığ oluşturan kum yamaç eğimine paralel bir dizi katman oluşturur. Kumun bu ince, eğimli katmanlarına **çapraz laminalar** denir; bunlar da çapraz tabakalanma olarak bilinen **çapraz laminalanma**yı meydana getirirler (Şekil 4.9).

Akıntı kırışıklıklarına tepeden bakıldığı zaman değişik şekillerde oldukları görülür (Şekil 4.11). Nispeten devamlı düz sırtlardan sinüslü kıvrımlara kadar değişim gösterebilirler (**düz kırışıklıklar** veya **sinüslü kırışıklıklar**) ya da **dilsi kırışıklıklar** olarak adlandırılan bağlantısız, kavisli bir desen oluştururlar. İki şekil arasındaki ilişkinin, düz kırışıklıklar zaman içinde ve artan hızlarda dilsi kırışıklıklara evrilecek




**Şekil 4.8 Bir tabaka yüzeyi üzerinde akış. Akım içindeki hayali akış çizgileri tabaka yüzeyinin kıyıcığı ile akış çizgilerinin tabaka yüzeyinde karşılaştığı, artan aşınma ve türbülansın söz konusu olduğu birleşme noktası arasındaki ayrımı göstermektedir.**

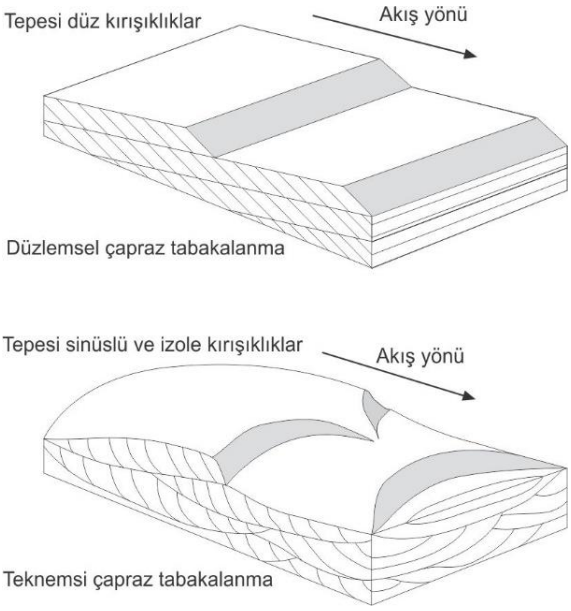
şekilde, akışın süresi ve hızı ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Baas, 1994). Düz ve dilsi kırışıklık sırtları üç boyutta farklı çapraz laminalanma desenleri oluştururlar. Mükemmel düz bir kırışıklık hepsi aynı yönde eğimli ve aynı düzlem içinde uzanan çapraz laminalar üretir. Buna **düzlemsel çapraz laminalanma** denir. Sinüslü ve dilsi kırışıklıkların kuytu yamaçları eğrisel olup, akış ile ve akış yukarı yönü ile açı yapan laminalar oluştururlar. Dilsi kırışıklıklar göç ederken çoğunlukla komşu iki kırışıklık arasındaki tekne şekilli alçak alanlarda eğrisel çapraz laminalar oluşturarak **teknemsi çapraz laminalanma** deseni ortaya çıkarırlar (Şekil 4.9).

### Çapraz Laminalanmanın Oluşması ve Korunması

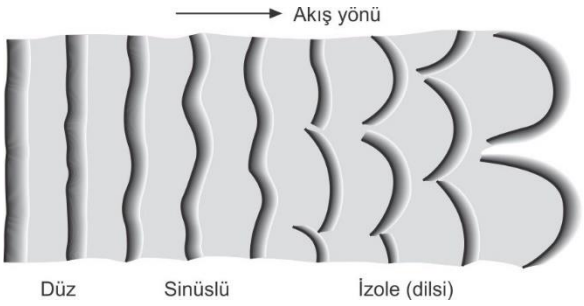
Akıntı kırışıklıkları kumun kırışıklığın akıntı (memba) tarafından alınıp kuytu (mansap) tarafında çökeltilmesiyle göç ederler. Kum miktarının sabit olması halinde kırışıklıklar teknelerden aşınan kumun sırtlara eklenene eşit olduğu bir şekilde yüzey üzerinde basit kırışıklık olarak göç eder. Bu **yetersiz malzemeli** kırışık (starved ripple) formları çamur ile örtüldükleri zaman korunurlar. Akıntının taşınandan daha fazla kum getirmesi halinde kuytu yamacında çökelen kum miktarı akış yukarı tarafındaki yüzeyde birikenden fazla olacaktır. Kırışıklığa belli bir miktar kum eklemesi yapılır ve kırışıklık göç ederken büyür. Ancak, daha da



**Şekil 4.9 İnce kumtaşında akıntı kırışıklığı çapraz laminalanması. Kırışıklıklar sağdan sola göç etmiştir. Madeni paranın çapı 20 mm'dir.**



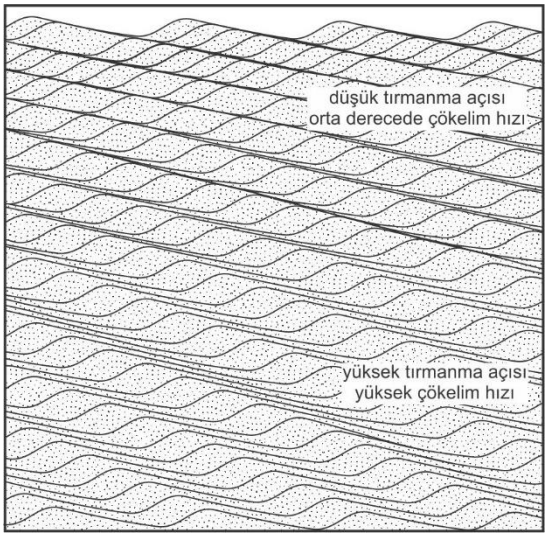

**Şekil 4.10 Göç eden düz sırtlı kırışıklıklar düzlemsel çapraz laminalanma oluştururlar. Sinüslü veya izole (dilsi veya hilal şekilli) kırışıklıklar teknemsi çapraz laminalanması oluştururlar (Tucker, 1991'den).**




**Şekil 4.11 Plan görünümünde kırışıklıklar düz, sinüslü veya izole sırtlar şeklinde görülebilirler.**

önemlisi, teknedeki oyulma derinliği azalır ve daha önce göç eden kırışıklık ile oluşan çapraz laminalar korunur. Bu şekilde çapraz laminalı bir kum katmanı oluşur.

Kum eklenme miktarı yüksek olduğu zaman akış yukarı tarafından kum eksilmesi olmaz ve her bir kırışık öndeki kırışığın akış yukarı tarafında yukarı doğru göç eder. Bunlara **tırmanan kırışıklıklar** denir (Allen, 1972) (Şekil 4.12). Akıntıdan sağlanan sediment




**Şekil 4.12 Tırmanan kırışıklıklar. Şeklin alt tarafında kırışıklığın akıntı tarafının çoğu korunmuş ve daha yüksek eğimli bir 'tırmanma açısı' meydana getirmiştir.**

ilavesinin kırışıklığın ileri hareketini aşması halinde hem akış yukarı tarafında hem de kuytu tarafında çökelme gerçekleşir. Bu nedenle, oluşumları için akıntıya kırışıklığın akış aşağı göç hızına eşit veya daha fazla miktarda kum eklenmesi gerektiğinden, tırmanan kırışıklıklar hızlı sedimentasyonun önemli belirteçleridirler.

**Akıntı Kırışıklığı Oluşumundaki Kısıtlamalar**

Akıntı kırışıklıklarının oluşumu için hidrodinamik açıdan düz (açıklaması yukarıda verilmişti) bir taban üzerinde orta derecede akış hızları gereklidir. Daha iri taneler tarafından oluşturulan taban pürüzlülüğü türbülanslı karışıma neden olduğundan ve bu da kırışıklık oluşumu için küçük ölçekli akış ayrımını engellediğinden, bunlar sadece baskın tane boyunun 0,6 mm'den (kaba kum derecesinden) küçük olduğu kumlarda gelişirler. Kırışıklık oluşumu viskoz alt katman içindeki süreçler tarafından kontrol edildiğinden, bunların oluşumu su derinliğinden bağımsızdır; akıntı kırışıklıkları derinliği birkaç cm'den kilometrelere kadar değişen tüm derinliklerde gelişebilir. Bu durum su derinliğine bağlı diğer birçok su altı tabaka yüzey şekli (su altı kumulları, dalga kırışıklıkları) ile tezat oluşturur.

Akıntı kırışıklıklarının yüksekliği 40 mm'ye ve dalga boyları da (sırttan sırta veya tekneden tekneye mesafe olarak) 500 mm'ye kadar çıkabilir (Leeder, 1999). Dalga boyunun yüksekliğe oranı tipik olarak 10 ile 40 arasındadır. Kırışıklığın dalga boyu ile tane boyu arasında yaklaşık 1000/1 civarında bir ilişki olduğuna dair bazı kanıtlar bulunmuştur (Leeder, 1999). Akıntı kırışıklıkları boyutlarında bir üst sınır olduğu unutulmamalıdır. Ayrıca, kırışıklıkların da büyüyerek daha büyük tabaka yüzey şekilleri oluşturmadığının altı çizilmelidir.

### 4.3.2 Kumullar

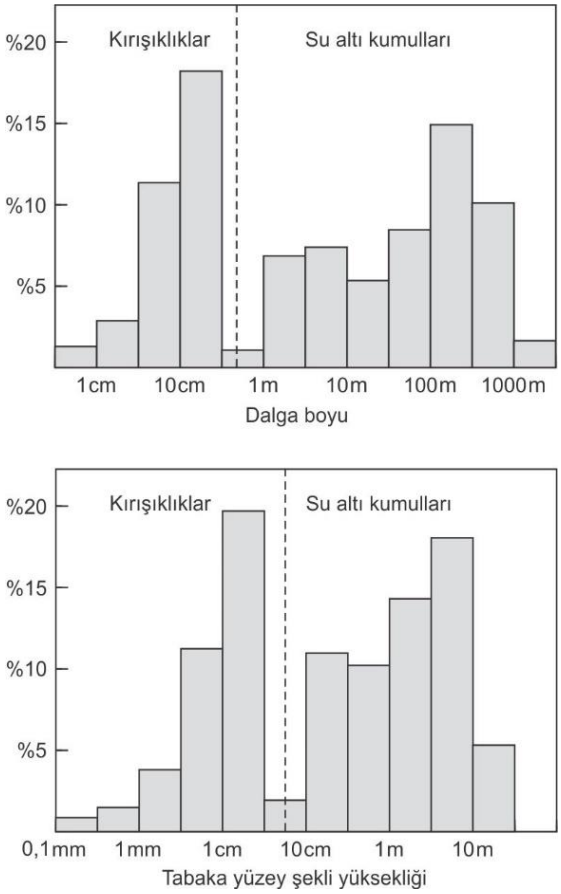
Akarsular, haliçler, plajlar ve denizel ortamlardaki kum tabakaları da kırışıklıklardan belirgin şekilde daha büyük tabaka yüzey şekilleri içerirler. Bu büyük tabaka yüzeyi şekillerine **kumul** denir (Şekil 4.13). Bunlar için bazen mega-kırışıklık terimi de kullanılmakla birlikte bu terim kırışıklık ile kumul tabaka yüzey şekilleri arasındaki temel hidrodinamik farklılıkları vurgulamada yetersizdir. Bu daha büyük tabaka yüzey şekillerinin basit olarak büyük boyutlu kırışık olmadığının kanıtı, tüm tabaka yüzey şekillerinin yükseklik ve dalga boylarının ölçülmesinden gelmektedir (Şekil 4.14). Veriler bir sürekliliğin parçası olmayan farklı süreçlerden oluştuğunu gösteren örtüşmeyen kümelere düşmektedir. Kumulların oluşumu tüm akış içindeki büyük ölçekli türbülans ile ilişkili olabilir. Yine burada da kumul sırtında oluşan akış ayrımı önemlidir. Oyulma da teknedeki yeniden birleşme noktasında gerçekleşir. Türbülans girdabının boyutu su derinliği tarafından kontrol edilir ve bu da kumulların yüksekliğini ve dalga boyunu denetler. Verilerde önemli bir saçılım söz konusu olmakla birlikte kumullar genellikle birkaç metre derinliğindeki sularda birkaç dm yüksekliğindedir fakat tipik olarak da onlarca metre derinliklerdeki sularda metrelerce yüksekliktedirler (Allen, 1982; Leeder, 1999).

**Kumullar ve Çapraz Tabakalanma**

Su altı kumullarının morfolojisi kırışıklıklarınkine benzer. Sırta doğru yükselen bir akış yukarı tarafı ile tekneye doğru kum çığlarının söz konusu olduğu bir akış aşağı (kuytu) tarafı vardır. Su altı kumullarının göçü sonucunda kuytu yamacında çığlaşma ile oluşan ve **çapraz tabakalar** olarak adlandırılan eğimli katmanların bir araya geldiği bir seri oluşur. Akım ayrımı kuytu yamacın önünde ters akışlı bir **silindir girdabı**nın oluşabileceği bir zon oluşturur (Şekil 4.17). Düşük hızlarda bu silindir girdaplar zayıfça gelişir ve kuytu yamacındaki kumu tekrar işlemezler. Oluşan çapraz tabakalar en basitinden kumun yığılma açısında eğimlenirler ve çukurluğa doğru büyüdükçe de temel ile temasları açılı olur (Şekil 4.17). Bu hızlarda gelişen yatak şekillerinin sırtları genellikle düşük sinüslü olup, yapının üç boyutlu şekli düzlemsel çapraz laminalanmaya benzer. Buna **düzlemsel çapraz tabakalanma** denir. Çukurlukta oyulma söz konusu olmadığından, çapraz tabakaların tabanındaki yüzey düz ve yataya yakındır. Yatay yüzeylerle sınırlanmış çapraz tabakalar için bazen **tablamsı çapraz tabakalanma** (Şekil 4.18) terimi kullanılır. Çapraz tabakalar çığ yamacının tabanında keskin açılar oluşturabilir veya



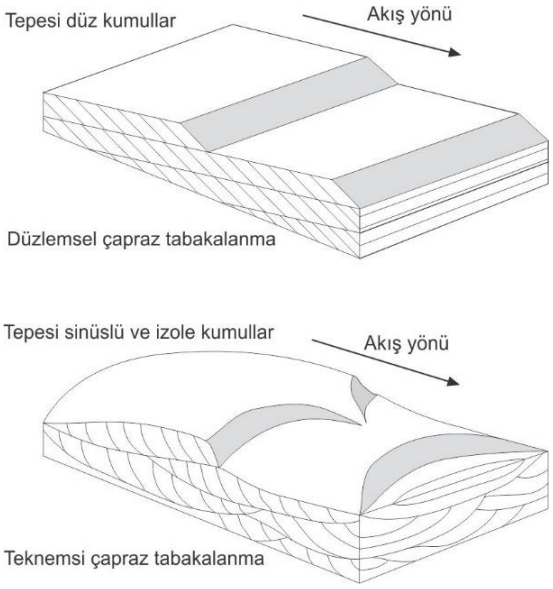
**Şekil 4.13 Bir haliçte kumul tabaka yüzey şekilleri. En güncel akış soldan sağa doğru olup, kumulların memba yüzü akıntı kırışıklıkları ile kaplanmıştır.**




**Şekil 4.14 Su altı kırışıklıklarına ve su altı kumul tabaka yüzey şekillerine ait dalga boyu ve yüksekliklerin kırışıklık ile kumul ölçeğindeki tabaka yüzey şekilleri arasında üzerleme yokluğunu gösteren grafikler (Collinson vd., 2006'dan).**

yataya teğetsel (asimtotik) olabilir (Şekil 4.17). Yüksek hızlarda silindir girdap iyi gelişerek kayma yüzeyi tabanında, kuytu (akış aşağı) yamacın topuk yukarısına kısa bir mesafe göç eden kırışıklıklar oluşturabilecek kuvvette karşı akıntı meydana getirir (**ters akış kırışıklıkları**) (Şekil 4.17).

Daha kuvvetli akışın bir diğer etkisi de yeniden birleşme noktasındaki belirgin oyulma çukurudur. Çığlı kuytu yamacı bu çukura doğru ilerler ve çapraz tabakaların tabanları dalgalanmalı bir aşınma yüzeyi özelliği kazanır. Bu koşullar altında oluşan bir su altı

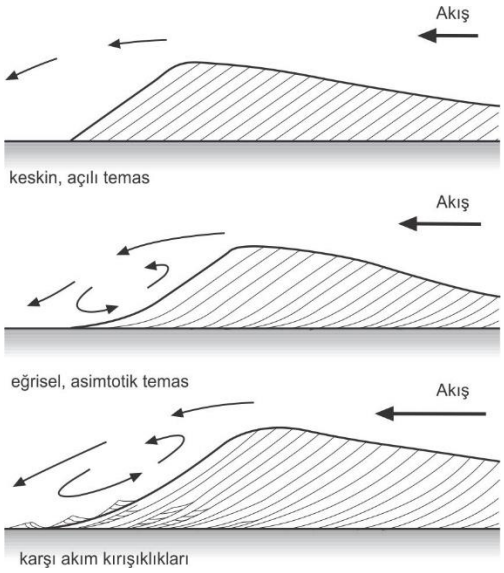



**Şekil 4.15 Göç eden düz sırtlı kumul tabaka yüzey şekilleri düzlemsel çapraz tabakalanma oluştururlar. Sinüslü veya yalıtılmış (dilsi veya hilal) kumul tabaka şekilleri teknemsi çapraz tabakalanma oluştururlar (Tucker, 1991'den).**

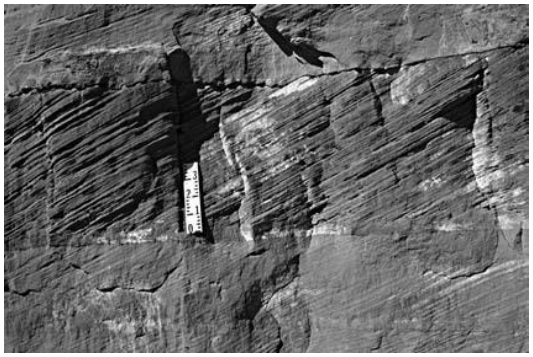


**Şekil 4.16 Örgülü bir akarsuda su altı kumul yatak şekilleri.**

kumulunun sırtı hayli sinüsoidal şekillidir veya bir dizi dilsi kumul şekline bölünmüştür. Göç eden sinüslü su altı kumullarının oluşturduğu **teknemsi çapraz tabakalanma** (Şekil 4.15) tipik olarak teğetsel (asimtotik) taban dokanakları ve dalgalanmalı bir alt sınır gösterir.




**Şekil 4.17 Çapraz tabakaların deseni değişik akış koşullarından kaynaklanan tabaka yüzey şekillerinin geometrisiyle belirlenir.**



**Şekil 4.18 Tabanları çapraz tabakalara teğet düzlemsel tablamsı çapraz tabakalanma (ölçek cetvelin uzunluğu 100 mm; bölümlemeler inç cinsinden).**

**Kumul Oluşumundaki Kısıtlamalar**

Kumullarda dalga boyları yaklaşık 600 mm ile yüzlerce metre arasında; yükseklikleri de birkaç cm ile onlarca metre arasında değişebilir. Bunların en küçükleri kırışıklıkların en büyüğünden daha büyüktür. Kumullarda tane boyu ince çakıldan ince kuma kadar değişmekle birlikte daha ince çökeller içinde daha az sıklıkla oluşurlar ve çok ince kumlar ile siltlerde oluşmazlar. Tane boyu sınırlamasının akışta daha ince tanelerin baskın olması halinde artan askı yükü ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Askı yükü akıştaki türbülansı bastırır ve akış ayrımı gelişmez (Leeder, 1999). Kumulların oluşumu için ayrıca akışın yapıyı oluşturacak kadar uzun süre devam etmesi gerekir ve çapraz tabakalanma oluşumu için kumul göç etmelidir. Bu nedenle, kısa ömürlü akış olayları kumul ölçeğinde çapraz tabakalanma üretemezler. Kumullar en çok nispeten kuvvetli ve devamlı akıntıların olduğu akarsu kanallarında, deltalarda, haliçlerde ve sığ denizel ortamlarda bulunurlar.

### 4.3.3 Sedde Oluşumları

Seddeler kumulların ölçeğinden daha büyük kanallarda oluşan tabaka yüzey şekilleridir. Genişlik ve yükseklikleri oluştukları kanalın boyutları ile aynı düzeydedir (Bridge, 2003). Seddeler kumlu sedimentlerden, çakıllı malzemeden veya kaba tanelerin karışımından oluşabilirler. Kumlu bir kanalda sedde şekillerinin yüzeyleri sedde yüzeyinde göç eden ve çapraz tabakalı kum birimleri oluşumu ile sonuçlanan su altı kumulu yatak şekilleri ile örtülüdür. Bu nedenle, bir sedde çökeli tipik olarak mercek şekilli çapraz tabakalı bir kumtaşıdır. Bir seddenin akış aşağı kenarı daha yüksek eğimli olabilir ve hem kumtaşlarında hem çakıltaşlarında çapraz tabakalanma ile sonuçlanacak şekilde kendi kayma yüzeyini geliştirir. Kanallardaki seddeler kanal içindeki konumlarına (kıyılarda kenar ve dönüşümlü seddeleri, ortada kanal ortası seddeleri ve büklümlerde dirsek seddeleri: Collinson, 2006) ve şekillerine göre sınıflandırılırlar (9.2).

### 4.3.4 Düzlemsel Tabakalanma ve Düzlemsel Laminalanma

Sedimentlerde bir akıntıdan çökelen kumlardaki yatay tabakalanma sedimentlerdeki **düzlemsel tabakalanma** olarak bilinir ve sedimenter kayalarda **düzlemsel laminalanma** olarak adlandırılan sedimenter yapılar oluştururlar. Yukarıda değinildiği gibi, akıntı kırışıklıkları sadece taneler viskoz alt katmanın kalınlığından küçük olduğu zaman gelişirler. Tabanın pürüzlü olması halinde kırışıklık oluşumu için gerekli küçük boyutlu akış ayrımı meydana gelmez ve taneler sadece yüzey boyunca yuvarlanır veya sıçrarlar.

Kaba kumlarda nispeten düşük akış hızlarında (hareket için gerekli eşiğe yakın - 4.2.4) düzlemsel tabakalar gelişmekle birlikte, akış hızı artarken kumul tabaka yüzey şekilleri oluşmaya başlar. Bu koşullarda gelişen yatay düzlemsel laminalanma oldukça zayıf şekilde gelişme eğilimindedir.

Düzlemsel tabakalanma çok inceden kaba taneliye değişen kumlardaki daha yüksek akış hızlarında da gözlenir. Kırışıklıklar ve kumul tabaka şekilleri akım ayrımı oluşumunun daha yüksek hızlarda bastırıldığından dolayı artan akış hızı ile birlikte tahrip edilirler. **Düzlemsel tabakalar** tipik olarak 5-20 adet kalınlıkta laminalarla iyi gelişmiş düzlemsel laminalanma üretirler (Bridge, 1978) (Şekil 4.19). Ayrıca tabaka yüzeyinde birkaç tane yüksekliğinde ve akış yönüne paralel yönlenmiş oluklar ile ayrılmış uzun sırtlar belirgin olabilir. Bu özellik için çoğu zaman **birincil akıntı lineasyonu** (kısaca **bal/pcl**) terimi kullanılır. Viskoz alt katman (Şekil 4.7) içinde akış yönüne paralel, birkaç tane yüksekliğinde sırtlar oluşturacak şekilde taneleri kenara iten süpürmelerle oluşurlar. Tabaka yüzeyi pürüzlü olduğu zaman süpürme ürünleri bastırılır ve bundan dolayı birincil akıntı lineasyonu kaba kumlarda daha az gelişir. Birincil akıntı lineasyonu düzlemsel tabakaların yüzeylerinde ana tanelerin çok hafif sırtlar oluşturan ve çoğu zaman pek belirgin olmayan paralel çizgileri olarak görülürler.

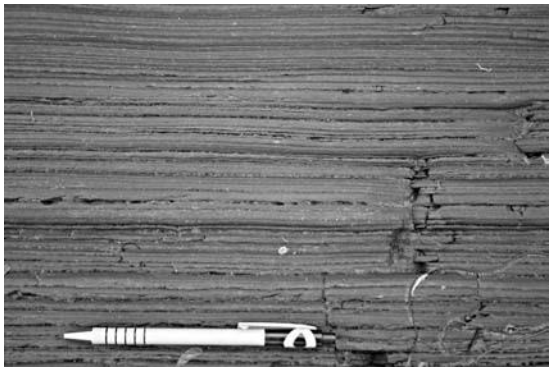
### 4.3.5 Süper Kritik Akış

Akış **kritik altı** ve **süper kritik** olmak üzere iki şekilde düşünülebilir. Bunların ilkinde su yüzeyi düzdür. İkincisinde ise, dalga tepeleri ve çukurluklarından oluşan, düz olmayan bir su yüzeyi söz konusudur. Bu akış durumlarını ilişkilendiren **Froude sayısı** (Fr) akış hızı ($v$) ve akış derinliğinin ($h$) bir fonksiyonu olup, eşitlikteki $g$ yerçekimi ivmesidir:

$$\mathrm{Fr} = v / (gh)^{0,5}$$

Fr sayısı akış hızının akıştaki dalga hızına oranı olarak düşünülebilir (Leeder, 1999). Fr sayısı 1'den küçük olduğu zaman akış kritik altıdır ve dalga akıştan hızlı hareket ettiğinden dolayı dalga akış yukarı doğru yayılabilir. Sayının 1'den büyük olması halinde ise akıntı dalganın memba yönüne yayılmasına izin vermeyecek derecede hızlıdır ve süper kritiktir. Doğal akışlarda ince, süper kritik akıştan daha kalın kritik altı akışa geçişte akışın yüzey yüksekliğinde **hidrolik sıçrama** olarak adlandırılan ani bir değişim görülür.

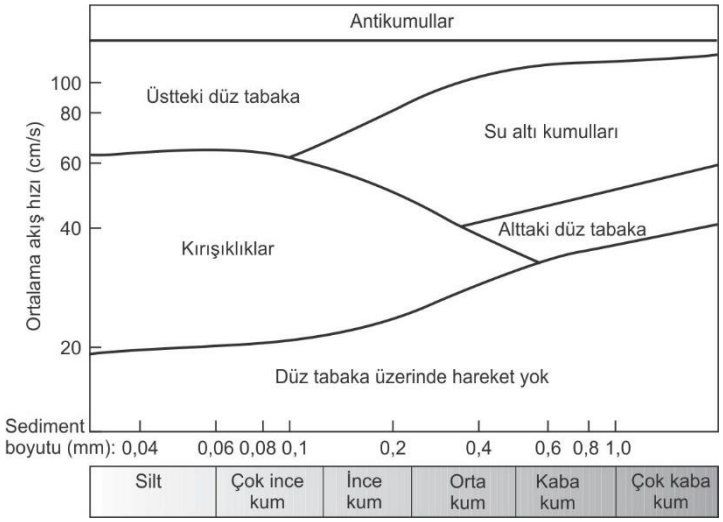
Froude sayısının 1'e yakın olduğu durumlarda su yüzeyinde memba yönünde dikleşme ve kırılmadan önce geçici olarak değişmeyen dalgalar oluşabilir. Tabaka yüzeyi üzerindeki kum değişmeyen dalgaya paralel bir tabaka yüzeyi oluşturur ve akış eğimi arttıkça tabaka şeklinin akış yukarı tarafında sediment birikir. Bu tabaka şekillerine antidün denir ve bunlar korunabildiği zaman da akış yukarı eğimli **antidün çapraz tabakalanması** gelişir. Ancak, dalga kırılırken antidün tabaka yüzey şekli sıklıkla yeniden işlendiğinden ve devamında akış hızı azalırken sediment kritik altı akış ile daha üst aşama düzlem tabakalarına doğru yeniden işlendiğinden, bu tür korumalar ender görülür. Antidün çapraz tabakalaşmasına ait iyi incelenmiş oluşumlar çok yüksek sedimentasyon hızlarının yüksek hızlı akışa eşlik ettiği piroklastik dalgası (surge) çökellerinde (17.2.3) görülmüştür (Schminke vd., 1973).



**Şekil 4.19 Kumtaşı tabakalarında yatay laminalanma.**

### 4.3.6 Tabaka Yüzey Şekli Duraylılık Diyagramı

Sedimentin tane boyuyla akış hızı arasındaki ilişki şekil 4.20'de özetlenmiştir. Tabaka yüzey şeklinin belli bir tane boyunda ve hızda oluşacağını işaret eden bu **tabaka yüzey şekli duraylılık diyagramı** deneysel verilere göre hazırlanmıştır (Southard, 1991'den değiştirilmiş ve Allen, 1997). Kırışıklık alanının üst sınırının keskin olmakla birlikte, alanlar arasındaki diğer sınırların geçişli olduğuna ve iki tabaka yüzeyi şeklinden herhangi birinin duraylı olabildiği yerde bir örtüşme olduğuna dikkat edilmelidir. Ayrıca, her iki eksenin ölçeklerinin logaritmik olduğu unutulmamalıdır. Buna göre, **alt akış rejimi** ve **üst akış rejimi** olmak üzere




**Şekil 4.20 Duraylı bir tabaka şekli türünün hem sedimentin tane boyu hem de akışın hızı ile nasıl değiştiğini gösteren tabaka şekli duraylılık diyagramı.**

iki genel akış rejimi tanımlanır. Alt akış rejiminde kırışıklıklar, kumullar ve alt düzlem tabakaları duraylıdır. Üst akış rejiminde düzlem tabakalar ve antidünler oluşur. Alt rejimdeki akış daima kritik altı olup, süper kritik akışa geçiş antidün sahası içinde gerçekleşir.

Şekil 4.20'de tabaka şekli duraylılık diyagramındaki alanlar belli bir su derinliği (25-40 cm) ve belli bir sıcaklıktaki (10ºC) duru su için geçerli olup, akış derinliğinde bir değişim veya sıcaklık, tuzluluk veya askı yüke yapılan ilaveden dolayı yoğunlukta bir değişim olması durumunda sınırlar değişecektir. Tabaka şekli duraylılık diyagramları kumu çökelten akışın hızı hakkında bir kestirimde bulunmak ya da hızdaki değişimleri belirlemek üzere kumtaşı tabakalarındaki sedimenter yapılar ile birlikte kullanılabilir. Mesela, tabanda düzlem tabakalı, ortada çapraz tabakalı ve tepede kırışıklık çapraz laminalı bir orta taneli kuma ait tabaka şekli tabakanın çökelimi sırasında akış hızındaki bir azalım şeklinde yorumlanabilir.

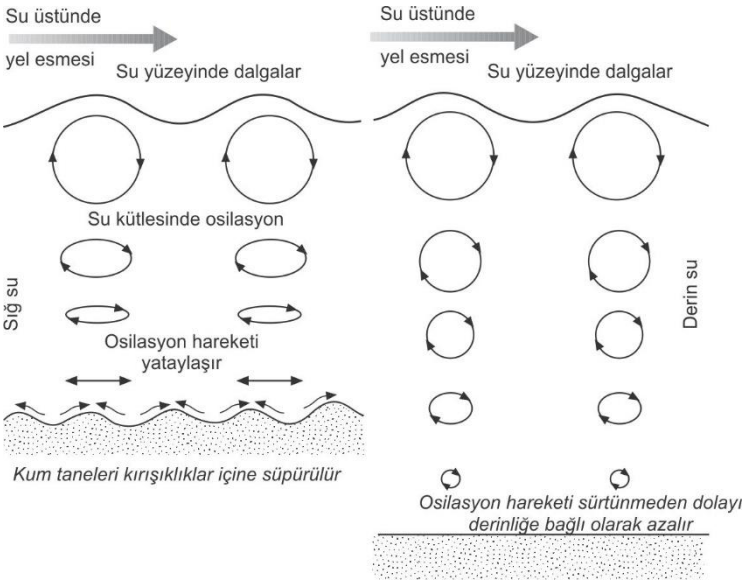
## 4.4 DALGALAR

Bir **dalga** taneler arasında enerji aktarımıyla ilişkili gaz, sıvı veya katıda hareket halindeki karışıklıktır. Dalgaların en basit halinde herhangi bir kütle taşınması söz konusu değildir. Bir dalga şekli suyun yüzeyinde net herhangi bir yatay su hareketi olmaksızın bir **salınımlı hareket**ten ibarettir. Dalga şekli su yüzeyinde bir küçük çakıl durgun suya bırakıldığında görülen tarzda hareket eder. Bir dalga çok sığ sulara girdiği zaman dalganın genliği büyür ve sonra dalga kırılarak göl ve denizlerin plajlarında görülen dalga yatay hareketi oluşur.

Bir göl veya deniz gibi su kütlesinde tek bir dalga deprem, heyelan veya benzer olayların enerji girişiyle oluşabilir. Liman dalgaları (tsunami) tek bir olay sonucunda gelişen dalgalar olup, daha sonra alt bölüm 11.3.2'de ele alınmışlardır. Boyu bir gölcükten okyanusa değişen su kütlesi üzerinde etkili olan rüzgârlar devamlı dalga katarları oluştururlar. Dalgaların yüksekliği ve enerjisi rüzgârın ve **kabarma**nın (feç; İng. fetch) kuvveti ve dalga oluşturan rüzgârın savurduğu yüzeydeki su genişlemesi tarafından belirlenir. Açık okyanuslarda oluşan dalgalar oluştukları yerin çok uzaklarına kadar seyahat edebilirler.

### 4.4.1 Dalga Kırışıklıklarının Oluşumu

Dalgaların oluşturduğu bir su gövdesinin üst yüzeyinin salınımlı hareketi en üst katmandaki su moleküllerine dairesel bir hareket kazandırır (Şekil 4.21). Yüzey dalgalarının etkidiği derinliğe **dalga tabanı** (11.3) denir. Sığ sularda su gövdesinin tabanı dalgalarla etkileşir. Sürtünme yüzeydeki dairesel hareketi eliptik bir harekete dönüştürür. Bu da düzleşerek tabanda yatay bir salınmaya neden olur. Bu yatay salınım sediment içinde kırışıklıklar oluşturabilir. Su hareketinin tamamen salınımlı olması halinde oluşan kırışıklıklar simetriktir fakat üzerlenmiş akıntı asimetrik dalga kırışıklıkları ile sonuçlanabilir.




**Şekil 4.21 Sediment içindeki kırışıklıklar suyun yüzeyindeki dalga kırışıklıklarının su kolonunda meydana getirdiği salınımlı hareket tarafından üretilir. Suda veya sedimentte sonuçta herhangi bir yatay hareket olmadığına dikkat ediniz. Derin sularda içsel sürtünme salınımı azaltır ve sedimentte kırışıklıklar oluşmaz.**

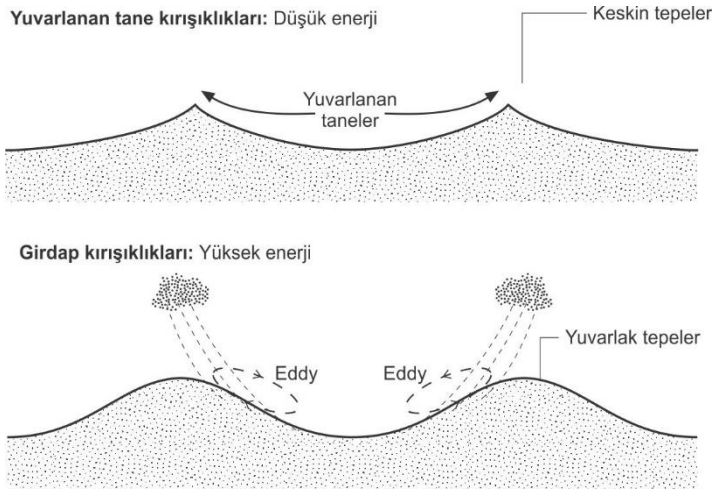
Düşük enerjilerde **yuvarlanan tane kırışıklıkları** oluşur (Şekil 4.22). Tane hareketinin doruk hızı her bir salınımın orta noktasında olup, kenarlarda sıfıra düşer. Bu hareket taneleri teknenin oluştuğu orta kısımdan sırtların oluştuğu kenarlara süpürür. Dalgalı tane kırışıklıkları geniş tekneleri ve keskin sırtları ile karakteristiktirler. Taneler daha yüksek enerjilerde her bir salınım sırasında geçici olarak askıda tutulabilir. Teknelerden küçük tane bulutları sırtlar üzerine süpürülür ve orada askıdan düşerler. Bu **girdap kırışıklıkları**nın (Şekil 4.22) sırtları daha yuvarlak olmakla birlikte simetriktirler.

### 4.4.2 Dalga Kırışıklıklarının Özellikleri

Kırışıklıkların plan görünümü uzun, bazen çatallanabilen düz ile hafif sinüslü şekil arasında sırtlar şeklindedir (Şekil 4.23). Bu özellikler sedimenter kayalardaki tabakalanma düzlemlerinde görülebilir. Dalga kırışıklıkları enine kesitte genellikle simetrik profilli olup, her bir kırışıklık içindeki laminalar iki yöne de eğimli ve aşmalıdırlar (Şekil 4.24). Bu özellikler dalgalardan etkilenmiş sediment birikimi tarafından oluşturulmuş çapraz laminalanma içinde korunabilir (4.25). Dalga kırışıklıkları kohezif olmayan her türlü sedimentte gelişebilir ve en çok da kaba siltlerde ve her çeşit kum boyunda görülürler. Dalga enerjisinin yeterince yüksek olması halinde granüllerde ve ince çakıllarda da dalga kırışıklıkları oluşabilir; dalga boyları birkaç metreyi ve yükseklikleri onlarca santimetreyi bulan çakıl kırışıklıkları oluşur.

### 4.4.3 Dalga Kırışıklıkları ile Akıntı Kırışıklıklarının Ayırt Edilmesi

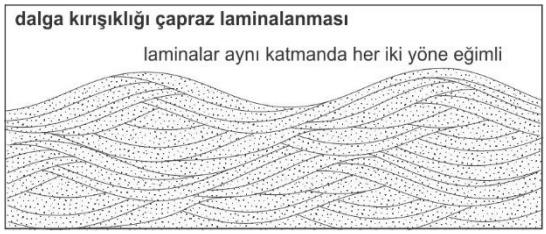
Dalga kırışıklıkları ile akıntı kırışıklıklarının ayırt edilmesi eski ortamların yorumlanması açısından çok önemli olabilir. Dalga kırışıklıkları sadece nispeten sığ sularda kuvvetli akıntıların olmadığı durumlarda gelişirken, akıntı kırışıklıkları herhangi bir su altı ortamında herhangi bir derinlikteki su akışı sonucunda oluşabilirler. Bu farklılıklar (örnek olarak) sığ bir göl (10.7.2) veya lagünün (13.3.2) kıyı ötesi (14.2.1) veya derin denizel (14.2.1) ortamlardan ayırt edilmesine izin verir. Şekil ve geometrilerine bağlı olarak arazide iki çeşit kırışıklık türü ayırtlanabilir. Dalga kırışıklıkları harita görünümünde uzun, düzden sinüslüye değişen, bazen çatallanabilen sırtlar verirken, akıntı kırışıklıkları yaygın biçimde çok sinüslü olup kısa ve eğrisel sırtlara bölünmüşlerdir. Yandan bakıldığında dalga kırışıklıkları simetrik olup, çapraz laminaları sırtın her bir tarafında her iki yöne de eğimlidirler. Bunun aksine, akıntı kırışıklıkları asimetrik olup, çapraz laminaları sadece bir tarafa eğimlidir. Bunun tek istisnası, belirgin şekilde




**Şekil 4.22 Dalga kırışığı şekilleri. Dalgalı tane kırışıklıkları sadece salınımlı hareket taneleri taban yüzeyinde hareket ettirmeye muktedir olduğu zaman oluşurlar. Girdap kırışıklıkları sedimentin tane boyuna kıyasla daha yüksek dalga enerjisi tarafından oluşturulurlar.**



**Şekil 4.23 Kumda dalga kırışıklıklarının plan görünümü. Simetrik formlara, düz sırtlara ve çatallanan sırt çizgilerine dikkat ediniz.**




**Şekil 4.24 Dalga kırışıklıklarında aynı katmanda zıt yönlerdeki çapraz laminalanmayı gösteren tabakalanma içyapısı. Dalga boyu birkaç cm'den onlarca cm'ye değişebilir.**



**Şekil 4.25 Kumtaşında dalga kırışığı çapraz laminalanması (kalem uzunluğu 18 cm'dir).**

asimetrik eğimli laminalar içeren tırmanan kırışıklıklardır.

Dalga ve akıntı tabaka şekillerine ve bu bölümde tanımlanan sedimenter yapılara ek olarak 'hörgüçsü ve teknemsi çapraz tabakalaşma' olarak adlandırılan yapılar da vardır. Kıtasal şelflerdeki fırtına faaliyetlerine özgü olduğu düşünülen bu yapılar bu tür çökelimleri içeren ayrı bir bölümde (14.2.1) ele alınmışlardır.

## 4.5 KÜTLESEL AKMALAR

Yer çekimi altında birlikte hareket eden kırıntı ve akışkan karışımları için **kütle akmaları, gravite akmaları** veya **yoğunluk akıntıları** terimlerinin hepsi

de kullanılır (Middleton ve Hampton, 1973). Bu süreçte değişik birçok mekanizma söz konusu olup, hepsi de potansiyel enerjiyi akışa çevirecek bir eğimli yüzeye gerek duyarlar. Bu eğimli yüzey üzerinde akışın gerçekleştiği yüzey olabilir. Diğer taraftan bir gravite akmasının aşağı akışta incelmesi halinde yatay yüzey üzerinde de ilerleyebilir; bu durumda potansiyel enerji akışın memba tepesi ile mansap tepesi arasındaki yükseklik farkı tarafından sağlanır.

**Moloz Akmaları**

Moloz akmaları, içinde sediment hacminin su hacminden daha fazla olduğu sediment ve suyun yoğun ve viskoz karışımıdır (Major, 2003). Bu çeşit yoğun ve viskoz bir karışımın Reynolds sayısı tipik olarak düşük olup, akış muhtemelen laminerdir (4.2.1). Türbülans olmadığı zaman akış sırasında malzemenin dinamik olarak farklı boyutlarda boylanması söz konusu değildir. Sonuçta oluşan çökel çok kötü boylanmıştır. Yavaş çökelme durumunda bir çeşit boylanma oluşabilir ve tabaka sınırında makaslama ile üretilmiş yerel bir ters derecelenme gelişebilir. Kilden iri bloklara kadar her türlü boyda malzeme içerebilir.

Moloz akmaları karada özellikle de su kaynaklarının kıt olduğu (bazı alüvyal yelpazeler gibi, 9.5) kurak ortamlar ile malzemenin kıtasal yamaçlarda (16.1.2) taşındığı denizel ortamlarda ve lokal olarak bazı iri taneli delta yamaçlarında (12.4.4) gelişirler. İçsel sürtünme çok büyük olduğu ve akış 'donduğu' zaman çökelme gerçekleşir (Şekil 4.26). Çökelin kalınlığı yakınsak noktadan ıraksak noktaya doğru çok az değişebilir ve tane boyu dağılımı çökelin tümünde aynı olabilir. Karadaki moloz akmaları, her ne kadar sediment karışımında iri tnelerin görece oranının yüksek olması halinde tane destekli çökellerden oluşabilirse de, tipik olarak hamur destekli çakıltaşları şeklindedir. Kötü boylanmış olup, kaotik bir fabrik sunarlar. Yani, akışın tabanında oluşabilen makaslama zonlarının içi hariç, tanelerde genellikle tercihli bir yönelim bulunmaz (Şekil 4.27). Bir moloz akıntısı su içinde ilerlediği zaman suyla kısmen karışabilir ve akışın tepe kısmı suyla seyrelmiş olabilir. Su altı moloz akmalarının tepe kısımları bu nedenle aynı zamanda türbiditlerin de bir özelliği olan (bkz. aşağıda) daha iyi boylanmış, derecelenmiş sedimente geçiş ile karakteristiktir.



**Şekil 4.26 Bir çöl vadisinde çamurlu bir moloz akması.**



**Şekil 4.27 Bir moloz akması karakteristik olarak kötü boylanmış, hamur destekli bir çakıltaşıdır.**

**4.5.2 Türbidit Akıntıları**

**Türbidit akıntıları** suda geçici olarak askıda bulunan sedimentlerin yerçekimi ile akan bulanık karışımlarıdır. Yoğunlukları moloz akıntılarından daha az, Reynolds sayıları da biraz daha büyük olup genellikle türbülans akıntılarıdırlar (4.2.1). İsimlerini türbülant akıştan değil; sediment ve su opak karışımına (türbid-

bulanık) ait karakteristik özellikten alırlar. Yamaç aşağı veya akış kalınlığının akış yukarı noktada akış aşağı noktadakinden büyük olması durumunda da yatay yüzeyde akarlar. Türbidit akıntısı çökellerine **türbidit** denir. Sediment karışımı ağırlıkça binde birkaçdan %10'a kadar değişen konsantrasyonlarda çakıl, kum ve çamur içerebilir. Yüksek kontrasyonlarda akış türbülant olmayabilir; bunlar da her zaman türbidit akıntısı olarak adlandırılmazlar. Tek bir akış olayındaki malzeme hacmi onlarca kilometre küp mertebesinde olabilir. Bu malzeme akıntı ile yayılır ve kalınlığı birkaç mm'den onlarca metreye değişen bir katman olarak çökelir. Türbidit akıntıları ve dolayısıyla türbiditler su içinde bir sediment kaynağı ve bir yamaç bulunan her yerde oluşabilir. Bunlar derin göllerde yaygın olup (10.2.3) kıtasal şelflerde de (14.1) gelişebilirler fakat en bol bulundukları yerler türbiditlerin baskın kırıntılı çökel olduğu derin denizel ortamlardır (16.1.2). Derin denizel ortamlarla birliktelik tüm türbiditlerin derin denizel çökeller olduğu varsayımına götürebilirse de, türbidit akıntıları sığ sularda da gelişebilen bir süreç olduğundan, derinlik için bir belirteç değildirler.

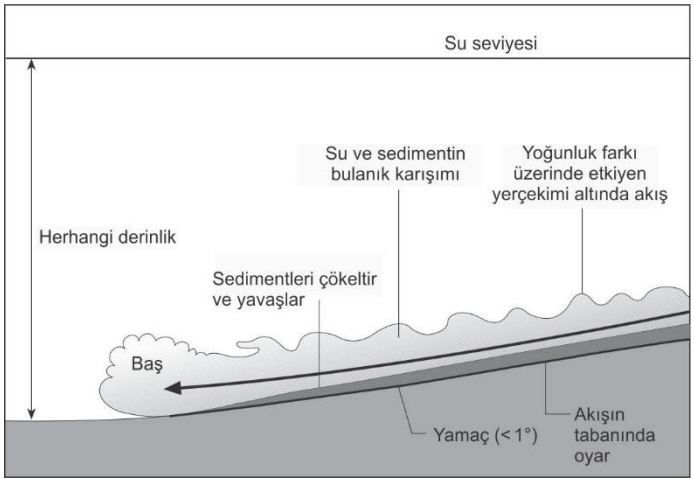
Başlangıçta türbidit akıntısı içinde askıda olan sediment (Şekil 4.28) üzerinde durma noktasına geldiği veya yuvarlanma ve süspansiyon halde hareket ettiği alttaki yüzey ile temasa geçmeye başlar. Böyle olunca askıdan ayrılır ve akışın yoğunluğu azalır. Türbidit akıntısındaki akış sediment-su karışımı ile su arasındaki yoğunluk farkı tarafından kontrol edilir ve bu farkın azalması halinde akış yavaşlar. Akışın baş kısmında (Şekil 4.28) akıntının su ile türbülanslı karışımı türbidit akıntısını sulandırarak yoğunluk farkını düşürür. Azalan akıştan sedimentler çöktükçe çökel birikimi gerçekleşir ve akış ince ve eşit kalınlıkta bir çarşaf gibi yayıldığı zaman akış durur.

**Düşük ve Orta Yoğunluklu Türbidit Akıntıları**

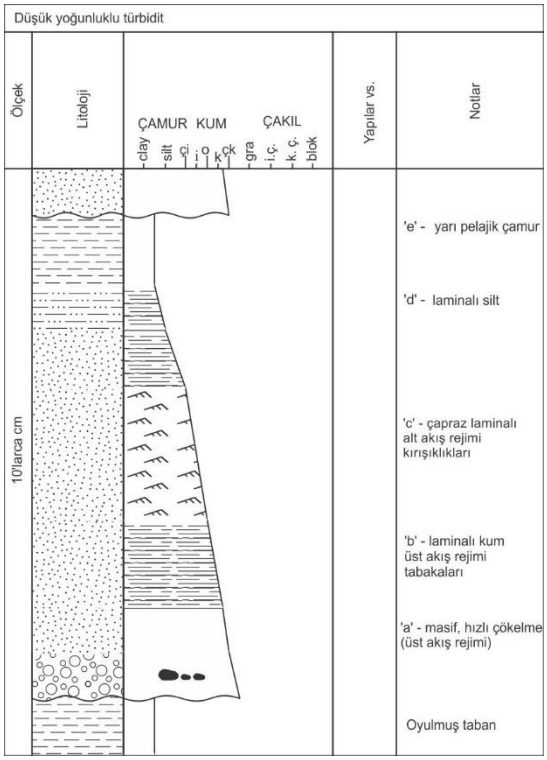
Bir türbidit akıntısından çökelecek ilk malzeme askıdan ilk ayrılacak olan en iri malzemedir. Bu nedenle, bir türbidit karakteristik olarak normal derecelenmelidir (4.2.9). Dereceli tabakalanma içindeki diğer sedimenter yapılar akış sırasında oluşan diğer süreçlerdeki değişimi yansıtırlar. Bu yapılar yoğunluğa ve ilk karışımın durumuna göre değişirler. Yoğunluğu düşük ile orta arasındaki türbidit akıntıları bunları ilk olarak tanımlayan jeoloğa atfen (Bouma, 1962) **Bouma serisi** olarak bilinen ideal bir istif oluştururlar (Şekil 4.29). Bouma serisinde a'dan e'ye kadar $T_a$, $T_b$ vb. simgelerle gösterilen şekilde beş kısım ayırtlanmıştır.

**$T_a$** Bu en alt kısım kötü boylanmış yapısız kumdan oluşur. Azalan türbülans tabaka şekillerinin oluşumuna fırsat vermeden askıdaki malzeme oyulmuş taban içinde çabucak çökelir.

**$T_b$** Bu katman laminalı kum ile karakterize edilir. Tane boyu normalde 'a'dan daha ince olup, malzeme daha iyi boylanmıştır. Üst akış rejimi taşınmasında tanelerin ayrılmasıyla paralel laminalar gelişir (4.3.4).




**Şekil 4.28 Bir türbidit akıntısı sediment ve suyun bulanık bir karışımı olup, dereceli bir tabakalanma şeklinde çökelerek bir türbidit oluşturur.**



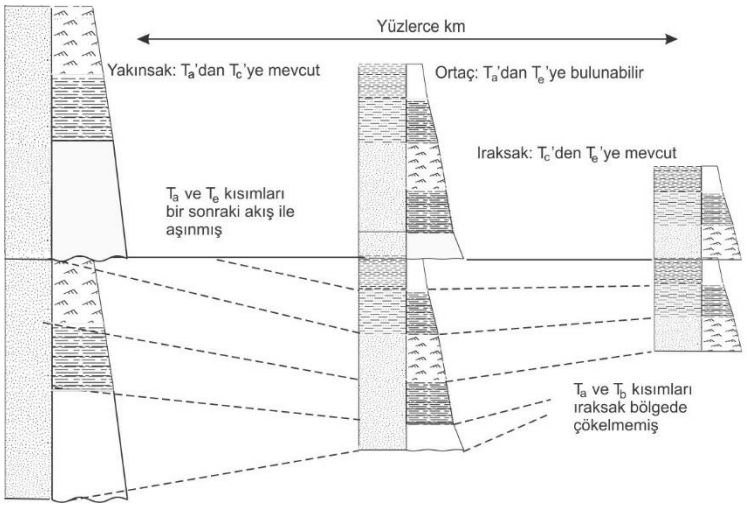

**Şekil 4.29 Bir türbidit çökelinde 'Bouma serisi'.**

**$T_c$** Çapraz laminalı, orta-ince kum, bazen tırmanan kırışıklık laminalı, Bouma serisinin orta kısmını oluşturur. Bu özellikler kırışıklık tabaka şekli duraylılık alanında (4.3.6) orta akış hızlarını ve yüksek sedimentasyon hızlarını işaret ederler. Bu kısımda sarmal (konvolut) laminalanma da gelişebilir.

**$T_d$** Bu katmandaki ince kum ve silt türbidit akıntısı içinde zayıflayan akışın ürünleridir. Yatay laminalanma oluşabilirse de laminalanma 'b' katmanına kıyasla genellikle daha az gelişmiştir.

**$T_e$** Türbiditin tepe kısmı silt ve kil boyu ince taneli sedimentlerden oluşur. Türbidit akıntısı durduktan sonra askıdan çökelir ve bu nedenle yarı-pelajik bir çökeldir (16.5.3).

Türbidit akıntıları zayıflayan akıntılardır. Yani, zamanla malzeme çökelttikçe hızları azalmakla kalmaz, kaynaktan uzaklaştıkça da yavaşlarlar. Bu nedenle, mesafeye bağlı olarak çökellerde bir tane boyu azalımı da söz konusudur (Stow, 1994). Mesafe uzadıkça akış sadece daha ince sedimentleri taşırken alt kısımlar giderek kaybolur (Şekil 4.30) ve Bouma serisinin sadece 'c'den 'e'ye olan kısmı, belki de 'd' ile 'e' kısmı çökelir. Daha yakınsak kısımlarda akış türbülansı daha önce çökelmiş tabakanın üst kısımlarının oyulmasına ve tamamen uzaklaştırılmasına yetecek kadar kuvvetli

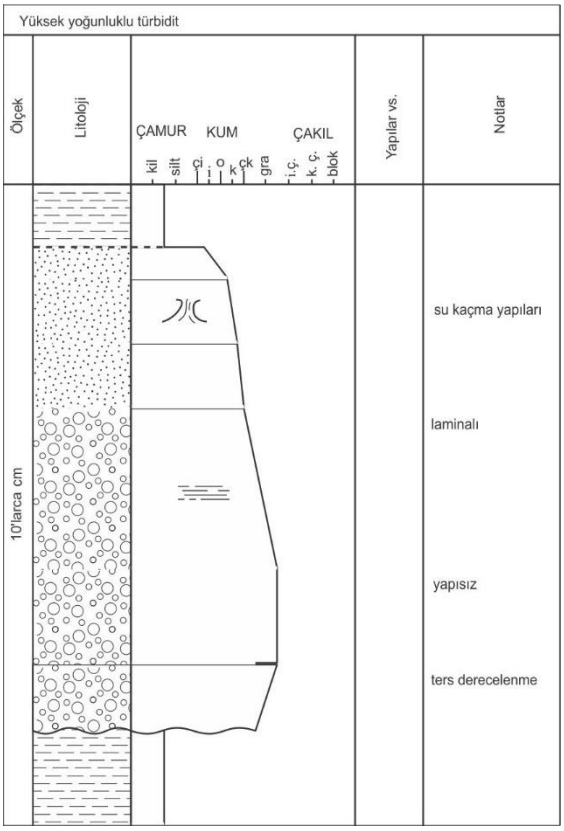



**Şekil 4.30 Türbidit akıntılarıyla oluşan çökellerde yakınsaktan ıraksağa değişimler. Bouma serisinin alttaki daha iri kısımları sadece akışın alttaki tabakaları oymaya daha fazla eğilim gösterdiği daha yakınsak kısımlarda çökelir.**

olabilir. Bu nedenle, 'd' ve 'e' kısımları bu aşınmadan dolayı bulunmayabilir ve aşınan sediment de üstteki çökel içine çamur kırıntıları şeklinde girebilir. Bu nedenle, eksiksiz bir $T_a$-$T_e$ serisinin çökelin sadece belli kısımlarında bulunması olasıdır. Dahası, söz gelimi $T_c$'de kırışıklık oluşumunu önleyen hızlı bir çökelimden dolayı orta kısımlar bile bulunmayabilir. Eksiksiz $T_a$-$T_e$ Bouma serileri gerçekte nadiren bulunurlar.

**Yüksek Yoğunluklu Türbidit Akıntıları**

Karışımda yüksek yoğunluklu malzemenin bulunduğu durumlarda akıştaki süreçler ve dolayısıyla çökelin özellikleri yukarıda tanımlananlardan farklı olacaktır. Yüksek yoğunluklu türbidit akıntılarının toplam yoğunluğu en az 1,1 g/cm$^3$'tür (Pickering vd., 1989). Bu akıntılardan çökelen türbiditlerin tabanında üç kısma ayrılan kalın ve iri taneli bir birim bulunur (Şekil 4.31). $S_1$ ve $S_2$ kısımları iri malzemenin çekiş (traction; traksiyon) çökelleri olup, üst kısım olan $S_2$ çekiş akıntısının 'donmasını' temsil eder. Bunun üzerine sedimentin hızlı çökelimini işaret eden, akışkan kaçma yapıları ile karakteristik $S_3$ birimi gelir. Serinin daha üst kesimi Bouma serinine çok benzer. Buradaki $T_t$ $T_b$ ile $T_c$'ye eşdeğer olup, üzerine $T_d$ ile $T_e$ gelir. Bu nedenle, bu üst kısım 'S' kısmındaki sedimentin çoğu çökeldikten sonra yoğunluk azalmasından meydana gelen çökelmeyi yansıtır. Yüksek yoğunluklu türbiditlerin özellikleri serinin bazen adına atfen isimlendirildiği Lowe (1982) tarafından tanımlanmıştır.




**Şekil 4.31 Yüksek oranda sürüklenmiş sediment akışından çökelmiş bir yüksek yoğunluk türbiditi.**

### 4.5.3 Tane Akmaları

**Tane akmaları** olarak da bilinen çığlar dik bir yamaçta kütle taşınması mekanizmalarıdır. Bir tane akmasındaki parçacıklar tekrarlanan tane-tane çarpışmasıyla akışkan içinde birbirinden ayrı tutulurlar ve parçacıkların enerjisi kritik bir değerin altına düşer düşmez tane akmaları süratle 'donar'. Bu mekanizma bir eoliyen kumulunun kayma yüzeyi gibi dik bir yamaç üzerinde yerçekimi altında düşen iyi boylanmış malzemede en etkilidir. Akıştaki parçacıklar geçici olarak askıda kaldığı zaman ince tanelerin daha iri taneler arasında **kinetik elenme** adı verilen bir süreçle düşme eğilimi söz konusu olur ve bu işlem sonucundaki çökelimde katman içinde hafif bir ters derecelenme meydana gelir. Tane akmaları en çok kumlarda küçük ölçeklerde görülmekle birlikte Gilbert tipi deltaların önü (foreset) gibi dik su altı ortamlarında daha iri, çakıllı malzemeler içinde de gelişebilir (12.4.4).

### 4.6 ÇAMUR ÇATLAKLARI

Kilce zengin sediment koheziftir ve sediment kururken bireysel parçacıklar birbirine yapışma eğilimi gösterirler. Su kaybından sonra hacim azalır ve kil mineral kümeleri yüzeyde çatlaklar gelişecek şekilde çekilip ayrılırlar. Açık havada çamurlu sediment tamamen kuruduğu zaman poligonal bir çatlak deseni gelişir. Bunlara **kuruma çatlakları** denir (Şekil 4.32). Kuruma çatlakları arasındaki açıklıklar ıslak çamur katmanının kalınlığına bağlı olup, kalın çökellerde daha büyük açıklıklar görülür. Kuruma çatlakları enine kesitte aşağı doğru daralır ve çamurdaki nemin tamamen kaybolması halinde üst kenarlar yukarı doğru kıvrılabilir. Kuruma



**Şekil 4.32 Çamurun havada kurumasıyla oluşmuş çamur çatlakları.**



**Şekil 4.33 Çamurtaşlarında su altı büzülmesinden dolayı meydana geldiği düşünülen sinerez çatlakları.**

çatlaklarının kenarları sonraki akıntılar tarafından kolayca kaldırılabilir ve üste gelen sediment içinde **çamur yongaları** veya **çamur yaprakçıkları** şeklinde korunabilir. Kuruma çatlakları çatlakların suyla yıkanmış veya rüzgârla savrulmuş silt ve kum ile doldurulduğu zaman sedimenter kayalarda belirgin biçimde korunurlar. Kuruma çatlaklarının varlığı sedimentin açık hava koşullarına maruz kaldığının çok güvenilir bir belirtecidir.

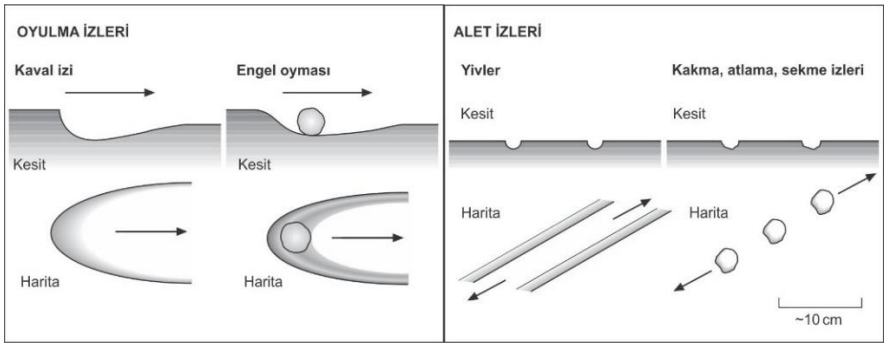
**Sinerez çatlakları** killi sedimentlerde su altında gelişen büzülme çatlaklarıdır (Tanner, 2003). Killi katman yerleşip sıkışırken büzülmek suretiyle çamurun yüzeyinde tekli çatlaklar oluşturur. Kuruma çatlaklarının aksine sinerez çatlakları poligonal değildir. Bunun yerine, basit, düz veya hafifçe eğrisel, konikleşen (tapered) çatlaklardır (Şekil 4.33). Bu su altı büzülme çatlakları deneysel olarak elde edilmiş olup, sedimenter kayalardaki varlıkları da rapor edilmiştir. Bunların bazıları ise kuruma çatlakları şeklinde yeniden yorumlanmışlardır (Austin, 1991). İri malzemeler kohezif olmadıklarından, silt veya kumda kuruma çatlakları veya sinerez çatlakları gelişmez.

## 4.7 EROZYONAL SEDİMENTER YAPILAR

Yeni çökelmiş bir sediment yüzeyindeki türbülanslı akış sedimentin kısmen ve yerel olarak aşınmasına neden olabilir. Oyulma karada en sık olarak akarsularda görülen ve akışı kısıtlayan bir **kanal** oluşturabilirse de, benzer kısıtlanmış akışlar derin deniz tabanına kadar diğer birçok çökelme ortamlarında da gelişebilir. Katmanlar içinde kanal akış çökellerini belirlemedeki ölçütlerden biri, kanalın tabanını işaret eden aşınma oymasının varlığıdır. Kanalların boyutu derinliği ve genişliği bir metreden derinliği onlarca metreye ve genişliği de onlarca kilometreye varan yapılara kadar değişim gösterir. Anahtar ölçüt kanalın akışı sınırlandırmasıdır; oyulmalarda böyle bir durum söz konusu değildir. Boyut genellikle kanalı diğer oyulma yapılarından ayırır (bkz. aşağıda).

Bir tabaka yüzeyindeki küçük ölçekli aşınma yapılarına **taban yapıları** denir (Şekil 4.34). Tabakalanma düzlemi üzerindeki yapıyı bozmadan bir diğer sediment katmanı çökeldiği zaman bu özellikler kaya kayıtlarında korunur. Taban yapıları **oyulma izleri** ve **alet izleri** olmak üzere ikiye ayrılır. Oyulma izleri suda aşınmaya neden olan türbülans neticesinde oluşur. Alet izleri de suda taşınan nesnelerin bıraktığı izler şeklinde oluşur (Allen, 1982). Çok değişik çökelme ortamlarında bulunabilirlerse de, taban yapısının üstteki türbiditin tabanında kalıp olarak korunduğu türbidit istiflerinde özellikle yaygındırlar.

**Oyulma İzleri:** Bir akıştaki türbülans girdapları alttaki katmanı oyar ve **kaval yapısı** olarak adlandırılan belirgin aşınma oygularını oluştururlar. Kaval yapıları enine kesitte asimetrik olup, kenarlardan biri dik eğimli ve diğeri de konik kenarlıdır. Plan görünümünde bir uç daha dar olup, konik kenarda genişler. Kaval yapılarının dik ve dar ucu girdabın başlangıçta tabakayı oyduğu noktayı; daha geniş konik kenar da akıntı ile süpürülüp giden girdabın geçişini işaret eder. Kesitteki boyutu birkaç cm'den onlarca cm'ye kadar değişir. Pek çok taban yapılarında olduğu gibi, çukurluk dolgusu ile oluşturulan




**Şekil 4.34 Tabakaların dibinde bulunan taban yapıları. Kaval izleri ve engel oyuntuları akış türbülansı tarafından oluşturulur. Yiv ve sekme izleri akışın tabanında taşınan cisimler tarafından oluşturulur.**

yapının kalıbını bulmak çukurluğun kendisini bulmak kadar yaygındır (Şekil 4.34). Kaval yapılarının asimetrisi, tabaka tabanında kalıplar şeklinde korunduğu yerlerde paleoakıntı belirteçleri olarak kullanılabilecekleri anlamına gelir (5.3.1). Tabaka yüzeyinde bir çakıl veya midye kabuğu gibi bir engel tabanı oyan girdaplara neden olabilir (**engel oyuntuları**). Tabaka yüzeyinde türbülansın neden olduğu çizgisel özellikler milimetre boyutunda iken uzun **sırtlar ve olukları** ve çukurlukların santimetrelerce derin ve geniş ve tabaka yüzeyinde birkaç metre uzunlukta olduğu durum **oluk kalıpları** olarak adlandırılırlar.

**Alet İzleri:** Bir tabaka yüzeyinde akış içinde taşınan bir cisim tabaka yüzeyinde izler oluşturabilir. **Yivler** tabaka boyunca sürüklenen bir cisim (alet) tarafından oluşturulan keskin ve uzun izlerdir. Yivler sediment halen yumuşak iken oluşan **zikzak yapıları**nın aksine keskinliği belirgin yapılardır. Akış içinde sıçrayan (4.2.2) bir cisim düştüğü yerde **kakma**, **atlama** ve **sekme izleri** gibi değişik şekillerde adlandırılan izler oluşturabilir. Bu izler çoğu zaman tabaka düzlemi boyunca çizgiler şeklinde görülürler. Tüm alet izlerinin şekil ve boyutları bunları oluşturan cisim tarafından belirlenir. Fosiller gibi düzensiz şekilli parçalar belirgin işaretler üretebilir.

## 4.8 SEDİMENTER YAPILAR VE TABAKALAR TERMİNOLOJİSİ

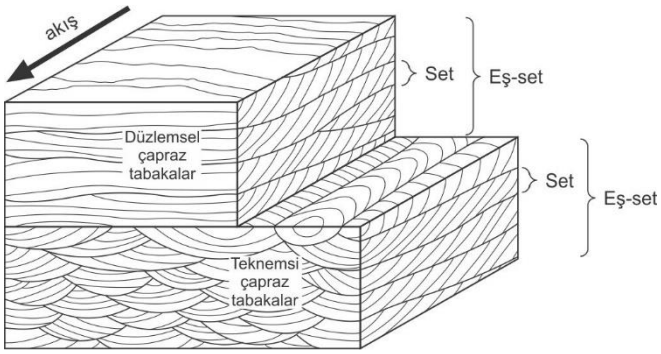
Sedimenter kaya katmanlarını tanımlarken katmanların ne kadar kalın olduklarını belirtmek yararlı bir işlem olup, bu da çok basitçe ölçümleri milimetre, santimetre veya metre cinsinden vermek suretiyle yapılabilir. Ancak, bu işlem bazen çok zaman alıcı olabilir. Tabakaları 'kalın' veya 'ince' şeklinde tanımlamak daha kolay bir yol olabilir. Bu terminolojiyi standart hale getirmek üzere tabaka kalınlıkları için üzerinde anlaşılmış bir dizi 'tanım' kullanılmaktadır (Şekil 4.35). Bir *tabaka* karakteri genellikle tekdüze olan ve belirgin bir kesiklik içermeyen sediment birimidir. Derecelenmeli olabilir (4.2.5) veya farklı sedimenter yapılar içerebilir. Bir kanalın tabanında olduğu gibi oyulma bulunması halinde taban aşınmalı olabilir; keskin veya geçişli olabilir. Farklı litolojilerin ince katmanlarının ardalanması için **ara tabakalanmalı** terimi kullanılır ve bunlar ayrı katmanlar yerine genellikle tek birim olarak göz önüne alınırlar.

Jeolojinin diğer birçok alanında olduğu gibi, taban şekilleri ve sedimenter yapıları tanımlamada kullanılan terminolojide bazı değişimler söz konusudur. Burada kullanılan yaklaşım Collinson vd. (2006)'ne aittir. **Çapraz tabakalaşma** çökelme yatayı ile belli bir açı yapan bir sediment veya sedimenter kaya içindeki



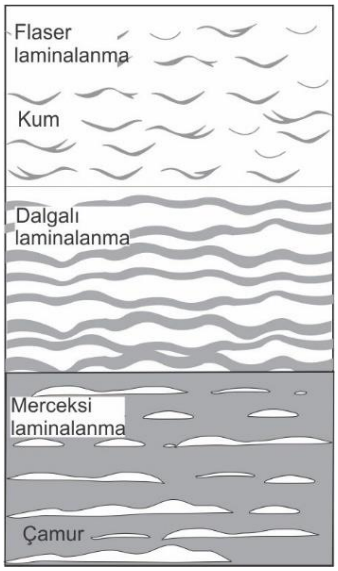

**Şekil 4.35 Tabaka kalınlığı terminolojisi.**

herhangi bir katmanlanmadır. Bu eğimli tabakalar en yaygın olarak kum ve çakıllarda tabaka şekillerinin göçüyle oluşurlar ve net bir birikme olması halinde korunabilirler. Tabaka şeklinin bir kırışıklık olması halinde oluşan yapıya **çapraz laminalanma** denir. Kırışıklıkların yüksekliği yaklaşık 30 mm ile sınırlı olup, çapraz laminalanmalı tabakalar bu kalınlığı geçemezler. Kumul tabaka şekillerinin göçüyle **çapraz tabakalanma** oluşur. Bunun kalınlığı onlarca cm'den metrelere kadar değişebilir. Çapraz tabakalanma bu anlamda kullanılan daha genel bir terim olup, örnek olarak bir akarsuyun iç seti üzerinde dirsek seddesi göçüyle oluşan eğimli yüzeyler gibi (9.2.2) tabaka şekli göçü dışındaki süreçlerle oluşmuş eğimli tabakalar için kullanılır. Çapraz laminalanmalı, çapraz tabakalanmalı veya çapraz istiflenmeli sedimentin tek birimine bir **tabaka seti** denir. Bir tabakanın aynı tür yapıdan birden fazla set içerdiği durumdaki setler istifine **eş-set** denir (Şekil 4.36).




**Şekil 4.36 Çapraz tabakalanma takımları ve eş-takımları için kullanılan terminoloji.**

Kum ve çamur karışımları akıntıda veya dalga eyleminde veya değişen akıntı kuvveti ya da dalga gücünden dolayı sediment tedarikinde değişimler gösteren ortamlarda oluşur. Mesela, gelgit ortamları (11.2) gelgit döngüsünün farklı kesimlerinde enerjide düzenli değişimler sergiler ve bazı aşamalarda kumun taşınarak çökelmesini sağlar ve diğer bazı aşamalarda askıdaki çamuru çökeltir. Bu durum kum ve çamur katmanlarının basit ardalanması ile sonuçlanabilirse de, kumlarda akıntı veya dalga faaliyetinden dolayı kırışıklıklar oluşması halinde, çamur ve kumun oranlarına bağlı olarak bir dizi sedimenter yapı (Şekil 4.37) gelişebilir. **Tüysü tabakalanma** kumun çapraz laminaları arasındaki izole ince çamur örtüleri ile karakterize edilir. **Merceksi tabakalanma** çamur ile tamamen kuşatılmış izole kum kırışıklıklarından oluşur. Kum ve çamurun yaklaşık eşit oranlarından oluşan ara formlara da **dalgalı tabakalanma** denir (Reineck ve Singh, 1980).




**Şekil 4.37 Kum ve çamur karışımından oluşan çökellerde merceksi, dalgalı ve flaser tabakalanma.**

## 4.9 SEDİMENTER YAPILAR VE SEDİMENTER ORTAMLAR

Bernoulli denklemi, Stokes Yasası, Reynolds ve Froude sayıları bir yarda yüzeyleyen sedimenter kayalarda bulunmaktan çok öte olmakla birlikte, bu kayaları oluşturan süreçler açısından yorumlamak gerektiğinde biraz akışkan dinamiği bilgisi çok yaralı olacaktır. Fiziksel süreçler açısından sedimenter yapıların ne anlama geldiğinin anlaşılması sedimenter kayaları çökelme ortamı açısından analiz etmede başlangıç noktalarından birini oluşturur. Tanımlanan sedimenter yapıların çoğu için karasal kırıntılı kayalardan bir aşinalık olmakla birlikte, herhangi bir parçacık maddesinin içinde taşındığı akışkan ortamı ile etkileşimini ve bu özelliklerin pek çoğunun biyoklastik kırıntılardan oluşan kalkerli sedimentlerde ve volkanoklastik kayalarda yaygın biçimde oluştuğunu hatırlamak önemlidir. Bir sonraki bölümde paleoortamsal analizde kullanılan kavramlar takdim edilmiş ve takip eden bölümlerde de farklı ortamlara ait süreçler ve ürünler ayrıntılı biçimde ele alınmıştır.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Allen, J.R.L. 1982. *Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis*, Vol. 1. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam.

Allen, J.R.L. 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. Unwin-Hyman, London.

Allen, P.A. 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science, Oxford, 404 pp.

Collinson, J., Mountney, N. and Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, London.

Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins*: from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, Oxford.

Pye, K. (Ed.) 1994. *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

# 5
# Saha Sedimentolojisi, Fasiyesler ve Ortamlar

Bu bölümde sedimenter kayaların analiz yöntemleri, verilerin kaydedilmesi ve yorumlanması süreçler ve ortamlar açısından genel olarak ele alınmıştır. Jeoloji de diğer bilim dalları gibidir. Sonuçlardan gelen yorumların değerini toplanan verilerin kalitesi belirler. Kayaların el örneğinde ve ince kesitte tanımlanması daha önceki bölümlerde ele alınmış olmakla birlikte, sedimentolojik analizde kullanılan verilerin çok büyük bir kısmı tabakaların özelliklerinin daha büyük ölçekte analiz edildiği saha çalışmalarından elde edilir. Herhangi bir çökelme ortamındaki sedimentin karakteri o sedimentin oluşumu, taşınması ve çökelmesi sırasındaki fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle belirlenir. İlerleyen bölümlerde bir dizi çökelme ortamı her birinde oluşan süreçler ile çökelen sedimentin özellikleri açısından ele alınmıştır. Bahsedilen bölümlere bir giriş niteliğinde olmak üzere, çökelme ortamları ve sedimenter fasiyes kavramları bu bölümde ele alınmıştır. Ortamlardaki süreçler ve ürünlerle ilişkili olarak kullanılan örnekler daha sonraki bölümlerde ayrıntılı biçimde ele alınmışlardır.

## 5.1 SAHA SEDİMENTOLOJİSİ

Modern sedimentolojinin büyük bir kısmı sedimentleri ve sedimenter kayaları taşınma ve çökelme süreçleri açısından ve sedimenter ortamların zaman ve mekânda nasıl dağıldıklarının yorumlanmasını kapsar. Bu tür sedimentolojik analizleri gerçekleştirmek için bazı verilere ihtiyaç vardır. Yeraltı verilerinin de (2.2) giderek daha önemli hale gelmesine rağmen, bu veriler başlıca kaya mostralarından derlenmektedir. Sedimenter ortamların ve bunlara ait stratigrafik şartların tatminkâr bir analizi için güvenilir arazi verileri gereklidir. Buna göre, bu bölümün ilk kısmında sedimentolojik arazi çalışmasının uygulamaya dönük yönleri ele alınmış ve yorumlamada kullanılan yöntemlere giriş ile devam edilmiştir.

### 5.1.1 Arazi Gereçleri

Sedimentoloji ve stratigrafide arazi çalışmaları için sadece birkaç gereç gereklidir. Verileri kaydetmek için bir saha defteri gerekli olup, suya dirençli ve sağlam bez ciltli bir defter özellikle tavsiye edilir. Bir lup (10 büyütmeli), bir pusula-eğimölçer ve bir jeolog çekici

gerekli olan diğer gereçlerdir. Bir sedimenter log (5.2) çıkarılacaksa bir şeritmetre de gerekecektir. Hazır log föyleri kullanılacağı zaman klipsli bir not panosu lazımdır. Numune toplamak için küçük, sağlam plastik torbalar ve kalıcı bir keçeli kalem gerekir. Kalsiyum karbonatın varlığını arazide test etmek için (3.1.1) küçük bir şişe seyreltik hidroklorik asit çok yararlı olacaktır. Tane boyu için bir skala (gösterge çizelgesi) bulundurulabilir. Tane boylarının resimli olarak basıldığı küçük kartlar satın alınabilirse de bazı sedimentologlar farklı boydaki tanelerin küçük bir kart veya sert plastik levha üzerine tutkal ile yapıştırıldığı bir skala kullanmayı tercih etmektedirler. Gerçek taneler ile hazırlanan bu skalaların avantajı, hem dokunarak hem de görsel olarak karşılaştırmaya izin vermeleridir.

Saha çalışması için yanında bulundurulabilecek bazı 'ileri teknoloji' araçları muhtemelen bir fotoğraf makinesi ile bir GPS (Küresel Konumlama Sistemi) alıcısıdır. Fotoğraflar alındıkları yer not edildiği ve ayrıca açıklayıcı bir kroki çizildiği zaman arazide incelenen yapıları ve özellikleri kaydetmede çok faydalı olabilmektedir. Yer bulmada hızlı ve etkili bir araç olan Küresel Konumlama Sistemi alıcıları saha jeologları için standart bir gereç olmuştur. Pusula-eğimölçer ile birlikte kullanılan bu araçlar pusula için bir alternatif değildir; GPS üzerinde bir eğimölçer bulunmaz ve pusula pil olmadan da çalışır.

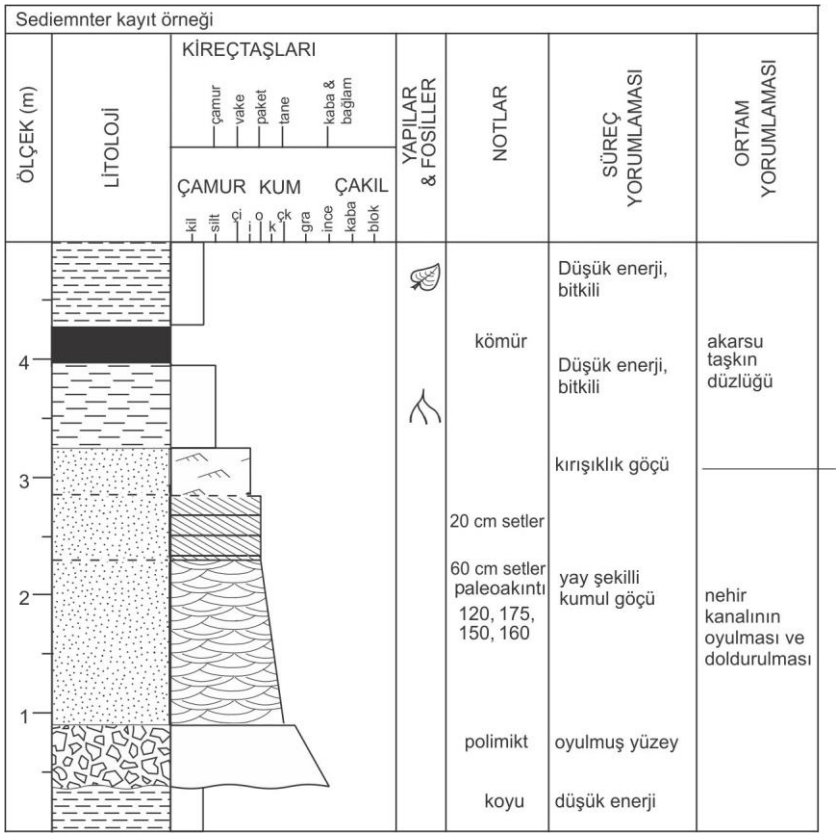
### 5.1.2 Arazi Çalışmaları - Haritalama ve Loglama

Sedimentoloji çalışmalarının arazi programının organizasyonu projenin amacına bağlıdır. Sedimenter kaya birimleri içeren bir alan haritalanacağı zaman farklı yerlerde mostra veren tabakaların özellikleri bu kitapta kullanılan terimler cinsinden tanımlanır. Litolojiyi tanımlamada kireçtaşları için Dunham sınıflaması (3.1.6) ve kumtaşları için Pettijohn sınıflaması (2.3.3) kullanılabilir. Not edilmesi gerekli diğer özellikler tabaka kalınlıkları, sedimenter yapılar, fosiller (makro ve iz fosillerin her ikisi, 11.7), kaya rengi ile bozuşma, pekleşme derecesi ve benzeri diğer özelliklerdir. Tucker (2003) ve Stow (2005) gibi saha kılavuzlarında not alınması gerekli özellikler için bir kontrol listesi önerilmiştir. Farklı formasyonlar belirlendiği zaman (19.3.3) her bir formasyon için uygun bir lokasyonda grafik bir sedimenter logun (5.2) ölçülerek kaydedilmesi normal işlemlerden biridir. Jeoloji haritası hazırlamada bir kaya birimini basitçe 'kırmızı kumtaşı' gibi ele almak yeterli gibi gözükse de, haritanın beraberinde hazırlanacak her türlü raporda sahanın jeolojik tarihçesi verilmeye çalışılmalıdır. Bu aşamada kumtaşının ayrıntılı özellikleri için bazı bilgiler gerekli olup, kumtaşını çökelme ortamı açısından yorumlamak için yeterli düzeyde bilgi toplanmalıdır (5.7).

Sedimenter kayalarda ayrıntılı bir çalışma için çok sayıda verinin kaydedilmesi gerekebilir. Bu veriler belli bir birimin coğrafi olarak dağılımını ortaya koymaya veya bir birimin özelliklerinin düşey olarak (yani zamanla) nasıl değiştiğini belirlemeye veya her ikisini elde etmeye yönelik olabilir. Bu paleoortamsal (5.7) veya stratigrafik (Bölüm 19) çalışmalar belli bir sistematik içinde ve etkili bir şekilde yapılmalıdır. Bu amaç için veri toplamada ana yöntem grafik sedimenter log hazırlamadır. Bir sedimentolog bu loglar için gerekli veriyi toplamaya ve çizime çok zaman harcayabilir. Çalışma koşulları güneşli bir plajdan çok rüzgarlı dağlara (hatta endüstriyel bir şehirde bir hangar içinde çalışmaya, 22.3) kadar değişebilir. Çalışma koşulları ne olursa olsun, kullanılan yöntem değişmeyecektir. Loglarda kaydedilen verilerin yanında petrografik ve paleontolojik analizler için numune toplama da dahil olmak üzere paleoakıntı verileri gibi ek bilgilere de toplanır.

## 5.2 GRAFİK SEDİMENTER LOGLAR

Bir **sedimenter log** bir sediment veya sedimenter kaya istifinin temsilinde kullanılan grafiksel bir yöntemdir. Bu amaç için kullanılan çok değişik şemalar mevcut olmakla birlikte hepsi de belli bir ana konunun değişik biçimleridir. Burada sunulan formatta (Şekil 5.1) Tucker (1996)'ın yöntemi takip edilmiş olup, yaygın olarak kullanılan diğer formatlar Collinson vd. (2006)'nde incelenebilir. Bir grafik sedimenter logun amacı verileri kolay teşhis edilebilir ve bir lejanda gerek duymadan anlaşılabilir basit simgeler ve kısaltmalar kullanarak yorumlamak şeklinde sunmak olmalıdır (yine de, muğlaklığı önlemek için her zaman bir lejant kullanmakta fayda vardır).

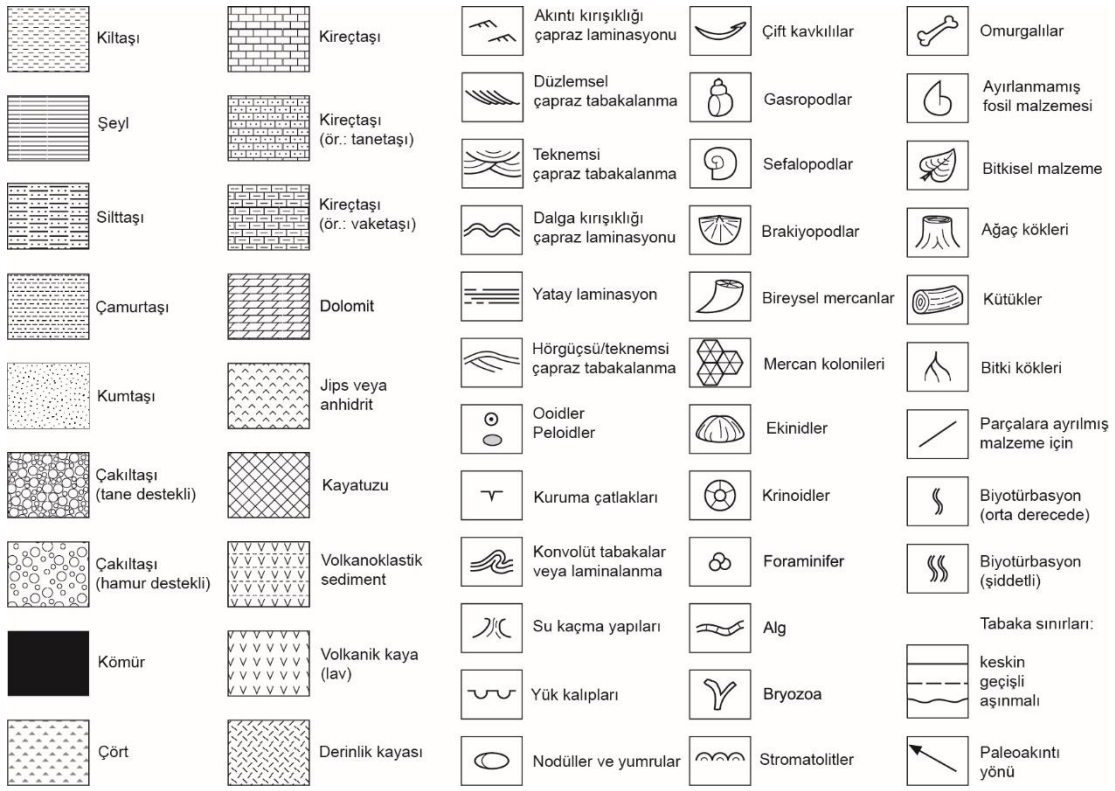



**Şekil 5.1 Grafik sedimenter loga bir örnek. Sediment ve sedimenter kaya istifindeki özellikleri özetlemede bu sunum şekli yaygın olarak kullanılmaktadır.**

### 5.2.1 Bir Grafik Sedimenter Logun Çizilmesi

Kullanılan düşey ölçek gerekli ayrıntının miktarına bağlıdır. Kalınlığı 1 cm olan tabakalar hakkında bilgi gerekli olduğu zaman 1:10 ölçeği uygundur. Kalınlığı 10 cm'den az tabakaların bireysel olarak kaydedilmesi gerekmiyorsa 1:100 ölçeğinde onlarca veya yüzlerce metreyi kapsayan bir log çizilebilir. Ara ölçekler de kullanılır ve kolay dönüşüm yapabilmek için genellikle 1:20 ve 1:50 tercih edilir. Tabakalar istifinin sadece bir taslağını veren özet loglar 1:500 veya 1:1000 ölçeğinde çizilebilir.

Yaygın olarak kullanılan litoloji simgeleri kum ve kumtaşları için noktalar, kireçtaşı için tuğlalar vb. olmak üzere aşağı yukarı standartlaşmış durumdadır (Şekil 5.2). Bu şema istendiğinde tanımlanacak istif için değiştirilebilir. Mesela, glokonitik kumtaşı için noktalı kısma 'G' eklenebilir, tuğlaların içine nokta konularak kumlu kireçtaşı temsil edilebilir ve benzeri uyarlamalar yapılabilir. Çoğu temsilde litoloji tek kolonda gösterilir. Litoloji kolonunun hemen yanında (sağında) sediment türü ve hakkında ve ayrıca sedimenter yapılar için uygun bir boş alan bulundurulur (bkz. aşağıda). Kırıntılı sedimentlerde tane boyunu işaret etmek için yatay bir



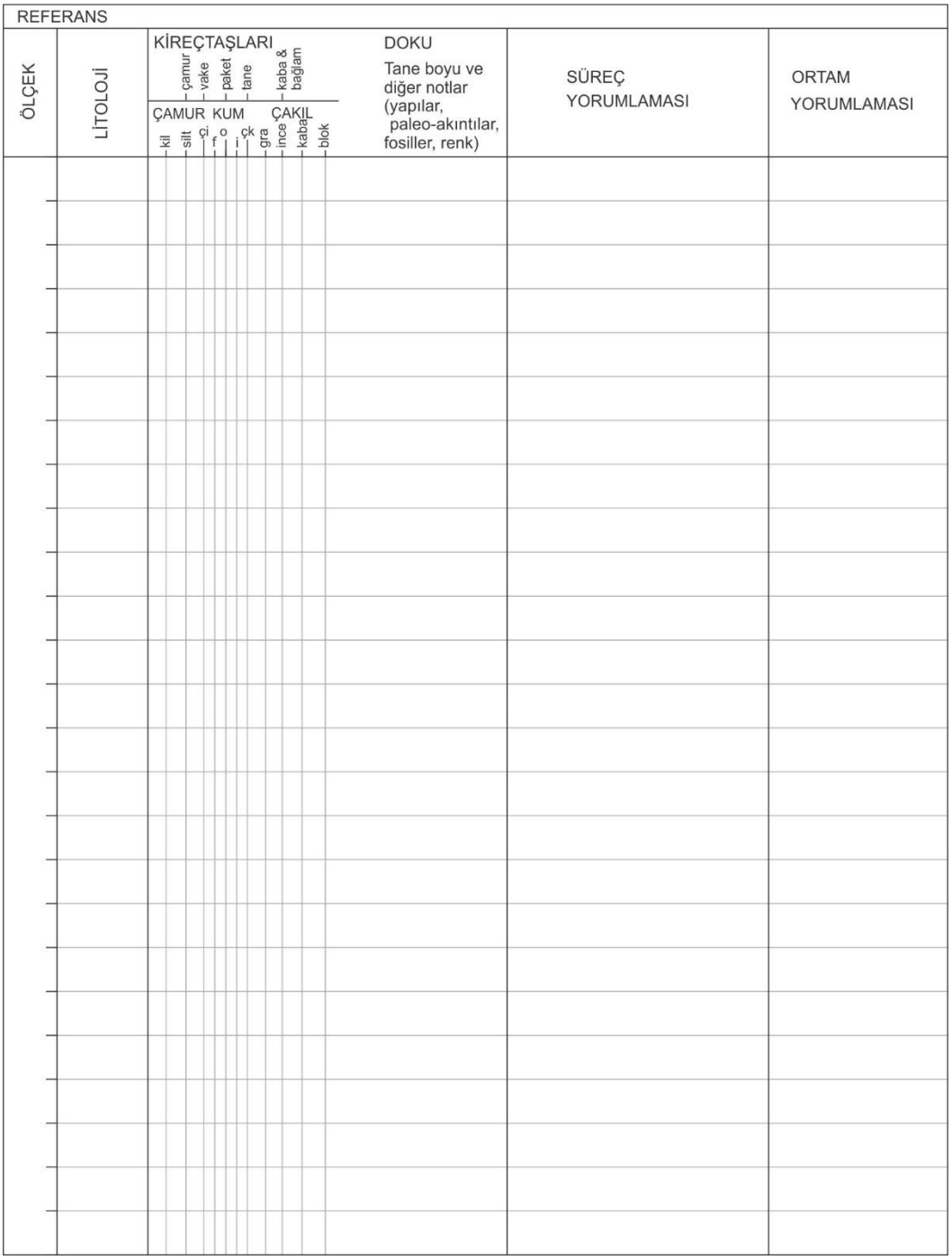

**Şekil 5.2 Grafik sedimenter loglarda kullanılan desenlere ve simgelere örnekler.**

ölçek kullanılır. Bu tür bir ölçek kullanılarak kireçtaşları için Dunham sınıflaması bile temsil edilebilir. Bu temsil normal ve ters derecelenmeli tabakalardaki tane boyu ile tabakaların yukarı doğru incelen ve yukarı doğru irileşen eğilimleri için hızlı bir görsel değerlendirmeye izin verir.

Sedimenter yapıları temsil etmede kullanılan simgeler yapının arazideki veya karottaki görünümüne çok benzerler (Şekil 5.2). Bu temsil şekli sadelik amacıyla biçimlendirilmiş olup, tekrar belirtmek gerekir ki bireysel durumlara uygun şekilde değiştirilebilir. Uygun boşluğun olması halinde simgeler tabaka içine yerleştirilir fakat bu mümkün olmadığında yan tarafına da çizilebilir. Tabaka sınırları üst katmanın alttaki içine sarktığı yerde keskin/aşınmalı olabilir veya bir litolojiden diğerine dereceli değişim olduğu zaman geçişli/dereceli olabilir. Grafik log üzerinde tabakalar dizisine ait başka ayrıntılar da gösterilebilir (Şekil 5.1). Paleoakıntı verileri ölçülen paleoakıntı yönünde yönlenmiş bir dizi ok ile gösterilebilir veya bir birim için log ile birlikte bir gül diyagramı şeklinde (5.3.3) verilebilir. Renk normalde kelimeler veya kısaltmalar şeklinde kullanılır ve daha fazla yorum veya gözlem grafik logun uygun boş bir yerinde basitçe yazılabilir.

### 5.2.2 Grafik Sedimenter Logların Sunumu

Log çiziminde genel uygulama, logu önce arazide çizip daha sonra temize çekme şeklindedir. Saha logu doğrudan bir föy üzerine çizilebileceği gibi (Şekil 5.3) saha defterine bir kroki halinde çizmek daha uygun olabilir. Saha logunun ölçekli olması gerekmez ise de her bir katmanın kalınlığı daha sonra temize çekilecek ölçekli log için rapor edilmelidir. Bir raporda grafik logları sunmaya yönelik bir niyet olmasa bile, saha defterindeki krokiler sedimentolojik verilerin çabuk ve pratik biçimde kaydedilmesi için uygun bir yöntemdir. Jeolojide genelde olduğu gibi, özellikle saha verilerinde olmak üzere, verilerin taslak ve grafik şeklinde temsili




**Şekil 5.3 Grafik sedimenter log çiziminde kullanılan bir föy.**

sözcüklerle anlatıma kıyasla daha çabuk ve etkili bir yoldur. Elde edilen bilgilerin süreçler ve ortam açısından yorumlanması (fasiyes analizi - 5.6.1) normalde laboratuvarda yapılır.

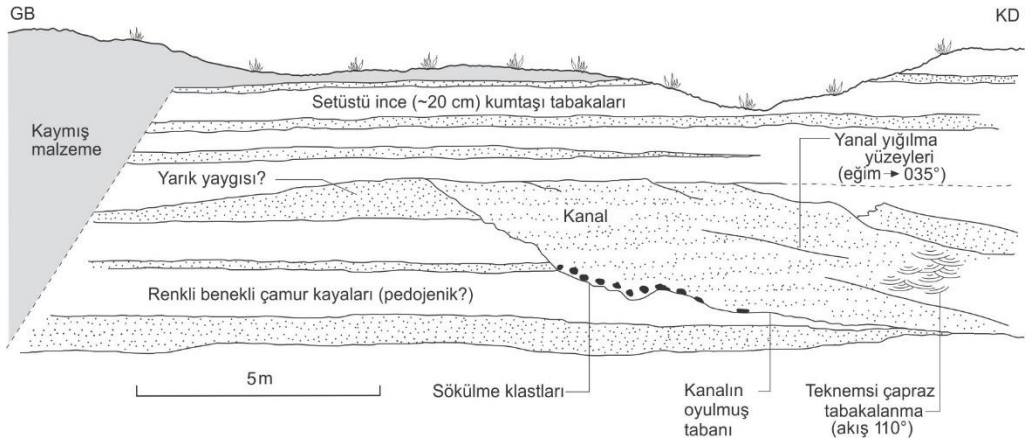
Bilgisayar destekli grafik log sunumu gerek spesifik log çizim paketleri ve gerekse standart çizim paketleri şeklinde olmak üzere (www.sedlog.com) son zamanlarda çok yaygınlaşmıştır. Sunum amacı için çok elverişli görüntüler sağlayabilen bu paketler yayınlarda da kullanılabilirse de, logların bilgi kaybına yol açacak şekilde aşırı derecede basitleştirilmeden kullanılmasına özen gösterilmelidir. Saha çalışmalarında kalem ile çizilen logun yerini hiç bir şey tutamaz. O yüzden, sahada çizilen log halen temel bir ham veri olarak değerlendirilmelidir.

Tek bir sayfa üzerinde çok sayıda sedimenter log sunulabilir veya litostratigrafi ya da sekans stratigrafisi ilkeleri kullanılarak deneştirme yüzeyleri boyunca birbiriyle ilişkilendirilebilir (Bölüm 19 ve 23). Tüm loglama noktalarının bir çizgi üzerine düşmesi halinde bu **panel diyagramları** basit deneştirme panelleri olabilmenin yanında üç boyuttaki ilişkileri ve deneştirmeleri göstermede de kullanılabilirler.

### 5.2.3 Diğer Grafik Sunumlar - Krokiler ve Fotoğraflar

Bir grafik log sedimenter kayaların sadece sondaj karotları ile mümkün olabilen sunumunun bir boyutlu temsili olup (22.3.2) en basit 'katmanlı kek' tabakaları (kalınlığı veya yanal özellikleri değişmeyen tabakalar) için mükemmel derecede yeterlidir. Bir akarsu ortamına ait nehir kanalı veya setüstü çökelleri gibi, tabaka mostralarında önemli yanal değişim görülen yerlerde tek ve düşey bir log çökellerin özelliklerini tatmin edici düzeyde göstermez. Doğal veya bir yar ya da yarma yüzleğindeki yapay mostra için çizilen kesit için iki boyutlu bir sunum gereklidir (Şekil 5.4).

Ana sedimentolojik (tabakalanma, çapraz tabakalanma, vb.) özellikleri gösteren, özenle çizilmiş açıklamalı bir kroki normalde yeterli olup, bir fotoğraf ile desteklenebilir. Fotoğraflar (5.5) bir saha krokisi için altlık olarak kullanılabilir. Dijital fotoğraf makineleri, dizüstü bilgisayarlar ve taşınabilir yazıcılar çok yaygınlaştığına göre, çalışma için gerekli görüntü arazide elde edilebilir. Yine de bir fotoğraf arazide çizilen krokiye tercih edilmemelidir. Çünkü, sedimentolojik özellikler bir fotoğraf üzerinde nadiren arazide görüldüğü kadar belirgin olabilirler. Ayrıca, çalışma sırasında çizilmediği takdirde önemli özellikler ve ilişkiler kaybolabilir. İyi bir jeolojik kroki sanatsal bir çalışma olmak zorunda değildir. Ağaçlar ve çalılar çoğu zaman ihmal edilebilirken, jeolojik özellikler net ve belirgin bir şekilde temsil edilmelidir. Tüm kroki ve fotoğraflarda bir ölçek kullanılmalı, görüntünün yönelimi kaydedilmeli ve anahtar jeolojik özellikler ön plana çıkartılmalıdır.




**Şekil 5.4 Arazide gözlenen sedimenter özelliklerin gösteriminde kullanılan açıklamalı krokiye bir örnek.**



**Şekil 5.5 Sedimenter kayalara ait bir arazi fotoğrafı. Yarın üst kısmındaki kalın kumtaşı biriminin düzensiz alt yüzeyi bir akarsu kanalının tabanını işaret eder.**

Sedimenter kayaların arazide tanımlanmasına ilişkin daha ayrıntılı bilgiler Tucker (2003) ve Stow (2005)'da verilmiştir.

## 5.3 PALEOAKINTILAR

Bir **paleoakıntı belirteci** sedimentin çökeldiği andaki akış yönü için bir kanıt olup, **paleoakış** olarak da tabir edilebilir. Paleoakış verileri paleocoğrafyayı kurmak üzere (5.7) fasiyes analizi (5.6.2) ve kaynak alan (provenans) (5.4.1) çalışmalarıyla birlikte kullanılır. Sedimentoloji logu hazırlanırken veriler rutin olarak toplanırsa da, veri setinin boyutunu arttırmamak için loglanmayan noktalardan ilave paleoakıntı verileri de toplanabilir.

### 5.3.1 Paleoakıntı Belirteçleri

Sedimenter yapılarda iki grup paleoakıntı belirteci ayırt edilebilir (Miall, 1999). **Tek yönlü belirteçler** akışın yönünü veren özelliklerdir.

**1.** Çapraz laminalanma (4.3.1) akıntı yönünde göç eden kırışıklar tarafından üretilir.

**2.** Çapraz tabakalanma (4.3.2) eoliyen ve su altı kumulları tarafından oluşturulur ve akış aşağı kuytu yamacın eğim yönü yaklaşık olarak akışın yönüdür. Çapraz tabakalanma içindeki çapraz tabakaların eğim yönü kaydedilir.

**3.** Akarsu kanallarındaki büyük seddelerde (9.2.1) ve sığ deniz ortamlarında oluşan veya Gilbert tipi deltaların (12.4.2) cephe ilerlemesiyle oluşan büyük ölçekli çapraz tabakalanma (cross bedding) ve çapraz istiflenme (cross stratification) akış yönü için bir belirteçtir. Çapraz istiflenmenin eğim yönü ölçülür. Dirsek sedde ile oluşturulan ve akış yönüne dik olan epsilon çapraz istiflenme (9.2.2) bir istisnadır.

**4.** Kırıntı biniklenmesi disksi çakıl taneleri kuvvetli akışlarda, yandan bakıldığında iki uzun eksenden biri membaa eğimli olacak şekilde (Şekil 2.9), duraylı pozisyonda yöneldiği zaman oluşur. Bu yönün çapraz istiflenmede ölçülen yöne zıt olduğuna dikkat ediniz.

**5.** Kaval yapıları (4.7) bir akıştaki girdaplar tarafından oluşturulan tabaka altı yerel oyuklardır. Türbülans girdabı oluşurken akış ile taşınır ve daha dik eğimli kenar memba tarafında olacak şekilde akış tabanında asimetrik bir iz bırakarak taban yüzeyinden uzaklaşarak yükselir. Dik kenardan uzak oyulmanın ekseni boyuncaki yön ölçülür.

**Akış ekseni belirteçleri** akıntı ekseni hakkında bilgi sağlayan yapılar olmakla birlikte memba ve mansap yönleri ayırt edilemez. Buna rağmen, tek yönlü belirteçlerle kullanıldığında faydalıdırlar. Mesela yivler ve kavallar türbiditlerle birlikte bulunabilirler (4.5.2).

**1.** Tanelerin dizilim hattını belirlemek suretiyle tabakalanma düzlemi üzerindeki birincil akıntı lineasyonları (4.3.4) ölçülür.

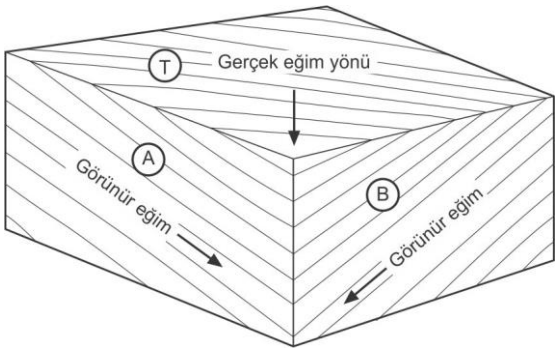
**2.** Yiv izleri (4.7) akıntının içinde taşınan, akıntı eksenini veren parçacıkların çentmesiyle oluşan uzun oyuklardır.

**3.** İğnemsi mineraller, belemnit gibi fosiller veya ağaç parçalarının akışa paralel yönelim göstermeleri halinde uzamış tane yönelimleri bilgi sağlayabilir.

**4.** Bir kanalın kesilen bankı akış yönüne paralel uzandığından dolayı, kanal ve oygu kenarları belirteçler olarak kullanılabilir.

### 5.3.2 Paleoakıntıların Ölçümü

Paleoakıntıları tanımlamada en çok kullanılan özellikler değişik ölçeklerdeki çapraz tabakalanmadır. Eğimli bir yüzeyin eğim yönünün ölçümü özellikle de teknemsi çapraz tabakalanmada olduğu gibi yüzeyin üç boyutta eğrisel olduğu durumlarda her zaman kolay bir işlem değildir. Normalde, birbirine dik iki düşey yüzeyin kesiştiği bir çapraz tabakalanma (Şekil 5.6) veya çapraz tabakalanmayı kesen bir yatay yüzey (Şekil 5.7) gereklidir. Hangi durumda olursa olsun, tek bir düşey yüzey sadece görünür eğimi verdiğinden ve bu da akışın yönü olmadığından, çapraz tabakalanmayı kesen tek bir yüzeyin varlığı yeterli değildir.




**Şekil 5.6 Düzlemlerin (mesela düzlemsel çapraz tabakaların) gerçek eğimi tek bir düşey düzlem üzerinde (A veya B yüzeylerinden birinde) belirlenemez. Gerçek eğim ya iki farklı görünür eğim ölçümünden hesapla ya da yatay yüzeyden (T) doğrudan ölçümle bulunabilir.**

Disksi ince çakılların biniklenmesi çakıltaşlarında faydalı bir paleoakış belirteci olup, kırıntıların kaya yüzeyinden çıkıntı yapması halinde kırıntıların eğim yönünü genellikle doğrudan ölçmek mümkündür. Biniklenmeli kırıntıların akış yukarı doğru eğimli olduğunu hatırlayınız. Buna göre, kırıntıların eğim yönü paleoakıntının tam tersi yönde olacaktır (Şekil 2.9 ve 2.10). Yivler ve birincil akıntı lineasyonları gibi çizgisel özellikler yönleri tabaka yüzeylerinde en kolay ölçülebilen özellikler olmakla birlikte, tek yönlü bir akış belirteci sağlamazlar. Oyukların ve kanalların kenarlarının pozisyonları kısıtlanmış akışın yönü hakkında bir bilgi verirler. Kanal yönelimini kestirmek için üç boyutlu mostralar gerekli olup, akış yönünü bulmak için çapraz tabakalanma gibi diğer özellikler de gereklidir.

Katmanların deforme olduğu durumlarda paleoakıntı verilerinin derlenmesi ve yorumlanması daha da zorlaşır. Bu yön tabakalanma yönüne göre bir dalım şeklinde kaydedilmeli ve stereonet teknikleri kullanılarak çökelme yatayına geri döndürülmelidir (Collinson vd., 2006).

Paleoakıntı analizi yapmak için kaç tane veri noktası gerekir sorusunun cevabı ‘olabildiğince fazla’dır. Ortalamanın istatistiksel olarak geçerliliği daha fazla veri ile iyileştirilirse de, sadece ilgi konusu araştırma için akışın genel bir eğilimi gerekli olduğu zaman daha az veri yeterlidir. Ayrıntılı bir paleoakıntı analizi (5.7) için muhtemelen onlarca veya yüzlerce okuma gerekir.



**Şekil 5.7 Teknemsi çapraz tabakalanmanın plan görünümü. Akışın resim çekilen noktadan uzaklaştığı yorumlanmıştır.**

Genelde 10 okumadan az bir ortalamanın güvenilir olmadığı düşünülürse de bazen sadece birkaç verinin elde mevcut olduğu durum bile elde hiç veri olmamasından daha iyidir. Güvenilir okumalar için tüm çabalar gösterilmesine rağmen mostranın kalitesi buna her zaman izin vermez ve bazen paleoakıntı okuması sadece yaklaşık olarak bilinecektir. Bir daha belirtmek gerekir ki, mevcut herhangi bir veri hiç olmayandan daha iyi olmakla birlikte verilerin güvenilirlik derecesi belirtilmelidir (bu konudaki tekniklerden biri, iyi kaliteli akış belirteçleri için 275º, 290º vb. gibi sayılar kullanmak olsa da, daha az güvenilir okumalar için BKB gibi pusula ara yönleri kullanınız).

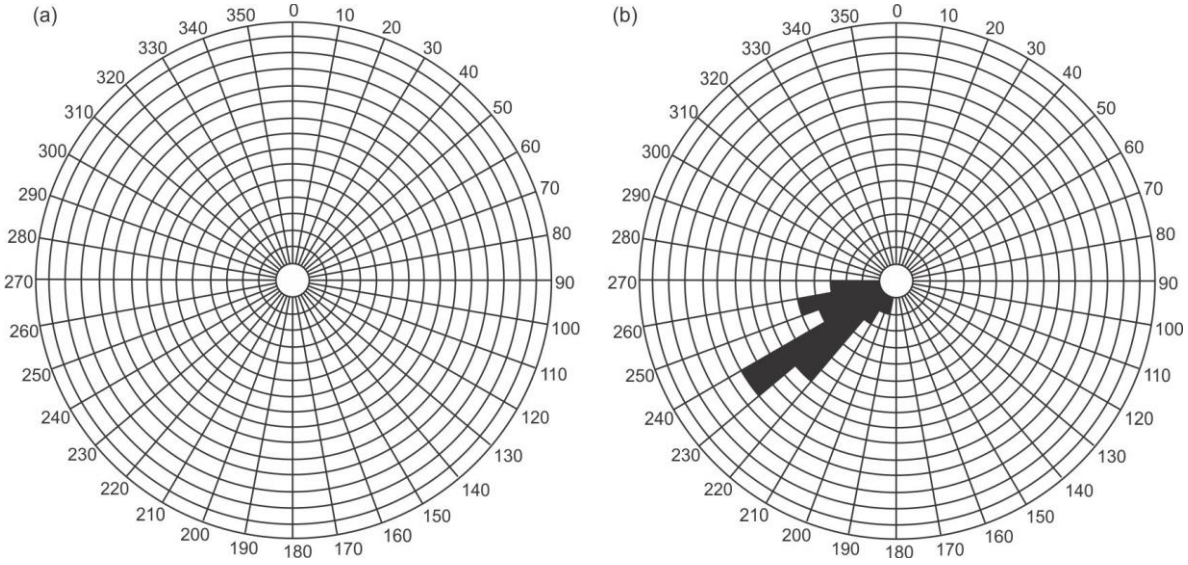
Paleoakıntı verileri toplarken dikkate alınması gereken bazı önemli hususlar vardır. Bunlardan ilki, kaydedilen paleoakıntı belirtecinin (teknemsi çapraz tabakalanma, kaval yapıları, birincil akıntı lineasyonu vs.) özelliğinin not edilmesinin kesinlikle gerekli olduğudur. İkincisi, paleoakıntı belirteci içeren tabakaların fasiyesi de çok önemlidir. Bir akarsu kanalı çökeli nehir akışını yansıtan akıntı belirteçleri içerecektir fakat setüstü çökelleri akarsu kanalına dik gelişmiş olabilir (9.3). Son olarak da, tüm paleoakıntı belirteçlerinin derecesi aynı değildir. Kanal akışındaki düzensizliklerden dolayı bir sedde üzerindeki bir kırışık herhangi bir tarafa yönelmiş olabilirse de, kumlu veya çakıllı büyük bir seddenin akış aşağı yüzü nehrin akış yönüne yakın bir çapraz tabakalanma üretecektir. Bu nedenle, verileri analiz ederken paleoakıntı belirteçlerinin ayırt edilmesi doğru bir uygulama olacaktır.

### 5.3.3 Yönle İlgili Verilerin Sunumu ve Analizi

Jeolojide yönsel veriler sıklıkla toplanır ve analiz edilir. Sedimentolojide en sık rastlanan yönsel veriler paleoakıntı verileri olmakla birlikte benzer veriler yapısal analizler için de toplanır. Bir yığın veri derlendikten sonra ortalama yönü ve ortalama etrafındaki saçılımı (ya da standart sapmayı) belirleyebilmek yararlı olacaktır. Bir yönsel veri yığınına ait ortalamanın belirlenme prosedürü aşağıda açıklanmıştır. Paleoakıntı verileri normalde bir **gül diyagramı** üzerinde gösterilir (Şekil 5.8). Bu diyagram, üzerinde yönsel verilerin işaretlendiği dairesel bir histogramdır. Buna hesaplanan ortalama da eklenebilir. Diyagramda kullanılan temel şekil olan daire 10º veya 20º'lik ışınsal aralıklara ve bir dizi konsantrik dairelere bölünür. Veriler önce 10º veya 20º'lik bloklar halinde gruplanır (001º-020º, 021-040º vb.) ve her bir aralık içine düşen sayı dairesel histogramın merkezinden dışarı doğru belli değerler şeklinde işaretlenir. Bu örnekte (Şekil 5.8) 261º ile 270º arasında üç okuma, 251º ile 260º arasında beş okuma vb. değerler bulunmaktadır. Dairenin merkezinden en dışına kadar bir ölçeklendirme yapılmalı ve veri yığınındaki toplam sayı '*N*' belirtilmelidir.

### 5.3.4 Paleoakıntı Verilerinin Ortalamasının Hesaplanması

Yönsel verilerin ortalamasının hesaplanması (mesela) bir dizi tabaka kalınlığı ölçümünü belirlemedeki kadar basit bir işlem değildir. Paleoakıntılar bir daire üzerinde yön olarak ölçülür ve bu yönleri toplayarak toplam okuma sayısına bölünmesi yoluyla bir dizi yönün ortalamasının belirlenmesi anlamlı bir sonuç vermez. Bunun için basit bir misal vermek yerinde olacaktır. Ölçülen 010º ile 350º yönleri basitçe toplanır ve ikiye bölünürse, doğru cevap olan 000º/360º yerine onun tam tersi olan 180º yönü elde edilir. Bir dizi paleoakıntı verisinin dairesel ortalaması ve dairesel varyansının hesaplanması bir hesap makinası veya bir bilgisayar programı yardımıyla yapılabilir. Hesaplama işleminin matematiksel temeli (Swan ve Sandilands, 1995) aşağıda verilmiştir.




**Şekil 5.8 Paleoakıntı gibi yönsel verileri grafik olarak özetlemede bir gül diyagramı kullanılır. Sağdaki örnekteki veriler akışın güneybatıya doğru olduğunu göstermektedir.**

.

Yönsel verileri matematiksel açıdan ele almak için önce yönleri kartezyen koordinat sistemine dönüştürülmesi ve tüm değerlerin x ve y eksenleri cinsinden ifade edilmesi gerekir (Şekil 5.9).

**1.** Her bir $\theta$ yönü için $x = \sin\theta$ ve $y = \cos\theta$ olacak şekilde *x* ve *y* değerlerini bulunuz.

**2.** Tüm *x* değerlerini toplayarak ortalamasını bulunuz.

**3.** Tüm *y* değerlerini toplayarak ortalamasını bulunuz.

Sonuç, ortalama yönün *x* ile *y*'nin her birinin -1 ile +1 arasında değiştiği, kartezyen koordinatları cinsinden bir ortalama değer olacaktır. Bunun temsil ettiği yönü bulmak için $\theta = \tan^{-1}(y/x)$ kullanılır. $\theta$'nın değeri +90 ile -90 arasında olacaktır. Bunu gerçek yöne dönüştürmek için de ortalamanın hangi çeyreğe düştüğünün belirlenmesi gerekir.

Verilerin hesaplanan ortalama etrafındaki dağılımı *r* çizgisinin uzunluğu ile orantılıdır (Şekil 5.9). Ucun dairenin çevresine çok yakın bir yerde sonlanması durumunda, tıpkı tüm verilerin bir araya toplandığı durumda olduğu gibi, *r*'nin değeri 1'e yakın olacaktır. *r* çizgisinin kısa olmasının nedeni verilerin dağılımının çok fazla olmasından ileri gelir. Bir uç örnek olarak, 000°, 090°, 180° ve 270° gibi bir veri grubunun *x* ve *y*'sinin ortalama değerleri dairenin merkezine yakın bir yere düşeceği için, bunların ortalaması sıfır olacaktır. *r* çizgisinin uzunluğu Pisagor teoremi ile hesaplanır:

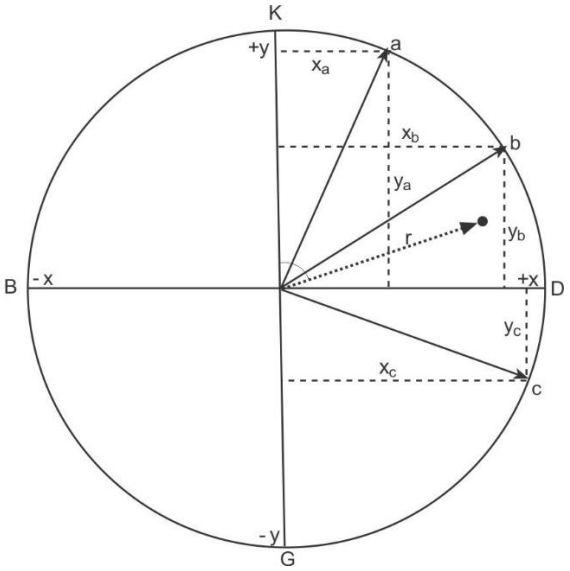
$$r = \nu(x^2) + (y^2)$$

## 5.4 KAYA ÖRNEKLERİNİN DERLENMESİ

Saha çalışmaları ile sedimenter kayalardan toplanabilir bilginin sadece bir kısmı elde edilir. Bu nedenle, daha ileri analizler için numune toplanması rutin bir işlemdir. Paleontolojik çalışmalarda katmanların biyostratigrafik yaşını belirlemek için (20.4), ya da mineralojik ve kimyasal analizler için malzeme gerekli olabilir. Kayanın dokusunu ve bileşimini ayrıntılı olarak incelemek için ince kesitler kullanılır veya ağır mineral içeriğini değerlendirmek üzere ufalanabilir ya da kimyasal analizler için çözdürülebilir. Kaynak alan (provenans) belirlemede bu prosedürlerin çoğu kullanılmaktadır.

Derlenen numunenin boyutu ve fiziksel durumu malzemenin kullanım amacına bağlı olmakla birlikte çoğu amaçlar için yaklaşık 50 mm çapındaki parçalar yeterli olacaktır. 'Taze', yani bozuşmuş yüzeyi temizlenmiş numuneler toplamak her zaman iyidir. Numune üzerinde tabakalanma doğrultusuna dik ve gence doğru olan yönü (19.3.1) ifade eden bir ok çizmek suretiyle numunenin tabakalanmaya göre yönelimi kaydedilmelidir. Her numuneye arazide toplandığı anda özel bir kimlik numarası verilmeli ve lokalitesi saha defterine kaydedilmelidir. Numune toplama işlemi bir sedimenter log hazırlama sürecinin bir kısmını oluşturuyor ise numunenin log sütunundaki yeri kaydedilmelidir.

Numuneler genellikle sağlam, kilitlemeli plastik torbalarda daima bireysel olarak muhafaza edilmelidir. Eğer gerçekten düzenli bir çalışma arzuluyorsanız, saha çalışmasına başlamadan önce numune numarasını dayanıklı, yapışkan bir bant üzerine yazarak bandı bir asetat üzerine yapıştırınız. Her numara iki ayrı bant parçası üzerine yazılır ve biri numune üzerine, diğeri de numunenin yerleştirildiği plastik torbanın üzerine yapıştırılır. Bu şekilde, numune numaralarının kaybolması veya dalgınlıkla tekrarlanması önlenecek ve en elverişsiz arazi koşullarında bile okunaklı olacaktır.




**Şekil 5.9 Paleoakıntıdan ölçülen yönler 'x' ve 'y' koordinatları cinsinden ele alınabilir. Açıklama için metne bakınız.**

### 5.4.1 Kaynak Alan Çalışmaları

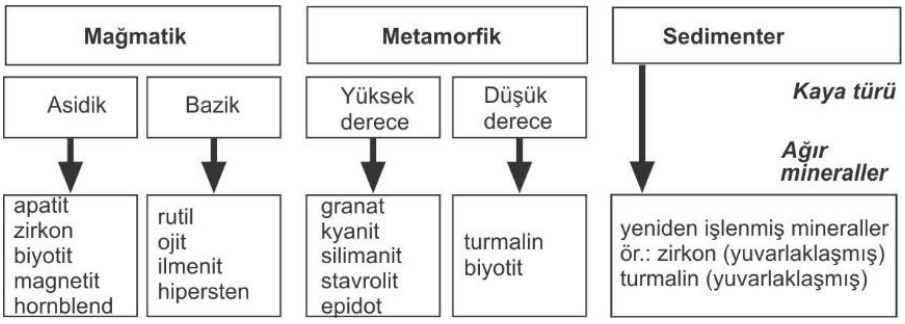
Sedimentin kaynağı veya malzemenin **provenansı** hakkındaki bilgiler mevcut kırıntı türlerinin incelenmesinden elde edilebilir (Pettijohn, 1975; Basu, 2003). Bir sediment içindeki kırıntının petrolojik veya kimyasal inceleme sonucunda belli bir kaynak alana özgü olduğu belirlenebilirse, o kırıntının kaynak alanı tayin edilebilir. Bu yolla bazı durumlarda kaynak alanın paleocoğrafik lokasyonunu belirlemek mümkün olup, yükselen bölgenin aşınma süreçleri ve zamanı hakkında bilgi sağlanır (6.7) (Dickinson ve Suczek, 1979).

Bir ince veya kaba çakılın belli bir litolojiden aşınmış olduğu kolaylıkla belirlenebildiğinden, iri kırıntılı sedimentlerde kaynak alan çalışmaları genellikle nispeten daha kolaydır. Pek çok kaya türü kayanın güvenli bir şekilde tanınmasına yardımcı olabilecek karakteristik dokular ve bileşimler içerebilir. Tanelerin çoğu değişik birçok kaynaktan gelebilen bireysel mineral taneleri olabileceği için, tüm kırıntıların kum boyu olduğu bir kaynak alanı tanımlamak daha zordur. Kumtaşlarındaki kuvars taneleri granit gibi bir anakayadan, farklı bir dizi metamorfik kayadan ya da yeniden işlenmiş bir kumtaşından türemiş olabilir. Buna göre, kuvars çok yaygın olmakla birlikte kaynak alan tanımındaki önemi azdır. Bazı ağır minerallerin (2.3.1) kumun kökeni için çok iyi belirteçler olduğu görülmüştür (Şekil 5.10). Kumtaşlarındaki kaynak alan çalışmaları tüm taneler arasından ağır mineralleri ayırmak suretiyle ve bunları bireysel olarak teşhis etmek suretiyle gerçekleştirilir (Mange ve Maurer, 1992). Bu sürece **ağır mineral analizi** denir ve sedimentin kaynağını tanımlamada etkili bir yol olabilir (Morton vd., 1991; Morton ve Hallsworth, 1994; Morton, 2003).

Bazı kil mineralleri karakteristik olarak belli kayaların bozuşmasıyla oluştuğundan, kaynak alan çalışmalarında bazen kil minerali analizi de kullanılmaktadır (Blatt, 1985). Söz gelimi, bazaltik kayaların bozuşmasıyla smektit grubu mineraller oluşmaktadır (2.4.3). Büyük karasal alanların ortalama kimyasal bileşimini belirlemede çamur ve çamurtaşı analizi de kullanılabilir. Büyük akarsular kıtasal kara kütlesinin büyük bir kısmını akaçlayabilirler ve bu şekilde aynı alandan aşınan sedimenti taşıyarak çökeltebilirler. Bu nedenle, bir nehrin ağzından alınan bir çamur örneği kıtasal kara kütlesini temsil eder ve aynı alanı oransal olarak temsil eden gerçek temsilci numuneler almaktan çok daha kolaydır. Bu yöntem farklı kıtaların karşılaştırılmasında çok yararlıdır ve potansiyel kırıntı kaynaklarını karşılaştırmada eski çamurtaşları üzerinde kullanılabilir. Özellikle Nadir Toprak Elementleri kullanan jeokimsayal analizler ile neodiyum-samaryum sistemini (21.2.3) kullanan izotop verilerinden bu amaç için yararlanılabilir.

## 5.5 KAROT TANIMLAMASI

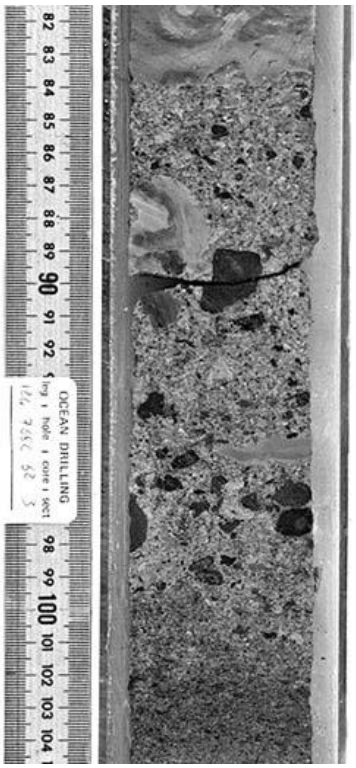
Dünyadaki fosil yakıtların ve madenlerin çoğu yeraltındaki sedimenter kayalardan çıkarılmaktadır. Yeraltındaki tabakaların özelliklerini 'uzaktan' belirlemeye yönelik teknikler (Bölüm 22) bulunmakla birlikte yüzeyden onlarca, yüzlerce veya binlerce metre aşağıdaki tabakaların özelliklerine dair güvenilir kanıtlar sadece sondaj kuyularından elde edilebilmektedir. Sondaj işi petrol ve gaz endüstrisi tarafından, maden yatakları ve kömür arama firmaları tarafından, su kaynakları için veya sadece akademik araştırma için yapılmaktadır. Bir sondaj kuyusu delindiği zaman karot alma zorunluluğu yoktur. Petrol şirketleri tabakaları analiz etmede daha çok jeofizik teknikleri kullanırlar (22.4) ve sadece belli katmanlar için ayrıntı gerektiğinde




**Şekil 5.10 Kaynak alan çalışmalarında kullanılabilen ağır minerallerden bazıları.**

karot alırlar. Bunun aksine, kömür tabakalarının tam olarak hangi derinliklerde bulunduğunu belirlemek ve kalite tanımlaması yapmak için örnek almak gerektiğinden, kömüre yönelik bir arama programında tipik olarak tüm kuyu karotlanır.

Karotlama işleminden sonra karotlar uzunluğu yaklaşık 1 m olan sandıklar içinde muhafaza edilir. Petrol şirketlerince alınan karotların çapı tipik olarak 100-200 mm arasında olup, düz bir yüzey elde etmek üzere ortadan yarılırlar (Şekil 5.11). Bununla birlikte, kömür karotu bütün olarak muhafaza edilir ve çapı çoğu zaman 60 mm'nin altındadır. Bir mostra ile karşılaştırılacak olursa, herhangi bir karotun en büyük eksikliği çok ince olması ve katmanlar için sadece bir boyutlu örnek sağlamasıdır. Bir taş ocağı şevi veya yar yüzeyinde akarsu kanalları, resifler ve hatta bazı çapraz tabakalanmalar gibi iki boyutlu mostraya bakarak ayırt edilebilecek özellikler bir karota bakarak sadece tasavvur edilebilirler. Bu kısıtlama katmanların yorumlanmasını zorlaştırma eğilimindedir. Bununla birlikte, düşey kesitte genellikle onlarca veya yüzlerce metre devamlılık sağlamasından dolayı karotlamanın belirgin bir avantajı vardır. Tabakalar aşındığından veya yamaç molozu ya da bitki örtüsü ile kaplandığından dolayı, katmanların en iyi mostralarından bazıları bile yüzde yüz kapsam sunmayabilir.




**Şekil 5.11 Tabakaları sondajla delerken tabakaların ayrıntılarını ortaya koymak üzere silindirik kaya numuneleri almak mümkündür.**

Karotlardaki sedimenter veriler de mostradaki sedimenter verilerde olduğu gibi grafik sedimenter loglar kullanılarak kaydedilir. Mümkün olduğu yerlerde saha verilerinin kaydedilmesi halen önemli olmasına rağmen, sedimenter kayalar üzerinde çalışan profesyonel jeologların karot loglamaya saha çalışmasından daha fazla zaman ayırdıklarını belirtmek gerekir.

## 5.6 ESKİ ÇÖKEL ORTAMLARININ YORUMLANMASI

Sedimentler akarsular, göller, kıyılar, sığ denizler vb. jeomorfolojik özellikler açısından tanımlanabilir bir dizi ortamlarda birikirler. Bu ortamları şekillendiren ve karakterize eden fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler fiziksel coğrafya ve ekoloji çalışmaları sayesinde iyi bilinmektedir. Bu süreçlerin aynısı bu ortamlarda çökelen sedimentlerin özelliklerini belirlemektedir. Sedimenter kayaların taşınma ve çökelme süreçleri cinsinden yorumlanması ve sonra bunların çökeldiği ortamın belirlenmesi sedimentolojinin önemli bir kısmını oluşturur. Sedimentologlar böyle yaparak Yeryuvarı'nın yüzeyinde farklı zamanlarda farklı yerlerdeki koşulları tespit etmeye çalışır ve bu şekilde gezegen yüzeyinin tarihçesine ait resmi ortaya koyarlar.

### 5.6.1 'Fasiyes' Kavramı

'Fasiyes' terimi jeolojide, özellikle de **sedimenter fasiyes**in bir sedimenter birimin özelliklerinin tümüne işaret ettiği (Middleton, 1973) sedimentoloji çalışmalarında, sıklıkla kullanılmaktadır. Bu özellikler sedimenter kayanın boyutlarını, sedimenter yapılarını, tane boylarını ve türlerini, rengini ve biyojenik içeriğini kapsar. Buna bir örnek 'çapraz tabakalı orta kumtaşı' şeklinde verilebilir. Bu örnekteki kayanın taneleri başlıca orta irilikteki kumdan oluşmakta ve birincil sedimenter yapı olarak da çapraz tabakalanma göstermektedir. Kayanın tüm özelliklerinin bu fasiyes adı altında belirtilmesine gerek yoktur. Diğer bazı durumlarda farklı özelliklere vurgu yapmak önemli olabilir. Başka durumlarda çok benzer bir kaya için fasiyesin adı (rengin ve tane türlerinin tane boyu ve sedimenter yapılardan daha önemli olması halinde)

'kırmızı, mikalı kumtaşı' olabilir. Bir kayanın özelliklerinin tümü, sedimenter kayaların herhangi bir çalışmasının bir kısmını oluşturan fasiyes tanımlamasında verilir.

Tanımlamanın bir kayanın fiziksel ve kimyasal özellikleri ile kısıtlanması halinde fasiyese **litofasiyes** denir. Gözlemlerin mevcut bitki ve hayvanlara yoğunlaştığı durumlarda terim **biyofasiyes** olarak tanımlanır ve kayadaki iz fosillere (11.7) odaklanan çalışma için de **iknofasiyes** tanımlaması yapılır.

Bir örnek olarak, '*Cruziana*' ile birlikte ekinid ve krinoidlerin biyofasiyesini içeren tek bir kaya birimi litofasiyes açısından gri biyoklastik pakettaşı olarak tanımlanabilir. Bu ve diğer özellikler birlikte sedimenter fasiyesleri oluştururlar.

### 5.6.2 Fasiyes Analizi

Fasiyes kavramı kayaları tanımlama ve arazide görülen sedimenter kayaları gruplamada uygun bir araç olmanın yanında katmanların yorumlanmasında sağlam ve bilimsel bir yaklaşım olan **fasiyes analizi**nin de temelini oluşturur (Anderton, 1985; Reading ve Levell, 1996; Walker, 1992; 2006). Litofasiyes özellikleri sedimentlerin taşınma ve çökelmesiyle ilgili fiziksel ve kimyasal süreçlerle tanımlanır ve biyofasiyes ile iknofasiyes de çökelme sırasında ve sonrasındaki paleoekoloji hakkında bilgi verirler. Çökelme zamanındaki sedimenti fiziksel, kimyasal ve ekolojik koşullar açısından yorumlamak suretiyle **paleoortamları** (yani geçmişteki ortamları) yeniden kurgulamak mümkündür.

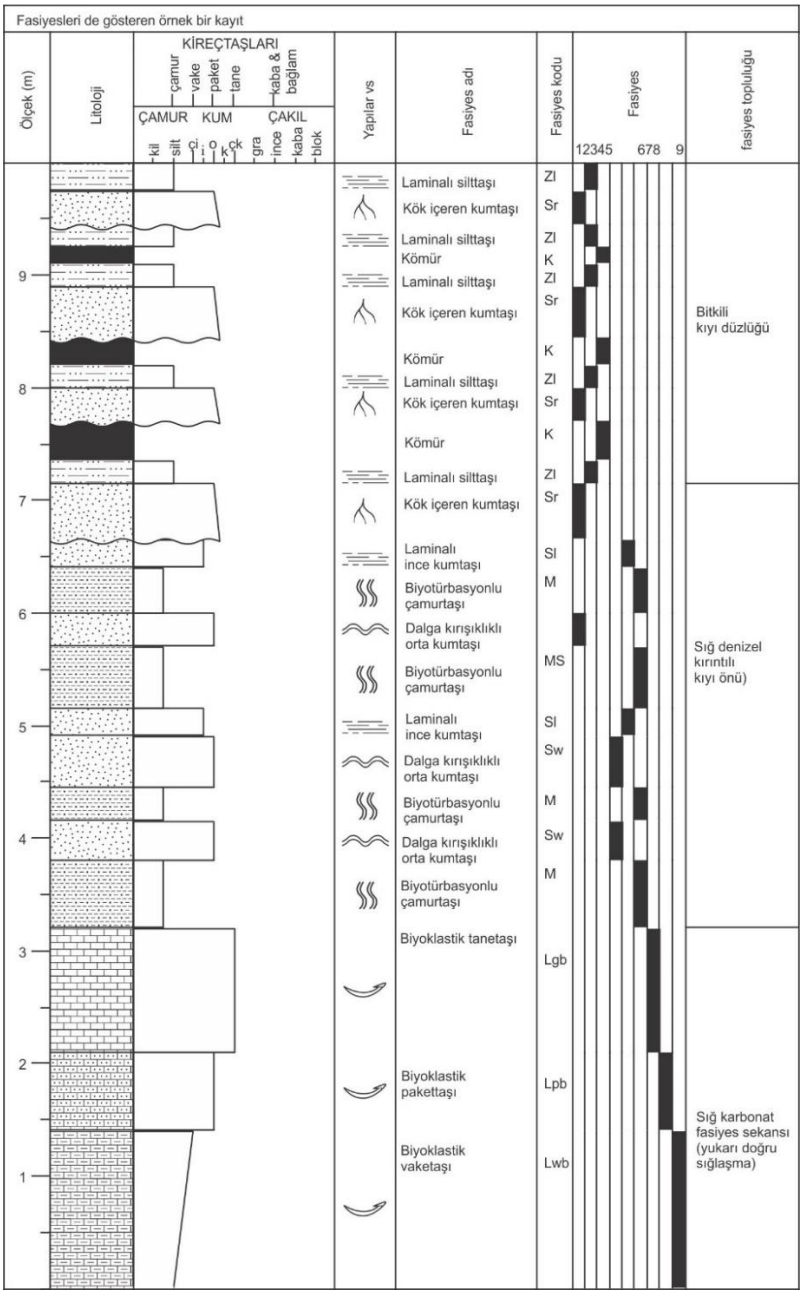
Fasiyes analizi yoluyla geçmiş sedimenter ortamların yeniden kurulması bazen çok basit bir uygulama olabilirse de, diğer durumlarda geçici bir sonuç çıkarmadan önce birçok faktörün karmaşık biçimde ele alınmasını gerektirebilir. Kaya özelliklerinin belli bir ortama özgü olduğu yerlerde kolay bir işlemdir. Bilindiği kadarıyla hermatipik mercanlar sığ, berrak ve oldukça ılık deniz suyunda yaşamışlardır. Bu nedenle, bu fosil mercanların sedimenter kaya içinde yaşarkenki pozisyonda bulunmaları bu sedimentlerin sığ, berrak, ılık bir deniz suyunda çökeldiğini belirtmede kullanılabilir. Sedimentlerin bir dizi ortama ait süreçlerin ürünü olması halinde analiz daha karmaşık bir hal alır. Örnek olarak, çapraz tabakalı kumtaşı çöllerde, akarsularda, deltalarda, göllerde, plajlarda ve sığ denizlerde çökelme sırasında gelişebilir. Bu nedenle, 'çapraz tabakalı kumtaşı' litofasiyesi spesifik bir ortam belirteci olarak kullanılamaz.

Fasiyes yorumu nesnel olarak yapılmalı ve sadece katmanları oluşturan süreçlerin tanınmasına dayanmalıdır. Buna göre, ince taneli kumtaşındaki simetrik kırışıklık yapılarının varlığından bu kayadaki katmanların sığ su koşullarında rüzgârla su yüzeyinde oluşturulan dalgaların kumu karıştırarak simetrik kırışıklıklar oluşturduğu sonucu çıkartılabilir. Dalga kırışıklıkları derin sularda (11.3) oluşmadığından 'sığ su' yorumlaması yapılırsa da, kırışıklıkların varlığı suyun bir göl, lagün veya sığ denizel şelf ortamından hangisine ait olduğunu belirlemede tek başına yeterli değildir. Bu nedenle, fasiyes için 'simetrik kırışıklıklı kumtaşı' veya belki de 'dalga kırışıklıklı kumtaşı' demek gerekir. Ancak, 'gölsel kumtaşı' şeklinde yorumlayabilmek için daha fazla bilgi gereklidir.

### 5.6.3 Fasiyes Toplulukları

Bir ortamın özellikleri o ortamda oluşan süreçlerin kombinasyonuyla tanımlanır. Örnek olarak bir lagün düşük enerjili, denizden periyodik olarak kum girdisi alan sığ bir su ortamı olup, artan veya azalan tuzluluğa bağlı olarak sadece belirli canlıların yaşadığı özel bir ekolojik bölgedir (niche). Bu süreçlerin oluşturduğu fasiyes durgun sudan çöken çamur, sığ su üzerindeki rüzgârların oluşturduğu dalga kırışıklıkları içeren kum ve sınırlı bir faunadan oluşan bir biyofasiyestir. Bu farklı fasiyesler çökelme ortamını yansıtan **fasiyes topluluğu**nu oluştururlar (Collinson, 1969; Reading ve Levell, 1996).

Bir dizi tabaka bu şekilde analiz edildiği zaman fasiyes dağılımının genellikle bir desen oluşturduğu görülür. Mesela, şekil 5.12'de daha çok (altında veya üstündeki bir) 'laminalı silttaşı' ile birlikte bir 'biyotürbasyonlu çamurtaşı' mı yoksa 'dalga kırışıklıklı orta kumtaşı' mı oluşur? 'Kömür' fasiyeslerinde bu üç fasiyesten hangisi oluşur? Fasiyes topluluklarını tespit etmede her bir formasyona ait süreçlerin hatırda tutulmasında yarar vardır. Yukarıda bahsedilen bu dört fasiyes örneğinden 'biyotürbasyonlu çamurtaşı' ve 'dalga kırışıklıklı orta kumtaşı'nın ikisinin de su altı, muhtemelen bir denizel ortamı temsil etmeleri olasıdır. Diğer taraftan, 'kök izli orta kumtaşı' ile 'kömür'ün ikisi de bir kara ortamında oluşmuşlardır. Bu nedenle, beklenildiği üzere, su altında çökelmiş bir çift fasiyesin birlikte bulunması durumunda tıpkı karada oluşmuş fasiyes çiftlerinde olduğu gibi iki fasiyes topluluğu kurulabilir.

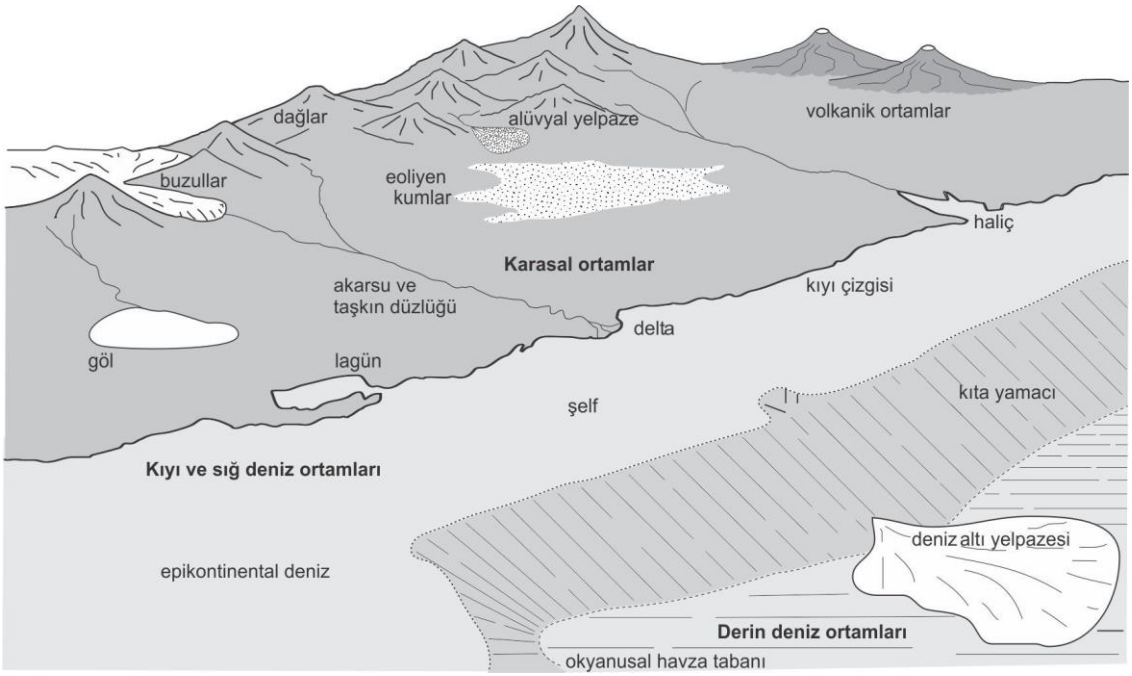



**Şekil 5.12 Fasiyes bilgilerinin eklendiği grafik bir sedimenter log. Fasiyes adları genellikle tanımlayıcıdır. Fasiyes kodlarının en faydalı olduğu yerler fasiyes tanımlamasının kısaltıldığı durumlardır. Her bir fasiyes için sütunlar kullanılması fasiyeslerdeki ve fasiyes topluluklarındaki eğilim ve desenlerin kolaylıkla tanınmasına izin verir.**

Bu sebeple, fasiyes analizinin iki aşamalı bir süreç olduğu düşünülebilir. Birincisi, süreçler cinsinden yorumlanabilir fasiyeslerin tanınması aşamasıdır. İkincisi, fasiyeslerin süreçlerin kombinasyonunu ve dolayısıyla çökelme ortamlarını yansıtan fasiyes toplulukları şeklinde gruplandırılmasıdır (Şekil 5.12). Günümüzde gözlenen ve sedimenter kayalarda kaydedilen çökelme fasiyesleri arasındaki zamansal ve mekânsal ilişkiler Walther (1894) tarafından teşhis edilmiştir. Walther Yasası en basit olarak şu şekilde ifade edilebilir: Bir fasiyesin diğer bir fasiyes üzerinde arada stratigrafik istifte herhangi bir kesiklik olmadan bulunması halinde iki fasiyes herhangi bir zamanda yan yana çökelmiş demektir. Bunun anlamı, her ikisi de bir çöl ortamında yan yana bulunabildikleri için, bir çölde eoliyen kumulları tarafından oluşturulan kumtaşı tabakaları mevsimlik bir çöl gölünde çökelen evaporitlerin üstünde veya altında bulunabilir (Şekil 5.13). Bununla birlikte, bir çöl ortamında oluşan kumtaşları üzerine derin denizde çökelmiş çamurtaşlarının gelmesi şaşırtıcı olacaktır. Şayet böyle bir durum söz konusu ise, stratigrafik istifte bir kesiklik; yani, aşınmanın oluştuğu ve/veya deniz seviyesinin değiştiği zamanı temsil eden bir uyumsuzluk olduğu anlaşılır (2.3).

### 5.6.4 Fasiyes Sekansları/İstifleri

Bir **fasiyes sekansı** veya **fasiyes istifi,** içinde fasiyeslerin belli bir düzende olduğu fasiyes topluluklarıdır (Reading ve Levell, 1996). Koşullardaki düzenli değişimlere tepki olarak bir dizi sürecin tekrarlanması söz konusu olduğunda gelişirler. Bir örnek olarak, bir biyoklastik vaketaşı fasiyesi üzerine bir biyoklastik pakettaşı fasiyesi ve onun da üzerine daima bir biyoklastik tanetaşı gelmesi halinde (Şekil 5.12) bu üç fasiyes bir fasiyes sekansı olarak değerlendirilebilir. Böyle bir desen sığ denizel bir ortamda (Bölüm 14) biyoklastik kumların ve çamurların sığlıklarındaki çökelmeden dolayı tekrarlı sığlaşmalardan kaynaklanabilir. Fasiyes desenlerinin tanınması grafik sedimenter logların görsel incelemesine dayalı olarak




**Şekil 5.13 Ana sedimenter ortamların özeti.**

veya **Markov analizi** gibi (Swan ve Sandilands, 1995; Waltham, 2000) fasiyeslerin ardıl olarak geliştiği sırayı belirlemede bir istatistiksel yaklaşım kullanarak yapılabilir. Bu teknik için tüm fasiyeslerin bir tablonun hem yatay hem düşey ekseni boyunca yerleştirildiği bir geçiş gridi gereklidir. Bir düşey dizide bir fasiyesten diğerine (mesela biyoklastik vaketaşından biyoklastik pakettaşı fasiyesine) geçişin olduğu her durumda gride bir giriş yapılır. Fasiyes sekansları/dizileri bir fasiyesten diğerine olan ortalama geçişten daha yüksek geçişler gösterirler.

### 5.6.5 Fasiyes Adları ve Fasiyes Kodları

Fasiyesler tanımlandıktan sonra o fasiyeslere birer isim verilir. Fasiyesleri adlamada belli bir kural bulunmamakla birlikte 'biyotürbasyonlu çamurtaşı', 'teknemsi çapraz tabakalanmalı kumtaşı' veya 'foraminiferli vaketaşı' gibi aşağı yukarı tanımlayıcı isimler kullanmak daha doğru olur. Bu adlama biçimi A Fasiyesi, B Fasiyesi, C Fasiyesi vb. şeklindeki adlamaya tercih edilir çünkü bu harfler fasiyeslerin karakteri hakkında hiçbir ipucu vermezler. Fasiyesi yeterli düzeyde tanımlayan fakat çok da kullanışsız olmayan bir isim verilmelidir. Bu konuda genel bir kural, fasiyesi diğerlerinden ayıran, gereğinden fazla olmayan sayıda sıfatlar kullanmaktır. Mesela, istifte sadece bir çamurtaşı fasiyesi belirlenmesi halinde 'çamurtaşı fasiyesi' tek başına yeterlidir. Diğer taraftan, sığ denizel kumtaşı istiflerinin analizinde 'teknemsi çapraz tabakalanmalı iri kumtaşı fasiyesi' ve 'düzlemsel çapraz tabakalanmalı orta kumtaşı fasiyesi' arasındaki ayrım önemli olabilir. Kullanılan tanımlar ve isimler incelenen kayanın özelliklerine bağlı olduğundan, fasiyes adlamaları değişkendir.

Fasiyes isimleri normalde tamamen tanımsal olmakla birlikte fasiyes toplulukları çökelme ortamının yorumlanmasına elverişli şekilde de adlandırılabilir. 'Simetrik kırışıklı ince kumtaşı' 'laminalı siyah çamurtaşı' ve 'derecelenmeli gri silttaşı' gibi fasiyeslerin oluşturduğu bir fasiyes topluluğunun fasiyes özelliklerine bağlı olarak ve belki de faunanın tatlı suya ait olduğunu işaret eden bazı biyofasiyes verileriyle bir gölde çökeldiğine yorumlanabilir. Buna göre, bu fasiyes topluluğu 'gölsel fasiyes topluluğu' olarak adlandırılabilir ve akarsu kanallarında çökelen (flüvyal kanal fasiyes topluluğu) ve set üstünde çökelen ('taşkın düzlüğü fasiyes topluluğu') diğer karasal fasiyes topluluklarından ayırt edilir.

Fasiyes adlamaları için, mesela sedimenter logları üzerine açıklamalar yazarken, kısaltılmış bazı alternatif isimler kullanılabilir (Şekil 5.12). Miall (1978) flüviyal sedimentler için herhangi bir çökele uygulanabilir bir harf kodları şeması geliştirmiştir. Bu şemadaki ilk harf tane boyunu (mesela 'S' kum, 'G' çakıl) ve diğer bir veya iki ekleme harf de sedimenter yapılar gibi diğer özellikleri yansıtır. Örnek olarak, Sxl "çapraz tabakalanmalı kumtaşı"dır. Kullanılan harflerle ilgili bir kural yoktur. Dunham sınıflamasına (3.1.6) dayalı karbonat kayaları şemasına benzer şemalar da dahil olmak üzere bu şemanın pek çok değişik kullanım şekilleri söz konusudur (mesela, bazı araştırmacılar silt için 'Z' harfi kullanmaktadır). Genel bir kılavuz olarak en iyi yol, (mesela) tüm kumtaşlarının 'S' ile başladığı ve kolaylıkla yorumlanabilir kısaltmalar içeren, tutarlı bir sistem geliştirmektir.

Sedimenter loglar üzerinde fasiyesleri grafik şekilde göstermenin başka bir yolu daha vardır (Şekil 5.12). Logun yan tarafındaki sütunlar her bir fasiyesin düşey uzanımını belirtmede kullanılabilir. Bu tür sunumun bir avantajı, sütunların sırasının dikkatlice seçilmesi durumunda, mesela şelf ortamları için daha sığ denizel fasiyes sola ve daha derin denizel fasiyes sağa gelecek şekilde, zaman içinde değişen eğilimler loglar üzerinde ifade edilebilir.

## 5.7 ESKİ ORTAMLARIN ZAMAN VE MEKÂNDA YENİDEN KURULUMU

Sedimentolojik araştırmanın hedeflerinden biri, belli bir stratigrafik birimin çökelme zamanında bir bölgenin ne durumda olduğunu yeniden kurgulamaya çalışmaktır. Gelgit etkisi altında bir haliç miydi? Eğer öyle idiyse nehir akış yönü ne taraftan idi ve kıyı çizgisi neredeydi? Tabakalar göl çökeli şeklinde yorumlandıysa, göl buzul erime sularından mı beslendi ve buzullar nerede idi? Çölde çapraz tabakalı kumtaşlarını oluşturan rüzgâr ne yandan esti ve bazı güncel çöl havzalarında gördüğümüz evaporitik tuz tavaları nerede idi? Bu eski ortamların yeniden kurulma süreci değişik düzeydeki sedimentolojik ve paleontolojik bilgilerin bütünleştirilmesine bağlıdır.

### 5.7.1 Mekânda Paleoortamlar

Herhangi bir eski ortamın analizi için ilk ön şart bir **stratigrafik çerçeve**dir. Başka bir deyişle, hangi katmanların farklı alanlarda yaklaşık aynı yaşta olduğunun belirlenmesi, hangisinin daha genç ve hangisinin daha yaşlı olduğunun ortaya konmasıdır. Bunun için bazı yaşlandırmalara ve kayaların deneştirilmesine gerek vardır. Bu işlemde bölümler 19-23'de ele alınan bir dizi teknik kullanılır. Bununla birlikte, çalışılan kayaların bir bölgenin tamamında yaklaşık aynı yaşta olduğu ortaya konmuşsa, bu bölümde ele alınan üç teknik kullanılabilir ve birlikte değerlendirilebilir.

Öncelikle, fasiyeslerin ve fasiyes topluluklarının bir dağılımı söz konusudur. Sedimenter kayaların özelliklerine dayalı olarak eski bir akarsuya ait çökellerin, deltanın ve kıyı çizgisinin yerlerinin nereler olduğu belirlenebilirse, çökelim zamanında arazinin neye benzediğine dair bir resim çizmek için gerekli bilginin çoğu elde edilmiş demektir. Bu bilgi ikinci bir teknik ile desteklenebilir. Bu da, eski akarsuların akış yönleri ve eski kıyı çizgisine göre delta kanallarının görece konumları hakkında ayrıntılı bilgi sağlayabilen paleoakıntı verilerinin analizidir. Üçüncü olarak, kaynak alan verileri kırıntının nerden geldiğini belirlemeye yardımcı olabilir ve akarsular ile deltaların gerçekten de bağlantılı olduğunu doğrulamaya yardımcı olur (bunların farklı kaynak alana ait kumlar içermesi durumunda farklı sistemler oldukları anlaşılır).

Daha genç katmanlar tarafından örtüldükleri için görülemeyen kayaların özellikleri hakkında kestirimler yapmada bu tür bir analiz son derece yararlıdır. Bu nedenle, eski ortamların yeniden kurgulanması basit bir akademik uygulama olmanın ötesinde yeraltı jeolojisinin yanal değişimini değerlendirmede ve akifer, hidrokarbon ve maden yatakları aramalarında kullanılan kestirim araçlarıdır.

### 5.7.2 Zaman İçinde Paleoortamlar

Binlerce ve milyonlarca yıllık jeolojik zaman diliminde iklimler değişir, levhalar hareket eder, dağlar yükselir ve küresel deniz seviyesi değişir. Bu değişimler ortamı etkileyeceğinden ve bu da çökelen sedimenter kayanın özelliklerini değiştireceğinden, tüm bu olaylara ait kayıtlar sedimenter kayalar içinde korunurlar. Bir zamanlar turba bataklığı olan bir kıyı düzlüğünün sığ kumlu bir deniz alanına dönüştüğü belirlenebilirse, bundan ya deniz seviyesi yükselimi ya da kıtasal çökme (sübsidans) gerçekleştiği sonucu çıkarılabilir. Benzer şekilde, çamur çökelten bir gölün dağdan gelen iri kırıntıyla bir alüvyal yelpazeye dönüştüğü ortaya konursa, bölgede bir tektonik yükselim olduğu sonucu çıkarılabilir. Bu nedenle, eski ortamların yeniden kurgulanması işlemi büyük ve küçük ölçekli olayların yorumlanmasıyla yeryüzünün geçmişte neye benzediğini ortaya koyar. Eski ortamsal analiz stratigrafi ile bu şekilde birleştirildiği zaman saha çalışması havza analizi adını alır ve yerkabuğunun davranışıyla ve onun atmosfer ve hidrosferle etkileşimiyle ilgilenir. Bu konu bölüm 24'de ele alınmıştır.

Yukarıda da belirtildiği gibi, fasiyes analizinde amaçlardan biri sedimenter kayıttaki kayalar istifinin çökelme ortamını belirlemektir. Bugün mevcut bir dizi sedimenter ortamın (Şekil 5.13) geçmişte de var olduğu kabul edilmiştir. Genel anlamda durum böyle ise de stratigrafik kayıtlardaki kanıtlara göre Yeryuvarı'nın geçmişinde bugün karşılığı olmayan koşulların bulunduğu da unutulmamalıdır.

## 5.8 FASİYESLER VE ORTAMLAR: ÖZET

Başarılı bir fasiyes analizi için nesnel ve bilimsel bir yaklaşım şarttır. Bir sedimenter tabaka istifi önce, çökelme süreçlerinin yorumlandığı bir aşama olan mevcut litofasiyes (bazen biyofasiyes ve iknofasiyes) açısından tanımlanmalıdır. Fasiyesler daha sonra fasiyes analizinden belirlenen fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin kombinasyonuna dayalı olarak çökelme ortamlarının yorumlanabildiği litofasiyes toplulukları şeklinde gruplanabilir. Belli ortamlarda yaygın olarak gelişen fasiyes toplulukları ve sekansları vardır. Bu topluluk ve sekanslar ilerleyen bölümlerde 'tipik' çökelme ortamlarında ele alınmışlardır. Bununla birlikte, sınıflama sırasında (yani bir kaya istifini belli bir fasiyes ile eşleştirmede) hata yapma tehlikesi söz konusudur. Genel özellikler her ne kadar çökelme ortamı hakkında çoğu zaman iyi bir ipucu verse de, küçük ayrıntılar hayati derecede önemli olabilir ve kesinlikle gözden kaçırılmamalıdır.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Collinson, J., Mountney, N. and Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, London.

Reading, H.G. (Ed.) 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Stow, D.A.V. 2005. *Sedimentary Rocks in the Field: a ColourGuide*. Manson, London.

Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field* (3rd edition). Wiley, Chichester.

Walker, R.G. 2006. *Facies models revisited: introduction*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 1–17.

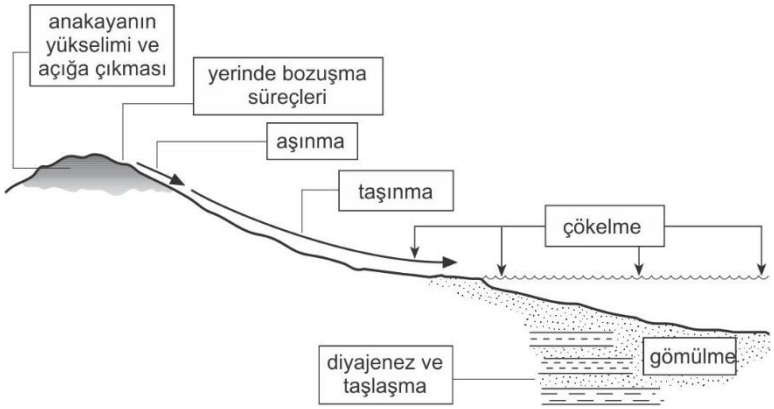
# 6
# Kıtalar: Sedimentin Kaynakları

Karada ve denizlerdeki kırıntılı ve kimyasal çökellerin nihai kaynağı yatak yükü, askı yükü veya çözünmüş tuzlar şeklinde çökelme ortamlarına taşınan sedimentleri oluşturan bozuşma ve aşınmanın meydana geldiği kıtasal alanlardır. Yeryuvarı'nın mantosunda ve kabuğundaki termal ve tektonik süreçler yükselim ve çökme (sübsidans) alanları meydana getirirler. Bunlar da sırayla sedimentin türeme ve aşağıda birikme alanlarını oluştururlar. Açığa çıkmış anakaya üzerinde etkili olan bozuşma ve aşınma süreçleri iklim ve topoğrafyadan şiddetlice etkilenirler. Bu nedenle, denudasyon ve bir sediment birikme alanına sediment giriş hızları tektonik, termal ve izostatik yükselim, kimyasal ve mekanik bozuşma süreçleri ile yerçekimi, su, rüzgâr ve buz aşındırmasını içeren karmaşık bir sistem vasıtasıyla belirlenir. İklim ve bitki örtüsü üzerindeki iklimsel kontrol mekanizmalarının tektonik, iklimsel ve yüzey denudasyonu süreçleriyle bağlantılı bir takım olarak göz önüne alınabildiği bu Yer Sistemi üzerindeki rolü çok önemlidir. Bu bölümde okuyucunun levha tektoniği konusunda biraz bilgi sahibi olduğu kabul edilmiştir.

## 6.1 SEDİMENT KAYNAĞINDAN KATMANLARIN OLUŞUMUNA

Sedimentlerin ve sedimenter kayaların oluşturulmasında çoğu sedimentlerin nihai kaynağı karalarda açığa çıkmış olan anakayadır (Şekil 6.1). Bunun için başlangıç noktası daha önceden var olan mağmatik, metamorfik veya sedimenter kökenli kayaların yükselmesidir. Yükseldikten sonra bu anakaya kırıntılı taneler oluşturmak ve iyonları yüzeyde ve yüzeye yakın sularda serbest bırakmak üzere kara yüzeyinde bozuşmaya uğrar. Bozuşmadan sonra anakaya yüzeyindeki malzemeyi uzaklaştıran aşınma süreci devreye girer ve o da malzemenin çözünmüş madde veya tanesel madde şeklinde değişik mekanizmalarla taşınmasına yol verir. Sediment sonuçta karada veya denizdeki bir sedimenter ortamda fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle çökelir. Son aşama sedimentlerin kayaya dönüşümü olan taşlaşma olup (18.2), sonuçta oluşan sedimenter kaya da tektonik süreçlerle yeryüzünde açığa çıkabilir. Bu süreçler **kaya döngüsü** olarak adlandırılan bir dizi olayın bir kısmını oluştururlar.

Bu bölümde şekil 6.1'deki olaylar zincirinin kıtasal kabuğun yükselimi ile başlayan ve sonra arazinin denudasyonuna neden olan bozuşma ve aşınma süreçlerini içeren ilk basamakları ele alınmıştır. Daha sonra litosferik davranış, iklim, bozuşma ve aşınma arasındaki etkileşimler sedimenter malzemenin kaynakları olan Yer Sistemleri açısından değerlendirilmiştir.




**Şekil 6.1 Kaya döngüsünün bir parçası olan kırıntılı sedimenter kayalar istifinin oluşumunda rol oynayan süreçlerin meydana geliş sırası.**

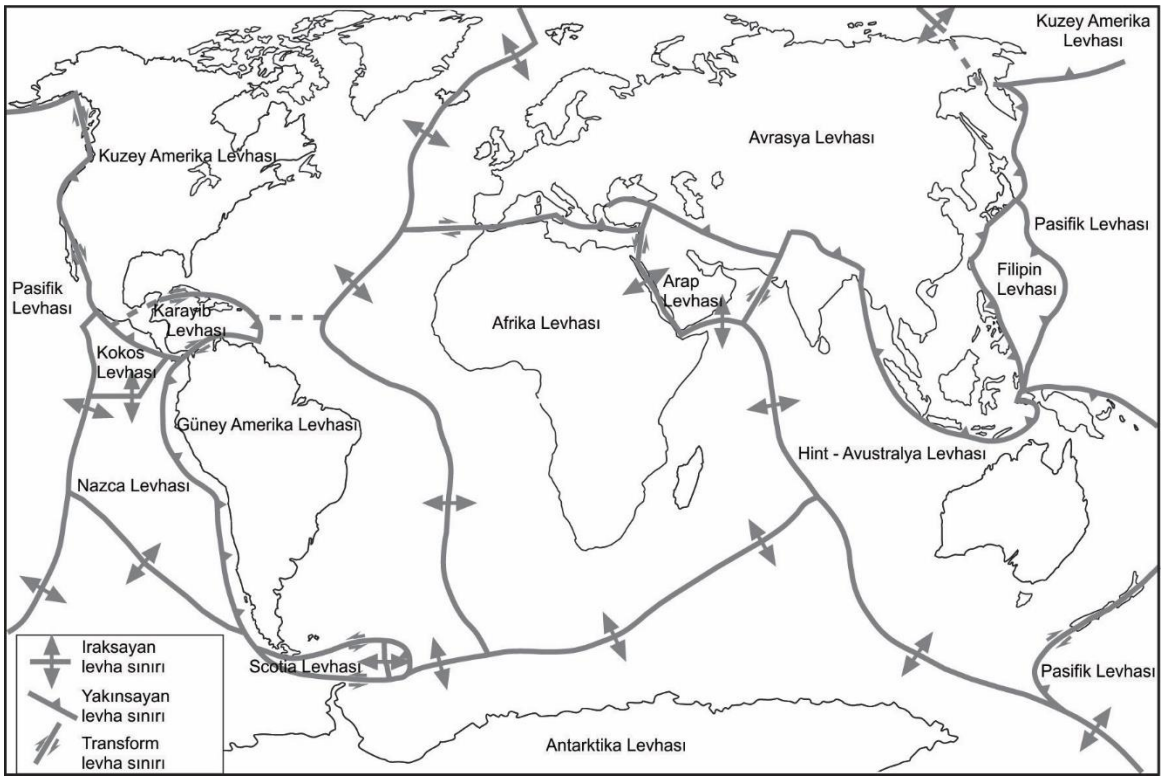
## 6.2 DAĞ OLUŞUM SÜREÇLERİ

Levha tektoniği teorisi dağların oluşumuna giden süreçleri anlamayı sağlayan ve aynı zamanda Yeryuvarı'nın tarihçesinin büyük bir bölümünde ana morfolojik özelliklerin nasıl oluştuğunu açıklayan bir çerçeve sunar (Kearey ve Vine, 1996; Fowler, 2005). Levha hareketleri ve bunlarla ilişkili mağmatik faaliyetler Yerküre'nin yüzeyinde daha sonra aşınma ve çökelme ile değiştirilen topoğrafik konturlar meydana getirirler. Kürenin yüzeyinde bugün var olan yüksek bölgeler levha sınırları ile ilişkilendirilebilir (Şekil 6.2). Bir örnek olarak, Himalayalar Hint ve Asya kıtasal levhalarının çarpışması sonucu oluşmuş bir **orojenik kuşak**tır. And Dağları'nın çekirdeğini oluşturan mağmatik kayalar da doğu Pasifik okyanusal kabuğunun Güney Amerika levhası altına dalmasıyla ilişkilidir. Yüksek alanlar kabuğun kırılarak birbirinden ayrıldığı Doğu Afrika Rift Vadisi gibi ana riftlerin kenarlarında da oluşur. Stratigrafik kayıtların yorumlanması dağ oluşturan aynı süreçlerin geçmişte de meydana geldiğini göstermektedir. İskoçya Yükselimleri ile ABD'nin kuzeydoğusundaki Apalaşlar geçmişteki okyanusların kapanmasıyla sonuçlanan levha çarpışmalarının kalıntılarıdırlar. Benzer şekilde, eski yitim zonları ve bunlarla ilişkili mağmatik kuşaklara Batı Kuzey Amerika'nın Batı Kordillera bölgesinde de rastlanabilir. Bu nedenle, levha tektoniği süreçleri kabukta yükselim oluşturan ve kırıntılı sedimenter malzemeye kaynak sağlayan yüksek alanları meydana getiren ana mekanizmalardır.

Diğer taraftan, kabuğun tüm düşey hareketleri levhaların yatay hareketi ile ilişkilendirilemez. Mantodaki sıcaklık dağılımı bir yerden diğerine değişir. Kabuğun altında bazı kesimlerde nispeten sıcak manto bulunurken diğer yerlerde daha soğuk bir manto bulunur. 'Sorguç' olarak adlandırılan sıcak bölgeler yüzen mantonun yukarı doğru sürüklendiği yerler olup bazı durumlarda 'süper sorguç' olarak adlandırılan, büyük olasılıkla çekirdek-manto sınırından türeyen, büyük boyutlarda gelişebilirler. Kıtasal kabuk süper sorgucun yüzen sıcak kütlesi üzerinde büyük ölçekte yükselerek bugün Güney Afrika'da görülen geniş alanlara yayılmış yüksek plato alanları gibi yer şekillerini meydana getirir. Buna benzer platolar herhangi bir levha sınırından uzak olmakla birlikte aşınma ve sedimenter havzalara kırıntı oluşturma açısından önemli alanlardır.

## 6.3 KÜRESEL İKLİM

Dünyadaki iklim kuşakları başlıca enlemler tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 6.3). Kutuplarda birim alana düşen güneş enerjisi ekvatordakinden daha az olup, kutuplardan ekvatora doğru bir sıcaklık gradyanı bulunur. Bu sıcaklık değişimleri atmosferik basınç kuşaklarını belirlemektedir. Soğuk havanın alçaldığı kutuplarda yüksek basınç bölgeleri oluşurken, havanın ısınıp genişleyerek yükseldiği Ekvator'da düşük basınç bölgeleri oluşmaktadır. Basınçtaki bu farklılıklar rüzgârları oluşturur ve rüzgârlar da yarı tropik bölgeler ile kutup bölgeleri ile arasındaki yüksek basınçlı hava kütlelerini bunlar arasındaki düşük basınç bölgelerine hareket ettirirler. Dünyanın dönmesiyle oluşan **Coriolis kuvveti** bu hareketleri etkileyerek Yerküre'nin değişik kesimlerindeki temel rüzgâr desenlerini oluşturur.



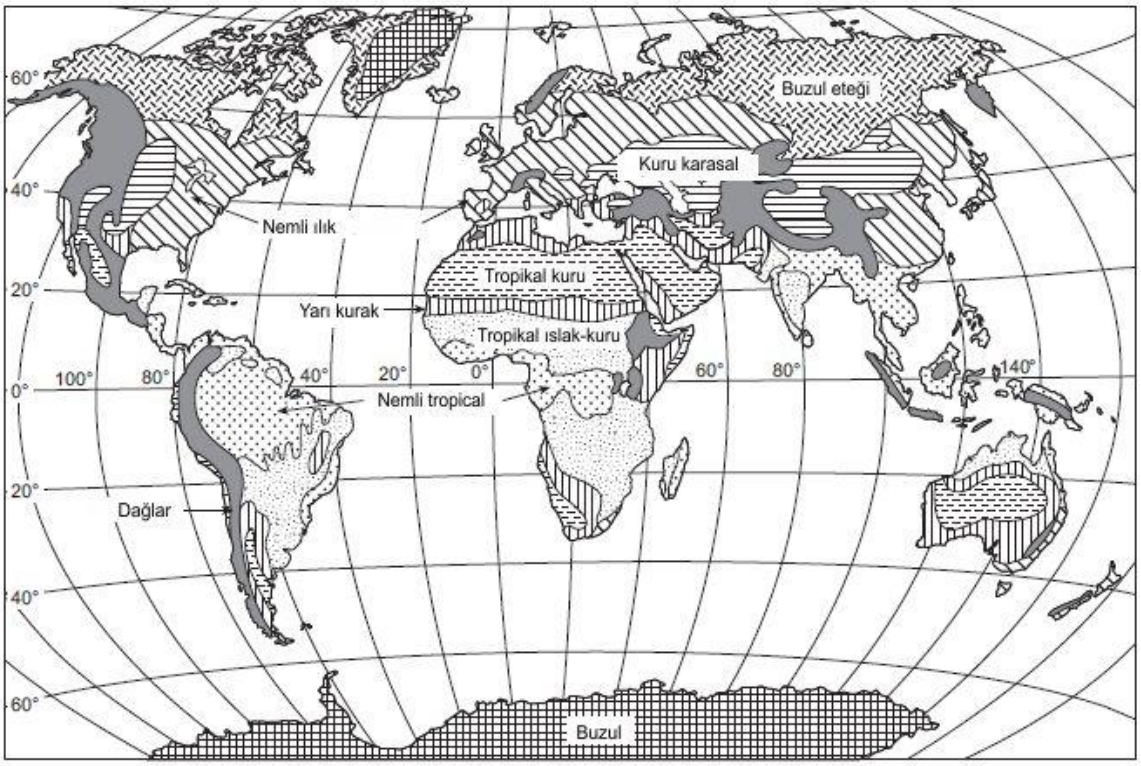

**Şekil 6.2 Ana tektonik levhaların bugünkü sınırları.**

Coriolis kuvveti dönen kürenin yüzeyinde kutuplara yaklaşarak veya uzaklaşarak hareket eden (bir hava kütlesi, okyanustaki su veya bir uçak gibi) herhangi bir cismin kuzey yarım kürede sağa ve güney yarımkürede sola saptırıldığı hareketin bir sonucudur.

Sıcaklık dağılımı ve rüzgâr kuşaklarının birleşimiyle dört ana iklim bölgesi oluşmaktadır. **Kutup bölgeleri** Arktik ve Antarktik dairelerin sırayla kuzeyinde ve güneyinde yer alırlar. Sıcaklığın sadece yılın belli zamanlarında (o da bazen) donma noktasının üzerine çıktığı koşullar içeren yüksek basınç ve düşük sıcaklık bölgeleridirler. Ekvatorun her bir tarafında yaklaşık 60º ile 30º arasında kuvvetli mevsimsel iklimlerin ve orta düzeyde yağışın söz konusu olduğu nemli, orta-enlem **ılıman** iklim kuşakları yer alır. **Kuru yarı tropik** kuşaklar genişliği Yengeç ve Oğlak tropiklerinin enlemlerine ait kara kütlelerinin biçimine bağlı olarak değişen iklim kuşaklarıdır. Geniş karasal alanlara yayılmış bu kuru bölgeler yüksek basınç, yüksek sıcaklık ve düşük yağış alanlarıdır.

## 6.4 BOZUŞMA SÜREÇLERİ

Kara yüzeyine yakın kayalar çok sayıda değişik **bozuşma süreçleri** yoluyla fiziksel ve kimyasal değişime maruz kalırlar (Şekil 6.4). Genellikle kaya yüzeye doğru yaklaşırken gerilme boşalımı sonucunda oluşan eklemler içine süzülen su ile başlayan bu süreçler yerin yüzeyinde ve toprak profili içinde çok etkilidirler. Bozuşma anakayanın **regolit** (gevşek malzeme katmanı) oluşturan mekanik ve kimyasal süreçler sonucunda parçalanması ve değişimidir. Malzeme bu durumda sahadan uzağa taşınmaya hazırdır (Şekil 6.1).




**Şekil 6.3 Yerküre üzerinde bugünkü iklim kuşakları.**

### 6.4.1 Fiziksel Bozuşma

Bunlar sağlam kayanın parçalara ayrılmasına yol açan süreçler olup, herhangi bir kimyasal reaksiyon olmadan farklı mineralleri ayırabilirler. Bu süreçteki en önemli etmenler aşağıda açıklanmıştır.

#### Donma-çözülme Etkisi

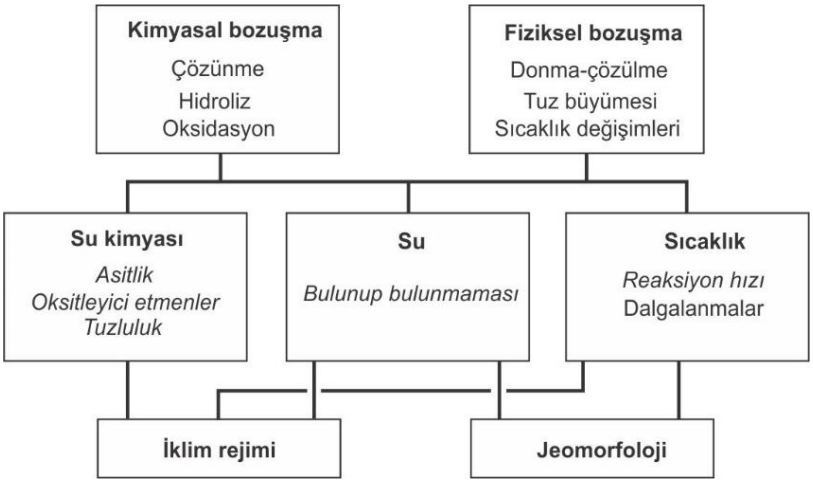
Kayadaki çatlaklara giren suların hacmi donma sonucunda artarak çatlakları genişlemeye zorlar. **Don parçalaması** adı verilen bu süreç ılıman iklimlerdeki dağlık bölgeler ve kutup bölgeleri gibi sıcaklığı 0 ºC civarında düzenli olarak dalgalandığı yerlerde son derece etkilidirler (Şekil 6.5).

#### Tuz Büyümesi

Deniz suyu veya çözünmüş tuz içeren diğer sular özellikle kıyı alanlarında olmak üzere çatlaklar içine nüfuz edebilirler. Suyun buharlaşmasından geriye kalan tuz kristalleri yerel olmakla birlikte kayadaki açık çatlağı daha da genişletebilen önemli kuvvetler üretebilirler.

#### Sıcaklık Değişimleri

Sıcaklık değişimleri de kayanın fiziksel parçalanmasında rol oynayabilir. Sıcaklıktaki hızlı değişimler sıcaklığın gece ile gündüz arasında onlarca derece (Celsius) dalgalandığı bazı çöl bölgelerinde gelişebilir. Değişik minerallerin farklı hızlarda genleşip




**Şekil 6.4 Başlıca bozuşma süreçleri ve bunların kontrol ettiği ögeler.**



**Şekil 6.5 Kutup ikliminde bir blokta (boyut yaklaşık 50 cm) meydana gelen don parçalaması.**

büzüşmesi durumunda meydana gelen içsel kuvvetler kayanın ayrılmasına neden olabilir. **Kavlama** (exfoliation) adı verilen bu süreç kayanın yüzeyinden ince katmanlar koparır.

### 6.4.2 Kimyasal Bozuşma

Bu süreçler kayayı meydana getiren minerallerde değişime neden olurlar. Meydana gelebilecek reaksiyonlar aşağıda açıklanmıştır.

#### Çözünme

Kaya oluşturan silikat minerallerinin çoğunun yeryüzündeki sıcaklıklardaki saf su içinde çözünürlüğü çok düşük olup, kayaların çoğu hızlı çözünmeye maruz kalmazlar. Silis sadece kuvvetli alkalen su koşullarında orta derecede çözünebilir. Karbonat mineralleri özellikle **yeraltı suyu**nun (yüzeye yakın kayalardan geçen suyun) asidik olduğu durumlarda orta derecede çözünürlüğe sahiptir. En çözünebilir mineraller halit (sodyum klorür) ve jips gibi bir sedimenter kayanın yerel olarak önemli bir kısmını oluşturabilen evaporit mineralleridir.

#### Hidroliz

Hidroliz reaksiyonları $H_2O$'nun asitleştirici bir etmen bulunduğunda $H^+$ ve $OH^-$ iyonlarına ayrışmasına bağlıdır. Hidrolizi teşvik eden doğal asitler (karbon dioksitin suda çözünmesiyle oluşan) karbonik asit ile topraktaki organik maddenin bakterilerce parçalanmasıyla oluşan bir dizi asidi içeren humik asitlerdir. Ortoklazdan (bir feldispat çeşidi) suyla reaksiyon yoluyla kaolinit (bir kil minerali) oluşmasında meydana geldiği gibi, çoğu silikatlar hidroliz reaksiyonuna maruz kalırlar.

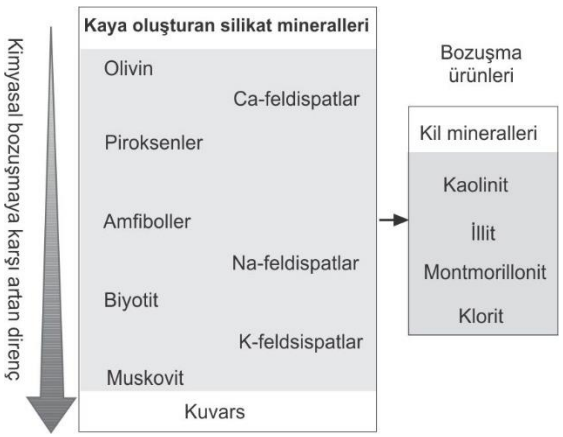
#### Oksidasyon

Oksidasyonun en yaygın kanıtı demir içeren minerallerden demir oksitleri ve hidroksitlerinin oluşmasıdır. Ferrik demir oksitlerinin çarpıcı kırmızı-turuncu pas rengi mevcut demir miktarının çok düşük olduğu durumlarda bile yüzeye çıkmış pek çok kayada görülebilir.

### 6.4.3 Bozuşma Ürünleri

Kıtasal kara kütlelerinde yüzeye çıkan kayaların bozuşması ve aşınmasıyla oluşan malzeme için **karasal kökenli** denir. Yüzeydeki bozuşmuş malzeme çoğu yerde anakayanın en üst kısmında oluşan regolitin önemli bir bileşenidir. Karasal kökenli kırıntılı parçalar kayadan bozuşma yoluyla meydana gelmiş minerallerden, litik parçalardan ve bozuşma süreçleri sonucunda yeni oluşmuş minerallerden oluşur.

Kaya oluşturan mineraller yüzey ortamındaki duraylılıklarına göre gruplara ayrılabilirler (Şekil 6.6). Kuvars gibi duraylı mineraller kimyasal bozuşma süreçlerinden nispeten etkilenmezler. Kuvars kristalleri birbirinden ve kayadaki diğer minerallerden fiziksel bozuşma yoluyla ayrılırlar. Mikalar ve ortoklaz feldispatları bu süreçlere nispeten dirençlidirler. Buna karşın, plajiyoklaz feldispatları, amfiboller, piroksenler ve olivinler yüzey koşullarında kolaylıkla reaksiyona girerler ve bozuşma alanından nadiren altere olmamış şekilde taşınırlar. Silikatların en önemli kimyasal bozuşma ürünleri kil mineralleridir (2.4.3). Kaya yapıcı değişik minerallerin değişik kimyasal koşullar altında parçalanmasıyla çok sayıda kil minerali oluşur. Bunlar arasında en sık görülenler kaolinit, illit, klorit ve montmorillonittir. Kimyasal bozuşmanın ekstrem durumundaki koşullar altında alüminyumun (boksit) ve demirin de (çoğunlukla hematit) oksitleri oluşur.

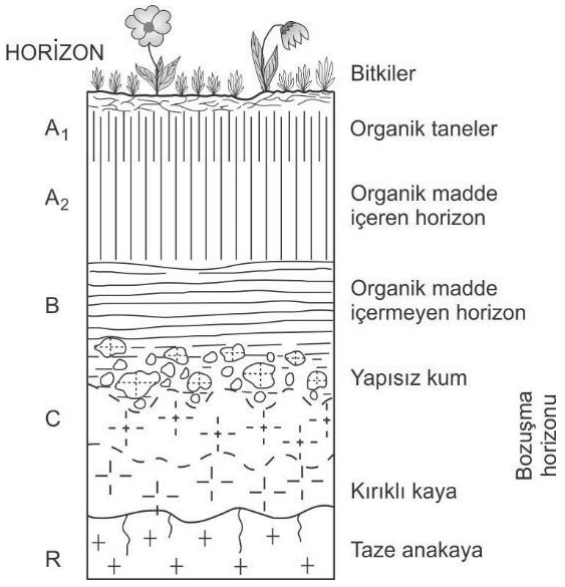



**Şekil 6.6 Yaygın olarak bulunan silikat minerallerinin kimyasal bozuşma koşullarında görece duraylılığı.**

Kimyasal bozuşmanın bastırıldığı yerlerde fiziksel süreçlerle oluşan kırıntıların önemli bir kısmını oluşturan litik parçalar oluşabilir. Bu parçaların karakteri doğrudan anakaya türünü yansıtır ve yeryüzünde bulunan herhangi bir litolojiyi kapsayabilir. Bazı litolojiler parçalar halinde uzun süre kalamazlar. Evaporit minerallerinden oluşan kayalar kolaylıkla çözünebilir. Bazı litolojiler de kırılmaya çok duyarlıdır. Volkanlar etrafında bazaltik litik parçalar içeren kırıntılar bulunabilir. Bazı sığ denizel ortamların kırıntılı bileşeni önemli ölçüde kırık kireçtaşlarından meydana gelebilir.

### 6.4.4 Toprak Oluşumu

Toprak oluşumu anakayanın ve regolitin taşınma ve çökelmeye elverişli kırıntıya dönüşümünde önemli bir aşamadır. Anakayanın yerli yerinde (in situ) fiziksel ve kimyasal bozuşmasıyla biyojenik süreçlerle daha fazla değiştirilebilen topraklar meydana gelir (Şekil 6.7). Anakaya içine nüfuz eden bitki kökleri alttaki kayanın parçalanmasını kolaylaştırır ve **humus**un birikmesiyle humik asit oluşurken yüzey sularının kimyası değişir.




**Şekil 6.7 Organik maddenin varlığına ve regolitin parçalanma derecesine göre değişik horizonlara ayrılan, yerinde oluşmuş bir toprak profili.**

Zaman içinde anakaya parçalanıp organik madde birikirken toprak profilleri giderek kalınlaşırsa da toprağın kendisi de aşınmaya maruz kalır. Yerçekimi ve akan su etkisiyle oluşan hareket toprak profilinin bir kısmını veya tamamını uzaklaştırabilir. Bu aşınma süreçleri yamaçlarda şiddetli derecede ve sellenme yarıntısına maruz kalan düzlük bölgelerde önemli derecede gelişebilir. Toprak dağılarak akarsulara kırıntılı madde sağlar. Ilıman ve nemli tropik ortamlarda akarsularla taşınan sedimentin çoğunun muhtemelen toprak profilinin belli bir aşamadaki bir parçasıdır.

## 6.5 AŞINMA VE TAŞINMA

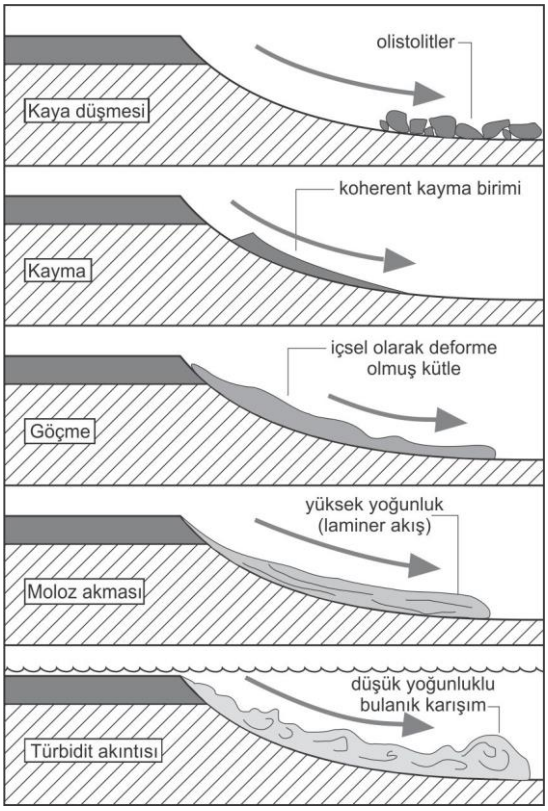
Bozuşma anakayanın yerinde parçalanması ve aşınma da regolit malzemesinin uzaklaştırılmasıdır. Kara yüzeyindeki gevşek malzeme bir yamaçta yerçekimi etkisiyle aşağı taşınabilir, suyla yıkanabilir, rüzgârla savrulabilir, buz ile oyulabilir veya bu süreçlerin birleşimiyle hareket edebilir. Düşmeler, kaymalar ve göçmeler (slump) dağlık alanlarda büyük miktarlardaki malzemenin yamaç aşağı hareketinden sorumlu olmakla birlikte kırıntıyı çok uzağa taşımazlar; sadece vadilerin tabanına kadar götürürler. Kırıntı parçalarının daha büyük mesafelerde taşınması normalde suyla olmaktadır. Ancak, bazı ortamlarda buz ve rüzgâr da önemli rol oynayabilir (7. ve 8. Bölümler).

### 6.5.1 Aşınma ve Yerçekimi Altında Taşınma

Dağlık alanlardaki sarp yamaçlarda ve yarlarda yerçekimi altındaki hareket bozuşmuş malzemenin aşınma ve taşınmasının genellikle ilk evrelerini oluşturur.

#### Yamaç Aşağı Hareket

Malzemenin yamaç aşağı hareket süreçleri çok çeşitlidir (Şekil 6.8). Anakayanın hareket sürecinde önemli bir dağılma göstermeden tek parça halinde yamaç aşağı hareketine **heyelan** denir. Birimin içsel yapısı ve stratigrafisi bozulmadan binlerce metreküp kaya yamaç aşağı düz kayma şeklinde kayabilir. Kayanın hareket halinde kırılarak yamacın topuğunda düzensiz şekilde biriktiği durum için **kaya düşmesi** terimi kullanılır. Malzemenin yerçekimi etkisi altındaki bu hareketleri bir deprem ile, yamaç topuğunun aşındırılmasıyla veya




**Şekil 6.8 Yamaçlarda yerçekimi etkisi altında gelişen taşınma mekanizmaları. Kaya düşmeleri ve kaymalarda su bulunması gerekli değildir. Göçmeler, moloz akmaları ve türbiditik akıntılar giderek artan miktarlarda su gerektirirler.**

potansiyel olarak duraysız bir yamacın şiddetli bir yağış sonunda su emmesi gibi başka yollarla tetiklenebilir.

Yamaç aşağı hareket regolitin suyla kayganlaştırıldığı ve bir **toprak sürünmesi (soil creep)** bulunduğu zaman da gelişebilir. Düşme ve kaymadan çok daha yavaş olan bu hareket dağlık bir alanda yıllarca gözlenmediği sürece fark edilmeyebilir. Sürünme hareketi ile kayma arasında ortanca olarak değerlendirilebilecek harekete de **göçme** (slumping) denir. Göçmeler kaymalar gibi anlık hareketler olmakla birlikte malzemenin suya doygunluğundan dolayı plastik haldedir ve yamaç aşağı hareket sırasında deforme olur. Bir göçme hareketi yeterli suyla temasta dağılarak moloz akmasına dönüşebilir (4.5.1).

**Döküntü ve Yamaç Molozu Konileri**

Dağlık alanlardaki bozuşma ürünü kırıntı parçaları taneler, ince çakıllar ve bloklar şeklinde yamaç aşağı hareket ederek yamaç topuğuna yakın bir yerde birikirler. **Döküntü**nün bu yığışımları çoğu zaman su, buz ve rüzgârla yeniden işlense de bazen **yamaç molozu** (talus) **konileri** (yani vadilerin tabanında moloz birikintileri) şeklinde korunurlar (Şekil 6.9) (Tanner ve Hubert, 1991). Taşınma mesafeleri çok kısa ve tipik olarak da sadece birkaç yüz metre olduğundan, bu çökeller karakteristik olarak köşeli-çok köşeli kırıntılardan oluşurlar. Buna göre, kırıntıların köşelerinin aşınması çok sınırlı düzeydedir. Süzülen suyun sediment yığını içindeki küçük parçacıkları yamaç aşağı yıkamasıyla küçük bir miktar boylanma ve tabakalanma gelişebilirse de, döküntü çökelleri genelde kötü boylanmalı ve çok kaba tabakalanmalıdır. Bu nedenle, yamaç molozu çökellerinde tabakalanma gözlemek zor olsa da, gevşek agrega malzemesinin yığılma açısında (yaklaşık 30º) katmanlanma bulunduran yerler de olabilir. Taşınma ve çökelmelerinde suyun bir rolü olmadığından, yamaç molozu çökelleri alüvyal yelpazelerden (9.5) farklıdır.

**6.5.2 Suyla Aşınma ve Taşınma**

Dağlık alanda suyla taşınma başlangıçta **yıkama yaygısı** şeklindedir; yani, yağıştan sonra yamaç aşağı kısıtlanmamış bir sellenme söz konusudur. Yüzey üzerindeki bu akış yüzeydeki gevşek molozu kaldırarak regoliti aşındırabilir. Sürece dâhil olan suyun miktarı ve kapasitesi yağış miktarının yanında yüzey özelliklerine de bağlıdır. Sarp bir yamaç üzerindeki su daha hızlı akarken, bitki örtüsü akışı engelleme ve kırıntıları hapsetme eğilimindedir. Alttaki gözenekli bir birim de yüzey suyunun aşağı süzülmesine sebep olur. Buna göre, ani sellenme olayları sırasında yüzey sellenmesinin kırıntılı malzeme taşımada en etkili olduğu yerler kurak bölgelerdeki seyrek bitki örtülü, sarp, geçirimsiz yamaçlardır. Ilıman ve tropik iklimlerdeki bitki örtüsü ve daha kalın geçirgen topraklar yüzey sellenmesinin taşıma yeteneğini azaltma eğilimindedirler.

Yıkama yaygısı akışı kısıtlayan derecikler ve derelerde yoğunlaşmışlardır ve bu dereler bir kanalda birleşerek akarsuların ve nehirlerin membalarını oluştururlar. Akarsular türbülanslı akışın oyma etkisiyle kanalın tabanındaki ve kenarındaki regolitlerle anakayayı aşındırır ve parçalar akarsu içine düşene kadar bu malzemeleri zayıflatır. Kireçtaşı gibi çözünebilir kaya üzerindeki akış da malzemeyi az da olsa çözelti şeklinde taşır. Aşınan malzeme akarsuda yatak yükü, askı yükü veya çözelti şeklinde taşınabilir. Akarsuların birleşmesiyle alüvyal yelpazeleri, flüvyal çökelme ortamlarını, gölleri veya denizleri besleyebilen daha büyük nehirler oluşur.

**6.5.3 Rüzgârla Aşınma ve Taşınma**

Kısmen küresel sıcaklık dağılımlarından ileri gelen atmosferik basınç farklarının bir sonucu olan rüzgârlar (8.1.1) okyanus akıntıları ile hareket eden su kütlelerinin sıcaklığından, karaların emdiği ısıdan ve buzul istilasına



**Şekil 6.9 Şiddetli fiziksel bozuşma şartları altındaki dağlık bir alanda bir döküntü yamacı veya talus konisi.**

uğramış yüksek dağlık bölgelerdeki soğuk havadan dolayı gelişen yerel basınç değişimlerinin sonucunda da oluşabilirler. Yüksek basınç (antisiklon) bölgeleri ile ve alçak basınç (depresyon) bölgelerinin karmaşık ve dönüşen desenleri yeryüzünün tamamında rüzgârlar meydana getirir. Bugün meydana gelen rüzgârların hızı fırtınalarda 100 km/saat'tan kasırgalarda bu hızın iki katına kadar çıkabilmektedir.

Rüzgârlar kara yüzeyinden kil, silt ve kum boyu malzemeyi kaldırabilir. Rüzgâr aşındırması arazinin bitkilerle kaplı olmadığı yerlerde daha etkili olup, bitki örtüsünün seyrek olduğu yerlerde, kutuplara yakın yerler ve yüksek dağlar gibi soğuk bölgelerde ve kuru çöllerde en etkilidir. Herhangi bir iklim bölgesinde akarsuların kuru sel düzlükleri, kumlu plajlar ve akarsularda açığa çıkmış kum bankları da rüzgâr aşındırmasına maruz kalabilir. Aşınan (kum boyutuna kadar) ince malzeme rüzgârla yüzlerce veya binlerce kilometre taşınabilir (Schultz, 1980; Pye, 1987). Taşınan malzemenin boyutu hava akımının gücüne (hızına) bağlıdır. Eoliyen süreçlerle taşınma ve çökelme işlemleri Bölüm 8'de ele alınmıştır.

### 6.5.4 Buzullarla Aşınma ve Taşınma

Ilıman kuşakta dağlık alanlardaki buzullar anakaya ve regolitin aşınma ve taşınmasına önemli katkıda bulunurlar. Buralardaki aşınma hızı buzullaşmamış bölgelerdekine göre iki ile on kat kadar daha yüksektir (Einsele, 2000). Bunun aksine, donmuş buz anakayaya kadar indiğinden dolayı, kutup bölgelerindeki buzullar ve buz yaygıları aşınmayı engelleme eğilimindedirler. Kutup bölgelerinde bu 'donmuş tabanlı' buzulların hareketi başlıca buz gövdesi içindeki makaslamalar şeklindedir (7.2.1). Ilıman (ılık tabanlı) buzullarda anakayanın buzla aşınması sürtme ve yolma süreçleri şeklinde gelişir.

**Buzul aşındırması** buz içinde gömülü malzeme bloklarının (aletlerin) sürtünmeli eylemi yoluyla meydana gelir. Bu aletler anakayada birkaç mm derinliğinde ve hareket yönüne paralel yivler ve buzul çizikleri oluştururlar. Buna göre, bu çizikler buz eridikten çok uzun zaman sonra buzun hareket izini belirlemede kullanılabilir. Buzulun oyma süreciyle aynı zamanda buzun bünyesine giren ve kil ile silt boyundan meydana gelen **kaya unu** oluşur.

**Buzul koparması** en çok buzulun bir engel üzerinde aktığı yerlerde meydana gelir. Engelin membaaya bakan kısmında aşınma olmakla birlikte mansaba bakan yüzde boyutu cm'den metrelere değişen parçalar buz tarafından sökülür. Buzun kopararak içine aldığı bloklar çoğu zaman buzul altı donma-çözünme etkisiyle gevşetilirler (6.4.1). Buzul sürtmesi ve koparmasının birlikte oluşturduğu arazi şekillerine (çok) uzaktan bir koyun şekline benzedikleri için **koyun kayası** (roche moutonée) adı verilmiştir.

## 6.6 DENUDASYON VE MORFOLOJİK GELİŞİM

Bozuşma ve aşınma süreçlerinin birlikte hareket ederek arazi yüzeyini alçaltmasına **denudasyon** denir. Bozuşma ve aşınma süreçleri bir dereceye kadar birbirine bağımlıdır. Sedimenter jeoloji ile en yakın ilişkili olanı bu süreçlerin birlikteliğidir. Yani, denudasyonu oluşturan hız ve şiddet ile bunların sedimenter ortama taşınan malzeme üzerine olan etkileridir. Denudasyon hızları topoğrafik ve iklimsel faktörlerin kombinasyonuna dayalı olarak belirlenir. Bunlar da toprak gelişimi ve bitki örtüsü oluşumunu ve aynı zamanda bozuşma ve aşınmayı etkiler. Ek olarak, farklı anakaya litolojileri bu fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin kombinasyonuna farklı şekillerde tepki verirler.

### 6.6.1 Topoğrafya ve Rölyef

Bir arazinin rakımı (yükseltisi) ile **rölyefi**, yani alan içindeki topoğrafik yükselim farklılıkları birbirinden ayırt edilmelidir. Bir plato deniz seviyesinden binlerce metre yukarıda olabilse de, platonun düz olması halinde, iklimleri birbirine benzer bir plato ile aşağı kotlarda yer alan arazinin üzerindeki denudasyon hızları arasındaki farklılıklar küçük olabilir. Artan rölyef ile birlikte aşınma süreçleri de daha etkin olduğundan, mekanik denudasyon hızı da artar. Kaya düşmeleri ve heyelanlar daha alt kotlardaki araziye kıyasla sarp yamaçlarda daha baskındırlar. Sarp yamaçlardaki dere akışı ve yüzey sellenmesi daha hızlıdır ve dolayısıyla aşındırma gücü daha fazladır. Anakayadan ve regolitten aşınmaya en fazla malzeme veren yerler sarp yamaçlı, derin kazılmış ve birbirinden dar sırtlarla ayrılmış vadilerden oluşan arazi şekilleridir.

Rölyefin en fazla olduğu yerler tektonik aktiviteden ve mantodaki sıcak noktaların termal domlaşma etkisinden dolayı yükselime maruz kalan yerlerdir (Kearey ve Vine, 1996; Fowler, 2005). Arazinin

yükselim ile gençleşmesi özellikle orojenik kuşaklar gibi yakınsayan levha sınırları olmak üzere daha çok levha sınırları civarında meydana gelmektedir. Tektonik açıdan duraylı bölgelerdeki rölyef bozuşma ve aşınma ile bastırıldığı için sonuçta oluşan arazi şekli düşük rölyefli, tatlı eğimli bir topoğrafyadır. Kıtasal levhaların kratonik merkezleri tipik olarak düşük rölyef bölgeleri olup, denudasyon hızları da düşüktür.

### 6.6.2 İklimin Denudasyon Süreçlerine Etkisi

Kimyasal bozuşma süreçleri reaksiyonların hızını ve iz yolunu kontrol eden faktörlerden etkilenir. Birincisi, kimyasal bozuşma süreçleri için su gerekli olup, suyun kıt olduğu yerlerde (mesela çöllerde) bu reaksiyonlar bastırılır. Çoğu kimyasal reaksiyonlar yüksek sıcaklıklarda daha şiddetli olduğundan, sıcaklık da önemlidir. Bu nedenle, sıcak iklimler kimyasal bozuşma için daha elverişlidir. Son olarak, reaksiyonlar su kimyasında da etkilenirler. Asitlerin varlığı hidrolizi hızlandırır ve çözünmüş haldeki yükseltgeyici etmenler oksidasyon reaksiyonlarını kolaylaştırırlar (Einsele, 2000). Reaksiyon hızları ve etkinlik dereceleri değişik anakaya türlerine göre değişir.

Regolitin yıkama yaygısı ile uzaklaştırılması bir dereceye kadar da akarsuların toprak ve kayayı aşındırması için suyun varlığı önemli olduğundan, aşınma hızları iklim tarafından kontrol edilmektedir. Sıcaklık da önemlidir. Islak tabanlı, hızlı hareket eden buzullar kırıntı malzemesini taşımada akarsulardan daha etkili olduğundan, dağlarda buzulun varlığı önemlidir. Bu nedenle, denudasyon hızları iklim rejimi ile ilişkili olup, buna ait genel desenler her bir ana küresel iklim kuşaklarında tanınabilir.

#### Islak Tropik Bölgeler

Daha yüksek sıcaklıklar ve bol sudan dolayı sıcak, ıslak, tropik bölgelerde kimyasal bozuşma daha hızlıdır. Bu bölgelerdeki anakaya tipik olarak derince ayrışmış ve yüzeyde hayli bozuşmuştur. Granit gibi görünüşte daha dayanıklı litolojiler kuvars tanelerine ve feldispatların ve diğer silikat minerallerinin de yüzeyde bozuşmasıyla kile dönüşür. Kimyasal bozuşma genelde ince taneli kırıntı malzemesi oluşumu ve anakayanın kısmen çözünmesi şeklinde sonuçlanır. Kesif, kalıcı bitki örtüsü her ne kadar bu ortamlarda yüzey sularıyla toprak aşınmasını azaltırsa da, yüksek yağış miktarları akarsuların debisini arttırır.

#### Kurak Yarı Tropik Bölgeler

Kurak bölgelerde sınırlı miktarda bulunan su bu bölgelerde kimyasal bozuşmanın bastırılması anlamına gelir. Anakaya çoğu zaman bitki örtüsü açısından çıplak olup, yağış durumunda suyun arazi yüzeyindeki kalış süresi kısadır ve kimyasal bozuşmanın gerçeklemesi için yeterli değildir. Özellikle çöl bölgelerinde suyun soğuk geceler ve sıcak gündüzlerle donma-çözünme etkisini teşvik ettiği yerlerde mekanik parçalanma önemli olabilir. Sıcaklık değişimlerinden dolayı kavlama da gelişebilir. Bununla birlikte, toprak ve bitki örtüsünün bulunmaması yüzeydeki kırıntıların uzaklaştırılmasında şiddetli yağmur fırtınalarının çok etkili olabileceği anlamına gelir. Ani sellenmeler aynı miktarda fakat yavaş ve uzun süre akan suyun taşıdığından daha fazla kırıntı malzemesi taşıyabilirler. Regolitteki ince taneli moloz malzemesi çıplak çöl alanlarında etkin olan rüzgâr aşındırması (ablasyon) ile uzaklaştırılır.

#### Kutup Bölgeleri ve Soğuk Dağlık Bölgeler

Kimyasal bozuşma kimyasal reaksiyonların daha yavaş olduğu soğuk ve kuru bölgelerde daha az önemlidir. Bu bölgelerde fiziksel bozuşma süreçleri daha etkin olmakla birlikte bu süreçler de suyun varlığına bağlıdır. Soğuk dağlardaki bozuşma ürünleri tipik olarak anakayadan türemiş, mineral bileşimi çok az değişmiş veya hiç değişmemiş molozlardır. Bir granit parçalanarak çakıl kırıntıları ile kuvars, feldispat ve diğer kaya yapıcı minerallerin tanelerine dönüşür. Bu nedenle, fiziksel bozuşma ürünlerinin çoğu iri malzemeden ve çok az da kayanın çözünmesinden meydana gelen kilden oluşmaktadır. Dağ buzulları kaya üstünde yamaç aşağı hareket ettiği için aşınmada çok etkili olmakla birlikte, kutup bölgelerindeki buz kayaya kadar sürekli don halde olduğundan dolayı buzul eyleminden dolayı aşınma çok azdır (Bölüm 7). **Buzul çevresi** bölgelerinde (buzulu sınırlayan bölgelerde) yaz aylarında eriyen mevsimlik kar örtüleri bulunur. Ancak, toprağın üstteki birkaç metrelik kısmı bütün yıl boyunca donmuş halde olabilir (**permafrost** - 7.4.4) ve yüzeye yakın yerde biriken su sonuçta regoliti doyurarak yamaçlardaki göçmeyi teşvik edebilir. Regolitin tekrarlı donma ve çözülmesi yamaç aşağı krip de oluşturabilir. Yarı arktik bölgelerde bitki

örtüsü nadir olduğundan, rüzgâr aşındırmasında önemlidir.

**Ilıman Bölgeler**

Ilıman bölgelerde hem fiziksel hem de kimyasal bozuşma süreçleri bastırılma eğilimindedir. Daha yağışlı iklimlerde aşınma daha kuvvetli olsa da, nemli iklimlerde genellikle daha kesif olan bitki örtüsü yüzeyi duraylılaştırarak aşınmayı azaltabilir. Nemli-ılıman veya tropik bölgelerdeki denudasyon hızı yarı tropik ve yarı arktik bölgelere kıyasla on kat daha yüksek olduğundan, iklimin kireçtaşı arazilerindeki kıraçlaşma hızı üzerine etkisi daha şiddetlidir (Einsele, 2000).

### 6.6.3 Anakaya Litolojisi ve Denudasyon

Denudasyon hızı ve deseni büyük ölçüde anakaya türü tarafından kontrol edilir. Ana etmen, bozuşma süreçlerinin kayayı parçalaması sonucunda aşınma için hazır malzemenin meydana gelme hızıdır. Farklı litolojiler parçalanıp oldukça değişik hızlarda aşındıkları için, bu konuda en büyük değişimler kimyasal bozuşma süreçlerinin baskın olduğu nemli iklimlerdir. Ana etmen, kaya oluşturan silikat minerallerinin oranlarıdır (Şekil 6.6). Kuvarsça zengin kayalar parçalanmaya en az duyarlı iken, bazalt gibi mafik kayalar çabuk bozuşur ve aşınırlar. Başlıca bazaltik ve andezitik kayalardan oluşan volkanik yaylar gibi arazilerde denudasyon sonucunda büyük miktarlarda kil mineralleri oluşur. Silikat kayalarının ileri derecede kimyasal bozuşmaya uğraması sonucunda derin lateritik topraklar gelişir. **Lateritler** başlıca demir oksitlerinden ve alüminyum oksitlerden oluşan kırmızı topraklardır.

Kireçtaşından oluşan anakaya en çok çözünme yoluyla bozuşur ve bu nedenle denudasyon deseninde **karst** gelişimi baskın rol oynar (Şekil 6.10). Kayadaki eklem ve kırıklarla ilişkili kara yüzeyinde çözünme derin ve sarp yamaçlı kanyonlar ve yeraltında da mağaralar oluşturur. Kireçtaşı arazilerinin denudasyonu sonucunda çok az kırıntılı malzeme ortaya çıkar. Aşınma bölgesi yakınında kireçtaşı kırıntılarından meydana gelen çakıltaşları oluşabilirse de, malzemenin çoğu çözülerek uzaklaşmıştır ve kum boyu kırıntılar da çok azdır.

Anakayanın zayıf bir şekilde taşlaştığı durumda çok özel bir arazi şekli ortaya çıkar. **Kırgıbayır** (badland) yüzey şekli (Şekil 6.11) zayıfça pekleşmiş kumtaşı ve çamurtaşlarında büyük miktarlarda kırıntılı malzemenin derin erozyonla aşınarak uzaklaştırılması sonucunda meydana gelir.

### 6.6.4 Topraklar ve Denudasyon

Bozuşma süreçlerinde toprak gelişiminin önemli bir rolü vardır. Birincisi, su toprakta tutulur ve böylece toprak profilinin kalınlığı tutulan suyun miktarını etkiler. Toprağın çok ince olması halinde anakaya üzerinde etkili olabilecek bir kimyasal bozuşma reaksiyonları için yeterli su tutulamazsa da, çok kalın olması ve bitki buharlaşma-terlemesi yoluyla su kaybetmesi durumunda



**Şekil 6.10 Kireçtaşındaki tabakaların çözünme yoluyla aşınması karstik arazi şeklini oluşturur.**



**Şekil 6.11 Kırgıbayır arazi şekli zayıf çamurtaşı tabakalarında aşınma sonucunda meydana gelir.**

da bozuşma süreçleri için suyun miktarı azaltılmış olur. İkincisi, topraktaki biyokimyasal reaksiyonlar genelde humik asit olarak bilinen asitleri üretir; bu da karbonat anakayasındaki çözünme hızını arttırır. Üçüncüsü, toprakların bitkiler ve hayvanlar için bir barınak olmasıdır ki, bu da anakayanın parçalanmasında, özellikle de bitki köklerinin kayadaki çatlaklar içine sarkarak bunları genişletmesi şeklinde önemli rol oynar. Bozuşmayı arttırabilen pek çok toprak süreci bulunmasına rağmen, toprak gelişimi anakayayı koruyan bir bitki örtüsüne yataklık ederek aşınmayı engelleyebilir.

### 6.6.5 Bitki Örtüsü ve Denudasyon

Bitki örtüsünün türü ve arazi yüzeyinde kapladığı alanın büyüklüğü iklim rejimi tarafından belirlenir ve bu da enlem ve rakımdan etkilenir. Kesif bir bitki örtüsü anakayayı ve üzerindeki regoliti yağmur çarpması ve yüzey sellenmesi aşınmasına karşı korumada çok etkilidir. Çok sarp dağ yamaçları bile bitkiler tarafından etkin bir şekilde duraylı hale getirilebilir. Tropikal bölgelerde bitki örtüsünün tahrip edilmesiyle yangınlar gibi doğal olaylar veya ormansızlaştırma gibi **antropojenik** (insan kaynaklı) **faaliyetler** aşınma üzerinde yıkıcı etkiler gösterebilir. Bitki kökleri altındaki temel kayası derince bozuşmuş olabilir ve regolit de yağış veya sellenmelerle yıkanarak uzaklaştırılmış olabilir. Bitki örtüsünün ince kırıntıları toprağa bağladığı yerlerde rüzgârların regolit üzerindeki etkileri de azaltılır. Soğuk ve kurak bölgelerdeki nadir bitki örtüsü regoliti su ve rüzgâr tarafından aşınmaya duyarlı hale getirir. Çöllerde fırtınaları takip eden karasal akış çok nadir gelişmekle birlikte, bitkisel hayat çok gelişmemiş olduğu için çok miktarda gevşek moloz malzemesi tek bir ani sellenme olayında yıkanarak götürülebilir.

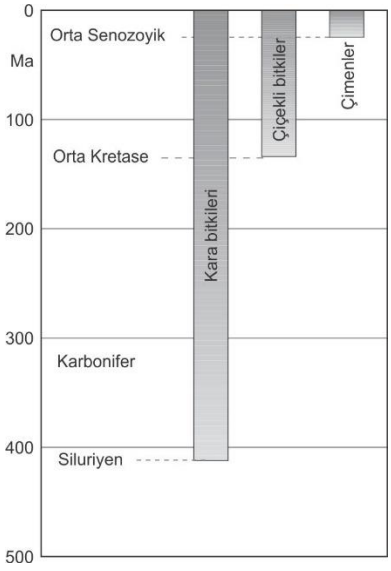
Kara yüzeyini kaplayan bitki örtüsünün karakteri jeolojik zaman boyunca büyük değişimler göstermiştir. Kara bitkilerinin gelişiminde sedimentolojik süreçler açısından dört aşama önemlidir (Şekil 6.12) (Schumm, 1968):

**1.** Siluriyen Öncesi: Bu devirde karada bitki örtüsü yoktu. Buna göre, kıtasal bölgelerdeki denudasyon hızlarının bugünkünden genellikle daha fazla olduğu kabul edilebilir.

**2.** Siluriyen - Orta Kretase Arası: Ana bitki grupları eğrelti otları, kozalaklı ağaçlar ve regolit üzerinde sınırlı bağlama özelliği olan nispeten basit köklü likopodlardır (kurtayağı bitkileri).

**3.** Orta Kretase - Orta Senozoyik Arası: Kapalı tohumlu bitkiler (çiçek açan bitkiler) önemli olmuş ve toprağı bağlamada daha etkin, karmaşık kök sistemleri gelişmiştir.

**4.** Orta Senozoyik - Bugün Arası: Çimenlerin evrilmesiyle, toprağı çok etkin bir şekilde bağlayan, kesif lifli kök sistemiyle kara yüzeyinin geniş alanlarını kaplayan, çok çeşitli bitki türleri gelişmiştir.




**Şekil 6.12 Karasal bitkilerin zamana bağlı gelişimi. Toprağı bağlamada ve kara yüzeyini duraylı hale getirmede çok etkin olan çimenler Orta Senozoyik zamanına kadar yaygın değildi.**

## 6.7 TEKTONİZMA VE DENUDASYON

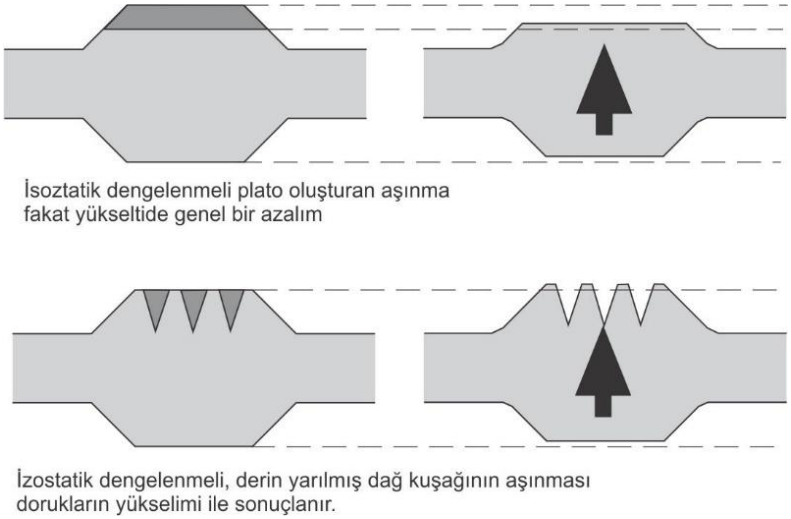
Kıtasal kara yüzeyinin topoğrafyasının oluşturulması büyük ölçüde levha tektoniği süreçleri ve manto davranışı tarafından kontrol edilse de, başta aşınma olmak üzere yüzey süreçleri arazi şekillerini değiştirmede önemli rol oynarlar. Bozuşma ve aşınma süreçlerinde iklimin rolü büyüktür. Buna göre, aşınma ile tektonizma arasındaki etkileşim iklim tarafından kontrol edilmektedir (Burbank ve Pinter, 1999).

Denudasyon yükselen kayalardan malzemenin alıp götürülmesine neden olur ve bu da denudasyona maruz kalan bölgelerdeki malzeme kütlesini azaltır. Kütledeki bu eksilme **izostazik yükselim** ile sonuçlanır. Hareketli manto üstünde yer alan nispeten rijit kabukta gelişen bu süreç suda yüzen buzun durumuna benzer. Buzun %10'luk kısmı su seviyesinden yukarıda olmakla birlikte, buzun tepesinden bir miktar alındığında buz bloğunun tamamı suda biraz yükselecek ve buz kütlesinin su seviyesinin yukarısında kalan kısım yine %10 olacaktır. Dağ kuşaklarında kabuk daha kalın olup, kabuğun alt kısmı şişkin veya manto içine doğru batmış durumdadır. Üst kısımda malzemenin aşınması izostazik açıdan yeniden dengeleme ile sonuçlanır ve kabuksal kütlenin tamamı yukarı doğru hareket eder (Şekil 6.13). Denudasyon hızı sarp rölyefli arazilerde daha yüksektir. Dağ kuşakları büyürken tektonik yükselim ile oluşan sarp topoğrafya büyük miktarlarda aşınmaya maruz kalır. Tektonik yükselim durduktan sonra yüzey süreçleri topoğrafyayı alçaltmaya başlar. İzostazik dengelenmeyi takip eden denudasyon uzun zaman aralığında kabuğun kökü komşu alanlardakinin kök düzeyine gelene kadar kütlenin tepe kısmını eksiltir. Bu şekilde, denudasyon bölgedeki kabuğu normal kabuk kalınlığına indirene kadar orojenik kuşaktaki dağlar tamamen yok olabilir.

Diğer taraftan, denudasyon eşit şekilde meydana gelmez. Denudasyonun gerçekte yükselime neden olduğu görünürdeki bu çelişkili (paradoksal) durumu zihinde canlandırmak mümkündür. Başlangıçta meydana gelen topoğrafyanın bir plato olması durumunda aşınma süreci akarsuların bu platoyu yararak vadilerden kütle uzaklaştırması şeklinde başlayacak fakat bunlar arasındaki alanlarda önemli bir aşınma olmayacaktır. Bölgedeki kütle azalacak, akarsular arasında denudasyona maruz kalmayan bölgeler de dâhil olmak üzere, platonun bulunduğu alanın tamamı izostazik olarak yükselecektir (Şekil 6.13). Denudasyonla ilişkili bu yükselim vadiler genişleyene ve akarsu arası alanlar vadilerdeki aşınma hızında aşınmaya başlayana kadar devam edecektir.

Denudasyon hızı iklim tarafından kontrol edilebilirse de bir bölgedeki iklim topoğrafyanın kendisinden etkilenebilir. Bir dağ kuşağında nem yüklü hava yukarı doğru zorlanırken ve sırtın rüzgâr tarafında yağışa neden olurken **yağmur gölgesi** etkisi meydana gelebilir (Şekil 6.14). Bu durumda dağ kuşağını geçen rüzgârlar kuru olup, rüzgâr esinti yönüne göre sırtın kuytu tarafında daha kurak bir iklime neden olur. Bu orografik etki dağ silsilesinde keskin bir iklim bölümlenmesine ve böylece sırtın her bir tarafındaki aşınma miktarında farklılıklara neden olur.

Bu açıklamalar ışığında Yerküre'nin bugünkü (ve geçmişte herhangi bir zamandaki) yüzeyinin çoğunlukla tektonik kuvvetler gibi yüzey süreçlerinin bir eseri olduğu ve birbirini etkileyen iki sistemin de bir dizi geri besleme mekanizması yoluyla çalıştıkları anlaşılabilir. Örnek olarak, Himalayalar'ın oluşumunun Asya'da hava desenlerinde musonları şiddetlendiren değişimlerden, güney Asya'nın tamamındaki şiddetli mevsimsel yağış deseninden dolayı meydana geldiği öne sürülmüştür (Raymo ve Ruddiman, 1992). Bu durum Himalayalar'daki aşınmada artışa neden olmuş ve bu da




**Şekil 6.13 Kabuk kalınlaşmasından dolayı yükselimi takip eden aşınmada kaya kütlesinden ileri gelen yük azalımı izostazik dengeleme ile sonuçlanır. Aşınmanın bölgelere göre eşit olmadığı durumda vadilerden yerel olarak malzeme eksilmesi vadiler arasındaki dorukların yükselimi ile sonuçlanabilir.**




**Şekil 6.14 Dağ kuşaklarında yağmur gölgesi etkisi. Denizden savrulan havadaki nem hava kütlesinin dağ silsilesi üzerinde soğuması sırasında yağışa dönüşür.**

izostazik yükselimi tetiklemiştir. Himalayalar'ın kuzeyinde bu hava sisteminin yağmur gölgesinde daha kurak, aşınmanın da daha az olduğu Tibet Platosu yer alır. Bu bölge de yükselmiş olmakla birlikte Himalayalar gibi nehirler tarafından derince oyulmamıştır.

## 6.8 DENUDASYON HIZLARININ ÖLÇÜMÜ

Kayaların sıcaklık tarihçesi **termokronoloji** yoluyla belirlenir. Termokronoloji tekniğindeki gelişimler sayesinde geçmişteki aşınma hızının uzun dönemdeki seyri hakkında kestirimlerde bulunmak mümkün hale gelmiştir. Bu çalışmada kullanılan ve fizyon izi yaş tayini olarak adlandırılan teknik her ikisi de mağmatik ve metamorfik kayalarda ikincil mineral olarak ve kumtaşlarında ağır mineral olarak bulunan apatit ve zirkon gibi mineraller üzerinde gerçekleştirilmektedir.

**Fizyon izi yaş tayini**nin temeli mineral tanelerindeki uranyum izotoplarının radyoaktif çürümesiyle alfa parçacıklarının salıverilmesi ve bunların da kristal kafesinden geçerken izlerini bırakması ilkesine dayanır. Bu izlere 'fizyon izleri' denilmektedir. Kristalin apatitte 110 $^{o}$C üzerinde ve zirkonda 300 $^{o}$C üzerinde ısıtılması halinde ısı kafesi kavururken iz hatları kaybolur. Kristal soğurken yeni izler oluşmaya başlar ve tavlama noktası altında soğuma başlangıcından itibaren geçen zaman ne kadar uzun ise kristallerde o kadar fazla fizyon izi gelişecektir. Bu nedenle, **Apatit Fizyon İzi Analizi** (AFTA) ve daha az yaygın olarak da **Zirkon Fizyon İzi Analizi** kristalin geçmişte hangi tarihte belli bir

sıcaklıkta olduğunu belirleyebilen termokronolojik tekniklerdir.

Termokronoloji verilerinin aşınma hızına dönüşümü için, kabukta derinliğe bağlı sıcaklık değişimi olan **jeotermal gradyan**ın bilinmesi gerekir. Dünyanın çoğu yerinde sıcaklık her bin metre derinlik için 25º artmaktadır. Jeotermal gradyan 25º/km olmakla birlikte volkanik arazilerde daha yüksektir. Dört km derinlikteki bir kayanın sıcaklığı (yüzey sıcaklığını 20º ve her kilometre derinlik için 25º artış varsayarak) yaklaşık 120º olacak ve bu böylece apatit kristallerindeki fizyon izlerinin tümü silinmiş olacaktır. Tektonik hareketler bir kaya gövdesinin yükselmesine neden olabilir ve numunenin yukarısındaki kaya aşınma ile uzaklaştırılırken yeryüzüne yaklaştıkça soğumaya başlar. Numunedeki apatit kristallerinde fizyon izleri tekrar oluşmaya başlayabilir ve numune üzerindeki kayanın tamamı aşınıp numune mostrada analiz için toplanmak üzere hazır olana kadar devam eder. Bu nedenle, fizyon izlerinin ölçülmesi numunenin belli bir derinlikte bulunduğu zamanı ve böylece üstündeki kayaların ne kadar zamanda aşındığını verebilir. Bu da aşınma hızı hakkında bir fikir verir.

Ar-Ar yaş tayini (21.2.2) ile nispeten yeni olan U/Th-He tekniği de termokronolojik tekniklerdir. Değişik yaklaşımları bir arada kullanmak suretiyle kayaların farklı sıcaklıklarda oldukları zamanı ve dolayısıyla farklı derinlikleri belirlemek mümkündür. Kaya numunelerinin jeotermal tarihçesini ve dolayısıyla bir bölgedeki aşınma tarihçesini ortaya koymada fizyon iz verilerinin istatistiksel modellemesinden yararlanılabilir.

## 6.9 DENUDASYON VE SEDİMENT TEDARİKİ: ÖZET

Sedimentlerin özelliklerini ve sonuçta bunları oluşturan fasiyesleri kontrol eden ana etmen çökelme ortamına yatak yükü, askı yükü ve çözelti yükü şeklinde giren malzemedir. Bir göle akarsularla drenaj alanından bol miktarda anyon ve katyon getirilmediği sürece bir gölsel ortamda (Bölüm 10) evaporit minerallerinden oluşan kalın bir istif gelişemez. Deltaik fasiyeslerin özellikleri başlıca getirilen sedimentin tane boyu tarafından kontrol edilir (12.4). Esasen, bir delta sadece yeterli sediment girdisi oluğu zaman gelişebilir. Sığ denizel şelflerde karbonat oluşturan ortamlar sadece karasal kırıntılı malzeme girdisinin azaldığı yerlerde mümkündür (Bölüm 15). Buna göre, çökelme sistemlerinin bütüncül değerlendirilmesinde başlangıç noktası sedimentin kaynağı ve bununla ilişkili olan ve aynı zamanda kıtasal kara parçalarının denudasyonunu kontrol eden tektonik ve iklimsel süreçlerdir.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget* (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.

Molnar, P. and England, P. 1990. *Late Cenozoic uplift of mountains ranges and global climate change: chicken or egg?* Nature, 346, 29–34.

Ollier, C.D. 1984. *Weathering*. Longman, London.

Selby, M.J. 1994. *Hillslope sediment transport and deposition*. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 61–88.

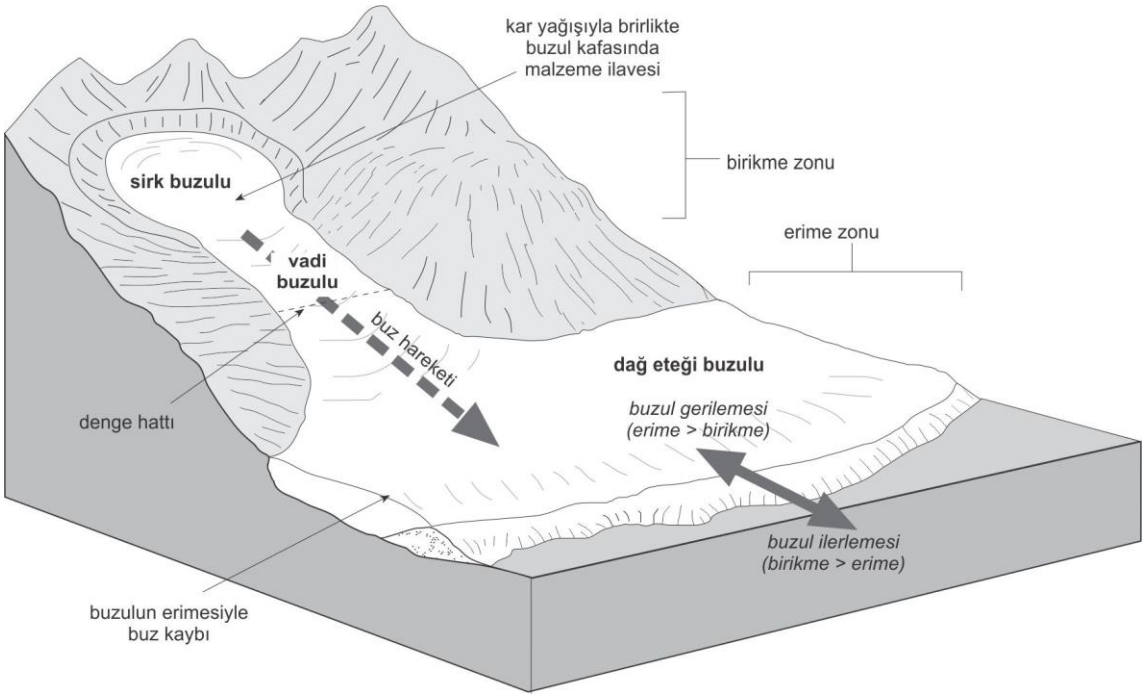
# 7
# Buzul Ortamları

Buzullar dağlık bölgelerde anakayanın aşınmasında ve kırıntı malzemelerinin taşınmasında önemli rol oynarlar. Bu malzemenin kara üzerinde çökelmesiyle özgün sedimentler ve yer şekilleri oluşmakla birlikte, bu karasal buzul çökellerinin uzun zaman aralığında korunma potansiyeli düşük olup, sedimenter kayıtlarda nadiren görülürler. Denizel ortama malzeme taşıyan buzul süreçleri uzun dönemde korunma ihtimali yüksek çökeller oluştururlar. Bu çökellerin özelliklerinin ortaya konmasıyla da geçmiş iklimlere ait önemli bulgular elde edilir. Dünyada mevcut buzun çoğu kutupsal buzul örtüsü şeklinde olup, kıtasal buzul örtüsü hacminde değişikliğe yol açan iklim değişiklikleri küresel deniz seviyesini önemli ölçüde değiştirir.

## 7.1 BUZUL ORTAMLARININ DAĞILIMI

Bir yerde bir yıl içinde erime, buharlaşma veya rüzgâr aşındırmasından daha fazla kar yağan bölgelerde buz birikir. Bu koşullar sadece kış mevsiminde karın çok yağdığı ve yazın tamamının erimediği yerlere ya da yağışa bağlı olmaksızın havanın sürekli soğuk olduğu yerlere özgü olduğundan, süreçte iklim başlıca etkendir. Tropik bölgeler de dâhil olmak üzere hemen hemen tüm enlemlerde devamlı buz bölgeleri mevcuttur. Buna göre, ılıman (dağlık) ve kutup bölgeleri olmak üzere iki çeşit buzul arazisi söz konusudur.

**Ilıman bölge veya dağ buzulları** yağışın kışın ve çoğunlukla kar şeklinde olduğu nispeten yüksek rakımlı bölgelerde oluşurlar. Biriken kar sıkılaşır ve özellikle vadilerin baş kısımlarında olmak üzere buz oluşturmaya başlar. Kışın eklenen karın yazın tamamen erimediği durumda ise buzul oluşur. Bu koşullar dağların yeteri kadar yüksek olduğu her yerde gelişebilir. Buzul bir kere oluştuktan sonra buzulun üst kesiminde (buzulun **birikme zonu**nda) biriken karın ağırlığı buzulu yamaç üzerinden daha aşağıdaki ılıman kesime hareket ettirir. Buzulun yaz aylarında eridiği bu alt kesime **erime zonu** denir (Hambrey ve Glasser, 2003) (Şekil 7.1). Dengeli iklim koşullarında tepe kısmındaki birikme ile topuk kısmındaki erime arasında bir denge gelişir fakat buz yamaçta devamlı hareket halinde olduğundan taç ve burun kısmının pozisyonları değişmez. Soğuyan iklim




**Şekil 7.1 Bir buzulun tepe kısmına düşen kar yağışı buzulun kütlesini büyütür ve buzul yamaç aşağı yönde ilerleyerek kütlenin erime ile azaldığı erime zonuna girer. Buzul ilerlemesi veya gerilemesi bu iki süre arasındaki denge tarafından kontrol edilir.**

erime hızını azaltır ve vadi aşağısına doğru **buzul ilerlemesi** gelişir. Buna karşın, daha ılık bir iklimde erime kar yağışından fazla olacağından, **buzul gerilemesi** gelişir (buna rağmen buzun buzul içinde halen hareket halinde olduğuna dikkat ediniz). Yağışın buzulun tepe kısmına fazla miktarda malzeme ekleyecek şekilde yüksek olduğu yerler hariç, ılıman kuşaklardaki dağ buzullarının genellikle denize erişme şansı yoktur. Bu buzullar yamaç aşağı hızlıca hareket ederek erime ve aysbergin denizde parçalanması yoluyla kaybolurlar.

**Kutup buzulları** yağışın düşük olduğu kuzey ve güney kutuplarında gelişirler (en kurak kıta Antarktika'dır). Her yıl kar yağışından dolayı buzul kütlesine yapılan ekleme çok az olmakla birlikte, yıl boyunca hüküm süren düşük sıcaklıklardan dolayı erime de çok azdır. Kıtasal kutup bölgelerindeki kalıcı buz geniş **buz yaygıları** ve onlarcadan binlerce kilometre kare alana yayılan kubbeleşen **buzul takkeleri** oluşturur. Bu durum topoğrafyayı kısmen veya tamamen kaplayabilir ve buzul seviyesinin yukarısına çıkıntı yapan çıplak tepeler ve dağlar **nunataklar**ı oluştururlar (Şekil 7.2). Kutup bölgelerindeki buzlar yüksek kara



**Şekil 7.2 Yüksek rakımlı kutupsal buzul bölgesinde buzullarla çevrili çıplak tepeler ve sırtlar (nunataklar).**

alanlarından deniz seviyesine sarkarak yüzen buzların yaygın olduğu sığ denizel bölgedeki **buz şelfleri**ni besler. Saf suyun donma noktasında (0 ºC) buzun yoğunluğu 0,92 g/cm$^3$ olduğundan buz tatlı (yoğunluk 1,0 g/cm$^3$) veya tuzlu su (yoğunluk 1,025 g/cm$^3$) üzerinde yüzer. Buz şelflerinin ön cephe kısmında buz parçalanarak suda yüzen, tamamen erimenden önce okyanus akıntılarıyla ve rüzgârlarla yüzlerce-binlerce kilometre sürüklenen **aysbergler**i oluşturur (Şekil 7.3).

## 7.2 BUZUL BUZU

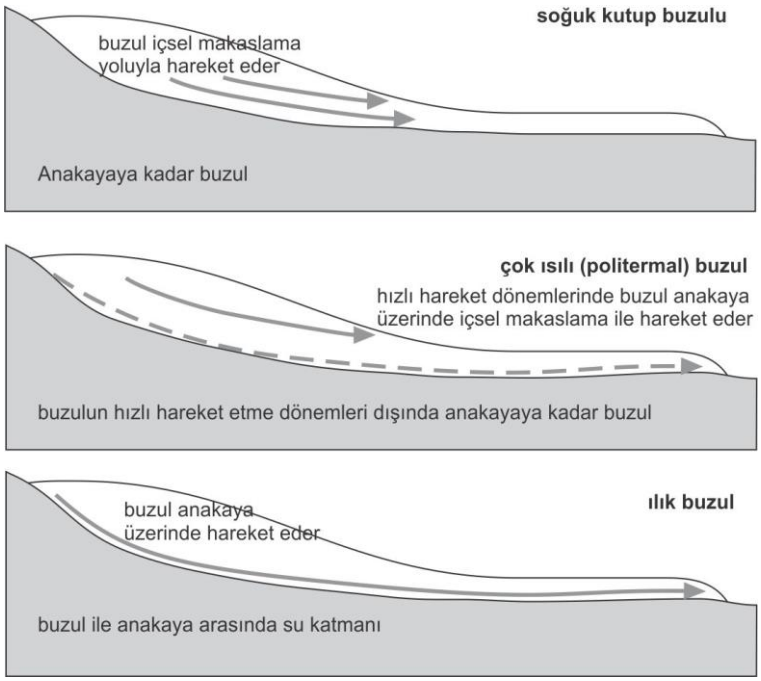
Buz katı olmakla birlikte basınç altında sünek davranış gösterir ve yüksek basınç bölgesinden uzaklaşacak şekilde hareket eder. Basınç belli bir nokta üzerindeki buzun ağırlığından ileri gelir ve buz son derece viskoz bir akışkan şeklinde akar (4.2.1). Buzul buzunun hareket hızı yılda birkaç metre ile birkaç yüz metre arasında değişir. Farklı eğim derecelerinden dolayı buzulun farklı kısımları da farklı hızlarda hareket ederler ve sonuçta buz kütlesi içinde bir **içsel deformasyon** gelişir. Akış hızı tipik olarak buzun yüzeyinde en büyük düzeyde olup, aşağı yönde buzulun tabanına doğru azalır. Vadilerle kuşatılmış buzullarda hareketin en fazla olduğu yer vadinin ortası olup, kenarlara doğru azalır.

### 7.2.1 Buzullarda Termal Rejim

Soğuk kutup bölgelerindeki buzullar ve buz takkeleri devamlı don halindeki zemin üzerinde uzanırlar (Şekil 7.4). Bu nedenle, buz tepeden tabana kadar don haldedir



**Şekil 7.3 Aysbergler da dâhil olmak üzere buzulun bölünerek dağılmasından oluşan, yüzen buz parçaları.**




**Şekil 7.4 Buzulların termal rejimi iklim şartları tarafından belirlenir. Anakayaya kadar donmuş halde olan buzullar kutup bölgelerinde oluşma eğilimindedirler. Ilıman bölge buzulları ise daha alt enlemlerdeki dağlarda oluşurlar.**

ve bu **soğuk buzullar** buz kütlesinin daha üst kesimlerinin alt kesimlerini makaslaması şeklinde tamamen içsel deformasyon yoluyla hareket ederler. Buz ile altındaki katman arasında çok az veya hiç hareket olmadığından, buzul vadi tabanından veya kenarlarından buzul aşındırması yoluyla malzeme alamaz. Bu nedenle, soğuk buzullar sedimentin aşınma ve taşınması açısından politermal ve ılıman kuşak buzullarına kıyasla daha az önemlidirler. Soğuk buzullarla taşınan malzeme büyük ölçüde vadi yamaçlarının üst kesimlerinden yerçekimiyle düşmüş ve buzulun üzerinde kalmış kırıntılı parçalardır.

**Politermal buzullar** çoğu zaman soğuk tabanlı olsa da buzun üst kesiminde kar ve buz biriktikçe erimenin gerçekleştiği nokta olan tabana yakın yerde basınç artar (artan basınçla birlikte düşen **basınç eritme noktası**). Bu durum gerçekleştiğinde buz kütlesi **taban kayması** yoluyla yamaç üzerinde hızla aşağı yönde hareket ve bir **buzul dalgalanması** söz konusudur. Buzul bu evrede anakayayı aşındırabilir (Hambrey ve Glasser, 2003). Buzul yamaç aşağısında buz basıncının taban erimesine yeterli olmadığı ve buzul ucunun parçalandığı noktada denge pozisyonuna kavuşur. Dalgalanma aylarca devam edebilir ve buzulun ön kısmının eski pozisyonuna dönmesi birkaç yıl sürer. Dalgalanma sırasında aşındırılan kırıntılı malzeme izleyen geri çekilme döneminde bırakılır. Bu süreç ile çoğu zaman anakayaya kadar donuk olan bir buzul bile sediment taşıyabilir.

**Ilıman buzullar** daha düşük enlem derecelerindeki dağlık bölgelere özgüdürler. Buzulun tamamında buz erime noktası üstünde olup, alttaki anakaya üzerinde kolayca kayar (Şekil 7.4). Ilıman buzullar barındıran dağlık alanlarda buzul eylemi önemli bir aşındırma mekanizmasıdır. Buralarda buzul aşındırması ve koparması ince taneli kaya unundan iri kaya bloklarına değişen boyda kırıntılı malzeme üretir. Ilıman buzul hareketleri akarsularla aşağı doğru malzeme taşıyarak diğer çökelme ortamlarına önemli miktarda kırıntılı malzeme sağlarlar.

## 7.3 BUZULLAR

Yüksek dağlık alanlardaki **sirk buzulları** (Şekil 7.1) dağlık kesimde korunmuş çukurluklarda oluşurlar; tüm dünyadaki yüksek rakımlı alanlarda ve Ekvator'dan birkaç enlem derecesi uzaktaki enlemlerde bile görülebilirler. Orta-yüksek enlem derecelerindeki büyük dağ silsilelerinde vadi yamaçlarıyla sınırlandırılmış vadi buzulları da bulunur (Şekil 7.5). Yüksek enlem derecelerindeki vadi buzulları daha yükseklerde buz takkeleri veya dağların yüksek kesimlerini kısmen örten buz kütleleri tarafından beslenebilir. Bir dağ silsilesinin daha alt kesimindeki yamaçlarda vadi buzullarının birleşerek yüzlerce metre kalınlıkta yayıldığı **etek buzulu** oluşabilir.

### 7.3.1 Buzul Aşındırmasıyla Oluşan Yüzey Yapıları

Son birkaç yüz bin yıldaki buzullaşma ile ilgili jeomorfolojik özellikler büyük ölçüde yüksek bölgelerde bulunmaktadır. Bu nedenle, jeolojik kayıtlarda korunamamışlardır. Geçmişteki buzullaşmanın kanıtları jeolojik zaman içinde kısa süreli olarak ortaya çıkan ve sadece tamamen aşınana kadar korunabilen sirkler, U şekilli vadiler ve asılı vadilerdir. Buzulun anakaya üzerindeki hareketiyle oluşmuş buzul çizikleri gibi küçük ölçekli kanıtlar koyun dağları da (6.5.4) dâhil olmak üzere açığa çıkmış yüzeylerde görülebilirler. Koparma ile buzul içine giren anakaya parçaları üzerinde çizikler bulunabilir. Buz içindeki kırıntılar arasındaki temas buzla taşınarak çökelen kum ve çakıl yüzeylerinde de çiziklenmeye neden olabilir. Bu kırıntı yüzey özellikleri Kuvaterner öncesi buzul çökellerini tayin etmede önemli ölçütlerdir.



**Şekil 7.5 Ilıman dağlık bir bölgede kırıntı örtüsüyle (carapace) kısmen kaplanmış bir vadi buzulu.**

### 7.3.2 Kıtasal Buzullarla Taşınma

Moloz malzemesinin hareket eden buz kütlesine katılması iki şekilde olur. Birincisi, buzul vadisinin yamaçlarından düşerek buzulun yüzeyi üzerinde biriken **buzul üstü molozu**dur. Diğeri de, hareket eden buzun anakayadan aşındırma ve koparma süreçleri ile içine aldığı **taban molozu**dur. Buzul üstü molozunda daha iri taneler baskın halde olup, ince tane oranı düşüktür. Taban molozunda aşınma süreçlerinin meydana getirdiği kaya unu da (6.5.4) dâhil olacak şekilde tane boyu çok değişkendir.

Anakaya ile temasta olan buzun tekrarlı basınç erimesi ve donması bozuşma açısından şiddetli bir donma-çözünme etkisi oluşturduğundan (6.4.1), çok inceden iri malzemeye değişen taban molozu en çok politermal buzullarda görülür. Buzul ile anakaya arasındaki erime suyu buzun daha rahat hareket etmesini sağlayan bir kaygan zon oluşturur ve sonuçtaki buz aşındırması daha azdır. Soğuk buzullar sadece içsel deformasyon yoluyla hareket ederler ve bu nedenle anakayayı aşındırmazlar. İşte bu yüzden soğuk ve ılıman buzullar başlıca iri tanelerden oluşan buzul üstü molozları taşırlar (Hambrey ve Glasser, 2003).

Buzulun hareketi sırasında buz kütlesi deformasyona, içsel kıvrılmaya ve ters faylanmaya uğrar ve bu da taban molozu ile buzul üstü molozun bir kısmını karıştırarak buzul gövdesi içine alabilir. Ayrıca, iki veya daha fazla buzulun birleşmesiyle oluşan kütleye kenarlardan merkeze doğru kırıntılı malzeme gelir. Molozun taban katmanı boyunca taşındığı kesimde kırıntılar aşınmaya ve çatlamaya uğrayacak şekilde molozun bir miktar değişimi söz konusudur. Buzun içinde ve tabanında (**buzul içi kanallar** ve **buzul altı kanalları**nda) bulunan kanalardaki su da ılıman iklimlerde taşınan sedimenti boylandırabilir. Buzul üstü kırıntılı malzemesi taşınma sırasında genellikle değişmeden kalır; kötü boylanmış, köşeli karakterdeki kaya düşme çökellerini muhafaza eder.

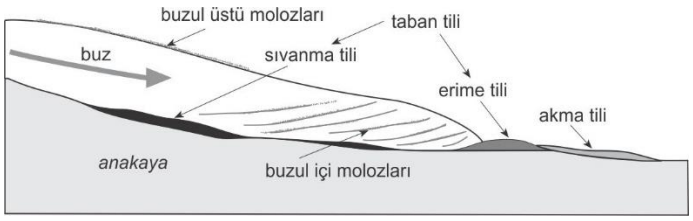
### 7.3.3 Kıtasal Buzullar Yoluyla Çökelme

Buzul tarafından doğrudan çökeltilen sedimentlere **til**, bunların taşlaşmış olanlarına da **tillit** denir. Bu yapılar kalıtsaldır; yani, bir çökelme sürecini ifade ederler ve bu nedenle de tamamen tanımlayıcı terimler olarak kullanılmamalıdırlar. Örnek olarak, bir tabaka hamur destekli çakıltaşı (2.2.2) olarak adlandırılabilir fakat bu tanıma ait bir çökel değişik ortamlarda (meselâ alüvyal yelpazelerde, 9.5 ve su altı göçmelerinde, 16.1.2) çok değişik mekanizmalarla çökelmiş olabileceğinden dolayı tabakaların tillit olup olmadığı hakkında bir yorum yapılamaz. Bunun üstesinden gelmek için **diyamikt** ve **diyamiktit** terimleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu terimlerle çökel, kötü boylanmış malzemenin buzul kökenli olup olmadığına bakmaksızın, nesnel bir şekilde taşlaşmamış ve taşlaşmış çökeller şeklinde tanımlanmaktadır (bu arada, taşlaşmış ve taşlamamış malzemenin her ikisi için de kullanılan **diyamikt** dâhil, bu terimlerin Kuvaterner öncesi çökeller için sedimentologlar tarafından nadiren kullanıldığını ve bu nedenle bunların daha çok buzul fasiyesleriyle ilişkili olarak kullanıldığını belirtmekte yarar vardır).

Kökene bağlı olarak çok sayıda değişik til türü vardır (Şekil 7.6). **Erime tilleri** buzulun ön cephesinde buz erimesiyle biriken malzeme çökelleridir. **Konaklama tilleri** hareket halindeki buzulun tabanında molozun sıvanmasıyla oluşur ve buzun hareketi sırasındaki makaslama süreci akışa paralel yönelmiş bir kırıntı fabriği ile oluşturabilir. Erime ve yerleşme tillerinin ikisini bir arada ifade etmek için bazen **taban tilleri** terimi de kullanılmaktadır. **Akma tilleri** yerçekimsel akmalarla yeniden işlenmiş buzul çökeli birikimleridir.

### 7.3.4 Buzullarla Taşınmış Malzemenin Özellikleri

Buzul aşındırma süreçleri sonucunda boyutu çok geniş aralıkta değişen kırıntı parçacıkları ortaya çıkar. Buz hareketi laminer iken buz kütlesinin değişik kesimlerinin birbirine karışma şansı bulunmamaktadır.




**Şekil 7.6 Til çökelleri molozların buzulun üstünde, altında ve önünde birikmesiyle oluşurlar.**

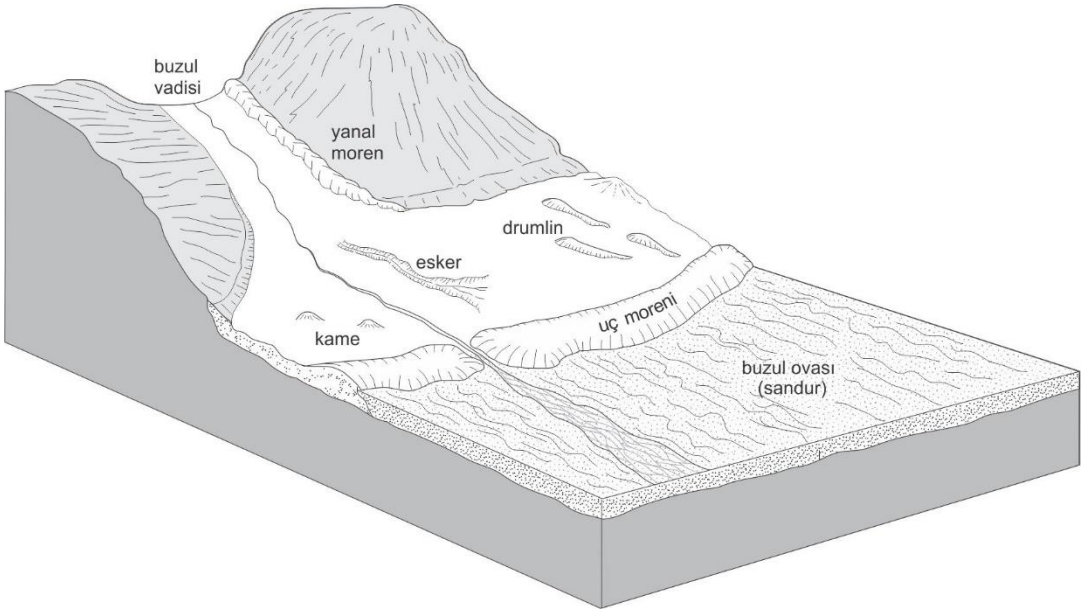
Bu nedenle, buzulun taşıdığı malzemede herhangi bir boylanma meydana gelmez. Bu yüzden, buzullarla taşınmış molozlar tipik olarak kötü boylanmalıdır. Buzun kopardığı parçalar köşeli olup, buz içinde taşınan molozlar fazla aşınmazlar ve sadece buz kütlesinin üstündeki malzeme bozuşma süreçlerine maruz kalırlar. Buzullarla taşınan molozlar kötü boylanmaya ek olarak aynı zamanda çok köşelidirler ve bu yüzden genel doku hiç olgunlaşmamıştır. Tilin ve tillitin bileşenleri fiziksel süreçlerin kayayı parçaladığı fakat kimyasal bozuşmanın önemli rol oynamadığı soğuk ortamlara ait bozuşma ürünüdürler. Bu nedenle, çökelin mineralojik bileşimi anakayanınkine benzer olabilir. Bozuşmamış litik parçalar da yaygındır. Killer başlıca minerallerin kimyasal bozuşmasıyla oluştuklarından ve buzul ortamlarında bu tür bir parçalanma bastırıldığından dolayı, kil mineralleri tilin ince taneli kısmında bile çok nadiren bulunurlar.

Buzul sürtmesiyle oluşan ince taneli kaya ununun bileşimi diğer bozuşma ve aşınma süreçleriyle oluşmuş, benzer tane boyundaki sedimentten farklıdır. Kaya unu çok değişik minerallerin çok küçük parçalarından oluşur. Bunun aksine, kimyasal bozuşma ile oluşmuş aynı boydaki malzeme tipik olarak kil minerallerinden ve ince taneli kuvarstan oluşur. Kaya ununda ki ince parçacıklar kil minerallerinden farklı olarak topaklanmazlar (2.4.5) ve çok daha uzun sürelerde askıda kalırlar. Sedimentin bu yüksek orandaki askı bileşeni buzul suları ile beslenen göllere karakteristik yeşil ve beyaz renklerini verirler.

Buzul ile taşınan malzemenin tamamı buzul aşınma ürünü olmayabilir. Soğuk bölgelerdeki vadi yamaçlarında donma-çözünme şeklindeki şiddetli bozuşma süreçleri (6.4.1) etkili olup, bu şekilde türeyen malzemeler vadideki buzun üstüne düşerler. Daha ılıman bölgelerdeki kırıntılı malzemeler de yaz erimeleri sırasında etkili olan yüzey akışı yoluyla vadi yamaçlarından yıkanarak ve derelerle aşağı inebilir. Sıcak dönemlerde buzulun veya buz yaygısının üstünde moloz taşınmasına katkıda bulunabilen dereler oluşabilir.

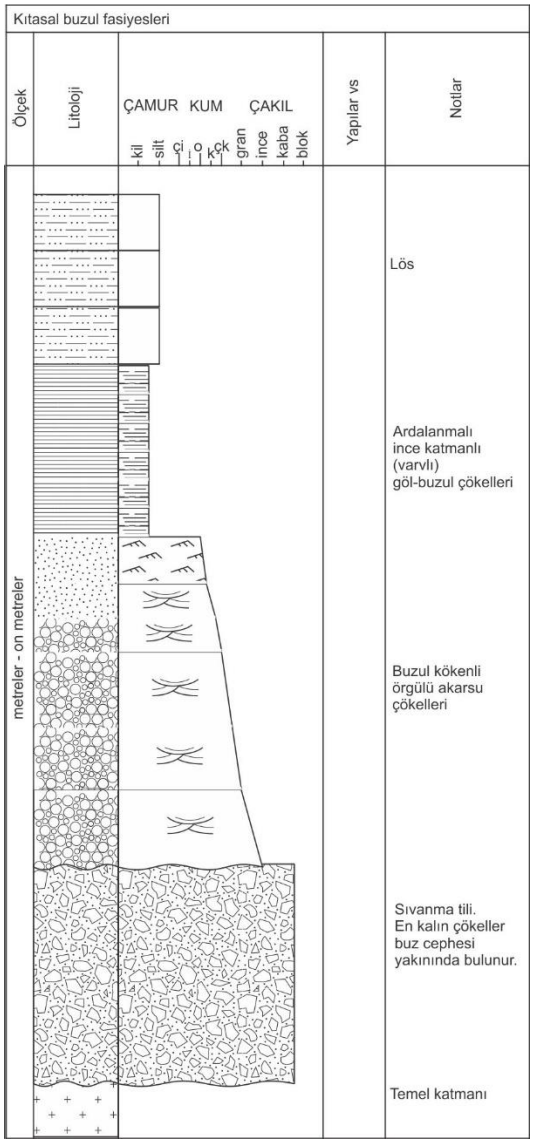
## 7.4 KITASAL BUZUL ÇÖKELİMİ

Önceleri Kuvaterner buz yaygılarının örttüğü genç arazilerde çökelim ile ilişkili çok değişik morfolojik şekiller gelişmiştir (Şekil 7.7). Bu arazi şekilleri buzul jeomorfologları tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ve tanımlanmıştır (örnek, Hambrey, 1994; Benn ve Evans, 1998). Bu yapıların çökelimsel özellikleri Yerküre'nin tarihçesindeki son birkaç on bin yıllık buzul süreci




**Şekil 7.7 Kıtasal buzul bölgelerindeki buzul arazileri ve buzul çökelleri.**

hakkında önemli bilgiler vermekte ve çevremizdeki arazi şekillerinin kökenini anlamada temel teşkil etmektedir. Ancak, karasal buzul çökellerinin (Şekil 7.8) çoğunun uzun vadede stratigrafik kayıtlarda korunma ihtimali düşüktür. Bunun nedeni, bunların sadece buzul süreçlerinin bir sonucu olan çökelme bölgelerinde bulunmalarıdır. Güncel buzul arazilerinin çoğu aşınma süreçlerine maruz kalmakta ve kıtasal buzul çökelleri zaman içinde tekrar işlenerek yerinden uzaklaştırılmaktadır. Kuvaterner öncesi tabakalarda bulunan buzul çökellerinin çoğunun kökeni denizeldir.




**Şekil 7.8 Karasal buzullara ait çökellerin bazılarını gösteren bir grafik sedimenter log.**

### 7.4.1 Morenler

Bir buzulun kenarlarında doğrudan biriken tilin oluşturduğu çökellere **moren** denir. Morenlerin bilinen birkaç çeşidi vardır (Benn ve Evans, 1998). Buzul ilerlemesinin sınırlarını işaretleyen **uç morenleri** vadiler boyunca uzanan tipik sırtlar oluştururlar. **İtki morenleri** buzul ön cephesinin sedimenti vadi tabanından buldozer gibi kazıdığı ve önünde yığdığı yerlerde oluşurlar. **Düşme morenleri** buzulun ucunda buz erimesinin buzul ilerlemesi ile uyumlu olduğu yerde oluşurlar. Buzulun gerilemesi durumunda erime süreci buzulun kenarlarında **yanal moren** (Şekil 7.7 ve 7.9) adı verilen kırıntılı malzemeyi çökeltir. Yanal morenler buzullu vadilerin kenarı boyunca vadi duvarlarına paralel sırtlar oluştururlar. Buzullu iki vadinin birleştiği yerde her iki tarafa ait molozlar karışan buzulun ortasında kapanlanırlar (Şekil 7.10) ve buzulun gerilemesiyle buzullu vadinin ortasında **orta kısım morenler**ini oluştururlar. Soğuk bir buzul gerilediği zaman buz eridikçe buzulun burun kısmında bir kırıntı örtüsü (carapace of detritus) kalır. Birkaç metre kalınlığındaki kaya molozu etkin bir yalıtım oluşturarak altındaki buzun erişmesine engel olur. Bu **buz çekirdekli**



**Şekil 7.9 Bir vadi buzulunun gerilemesinden kalan yanal moren.**



**Şekil 7.10 Vadi buzulu içinde siyah sırt şeklinde bulunan ve buzul gerilediği zaman orta kısım moreni oluşturacak olan malzeme (havadan bakış).**

**morenler**in (**erime/ablasyon morenleri**) hacimlerinin çoğu buzdan oluştuğu için kırıntı hacminin olduğundan daha fazla zannedilmesine yol açarlar.

### 7.4.2 Buzullarla İlişkili Diğer Arazi Şekilleri

Bir buzulun altında çökelen yerleşme tilleri onlarca metre kalınlıkta yaygı oluşturabildiği gibi yivli moren olarak bilinen düzensiz sırtlar oluşturabilirler. Buz akışına paralel yönlenmiş uzun, yüksekliği onlarca metre ve uzunluğu yüzlerce-kilometrelerce olan oval şekilli tepeleri oluşturan bu tiller **drumlin** adı verilen düz öbekler de oluştururlar. Ilıman bölge buzullarında buzun kısmen erimesiyle buzun içindeki veya altındaki tünellerde akan ırmaklar oluşarak eriyen buz içinde erimeden önce saklanan kırıntılı malzemeleri taşırlar. Bu ırmakların çökelleri **eskerler** (Şekil 7.7) olarak bilinen sinüslü sırtları oluştururlar. Daha önceleri buz yaygısıyla kaplı bölgede kilometrelerce uzanabilen bu morfolojik yapıların yükseklikleri tipik olarak birkaç metre ile onlarca metre arasında ve genişlikleri de onlarca metreden yüzlerce metreye kadar değişir (Warren ve Ashley, 1994). Esker kütlesi içindeki çökeller çapraz tabakalanmalı ve yatay katmanlanmalı mercekler oluşturan çakıl ve kum seddeleridir. Akarsu çökellerinden bunlarla ilişkili set üstü sedimentlerinin (9.3) bulunmayışıyla ve tünel etrafındaki buzun erimesi sırasında kum ve çakıl katmanlarının çökmesiyle sonuçlanan içsel deformasyonların (göçme kıvrımları ve fayları) varlığıyla ayırt edilirler. **Kameler** ve **kame sekileri** buzul yarığı dolgularının çökmesi, buzulun üstündeki gölde oluşan sedimentler veya buzul kenarının çökme ürünü olarak oluşan tümsekler veya sırtlara verilen isimlerdir.

### 7.4.3 Sandur Düzlükleri

Bir buzulun ya da buz yaygısının ön cephesi erirken beraberinde buzdaki kırıntılı malzemeyi de taşıyan büyük su hacimleri ortaya çıkar (Şekil 7.10). Nehirler İzlandaca'da **sandur** (çoğulu **sandar**) olarak bilinen geniş buzul ovasındaki buz cephesinden uzaklaşarak akarlar. Akarsuların malzemeyi taşıma ve çökeltme tarzı örgülü akarsular (9.2.1) ile aynıdır (Boothroyd ve Ashley, 1975; Boothroyd ve Nummedal, 1978; Maizles, 1993; Russell ve Knudsen, 2002). Bir buzulun erimesiyle ilişkili büyük hacimli su ve kırıntılı malzeme, akarsu tarafından süratle çökeltilmiş sedimentlerden oluşan kalın, geniş alanlara yayılmış, örgü düzlüğü (9.2.1) şeklindeki çok aktif bir buzul düzlüğü demektir. Buzul ovası çökelleri (Şekil 7.8) kendilerine eşlik eden morenler gibi diğer buzul özellikleri ile birlikte diğer örgülü akarsu çökellerinden ayırt edilebilir.

Buzul çökeltmesi ile ilişkili en çarpıcı olaylar İzlandaca'da **jökulhlaups** olarak adlandırılan ani buzul patlamalarıdır. Patlama bir buzulun önündeki gölü tutan doğal barajın yıkılması veya buzul altındaki bir volkanın harekete geçmesi sonucunda gerçekleşebilir. Erimeyle ortaya çıkan çok büyük su kütleleri buzul ovasına çok büyük bloklar da getirebilen devasa su ve sediment dalgaları oluşturabilir. Buzul patlama çökelleri masif ve kötü boylanmış veya çapraz takabalanmalı ve katmanlı kalın kum ve çakıllar şeklindedir (Maizels, 1989; Russell ve Knudsen, 2002). Bu malzemelerin buzul ovasında 'normal' akarsu süreleriyle yeniden işlenmesi mümkündür.

Soğuk iklim koşullarında yaygın bitki örtüsünün bulunmayışı ince taneli sedimentlerin buzul ovasında açığa çıkması ve eoliyen süreçlere maruz kalması anlamına gelir. Kumlar buzul ovası üzerine veya kenarlarına savrularak birikmek suretiyle rüzgârla savrulmuş sedimentlere (8.3) özgü çökeller oluştururlar. Silt ve kum boyu taneler uzun mesafelere taşınarak geniş alanlara yayılabilir. Rüzgârla savrulmuş Kuvaterner yaşlı silt yığınlarının (lösler - 8.6.2) kaynağının buzul çevresi (periglasiyal) kuşaklar olduğu düşünülmektedir. Buzul ovasında yüzlek veren kırıntılar rüzgârla savrulan

sedimentler ile aşındırılması sonucunda rüzgâr çakılları (ventifact) oluşabilir (8.2).

### 7.4.4 Buzul Çevresi Bölgeleri

Kutup bölgelerinde buz kütlelerine komşu alanlara **buzul çevresi kuşağı** denir (6.6.2). Bu bölgelerde yılın büyük kesiminde sıcaklık sıfırın altında olup, toprak da çoğu zaman donmuş halde kalarak **permafrost** olarak adlandırılan bir bölge gelişir. Yaz mevsiminde sadece yüzeye yakın toprak ve sediment birkaç desimetre derinliğe kadar çözülür. Bu derinliğin altındaki zemin sürekli donuktur. Su daha aşağıdaki donmuş zona işleyemediğinden, erimiş haldeki ince katman çoğu zaman suya doygundur. Hareketli bu üst katman yamaçlarda duraysızlığa neden olabilir ve göçer ya da yamaç aşağı kayar. Permafrost bölgelerinin diğer özellikleri hareketli üst katmanın tekrarlı donma-çözülme süreçleri sonucunda çakıllı çökellerin poligonlarından oluşan **desenli zemin** (7.11) ve zeminde buz tarafından oluşturulan ve daha sonra sediment ile dolan çatlaklar **buz kamaları**dır.

## 7.5 DENİZEL BUZUL ORTAMLARI

Kıtasal bir buz yaygısı kıyı çizgisine ulaştığı zaman buz deniz içine doğru yayılarak **buz şelfi** oluşturabilir (Şekil 7.12 ve 7. 13). Antarktika kıtası etrafındaki güncel buz şelfleri deniz içine yüzlerce kilometre ilerleyerek birkaç yüz bin kilometre karelik yüzen buz alanları oluşturmaktadırlar (Drewry, 1986). Bu buz şelfleri karasal buzun denize doğru daha fazla ilerlememesi için kısmen tampon vazifesi görürler. Buz şelfindeki buzun erimesi okyanustaki su hacmine bir şey katmamakla birlikte, bunların bulunduğu yerden kaldırılması halinde denize daha fazla karasal buz akacak ve deniz seviyesini yükseltecektir. Buzul üstü kırıntılı malzeme sağlayabilecek çok az kaya mostrası olduğundan, Antarktika kıtası etrafındakine benzer buz şelfleri nispeten düşük miktarda sediment içerirler. Bu durumda ana kaynak taban molozudur. Buz şelfleri kenarlarda kırılarak aysbergler oluşturlar ve deniz suyu ile temasta tabanları erir. Denizel ortamdaki buzlara ılıman veya politermal vadi buzullarının deniz seviyesine kadar sarktığı yerlerde de rastlanır. Bu **gelgit suyu buzulları** büyük miktarlarda buzul üstü molozu ve taban molozu içerirler. **Deniz buzu** donmuş deniz suyu olup, rüzgârla savrulmuş tozlar dışında sedimenter malzeme içermezler.



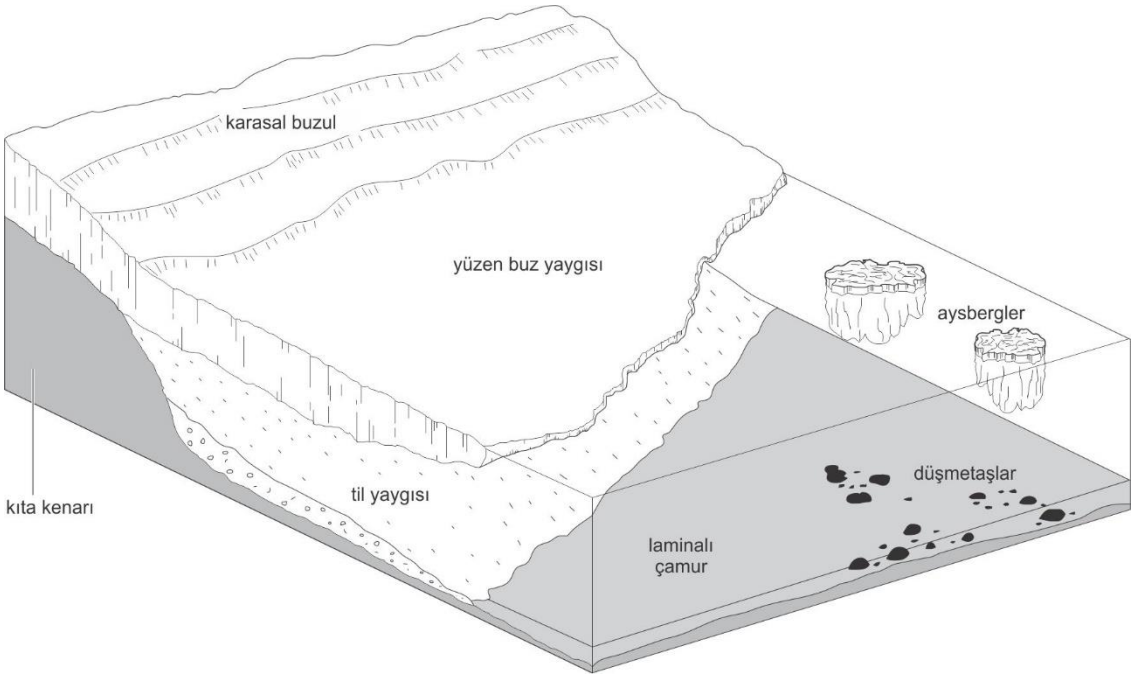
**Şekil 7.11 Buzul çevresi kuşaklarında permafrostun yüzeydeki donma-çözünme süreçleri poligonal desenler oluştururlar.**

### 7.5.1 Denizel Buzullarla İlişkili Aşınma Yapıları

Bir buz yaygısına ya da vadi buzuluna ait karasal buzun sığ bir şelfin kıyı çizgisine eriştiği yerlerde buz deniz tabanında ufalanabilir. Buz kütlesinin hareketi ve aysberglerin sürüklenmesi deniz tabanını yerel olarak oyarak yumuşak çökellerde metrelerce derinlikte ve yüzlerce metre uzunlukta yivler açabilir. Buzul altında akan erime suyu hatırı sayılır basınçlar altında olabilir ve buzun altındaki deniz tabanı sedimentlerinde kanallar açarak sonraları akan sudaki sedimentlerle dolan **tünel vadiler** oluşturabilir. Tünel vadisi çökelleri ve buzul oyma yapıları buzla kaplı kıtasal şelfler gibi yerlerdeki sığ denizel tabakalarda korunabilirler.

### 7.5.2 Denizel Buzul Çökelleri

Til ve tillit terimleri deniz buzullarına ait pekleşmemiş ve taşlaşmış **glasiyo-denizel** çökelleri tanımlamada da kullanılmaktadır (Şekil 7.14). Bu malzemelerin öne çıkan özellikleri karasal buzullaşmadaki buzul sedimentleri ile aynıdır. Buz şelfi tabanından bırakılan kırıntılı malzeme uzun ömürlü bir şelfin altında kalın ve geniş yayılımlı olabilen **til yaygılarını** oluşturur (Şekil 7.12) (Miller, 1996). Bu çökeller iki gruba ayrılırlar. Birincisi, buz cephesine yakın çökelen, tipik olarak kötü boylanmış diyamiktonlardan oluşan, tabakalanma veya diğer yapılardan çok az bulunduran veya hiç bulundurmayan sedimentlerdir (**buz yakınsak glasiyo-denizel sedimentler**). Diğeri, başlıca aysberglerden bırakılan



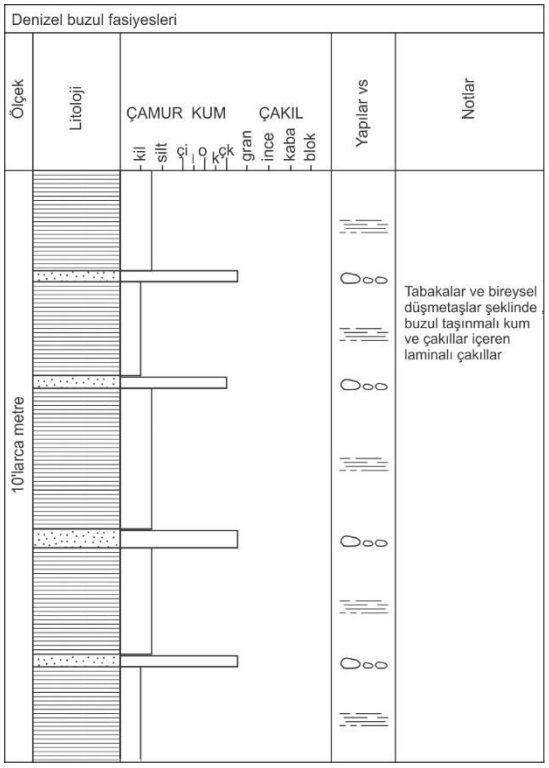

**Şekil 7.12 Kutup bölgelerindeki kıtasal kenarlarda kıtasal buz yüzer haldeki buz yaygılarını besler. Bunlar eriyerek kırıntılı parçaları bırakır ve sonuçta til yaygısı oluşur. Ayrıca bu yüzer haldeki buz yaygılarından kopan aysbergler ile düşmetaşlar taşınarak sonuçta çökelebilir.**



**Şekil 7.13 Karasal buzul alanının kenarında bir buz şelfi.**

sedimentlerden oluşan **buz ıraksak glasiyo-denizel sedimentler**dir. Daha ıraksak glasiyo-denizel çökeller sığ denizel süreçlerin yeniden işlemesine daha çok maruz kalırlar (Bölüm 11). Dalgalar ve akıntılar malzemede boylanmaya neden olur, kum yeniden işlenerek dalga ve akıntı taban şekilleri oluşabilir ve daha ince taneli malzeme laminalı çamur olarak çökelecek şekilde askıda taşınabilir. Buzuldan türeme malzemenin biyojenik malzemeler gibi diğer malzemelerle karışması da mümkündür.

Buz şelfinin kenarları kırılarak rüzgârlarla ve okyanus akıntılarıyla açık deniz içine doğru yüzlerce kilometre gidebilen aysbergler gelişebilirse de, bunlar çoğu zaman nispeten çok az malzeme taşırlar. Gelgit suyu buzullarının önünde oluşan aysbergler genellikle küçük olsalar da sedimentle dolu olabilirler. Bir aysberg erirken içindeki moloz zamanla bırakılır ve açık deniz sedimentleri içine **düşmetaş** (**dropstone**) olarak çökelir. Düşmetaşlar blok boyutuna kadar çıkabilirler ve boyutları içinde bulundukları ince taneli pelajik çökellerle (16.5.1) büyük zıtlık oluşturur. Düşmetaşlar derin denizel katmanlarda nadiren bulunmalarına rağmen buz şelflerinin varlığına dair önemli belirteçlerdir ve bu nedenle de geçmişteki küresel iklim




**Şekil 7.14 Glasiyo-denizel çökeller tipik olarak aysberglerden türemiş daha iri molozlar da içeren laminalı çamurtaşlarından oluşur.**

koşulları hakkında kanıtlar sağlarlar. Bununla birlikte, benzer çökeller yüzen bitkilerden bırakılan sedimentlerle de oluşabilirler.

## 7.6 BUZUL ÇÖKELLERİNİN DAĞILIMI

Kuvaterner vadi ve etek buzulları belirgin morenler oluşturmakla birlikte büyük ölçüde hâlihazırda aşınma etkisindeki yüksek bölgelerle sınırlıdırlar. Bu yüksek bölgelerde morenler, eskerler, kameler ve benzeri buzul çökelleri ve buzul çevresi kuşağı çökellerinin uzun vadede korunma olasılıkları çok düşüktür. Stratigrafik kayıt bakış açısından daha ilginç olanlar düşük rakımlı karasal arazilerde ve denizel ortamlarda oluşan tillerdir. Çünkü bunların bir sedimenter birikme havzasında bulunmaları daha olasıdır. Buz yaygıları ve buz şelfleriyle çökeltilen malzemenin hacmi de yüksek rakımlı buzullaşma ile ilişkili çökelmedekinden hayli fazladır.

Günümüzde geniş alanlara yayılmış buz yaygıları daha çok Arktik ve Antarktik daireler içindeki kutup bölgeleri ile sınırlıdır. Kuvaterner'deki buzul dönemlerinde kutupsal buz takkeleri düşük enlem derecelerine kadar inmiştir. Buzul devirlerinde deniz seviyesi düşmüş ve kıtasal şelflerin çoğu buz altında kalmıştır. Yüksek buzul bölgelerindeki buzlar da dağ buzulllarından daha uzak alanları da kapsayacak şekilde geniş alanlara yayılmıştır. Kutupsal buzul takkelerinin büyümesinin iklimdeki küresel değişimlerle ilişkili olduğu bilinmektedir. Küresel sıcaklık birkaç derece düştüğü zaman buzun yayılımı azami düzeye çıkmaktadır. Stratigrafik kayıtlarda geç Karbonifer ve Permiyen'de (güney yarıkürede Gondwana üzerindeki buzullaşma) ve erken Paleozoyik ile Proterozoyik'te olmak üzere diğer buzul dönemlerine de rastlanılmıştır.

## 7.7 BUZ, İKLİM VE TEKTONİZMA

Gezegendeki buzun büyük çoğunluğunu kutuplarda veya kutuplara yakın bölgelerdeki karasal takke buzulları oluşturmaktadır. Antarktika takke buzulu kıtanın neredeyse tamamını kaplamış olup, yüzen buz yaygıları kıtadan dışarı parmaklanma şeklindedir. Arktik'deki buzun çoğu deniz buzu olmakla birlikte Grönland'da da büyük bir takke buzulu bulunmaktadır. Her ne kadar bireysel karasal buz kütleleri yerel ortamların önemli bir kesimini oluştursa da, dağ buzullarındaki buzun miktarı kutupsal bölgelerdekine kıyasla küresel ölçekte çok önemsiz kalmaktadır.

Buzul sedimentlerinin ve sedimenter kayaların dağılımına dayalı kanıtlar Yerküre'nin tarihçesinde kutupsal takke buzulları bugünkünden daha geniş alanları kapladığı zamanlarda çok sayıda buzul dönemlerinin bulunduğunu işaret etmektedir. En iyi belgelenmiş buzul devirleri geçmiş birkaç yüz bin yıllık zaman diliminde kutupsal takke buzullarının çok kez ilerleyip gerilediği küresel sıcaklık dalgalanmalarının yaşandığı Kuvaterner'e aittir. İklimde takke buzullarının büyümesine ve büzülmesine yol açan küresel değişimlerin nedenleri karmaşık olup, Bölüm 23'de ele alınmıştır. Kutupsal buzun erimesiyle ortaya çıkan sular okyanusa eklenerek dünyadaki deniz seviyesinin yükselmesine neden olur. Antarktika'daki buz yaygısının tamamen erimesi halinde küresel deniz seviyesinin 50 m ve Grönland'daki buz takkesinin tamamen erimesi halinde ise 7 m yükseleceği tahmin edilmektedir (Hambrey ve Glesser, 2003). Deniz seviyesi değişimlerinin çökelme üzerine etkileri Bölüm 23'de ele alınmıştır.

### 7.7.2 Buzul Geri Tepmesi - İzostazi

Buzul dönemlerinde kıtalar üzerindeki buzun kalınlığı yüzlerce-binlerce metreyi bulabilir. Bu buz kütlesi kabuk üzerine ilave bir yük uygular ve kabuğun tabanını manto içine batmaya zorlar. Buz eriyip ortadan kalktıktan sonra kabukta bir izostazik yükselim gerçekleşir (6.7). Erime hızı tipik olarak izostazik yükselimden daha hızlıdır. Buz eridikten sonra kabuk binlerce yıl daha yükselmeye devam eder. Bu etki son buzul devrinde buzlarla kaplı olan ve halen yılda birkaç mm yükselen İskandinavya gibi birçok yerde görülmektedir. Bu olayın etkilerine **buzul geri tepmesi** denir ve en bariz şekilde kıyı bölgelerinde görülürler. Buralardaki **yükselmiş plajlar** kara yükselmeye başlamadan binlerce yıl önce karanın denize görece konumuna dair kanıtlar sağlarlar.

## 7.8 BUZUL ORTAMLARININ ÖZETİ

Buzul çökelleri bileşimsel açıdan olgunlaşmamışlardır. Tiller tipik olarak buzul altındaki anakayanın parçalanması ve toz haline gelmesini temsil eden kırıntılı parçalardan oluşur. Buzul ovalarındaki yeniden işlenmiş buzul çökelleri biraz daha yüksek bir bileşimsel ve dokusal olgunluk gösterebilir. Soğuk bölgelerde kimyasal bozuşma süreçlerinin yokluğundan dolayı ince taneli kısımda az miktarda kil minerali bulunur. Karasal buzul çökellerinin stratigrafik kayıtlarda korunma potansiyeli nispeten düşük olmakla birlikte dağlık alanlardaki buz aşındırması diğer çökelme ortamlarına sediment sağlamada önemli süreçlerdir. Geçmişteki buzul devirlerine dair kayıtlar sunabilen düşmetaşlar da dâhil olmak üzere, glasiyo-denizel çökeller daha çok korunmuşlardır. Kutup bölgelerindeki karasal buz miktarı küresel deniz seviyesi ile yakından ilişkilidir. Bu nedenle, geçmişteki buzullaşmaların tarihçesi küresel iklimdeki değişimleri anlamada önemli bir anahtardır.

**Buzul Çökellerinin Özellikleri**

- Litoloji: Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı.
- Mineraloji: Değişken, bileşimsel açıdan olgunlaşmamış.
- Doku: Tilde aşırı derece kötü boylanmıştan akarsu-buzul fasiyeslerinde kötü boylanmışa değişim.
- Tabaka geometrisi: Çoğu karasal çökellerde tabakalanma yok veya çok az belirgin, glasiyo-denizel çökellerde laminalı olabilir.
- Sedimenter yapılar: Tillerde genellikle yok, akarsu-buzul fasiyeslerinde çapraz tabakalanma.
- Paleoakıntılar: Kırıntıların yönelimi buz akış yönünü işaret edebilir.
- Fosiller: Normalde karasal çökellerde mevcut değil, glasiyo-denizel fasiyeslerde bulunabilir.
- Renk: Değişken fakat çökeller genellikle oksitlenmemiş.
- Fasiyes toplulukları: Flüvyal fasiyes ile veya sığ denizel çökellerle ilişkili olabilirler.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Benn, D.I. and Evans, D.J.A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London.

Dowdeswell, J.A. and Scourse, J.D. (Eds) 1990. *Glaciomarine Environments: Processes and Sediments*. Special Publication 53, Geological Society Publishing House, Bath.

Hambrey, M.J. 1994. *Glacial Envionments*. UCL Press, London.

Knight, P. (Ed.) 2006. *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Science, Oxford.

Miller, J.M.G. 1996. *Glacial Sediments*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 454–484.

# 8
# Eoliyen Ortamlar

Eoliyen sedimenter süreçler malzemenin rüzgârla taşınmasını ve çökelmesini içerir. Yeryüzünün tamamı değişik derecelerde rüzgâr etkisine maruz kalmakla birlikte eoliyen süreçler sadece bu anlamda nispeten sınırlı bölgelerde baskındırlar. En belirgin eoliyen ortamlar kıtaların sıcak ve kuru kesimlerindeki geniş, kumlu çöller olsa da, kumlu plajlar ve periglasiyal kum düzlüklerinden rüzgârla savrulan malzemelerin önemli miktarda biriktiği yerler de vardır. Derin denizel ortamlar da dâhil olmak üzere hemen hemen tüm ortamlar havada rüzgârla taşınmış malzeme bileşeni içerirler. Kuvaterner tabakalarında rüzgârla savrulmuş tozun kalın yığışımlarına da rastlanmıştır. Çöl ortamlarında çökelen eoliyen kumların mikroskobik tane morfolojisinden çapraz tabakalanmaya kadar değişen belirgin özellikleri vardır. Eoliyen kumtaşları iyi hidrokarbon rezervuarları ve akiferler olduklarından, bu özelliklerin ortaya çıkarılmasıyla yeraltı araştırmalarında kullanılabilecek önemli paleoortamsal bilgiler elde edilir.

## 8.1 EOLİYEN TAŞINMA

**Eoliyen** terimi kum boyutuna kadar çıkan ince sedimentlerin rüzgârla taşınma süreçlerini tanımlamada kullanılır. **Eoliyen ortamlar** da çökellerin başlıca rüzgârla savrulmuş malzemeden oluştuğu ortamlardır.

### 8.1.1 Küresel Rüzgâr Desenleri

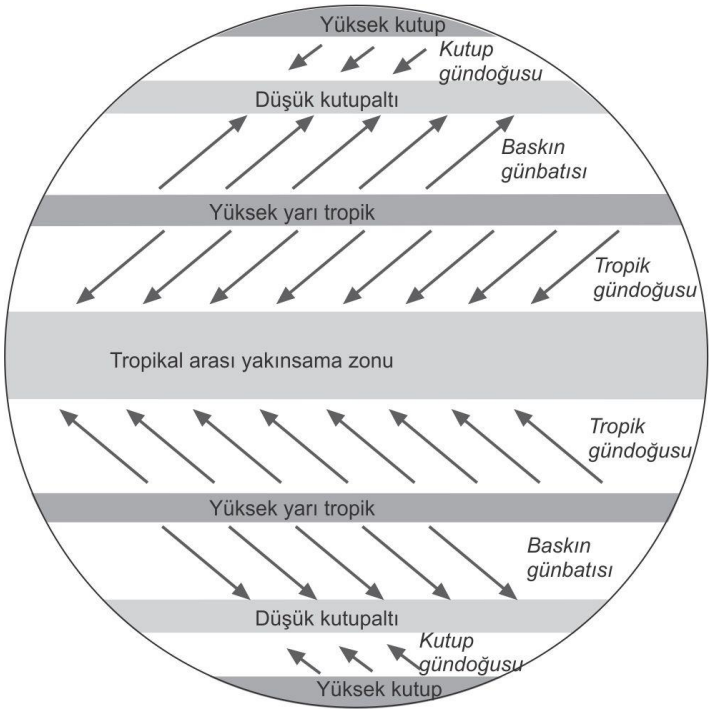
Rüzgâr havanın yeryüzünde bir noktadan diğerine hareketi olup, iki nokta arasındaki hava basıncı farkından ileri gelir. Hava kütlesi yüksek basınç bölgesinden alçak basınç bölgesine doğru hareket eder ve havanın hareket hızı basınç farkı tarafından kontrol edilir. Sonuçta, havanın atmosferdeki döngüsünün kaynağı sıcaklık farklarıdır. Sıcaklıktaki esas kontrast güneşten en çok enerji alan Ekvator ile en az enerjiyi alan kutuplar arasında bulunur. Bu bölgeler arasındaki ısı hava hareketi (aynı zamanda okyanusal döngü) ile aktarılır. Ekvator'daki sıcak hava yükselir ve kutuplardaki soğuk hava da alçalır. Buna göre bir döngü hücresinin genel deseni Ekvator'da yüksek rakımlarda sıcak havanın kutuplara doğru olması ve bunu tamamlayıcı hareketin de kutuplarda daha düşük rakımlardan Ekvator'a doğru olması şeklindedir. Ancak, bu basit desen diğer iki faktör

tarafından karmaşıklaştırılır. Birincisi, döngü deseni her bir yarıkürede üç adet olmak üzere atmosferde daha küçük hücrelere ayrılır. İkincisi, Coriolis kuvveti (6.3) hava kütlesinin kuzey-güney yönündeki düz hareketinin yolunu saptırır. Her ne kadar bu desenler yerel topoğrafyadan etkilenseler de, sonuç şekil 8.1'deki gibi bir rüzgârlar desenidir. Dağ silsileleri üzerinde savrulan hava kütleleri yukarı doğru hareket etmeye ve soğumaya zorlanır ve benzer şekilde rüzgâr buz takkeleri üzerinde estiği zaman hava kütlesi soğur. Bu durum dağ yamaçlarından aşağı yönde veya buz kütlelerinin kenarlarından uzağa doğru esen kuvvetli ve soğuk hava kütlelerini meydana getirir. Bu rüzgârlara da **katabatik rüzgârlar** denir.

### 8.1.2 Eoliyen Taşınma Süreçleri

Gevşek bir kum tanesi üzerinden geçen hava parçacık üzerine bir kaldırma kuvveti uygular (4.2.3). Hızın yükselmesiyle birlikte kuvvet de artarak tanenin yuvarlanmasına veya sıçramasına neden olabilir (4.2.2). Kaldırma kuvvetinin gücü hem hava akımının hızına hem de ortamın yoğunluğuna bağlıdır. Havanın yoğunluğu 1,2 kg/m$^3$ olup, suyun yoğunluğundan (1000 kg/m$^3$) 1000 kat düşüktür. Buna göre, saniyede birkaç desimetre hızla akan su kum tanelerini hareket ettirebilirken, aynı taneleri hareket ettirebilmek için çok daha yüksek rüzgâr hızları gereklidir. Kasırgalar sırasında hızı 55 m/s'ye ve üzerine çıkan rüzgârlar kaydedilmiş olmakla birlikte, karalar üzerindeki rüzgârların hızı tipik olarak 30 m/s civarındadır. Bu hızlarda bir rüzgârın hareket ettirebileceği kuvars tanelerinin üst sınırı yarım milimetre civarında olup, bu bir orta boy kum fırtınasıdır (Pye, 1987; Nickling, 1994). Bu bilgi stratigrafik kayıtlardaki eoliyen çökeller açısından önemli bir ölçüt olup, kaba kumdan daha iri taneler içeren çökellerin eoliyen çökeller olması ihtimal dışıdır.

Silt ve kil boyu parçacıklar yüksek rüzgâr hızlarında askı yükü olarak taşınırlar. Bu eoliyen toz kuru bölgelerde rüzgârla büyük miktarlarda hapsedilerek havadaki sedimentleri kaynağından çok uzaklara taşıyan toz fırtınaları meydana getirebilir. Tozlar rüzgâr hızı düşüp ince sedimentler yeryüzüne veya su yüzeyine




**Şekil 8.1 Yüksek ve alçak basınç kuşaklarının farklı enlemlerdeki dağılımı Coriolis etkisi ile saptırılan rüzgâr desenlerini oluşturur.**

düşmeye başlayana kadar askıda kalırlar. Eoliyen tozun önemli birikimlerine sık rastlanmasa da (8.6.2), hava kökenli malzeme tüm dünyada rüzgârlarla taşınarak her çeşit çökelme ortamında çökelebilir.

## 8.2 ÇÖLLER VE ERGLER

Bir **çöl** çok az yağış alan karasal bir alandır. Yılda 250 mm'den daha az yağış alan **kurak** bölgelerdir (yılda 250 ile 500 mm arasında yağış alan bölgeler **yarı kurak** bölgeler olup genellikle tam anlamda bir çöl olarak göz önüne alınmazlar). Çöl tanımlamasında sıcaklık da bir faktör olarak göz önüne alınır. Bunun nedeni, Sahra gibi güncel 'klasik' sıcak ve kuru çöllerin yanında yüksek enlemlerin 'kutupsal çölleri' de dahil olmak üzere kuru fakat soğuk olan yerlerin de bulunmasıdır. Su kıtlığı bir çöldeki yaşamın çeşitliliğini ve bolluğunu etkiler. Sadece belli sayıdaki bitki ve hayvanlar bu kuru koşullara uyabildiğinden, çöl yüzeyinin büyük bir kesiminde bitki örtüsü bulunmaz. Bitki örtüsünün olmadığı durumda yüzeydeki gevşek kırıntılar eoliyen eylemlere maruz kaldığından, yüzey süreçleri bitki örtüsü eksikliğinden önemli ölçüde etkilenirler.

Eoliyen süreçler sonucunda kum biriken yere **erg** denir (Brookfield, 1992). Bu bölgeler bazen yanlış bir şekilde 'kum denizi' olarak da adlandırılmaktadır. Ergler bazı çöllerin önemli özellikleri olmakla birlikte, çöllerin çoğu kumlu olmayıp, daha çok **kayalık çöller** olarak bilinen geniş ve çıplak alanlar şeklindedir. Kayalık çöller **deflasyon** alanlarıdır. Yani, sadece malzemenin uzaklaştırıldığı, çökelmenin olmadığı alanlardır. Diğer taraftan, ince çakıllar, kaba çakıllar ve bloklar diğer sedimentlerle örtüldüğü takdirde korunabilirler ve bu kırıntılar kendi tarihçelerinde kayalık bir çöl kanıtı sunabilirler. Bir çöldeki kayalar rüzgârla yüzey üzerine savrulan kum ve toz parçacıklarının etkisinden dolayı kum bombardımanına maruz kalırlar. Kaya yüzeylerindeki bu aşındırıcı etki karakteristik bir kırıntı şekli meydana getirir. Her bir yüzey arasındaki kenar açılı olacak şekilde, iki yüzeyin parlatılmış olması halinde **iki kenar** (**zweikanter**), üç yüzeyin parlatılmış olması halinde de **üç kenar** (**dreikanter**) adını alırlar. Bir çöldeki kayaların oksitleyici etkilere uzun süre maruz kalması sonucunda demir ve mangan oksitlerinin **çöl cilası** olarak bilinen koyu ve küflü yüzeyleri meydana gelir (Şekil 8.2).



**Şekil 8.2 Taşlı bir çölde demir ve mangan oksitlerini içeren parlak, cilalı çakıllar.**

## 8.3 RÜZGÂRLA SAVRULMUŞ PARÇACIKLARIN ÖZELLİKLERİ

### 8.3.1 Eoliyen Parçacıklarının Dokusu

Hava ortamının yoğunluğu su ortamının yoğunluğundan çok düşük olduğundan ve hava sudaki gibi bir yastık etkisi yapmadığından dolayı, iki tane havada çarpıştığı zaman su altında çarpıştıkları duruma kıyasla birbiri üzerinde daha büyük çarpma etkisine neden olurlar. Çarpışmalar nispeten daha yüksek enerjili olduğundan, süreç sırasında tanelerden biri veya her ikisi hasar görebilmektedir. Tanelerin bu hasara en duyarlı kesimleri köşeli kenarları olup, çarpışma sırasında yonga şeklinde kopmalara maruz kalabilir. Tekrarlı çarpışmalar sonucunda kenarlar daha çok düzleşir ve taneler giderek

yuvarlaklaşır. Bu nedenle, uzun süre eoliyen taşınma sürecine maruz kalan kum taneleri iyi yuvarlaklaşmış, hatta çok iyi yuvarlaklaşmış halde bulunurlar. Eoliyen bir kumtaşına ait bir el örneğinde lup ile kolaylıkla görülebilen ya da ince kesitinin mikroskopta görüntüsünde belirgin olan tane yuvarlaklığı bu nedenle önemli bir özelliktir. Lup ile incelemede tanelerin taramalı elektron mikroskobisi (TEM; İng. Scanning Electron Microscope, SEM) (2.4.4) ile incelenmesi halinde daha belirginleşen bir özellik daha ortaya konur: Tanelerin yüzeyi mat görünümlü olup, yuvarlak tane yüzeyi yüksek büyütme altında buzlanmış gibi görünür. Bu durum taşınma sırasında tanenin maruz kaldığı çarpışmanın daha ileri bir aşamasıdır. **Tane yüzeyi donması** da eoliyen süreçlerinin bir özelliğidir. Eoliyen tozlar da benzer tane özellikleri göstermekle birlikte, bu boyuttaki taneler üzerindeki özellikler sadece TEM'deki yüksek büyütmeler altında görülebilirler.

Nispeten kararlı hızlarda esen bir rüzgâr belli bir boyut eşik değeri altındaki taneleri taşıyabilir (Nickling, 1994) ve iri, daha ağır taneler geride kalır. Taşınma eşik değerine yakın taneler yatak yükü şeklinde taşınıp kırışıklıklar şeklinde çökelirken (4.3.1 ve 4.3.2) daha ince taneler askıda kalarak uzaklara taşınırlar. Taşınma sırasında tanelerin bu şekilde etkin ve seçici ayrılması eoliyen çökellerinin tipik olarak iyi boylanış olduğu anlamına gelir (2.5). Kumullardaki kumlar normalde ince-orta tanelidirler. Daha iri tane bulunmaz ve ince taneli malzemenin çoğu da rüzgârlarla ayıklanır. Bir akış içindeki sedimentten daha ince tanelerin seçici bir şekilde ayrıldığı bu **ayıklama etkisi** (winnowing effect) sularda da meydana gelmekle birlikte, yoğunluğu ve viskozitesi daha düşük olan havada daha etkilidir.

Sadece iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış kum boyu tanelerden oluşan bir kırıntılı çökel dokusal açıdan olgun olarak değerlendirilir (2.5.3). Esasen, eoliyen kumtaşları tane boyu analizinin (2.5.1) sedimentin çökelme ortamı hakkında faydalı bilgiler sağladığı çok az örnekten biridir. Bununla birlikte, çökelme ortamı belirteci olarak sadece petrografik özellikler kullanıldığında dikkatli olunmalıdır. Anakayası yüzlerce milyon yıl önce bir çöl ortamında çökelmiş kumtaşı olan bir alanı göz önüne alınız. Bu kaya çökelmeden sonra gömülmüş, taşlaşmış ve sonra yükselmiş ve aşınmıştır. Bu kayadan bozuşma yoluyla türeyen kumlar bir eoliyen ortam çökeline ait özellikler göstermekle birlikte mevcut durumda çok farklı iklimsel ve ortamsal koşullar altında akarsularla taşınmakta ve çökeltilmektedir. Böyle durumlarda kumlar çökelimin daha önceki aşamalarına veya döngülerine ait özellikler taşırlar (2.5.4).

### 8.3.2 Eoliyen Çökellerinin Bileşimi

Eoliyen taşınma sırasında tane çarpışmalarından ileri gelen aşındırma etkisi rüzgârla savrulmuş çökeller içindeki tanelerin türünü de etkilemektedir. Kuvars gibi nispeten sert bir mineral mika gibi daha az dayanıklı bir mineral ile çarpıştığında az dayanıklı olan mineral daha fazla zarar görecektir. Bu nedenle, rüzgârla taşınma sırasındaki aşınma değişime daha duyarlı olan daha dayanıksız mineralleri seçici şekilde parçalar. Farklı tane türlerinden oluşan karışım kuvars gibi mineraller ve benzer şekilde çört gibi sağlam litik parçalar içeren taneler topluluğuna indirgenir. Feldispat gibi bol bulunan diğer mineraller de eoliyen kumtaşlarında daha seyrek bulunurlar. Mika gibi zayıf taneler ise nadiren bulunurlar. Bu tane topluluğundan oluşan bir çökel eoliyen kumtaşlarında yaygın bir özellik olan bileşimsel olgunluk olarak değerlendirilir (2.5.3). Rüzgâr çökeli çoğu güncel ve eski kumlar kuvars arenitlerdir.

Gevşek karbonat malzemesinin plajlarda yüzlek verdiği yerlerde kum boyu ve daha ince sedimentler rüzgârla taşınarak yeniden çökeltilebilir. Rüzgâr yönünün kıyıya doğru olması halinde, rüzgârla savrulan karbonat kumları birikerek kumul tabaka şekilleri oluşturabilirler. Karbonat kırıntılı malzemelerinden oluşan kumulların özelliklerinin çoğu kuvars kumundan oluşan kumullarınınki ile aynı olup, yükseklikleri birkaç metreyi bulabilir. Kayma yüzeylerinin eğimleri 30º civarında olup, buralarda büyük ölçekli çapraz tabakalanma gelişir. Buradaki kırıntılar plajda mevcut olan malzemeye bağlı olarak ooidler, biyoklastlar veya pelletlerden oluşabilir. İyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmışlardır. Kırıntıların biyoklastik olması halinde yoğunlukları nispeten düşük olup, rüzgârla savrulmuş taneler çok iri kum veya granül boyutunda olabilir. Rüzgârla savrulmuş karbonatlar ılıman ve tropikal kuşaklarda birikebilir. En yaygın olarak bulunduğu yerler kıyı yakınları olsa da, kara içinde onlarca km mesafelerde de bulunabilirler. Karadaki gevşek karbonat taneleri yağmurla ıslanma ve sonrasında güneşte kuruma sürecine maruz kalırlar. Bu durum karbonatın yerel olarak çözünmesine ve yeniden çökelmesine neden olur. Sonuçta, sedimentler hızlı bir şekilde çimentolanarak taşlaşırlar. Bu nedenle, eoliyen karbonat çökelleri kuvars kumu içeren kumula kıyasla daha duraylı yapılardır.

Rüzgârla taşınarak taşlaşmış karbonat çökellerine **eoliyenit** denir. Bu çökeller yerel olarak kıyı çökeliminin önemli bileşenleri olabilirler (McKee ve Ward, 1983).

## 8.4 EOLİYEN TABAKA ŞEKİLLERİ

Rüzgârla taşınma ve çökelme süreçleri sonucunda gelişen tabaka şekilleri az çok su altı tabaka şekillerine (4.3) benzese de, eoliyen kumlarını su altı kumlarından ayırmaya yardımcı olabilecek bazı önemli farklılıkları vardır. Boyuta bağlı olarak eoliyen kırışıkları, kumullar ve draalar şeklinde üç farklı grup söz konusudur. Bunların her biri aralarında bir geçiş olmayan özel tabaka şekilleri olup, her birine ait boyutlar grafiğe aktarıldığında (Şekil 8.3) üç farklı alana düştükleri görülür (Wilson, 1972).

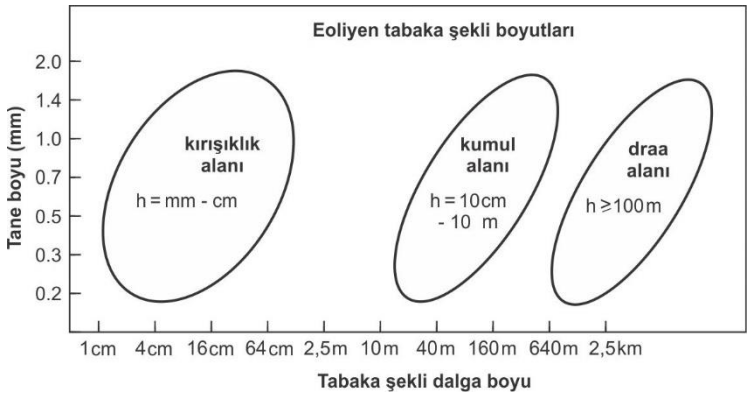
### 8.4.1 Eoliyen Kırışıklığı Tabaka Şekilleri

Bir kum yüzey üzerinde esen rüzgâr kum tanelerini sıçratarak hareket eden kum tanelerinden oluşan ince bir örtü meydana getirir. Taneler sadece geçici olarak askıda kalırlar ve her bir tane yere düştükten sonra yerdeki taneleri tekrar havaya fırlatacak enerjiye sahip olup sıçrama işlevini devam ettirirler. Kumun yüzeyindeki düzensizlikler ve havadaki türbülans tanelerin biraz daha fazla yığıldığı patikalar meydana getirirler. Bu yığınlardaki taneler akım tarafından yeniden taşınmaya daha duyarlı olup, sabit bir rüzgâr hızında orta boy kumların tümü sıçradığı her seferde yaklaşık aynı miktarda yer değiştirirler. Sonuçta rüzgâra dik yönde konumlanmış ve eşit aralıklı bir dizi taneler yığını gelişir. Bunlar **eoliyen kırışıklıkları**nın sırtlarıdır (Şekil 8.4 ve 8.5). Aradaki çukurluklar tanelerin hava akımıyla kaldırılmadığı ve sıçrayan tanelerden çok azının konduğu gölge zonlarıdır.

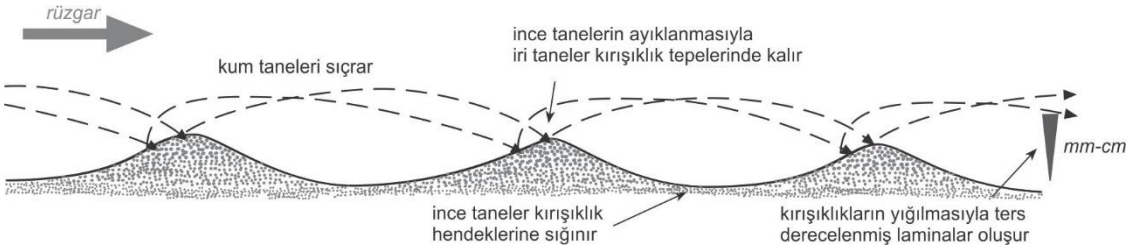
Eoliyen kırışıklarının dalga boyları son derece değişken olup, birkaç santimetreden birkaç metreye kadar değişebilir. Kırışıklık yükseklikleri (tekne tabanından sırtın tepesine olan düşey mesafe) en az bir cm'den başlayıp bir desimetre üzerine kadar çıkabilir. Daha iri taneler ince tanelerin rüzgârla ayıklandığı sırtlarda birikme eğilimindedirler ve eoliyen kırışıklıklar göç ettikçe ters derecelenmeli bir kum katmanı oluşturabilirler. Bir sırtın iyi geliştiği yerlerde taneler çığlanma yoluyla komşu çukurluğa taşınarak çapraz laminalanma oluşturabilirler fakat bu yapılar su altındaki benzerlerine kıyasla eoliyen kırışıklıklarında daha seyrek olarak gelişirler.

### 8.4.2 Eoliyen Kumulu Tabaka Şekilleri

**Eoliyen kumulları** dalga boyları 3 ile 600 m arasında, yükseklikleri de 10 cm ile 100 m arasında değişen tabaka yüzeyi şekilleridir. Kumun sıçrama yoluyla tepenin rüzgârlı yamacında yukarı doğru hareket etmesiyle göç ederler (Şekil 8.6). Kumulların rüzgâr alan tarafında yaygın olarak görülen bu sıçramalar sonuçta eoliyen kırışıklıkları oluşturabilirler (Şekil 8.7). Kumulun sırtında biriken kumlar duraysız olup, kuytu yamacında çığ veya tane akması (Şekil 8.8) (4.5.3) şeklinde aşağı doğru düşerek eğimli bir kum katmanı oluştururlar (Şekil 8.6). Tekrarlı çığlarla bir dizi çapraz tabaka oluşur ve bunlar kumun net olarak birikebildiği yerlerde korunabilirler. Yüksek rüzgâr hızlarında bazı kum taneleri geçici olarak askıda kalarak doğrudan kumulun sırtı üzerine savrulurlar ve kuytu tarafına düşerler. Bu **tane düşme** çökelleri kuytu yamaç üzerinde




**Şekil 8.3 Eoliyen tabaka yüzey şeklinin üç belirgin çeşidi eoliyen kırışıklıkları, kumullar ve draalardır.**




**Şekil 8.4 Eoliyen kırışıklıkları kum tanelerinin sıçramasıyla oluşurlar. İnce taneler tepeden ayıklanarak kırışıklığın teknesi ile sırtı arasında laminalar şeklinde korunabilen hafif bir ters derecelenme meydana getirirler.**



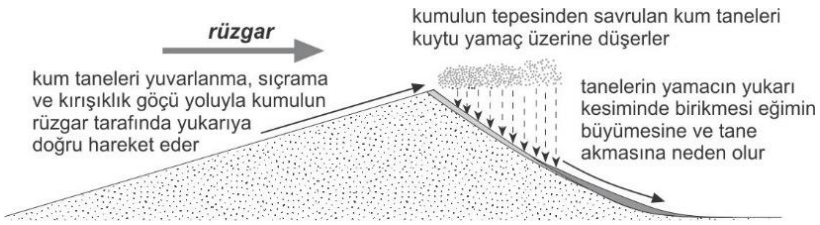
**Şekil 8.5 Güncel çöl kumlarında eoliyen kırışıklar. Kalem uzunluğu 18 cm.**

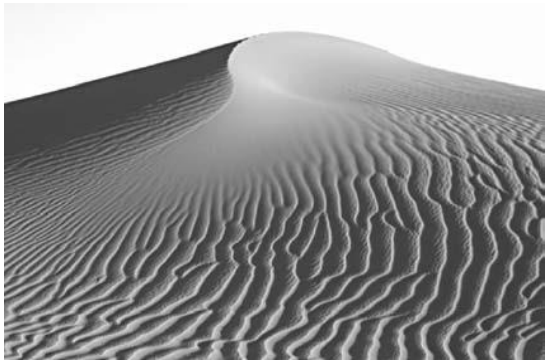
birikirse de, yamacın daha yukarısından gelen çığlar ile genellikle yeniden işlenirler. Bazıları yamaç topuğunda tabakalı tane akma çökelleri şeklinde korunabilirler.

Çapraz tabakalanmanın (düzlemsel veya teknemsi) yönelimi ve şekli kumulun şekline bağlıdır (Şekil 8.9, 8.10) (McKee, 1979; Wasson ve Hyde, 1983). **Enine kumullar**ın göçüyle oluşan düzlemsel çapraz tabakaların sırtları düzdür ve hâkim rüzgâr yönüne dik şekilde gelişmişlerdir. Enine kumullar kaynak kumun bol olduğu yerlerde oluşurlar ve kum tedarik miktarı azaldıkça da teknemsi çapraz tabakalar oluşturan kavisli kayma yüzeylerine sahip hilal şekilli yapıları olan **barkan kumulları**na geçiş yaparlar. Birbirine yaklaşık dik iki baskın rüzgâr yönünün hüküm sürdüğü yerlerde **çizgisel kumullar** veya **boyuna kumullar** oluşur. Bu çizgisel kumullara ait çökellerde kumulun her iki taraftaki yamacındaki çığlanmayı yansıtan çapraz tabakalanma karakteristik olup, bu nedenle de farklı şekillerde yönelmişlerdir. Çoklu rüzgâr yönlerinin hüküm sürdüğü yerlerde oluşan **yıldız kumulları**nda çok değişik yönlerde kayma yüzeyleri bulunur ve buna paralel olarak çapraz tabakalanma yönleri de çok değişkendir.

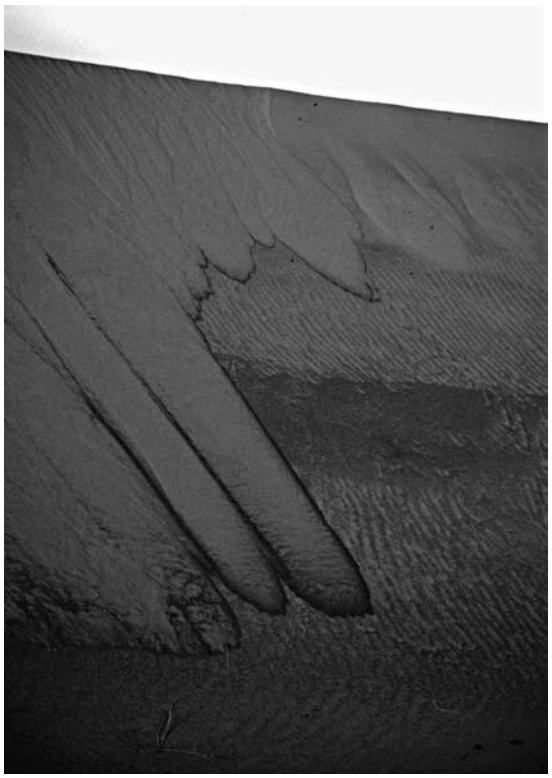
Kumul tabaka yapısının tamamının korunduğu durumlara rastlansa da, daha fazla eoliyen kumu çökeldikçe yığılarak büyüyen bir kumulda sırt kısmının kaybolduğu durumlar daha yaygındır. Eoliyen kumullarının göçüyle oluşan çapraz tabakalı dizinin boyutu yaklaşık bir metreden başlayıp on metre ile yirmi metre arasına kadar çıkabilir (Şekil 8.11). Bu tür büyük çapraz tabakalı yapılar eoliyen çökellerinde yaygın olsa da, su altı kumlarında daha seyrek olarak bulunurlar. Buralardaki çapraz tabakalanma kalınlığı tipik olarak birkaç cm ile birkaç dm arasındadır.

**Şekil 8.6 Eoliyen kumulları kumun rüzgâr tarafında yukarı doğru savrulması şeklindeki veya kuytu tarafında tepeden üfürülme ya da yamaç aşağı tane akması şeklindeki hareketiyle göç ederler.**





**Şekil 8.7 Eoliyen kumulu üzerinde gelişen eoliyen kırışıklıkları.**



**Şekil 8.8 Bir eoliyen kumulunun kuytu tarafında tane akması.**

### 8.4.3 Draa Tabaka Şekilleri

Yüksek uçuşlu hava fotoğraflarında veya uydu görüntülerinde bir erge bakıldığında kumulların on katı büyüklükte yapılardan oluşan bir desen görmek mümkündür. Bir erg (kum denizi) yüzeyindeki dalgalanmanın dalga boyu yüzlerce-binlerce metre arasında ve dalga yüksekliği de onlarca-yüzlerce metre arasında olabilir. **Draa** adı verilen bu yapılar kendi üstlerinde oluşabilen kumullardan bâriz şekilde ayrılan daha büyük boyutlu tabaka yüzey şekillerinin bir kanıtıdırlar (Wilson, 1972). Draalar genellikle rüzgarın estiği ve kuytu taraflarda gelişen kumullardan oluşur fakat bazı kuytu yamaçlarda tek bir kayma yüzeyi gelişebilir. Kumullardaki yıldız, çizgisel ve enine formlar gibi bunların şekilleri de çok değişkendir.

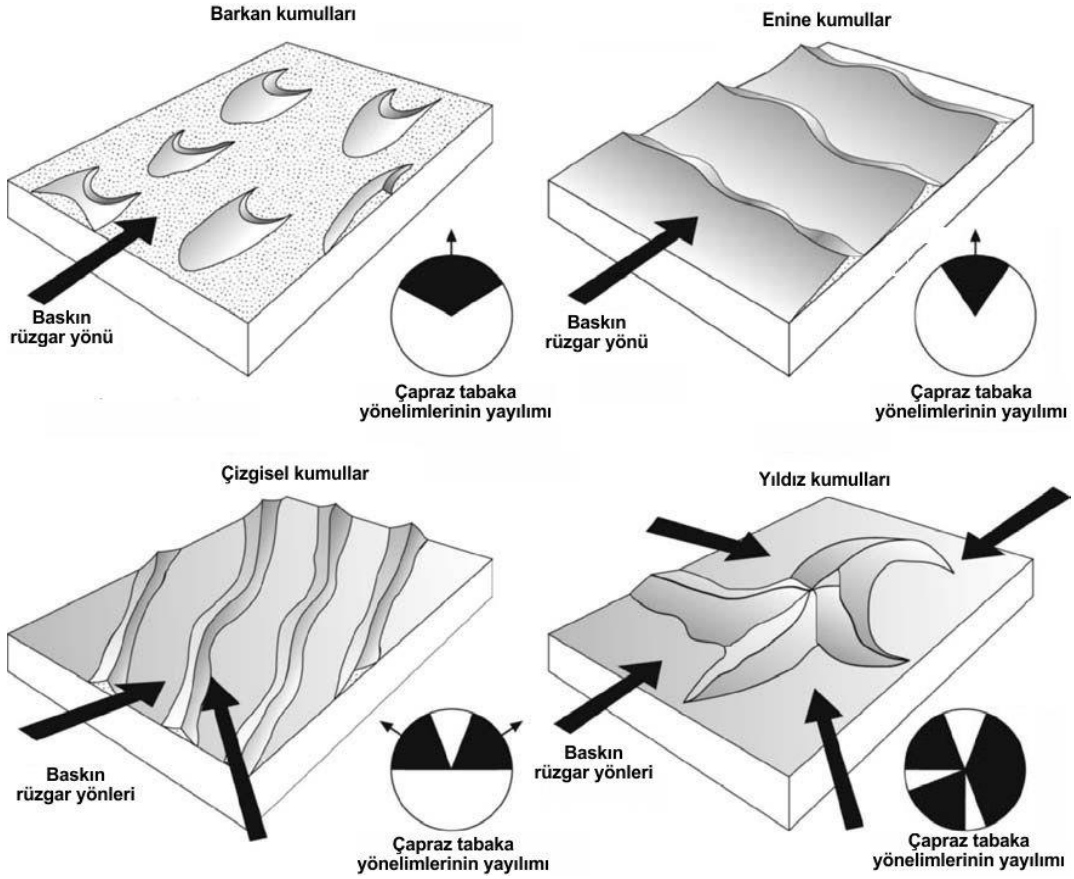
### 8.4.4 Paleorüzgâr Yönleri

Eoliyen kumullarının kayma yüzeyleri genellikle rüzgâr ilerleme yönüne doğru olup, eoliyen kumullarının göçüyle oluşan çapraz tabakalanma eğim yönlerini ölçmek suretiyle çökelme zamanında hüküm süren rüzgârların yönü belirlenebilir (Şekil 8.9). Sonuçlar gül diyagramı şeklinde sunulabilir (5.3.3). Çapraz tabakalardan elde edilen okumaların değişkenliği kumulun türüne bağlı olacaktır (McKee, 1979). Enine kumullarda oluşan çapraz tabakaların yönelimindeki değişim çok az iken, barkan kumullarının eğrisel yüzeylerinde oluşan çapraz tabakaların yönleri rüzgâr esme yönü ile 45º'ye kadar açılar yapabilir. Çapraz tabakalanmadaki çoklu yönler bir yıldız kumulunun çok sayıdaki kayma yüzeyinden ileri gelebilir. Tüm bu durumlarda çapraz tabakalanma yönelimlerinin yorumlanmasından çıkarılabilen paleorüzgâr yönü daha çok okuma almak suretiyle iyileştirilebilir.

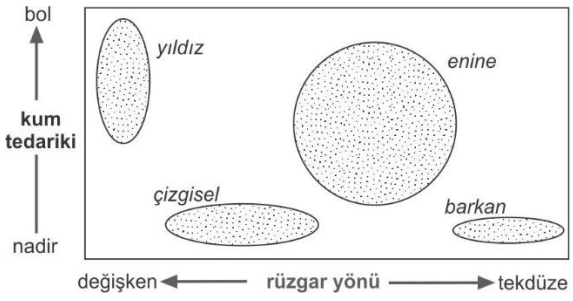
Rüzgâr yönleri normalde rüzgârın geldiği yön cinsinden ifade edilirler. Yani, bir güneybatı rüzgârı güneybatıdan kuzeydoğuya doğru esen rüzgâr olup, bunun sonucunda eğimi kuzeydoğuya doğru olan kumul çapraz tabakalanması meydana gelir. Yönün bu şekilde ifade edilmesinin normalde akışın olduğu tarafı işaret eden su akıntılarındakinden farklı olduğuna dikkat ediniz.

## 8.5 ÇÖL ORTAMLARI

Eoliyen kumlar aynı zamanda aralıklarla kuruyan gölsel çökelleri ve alüvyal yelpaze ve/veya kısa süreli akan akarsu sedimentlerini de içeren kurak bölge fasiyes topluluğunun bir kısmını oluştururlar (Şekil 8.12 ve

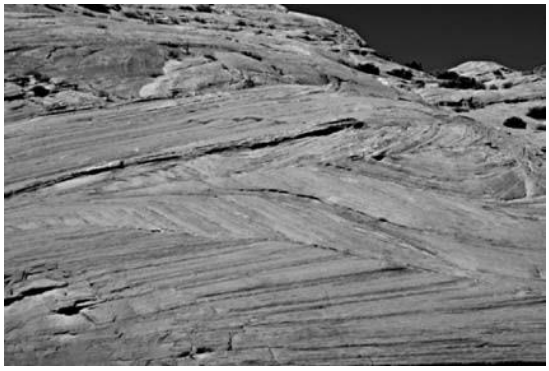



**Şekil 8.9 Eoliyen kumul çeşitlerine ait dört temel çeşit. Bunların şekli baskın rüzgâr(lar) ve mevcut kum tarafından belirlenir. Küçük 'gül diyagramı' kumulun çapraz tabakalı bir kumtaşı meydana getirmesi halinde paleorüzgâr belirteçlerinin olası dağılımını işaret eder.**




**Şekil 8.10 Oluşan kumulun şekli, besleyici kumun miktarı ile hâkim rüzgârın değişebilirliği tarafından kontrol edilir.**

8.13). Bu kurak bölgelerde sedimentler havzaya onu kuşatan drenaj bölgesinden bozuşma ürünü kırıntılı malzemeyi taşıyan akarsularla getirilirler ve alüvyal yelpazelerde (9.5) kötü boylanmış sediment karışımları şeklinde veya kısa süreli akan akarsuların (9.2.3) kanallarıyla ilişkili olarak çökelirler. Bu çökellerin kumlu bileşeni rüzgârla yeniden işlenerek havzanın diğer kısımlarındaki eoliyen kumul komplekslerinde yeniden çökelir. Bu nehirlere ve yelpazelere ait sular havzada birikerek geçici gölleri oluşturur ve bunlar da kuruyarak geride çamur ve evaporit mineralleri bırakırlar (10.4). Kısa süreli göllerin, kum kumullarının ve alüvyal yelpazelerin konumları zaman içinde değişir ve bu üç alt ortama ait çökeller istiflerde ara tabakalar olarak korunurlar (5.6.3).

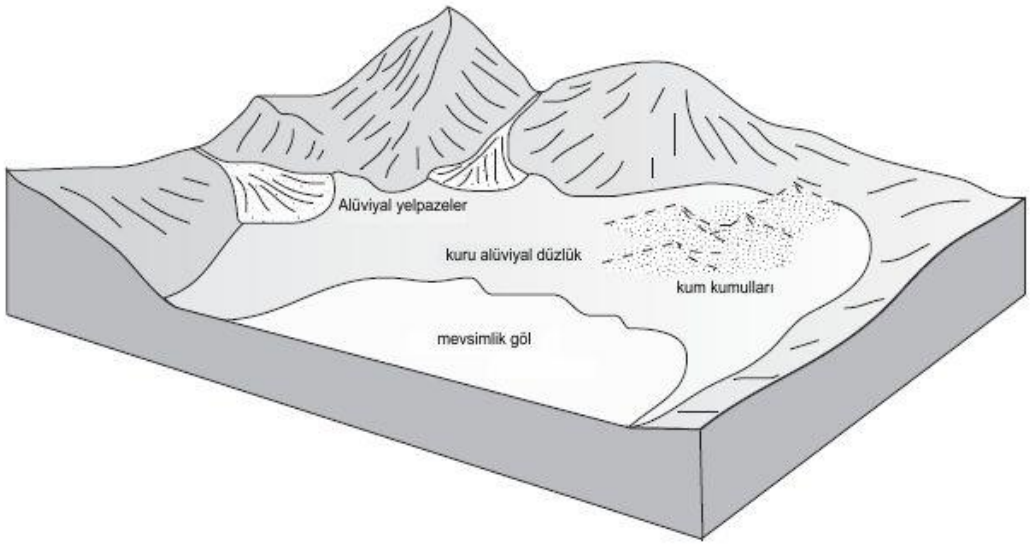


**Şekil 8.11 Bir çölde çökelen kumlarda eoliyen kumul çapraz tabakalanması. Görüntünün yüksekliği yaklaşık olarak 5 m'dir.**

Kumlu çöllerin dağılımı ve büyüklüğünü belirleyen baskın etmen iklimdir. Gevşek sedimentleri stabilize edecek bitkilerin ve toprağı gelişimini engellemek için kurak koşullar gereklidir. Bol miktarda yüzey suyunun bulunmayışı sedimentlerin yeniden işlenmesini ve flüvyal süreçlerle uzaklaştırılmasını engeller. Ergler yerel veya bölgesel çöküntü alanlarında biriken kumlarla oluşurlar. Bunların boyutu topoğrafya ile bitişik küçük yığınlardan kıtanın geniş alanlarını kaplayan binlerce kilometre karelik büyüklüklere kadar değişebilir.

### 8.5.1 Su Tablası

Kumlu çöllerdeki arazi yüzeyi çoğunlukla kuru olmakla birlikte yeraltı jeolojisinin gözenekli sediment veya kayadan oluşması halinde yüzeyin altında **yeraltı suyu** bulunacaktır. Bu yeraltı suyunun üst yüzeyine **su tablası** denir. Su tablasının altındaki doygun kuşağın kalınlığı su bulunduran katmanları (**akifer**i) besleyen suyun miktarı ile ve en yakın göl veya denizin görece seviyesi tarafından belirlenir (Şekil 8.14). Akiferin beslenmesi çöl etrafında yağış alan bölgelerden ve çöldeki yağıştan doğrudan beslenme yoluyla olur. Bu ortamlardaki bir gölün seviyesi büyük ölçüde iklim tarafından kontrol edilir ve ergin bir okyanusu sınırladığı durumda da deniz seviyesi çok sayıda yerel ve küresel etmenler tarafından belirlenecektir (23.8). Su tablasındaki bir yükselimin kumul arası bölgelere kadar çıkması durumunda ergdeki eoliyen süreçler etkilenecektir. Islak kumul arası sedimentler rüzgârla kaldırılamaz. Bu nedenle duraylı kalırlar ve eoliyen yeniden işlenme süreçlerine girmezler. (Şekil 8.14). Bu yüzden, su tablasındaki bir yükselim sedimentin erg içinde birikimine katkıda bulunur. Tersine, su tablasının




**Şekil 8.12 Kurak bölgelerdeki çökelme ortamları. Alüvyal yelpazelerde iri malzeme çökelir. Kumlar birikerek eoliyen kumullarını oluşturur. Seyrek yağışların beslediği göllerde çamur ve evaporit minerali çökelir.**




**Şekil 8.13 Şekil 8.12'de görülen kurak zon ortamlarının grafik sedimenter logu.**

kumullar arası düzeyin altına indiği durumda rüzgârla taşınacak sediment miktarı artar ve bu malzeme erg alanından uzaklaştırılabilir; yani aşınma devreye girer. Diğer ortamlardaki sedimentler ile deniz seviyesi arasındaki ilişki Bölüm 23'de ele alınmıştır.

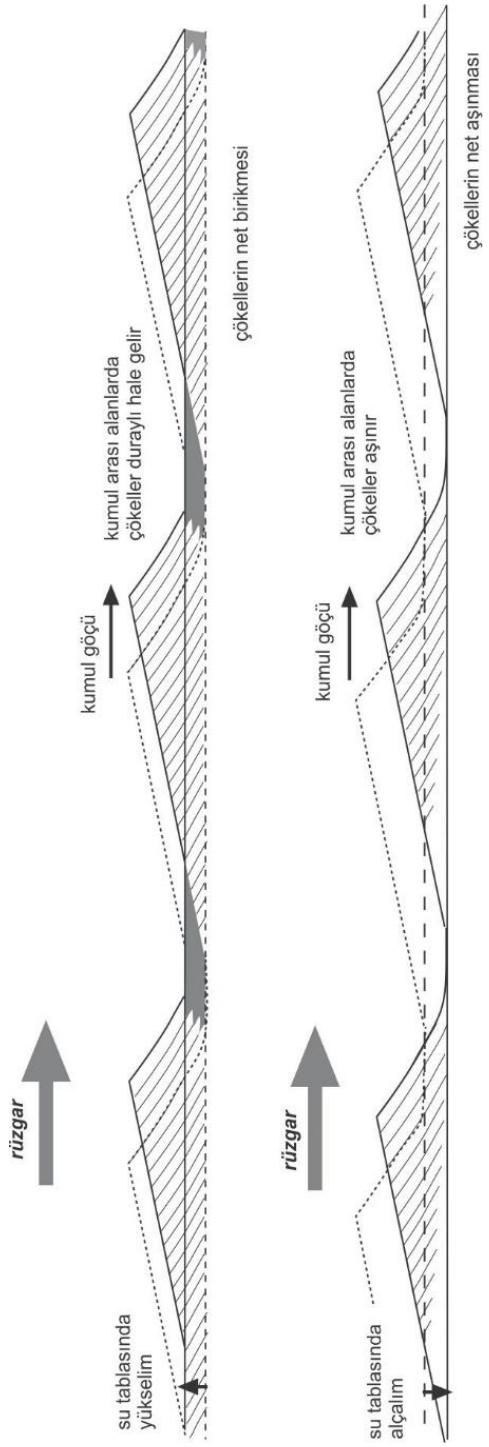
### 8.5.2 Küresel İklim Değişimleri

Erg oluşumu için uygun bir iklim kuşağında uygun bir topoğrafya ve rüzgâr desenleri gereklidir. Güncel kumlu çöller baskın şekilde kuru, kıyı ötesi rüzgâr desenlerinin etkili olduğu ılık, yarı tropik bölgelerde bulunurlar. Esasen, bunların çoğu kıtaların batı tarafında, kıtanın doğusunu geçerken neminin tümünü bırakan batı rüzgârları kuşaklarında bulunurlar (Şekil 8.15). Her ne kadar Yerküre'nin tarihçesinde benzer koşulların pek çok kez hüküm sürmüş olması mümkün ise de, kumlu çöllerin sayısı ve yayılımının levha hareketlerinin kıtaları yeniden tanzim ettiği sırada değişmiş olması muhtemeldir.

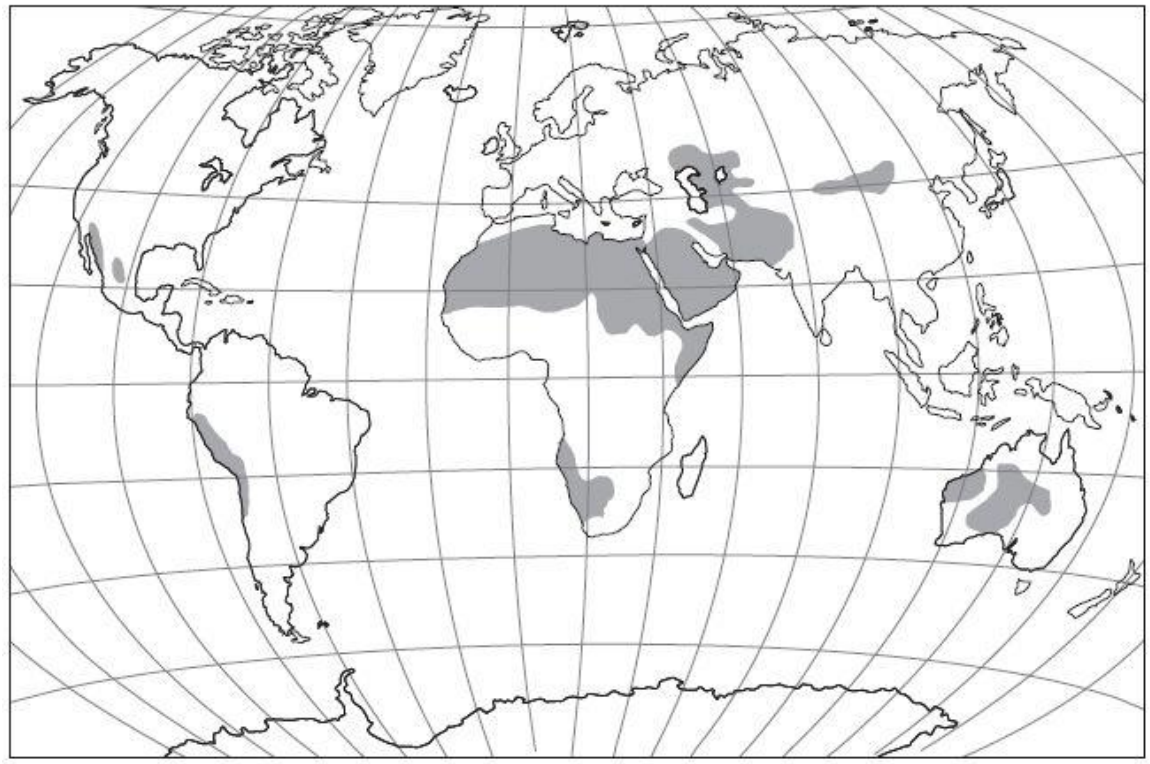
Küresel iklimin zaman içinde değiştiği bilinmektedir. Sıcaklığın tüm dünyada yüksek olduğu zamanlarda 'sera' koşulları ve tüm dünyanın soğuk olduğu zamanlarda 'buzluk' koşulları hüküm sürmüştür. Buzul devirleri sırasında kutup bölgelerinin birinde veya her ikisinde büyük buz yaygıları meydana gelmiştir. Genişleyen buz bölgeleriyle yüksek basınçlı geniş alanlar oluşmuş ve genişleyen kutup bölgeleri ile daha aşağıdaki ekvatoral kuşak arasında büyük basınç gradyanları ortaya çıkmıştır. Bu koşullar yarı tropik bölgelerde kuvvetli rüzgâr kuşaklarını oluşturmuş ve böylece eoliyen taşınma ve çökelme potansiyeli artmıştır (Şekil 8.16). Bazı güncel büyük ergler Pleistosen'de çok aktif olan fakat sonraları büyük ölçüde hareketsiz kalan erglerin kalıntıları olabilirler. Güney yarıkürede Gondwana'da Permiyen'de buzul devri hüküm sürerken Kuzey Avrupa'da geniş alanlara yayılmış eoliyen çökellerinin bulunduğunu belirtmekte yarar vardır.

### 8.5.3 Çöl Sedimentlerinin Rengi

Sahra gibi güncel çöllerdeki kumlar genellikle sarıdır. Bu renk, özellikle mat sarı bir mineral olan götitin demir hidroksitinde (3.5.1) [$Fe(OH)_x$] olmak üzere, kum tanelerinde çok ince sıvanmalar şeklinde meydana gelen demir minerallerinin varlığından ileri gelir. Götitin oksitlenmesiyle çok yaygın bir demiroksit minerali olan hematit ($Fe_2O_3$) oluşur ve çok bol bulunan bu mineral kum taneleri üzerinde çok ince bir şekilde saçıldığı zaman kuvvetli bir kırmızı renk verir. Bazı güncel çöl kumları taneler üzerindeki hematit giysisi bunlara canlı bir turuncu-kırmızı renk verecek şekilde kuvvetlice oksitlenmiştir. İndirgenmiş demiroksitten




**Şekil 8.14 Eoliyen kumul çökellerinin korunması su tablasının konumundan etkilenir. Su tablasının yüksek olması halinde kumul arası bölgeler nemli olup, kumlar rüzgârla yeniden işlenemezler.**



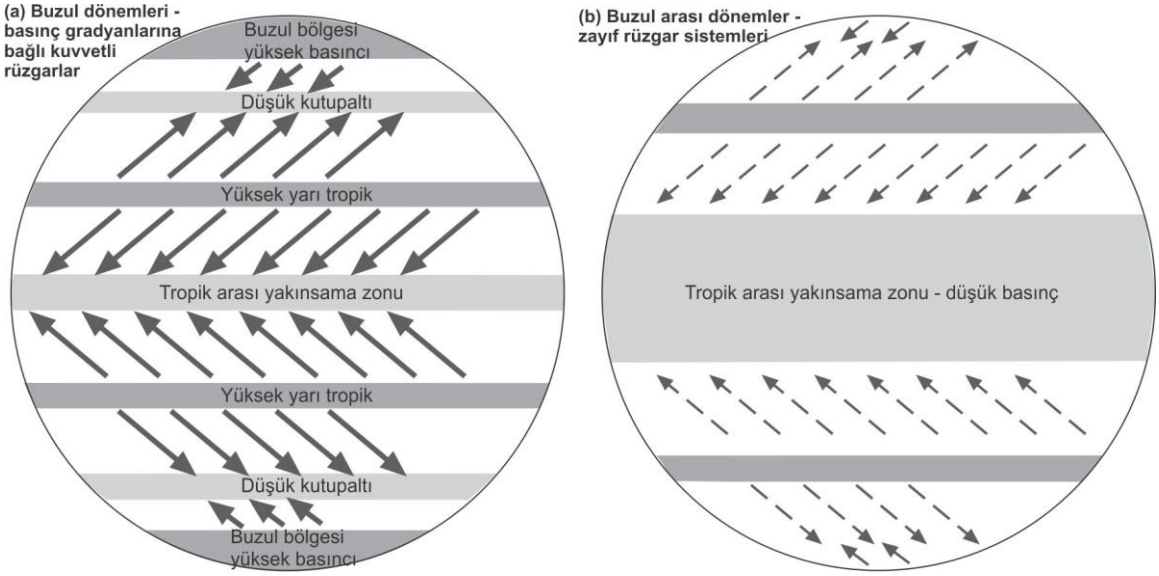
**Şekil 8.15 Güncel çöllerin küresel dağılımı. Bunların çoğu Ekvator ile 40º enlemi arasında bulunurlar.**

(FeO, yeşil) ileri gelmeleri ve koyu organik maddenin sediment içinde korunmuş olması gerektiğinden dolayı, yeşil, gri ve siyah sedimentlerin çöl ortamlarında bulunması ihtimal dışıdır. Büyük ölçüde kuru olan, atmosferik etkilere maruz kalan ve dolayısıyla kuvvetlice oksitlenen bir ortamda bu maddelerin korunması pek mümkün değildir.

Keskin kırmızı renkli kumtaşı ve çamurtaşından oluşan istifler için bazen **kırmızı tabakalar** terimi kullanılır (Turner, 1980). Sedimentlerin oksitleyici bir karasal ortamda çökeldiğinin kanıtı olarak hematitin varlığını kullanmak tercih edilen bir yoldur. Ancak, çökelme ortamı belirteci olarak tabakaların rengini kullanırken biraz dikkatli olunmalıdır. Birincisi, tüm çöl çökelleri kırmızı değildir. İkincisi, renk çökelmeden sonraki oksitlenmenin sonucu olabilir (diyajenetik bir süreç - 18.2.4). Diğer ortamlarda çökelen ve kırmızının tonlarında bulunan sedimentler de vardır. Meselâ, derin okyanuslarda (16.5) çökelen çamur hematit içeren ve sedimente kırmızımsı renk veren eoliyen tozları içerebilir.

### 8.5.4 Çöllerde Yaşam ve Eoliyen Çökellerindeki Fosiller

Çöllerde düzenli bir su kaynağının bulunmayışı çoğu bitkiler ve hayvanlar için zorlu koşullar demektir. Uzun kuraklık dönemlerinde sadece birkaç özel bitki çeşidi yaşamını sürdürebilir. Bu bitkiler böcekler, sürüngenler, kuşlar ve memeliler için gıda zincirinin en alt halkasını oluşturmakla birlikte bunların hiç biri bol miktarda bulunmaz. Kumul arası bölgelerde geçici olarak gölcükler bulunabildiği için ve ayrıca buralarda su tablası nispeten yüzeye yakın olduğundan, yaşamı desteklemeye en elverişli yerler kumul arası bölgelerdir. Çöllerdeki organizmaların kıtlığının nedeni buraların kuvvetli oksitleyici ortamlar olmasıdır. Burada yaşayan bitkiler ve hayvanlar öldükten sonra tamamen çürürler




**Şekil 8.16 Buzul dönemlerinde kutupsal yüksek basınç bölgeleri daha geniş olup kuvvetli basınç gradyanlarına ve böylelikle kuvvetli rüzgârlara neden olurlar. Buzul devirleri arasında kutuplarda geniş alanlara yayılmış yüksek basınç alanları bulunmadığında basınç gradyanları daha zayıftır ve sonuçta oluşan rüzgârlar da daha az kuvvetlidir.**

ve geride hiç bir fosil madde bırakmazlar. Eoliyen ortamlarda sadece dinozorlar gibi büyük hayvanların kemiklerinden oluşan, korunma potansiyeli yüksek olan çok dirençli hayvan kalıntıları fosil olarak bulunabilir. Aktif kum kumullarında yaşayan hayvan sayısı çok az olduğundan iz fosiller de (11.7) seyrektir fakat ıslak kumul arası bölgelerdeki ince sedimentlerde bazı yürüme izlerinin korunması mümkündür. Çöl ortamlarında çökelen tabakalar bu nedenle fosil açısından sterildirler.

## 8.6 ÇÖLLER DIŞINDAKİ EOLİYEN ÇÖKELLER

### 8.6.1 Eoliyen Toz Çökelleri

Doğu Avrupa'da, Kuzey Amerika'da ve Çin'de rüzgârla savrulmuş toz yığınları olduğu düşünülen Kuvaterner yaşlı çökeller vardır (Pye, 1987). Baskın biçimde iyi boylanmış siltten oluşan ve **lös** adı verilen bu çökeller çok az kil ve kum boyu malzeme içerirler. Birkaç metre kalınlığındaki katmanlar şeklinde yerel olarak bulunurlar. Lösün kökeni buzla taşınan büyük miktarlardaki gevşek kırıntılı malzemenin buz yaygılarının gerilemesi sırasında geride bırakıldığı dönemlerle ilişkilidir. Soğuk buzul çevresi ortamlarında çekilen buzun ön cephesindeki bitki yoğunlaşması ve toprağın duraylı halde kalması yavaş olduğu için buzul molozları buzul ovasında açığa çıkmış ve buradaki silt boyu tozlar rüzgârlarla kaldırılarak taşınmıştır. Bu toz muhtemelen yerkürenin değişik yerlerinde büyük alanlara taşınmış olmakla birlikte lös çökelleri olarak sadece belli yerlerde birikmiştir. Benzer süreçler Yerküre'nin tarihçesinde muhtemelen diğer buzul devirlerinde de meydana gelmiş olmakla birlikte, Kuvaterner öncesi döneme ait löslere rastlanmamıştır. Yumuşak, gevşek bir madde olması ve kolaylıkla işlenerek diğer sedimentlerle karışabilmesi nedeniyle lösün korunma potansiyeli çok düşüktür.

Atmosferdeki tozun önemli bir diğer kaynağı da volkanizmadır. Patlayıcı volkanlarda atmosferin yukarı kesimlerine kadar volkanik kül bulutları oluşabilir ve buralarda rüzgârla dağıtılır. İri küller volkanın civarında çökelme eğiliminde iken (çok büyük patlamalarda yüzlerce kilometre uzağa kadar da gidebilirler - 17.6.2) silt boyu kül parçacıkları dünyanın her yerine taşınabilir. Volkanik püskürmelerle çıkan büyük miktardaki atmosferik tozlar gökyüzünü karartabilir. Sonraları ince sedimentler şeklinde düşerek çökelirler. Atmosferik tozun bir başka kaynağı da yangınlardır. Havaya

yükselen is (ince karbon) yukarıda rüzgârla yeniden dağıtılabilir. İs, volkanik ve karasal tozlar ince tane boyutlarına rağmen jeokimyasal analizler yoluyla tespit edilebilirler.

Tüm dünyaya dağılabilen eoliyen tozların çoğu diğer denizel ve karasal çökelme ortamlarında başka sedimentlerle karışarak çökelirler. Bu yüzden kökenleri kolaylıkla belirlenemez. Çoğu yerlerde eoliyen tozun çökelen diğer sedimentlere oranı çok düşük olmakla birlikte, karasal kırıntılı malzeme çökeliminin düşük ve silt ile kilin de ana kaynağının eoliyen tozlar olabildiği bazı ortamlar da vardır. Kalsiyum karbonatın çözünmesi halinde karbonat oluşturan ortamlardaki kireçtaşları genellikle bir toz kalıntısı bırakabilir. Buzul bölgelerinde buz yaygıları üzerinde çökelen toz buz içinde katmanlar şeklinde görülebilir. Bir kıta kenarından uzak mesafelerdeki derin okyanusların (16.5) bazı kesimleri çok az sediment alırlar. Bu nedenle, su sütunu yoluyla çökelen hava kökenli toz derin deniz çökellerinde önemli bir bileşen olabilir.

### 8.6.2 Diğer Ortamlardaki Eoliyen Kumları

#### Plaj Kumulları

Eoliyen faaliyet ile yığılan kum kumulları herhangi bir iklimde plajların yakınında oluşabilir. Kıyı önündeki bir gelgit arası zondaki gevşek sedimentler düşük gelgit sırasında açığa çıkarlar ve kururken de rüzgârla yerinden kaldırılarak yeniden çökeltilirler. Kıyı önü sedimentlerinin çoğunlukla kumlu olduğu, düşük gelgitte açığa çıktığı ve kıyı rüzgârlarıyla taşınmaya maruz kaldığı yerlerde plaj kumul sırtları oluşur. Kum daha sonra plajın ucunda ya basit dar bir sırt şeklinde ya da bazen kara içine doğru yüzlerce metre girecek şekilde birikir. Nemli iklimlerdeki kumullar kumu stabilize eden çayırlar, çalılar ve ağaçlar ile kaplanarak metrelerce - onlarca metre kalınlıkta sırtların oluşmasını sağlarlar. Bu bitkilerin kökleri ve oyucu hayvanlar çökelim stratigrafisini bozduklarından dolayı çöl kumullarına özgü çapraz tabakalanma plaj kumulu sırtlarında korunmayabilir. Plaj kumulu sırtlarının diğer kıyı fasiyesleri ile birlikteliği 13.2.1'de ele alınmıştır.

#### Periglasiyel Çökeller

Periglasiyal bölgelerde bitki büyümesi ve toprak oluşumu yavaş olduğundan, buzul ovaları (7.4.3) eriyen buzdan bırakılan gevşek kırıntılı malzemenin uzun süre açıkta kaldığı yerlerdir. Buzul ovası üstünde esen yeller kumu kaldırarak genellikle bir vadinin yamacı gibi topoğrafik engeller üzerinde yeniden çökeltir. Bu şekilde oluşabilen eoliyen kum yamaları flüviyo-glasiyel fasiyeslerle (7.4.3) ardalanmalı şekilde bulunabilse de, nadiren büyük miktarda çökeller oluştururlar.

## 8.7 ÖZET

Eoliyen çökeller başlıca suyun aralıklı şekilde mevcut ve bitki örtüsünün de çok az olduğu kurak ortamlarda oluşurlar. Bu çöl alanlarında çökelen ve kumul tabaka şekillerinin göçüyle büyük ölçekli çapraz tabakalanma içeren kumlar karakteristik biçimde hem bileşim hem de mineralojik açıdan olgundurlar. Çöllerdeki oksitleyici koşullar fazla bir fosil maddesinin korunmasına izin vermez. Sedimentler de tipik olarak kırmızı-sarı renklidir. Kurak bölgelerle ilişkili fasiyesler kısa süreli göllerde çökelen çamurlar ve evaporit mineralleri ile kötü boylanmış flüvyal ve alüvyal yelpaze çökelleridir. Eoliyen çökellere çöl ortamları dışında daha az rastlanır. Plajlarla ve buzullarla ilişkili yerel kumlu fasiyesler şeklinde olabilirler. Tozlar uzak mesafelere taşınarak çok değişik ortamlarda çökelebilir. Ancak, Kuvaterner dışındaki jeolojik kayıtlarda nadiren önemli miktarlarda bulunurlar.

**Eoliyen çökellerin özellikleri**

- Litoloji: Sadece kum ve silt.
- Mineraloji: Başlıca kuvars, nadiren karbonat ve diğer taneler.
- Doku: İyi boylanmış ile çok iyi boylanmış arasında değişen silt - kum.
- Fosiller: Kumul çökellerinde çok seyrek. Ara sıra omurgalı kemikleri.
- Tabaka geometrisi: Kum yaygıları ve mercekleri.
- Sedimenter yapılar: Kumlarda büyük ölçekli kumul çapraz tabakalanması ve paralel tabakalanma.
- Paleoakıntılar: Çapraz tabakalanmadan yeniden kurgulanan kumul yönelimleri rüzgâr yönünü işaret eder.
- Renk: Demir hidroksitleri ve oksitlerinden dolayı sarı ile kırmızı arası.
- Fasiyes toplulukları: Çöllerdeki alüvyal yelpazeler, kısa süreli akarsular ve kısa süreli göller ile aynı zamanda plaj çökelleri veya buzul ovası fasiyesleri ile fasiyes topluluğu oluşturur.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Glennie. K.W. 1987. *Desert sedimentary environments, past and present – a summary*. Sedimentary Geology, 50, 135–165.

Kocurek, G.A. 1996. *Desert aeolian systems*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 125–153.

Livingstone, I., Wiggs, G.F.S. and Weaver, C.M. 2007. *Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress*. Earth-Science Reviews, 80, 239–257.

Mountney, N.P. 2006. *Eolian facies models*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G., & Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 19–83.

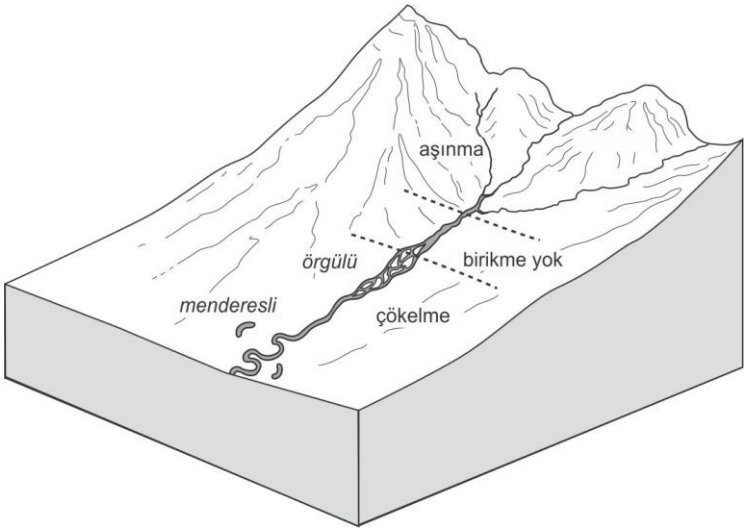
Pye, K. and Lancaster, N. (Eds) 1993. *Aeolian Sediments Ancient and Modern*. Special Publication 16, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

# 9
# Akarsular ve Alüvyal Yelpazeler

Kara yüzeyinin büyük kesimi yüksek bölgelerdeki bozuşma ürünü moloz malzemesini kırıntılı malzemenin önemli bir kısmının çökeldiği göllere ve denizlere taşıyan akarsular tarafından şekillendirilir. Akarsu sistemleri aynı zamanda kanallarda ve taşkın düzlüklerinde sediment biriktiren çökelme ortamları olabilirler. Akarsu kanalındaki çökellerin tane boyu ve sedimenter yapılar kırıntılı malzeme kaynağı, akarsu gradyanı, toplam debi ve akıştaki mevsimsel değişimler tarafından belirlenir. Setüstü çökelleri çoğunlukla ince taneli sedimentlerden oluşur. Alüvyal düzlüklerdeki organik faaliyetler stratigrafik kayıtlarda paleosollar olarak tanınan toprakların oluşumuna katkıda bulunurlar. Kara yüzeyindeki su akışı aynı zamanda sınırlandırılmamış seyelanlar şeklinde ve alüvyal düzlük kenarlarında alüvyal yelpazeler oluşturan moloz akmaları şeklinde gelişebilir. Stratigrafik kayıtlardaki flüvyal ve alüvyal çökeller çökelme zamanındaki tektonik aktivite ve paleoiklim belirtileri hakkında kanıtlar sağlarlar. Kıtasal ortamlar jeolojik zaman boyunca kara bitkileri ve hayvan toplulukları evrilirken çok önemli şekilde değiştiği için, güncel ve eski akarsu sistemleri arasındaki karşılaştırma dikkatlice yapılmalıdır.

## 9.1 FLÜVYAL VE ALÜVYAL SİSTEMLER

Flüvyal ve alüvyal sitemler içinde üç çeşit jeomorfolojik zon tanımlanabilir (Şekil 9.1). **Aşınma zonu**nda akarsular aşağı doğru oyma, vadi tabanındaki anakayadan malzeme alıp götürme ve vadi yamaçlarında malzemenin yamaç aşağıdaki akarsu yatağına taşınma süreçlerinde çok etkilidirler. **Geçiş zonu**nda eğim daha düşük olup, akarsular ve dereler aktif şekilde aşındırmadıkları gibi bu zon bir çökelim zonu da değildir. Akarsunun daha aşağı kesimi **depolanma zonu** olup, burada sedimentler akarsu kanalında ve flüvyal sistemin taşkın düzlüğünde ya da alüvyal yelpazenin yüzeyinde çökelirler. Bu üç bileşen tüm akarsularda bulunmaz. Akarsulardan denizlere ve göllere çok uzak olan bazıları tamamen aşınmalı iken, diğer bazılarında aktarım zonları bulunmayabilir. Diğer sedimenter ortamlarda çökelen kırıntılı sedimentin önemli bir kısmı flüvyal sistemin aşındırma kısmından sağlanır. Bu konu Bölüm 6'da ele alınmıştır. Bu bölümün konusu ise akarsuların depolanma zonudur.




**Şekil 9.1 Alüvyal ve flüvyal sistemlerdeki jeomorfolojik zonlar. Örgülü akarsular genelde daha çok yakın alanlarda gelişme eğiliminde iken, menderesli akarsular daha aşağı mansap kesiminde gelişirler.**

Akarsulardaki ve derelerdeki su akışı normalde içinde akışın gerçekleştiği, kara yüzeyindeki çukurluk veya oyulma alanları olan **kanallar** ile sınırlanır. **Setüstü** alan veya **taşkın düzlüğü** kanallar arasında veya kanal dışında akarsuyun sadece taştığı zaman (yağmurlar hariç) su alan kısımdır. Kanal ve setüstü ortamı birlikte **flüvyal** ortamı oluştururlar. **Alüvyal**, suyun akışını içeren yer yüzeyi süreçleri için kullanılan daha genel bir terimdir. Akarsularla ilişkisi olmayan fakat suyla serilmiş kırıntılı malzeme yelpazesi (alüvyal yelpaze - 9.5) gibi özellikleri kapsar. **Alüvyal düzlük** bireysel akarsuların taşkın düzlüklerini de içerebilen, sedimentin biriktiği düşük rölyefli karasal alan için kullanılan genel bir terimdir.

### 9.1.1 Akaçlama ve Debi

Bir akarsu sistemine su temin eden arazi parçası için **akaçlama alanı** terimi kullanılır (bazen **drenaj havzası** olarak da anılır). Akarsular ve akarsuların ana beslenme kaynağı yağmur dönemlerini takip eden zamanlarda akaçlama alanındaki yüzey sellenmesi ve yeraltındaki akiferlerdir. Topraklar suyu emen bir sünger gibi davranır ve bu suyu zaman içinde azar azar akarsulara bırakır. Yağışın toprağın kurumasına izin vermeyecek kadar sık olduğu durumlarda akarsulara devamlı su sağlanabilir. Bir akarsu sistemine sağlanan suyu kontrol eden iki önemli etmen vardır. Birincisi akaçlama alanının boyutudur. Küçük bir alanın toprakta ve yeraltı suyu şeklinde su depolama kapasitesi büyük bir alana kıyasla sınırlıdır. İkinci etmen iklimdir. Düzenli yağış alan ılıman bölge veya tropikal bölgelerdeki akaçlama alanları bütün yıl boyunca ıslak kalırlar ve akarsuyu devamlı beslerler.

Akaçlama alanı bütün yıl boyunca yağış alan büyük bir akarsu sistemi devamlı suyla beslenir ve **debi** (akarsuda belli bir zamanda akan suyun hacmi) yıl boyunca sadece vasat düzeyde bir değişim gösterir. Bu akarsulara **sürekli** flüvyal sistemler denir. Bunun aksine, drenaj alanı çok küçük olan ve/veya mevsimsel yağış alan akarsuların debisi çok değişken olabilir. Akarsuların uzun bir süre kuru kalması ve sadece drenaj alanında yeterince yağış olduğu zaman su bulundurması durumunda akarsular için **kısa süreli** akan akarsular terimi kullanılır.

### 9.1.2 Kanal Akışı

Bir flüvyal sistemin ana özelliği akışın çoğu zaman kanal ile sınırlı kalmasıdır. Su seviyesi kanal setleri seviyesinin çok altında olduğu zaman akış için **düşük akış evresi** terimi kullanılır. Nehirdeki akışın set seviyesine yakın ya da set seviyesinde olması durumda **yüksek akış evresi** veya **set seviyesi akış** terimi kullanılır. Nehrin belli bir kesimine sağlanan su kanal içinde akabilecek suyun miktarını aştığı zaman akarsu **taşar** ve kanala komşu taşkın düzlüğünde **setüstü** akış meydana gelir (Şekil 9.2).

Suyun kanalda akışı sırasında kanal tabanında, setlerde ve yukarıdaki hava ile sürtünme suyun yavaşlamasına neden olur. Bu sürtünme etkileri akışın kenarlarından kanalda akış hızının en yüksek olduğu en derin kesimlere doğru azalır. Kanalın en derin kısımlarını birleştiren çizgiye **talveg** denir. Talvegin varlığı ve bir kanaldaki konumu setlerin aşınması açısından ve tüm kanallarda çökelme alanları açısından önemlidir.

## 9.2 AKARSU ŞEKİLLERİ

Çökelme bölgelerindeki akarsular çok değişik şekillerde olabilirler. Akarsulara ait başlıca değişkenler şunlardır: a) Kanalın düz veya sinüslü oluşu, b) kanal içinde kum ve çakıl seddelerinin bulunup bulunmayışı, c) bir akarsu düzlüğünde ayrı kanalların sayısı. Bu değişkenlerin tümü ve bunlar arasındaki geçiş durumları da dikkate alındığında çok sayıda 'uç üyesi' akarsu türü tanımlanabilir (Miall, 1978; Cant, 1982) (Şekil 9.3). Bunların en basit şekli sedde içermeyen düz kanallı olanıdır ancak nadiren bulunurlar. Setüstü akışta örtülen kanal ortası seddeler bulunduran akarsulara **örgülü akarsu** denir. Birbirinden taşkın düzlüğü ile ayrılan, aynı zamanda bağlantılı ve çoklu kanallar içeren akarsular için **anastamozlu akarsu** terimi kullanılır (Makaske, 2001). Örgülü ve anastamozlu akarsu kanalları ikisi de sinüslü olabilir. Sadece büklümlerin iç kısmında çökelim seddeleri bulunduran sinüslü akarsulara **menderesli** denir.



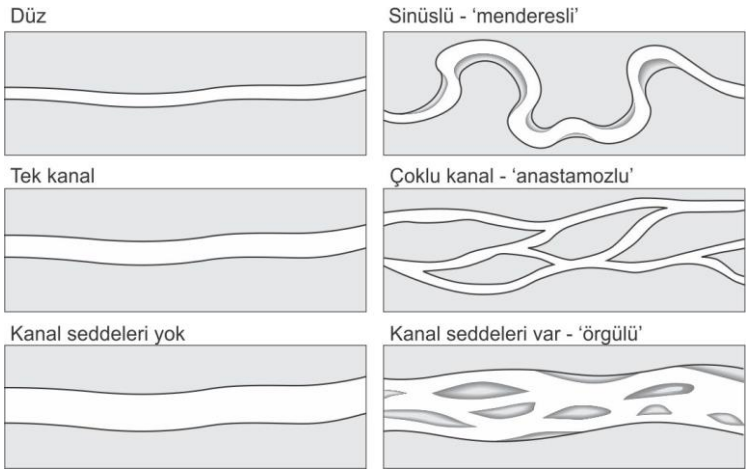
**Şekil 9.2 Kumlu bir akarsu kanalı ve ona komşu setüstü alanı. Akarsu düşük akış evresinde olup, kanalda çökelen kumlu bölgeler açığa çıkmıştır.**

Eski akarsulardaki çökeller dikkate alındığında örgülü akarsularda kanal ortası seddelerdeki çökelme süreçleri ile menderesli akarsuların büklümlerinde iç setlere ait çökelimler sediment birikimi için önemli mekanizmalar olarak değerlendirilirler. Bu nedenle, 'örgülü' ve 'menderesli' terimleri eski flüvyal çökelleri sınıflamada yararlı olmakla birlikte, hem güncel hem de eski akarsu sitemlerinde bunların ana sistemlerinde ve birleşimlerinde önemli değişimler söz konusudur. Bundan başka, akarsuların tümünde kanal içinde akıştan malzeme çökelimi söz konusu değildir (9.2.4).

Anastamozlu akarsular günümüzde setlerin bitki örtüsü ile duraylı kaldığı ve yanal kanal göçünü engellediği yerlerde bulunmakla birlikte (Smith ve Smith, 1980; Smith, 1983) anastamozlu akarsuların seyrek bitki örtüsüne sahip kurak bölgelerde de bulunduğu bilinmektedir. Kanalların konumu nispeten değişmeden kalmakla birlikte taşkın sırasında suyun kendine yeni bir yol açması ve eski kanalı terk etmesiyle yeni kanallar gelişebilir. Anahtar özellik ayrı birkaç aktif kanalın bulunması olduğundan, stratigrafik kayıtlarda anastamozlu akarsuların tanınması kolay değildir. Eski çökellerde aynı zamanda iki veya daha fazla sayıda kanalın aktif olduğunu net olarak ortaya koymak mümkün değildir. Benzer bir desen tek bir kanalın tekrarlı biçimde konum değiştirmesi sonucunda da oluşabilir (9.2.4).

### 9.2.1 Taban Yüklü (Örgülü) Akarsular

Kanal tabanı boyunca yuvarlanma ve sıçrama yoluyla yüksek miktarda sediment taşıyan akarsulara **taban yüklü akarsular** denir. Taban yükünün kanalda kum ve çakıl seddeleri (4.3.3) şeklinde çökeldiği yerler akarsuya örgülü bir yapı kazandıracak şekilde bölünürler (Şekil 9.4 ve 9.5). Bir örgülü akarsu kanalındaki seddeler düşük akış evrelerinde açığa çıkarlar fakat akış set seviyesinde olduğu zaman örtülürler. Akışın en kuvvetli olduğu yer seddelerin arasıdır. En iri malzemeler taşınıp kanal tabanında çökelerek iri kırıntıların birikmesine veya **kaba tane gecikmeli çökelmesine** neden olur (Şekil 9.6). Kanal içindeki seddelerin şekil ve boyutu değişebilir. **Boyuna seddeler** kanal ekseni boyunca yatan uzun seddelerdir. Genişliği uzunluğundan daha fazla olan ve kanalı enine kat eden seddelere **enine seddeler** denir. Ucu mansabı işaret eden hilal şekilli seddelere de **dil şekilli seddeler** denir (Smith, 1978;

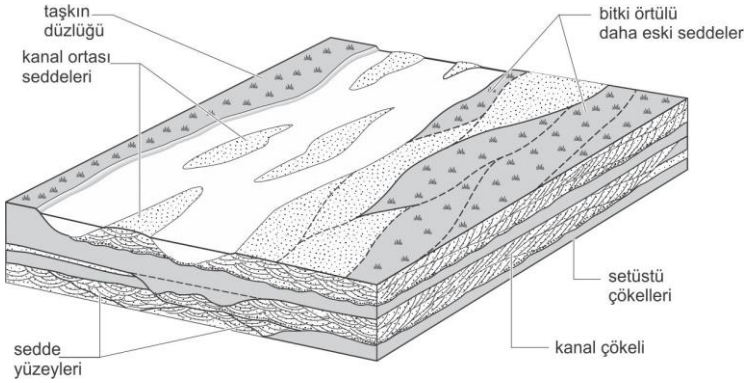



**Şekil 9.3 Akarsu kanalının düz veya sinüslü (menderesli) oluşuna, tekli veya çoklu (anastamozlu) oluşuna ve kanal içi seddelerin bulunuşuna (örgülü oluşuna) göre birkaç akarsu türü tanımlanabilir. Bunların kombinasyonları da sıkça oluşabilir.**

Church ve Jones, 1982). Seddeler kum ve çakıldan meydana gelebildiği gibi her iki kırıntı boyunun karışımı şeklinde olabilirler (**birleşik seddeler**).

Taban yükünün hareketi çoğunlukla seddelerin su altında kaldığı yüksek akış evresinde gelişir. Akarsu akışı sedimenti mansaptaki seddeye getirir ve seddenin memba tarafı aşınabilir. Çakıllı malzemeden oluşan seddelerde kırıntılar seddenin mansap yüzünde eğimli paralel katmanlar halinde yığılırlar. Sedde kenarlarında da bazı birikmeler gelişebilir. Boyuna seddelerde rölyef düşük olup, bunların göçüyle mansap yönünde düşük açılı zayıf çapraz tabakalanma gelişir. Enine seddeler ve dil şekilli seddelerde rölyef daha yüksek olup mansaba eğimli belirgin çapraz tabakalanmalar gelişir. Bu nedenle, bir örgülü akarsuda göç eden çakıl seddeleri çapraz tabakalı granüller, ince çakıllar veya kaba çakıllar oluştururlar. Bunlar da taşlaşarak çakıltaşları meydana gelir. Kumlu örgülü akarsularda seddelerin yüzeyde karmaşık su altı kumulları geliştirdikleri görülür (Şekil 9.7). Bu su altı kumulları seddenin yüzeyinde nehir akıntısıyla göç ederek çapraz tabakalı kumlar halinde yığılırlar. Normalde teknemsi çapraz tabakalanmalı dil şekilli su altı kumulları baskın olmakla birlikte, düzlemsel çapraz tabakalı kumlar üreten düz sırtlı su altı kumulları da bulunur. Birleşik seddeler çapraz tabakalı kumlarla birlikte çapraz tabakalı çakıllardan oluşurlar veya kumlu sedde çökellerinde çakıl mercekleri bulunabilir.

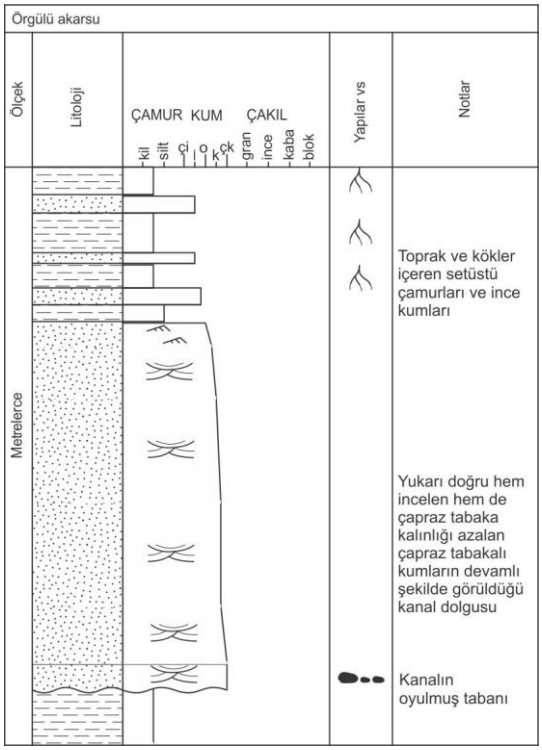
Kanalın yanlara kayarak seddeyi suyun ana akışı dışında bırakana kadar seddeler göç etmeye devam




**Şekil 9.4 Bir örgülü akarsuyun ana jeomorfolojik özellikleri. Kum ve/veya çakılın çökelimi kanal ortası seddelerde gerçekleşir.**

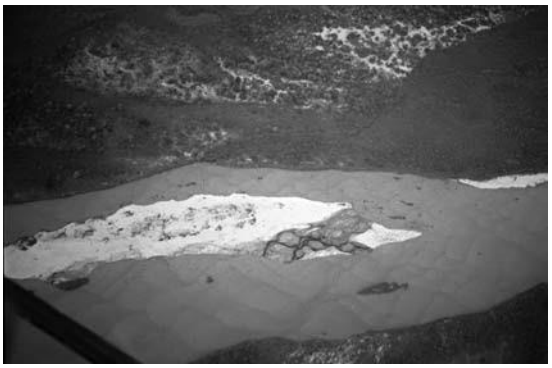


**Şekil 9.5 Örgülü bir akarsuda kanal ortası çakıl seddeleri.**




**Şekil 9.6 Örgülü akarsu çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**

ederler (Şekil 9.8). Sonuçta set üstü çökelleriyle veya başka bir kanalın seddeleriyle örtülürler (Şekil 9.9). Bir örgülü akarsu ortamında çökelme ile oluşan karakteristik bir sedimenter istif (Şekil 9.6) tanımlanabilir. Bunun tabanında kanalın tabanını temsil eden bir aşınma yüzeyi bulunur ve bunun üzerine de kanal tabanında çökelen kaba taneli taban çökelleri gelir. Çakıllı örgülü bir akarsudaki sedde çökelleri genellikle bir set içindeki çapraz tabakalı granüller, ince çakıllar veya nadiren de kaba çakıllar şeklindedir. Su altı kumul çökeli setlerinin yığışımından oluşan bir kumlu seddede çapraz tabakalı kum istifi gelişir. Kanalın daha alt kısmındaki akış kuvvetli olduğundan, su altı kumulları ve dolayısıyla çapraz tabakalar seddenin tabanında daha büyük olma eğilimindedirler. Set boyutları yukarı doğru küçülür. Bir sedde çökelinin en üst kesimindeki ince kum ve siltler hareketi durmuş bir seddeyi temsil ederler. Bu nedenle, kanal dolgusu istiflerinde genellikle yukarı doğru bir tane boyu küçülmesi söz konusudur (Şekil 9.6). Eksiksiz olması durumundaki kalınlık orijinal kanalın derinliğini temsil edebilir fakat üst kısmın daha sonraki bir kanalın oymasıyla aşındığı durumlar daha yaygındır.



**Şekil 9.7 Örgülü bir akarsuda kanal ortasındaki kumlu kumul tabaka şekilleri.**

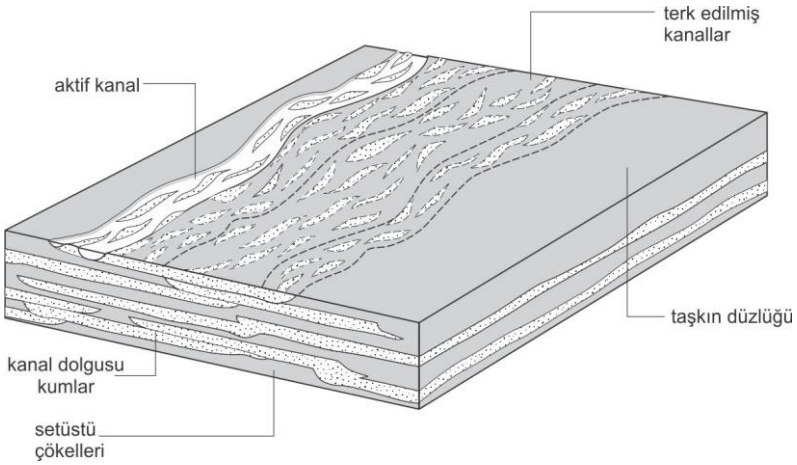


**Şekil 9.8 Bu büyük örgülü nehir sağdan sola yanal olarak hareket etmiştir.**

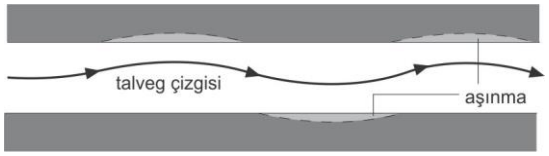
Örgülü akarsuların alüvyal düzlükte devamlı konum değiştirdiği yerlerde genişliği akarsu kanalının birkaç misli olan, çok daha geniş alanlara yayılmış çakıllı sedde çökelleri meydana gelir. Bu **örgü düzlükleri**ne çok yağış alan ıslak iklimlerde veya akarsu setlerini stabilize eden bitki örtüsünün az olduğu yerlerde (meselâ buzul ovalarında: 7.4.3) rastlanır. Bu ortamlarda oluşan istifler çapraz tabakalı çakıltaşı dizileri içerirler ve kanalın tabanını işaret eden oyulma yüzeylerinin ve dolayısıyla bireysel kanal dolgusu istifinin tanınması zor olabilir.

### 9.2.2 Karışık Yüklü (Menderesli) Akarsular

Bir akarsutaki talvegin (9.1.2) plan görünümü kanal setlerinin düz ve paralel olduğu durumda bile düz değildir (Şekil 9.10). Kanalın uzunluğu boyunca bir kenardan diğerine doğru sinüslü bir yol takip eder. Irmağın herhangi bir noktasında talvege en yakın kenar yakınında nispeten daha hızlı bir akış söz konusudur. Karşı taraftaki kenar yakınındaki akış da daha yavaştır. Menderesler talvege en yakın setin aşınmasıyla oluşurlar. Akışın taban yükünü taşıyamayacak kadar




**Şekil 9.9 Bir örgülü akarsunun çökelim mimarisi. Kanalın yanal göçü ve seddelerin terk edilmesi sonucunda kanal dolgusu istifleri gelişir.**

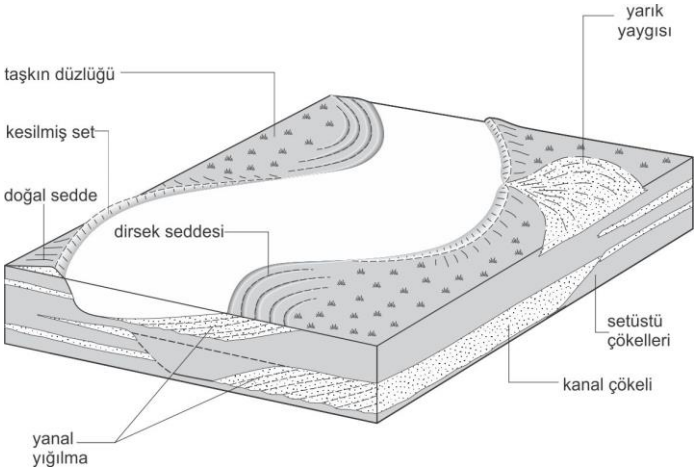



**Şekil 9.10 Bir akarsudaki akış sinüslü talvegi takip ederek bazı yerlerde kanal kenarlarının aşınması ile sonuçlanır.**

yavaşladığı karşı kıyıda çökelme meydana gelir. Dış kenarın devamlı aşınması ve iç kenarda da yatak yükünün çökelmesiyle kanalda bir büklüm meydana gelir ve menderes döngüleri oluşur (Şekil 9.11 ve 9.12). Sinüslü şekil ile menderesin birbirine karıştırılmaması gerekir. Bir akarsu kanalında kanalın yayılım genişliği kanaldaki iki nokta arasındaki mesafenin 1,5 katından fazla ise akarsu için sinüslü terimi kullanılır. Büklümler içinde sediment birikimi söz konusu olduğunda da menderesli terimi kullanılır. Bununla ilgili açıklamalar aşağıda verilmiştir.

Menderesli akarsuların taşıyıp çökelttiği malzeme askı yükü ile taban yükünün bir karışımı (**karışık yük**) şeklindedir (Schumm, 1981). Taban yükü en iri malzemeler kanalın en derin kısımlarında taşınacak şekilde, kanaldaki akıntı ile taşınır. Menderesin sürtünmenin akış hızını düşürdüğü iç büklüm boyunca ince taban yükü de taşınabilir. Bir menderes büklümündeki çökeller tabanda iri malzeme ile başlayıp kavisin iç kenarına doğru giderek incelen karakteristik bir profil sunarlar (Şekil 9.11). Kanalın daha derin kısımlarındaki hızlı akış sedimentlerde, kum birikirken teknemsi veya düzlemsel çapraz tabakalanmanın geliştiği, su altı kumullarını meydana getirir. Akışın daha yavaş olduğu kavisin iç kesiminin üst kısımlarında ince kumda çapraz laminalanmalı kırışıklıklar oluşur. Kavisin dış kenarında aşınma ve iç kenarında çökelme şeklinde yanlara doğru kayan bir kanalda bir **yanal göç** söz konusu olup, iç kenardaki çökele **dirsek seddesi** denir. Dirsek seddesi çökelleri tabanda iri tane ile başlayıp yukarıya doğru incelerek devam eder (Şekil 9.13) ve tabanda büyük ölçekli çapraz tabakalanma ile üste yakın kesimde daha küçük setler halinde çapraz laminalanma gösterebilir. Kanal yer değiştirirken dirsek seddenin tepesi taşkın düzlüğünün kenarı haline gelir ve dirsek seddesinin yukarı doğru incelen tane boyu istifi setüstü çökelleri ile örtülür.

Menderesli bir akarsunun dirsek seddesinin yanal göçündeki aşamalar bazen kanal dolgusu istifindeki eğimli yüzeyler olarak tanımlanabilir (Şekil 9.11). Bu **yanal yığışım yüzeyleri** dirsek seddesi yüzeyinde ince sediment çökelimine izin veren düşük debili dönemler söz konusu olduğunda daha belirgindir (Allen, 1965; Bridge, 2003; Collinson vd., 2006). Dirsek seddesi yüzeyini temsil ettiklerinden ve akarsu kenarından kanalın en derin kısmına doğru (yani akış yönüne dik) eğimli olduklarından dolayı, bu yüzeyler düşük açılıdırlar ve genellikle de 15°'den daha az eğimlidirler. Bu nedenle, çapraz tabakalanma boyutu diğer çapraz tabakalanmalardan daha büyük (bazen kanal derinliği kadar) ve yönelimi de kumul göçü ile oluşan çapraz tabakalanmaya ve kırışıklık çapraz tabakalanmasını



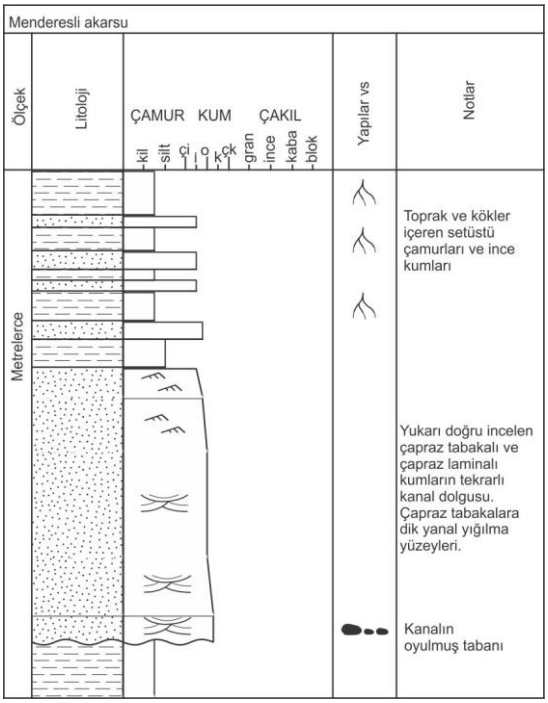

**Şekil 9.11 Menderesli bir akarsuya ait ana morfolojik özellikler. Bir büklümün iç kenarında dirsek seddesi çökelimi gelişirken, karşıdaki kesilen kenarda aşınma meydana gelir. Taşkın suları sete yakın yerde sediment çökelttiği yerde doğal seddeler oluşur ve doğal sedde yarıldığında dik şevli yarıklar gelişir.**



**Şekil 9.12 Bu menderesli akarsunun iç büklümlerindeki dirsek seddeleri kanaldaki düşük akış evresi sırasında açığa çıkmışlardır.**

işaret eden diğer paleoakıntılara dik olacaktır. Bu sebeple, yukarı doğru tane boyu incelen bir kanal dolgusu çökel istifinde (**epsilon çapraz tabakalanması** olarak da bilinen) yanal yığışım yüzeylerinin bulunması akarsu kanalının menderesli olduğuna dair güvenilir bir belirteçtir. Menderes kavisinin dış bükümü genelde çamurlu sedimentin egemen olacağı taşkın düzlüğü çökellerinden (9.3) oluşan bir depolanma alanı olacaktır. Kurumuş çamur çok kohezif olup (2.4.5) çamursu set malzemeleri akarsu akışı ile kırıntılar şeklinde taşındığı zaman kolay kolay parçalanmazlar. Bu **çamur kırıntıları** kanalın daha derin kısımlarında kum ile birlikte çökelerek kanal dolgusu istifinin taban kısmında korunurlar (Şekil 9.13).

Yüksek akış evrelerinde su bir dirsek seddesi üzerinden kestirme yoldan gidebilir. Bu akış menderesin iç bölgesinin üst kesimini kesen bir **oluk kanalı** (**chute channel**) oluşturabilir (Şekil 9.14). Oluk kanallar bir dirsek seddesinin yarı kalıcı özellikleri olmakla birlikte sadece yüksek akış evrelerinde aktiftirler. Bir menderesli akarsu çökelinde yanal yığışım yüzeylerini kesen bir oyuk şeklinde tanınırlar. Akarsu akıntısı, nehir taştığında, kıvrımlı kavisler arasında kısa bir yol açabilir. Bu durum yeni bir kanalın gelişmesine ve mevcut menderesin daha uzun kavisini oluşturan kısmının terk edilmesine neden olabilir (Şekil 9.15). Terk edilmiş menderes kavisli kanalları izole **terkedilmiş kanal gölü**ne (**oxbow lake**) dönüşür (Şekil 9.15) ve bu




**Şekil 9.13 Menderesli akarsu çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**

gölcükler taşkınlardan gelen çökellerle dolana kadar ve/veya bitki örtüsü ile kaplanana kadar durgun su alanları şeklinde kalırlar. Terkedilmiş kanal gölü



**Şekil 9.14 Bu menderes büklümünü kesen soluk renkli şerit dirsek seddesini kesen bir oluk kanalını işaret etmektedir.**

çökelleri eski flüvyal çökellerde bazen karbonatlı olmak üzere ince taneli kanal dolgusu sedimentler şeklinde tanınabilir (Şekil 9.16).

### 9.2.3 Kısa Süreli Akan Akarsular

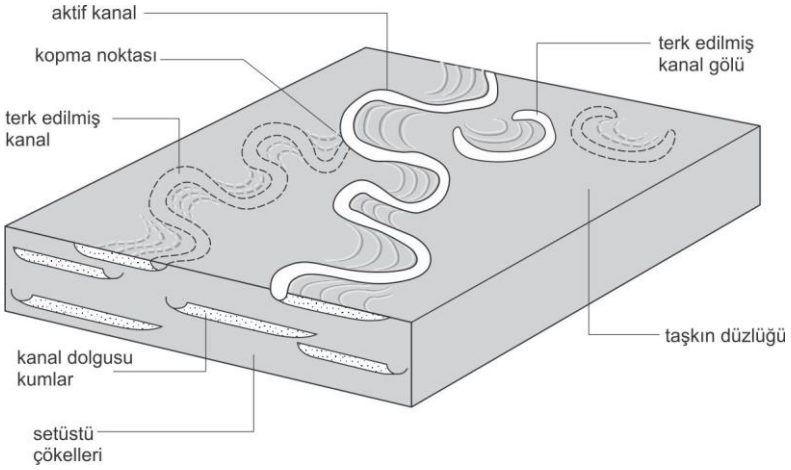
Yıl boyunca yağışlı olan ılıman veya tropikal iklim kuşaklarında akarsu akışında çok az değişim olsa da, nehir debisi muson ikliminde kuvvetli mevsimsel yağışlardan veya yüksek dağlık alan ya da kutup dairesi etrafındaki mevsimlik kar erimelerinden dolayı yılın değişik zamanlarında değişebilir. Kuru mevsimde küçük akarsular tamamen kuruyabilir. Yağışın düzensiz olduğu çöllerde (8.2) geçici akış oluşturan yağmur fırtınası olayları arasındaki dönemlerde tüm akarsu sistemi yıllarca kuru kalabilir. Alüvyal yelpazelerin (9.5) çoğunluğu da kısa sürelidir.

Kuru iklime sahip yüksek bölgelerde bozuşma dağ yamaçları üzerinde kalır ya da kırıntılar yerçekimi yoluyla şeklinde vadi tabanına taşınabilir. Malzeme birikimi kırıntılı malzemeyi akarsuda bir yatak yükü ya da moloz akması (4.5.1) şeklinde hareket ettirebilecek bir akıntı oluşturacak şiddette bir yağmur fırtınası oluşana kadar yıllarca devam edebilir. Akıntı sedimentleri alüvyal düzlükte yarılmış kuru kanallar içinde kilometrelerce taşıyabilir. Bu kısa süreli akışlara ait çökeller karakteristik biçimde kötü boylanmalı olup, kum ve silt hamurundaki köşeli-yarı köşeli kırıntılar içerirler. Bunlarda çakıl boyu kırıntılarda biniklenmenin yanında yatay tabakalanma da meydana gelebilir.



**Şekil 9.16 Bir kanal çoğu zaman kumla dolu değildir. Bu durumda kanalın şekli her bir yandaki dik setler ile sınırlanmakla birlikte kanalın dolgusu büyük ölçüde çamurdur.**

Akıntının kuvveti zamanla azaldığı için, bu çökeller çoğu zaman normal derecelenmelidir. Boyuna seddeler gelişebilir ve bazı düşük açılı çapraz tabakalanma oluşabilirse de, diğer seddeler ve kumullar genellikle gelişmez. Çökeller kanal genişliği ile sınırlı olmakla birlikte kanal yanal olarak yer değiştirebilir veya alüvyal düzlükte birleşerek daha kapsamlı çökeller oluşturacak şekilde çoklu kanallar gelişebilir. Bir çöldeki kısa süreli bir dere veya akarsu için genellikle **kuru dere** (wadi) terimi kullanılır ve buradaki çökeller de bazen **kuru dere çakılları** olarak adlandırılır.




**Şekil 9.15 Menderesli bir akarsuyun çökelimsel mimarisi. Kanal tamamen ortadan kalktığı zaman veya bir terkedilmiş kanal gölü oluşturacak şekilde kesildiği zaman, akarsu kanalının yanal göçüyle oluşan kumtaşı kütleleri izole halde kalırlar.**

### 9.2.4 Kanal Dolgusu Oluşturan Süreçler

Yukarıda tanımlanan menderesli ve örgülü akarsuların her ikisindeki kanal dolgu istifleri kenarların ya da kanalın aktif kısmının yanal göçü sonucunda meydana gelirler. Akarsu kanalı çökellerinin birikmesi ve olası bir korunması sadece akarsuyun ya yukarıdaki gibi kenarlardaki bir değişimden dolayı konum değiştirmesi halinde ya da kanalın taşkın düzlüğü üzerinde yeni konum kazandığı **avülsiyon** olarak bilinen durumda oluşabilir. Bir akarsu avülsiyon yaptığı zaman eski akarsu yatağının bir kısmı tamamen terk edilir ve arazi yüzeyinde yeni bir kanal oyulur (Şekil 9.15). Terkedilmiş gölleri kısa uzanımlı birer terk alanları olmakla birlikte, sürece daha fazla uzanımlı akarsu kanalları da dahil olabilir. Avülsiyon meydana geldiği zaman eski akarsu yatağındaki akışın hacmi azalır ve yavaşlar, bu şekilde taban yükü çökelir. Akan su miktarındaki azalım kanalın sediment taşıma kapasitesini sınırlar ve kanal suyu giderek durgunlaşmak suretiyle askı yükünü de bırakır. Eski akarsu yatağının terk edilmesiyle tüm taban yükü yeni kanala aktarılır ve gerideki durgun suda sadece askı maddesi kalır. Akarsu yeni yatağından taştığı zaman taşıdığı sedimentleri taşkın düzlüğü boyunca çökellerin yavaş yavaş birikeceği eski kanala taşıdığından dolayı, akarsu kanalının terk edilmiş boş uzantılarının uzun zaman boş kalması ihtimal dışıdır. Bu nedenle, herhangi bir nehir kanalının nihai dolgusu muhtemelen farklı akarsu yatağı ile ilişkili, ince taneli setüstü bir sedimentasyondur. Tamamen çamurla dolan kanalları stratigrafik kayıtlarda setüstü sedimentlerinden ayırmak çok zor olabilir.

Kanalların teşhis edilmesi bir sedimenter istifteki flüvyal sistem çökellerinin belirlenmesinde kullanılan ölçütlerden biridir. Ancak, kanal kenarındaki kesilmiş setlerin tanınması her zaman kolay değildir. Akarsu kanalının yanal göçü, kanalın kendi genişliğin birkaç on metre olduğu durumda bile, genişliği yüzlerce metre olan bir dirsek seddesi istifi ya da kanal ortası sedde çökelleri ile sonuçlanabilir. Bu çökel mostrada açığa çıkan çökelden daha geniş olabilir ve bazı durumlarda akarsular taşkın düzlüğünde yanal olarak yer değiştirerek kanal kenarlarını vadinin kenarlarına itebilir. Bu nedenle, kanallarda çökelen düşey istif (Şekil 9.6 ve 9.13) özelliklerinin flüvyal çökelme ortamı belirteçleri olarak kullanılması çoğu zaman gereklidir.

### 9.2.5 Flüvyal Sistemlerdeki Eğilimler

Bir akarsu gradyanı genellikle mansaptaki çökelim bölgesine doğru azalır. Akarsu yatağının eğimi ve ırmağın debisi akışın hızını etkiler. Bu da akarsunun yatağı oyma yeteneğini ve yatak yükü ve askı yükü şeklinde taşınabilen malzeme boyutunu kontrol eder. En dik çökelme gradyanları çakıllı örgülü akarsulara ait olup (her ne kadar açı tipik olarak yarım dereceden az olsa da) buralarda ince çakıl, kaba çakıl ve bloklar içeren seddeler gelişir. Daha ince molozlar akarsuyun daha ileri mansap kesimlerine kadar taşınırlar. Çakılların çoğunu akış yukarı kesimde depolayacak kadar akış hızının azaldığı daha düşük eğimlerde, kumlu taban yükü örgülü akarsuların seddeleri üzerinde depolanır. İnce taneli sedimenti taban yükü ve askı yükünün karışımı şeklinde taşıyan akarsularda çok düşük eğimli (1/100) yüzeylerde menderesli bir desen gelişme eğilimi söz konusudur (Collinson, 1986).

Akarsuların aşındırdığı arazilerde küçük akarsular tek gövdede birleşerek **dallı** drenaj deseni oluştururlar (**dendritik** desen; Şekil 9.1). Bu desen çökelme bölgesine kadar sarkabilir. Çoğu akarsular bir göl kenarına veya bir deniz kıyısına tek kanal halinde akarak buralarda bir haliç veya delta oluşturabilirler. Bununla birlikte, nispeten kurak iklimlerdeki akarsular buharlaşma yoluyla çok fazla su kaybedebilir ve daha durgun su kütlesine ulaşmasına fırsat kalmadan kuru taşkın düzlüklerinde emilerek kuruyabilir. Kurak iklimlerde açık okyanuslara bir çıkışı olmayan bazı **kapalı** (veya **endoreik**) **havzalar**da kalıcı bir göl (10.4) bulunmayabilir. Su kaybından dolayı kanallar mansaba doğru daralır ve su ile sedimentin yayıldığı **uç yelpazeler** ile sonlanırlar (Friend, 1978). Bu özellikleri gösteren akarsulara **flüvyal dağıtım sistemleri** denir (Nichols ve Fisher, 2007). Burada dağıtılan maddenin daha çok sediment olduğuna dikkat edilmelidir. Akarsularda akışın çoğu herhangi bir anda ana kanalda olup, bir kısmı da ana kanaldan ayrılmış ikinci kanallarda gerçekleşir (**çatallı desen**). Tali kanal zamanla ana akış rotasına dönüşebilir ya da avülsiyon sonunda yeni bir kanal oluşabilir. Zamanla kanallar değişik ışınsal konumlar kazanır ve çökeller de yelpaze şekilli bir sediment kütlesi oluştururlar (ayrıca bkz. alüvyal yelpazeler, 9.5).

## 9.3 TAŞKIN DÜZLÜĞÜ ÇÖKELİMİ

Akarsu kanalları dışında ve kanallar arasındaki alanlar sediment birikimi açısından kanalların kendisi kadar önemlidir. Akarsu debisi kanalın kapasitesini aştığı zaman su set üstüne taşarak taşkın düzlüğü çökellerinin oluştuğu düzlük üzerinde akar. Taşkın düzlüğüne taşınan sedimentin çoğu silt ve kil boyu askı yükü olmakla birlikte akışın askıda kum taşıyacak kadar hızlı olduğu durumda kum da içerebilir. Sular kanalın dışına çıktığı zaman yayıldığında akış hızı çabucak düşer. Hızdaki bu düşüş askı yükündeki kum ve siltin çökelimine yol verir ve askıda sadece kil kalır (Hughes ve Lewin, 1982). Kum ve silt taşkın düzlüğü üzerinde ince bir çarşaf şeklinde çökelir. Bu çökellerde akıntı kırışıklığı veya yatay laminasyon gelişebilir. Hızlı çökelim tırmanan kırışıklıklı çapraz laminasyon (4.3.1) ile sonuçlanabilir. Kalan askı yükü taşkın sona erdikten sonra taşkın sularının kuruyup emilmesiyle birlikte çökelir.

Taşkın suyunda asılı halde bulunan iri malzemeler suyun kanaldan çıkmasıyla birlikte daha çabuk bırakıldığından, taşkınlar sırasındaki kum ve silt yaygılarının en kalın olduğu yer setin kanala yakın kesimidir. Kanal kenarına yakın yerde kumun tekrarlı biçimde çökelmesiyle doğal bir **set** (**levee**) oluşur. Kanal kenarında setüstünde gelişen seddenin tepesi taşkın düzlüğünden yukarıda bulunur (Şekil 9.11). Akarsu kanalının tabanı zaman içinde kanaldaki sedimentasyon ile yükselebilir ve yüksek akış evresindeki su seviyesi taşkın düzlüğü seviyesinden yukarı çıkabilir. Sedde yırtıldığı zaman sedimentle yüklü sular taşkın düzlüğü üzerine dağılmak suretiyle setüstünü yararak taşkın düzlüğü üzerine akan suyun oluşturduğu konik yapılı küçük bir sediment yığını olan **yarık yaygısı (cravesse splay)** meydana getirir (Şekil 9.11) (O'Brien ve wells, 1986). Seddede açılan gedik anında oluşmaz. Giderek genişleyip derinleşerek suyu taşkın düzlüğüne aktaran bir kanal haline dönüşür. İlk zamanda az miktarda su ve sediment geçse de, taşınan suyun hacmi ve kırıntılı malzemenin tane boyu gedik maksimum boyutuna erişene kadar artar. Buna göre, yarık yaygı çökelleri başlangıçta yukarı doğru irileşen sediment tane boyu ile karakterize edilirler. Üç boyutta tipik olarak merceksidirler. Yarık yaygısı içindeki kanallar yeni akarsu kanallarına dönüşerek avülsiyon meydana gelene kadar giderek daha fazla su taşıyabilir.

Taşkın düzlüğü sedimentlerinde gözlenen başlıca çökelme yapıları şunlardır:

**1.** Normal derecelenmeli kumdan çamura değişen çok inceden inceye değişen tabakalar

**2.** Hızlı çökelimin (tırmanan kırışıklık laminalanması) eşlik ettiği, çabukça zayıflayan ilk akış (düzlemsel paralel laminalanma) kanıtı

**3.** Çoğu zaman birkaç cm şeklindeki ince fakat onlarca-yüzlerce metre genişliğe varan sediment yaygısı

**4.** Setüstü yaygısı kumtaşı tabakalarının tabanındaki aşınma normalde akışın kuvvetli olduğu kanala yakın alanlarda yoğunlaşmış

**5.** Toprak oluşumuna (9.7) dair kanıtlar.

Bir flüvyal sistemde daha aşağı mansap bölgelerinde genellikle daha fazla setüstü sedimenti çökelme eğilimi söz konusudur. Flüvyal çökelme bölgesinin üst kesimlerinde akarsu vadisinin dar olması muhtemeldir. Örgülü akarsular vadide bir yandan diğerine göçerken taşkın düzlüğündeki malzemeler kanal aşındırmasıyla yeniden işlenirler. Bu nedenle, taşkın düzlüğü çökellerinin düşük de olsa bazen örgülü akarsu fasiyesiyle ilişkili olarak korunma şansı vardır. Normalde flüvyal çökelim bölgesinin daha aşağı kesimleri ile ilişkili daha geniş alüvyal düzlüklerde menderesli akarsular daha fazla taşkın düzlüğü fasiyesleri barındırırlar.

## 9.4 FLÜVYAL ÇÖKEL DESENLERİ

### 9.4.1 Flüvyal İstiflerin Mimarisi

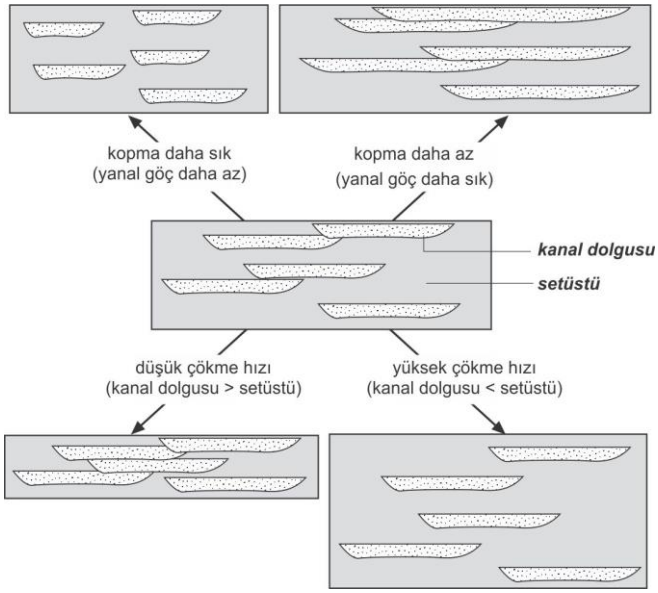
Bir flüvyal istifteki kanal çökelleri ve setüstü çökellerin üç boyunlu düzenlenmesi için yaygın biçimde tabakaların **mimari**si terimi kullanılır. Mimari bazen kanallarda çökelen kum veya çakıl tabakalarının şekil ve boyutu ve 'kanal içindeki' çökellerin daha ince setüstü fasiyesi çökellerine oranı açısından tanımlanır. Kanal dolgusu çökelinin kalınlığı akarsuların derinliği tarafından belirlenir ve genişlikleri de kanalın avülsiyon ve yanal göç süreçleri tarafından kontrol edilir. Neredeyse tüm (menderesli ve örgülü) akarsuların zaman içinde bir kıyıda aşınma ve karşı tarafta da çökelmeden dolayı kenarlara kayma eğilimi vardır. Yanal göç akarsu avülsiyonu kanalın terk etmesine neden olana kadar devam eder. Avülsiyonun sık olduğu durumlarda yanal göçün meydana gelmesi için daha kısa süre mevcut olup, mimari dar kanal çökelleri tarafından

karakterize edilecektir (Şekil 9.17). Avülsiyon sık faylanma ve bunlarla ilişkili deprem etkilerinin akarsu yatağını etkilediği tektonik aktivite bölgelerinde ve akarsu yatak değiştirmesini kolaylaştıran zayıf setlerin oluşumu ile sonuçlanan, setüstü taşkınların sık geliştiği yerlerdeki akarsularda daha sıktır.

Akarsu setlerinin duraylı olduğu durumlarda yanal göç yavaşlar. Set duraylılığı taşkın düzlüğünün doğası tarafından kontrol edilir. Kil kohezif olduğundan ve kolaylıkla aşınmadığından, çamurlu taşkın düzlüklerinde duraylı setler oluşur. Özellikle kökleri lifli bitkilerden oluşan yoğun bitki örtüsü taşkın düzlüğündeki toprağı etkin bir şekilde bağlayabildiği ve nehir setlerini stabilize ettiğinden dolayı, bitki örtüsü türü ve bolluk derecesi de önemlidir. Bitki örtüsü kara akışını yavaşlatacak şekilde artan bir yüzey pürüzlüğüne de neden olur. Bitki örtüsünün seyrek olduğu kurak veya soğuk bölgelerde set duraylılığı azalır ve taşkın düzlüğü üzerindeki akış daha hızlı olur ve bu şekilde aşındırma kapasitesi de artar. Sübsidans hızı ile taşkın düzlüğüne sağlanan sedimentin miktarı da flüvyal çökellerin mimarisini etkiler (Şekil 9.17). Hızlı sübsidans ve yüksek miktarda sediment girdisi ile birlikte, taşkın düzlüğündeki birikimlerde ince çökel oranı artar. Sübsidansın yavaş ve sediment girdisinin daha az olduğu taşkın düzlüğü bölgelerinde nispeten daha çok 'kanal içi' dolgusu korunacaktır (Bridge ve Leeder, 1979).

### 9.4.2 Flüvyal Sistemlerdeki Paleoakıntılar

Paleoakıntı verileri flüvyal çökellerin paleocoğrafyasının kurgulanmasında çok faydalı yardımcı gereçlerdir. Sedimentin türediği kaynak alanının yerini belirlemede de kullanılabilir. Akarsu ağzının genel konumunu ve buna göre kıyı çizgisini belirlemek mümkündür. Flüvyal çökellerde akış belirteçleri olarak kullanılabilen sedimenter yapılar kanal kenarlarının yönelimi, kumtaşında çapraz tabakalanma ve çakıltaşında tane biniklenmesidir. Bir sedde veya kumul tabaka şeklinin göçüyle bireysel bir çapraz tabaka gelişse de, bu özellikler ana kanal akışına verev şekilde göç edebilirler. Örgülü akarsu sedde çökellerinde çapraz tabakalanmadan belirlenen paleoakıntı yönleri ana kanal akışının her bir yanında 60º civarında değişim gösterebilir. Menderesli bir akarsu kanalının sinüslü karakteri akarsunun genel akış yönünün her bir tarafında en az 90º değişen akış belirteçleriyle sonuçlanacaktır. Bu nedenle, kanaldaki genel akış yönünü yaklaşık olarak verecek, çapraz tabakalanmalardan çok sayıda ölçüm yapılması




**Şekil 9.17 Flüvyal çökellerin mimarisi sübsidans hızları ve avülsiyon sıklığı tarafından belirlenir.**

gereklidir. Ayrıca setüstü fasiyeslerindeki akış yönü çoğu zaman kanala dik olacağından, kanal ve setüstü fasiyeslerini birbirinden ayırt etmek de önemlidir.

### 9.4.3 Flüvyal Çökeller ve Paleocoğrafya

Eski flüvyal çökellerde farklı flüvyal çökelme tarzlarının (örnek olarak örgülü ve menderesli kanal dolgularının) teşhis edilmesinin yanı sıra çökelin tane boyundaki değişimler paleocoğrafyayı kurgulamada kullanılabilir ve zaman içindeki değişikliklere dair kanıtlar sağlayabilir. İnce çakıllı örgülü bir akarsuda çökelmiş bir çakıltaşının mansap yönünde bir paleoakıntının yanında kumlu bir örgülü akarsuda çökelen kumtaşlarıyla aynı yaşı vermesi beklenebilir; bu da menderesli bir akarsuya özgü olacak şekilde, mansaba doğru olan paleoakıntıyı daha ince taneli çökellere aktarabilir (Şekil 9.1). Flüvyal çökellerdeki bu mekânsal değişimlere ek olarak istifte (ve dolayısıyla zamanda) örgülü akarsu çökellerinden menderesli akarsu çökellerine geçiş akarsu gradyanındaki bir değişimi ve/veya akarsu sisteminin debisindeki bir azalımı işaret edebilir.

Akarsularda boyut, genişliği sadece birkaç metre ve derinliği birkaç desimetre olan küçük derelerden genişliği kilometreleri ve derinliği de onlarca metreyi bulan nehirlere kadar değişebilir. Kanal boyutunda logaritmik olarak birkaç derecelik bu değişim flüvyal istiflerdeki kanal dolgu çökellerinde de görülür ve çökelin boyutları nehrin boyutu ve dolayısıyla nehri besleyen drenaj havzasının boyutu hakkında fikir sahibi olmada kullanılabilir. Flüvyal sedimentler üzerinde yapılan kaynak alan çalışmaları drenaj havzası hakkında daha fazla bilgi sağlar ve çökelme zamanında yüzeyde olan kayaların türlerini işaret ederek paleocoğrafik bir resim çizmeye yardım eder. Flüvyal çökellerin karakterinden hareketle kısa süreli ve kalıcı akış koşullarının belirlenebilmesi halinde paleoiklim hakkındaki bilgiler de belirlenebilirse de, paleoiklimin karasal fasiyeslerindeki en hassas belirteçler paleosollardır (9.7).

## 9.5 ALÜVYAL YELPAZELER

**Alüvyal yelpazeler** bir alüvyal düzlüğün kenarında yamaç eğiminde bir değişmime bağlı olarak gelişen kırıntılı malzeme konileridir. Havzaya komşu aşınma bölgesinden akarak gelen su ve sedimentten çökelim ile oluşurlar. Alüvyal yelpaze terimi jeoloji ve coğrafya literatüründe deltalar ve büyük flüvyal dağıtım sistemleri de dâhil olmak üzere yaklaşık konik şekilli çok değişik çökelleri tanımlamada kullanılmaktadır. Bazı yazarlar (örnek olarak Blair ve McPherson, 1994) bu terimin kullanımını kanal içinde (yani akarsu çökeli) olmayan ve nispeten dik (1º'den büyük) eğimlerde oluşan çökeller ile sınırlandırmıştır. Bununla birlikte, havza kenarında akarsulardan çökelen düşük koni açılı kırıntılı malzemeler de genellikle alüvyal yelpaze olarak değerlendirilmektedir (bkz. Harvey vd., 2005).

California'daki (ABD) Death Valley gibi yerlerden tanımlanan 'klasik' güncel alüvyal yelpazeler (Blair ve McPherson, 1994; Şekil 9.18) kurak ve yarı kurak bölgelerde gelişirler. Bununla birlikte, günümüzdeki alüvyal yelpazeler çok daha nemli bölgelerde de oluşmaktadır (bkz. Harvey vd., 2005). Stratigrafik kayıtlarda görülen alüvyal yelpaze çökelleri çok geniş bir aralıkta değişen iklim koşullarında çökelmiş olabilirler. Örgülü akarsular tarafından çökeltilmiş buzul ovası konileri gibi daha büyük ölçekli sediment çökellerinin de alüvyal yelpazeler (veya 'nemli' yelpazeler) olduğu değerlendirilmiştir (Boothroyd ve Nummedal, 1978). Yanal olarak yer değiştirerek bir kırıntılı malzeme konisi oluşturan nehirlerin oluşturduğu daha büyük çökeller bile birer alüvyal yelpaze (ya da **mega yelpazeler**) olarak değerlendirilmiştir (Wells ve Dorr, 1987; Horton ve DeCelles, 2001).

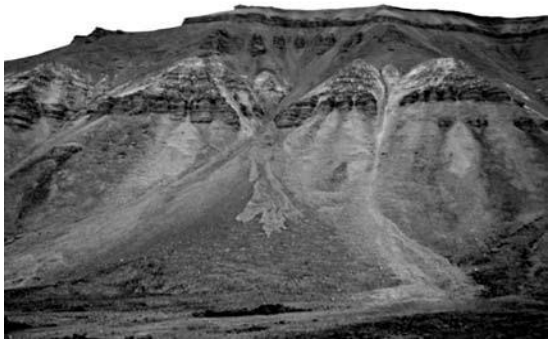
Çoğunlukla kaya düşmelerinden ve kaya çığlarından oluşan döküntü konileri havza kenarlarında yaygın olarak alüvyal yelpazelerle ilişkilidirler. Yamaç molozu (4.1) ve moloz akması çökellerinin (4.5.1) karışımından oluşan sediment kütleleri için bazen **kolüviyal yelpaze** terimi kullanılır. Bu özellikler yerçekimi süreçlerinin ıslak moloz akma kütleleri ile daha da arttırıldığı yarı kutup bölgelerinde yaygındır (Şekil 9.19).

### 9.5.1 Alüvyal Yelpazelerin Morfolojisi

Alüvyal yelpazeler topoğrafyada yüksek rölyefli drenaj havzası ile daha düz sedimenter havza tabanı arasında belirgin kırılmanın olduğu yerlerde oluşurlar (Şekil 9.20). Bir **besleyici kanyon** drenajı havza kenarına yönlendirir. Vadinin havzaya açıldığı bu noktada su ve sedimentin yayılmasına izin veren bir

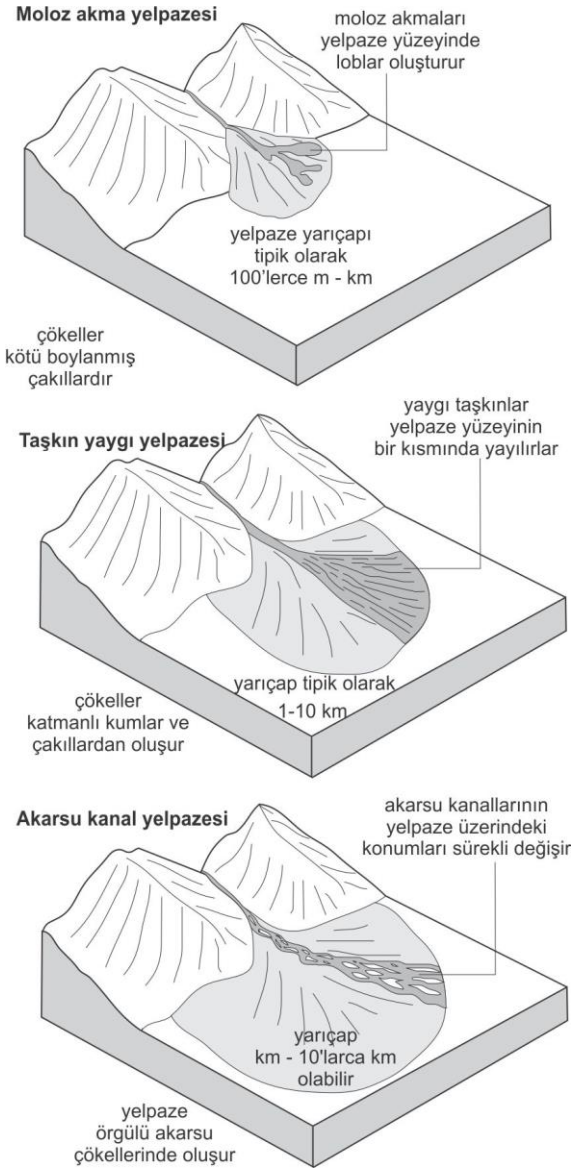


**Şekil 9.18 Sıcak ve kurak iklime sahip Death Valley'de (ABD) alüvyal yelpazeler.**



**Şekil 9.19 Arktik'te soğuk ve nispeten kuru ortamlarda döküntü ve moloz akması karışımından oluşan bir kolüviyal yelpaze.**

eğim derecesi değişimi vardır. Akıntı enerjisi çabucak kaybolur ve sediment yükü depolanır. Tekrarlı çökelme olayları sonucunda besleyici kanyondan ışınsal olarak dağılan koninin bir parçası şeklinde çökeller yığılır. Tipik bir alüvyal yelpaze üzerinde çok sayıda morfolojik özellik teşhis edilebilir (Şekil 9.20). **Yelpaze zirvesi** yelpazenin ışınsal olarak yayıldığı besleyici kanyona komşu en yakın ve en yüksek noktadır. Bir **yelpaze başı kanyonu** zirve yakınındaki yelpaze yüzeyinde oyulmuş olabilir. Çökelme eğiminin en fazla olduğu yer genellikle yakınsak alandır. Yelpazenin çoğu kısmında eğim sadece bir derece civarında olmakla birlikte bu eğim nispeten fazla eğimli bir çökel yüzeyidir. Alüvyal yelpazenin kenarında iri kırıntılı malzeme çökeliminin sınırı olan **yelpaze ucu**nda belirgin bir eğim değişimi söz konusudur. Yelpaze çökellerinin en kalın olduğu yer zirvesidir. Kalınlık topuğa doğru konik kamayla birlikte azalır.




**Şekil 9.20 Alüvyal yelpaze çeşitleri. Moloz baskın, seyelan baskın ve akarsu kanallı çeşitler. Bu süreçlerin karışımı tek bir yelpazede bulunabilir.**

### 9.5.2 Alüvyal Yelpazeler Üzerindeki Çökelme Süreçleri

Alüvyal yelpazeler üzerindeki çökelme süreçleri suyun varlığı, besleyici kanyondan gelen malzemenin türü ile miktarı ve yelpaze yüzeyindeki eğim derecesi tarafından denetlenir (Şekil 9.20). Su ve sedimentin yoğun bir karışımının olduğu yerlerde taşınma ve çökelme, yelpaze yüzeyinde viskoz sulu çamur halinde lob şeklinde yayılan moloz akmasıdır (4.5.1). Moloz akmaları uzağa gidemezler. Sürecin moloz akması olması halinde küçük ve nispeten fazla eğimli bir alüvyal yelpaze oluşur. Su miktarı artınca sediment ve su karışımı daha cıvık hale gelir (açıklamaları aşağıda) veya akış yüzeydeki kanallar içinde gerçekleşir. Cıvık, su vasıtasıyla yayılmış yelpaze çökelleri daha düşük eğimli ve ışınsal yayılımı daha büyük (10 km civarında) olan yelpazeler oluştururlar.

#### Karasal Moloz Akmaları

Büyük miktarda kırıntılı malzeme ve az miktarda su içeren bir karışım kıvamı ıslak beton karışımınınkine benzeyen yoğun bir çamur şeklinde akar. Yüksek yoğunluk ve viskoziteden dolayı akış laminer olacak ve kara yüzeyinde momentum tükenene kadar viskoz bir kütle olarak devam edecektir. Momentumun tükendiği zaman genellikle gradyanın azaldığı veya akışın su içeriğini kaybettiği durumdur. Moloz akmasıyla oluşan tabakaların kalınlığı desimetrelerle metreler arasında değişir ve akış aşağı yönde çok az bir incelme gösterir. Bir moloz akması içinde kil boyundan bloğa kadar değişen aralıkta her türlü kırıntı taşınabilir ve türbülansın olmayışından dolayı da akış içinde herhangi bir boyda tane boylanması meydana gelmez. Kırıntılar rastgele yönlenmiştir. İstisna olarak bazı uzun kırıntılar akış yönüne uygun şekilde yeniden yönlenmiş olabilirler. Benzer şekilde, akışın taban kısmındaki kırıntılar da alttaki yüzey ile sürtünme sonucunda kötü bir yatay tabakalanma ve paralel tane yönlenmesi gösterebilirler.

Moloz akması ile çökelen bir tabakanın (Şekil 9.21) özellikleri aşağıdaki gibidir:

**1.** Çakıltaşının fabriği normalde hamur desteklidir. Kırıntılar genellikle birbiri ile temas halinde olmayıp, daha ince malzeme ile tamamen birbirinden ayrılmışlardır.

**2.** Tabakalarda veya tabaka aralarındaki çakıltaşının değişik boylarda tane boylanması genellikle çok kötüdür.

**3.** Taneler tabanda makaslamalı katmandaki akışa paralel kaba yönelim gösterseler de diğer tabakalar yapısızdırlar ve taneler de rasgele yönelimlidirler.

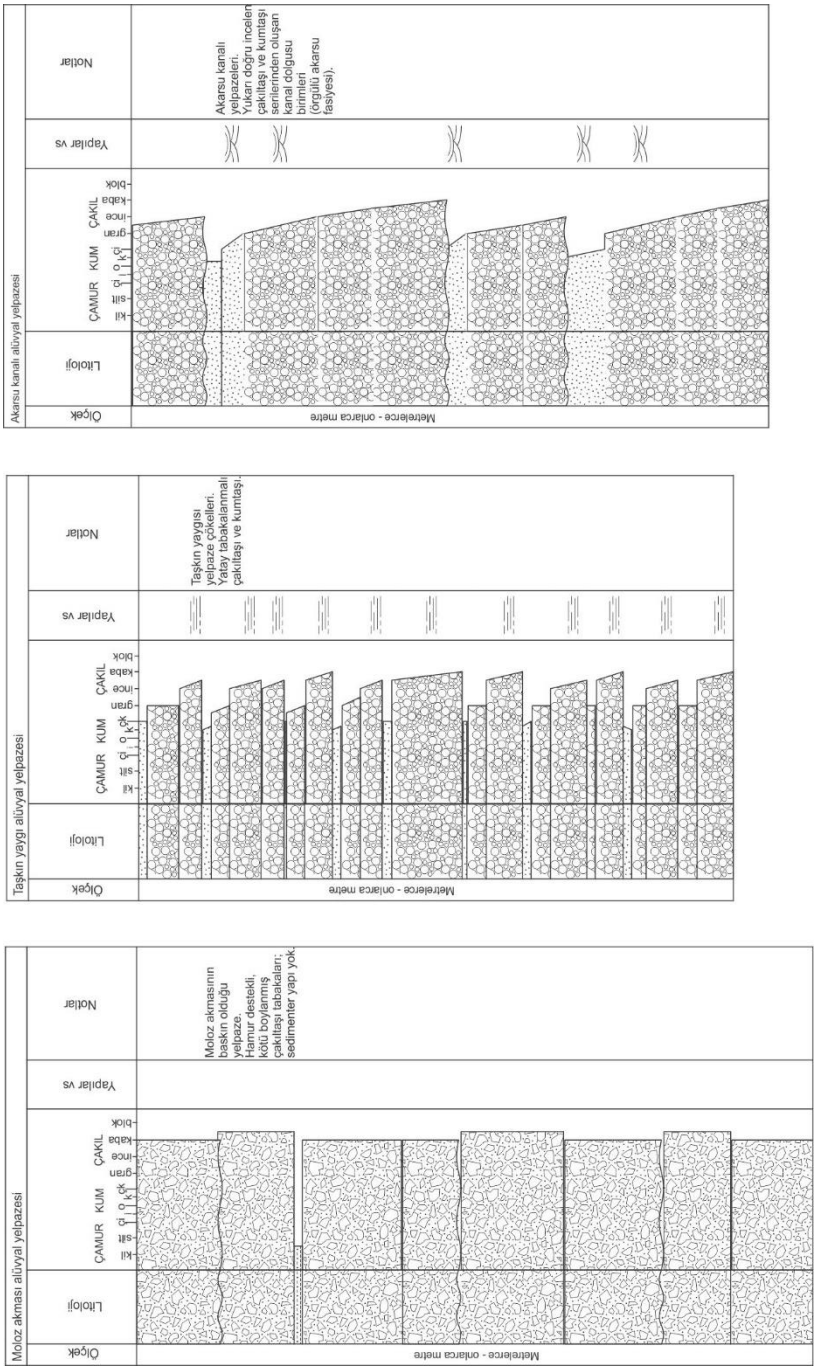
**4.** Bir moloz akması biriminde boyu metreleri bulan sıra dışı irilikte kırıntılar bulunabilir (Şekil 9.22).

**5.** Moloz akmasıyla çökelen tabakaların kalınlığı desimetreler ile metreler arasındadır.

#### Seyelan Çökelimi

Bir alüvyal yelpazenin akaçlama alanı şiddetli bir yağmur fırtınası sonrasında suyla basıldığı zaman gevşek kırıntı malzemesi taban yükü ve askı yükü şeklinde yelpaze yüzeyine taşınır. Akış daha sonra yelpazenin belli bir kısmı üzerine **seyelan** şeklinde yayılır. Seyelan hızlı, kritik üstü, türbülanslı bir akıntı olup eğimi 3º-5º arasındaki yüzeylerde gelişir (Blair, 2000*b*). Bu üst akış rejimi koşullarında (4.3.6) ince çakılların, iri çakılların ve blokların çoğu taban yükü olarak taşınırken, kısmen daha ince çakıllar ile granüller kum ve daha ince sediment ile birlikte askıda kalabilirler. Bu akıntılar genellikle yaklaşık bir saat sürer ve akışta kesikli olarak durgun sular geliştiğinde çakıl türü taban yükünde antidün yatak şekilleri (4.3.5) oluşur. Antidün yatak şekilleriyle oluşan memba tarafına eğimli çapraz tabakalanma korunabilirse de çoğu zaman durgun su şartlarının ortadan kalkmasıyla taban şekli de yıkanmış olur. Seyelan fasiyeslerinde en çok görülen tabakalanma şekli, durgun sular oluşurken çökelen ve sonra askıdaki ince çakıl ve kumun çökelimiyle örtülen, kaba çakıllardan oluşmuş **çökelme ikilisi**dir (**depositional couplets**). Sabit dalgaların oluşumu ve sonlanması bir seyelan sırasında tekrarlı şekilde gelişir. Bu ikililerin kalınlığı tipik olarak 5-20 cm aralığında olup, tek bir seyelan olayı sırasında üst üste gelerek birkaç desimetre ile 2 metre arasında değişen kalınlıklara çıkabilirler. Münferit olay şeklindeki seyelan çökellerinin genişliği yüzlerde metre olup, zirveden yelpaze topuğuna kadar uzanırlar fakat bunların içindeki bireysel ikililer tipik olarak sadece birkaç metre genişliktedir. Yelpazenin yakınsak ve ıraksak bölgelerindeki seyelan çökelleri arasında fark çok azdır ve ince sedimentlerin çoğu askı halinde yelpaze dışına taşınırlar (Blair, 2000b). Bir alüvyal yelpazedeki seyelan çökellerinin (Şekil 9.21) özellikleri aşağıdaki gibidir:

**1.** Tabaka kalınlıkları birkaç desimetre ile iki metre arasındadır.




**Şekil 9.21 Alüvyal yelpaze çökellerinde moloz akması, seyelan ve akarsu kanalına ait şematik sedimenter loglar.**



**Şekil 9.22 Bir alüvyal yelpazedeki moloz akması. Çakıltaşı kötü boylanmalı olup, iri kırıntılar daha ince sedimentler şeklindeki hamur tarafından tamamen kuşatılmıştır.**

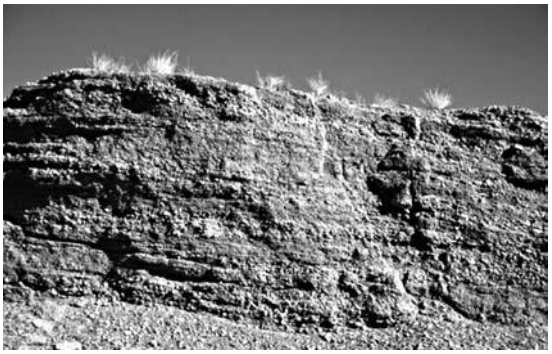
**2.** Kaba çakıl ile kumlu ince çakıldan oluşan belirgin ikililer çok iyi tabakalanmış katmanlar oluştururlar (Şekil 9.23).
**3.** Tanelerde biniklenme yaygındır. Memba tarafında antidünler tarafından oluşturulmuş çapraz tabakalanma korunmuş olabilir.
**4.** Sedimentler kötü boylanmıştır. Silt ve kil boyu malzeme çoğu zaman yoktur.
**5.** Yavaşlayan akıntıdan dolayı tabakalarda normal derecelenme görülebilir.

### Alüvyal Yelpaze Oluşturan Flüvyal Çökeller

Besleyici kanyondan çıkan akarsu bir alüvyal düzlükteki kanal içinde kısıtlanmış akış şeklinde devam edebilir. Düzlüğün alt kesimlerinde akış sırasında gradyandaki ani bir değişim çakılları kanal içindeki seddelerde çökelterek örgülü çökelme deseni oluşturur. Debisi yüksek çok sayıdaki akış olayı sonuçta kanalın malzeme ile dolmasına kadar gider ve aktif akış da ya yanal göç şeklindeki bir geçiş süreci ya da avülsiyon yoluyla hareket eder. Zaman içinde örgülü akarsu kanalının konumu tüm yelpaze üzerinde göç ederek az çok devamlı bir çakıl yaygısının çökelimine neden olur.

Oluşan yelpazenin yarıçapı çakılı çökelten kanalın uzunluğuna bağlıdır. Kum ve daha ince askı yükü alüvyal düzlükte daha ileri taşınır.

Oluşan sediment kütlesinin genel şekli seyelan çökelleriyle oluşan bir yelpazeye benzer. Ancak,



**Şekil 9.23 Bir alüvyal yelpazede iyi gelişmiş tabakalanmayı gösteren seyelan çökelleri.**

yarıçapları sınırlanmamış seyelan akış süreçlerinin taşıyabildiği mesafe ile sınırlı değildir. Bu nedenle, bu yelpazeler zirveden topuğa kadar 10 km'den fazla olabilirler. Belirgin kanallar korunabilirse de, kanal çökellerinin yanal yönde karışmalarının sonucu olarak bireysel katmanlar çoğu zaman yaygı geometrisine sahiptirler. Tabakaları keskin tabanlı olup, tane destekli çakıltaşı yukarı doğru kumtaşına incelir. Buralarda gelişen sedimenter yapılar çakıllarda biniklenme ve çapraz tabakalanma ile kumtaşlarında çapraz tabakalanma şeklindedir (Şekil 9.21).

### 9.5.3 Alüvyal Yelpazelerin Değişikliğe Uğraması

Kurak bölgelerde alüvyal yelpazelerdeki çökelim (beşeri zaman ölçeğinde) seyrek olarak gelişir. Sediment çökelten seyelanlar ve moloz akıntıları onlarca-yüzlerce yılda bir meydana gelir ve normalde sadece birkaç saat sürerler. Çökelme dönemleri arasında drenaj alanına düşen daha az şiddetli yağışlar akarsu yüzeyinde akan fakat çökelti bırakmayan yüzeysel dereler oluştururlar. Bu akıntılar çakıl kırıntıları arasında çökelin hamuru olan kum ve çamuru yerel olarak süpürebilir ve boşlukların daha sonra doldurulmaması halinde **açık çatılı çakıltaşı** veya **hamursuz çakıltaşı** şeklinde korunabilir. Alüvyal yelpaze yüzeyinde daha önemli bir değişim, çökelme dönemleri arasında yelpaze yüzeyinde gelişen derelerin meydana getirdiği değişikliktir. Bu dereler moloz akıntısını ve seyelan çökellerini yeniden işlemek suretiyle bir kanal oluşturarak yelpaze yüzeyinden bir kısım malzemeyi alırlar. Güncel yelpazelerin çoğunda bu önemli bir süreçtir (Blair ve McPherson, 1994). Bu dik yamaçlı kanalların şekli kanal

içinde yeniden çökelmiş veya aşındırılmadan kalmış çakıl seddeleri içeren bir örgülü akarsuyunkine benzer. Alüvyal yelpaze yüzeyleri aynı zamanda toprak süreçleriyle de değişime maruz kalır. Eoliyen süreçler yüzeyi yalayarak yelpazedeki ince malzemeyi götürebilir. Kurak ortamlarda oluşan alüvyal yelpazelerdeki çakıllarda çöl parlaklığı (8.2) görülebilir.

### 9.5.4 Alüvyal Yelpaze Çökellerini Denetleyen Etmenler

Alüvyal yelpaze çökelleri sedimenter havzalarda hacim bakımından çok önemli olmasalar da, yelpaze çökelimi tektonik ve iklimsel denetim mekanizmalarına karşı hassas olduğundan dolayı önemlidirler. Alüvyal yelpazeler sedimenter havzaların kenarlarında gelişirler. Bu havzalar havza kenarı fayları akaçlama alanında yükselime ve havzanın kendisinde çökmeye (sübsidansa) yol açacak şekilde tektonik aktivite alanları olabilirler (bkz. Bölüm 24). Bu nedenle, yenilenen tektonik yükselim sonucunda yelpaze üzerine gelmiş iri kırıntıların bulunması şeklinde bir alüvyal yelpaze içinde tektonik aktivite kanıtları bulmak mümkündür (Heward, 1978; Nichols, 1987). Bu şekilde, tabaka kalınlıkları ve tabakalardaki kırıntıların boylarının incelenmesiyle havzaya komşu yüksek arazinin tektonik yükselim dönemleri belirlenebilir. Yelpazelerdeki çökelim süreçleri iklimdeki değişikliklerden de etkilenir (Harvey vd., 2005). Meselâ, yağıştaki bir artış daha çok su demek olup bu da daha çok seyelan ve akarsu kanalı süreçleriyle sonuçlanır; böyle durumlarda daha az sayıda moloz akması gerçekleşir. Bu tür bir iklimsel değişiklik alüvyal yelpazede çökelen çakıltaşlarının özelliklerinde daha fazla tane destekli ve daha az hamur destekli çakıltaşı tabakaları şeklinde kendini belli eder. Yelpaze çökelimini denetleyen bir başka etmen de drenaj alanındaki kayaların özellikleridir. Bozuşarak çok miktarda çamur üreten kayalar çamurlu moloz akıntıları üretme eğiliminde iken, daha dayanıklı kayalar parçalanarak çakıl ve kum oluştuğunda bu malzemeler taşınarak seyelan ve akış kanalı süreçleri yoluyla çökeltilirler (Blair, 2000*a*; Nichols ve Thompson, 2005).

## 9.6 FLÜVYAL VE ALÜVYAL ORTAMLARDAKİ FOSİLLER

Denizel ortamlara kıyasla karasal ortamların bitki ve hayvan fosillerinin korunma potansiyeli zayıftır. Kara yüzeyinde ölen bir canlı leşçiller tarafından tüketilmeye açıktır ya da dokular oksidasyon yoluyla parçalanır. Korunma sadece canlının dirençli organlara (meselâ omurgalılarda dişlere ve kemiklere) sahip olması veya bitki ya da hayvanın ölümden hemen sonra sedimentle örtülmesi durumunda söz konusudur. Bir ağacı kısmen gömen taşkın olayları sonucunda setüstü çökellerinde bir kütük şeklinde fosilleşmiş ağaçlar yerli yerinde (*in situ*) korunabilir. Dal parçaları ve yapraklar gibi diğer kısımlar kanal ve setüstü çökellerindeki tabakalarda korunabilirler. En bol bulunan bitki kalıntısı fosilleri parçalanmaya hayli dirençli olan ve çökelmeden önce taşınma sırasında uzun süre korunabilen polen ve tohumlardır (*palinomorflar*). Bu özellik karasal çökellerin yaşlandırma ve deneştirilmesinde özellikle çok yararlıdır (20.5.3).

Hayvanların yumuşak çamur üzerindeki ayak izlerinin çamurun kuruyarak sertleştiği ve daha sonra kumla örtüldüğü durumlardaki korunma potansiyeli yüksektir. Bunlar, büyük ölçüde taşkın düzlükleri ve alüvyal düzlüklerle sınırlı karasal ortamlardaki iz fosillere (11.7) örneklerdir. Bu ortamlardaki iz fosiller dinozorlar gibi hayvanların izlerinden böcekler, arılar ve karıncaların oygularına ve yuvalarına kadar geniş bir aralıkta değişim gösterebilir (Hasiotis, 2002). Su tablasının eski konumu gibi, bu izler eski ortamlar hakkında bilgi sağlarlar. Bir karınca veya termit yuvası sadece kuru bir ortamda inşa edilecektir. Buna göre, böcekler tarafından oluşturulmuş bu ve benzer yapıların varlığı kara yüzeyinin ne kadar ıslak veya kuru olduğuna dair ve dolayısıyla geçmiş iklimler hakkında bazı bilgiler sağlarlar. Karasal ortamlardaki iz fosiller aynı zamanda nesli tükenmiş canlıların morfolojisi hakkında değerli bilgiler sağlar. Örnek olarak, dinozorların ayak izleri hayvanın yürüyüşü hakkında (çoğu zaman eksik olan) iskeletlerin bırakamayacağı tarzda belirteçler sunabilir.

## 9.7 TOPRAKLAR VE PALEOSOLLAR

### 9.7.1 Topraklar

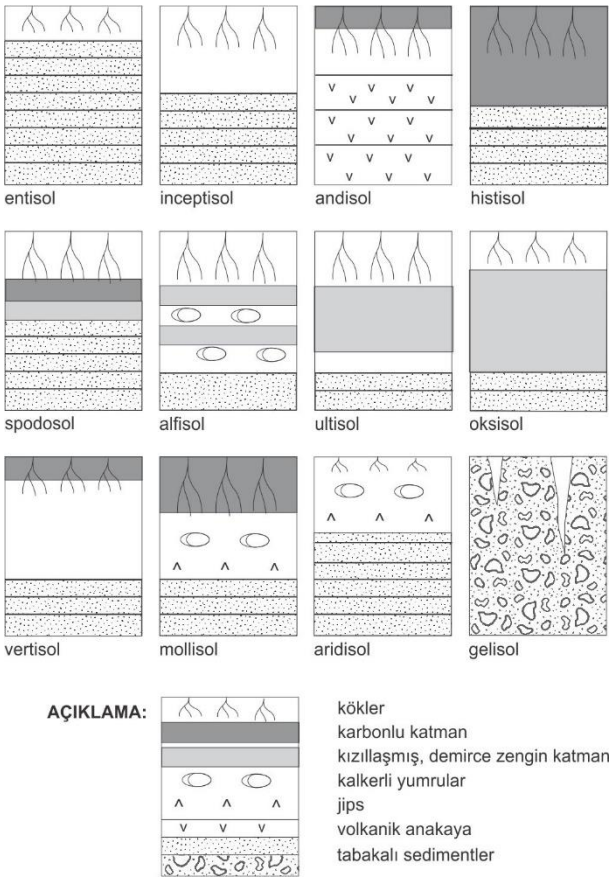
Bir toprak kara yüzeyinde açığa çıkmış bir sediment, regolit veya kaya üzerine etkiyen fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle oluşur (Retallack, 2001). Toprak oluşturan bu süreçlerin hepsine birden **pedojenez** denir. Bir sediment katmanı içindeki temel fiziksel süreçlerden biri suyun yüzeyden aşağı ve aşağıdan yukarı hareketleri ve killerin büzülmesiyle düşey çatlakların oluşumudur. Çözünmüş maddeyi bir katmandan diğerine taşıdıkları,

yeni mineral oluşumuna neden oldukları ve bazı orijinal mineral maddelerini parçaladıklarından dolayı, kimyasal süreçlerin suyun düşey hareketleriyle yakından ilişkileri söz konusudur. Çoğu topraklarda bitkisel faaliyetin kanıtları köklerin varlığı ve toprak içinde çürümüş organik madde birikimidir. Omurgalılar, solucanlar ve böceklerin hepsi de toprakta ilerleyerek katmanları karıştırıp havalandırabilirler. Dolayısıyla, hayvansal faaliyetlerin de önemli etkisi olabilir.

Topraklar aşağıdaki durumlara göre sınıflandırılabilir (Mack vd., 1993):

- Kökensel malzemenin ayrışma (alterasyon) derecesi
- Kalsit ve jips gibi çözünebilir minerallerin çökelimi
- Özellikle demir mineralleri bakımından yükseltgeyici/indirgeyici koşullar (**redoks koşulları**)
- Katmanlanma gelişimi (**horizonlaşma**)
- Killerin, demirin ve organik maddelerin bu farklı katmanlara yeniden dağılımı (**ilüviasyon**).
- Korunan organik maddenin miktarı.

ABD Toprak Araştırmaları taksonomisi kullanılarak 12 temel toprak çeşidi ayırt edilebilir (Retallack, 2001) (Şekil 9.24). Bu toprak türlerinin bazıları kendilerini oluşturan iklimle ilişkili olabilirler. Gelisollar soğuk bir iklimi işaret ederken, aridisollar kurak koşullar için karakteristiktirler. Oksisollar en yaygın olarak nemli tropik koşullarda oluşurlar. Vertisollar ise mevsimlerin belirgin olduğu yarı nemli ve yarı kurak kuşaklarda oluşurlar. Bazı toprakların oluşumu için özel hidrolojik koşullar gereklidir. Suyla kaplı alanlarda oluşan histosollar (turbamsı topraklar) buna örnektir. Diğer türler toprak profilinin olgunluk derecesi (ve dolayısıyla toprağın geliştiği sürenin) belirteçleridirler.




**Şekil 9.24 ABD Toprak Araştırmaları'nın belirlediği on iki ana toprak sınıfı.**

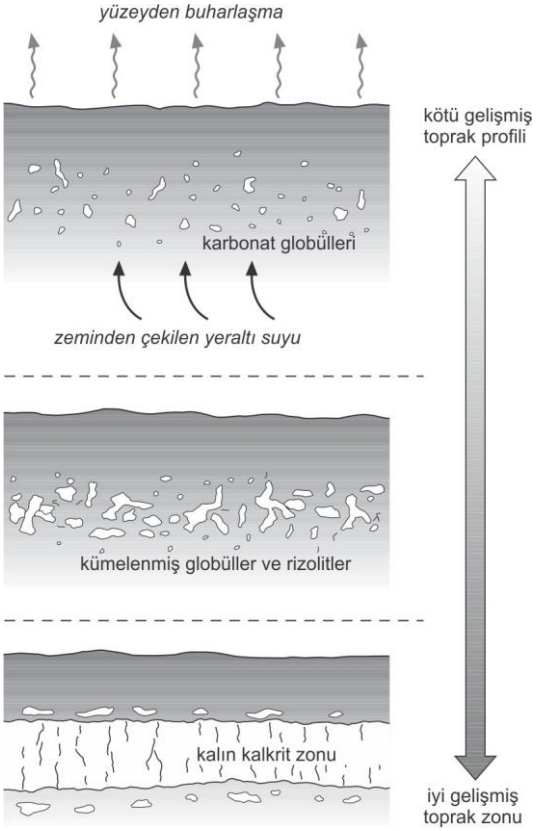
Entisollar hiç olgunlaşmamış topraklar iken, inseptisollarda daha fazla gelişim emaresi vardır fakat listedeki diğer tüm çeşitlerden daha az olgundurlar. Bazı durumlarda bitki örtüsü türü önemli bir etmendir. Spodosollar, alfisollar ve ultisollar gibi topraklar ormanda gelişirken, mollisollar çayırlık alan topraklarıdırlar. Son olarak, andisolların oluşumu da volkanik arazilerle sınırlıdır.

### 9.7.2 Paleosollar

**Paleosol** fosil topraklara verilen isimdir. Yukarıda bahsedilen güncel toprakların özelliklerinin pek çoğu jeolojik geçmişte oluşan topraklarda teşhis edilebilir (Mack vd., 1993; Retallack, 2001). Bu özellikler fosilleşmiş kökleri, toprağı değiştiren canlıların oygularını, sedimentlerdeki düşey çatlakları ve bazı minerallerce zenginleştirilmiş veya tüketilmiş katmanları kapsar. Paleosolların incelenmesiyle eski arazi şekilleri hakkında önemli bilgi elde edilir. Paleosollarla özellikle de paleoiklim, geçmişteki bitki örtüsü ve kara yüzeyinin açıkta kalma dönemini belirlemek mümkün olabilmektedir.

Toprak içinde kalsiyum karbonatın çökelmesi yarı kurak ile kurak iklimlerde oluşan bazı aridisollar için belirgin bir özelliktir. Bu **kalkrit** toprakları zemin profilinde dolaşan ve kalsiyum karbonatı kök kabuklaşmaları (**rizokresyonlar**) ve küçük toprak yumruları (**glabüller**) şeklinde çökelten su hareketiyle oluşurlar. Çökelim devam ederken yumrular büyüyerek bir araya gelirler ve yüzeye yakın kesimde yoğun bir katman şeklinde kalkritleri oluştururlar. Bu kesimde kalkritler içinde **çadır yapıları** gelişir. Bunlar, çökelirken genişleyen kalsiyum karbonatın oluşturduğu kubbemsi katmanlardır (Allen, 1975) (Şekil 9.25). Toprak profilinde kalkrit gelişimindeki aşamalar paleosollarda kolaylıkla tanınabilir. Buna göre, olgun bir profilin gelişim hızı ölçülebilirse, eski profilin geliştiği zaman aralığı da tahmin edilebilir (Leeder, 1975).

Toprak oluşumunda geçen süre diğer paleosol türleriyle de belirlenebilir. Entisollar ve inseptisollar belli bir yüzeyde toprak oluşumu için gerekli sürenin nispeten kısa olduğunu işaret ederler. Daha olgun diğer bazı türler ise yüzeyin daha uzun süre açıkta kalmasını gerektirirler. Bu farklılıklar bir taşkın düzlüğü gibi bir ortamda çökelim hızlarını değerlendirme çalışmalarında fayda sağlarlar. Bu kapsamda taşkınlar yüzeyde daha sediment bırakmadan önce kısa sürede oluşan entisollar




**Şekil 9.25 Kurak veya yarı kurak bir ortamdaki toprakta kalsiyum karbonat çökelimiyle kalkrit oluşur.**

nispeten hızlı çökelimi işaret ederler. Diğer taraftan, iyi gelişmiş spodosol, alfisol veya ultisol gibi topraklar yüzey daha genç sedimentlerle örtülmeden önceki daha uzun zaman aralıklarını ifade ederler. Bununla birlikte, herhangi bir toprak türünün gelişmesi için gerekli zamanın sıcaklık, yağış ve toprak gelişim zamanında mevcut minerallere bağlı olarak önemli ölçüde değişebileceği ve bulunan sonuçların da mutlak olmayıp sadece birer kestirim veya tahmin olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Ayrıca, eski bir profil üzerine daha genç bir profil gelmek suretiyle toprak profilleri karmaşıklaşabilirler (Bown ve Kraus, 1987).

Güncel ve fosil bazı toprak türleri için özel adlar kullanılmaktadır. Örnek olarak, kömürlerin üzerine oturduğu topraklar (**seatearths**) kuzeybatı Avrupa ve Kuzey Amerika'daki kömür yataklarında yaygın olan histisollar, argisollar veya spodosollardır (Percival,

1986). Altında demirin yıkanarak uzaklaştırıldığı beyaz kumtaşı horizonu bulunan organik madde tabakası ile karakterize edilirler. **Lateritler** çoğunlukla demir ve alüminyum oksitlerinden oluşan kayanın şiddetli bozuşma yoluyla toprağa dönüştüğü oksisollardır. Stratigrafik kayıtlarda laterit örnekleri bazalt akıntıları arasında koyu kırmızı katmanlar halinde görülebilir. Bu kanıtlar püskürmenin karada gerçekleştiğini ifade eder. Demirce zengin çimentolanmış oksisollara **ferrikrit** (demirkabuğu) denir. Bunlar **sert mineral kabuğu** (**duricrust**) olarak adlandırılan bir çeşit sertleşmiş toprak profilidir. **Sert mineral kabukları** çok uzun zaman aralıklarında gelişen son derece dirençli yüzeylerdir (örnek: Büyük uyumsuzluklar ile ilişkili olarak bulurlar; Retallack, 2001). Demirce zengin formların yanında silisce zengin **silkrit** kayıtları da vardır.

Bir paleosol profilinin teşhis edilmesi karasal bir ortam için muhtemelen en güvenilir belirteçtir. Kanallar deltalarda, gelgit ortamlarında ve derin denizel ortamlarda da geliştiklerinden ve kumtaşının ince yaygıları diğer ortamlarda da sık görüldüğünden dolayı flüvyal rejime özgü değildirler. Bununla birlikte, bazen bir paleosolun tanınması orijinal pedojenik özellikleri tahrip edebilen diyajenetik alterasyondan (18.2) dolayı güç olabilir.

## 9.8 FLÜVYAL VE ALÜVYAL YELPAZE ÇÖKELİMİ: ÖZET

Flüvyal ortamlar akarsu kanallarındaki akış ve çökelim ve bunlarla ilişkili setüstü sedimentasyon ile karakterize edilirler. Stratigrafik kayıtlarda kanal dolgularının şekli merceksi olabileceği gibi, altı oygulu ve (her zaman görülemese de) kanal kenarları da bulunan yaygı benzeri kütleler şeklinde de olabilir. Çakıllı örgülü akarsu çökelleri kanal seddelerinde çökelmiş çapraz tabakalanmalı çakıltaşları ile karakterize edilirler. Gerek kumlu örgülü akarsu çökelleri ve gerekse kumlu menderesli akarsu çökelleri tipik olarak yukarı doğru incelen istiflerden oluşurlar. Tabanda keskin bir oygu yüzeyi ile başlayıp teknemsi ve düzlemsel çapraz tabakalanmalı, laminalı ve çapraz laminalanmalı kumtaşı şeklinde yukarıya devam ederler. Yanal yığışım yüzeyleri menderesli akarsuları karakterize eder. Bu menderesli akarsular da çoğu zaman nispeten yüksek oranda setüstü fasiyesleri ile ilişkilidirler. Taşkın düzlüğü çökelleri çoğunlukla ince kumtaşı yaygılarıyla paleosollu çamurtaşlarının ardalanmasından oluşurlar. Merceksi küçük kumtaşı kütleleri yarıklı yayılma çökelimini temsil edebilir. Kanal içi çökellerinden elde edilen paleoakıntı verileri tek yönlü olup, bu değerler menderesli bir akarsuda ortalama etrafında daha fazla saçılımlıdır. Setüstü fasiyeslerindeki paleoakıntılar da hayli değişkendir.

Alüvyal yelpaze çökelleri sedimenter havzaların kenarlarına yakın yerlerde bulunurlar ve kenardan itibaren yanal yayılımları birkaç kilometre ile sınırlıdır. Fasiyesleri çoğunlukla çakıltaşı olup, moloz akmaları ile çökelmiş hamur destekli fabrikler, iyi tabakalanmalı çakıllar ve seyelan süreçleri ile ve yelpaze yüzeyi üzerinde göç eden kanallarda çökelmiş kumlar da içerebilir. Alüvyal ve flüvyal çökeller paleoiklime bağlı olarak gölsel ve/veya eoliyen fasiyesleri ile girişim gösterirler. Hepsi olmasa da çok sayıda akarsu sistemi kıyılar, haliçler ve deltalar yoluyla denizel ortamları beslerler. Alüvyal ve flüvyal fasiyeslerin diğer özellikleri denizel faunanın yokluğu, kara bitkisi fosillerinin varlığı, iz fosiller ve alüvyal düzlük çökellerindeki paleosol profilleri şeklinde sıralanabilir.

**Flüvyal ve Alüvyal Yelpaze Çökellerinin Özellikleri**

- Litoloji: Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı
- Mineraloji: Değişken, bileşimsel açıdan çoğu zaman olgunlaşmamış
- Doku: Moloz akmasında çok kötü ile akarsu kumlarında orta arasında
- Tabaka geometrisi: Yelpaze üzerinde yaygılar, mercek şekilli akarsu kanalı birimleri
- Sedimenter yapılar: Kanal çökellerinde çapraz tabakalanma ve laminalanma
- Paleoakıntılar: Akış yönünü ve çökelimsel eğimi gösterir.
- Fosiller: Fauna yaygın değil, taşkın düzlüğü fasiyeslerinde bitki fosilleri yaygın olabilir.
- Renk: Oksitleyici koşullara bağlı olarak sarı, kırmızı ve kahverengi.
- Fasiyes toplulukları: Alüvyal yelpaze çökelleri kısa süreli (mevsimsel) göller ve eoliyen kumulları ile ilişkili olabilir. Akarsular göl, delta veya haliç fasiyesleriyle ilişkili olabilirler.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Best, J.L. and Bristow, C.S. (Eds) 1993. *Braided Rivers*. Special Publication 75, Geological Society Publishing House, Bath.

Blum, M., Marriott, S. and Leclair, S. (Eds) 2005. **Fluvial Sedimentology** VII. Special Publication 35, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science, Oxford.

Bridge, J.S. 2006. *Fluvial facies models: recent developments*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. & Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 85–170.

Collinson, J.D. 1996. *Alluvial sediments*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 37–82.

Harvey, A.M., Mather, A.E. and Stokes, M. (Eds) 2005. *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Special Publication 251, Geological Society Publishing House, Bath.

Retallack, G.J. 2001. *Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology* (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.

Smith, N.D. and Rogers, J. (Eds) 1999. *Fluvial Sedimentology* VI. Special Publication 28, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

# 10
# Göller

Göller topoğrafyada etrafına göre alçak noktalarda suyun birikmesiyle oluşurlar. En çok akarsularla beslenirler ve dışarı boşalan akarsuyla ya da buharlaşma yoluyla su kaybederler. Göldeki suyun miktarı ve kimyası göle giren su ile çıkan su ve buharlaşma hızı arasındaki denge tarafından kontrol edilir. Yüksek miktarda su girişi şartlarında dışarı boşalımın dökülme seviyesiyle kontrol edilen göldeki su seviyesi sabitlenebilir ve göldeki su tatlı kalır. Düşük su girişi ve yüksek buharlaşma koşulları altındaki kapalı bir havzada çözünmüş iyon yoğunluğu artar ve bu maddeler de kısa süreli bir tuzla gölünde veya bir göl kuruduğu zaman çökelebilir. Göller bu açıdan iklime ve iklimdeki değişikliklere duyarlıdırlar. Denizlerde meydana gelen süreçlerin pek çoğu göllerde de meydana gelmektedir. Akarsuların göle boşaldığı yerde deltalar oluşur, göl kenarlarında plajlar gelişir, yoğunluk akıntıları suyun tabanına doğru akar ve yüzeyde dalgalar etkir. Bununla birlikte, denizel ortamlara göre önemli farklılıklar sunarlar. Fauna ve floraları ayrıdır, göl sularının kimyası gölden göle değişir ve sadece göllere özgü olan sıcaklıkla ilgili belli fiziksel süreçler ve yoğunluk tabakalanması söz konusudur.

## 10.1 GÖLLER VE GÖLSEL ORTAMLAR

Göller kıta içlerindeki su kütleleridir. Bazı güncel göller 'iç denizler' olarak adlandırılmasına rağmen, açık denizlerle su alıp veren su kütleleri ile (örnek olarak lagünleri - 13.3.2) gerçek göller olan ve açık denizlerle su alıp vermeyenleri birbirinden ayırt etmek gerekir. Bir gölün oluşabilmesi için karada bir çukurluk alanının olması ve onu da çevreleyen (kapı eşiği gibi) bir engelin olması gerekir. Göller etraftaki bölgeden bir veya daha fazla ırmağın getirdiği su ve sedimentlerle beslenirler. Göller yeraltı suyundan da beslenebilirler. Göllerde biriken sediment miktarı denizlerdekine kıyasla daha az olsa da, kalınlığı yüzlerce metre, yayılımı yüzlerce kilometre kareyi bulan, lokal olarak önemli boyuta sahip gölsel çökellere rastlanabilir. **Gölsel** (lakustrin) ortamlarda daha çok kum ve çamur türü malzemeler çökelse de kireçtaşları, evaporitler ve organik madde de

dâhil olmak üzere başka çeşit diğer sedimentler de çökelebilir. Göllerde yaşayan bitki ve hayvanlar gölsel çökeller içinde fosil olarak korunabilirler. Organik madde birikimleri de kömür (18.7.1) veya petrol ve gaz (18.7.3) için kaynak kayaları olabilirler. Güncel gölleri konu alan bilim dalına **limnoloji** denir.

### 10.1.1 Göllerin Oluşumu

Göl oluşumuna elverişli büyük karasal alçalımlar genellikle bir havza oluşturan tektonik kuvvetlerin sonucudur. Değişik sedimenter havzalarının oluşumu bölüm 24'de ele alınmıştır. Göl havzalarının oluşumu için en önemli süreçler rift oluşturan kıtasal genişlemeler (24.2.1), kıtasal kabuk içinde doğrultu atımlı faylarla ilişkili havzalar (24.5.1) ve kıtalar arası çöküntü havzalarıdır (24.2.3). Rift ve doğrultu atım havzaları yer yüzeyinin bir kısmının komşu bölgelere göre çökmesine neden olan faylarla çevrilidirler. Akaçlamalar daima en düşük seviyeye doğru bir yatak takip ettiklerinden, akarsular çöken alanı besleyerek bir göl oluşturabilirler. Faylardaki hareketin ve sonuçta çökmenin devam etmesiyle gölün derinliği yüzlerce metreyi bulabilir; zaman içinde kalınlığı yüzlerce, hatta binlerce metreyi bulan sedimentler birikebilir. Kabuğun büyük ölçekli sübsidansı ile ilişkili depresyonlar (çöküntü havzaları) daha büyük ve daha sığ olma eğilimindedirler. Bu ortamlardaki gölsel çökeller muhtemelen ince (onlarca-yüzlerce metre) olmakla birlikte çok geniş alanlar kaplayabilirler. Göller bindirme faylarının (24.4) kara yüzeyinin bir kısmını yerel olarak yükselterek bir akarsu yolu üzerinde doğal bir baraj oluşturması şeklinde de meydana gelebilirler.

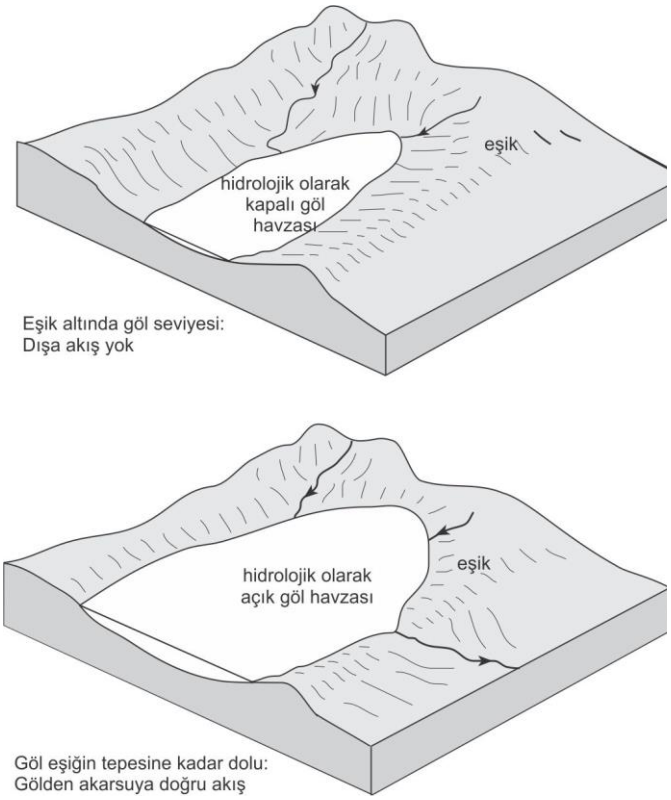
Kara yüzeyindeki bir depresyon aşınmayla da meydana gelebilir fakat, bir akarsu daima eğim aşağı yönde bir yol takip edeceği için, aşındırıcı etmen tek başına su olamaz. Diğer taraftan, buzullar vadileri derin şekilde oyabilirler. Buzul üst yüzeyinin genel olarak eğim aşağı yönde bir akışa sahip olması şartıyla, buzun akışının tabanı aşağı ve yukarı yönde hareket edebilir ve vadi tabanında depresyonlar meydana getirebilir. Buzullar gerilediği zaman vadilerin aşırı derinleştirilmiş bu kesimlerinde göller oluşur. Buzul süreçleri vadiyi kat eden ve kırıntılı malzemeden oluşan uç morenlerinin (7.4.1) oluşturduğu doğal barajların arkasında göller meydana getirebilirler. Buzul bölgelerinde oluşan göller nispeten küçük olup, tipik olarak devam eden bir aşınma bölgesi (meselâ karasal buzul ortamları, 7.4) olduklarından dolayı buzul göllerindeki çökellerin uzun süre korunma şansı düşüktür.

Doğal baraj oluşturan diğer süreçler bir vadideki ırmağın akışını engelleyen heyelanlar (6.5.1) ve kara yüzeyinde oluşturdukları topoğrafya ile göl oluşumuna neden olan büyük miktardaki volkanik kül ve lavlardır. Volkanik faaliyetler kaldera göçmesi sonucunda da büyük göller oluşturabilirler. Volkan yapısının merkezinden büyük miktarda malzeme uzaklaştıran patlayıcı püskürmeler geride kalıcı kenarlar bırakarak içinde göl oluşmasına neden olurlar (17.4.3).

### 10.1.2 Göl Hidrolojisi

Göller akarsular, yeraltı suyu ve göl üzerine doğrudan düşen yağıştan beslenirler. Gölden herhangi bir su kaybı olmaması halinde göl seviyesi zamanla yükselir ve göl havzası etrafında bir eşik veya bariyerin tepesi olan dökülme noktasına erişene kadar yükselme devam eder (Şekil 10.1 ve 10.2). Bir gölün dökülme noktasına kadar dolu olması ve göle giren su ile gölden boşalan su arasında bir dengenin kurulması halinde gölün **hidrolojik olarak açık o**lduğu düşünülür. Bu koşullarda göl seviyesi sabit olup, akarsulardan sağlanan sabit beslenme miktarı sayesinde göl suyu daima tatlı kalır (yani çözünmüş tuz konsantrasyonu ve dolayısıyla tuzluluğu düşüktür).

Bir gölün yüzeyinde su buharlaşarak atmosfere yükselir. Bu süreç havanın kuru olduğu bölgelerde ve artan sıcaklıklarda daha fazla etkilidir. Buharlaşmanın göle giren su miktarından fazla ya da eşit olduğu durumda gölün **hidrolojik olarak kapalı o**lduğu düşünülür. Bu çeşit göl havzaları için bazen endoreik terimi de kullanılır. Bunlar içsel drenaj havzalarıdır. Kayalardan kimyasal bozuşma yoluyla türeyen çözünebilir iyonlar akarsularla iyon halinde göle taşınırlar. Sudaki çözünmüş iyonların az olması halinde buharlaşmanın göl suyundaki iyon konsantrasyonu üzerine etkisi az olacaktır fakat daha yaygın bir süreç olarak gölü tuzlu yapacak şekilde buharlaşma yoluyla konsantre olurlar. Yeterli buharlaşma ve konsantrasyon ile evaporit mineralleri çökelebilir (3.2). Düşük beslenme ve yüksek buharlaşma sonunda göl tamamen kuruyabilir.




**Şekil 10.1 Göllerin hidrolojik rejimi.**



**Şekil 10.2 Ön planda bir akarsu ile beslenen bir göl havzası ve daha uzak mesafede bir eşik üzerinden denize dökülme.**

Oluşum şekli veya hidroloji açısından bir önemi olmaksızın, sedimentolojik açıdan üç çeşit göl vardır. **Tatlı su gölleri**nin tuzluluğu düşük olup ya hidrolojik olarak açık ya da suyun tatlı kalmasını sağlayacak kadar düşük çözünmüş madde ile birlikte hidrolojik olarak kapalı göllerdir. **Tuzlu göller** hidrolojik olarak kapalı ve çözünmüş iyonların buharlaşma yoluyla konsantre olduğu uzun süreli su kütleleridir. **Kısa süreli göller** çoğunlukla kurak iklimlerde bulunurlar. Akaçlama alanındaki büyük yağmur fırtınalarından sonra birkaç ay veya yıllarca kalan, diğer türlü kuru olan göllerdir.

## 10.2 TATLI SU GÖLLERİ

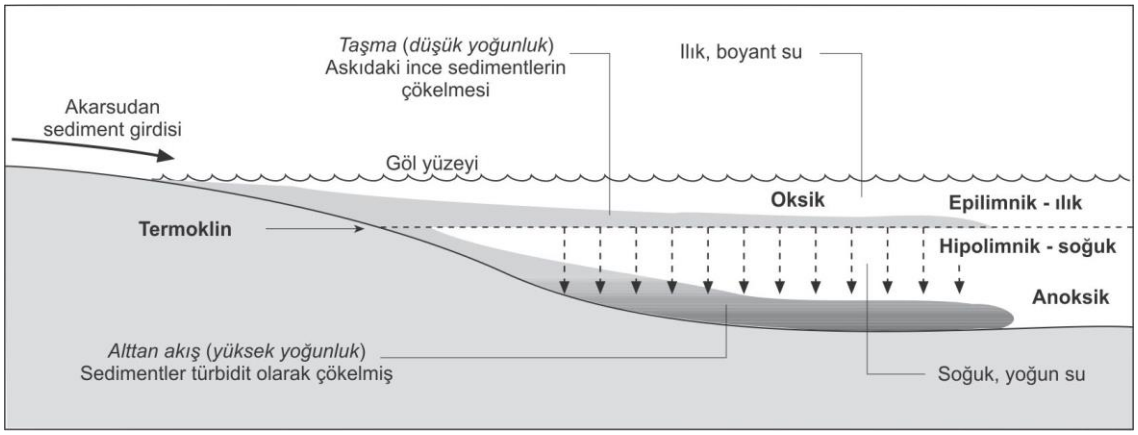
Güncel büyük göllerin çoğunluğu tatlı su gölleridir. Ekvator'dan kutup bölgelerine kadar her enlem derecesinde oluşurlar (Bohacs vd., 2003). Günümüzdeki en büyük ve en derin göllerin bazıları bu türdendir. Çoğunlukla Devoniyen'den Neojen'e kadarki istiflerde olmak üzere stratigrafik kayıtlarda bu ölçekteki göllere ait gölsel çökellere rastlanmaktadır.

### 10.2.1 Tatlı Su Göllerinin Hidrolojisi

Göller nispeten statik su kütleleridir. Denizlerdeki gibi gelgit süreçleri veya okyanus döngüsüne ait akıntılar göllerde meydana gelmez. Su yüzeyinde esen rüzgârlarla dalgalar oluşursa da göllerin sınırlı boyutundan dolayı büyük kabarmalar (4.4) olmaz. Bu nedenle, göllerde meydana gelen dalgalar hiç bir zaman okyanuslardaki kadar büyük olamazlar. Rüzgârların oluşturduğu yüzey akıntılarının hızı özellikle rüzgârın topoğrafik yapıdan dolayı vadi içinden estiği yerlerde 30 cm/s'ye çıkabilir (Talbot ve Allen, 1996). Bununla birlikte, göllerde rüzgâr kaynaklı akıntılar zayıf olup silt ve ince kumdan daha iri malzemeleri hareket ettiremez ve bu iri sedimentleri tekrar başka yerlere yayamazlar. Gölde oluşan akıntılar ve göl yüzeyinde oluşan nispeten küçük dalgalar su kütlesinin üst kesimini etkiler ve suyun salınım etkisi derinlikle birlikte azalır (4.4.1). Bu nedenle, yaklaşık 10 veya 20 m'den daha aşağıdaki göl suları herhangi bir dalga veya akıntı faaliyetinden etkilenmez. Su kütlesinin üst ve alt kısımları arasında sıcaklık, yoğunluk ve su kimyasında kontrasta neden olan bu durum **göl suyu tabakalanması**nı sağlar.

Göl yüzeyi güneşle ısınır ve göl suyu ısıyı tutar. Tutulan ısı kararlı olup, mevsimlere göre dereceli olarak değişir. Suda dolaşım olmadığı için gölün alt kesimlerindeki su sabit ve daha düşük bir sıcaklıkta kalır. İki bölüme ayrılmış bu göl suyunun daha sıcak üst kesimi için **epilimniyon** ve daha soğuk olan alt kesimini için de **hipolimniyon** terimleri kullanılmaktadır. Bu iki kısım birbirinden bir sıcaklık değişim yüzeyi olan **termoklin** ile ayrılırlar (Şekil 10.3). Saf suyun yoğunluğu sıcaklığa bağlı olup, 4°C'den yüksek sıcaklıklarda yoğunluk giderek azalır. Suyun tabakalanması bu nedenle hem yoğunluğun hem de sıcaklığın fonksiyonudur. Daha sıcak ve daha az yoğun su yukarıda ve daha soğuk ve daha yoğun su da aşağıda bulunduğu için suyun durumu stabildir (Talbot ve Allen, 1996).

Epilimniyonda göl yüzeyinin akıntılar ve dalgalarla hareketlendirilmesi su kütlesinin bu kısmının havayla temasta oksijenize olması demektir. Hipolimniyonda oksijen aerobik bakteri faaliyetiyle çabucak tüketilir ve dolaşım yetersizliğinden dolayı da yenilenemez. Bu nedenle, göl tabanı **anaerobik** (havasız ve dolayısıyla oksijensiz) hale gelir. Bunun da iki önemli sonucu vardır. Birincisi, su kolonu yoluyla göl tabanına düşen herhangi organik madde normalde bitki ve hayvan dokusunun çürümesini sağlayan aerobik bakteri faaliyetiyle parçalanmaya maruz kalmayacaktır. Göle yeteri kadar bitkisel malzeme gelmesi halinde kırıntılı kömür katmanı (18.7.1) oluşma potansiyeli vardır. Göldeki alg veya bakteri faaliyetlerinin kalıntıları da birikerek organik maddece zengin bir katman oluşturabilirler.




**Şekil 10.3 Göl sularının termal tabakalanması sonucunda daha oksik ve daha sıcak bir üst tabaka (epilimniyon) ile daha soğuk ve anoksik bir alt katman (hipolimniyon) oluşur. Göldeki sedimentasyon termoklin üstünde ve altındaki bu yoğunluk tabakalanması tarafından kontrol edilir.**

Bunun sonucunda da sapropel kömürü ya da petrol ve gaz için bir kaynak kaya oluşabilir (18.7.3). Anaerobik taban koşullarının ikinci etkisi, yaşam için elverişsiz bir ortam olmasıdır. Bu nedenle, tabakalı göllerde tabanda veya sediment yüzeyinde yaşayan hayvan yoktur. Bu yüzden de birincil katmanlanmayı bozacak bir biyotürbasyon da (11.7.3) bulunmaz.

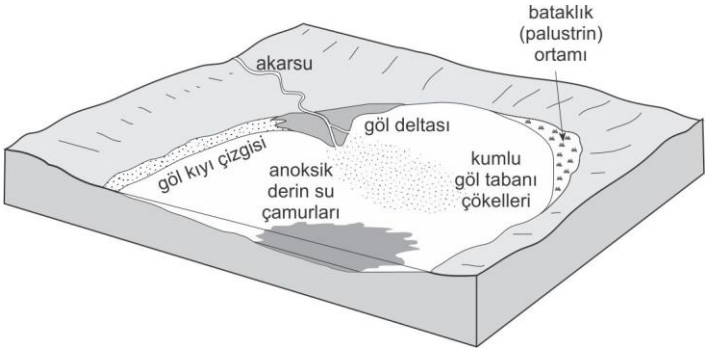
### 10.2.2 Göl Kenarı Kırıntılı Çökelleri

Sediment yüklü suların göle girdiği yerlerde su hızı aniden düşer ve akarsu ağzında kırıntılı malzemelerin çökelmesiyle deltalar oluşur (Şekil 10.4). Bir göl deltasını oluşturan süreçler ve deltanın şekli akarsu kontrollü deltalara benzer. Gölde kuvvetli rüzgârlar meydana gelmesi halinde dalgalar sedimentleri yeniden işleyebilirler. Delta çökellerinin özellikleri büyük ölçüde akarsuyla getirilen sedimentlerin karakterine bağlı olup, ince taneliden kaba taneliye, çakıllıya değişen yelpaze deltaları oluşabilir (12.4.2).

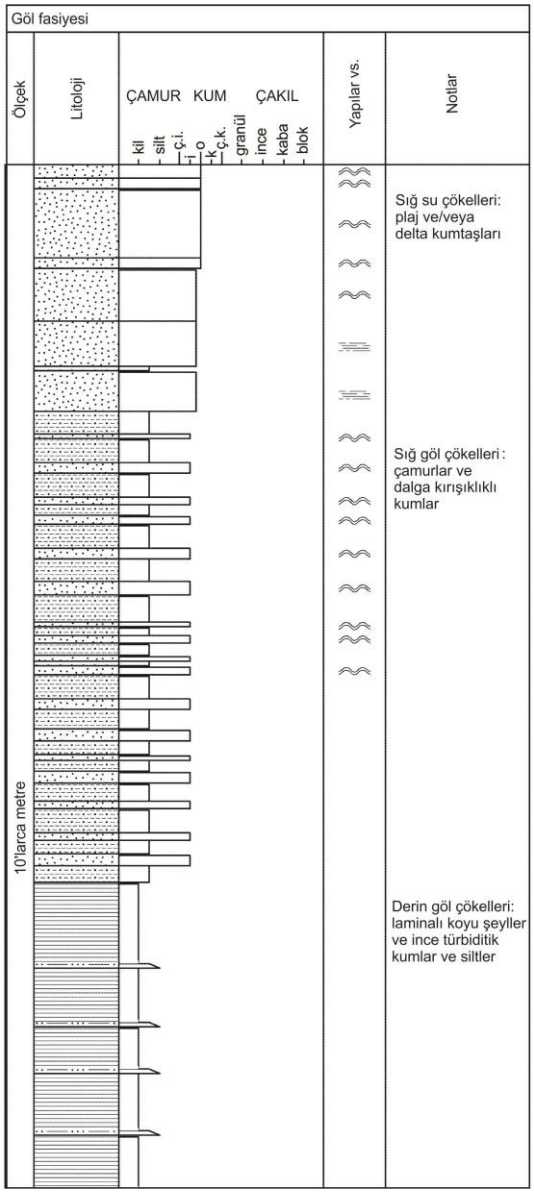
Akarsu ağzından uzaktaki göl kıyısı çökellerinin karakteri göl havzasında dalgalar ve akıntılar oluşturan rüzgâr gücüne bağlı olacaktır. Rüzgârlar kuvvetli olmadığı zaman göl kıyısı sedimentleri daha çok ince taneli olma eğilimindedir. Rüzgâr kaynaklı kuvvetli akıntılar kumlu sedimentleri gölün kenarlarında yeniden dağıtabilir. Buradaki sedimentler de dalgalar tarafından yeniden işlenerek kumlu plaj haline getirilebilir (Reid ve Frostick, 1985). Bu göl kenarı fasiyesleri (Şekil 10.5) karakter itibariyle deniz kıyılarında gelişen plajlara (13.2) benzerler. Yamacın göl içine doğru çok tatlı eğimli olduğu yerlerde ıslak alüvyal düzlük ortamının göl kenarı ortamına karışmasından dolayı su kütlesi sınırı keskin şekilde çizilemez. Göl kıyısındaki bu bataklıksı ortam bazen **palustrin** olarak adlandırılır. Bu ortamda yaşayan bitkiler ve hayvanlar sedimentlerin toprak (pedojenik) süreçleriyle (9.7) değişime uğradığı ve sonuçta bazen kalkerli de olabilen nodüllü dokunun geliştiği ıslak bir toprak ortamındaki sedimentler üzerinde yaşarlar.

### 10.2.3 Derin Göl Fasiyesleri

Göllerde kıyılardan uzak kırıntılı çökelmesi asılı yükün bulut şeklinde yayılması ve yoğunluk akıntılarıyla taşınması şeklinde olmak üzere iki ana mekanizma halinde gerçekleşir (Şekil 10.3) (Sturm ve Matter, 1978). Sediment yüklü su bulutu göllere akarsularla getirilebilir. Sediment-su karışımının yoğunluğunun hipolimniyondan düşük olması halinde bulut termoklin üzerinde kalır ve rüzgâr kaynaklı akıntılar vasıtasıyla gölde dağıtılır. Asılı yük sonunda epilimniyondan göl tabanına çökelmeye başlar ve bir çamur katmanı oluşur. Yoğunluk akıntıları (4.5) iri malzemenin göl tabanına taşınmasını sağlar. Bir akarsu ile göle getirilen veya deltadan yeniden işlenen sediment ve su karışımları göl tabanına yayılan türbidit akıntısı şeklinde akabilir (4.5.2). Sonuçta oluşan sedimentler akıntıdan ilk çökelen iri malzemelerin ve son çökelen ince malzemelerin derecelenmesiyle oluşan katmanlar şeklindedir. Ana taşınma mekanizmalarının sediment bulutları ve türbidit akıntıları olduğu yerlerde derin göl fasiyesleri askıdan çökelmiş, ince derecelenmeli türbiditlerin çok ince laminalı çamurlarla ardalandığı karakteristik ince tabakalanmalı bir istif şeklindedir (Şekil 10.5). Derin göl ortamında yaşayan canlıların bulunmayışı ince laminalanmanın korunduğu anlamına gelir. Çünkü, biyojenik faaliyetlerle bozulmamışlardır.




**Şekil 10.4 Kırıntılı çökelmenin baskın olduğu bir tatlı su gülünde fasiyeslerin dağılımı.**




**Şekil 10.5 Bir tatlı su gölündeki kırıntılı çökeller için şematik bir sedimenter grafik log.**

Kışın yağan karın baharda eridiği yerlerde oluşan göllerde sediment tedarikindeki mevsimsel değişimlere bağlı olarak belirgin bir tabakalanma gelişebilir. Bahar erimeleri sonunda göl tabanında bir sediment katmanı oluşumuna yol açan sediment yüklü soğuk su akışları gerçekleşir. Yaz aylarında göl içinde ve etrafındaki organik faaliyetler göle organik madde sağlar ve gölde çöken bu organik madde tabandaki anaerobik koşullarda korunur. Yaz aylarında oluşan organik maddece zengin bu çökellerin bahar aylarında erimeyle gelen soluk renkli kırıntılı sedimentlerle ardalanması ılıman kuşaktaki göllerin çoğunda görülen bir özelliktir. Bu yolla oluşan milimetre kalınlığındaki laminalar için **varvlar** terimi kullanılır. Varvlar Holosen çökellerinin kronostratigrafisinde kullanılmaktadır (21.5.7).

### 10.2.4 Gölsel Karbonatlar

Karbonatlar sadece karasal kırıntılı malzeme girişinin azaldığı durumlarda bir göl istifinin önemli bir kısmını oluşturabilirler (Şekil 10.6). Göldeki karbonat mineralleri artan tuzluluk sonucunda doğrudan kimyasal çökelim yoluyla oluşmakla birlikte, tatlı su göllerindeki kalsiyum karbonat oluşumu baskın bir şekilde biyolojik faaliyetlerle ilişkilidir. Çift kavkılı mollusklar, gastropodlar ve ostrakodlar gibi hayvanların sert kabukları göl sedimentlerine bir miktar malzeme katkısı sağlayabilir ve bu iri iskeletsel maddeler de sığ suda çökelebilir ya da dalgadan kaynaklanan akıntılarla göle dağıtılabilirler. Bununla birlikte, göllerdeki en bol karbonat maddesi genellikle alglerden ve mikrobiyal kaynaklardan gelmektedir.

Kireç çamurunun önemli bir kaynağı, parçalanmış kalkerli algal liflerdir. Bu madde sığ göl sularında çökelebileceği gibi yoğunluk akıntılarıyla gölün derin kesimlerine de yayılabilir. Siyanobakteriler ve yeşil algler sığ (10 m'den az) göl sularında stromatolit biyohermlerini oluştururlar. Bu karbonat yığınları kalınlığı santimetrelerden metrelere değişen yaygılar oluşturabileceği gibi, göl kıyısı yakınlarında anakaya üzerinde kalın örtüler de oluşturabilirler. Karbonatı hapseden ve bağlayan mikrobiyal ve algal lifler yoluyla oluşurlar (ayrıca bkz. denizel stromatolitler, 3.1.3). Aktif karbonat çökelim bölgelerindeki göllerin yaygın bir özelliği sıvanmış tanelerdir. Yeşil algler ve siyanobakteriler **onkoidler**i oluştururlar. Bunlar bir çekirdek etrafında oluşmuş, çapı bir milimetre veya daha fazla, kalsiyum karbonatın konsantrik katmanlarından oluşan düzensiz şekilli tanelerdir. Onkoidler sığ ve dalgalılarla hafifçe karıştırılan ortamlarda oluşurlar. Bu ortamlarda ooidler de gelişerek sığ sulardaki oolit topluluklarını meydana getirebilirler.




**Şekil 10.6 Karbonat çökelten bir tatlı su gölünde fasiyes dağılımları.**

**Tufa** (**traverten**) kalsiyum karbonatın göllerde yaygılar şeklinde gelişebilen inorganik çökelidir. Gölün kenarları boyunca dizilen veya göl tabanında bulunan kaynaklar tufa yığınları için görülmeye değer yerler olabilir (Şekil 10.7).

## 10.3 TUZLU GÖLLER

Tuzlu göller anakayadan bozuşma yoluyla açığa çıkan çözünmüş iyonlar taşıyan akarsularla beslenen, buharlaşma miktarının nispeten yüksek olduğu iklimlerde oluşan kalıcı göllerdir. Tuzluluk derecesi çözeltilerin 5 g/l olduğu **acı** su, deniz suyundaki (3.2) tuz konsantrasyonuna yakın olan **tuzlu** ve deniz suyundaki konsantrasyonları aşan **hipersalin** sulara kadar değişebilir. Tuzlu göllerin belirgin özelliği yüksek tuz konsantrasyonlarına sahip olmalarıdır. Acı su gölleri sedimentolojik bakış açısından tatlı su göllerine benzerler. Tuzlu su göllerinin kimyası gölü besleyen

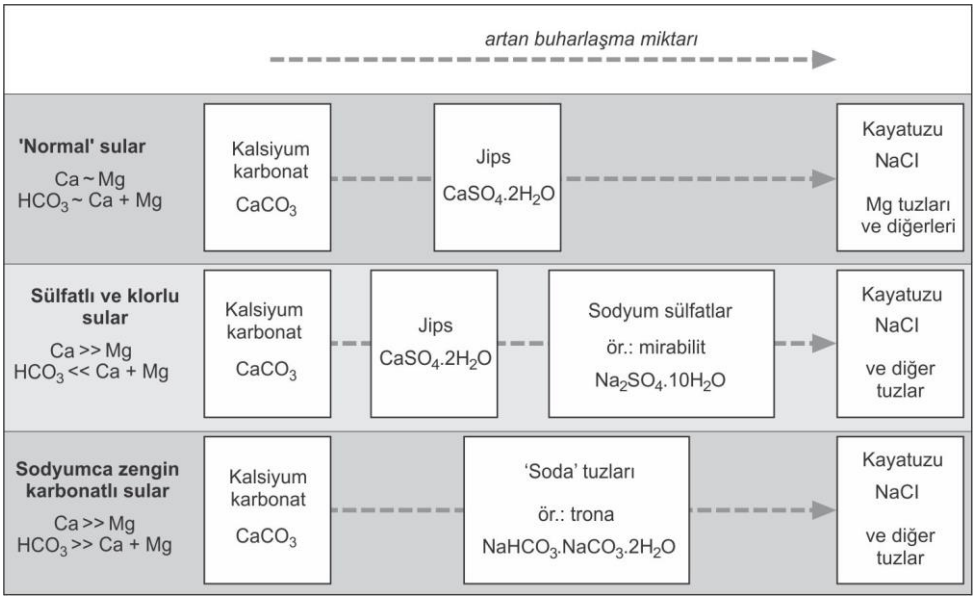


**Şekil 10.7 Kalifornia'daki tuzlu Mono Gölü. Mineral çökelim öbekleri yeraltı kaynak sularıyla ilişkilidir.**

akarsu sistemlerinin drenaj alanındaki kayalardan çözünen tuzların özelliklerine bağlıdır. Drenaj alanı jeolojisi bir bölgeden diğerine değiştiği için, her gölün (her yerde tuzların aynı bileşimlerinden oluşan denizlerden farklı olarak) kendine özgü bir kimyası vardır. Bu nedenle, tuzlu göllerde oluşan evaporit minerallerinin türü ve oranları değişken olup, denizel evaporit istiflerinde bulunmayan mineraller de içerirler.

Güncel tuzlu su göllerinde bulunan ana iyonlar sodyum, kalsiyum ve magnezyum katyonları ile karbonat, klor ve sülfat anyonlarıdır. Oluşan mineralin türü farklı iyon konsantrasyonları arasındaki dengeye bağlıdır (Şekil 10.8). Göllerdeki **tuzlaların** (iyonca zengin suların) bileşimine bağlı olarak üç ana tuzlu göl türü tanımlanmaktadır (Eugster ve Hardie, 1978). Tuzlası **trona** ve **natron** gibi yüksek miktarda bikarbonat iyonları ile sodyum karbonat mineralleri içeren göllere **soda gölleri** denir. Bu mineraller deniz suyundan çökelmedikleri için denizel olmayan evaporit çökeliminin özel belirteçleridirler. **Sülfat gölü** tuzlalarındaki bikarbonat konsantrasyonları düşük olmakla birlikte magnezyum ve kalsiyum bakımından nispeten zengindirler. Bu göllerde çökelen başlıca mineraller jips ve mirabillitdir (bir sodyum sülfat). Ölü Deniz gibi tuz gölleri veya **klorür gölleri** mineral bileşimleri bakımından denizel evaporitlere benzerler.

Tuzlu göllerde yaşayan canlı sayısı çok az olmakla birlikte ılık koşullarda bol miktarda mavi-yeşil algler ve bakteri türeyebilir. Bu canlılar daha üst bitkiler, solucanlar, özel kabuklu türleri ve bunlarla beslenen flamingo gibi kuşları da içeren gıda zincirinin bir parçasını oluştururlar. Organik üretkenlik sonuçta hem evaporit minerallerini hem de organik maddece zengin şeylleri içeren bir sedimenter istif oluşturmaya yetecek




**Şekil 10.8 Tuzlu göller için su kimyasına bağlı olarak üç genel tip ayırtlanabilir.**

kadar yüksek düzeyde olabilir. Kalıcı tuzlu göllerdeki mevsimsel sıcaklık değişimlerinde ince katmanlanma gelişir. Bu durum, sıcak yaz mevsimlerinde aragonit iğneleri şeklinde çökelerek beyaz laminalar oluşturan kalsiyum karbonatın sediment girdisinin fazla olduğu kış döneminde kırıntılarla oluşan koyu laminalarla ardalanmasından ileri gelir.

## 10.4 KISA SÜRELİ GÖLLER

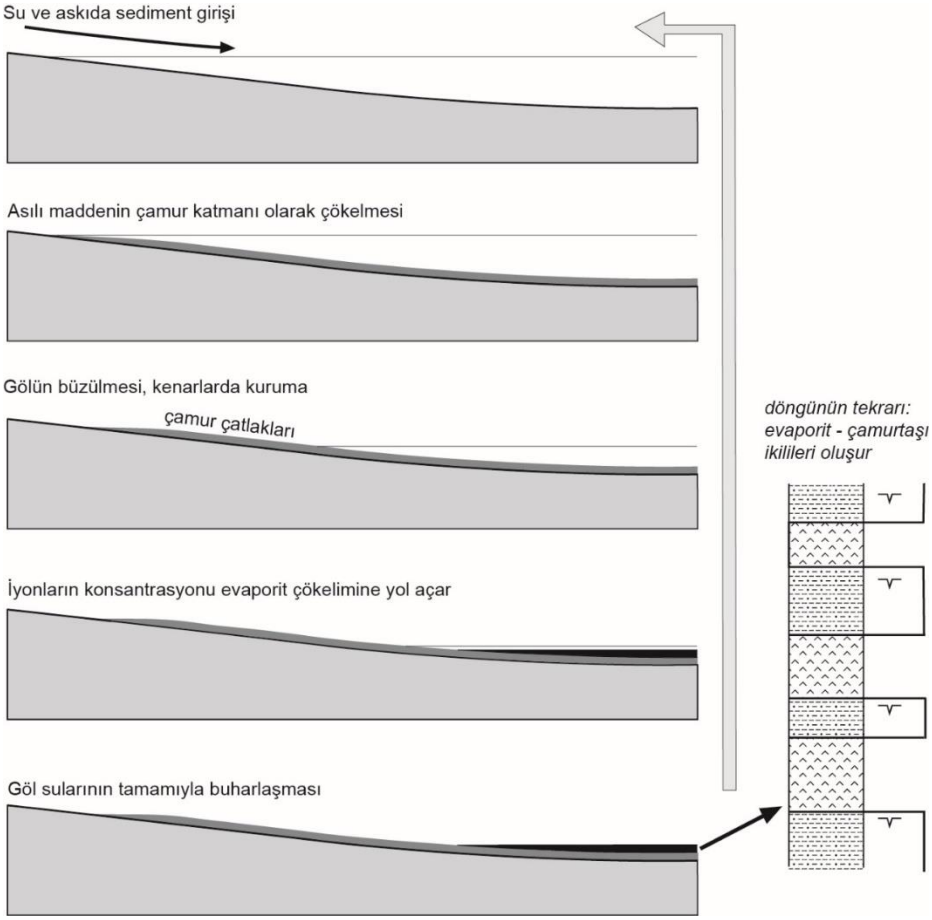
Dönemsel olarak kuruyan büyük su kütleleri için kullanılabilecek en uygun terim muhtemelen **kısa süreli** (geçici) **göller**dir. Bunlar için **playa gölü** terimi de yaygın olarak kullanılmaktadır (Briere, 2000). Bu geçici göl ortamlarını tanımlamada bazen 'tuzlu tava' terimi de kullanılmaktadır. Su kütlesinin geçici olduğunu şüpheye yer vermeyecek şekilde ima ettiği için belki de sadece 'kısa süreli göller' teriminin kullanılması daha uygun olacaktır. Bu göller yağışın az ve buharlaşmanın fazla olduğu yarı kurak bölgeler ile kurak bölgelerde oluşurlar.

Çöllerin çoğundaki yağış rejimi çok düzensizdir. Uzun süren kuru koşullar birkaç yılda veya onlarca yılda bir gelişen şiddetli yağışlar ile kesikliğe uğrayabilir. Gölün oluştuğu havza drenaj alanındaki yağış ile yeniden hareketlenen akarsular (9.2.3) ve ani sellenmelerin getirdiği su ve sediment ile beslenir. Göl oluştuktan sonra sudaki askı maddeleri çökelmeye başlar ve ince taneli çamurlu bir sediment katmanı oluştururlar (Lowenstein ve Hardie, 1985). Su kütlesinin buharlaşmasıyla hacim giderek azalır ve göl alanı çekilerek kenarlarındaki çamurda kuruma çatlaklarının (4.6) gelişebileceği alanlar bırakır. Daha fazla buharlaşmayla sudaki iyon konsantrasyonları artarak mineral çökelimine neden olur. İlk olarak en az çözünebilir mineral çökelir ve bunu göl tamamen kuruyana kadar diğer evaporit minerallerinin çökelimi takip eder (Şekil 10.9). Sonuçta oluşan çökel evaporit mineralleri ile üzerlenen bir çamur katmanı içerir (Şekil 10.10). Buharlaşma yoluyla oluşan mineraller suyun kimyası tarafından kontrol edilir. Bunların bileşimsel dağılımı tuzlu göllerde bulunan iyonlara benzer. Tabanda çökelen evaporit mineralleri çamur ile çabucak örtülebildiği için, göl tabanındaki evaporit mineralleri bir sonraki taşkın döneminde çözünmeden kalabilirler.

Tekrarlı sel baskını ve buharlaşma olayları çamur ve onun üzerine gelen evaporit minerallerinden oluşan bir dizi **depolanma ikilileri** oluştururlar. Kalınlıkları tipik olarak birkaç milimetre ile birkaç santimetre arasında değişen bu ikililer kısa süreli göl çökeliminin karakteristik işaretidir (Lowenstein ve Hardie, 1985).



**Şekil 10.9 Kısa süreli bir gölde buharlaşma ile oluşmuş, değişik mineraller içeren tuz kabuğu.**




**Şekil 10.10 Kısa süreli bir göle su ve sediment girdiği zaman askıdaki maddeler çamur şeklinde çökelerek ince bir katman oluşur. Suyun buharlaşmasıyla bu katman üzerine evaporit mineralleri çökelir. Bu sürecin tekrarlanmasıyla bir dizi çamurtaşı ve evaporit çiftinden oluşan bir istif ortaya çıkar.**

Kısa süreli göl çökelleri kurak bölgelerde gelişirler ve bu nedenle de bu ortamlarda gelişen eoliyen kum düzlükleri, alüvyal yelpaze fasiyesleri ve kısa süreli akarsuların ani sellerinden çökelen malzemeyi de içeren fasiyesler gibi diğer fasiyeslerle ilişkili olabilirler. Bu fasiyesler kurak çökelme ortamlarına özgü fasiyes toplulukları oluşturacak şekilde kısa süreli göl çökelleri ile girik olarak bulunması muhtemeldir.

Evaporit mineralleri kısa süreli gölleri çevreleyen sedimentler içinde de oluşurlar. Bu bölgelerdeki sediment tuzlu yeraltı suyuna doygun olup, yüzeydeki buharlaşma çözünmüş mineral yoğunlaşmasına ve sonuçta evaporit minerallerinin kristallenmesine yol açar. Bazen **kıta içi sabkaları** olarak da adlandırılan bu bölgelerde (kıyı sabkaları ile karşılaştırınız; 15.2.3) en bol bulunan mineral sediment içinde birbiriyle bağlantılı olarak büyüyen bıçaksı kristal kütlelerinin oluşturduğu, **çöl gülü** olarak bilinen jipstir.

## 10.5 GÖLSEL ÇÖKELİM KONTROL MEKANİZMALARI

Gölsel ortam çökellerinin özellikleri havzanın (büyük ölçüde tektonik ortam ile belirlenen) boyut ve derinliğini, (rölyefi ve bozuşmayı kontrol eden tektonik ve iklimsel faktörlerin bir kombinasyonu olan) göle sediment girişini ve su beslenmesi ile (başlıca iklim ile ilişkili olan) buharlaşma kaybı arasındaki dengeyi kontrol eden etmenlere bağlıdır. İklimin nemli olması halinde göl suyun bir yandan girip diğer yandan çıktığı hidrolojik açıdan açık bir göl olur. Bu göllere **taşan göl** denir (Bohacs vd., 2000). Bunların çökelleri hem kenarlardaki delta ve plajlarda biriken sedimentler hem de derin suda asılı sedimentten ve türbidit akıntılarından çökelen malzemeler ile karakteristiktir. Göl seviyesi sabit kaldığından, bu koşullar altında su derinliğinde dalgalanmalara dair bir kanıt bulunmaz.

Flüvyal girdinin buharlaşma kaybıyla yaklaşık olarak dengelendiği göle **dengeli dolmuş göl** denir. Su girdisindeki bir azalım ve/veya buharlaşma miktarındaki artış (daha kuru ve/veya sıcak şartlar) su seviyesinin çıkış noktası altına düşmesine sebep olacağı ve sistem de hidrolojik açıdan kapanacağı için, bu göller iklimdeki değişimlere duyarlıdırlar. Gölün yüzey alanı küçülecek, kıyı çizgisi havza merkezine doğru çekilecek ve geride yüzeyde kuruma çatlaklarının, bitki kolonileşmesinin ve pedojenik süreçlerin sedimenti değiştirebildiği, hava koşullarına açık bir çevre bırakacaktır. Su seviyesindeki düşüş aynı zamanda daha önce dalga tabanı altında olan seviyeleri dalgaların sedimenti yeniden işlemesiyle dalga kırışıklarının oluştuğu sığ su haline dönüştürür. İklimin daha nemli ve/veya daha soğuk koşullara değişmesi halinde göl seviyesi yükselip kenarları da su altında kalırken bu değişimler de terslenecektir. İklimsel değişimlere ve göl seviyesinde dalgalanmalara maruz kanal göl çökelleri fasiyeslerinde düşey yönde sık sık değişimlere rastlanır.

Tuzlu ve kısa süreli göller **tam dolmamış göller**dir (Bohacs vd., 2000; 2003). Bazı tuzlu göller koşulların tabakalı su kütlesinin gelişimine ve sonuçta göl tabanında organik maddece zengin sediment birikimine izin veren daha nemli ve daha soğuk şartlara değişmesi halinde nispeten tatlı sulu olabilirler. Daha kuru bir iklime geri dönüş buharlaşmayı ve evaporit çökelimine giden iyon konsantrasyonunu arttırır. İklim değişim döngüleri bazı göl çökellerinde koyu, karbonatlı çamurtaşı (bazen petrollü şeyller; 3.6.3) ile jips ve diğer evaporit minerallerinin ardalanmasından dolayı tanınabilir. Sığ tuzlu ve kısa süreli göl alanları zaman içindeki iklimsel değişimlerden dolayı çok önemli değişimler gösterebilir.

Göle giren sedimentin miktarı her türlü göl ortamı için önemlidir. Kırıntılı madde, karbonat ve evaporit minerallerinin çökelim hızının havzanın çökme hızından (Bölüm 24) fazla olması halinde göl havzası giderek dolar. Aşırı dolmuş göl ortamlarında bu durum akarsuyun göle su doldurması yerine eski göl alanında düz bir şekilde akarak kanalda ve set üstünde çökel biriktirdiği, gölsel çökelimden flüviyal çökelime geçen bir değişime neden olur. Dengeli dolmuş göller ve tam dolmamış göller de giderek sediment ile dolarlar ve bazen su çıkış noktasına kadar dolmak suretiyle de flüvyal çökelme alanına dönüşürler.

## 10.6 GÖLLERDE HAYAT VE GÖLSEL ÇÖKELLERDEKİ FOSİLLER

Eski gölsel ortam fasiyeslerinin belirlenmesinde çoğu zaman kritik etmen paleontolojik kanıtlardır. Tatlı su gölleri yaşam çeşitliliği açısından zengin olabilirse de, sığ denizel bir ortamdaki topluluğa kıyasla tür ve cins sayısı sınırlıdır. Göl çökelleri faunası en çok gastropodlar, çift kavkılılar, ostrakodlar ve artropodlardan oluşan ve bazen **tek türlü topluluklar** halinde bulunan (yani tüm organizmaların aynı türe ait olduğu) hayvanlardır. Aşırı tuzlu su karides artropodları

gibi bazı canlılar tuzlu koşullara toleranslı olup, kalıcı tuzlu göl ortamlarında çoğalabilirler.

Algler ve siyanobakteriler göl ekolojisinin önemli birer parçası olup, sedimentolojik açıdan da önemlidirler. Göl çökellerinde bol bulunan bir canlı, Klorofitler'e ait olan ve çoğu eski göl çökellerinde kalker kabuklu bitki gövdeleri ve küre şekilli üreme kütleleri halinde bulunan **karofitler**dir (3.1.3). Karofitler yüksek tuzluluk derecesine dayanamazlar. Dolayısıyla, ince taneli sedimentlerde milimetre ölçeğinde, çoğu zaman koyu renkte ve küre şekilli bu varlıkların bulunması tatlı veya büyük olasılıkla acı su koşulları için iyi bir belirteçtir.

Sedimentin kıt olduğu soğuk dağlık bölgeler ile kutup bölgelerinde silisli oozlar (3.3) çökelebilir. Silisin kökeni buzul göllerinde çok bol olarak bulunan diatome planktonlarıdır. **Diyatomit** adı verilen bu çökeller tipik olarak parlak beyaz çörtsü yataklardır. Bunların tamamı diyatomlardan gelen silislerden oluşmuştur.

## 10.7 GÖLSEL FASİYESLERİN TANINMASI

İstifin tamamen karasal kırıntılı malzemeden oluştuğu durumlarda bir göl çökelini lagün (13.3.2) gibi düşük enerjili denizel ortam, şelfin (Bölüm 14) dış kısım ve hatta derin deniz (Bölüm 16) çökellerinden ayırmak her zaman kolay değildir. Sığ göl fasiyesleri askıdan çökelen çamur ile ara tabakalanmalı dalga kırışıklıklı kumlardan dolayı lagün çökelleri ile benzer özelliklere sahiptir. Göldeki daha derin ortam çökelleri ise, askıdan ve türbiditlerden gelen çökelimden dolayı benzer veya büyük derinlikteki denizel çökelleri andırırlar. Gölsel ve denizel fasiyesleri birbirinden ayırmada temel ölçütler çoğu zaman bu ortamlarda yaşayan canlılar ve yaşam ortamlarıdır.

Tamamen denizel ortamlarda yaşayan canlı sayısı çok çeşitlidir. Mercanlar, ekinidler, brakiyopodlar, sefalopodlar, graptolitler ve foraminiferler bunlardan bazılarıdır (3.1.3). Denizel çökelimin kanıtları, bu gruplara ait üyelerin fosil olarak bulunmasıdır. Diğer filumlara ait, fosiller şeklinde bulunduğu takdirde belirteç olarak kullanılabilen çok sayıda tür vardır. Bunlar arasında bahsedilmeye değer olanlar, çift kavkılılar ve gastropodlar ile göl ortamına özgü olduğu düşünülen balıklardır. Tatlı su koşulları için güvenilir belirteçlerden bazıları algal ve bakteriyel (3.1.3) fosil formlarıdır. Çok yaşlı kayalarda gölsel ortam belirteci olarak fosil bulmak çok zordur. Prekambriyen'de ise hemen hemen mümkün değildir.

Göllerin denizel ortamlarda çok az bulunan bir özelliği su kütlesindeki tabakalaşmadır (Şekil 10.3). Oksijenlenmiş yüzey suyunun su kolonunun alt kısmı ile karışmaması derin, tabakalı göllerin tabanında anaerobik koşullara yol açar. Canlılar anaerobik koşullarda yaşayamadığı için göl tabanında hayat ve dolayısıyla da biyotürbasyon (11.7) yoktur. Bu nedenle, denizel ortamlarda tipik olarak oyucu canlılarla tahrip edilmiş birincil sedimenter laminalanma derin göl çökellerinde korunabilir. Oksijensizlik göl tabanına çökelen organik maddenin aerobik parçalanmasını engelleyerek organik maddece zengin çökellerin birikimini sağlar. Tuzlu ve kısa süreli göl çökelleri denizel fasiyeslerden genellikle evaporit minerallerinin kimyası sayesinde ayırt edilebilmektedirler.

**Göl Çökellerinin Özellikleri:**

- Litoloji: Kumtaşı, çamurtaşı, ince taneli kireçtaşı ve evaporitler
- Mineraloji: Değişken
- Doku: Kumlar orta derecede iyi boylanmış
- Tabaka geometrisi: Çoğu zaman çok ince tabakalanmalı
- Sedimenter yapılar: Dalga kırışıklıkları ve çok ince paralel laminalanma
- Paleoakıntılar: Paleoortamsal öneme sahip olanlar çok az
- Fosiller: Algal ve mikrobiyal olanlara ek olarak yaygın olmayan bazı kavkılar
- Renk: Değişken fakat derin göl çökellerinde koyu gri olabilir
- Fasiyes toplulukları: Yaygın olarak flüvyal çökeller, evaporitler ve bunlarla ilişkili eoliyen fasiyeslerle birlikte bulunurlar.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Anado´n, P., Cabrera, L. and Kelts, K. (Eds) 1991. *Lacustrine Facies Ana*lysis. Special Publication 13, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford, 318 pp.

Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. and Mankiewicz, P.J. 2000. *Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework.* In: Lake Basins through Space and Time (Eds Gierlowski-

Kordesch, E.H. and Kelts, K.R.). Studies in Geology 46, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 3–34.

Bohacs, K.M., Carroll, A.R. and Neal, J.E. 2003. *Lessons from large lake systems-thresholds, nonlinearity, and strange attractors*. In: Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time (Eds Chan, M.A. and Archer, A. W.). Geological Society of America Special Paper 370, Boulder, CO; 75–90.

Carroll, A.R. and Bohacs, K.M. 1999. *Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls*: Geology, 27, 99–102.

Matter, A. and Tucker, M.E. (Eds) 1978. *Modern and Ancient Lake Sediments*, Special Publication 2, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 290 pp.

Talbot, M.R. and Allen, P.A. 1996. *Lakes*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 83–124.

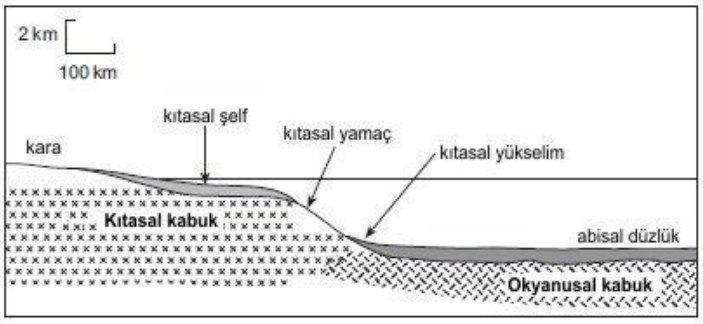
Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. *Lacustrine carbonates*. In: Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 164–190.

# 11
# Denizel Alanlar: Morfoloji ve Süreçler

Yeryüzünün neredeyse dörtte üçünü kaplayan okyanuslar ve denizler sediment birikimi için çok önemli alanlardır. Okyanuslar okyanusal kabuğun üzerinde yer almakla birlikte, okyanus kenarları deniz suyuyla istila edilmiş kıtasal kabuk alanları olabilir. Bu kesimlere kıtasal şelf denilmektedir. Kıta kenarlarının denizle örtülen bu kesimlerinin yayılımı levha hareketlerine ve iklimsel değişime bağlı küresel deniz seviyesi değişimlerinden dolayı zaman içinde çok değişmiştir. Bu sığ şelf alanlarındaki sedimenter istifler küresel ve yerel tektonik ve iklimsel değişimler hakkında bilgiler sağlar. Denizel alanlarda gelişen çökelim çok değişik şekillerde meydana gelmekle birlikte, denizel ortamların çoğunda ortak olan çok sayıda fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler vardır. Fiziksel süreçler rüzgârlar, su yoğunluğu, sıcaklık ve tuzluluk değişimleri ve gelgit kuvvetleriyle meydana gelen akıntı oluşumunu kapsar. Bu etmenlerin denizlerde sediment taşınımı ve çökelimi üzerine etkisi çok büyüktür. Deniz suyundaki kimyasal reaksiyonlar yeni minerallerin oluşumuna ve kırıntılı sedimentlerin değişime uğramasına neden olur. Denizler aynı zamanda yaşam ile özdeştirler. Karada hayat başlamadan çok önce canlılar denizde ortaya çıkmış ve evrilerek suda ve deniz tabanındaki yaşam alanlarına yayılmıştır. Bu canlıların kalıntıları ve bunların varlığına dair kanıtlar paleoortamları anlamada önemli ipuçları verirler.

## 11.1 DENİZEL ALANLARIN BÖLÜMLERİ

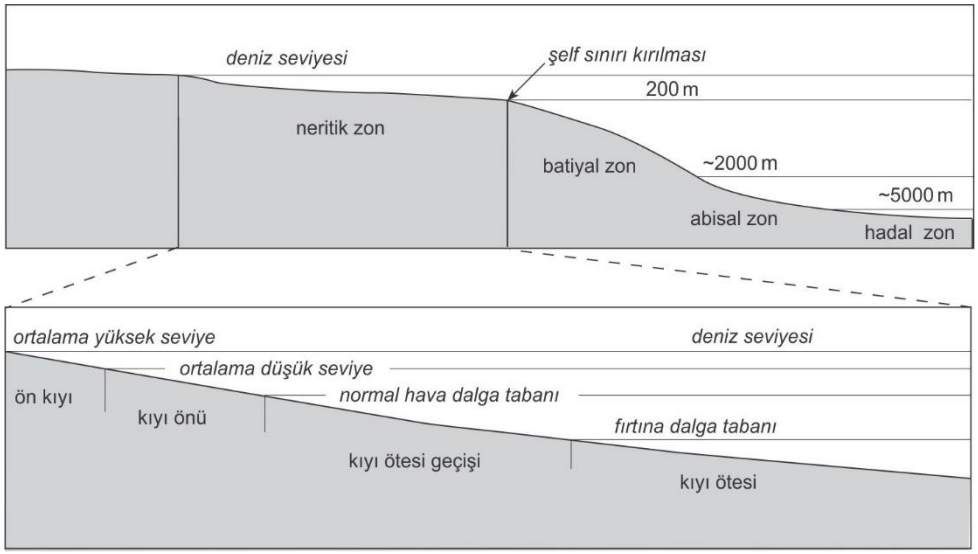
Deniz tabanının şekil ve derinliğini ifade eden **batimetri**yi (Şekil 11.1) oluşturan temel mekanizma deniz tabanı yayılmasıyla okyanusal havzaları oluşturan tektonik süreçlerdir. Yayılma sırtları genç, sıcak bazaltik, nispeten batmaz (bouyant) ve tipik olarak deniz seviyesinden yaklaşık 2500 m derinlikte bulunan alanlardır. Sırtlardan uzaklaştıkça su derinliği artar ve yaşlı kabuk da soğudukça gömülür. **Okyanus tabanı**nın önemli bir bölümü deniz seviyesinden 4000-5000 m derinde bulunur. Okyanusların en derin kısımları su derinliğinin 10 km'den fazla derinliğe ulaştığı, yitim zonlarında gelişen **okyanus hendekleri**dir. Okyanus kenarlarında okyanusal kabuktan kıtasal kabuğa geçiş kısmında bir **kıtasal yükselim** ile **kıtasal yamaç** bulunur. Bunlar batimetrik profilin derin okyanustan şelfe geçiş kısmının alt ve üst kısımlarıdır. Kıtasal yamacın eğimi nispeten fazla olup, genellikle 2$^{o}$-7$^{o}$




**Şekil 11.1 Kıtasal şelf, kıta yamacı ve abisal düzlükten geçen enine kesit.**

arasındadır. Kıtasal yükselim **abisal düzlük** kenarına doğru düşük açılı bir yamaçtır.

**Kıtasal şelf** kıtasal kabuğun üstünde yer alır. Şelf ile yamaç arasındaki birleşim noktası güncel denizlerde genellikle deniz seviyesinden yaklaşık 200 m aşağıda bulunur (**şelf kenarı kırılması**). Kıtasal şelflerin eğimi çok tatlı olup, genellikle 1/40 gibi fazlaca eğimli şelfler ile 1/1000 gibi daha tipik gradyanlı şelfler arasında değişir. Kıtasal şelfler kıyı çizgisinden şelf kenarı kırılmasına kadar onlarca-yüzlerce kilometre uzanırlar. Kıtasal kabuğun deniz suyuyla kaplı olan, başlıca kara parçalarıyla sınırlanan ve okyanuslara da boğazlar yoluyla bağlanan geniş kesimlerine **epikontinental denizler** (bazen de **epeirik deniz**) denir. Epikontinental denizlerin en geniş olduğu zamanlar görece deniz seviyesinin küresel ölçekte en yüksek olduğu durumlardır. Denizel alanların bu derinlik zonlarına dayalı bölümleri için kullanılan adlamalar şekil 11.2'de verilmiştir. Yaklaşık 200 m derinliğe kadar olan şelf alanına **neritik zon** denir. **Batiyal zon** kıtasal yamaca karşılık gelir ve 200 m'den ile 2000 m derinliklere kadar uzanır. Deniz seviyesinden 2000 m daha derindeki okyanus tabanına da **abisal zon** denir. Bu zon için de 5000 m gibi bir derinlik sınırı getirilebilir. Okyanusun bundan daha derin kısımlarına da **hadal zon** denir.




**Şekil 11.2 Denizel alanın derinlikle ilişkili bölümleri. (a) Geniş kesimler suyun derinliği tarafından belirlenir; b) şelf değişik süreçlerin deniz tabanıyla etkileştiği derinlik cinsinden tanımlanır ve gerçek derinlikler şelfin özelliklerine göre değişim gösterir.**

Şelf (neritik ortam) derinlik açısından daha alt kısımlara bölünebilir (Şekil 11.2). Bu durumda bölümlemeler mutlak derinliklerden ziyade belirli süreçlerin geçerli olduğu derinlikler şeklindedir. Bu nedenle, gelgit süreçleri, dalgalar ve fırtınalar şelfi çok önemli şekilde etkilediğinden dolayı, bunlar için tanımlanan aralıklar belli bir havzadaki koşullara göre değişir. **Ön kıyı** gelgitlerin ortalama yüksek su ve ortalama düşük su işaretleri arasındaki bölgedir. Gelgit aralığına (11.2.2) bağlı olarak bu düşey mesafe birkaç desimetre ile birkaç metre arasında değişebilir. Ön kıyının denize doğru yayılımı eğim tarafından kontrol edilir. Şelfin eğiminin çok fazla olduğu ve/veya gelgit aralığının küçük olduğu hallerde birkaç metreden başlayarak, gelgit aralığının yüksek olduğu ve tatlı eğimli bir şelfte bir kilometreden daha fazla olabilir. Ön kıyı plaj ortamının veya **litoral zon**un (13.2) bir parçasıdır.

**Kıyı önü** düşük gelgit sınırı ile dalgaların deniz tabanını etkilediği derinlik (4.4.1) arasındaki bölge olarak tanımlanır. Burada bahis konusu olan dalga tabanı etki derinliği **açık hava dalga tabanı**dır. Kıyı önünün eriştiği en düşük derinlik bölgedeki dalgaların enerjisine bağlı olmakla birlikte tipik olarak 5 m ile 20 m arasındadır. Kıyı önünün genişliği şelf eğimine ek olarak ortalama hava dalgası tarafından kontrol edilir ve yüzlerce metre ile kilometreler arasında değişebilir. Daha derin sularda deniz tabanı sadece fırtınalarla ilişkili daha büyük ve enerjisi daha yüksek dalgalar tarafından etkilenir. Bu olayın meydana geldiği derinliğe **fırtına dalga tabanı** denir. Değişik şelflerdeki derinlikleri de çok değişkendir. Bazı yerlerde 20 m kadar sığ olabilirken, şelfin fırtına dalgalarında büyük kabarmalar meydana gelen bir okyanusa komşu olması halinde bazı yerlerde su derinliği 50 m ile 200 m arasında olabilir. Açık hava dalga tabanı ile fırtına dalga tabanı arasındaki şelfin daha derin olan kısmına **kıyı ötesi geçiş zonu** denir. **Kıyı ötesi zon** fırtına dalga tabanı altındaki bölge olup, yaklaşık 200 m derinliğindeki şelf kenarı kırılmasına kadar devam eder.

Fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle ilgili çok sayıdaki faaliyet su derinliği tarafından kontrol edilir ve bu da deniz tabanının değişik kesimlerindeki sediment birikmesini etkiler. İzleyen altbölümlerde bu süreçlerden bazıları ve çökelme ortamını nasıl etkidikleri ele alınmıştır.

## 11.2 GELGİTLER

### 11.2.1 Gelgit Döngüleri

Newton'ın Çekim Yasası'na göre tüm cisimler birbiri üzerine çekim kuvvetleri uygular. Bu çekimin kuvveti de cisimlerin arasındaki mesafeye ve kütlelerine bağlıdır. Ayın Yeryuvarı üzerine çekim etkisi vardır. Her ne kadar okyanus suları Yerküre'nin kendisi tarafından daha şiddetli çekiliyorlarsa da, Ay'ın çekiminden de etkilenirler. Ay'a en yakın sular en büyük çekime maruz kalırlar ve bu da Yeryuvarı'nın Ay'a bakan tarafındaki sularda bir kabarmaya, yani bir **gelgit şişkinliği**ne neden olur (Şekil 11.3). Yerküre'nin diğer zıt tarafındaki şişkinliğin ise, Ay tarafından çekilen yerkürenin zıt taraftaki su kütlesinden uzaklaşması sonucu olduğu düşünülmektedir.

Kara alanları ihmal edildiği takdirde bu şişmelerin etkisiyle uzun ekseni Ay'ın konumuna göre yönelmiş bir elipsoid oluşur. Yerküre kendi ekseni etrafında dönerken şişkinlik de gezegen etrafında döner. Yeryüzünde herhangi bir noktadaki su seviyesi günde iki defa yükselir ve düşer; her bir dönmede iki şişkinlik geçilir. Bunun sonucunda **günlük gelgitler** meydana gelir. Bir




**Şekil 11.3 Güneş ve Ay'ın Yerküre üzerindeki ve yeryüzünde okyanuslar da dâhil her şey üzerindeki çekim kuvveti.**

günlük dönme sırasında yerküre üzerindeki bir noktadan bir yüksek şişkinlik ve yaklaşık 12 saat sonra da hafifçe düşük bir şişkinlik geçecektir. Buna **günlük gelgit eşitsizliği** denir. Bir gündeki yüksek gelgitlerin yükseklikleri birbirine eşit değildir. Ay da Yerküre ile birlikte her gün konumunu değiştirerek döndüğünden, günlük gelgit döngüsündeki iki gelgit arası süre 12 saatin biraz üzerindedir.

Ay'ın Yeryuvarı etrafında döndüğü düzlem ile Yerküre'nin Güneş etrafında döndüğü düzlem aynıdır. Güneş de gelgit oluştursa da bu gelgitin kuvveti güneşin kütlesine rağmen (Güneş çok uzakta olduğundan) Ay'ınkinin yarısı kadardır. Güneş ve Ay Yerküre ile aynı çizgiye geldiği zaman (**syzygy** olarak bilinen etki) bu iki cismin çekim etkileri birbirine eklenerek gelgit şişkinliğinin yüksekliğini arttırır. Ay'ın konumu Yerküre ile Güneş arasındaki çizgiye göre 90º olduğu zaman (**kuvadratik hizalanma**) Ay ile Güneş'in su üzerindeki çekim etkileri birbirini nötürler. Ay'ın yörüngesindeki dört hafta sırasında aynı çizgiye gelme ve kuadratik hizalanma iki kere gerçekleşir. Bu durum en yüksek gelgitlerin her ay gerçekleştiği **yarım ay gelgit döngüleri** (neap-spring tidal cycles) olarak adlandırılır. Üç gezegen aynı hizaya gelince oluşan gelgite de **dolunay gelgiti** (spring tides) denir (İngilizce terimlerde geçen 'spring' kelimelerinin bahar ile bir ilişkisi yoktur). Dolunay gelgitinden bir hafta önce ve sonra meydana gelen **yarım ay gelgitleri** Ay ve Güneş'in çekim etkilerinin birbirini nötürlemesiyle olur ve gelgit etkisi bu durumda en düşüktür.

Günlük gelgit ile yarım ay gelgit döngüsünün çakışmasıyla oluşan **yıllık gelgit döngüsü** Yerküre'nin Güneş etrafındaki eliptik yörüngesinden dolayıdır. Yerküre'nin Güneş'e en yakın olduğu zamanlar bahar ve güzdeki gece-gündüz eşitlikleri (ekinokslar) olup, en kuvvetli etki bu dönemlerde gerçekleşir. Yılın en yüksek gelgitleri Mart ve Eylül ayı sonlarına doğru gelişen dolunay gelgitleri sırasında olur. Yaz ortasında ve kış ortasında Güneş en uzak konumunda olup, gelgitler daha küçüktür. Üst üste gelen üç (günlük, yarım ay ve yıllık) gelgit döngüsü deseni zaman içinde gelgit akıntılarının kuvvetindeki değişimleri kontrol eden önemli bir gelgit süreçleri özelliğidir.

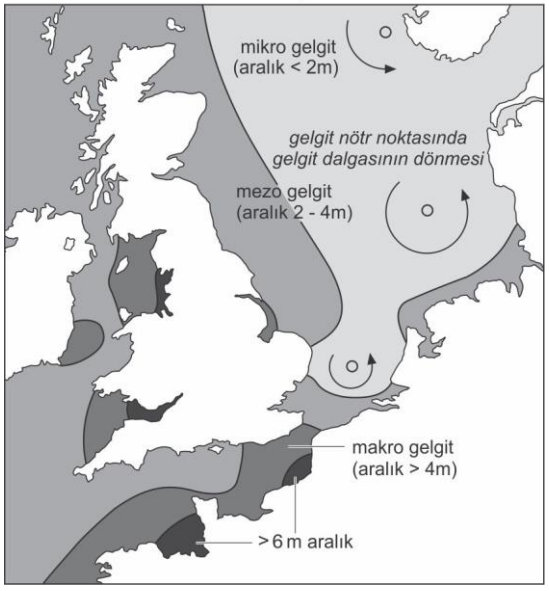
### 11.2.2 Gelgit Aralıkları

Açık okyanusta oluşan gelgit kabarması sadece birkaç desimetre olmakla birlikte, bazı yerlerde yüksek ve alçak gelgit arasındaki fark elbette metreler düzeyindedir. Buna göre, deniz seviyesindeki düşey değişimin genliğini büyüten bir mekanizma olmalıdır. Bir gelgit şişkinliği Yerküre'nin yüzeyinden geçen bir su dalgası gibi düşünülebilir. Herhangi bir dalga şeklinde, **rezonans** etkisi dalganın içinde hareket ettiği kanal (vessel) sınırlarının şekline bağlı olarak gelişir. Okyanuslarda ve denizlerde karaya doğru sığlaşan kıtasal şelfin şekli, kıyı çizgisindeki girinti ve çıkıntılar ve denizler arasındaki dar boğazların hepsi de gelgit dalgasında rezonans etkileri oluşturabilirler. Bu etkiler gelgitin genliğini büyütebilir ve yerel gelgit aralığı gelgit rezonans etkilerinden dolayı birkaç metreye çıkabilir. Bugün için dünyadaki en büyük gelgit aralıkları Kanada'nın Atlantik kıyısındaki Fundy Körfezi gibi kıtasal şelflerdeki körfezlerdir. Buralarda gelgit aralığı 15 m'nin üzerine çıkabilmektedir (Dalrymple, 1984).

Yüksek ve alçak gelgit koşulları arasındaki suyun hareketi kara kütlelerinin etkilerine ek olarak Coriolis kuvvetinden de (6.3) etkilenir. Kuzey yarım kürede hareket eden sular yolları boyunca sağa doğru ve güney yarım küredekiler de sola doğru saptırılırlar. Bu etkiler gelgit dalgalarını bir dizi **amfidromik hücrele**re böler. Her bir hücrenin ortasında da etrafında gelgit dalgalarının döndüğü bir **amfidromik nokta** bulunur (Şekil 11.4). Ampidromik noktadaki su seviyesi gelgit döngüsü sırasında değişmez. Tüm okyanuslar belli sayıda büyük amfidromik hücrelere bölünürler. Ayrıca, Kuzey Denizi gibi daha küçük hücrelerin bulunduğu şelfler ile Meksika Körfezi gibi küçük denizler de vardır. Bu nedenle, gelgit aralıkları çok değişkendir ve bir su kütlesi içindeki gelgitlerin deseni çok karmaşık olabilir. Örnek olarak, Kuzey Denizi'ndeki gelgit aralığı en az birkaç desimetre ile 6 m'den daha büyük değerler arasında gelişebilir (Şekil 11.4). Sedimentolojik amaçlar için gelgit aralıklarının üç kategoriye bölünmesi uygun olacaktır. Aralığı 2 m'ye kadar olan rejimlere **mikro-gelgit**, 2 ile 4 m arasında olanlara **mezo-gelgit** ve 4 m'nin üzerindekilere de **makro-gelgit** denir.

### 11.2.3 Gelgit Akıntılarının Özellikleri

Gelgitlerin neden olduğu yatay su hareketine **gelgit akıntısı** denir. Mikro-gelgit rejimlerindeki gelgit akıntıları zayıf, mezo-gelgit rejimlerinde daha belirgin ve makro-gelgit rejimlerinde ise büyük miktarlarda sediment taşıyabilecek kapasitededir. Kıyıya yakın gelgit akıntıları gelgitler ile çökeltilen sedimentlerde




**Şekil 11.4 Kuzeybatı Avrupa'daki Kuzey Denizi'nin kıyılarındaki gelgit aralığı bir noktadan diğerine değişmektedir. Amfidromik noktalar sığ denizi etkileyen dönel gelgit hücrelerinin merkezlerini işaret eder.**

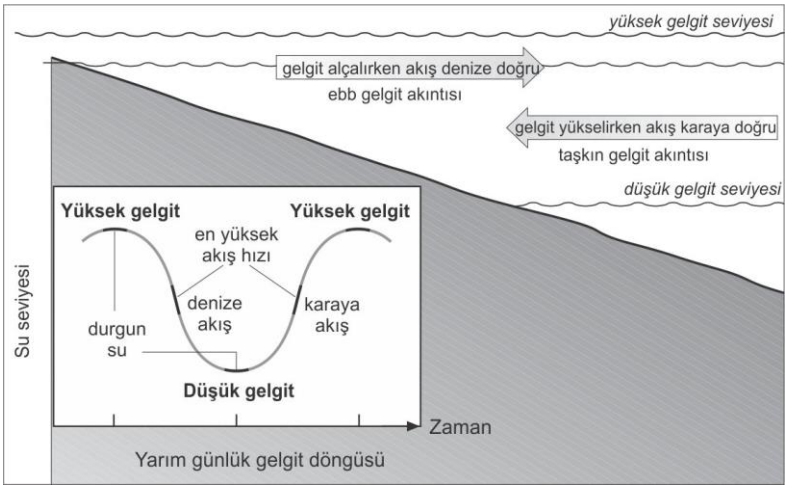
tanınabilen çok sayıda özellikler sunarlar (Şekil 11.5). Birincisi, gelgit akıntılarının yönündeki düzenli değişimdir. Yükselen gelgit akıntıları düşük ve yüksek gelgit arasında suyu karaya doğru sürerken, suyun alçak gelgite dönmesi sırasındaki çekilen gelgit akıntısı bunun tersi yöndedir. Bunlar iki zıt yönde hareket eden **bipolar akıntılar**dır. İkincisi, bir gelgit akıntısının hızı döngüsel tarzda değişir. Yüksek ve alçak gelgit zamanlarında su durgundur. Gelgit yön değiştirirken su hareket etmeye başlar ve gelgit ortası noktada hızı en yüksek düzeye çıkar. Üçüncüsü, akışın kuvveti yüksek ve alçak gelgit su seviyeleri arasındaki fark ile doğrudan ilişkilidir. Gelgit aralığı bir dizi döngüye göre değişirken (yukarıya bkz.) aynı desen içinde akıntının hızı da değişir. En kuvvetli gelgit akıntıları bahar ve güz ekinokslarındaki en yüksek dolunay gelgiti dönemlerinde gerçekleşir.

Gelgitin amfidromik hücreler içindeki dönel (rotasyonel) deseni dairesel veya elips deseni şeklinde bir akıntıya neden olur. Bu **dönel gelgitler** şelflerde ve epikontinental bölgelerde önemli akıntılar meydana getirebilir. Gelgit döngüsü sırasında akıntıların kuvveti değişmekle birlikte yönleri değişmez ve su hiç bir zaman durgun değildir (Dalrymple, 1992). Kıyı ötesi bu gelgit akıntıları bazı şelf bölgelerinde (14.3) sediment taşınım ve çökelme süreçleri açısından önemlidirler.

### 11.2.4 Gelgit Akıntılarıyla Oluşan Sedimenter Yapılar

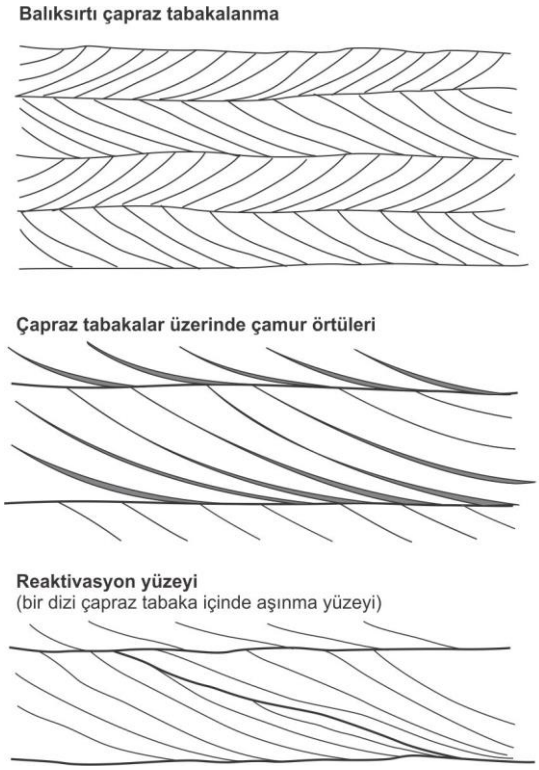
#### Bipolar Çapraz Katmanlanma

Gelgit akıntılarıyla çökelen kumlardaki çapraz tabakalanma yoluyla kaydedilen akıntı yönlerinin analizi




**Şekil 11.5 Günlük gelgit döngüsü sırasında akıntının yönü çekilen gelgitten (kıyıdan uzağa doğrudan) yükselen gelgite (kıyıya) doğru değişir. Akıntı hızı da değişir ve ebb ile taşkın gelgiti arasındaki orta noktadaki doruktan yüksek ve alçak gelgitteki durgun suda sıfıra düşer.**

**bimodal** (akışın iki ana yönü) veya **bipolar** (akışın zıt iki yönü) desen verebilir. Ancak, birbirine zıt bu paleoakıntıların tüm gelgit sedimentlerinde görülmediğine dikkat edilmelidir. Birincisi, tek yöndeki akış (çekilen gelgit veya yükselen gelgit) diğerinden çok daha kuvvetli olabilir. İkincisi de, iki akış çok geniş bir şekilde ayrılmış olabilir ve incelenen alanda sadece biri aktif olabilir (Dalrymple ve Choi, 2007). Uygun koşullar mevcut olduğunda, göç eden kırışıklıklar veya kumulların değişen yönleriyle üretilmiş bipolar çapraz katmanlanma tek bir düşey kesitte görülebilir. Buna **kılçıksı çapraz katmanlanma** denir (Şekil 11.6 ve 11.7). Bu yapı belli bir süre ve muhtemelen yıllarca tek yönde baskın olan, sonrasında da zıt yöndeki akıştan




**Şekil 11.6 Taşınma ve çökelme üzerinde gelgit etkisini gösteren özellikler. a) Kılçıksı çapraz tabakalanma, b) gelgit çevrimlerinin durgun su aşamalarında çapraz tabakalar üzerinde oluşan çamur örtüsü, c) bir akıntı terslendiği zaman taban şeklinin bir kısmındaki aşınma yoluyla oluşmuş reaktivasyon yüzeyleri.**



**Şekil 11.7 Kumtaşı tabakalarında kılçıksı çapraz tabakalanma (görüntü genişliği 1,5 m).**

kaynaklanan bir gelgit akıntısı deseni ile değişen bir gelgit akıntısı sonucunda oluşur. Bu değişen yönler deseni yüksek miktarlarda sediment birikimi içerdiğinden, günlük gelgit deseni olarak yorumlanamaz. Kılçıksı desen gelgit sedimentasyonu için karakteristik olmakla birlikte tüm durumlarda görülmez.

### Çapraz Tabakalar Üzerindeki Çamur Örtüsü

Akıntının yön değiştirdiği yüksek veya alçak gelgitlerde akış kısa bir süre durur. Su nispeten durgun olduğunda asılı yükün bir kısmı ince bir çamur katmanı şeklinde çökelebilir. Kilce zengin sediment kohezif ve aşınmaya karşı da dirençli olduğundan (4.2.4), bu çamur katmanı bir sonraki gelgitte akıntının kuvvetlenmesiyle kaldırılamaz. Bu şekilde oluşan **çamur örtüleri** (mud drapes) gelgit çamur düzlüğü (13.4) gibi sığ sularda çökelen dalga ve akıntı kırışıklıklı laminalı kumlarda görülebilir. Bu şekilde oluşan heterolitik tabakalar mevcut kum ve çamur oranlarına bağlı olarak tüysü (flaser) veya merceksi laminalanma gösterebilirler (4.8). Çamur örtüleri çapraz tabakalar içinde de gelişebilir. Bu durumda, kuvvetli gelgit akıntısı sırasında su altı kumulunun kuytu yamacında kum laminası çökelir fakat gelgit yön değiştirirken çamur askıdan düşer ve su altı kumu üzerine yayılır (Dalrymple, 1992). Çamur örtülerinin sadece mevsimsel olarak akan ırmaklar gibi diğer çökelme ortamlarında gelişebildiği durumlar olsa da, en çok görüldükleri yerler gelgit istifleridir. Bol ve düzenli çamur örtüleri gelgit etkisi altındaki ortamlar için iyi birer belirteçtirler (Şekil 11.6 ve 11.8).



**Şekil 11.8 Kalınlığı 35 cm olan çapraz tabakalı kumtaşında bireysel çapraz tabaka yüzeyleri üzerinde devam eden ince çamur katmanları. Çapraz tabakalar üzerindeki çamur örtülerinin gelgit çevrimi sırasındaki durgun su aşamalarında oluştuğu yorumlanmıştır.**

### Reaktivasyon Yüzeyleri

Gelgit akıntısının baskın olarak tek yönlü olduğu yerlerde taban şekilleri o yönde göç ederek tek yönlü çapraz tabakalanma oluştururlar. Bu tabaka şekilleri başta su altı kumulunun üst kesiminin tıraşlanması şeklinde olmak üzere ters akıntılar tarafından değiştirilebilirler. Taban şekli baskın akış yönünde yeniden göç etmeye başladığı zaman aşınmış yüzey üzerinde çapraz tabakalar oluşur. Bu durum çapraz tabakalanma içinde ikincil bir aşınma yüzeyi kalmasına neden olur. Bu yüzeye **reaktivasyon yüzeyi** denir (Şekil 11.6 ve 11.9) (Dalrymple, 1992).



**Şekil 11.9 Çapraz tabakalanmalı kumlarda bir reaktivasyon yüzeyi çapraz tabakaların bazılarını tıraşlayan ikincil bir aşınma yüzeyidir.**

### Gelgit Paketleri

Gelgit akıntısının kuvveti dönemsel olarak değişir ve sediment taşıma kapasitesi de benzer şekilde değişir. En yüksek gelgitlerde akıntı şiddeti en yüksek düzeydedir ve akıştaki tabaka şekillerinde daha fazla kum taşınma ve çökelmesini mümkün kılar. Yüksek ve alçak gelgitler arasındaki fark küçük olduğu zaman akıntının taşıdığı taban yükü azalacaktır. Hatta, herhangi bir sediment hareketi bile olmayabilir. Buna göre, çapraz tabakalarda alın seti laminalarının kalınlığında devirsel bir değişim yarım ay döngüsünde akıntı gücündeki değişimlere atfedilebilir. Bunlara **gelgit paketleri** denir. İdeal bir durumda laminalar 7 ile 14'ün katlarındaki döngüde kalınlık değişimleri gösterirlerse de (Yang ve Nio, 1985), gelgit döngüsünün daha zayıf zamanlarında çoğu zaman çökelme veya taban şekli göçü bulunmaz. O nedenle, bu desene nadiren rastlanır.

## 11.3 DALGA VE FIRTINA SÜREÇLERİ

Bir yüzey dalgasının su kütlesini etkileme derinliğine dalga tabanı (4.4.1) denir ve buna göre kıtasal şelflerde iki seviye ayırt edilebilir (11.1). Ortalama hava dalga tabanı normal hava koşullarında dalgadan etkilenen derinliktir. Fırtına dalgası tabanı, daha kuvvetli rüzgârlar tarafından harekete geçirilen ve daha yüksek enerjiye sahip yüzey dalgalarının eriştiği derinliktir. Fırtına dalgası tabanından aşağıdaki deniz tabanı yüzey dalgalarından etkilenmez.

### 11.3.1 Fırtınalar

Fırtınalar tipik olarak 100 km/saat'tan daha hızlı kuvvetli yüzey rüzgârları ile ilişkili hava sistemleridir. Karasal ortamlarda havadaki sedimentlerin okyanuslara kadar taşınması da dâhil olmak üzere malzemenin eoliyen taşınma sürecinde önemlidirler (8.1). Büyük fırtınaların sığ denizel ortamlar üzerine etkisi çok büyük olup, fırtınayla ilişkili sedimentasyon süreçleri çoğu şelf ve epikontinental denizlerinde baskındır. Şelf ortamlarına etkiyen fırtınaların üç bileşeni vardır. Kuvvetli rüzgârlar su ve sedimenti kıtasal şelfler boyunca taşıyan okyanus akıntıları oluştururlar. Bunlar ayrıca şelfin normal hava koşulu dalgalarının etkidiği derinliklerden daha derin kısımlarını etkileyen büyük dalgalar meydana getirirler. Bu dalgalar deniz tabanındaki sedimenti yeniden işleyerek karakteristik

sedimenter yapılar meydana getirirler (14.2.1). Son olarak, yüksek enerji koşulları deniz tabanı yakınına askı yükü olarak çokça sediment getirirler ve sediment ile su karışımı şelf üzerinde yerçekimi kaynaklı su altı akışı şeklinde sığ sulardan derin sulara doğru hareket eder. Bu fırtına süreci çökellerine **tempestitler** denir. Dalga denetimli şelflerdeki süreç ve ürünlere ait ayrıntılı bilgiler Bölüm 14'de verilmiştir.

### 11.3.2 Tsunami

Japonca'da 'liman dalgası' anlamına gelen **tsunami** deniz altı depremleri büyük volkanik patlamalar ve su altı heyelanları gibi olayların meydana getirdiği, periyodu $10^3$ ile $10^4$ saniye arasında değişen dalgalara verilen isimdir. Geçmişte bu tür dalgalar bazen yanlış biçimde 'gelgit dalgaları' olarak adlandırılmışsa da, köken itibariyle gelgit dalgalarıyla bir ilişkileri yoktur. Bu olaylar derin okyanus sularında genliği birkaç desimetre ve dalga boyu kilometrelerce olan bir yüzey dalgası meydana getirebilirler. Tsunami dalgası kıtasal şelfe erişince genlik on metreye veya üzerine kadar çıkarak kıyı bölgelerinde yıkıcı boyutlara ulaşabilir (Scheffers ve Kelletat, 2003).

Tsunaminin gerek kaynağına yakın yerlerde ve gerekse yolu üzerindeki her yerde olmak üzere kıyılarda geniş alanlarda meydana gelen yıkımlara neden olan dramatik etkileri söz konusudur. Sığ denizel ortamlarda alın seti ve kıyı önü sedimentlerinde örseleme ve yeniden çökeltme şeklinde ciddi etkileri de vardır. Farklı kıyı ve sığ denizel ortamlarına ait çökeller ve faunanın karışımından oluşan kötü boylanmış moloz içeren tabakaların tsunami sonucunda meydana gelmiş olabilecekleri önerilmiştir (Pilkey, 1988). Daha büyük boyutlarından dolayı bunları sıradan fırtına çökellerinden ayırmak mümkün olabilirse de, pratikte bir çökelin spesifik bir mekanizma ile oluşturulduğunu göstermek zor olabilir.

## 11.4 TERMOHALİN VE JEOSTROFİK AKINTILAR

Sıcaklıkta ve/veya yoğunluktaki kontrasttan dolayı oluşan akıntılara **termohalin akıntılar** denir. Soğuk suyun yoğunluğu fazla olup, ılık suya göre aşağıya hareket edecektir. Tuzluluğun normalden fazla olması durumunda deniz suyu da daha yoğun olacaktır. Bu sıcaklık ve tuzluluk kontrastları daha az yoğun olan suyun altında daha yoğun akışkan akışına neden olur. Soğuk yüzey suyu yüksek kutup enlemlerindeki **batma noktaları**nda alçalır ve bu su kütleleri okyanuslarda termohalin taban akıntıları şeklinde dolaşırlar (Stow, 1995). Kutup bölgelerinden uzaklaşan suyun yerini ılık su alır ve bu da dünyadaki okyanuslarda binlerce kilometre öteye su taşıyan bir dolaşım sistemi meydana getirir. **Jeostrofik akıntılar** küresel rüzgâr sistemleri ile ilişkili rüzgâr kaynaklı akıntılar olup, Coriolis kuvveti (6.3) ile birleşen hava kütlesi sıcaklıklarından ileri gelirler. Okyanus akıntılarına ait desenler şekil 11.10'da verilmiştir.

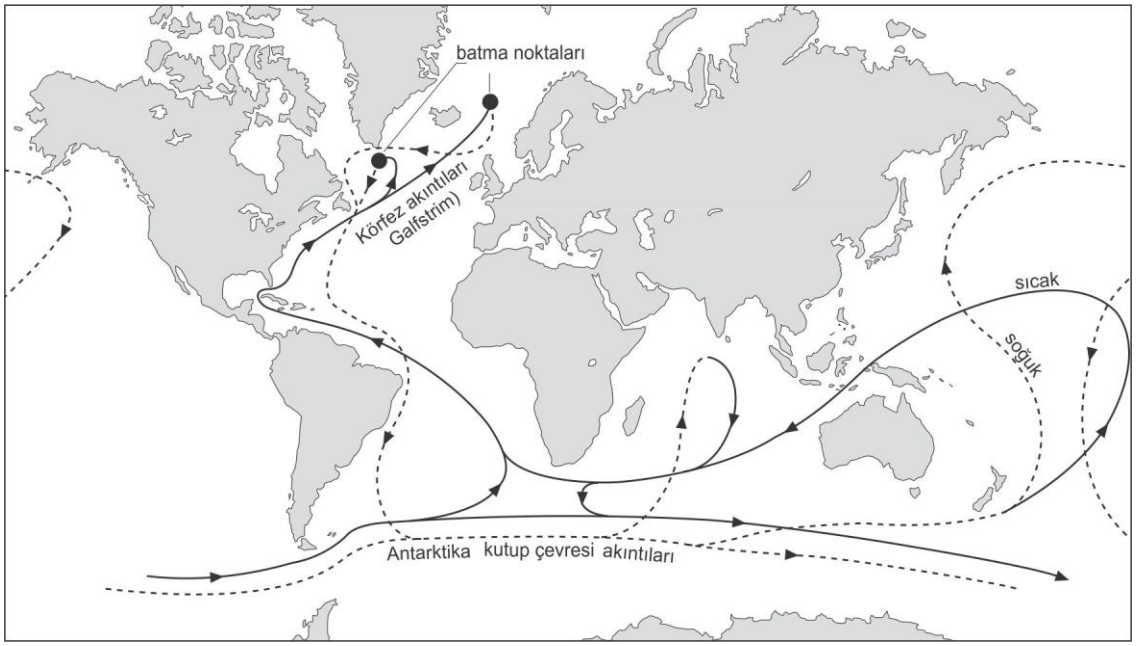
Daha sığ sulardaki etkileri çoğu zaman gelgitler, dalgalar ve fırtınaların etkisiyle maskelendiğinden, bu akıntıların sedimentasyon üzerindeki etkilerinin en belirgin olduğu durumlar daha derin sulardır (16.4). Termohalin akıntılar tipik olarak fırtına ve gelgit akıntılarından daha zayıf olmakla birlikte hacimleri çok daha büyüktür. Taşıdıkları malzeme daha çok asılı kil ve silt ile taban yükü şeklindeki çok ince kumlardır. Termohalin akıntılar besinlerin okyanuslarda dağıtılması açısından da önemlidirler. Taban akıntıları besinleri soğuk bölgelerden su yükseliminin olduğu bölgelere taşırlar ve bu şekilde besince zengin sular yüzeye yükselirler. Sonuçta bu yükselim alanları organik üretkenlik açısından zengin alanlara dönüşürler ve buralarda biyojenik maddece zengin sedimentler çökelebilir.

## 11.5 OKYANUSLARDA KİMYASAL VE BİYOKİMYASAL ÇÖKELME

Güncel denizlerdeki en önemli kimyasal ve biyokimyasal çökelme ve eski şelflerdeki çökeller karbonat sedimentleri ve evaporitlerdir ve okyanuslardaki planktonlar çok büyük miktarlarda karbonat ve silisli sedimentler üretirler. Ayrıca, bollukça daha az fakat daha önemli diğer kimyasal ve biyokimyasal çökeller de vardır.

### 11.5.1 Glokoni ve Glokonit

Glokonit terimi denizel sedimentlerde oldukça bol bulunan koyu yeşil bir minerali isimlendirmede jeologlarca yaygın olarak kullanılmaktadır. Esasen, birbiriyle ilişkili potasyum ve demirce zengin silikat mineralleri grubunun tek üyesi olmasından dolayı, bu terimin daha doğru kullanım şekli potasyumca zengin




**Şekil 11.10 Güncel okyanusları etkileyen ana jeostrofik akıntı yolları (termohalin dolaşım desenleri). Kuzey Atlantik'teki batma noktaları Grönland buz takkesinden gelen soğuk buzul erime suyundan dolayıdır.**

mika olan **glokonit** isimli mineral ile sınırlı tutulmalıdır (Amorosi, 2003). Bu belirgin, orta-koyu yeşil renkli minerallerden oluşan maddeye **glokoni** denir. Glokoni mineralleri otijeniktir; yani, sedimenter ortamda kristallenirler (2.3.2). Bu durum sedimentlerde kırıntılı malzeme olarak bulunan hemen hemen tüm diğer silikat mineralleri ile ters bir durumdur (2.3.1). Mineral oluşum süreci olan glokonitleşme deniz tabanındaki foraminiferlerin sert kısımları, diğer karbonat parçaları, dışkı pelletleri ve litik parçaların yüzeyi üzerinde oluşur. Bu sürecin oksitleyici deniz suyu ile hafifçe indirgeyici doku içi suların ara yüzeyinde özel bir mikro-ortam gerektirdiği görülmüştür. Bu koşullar kıtasal şelflerin dış kısımlarında ve kıta yamaçlarının üst kesimlerinde, tipik olarak yaklaşık 50 m ile 500 m derinlikler arasında mevcuttur.

Glokoni/glokonit sedimentolojide ve stratigrafide birçok açıdan önemlidir. Birincisi, her ne kadar yeniden işlenme yoluyla daha derin sulara ve bazen de akıntılarla daha sığ ortamlara taşınabilirse de, sığ denizel ortamdaki çökelme için güvenilir bir belirteçtir. İkincisi, en bol olarak karasal kökenli kırıntılı malzeme veya karbonat gibi diğer malzeme çökeliminin yavaş olduğu koşullar altındaki şelf sedimentlerinde bulunmasıdır. Bu nedenle, anormal derecede düşük hızlarda çökelen katmanlar olan **kondanse katmanlar**da yaygın olarak oluşurlar. Dış şelf sedimentasyonu deniz seviyesi yükselim dönemlerinde en yavaş olduğundan, deniz seviyesindeki değişimlere ait kanıtları değerlendirirken şelf üzerinde düşük hızlı sedimentasyon dönemlerinin belirlenmesi önemlidir (bu konu Bölüm 23'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır). Üçüncü olarak, otijenik bir mineral ve potasyumca da zengin olduğundan, radyometrik yöntemlerle yaşlandırılabilir ve elde edilen yaşlar da çökelim zamanına karşılık gelir. Bölüm 21'de görüleceği üzere, sedimenter malzemenin doğrudan radyometrik yaş tayini nadiren mümkündür. Ancak, glokoni/glokonit bir istisna olup, sonuçta katmanları jeolojik zaman ölçeği (19.1.2) ile ilişkilendirmede çok önemlidir.

### 11.5.2 Fosforitler

**Fosforitler** $P_2O_5$ tenörünün %15'lere kadar çıktığı, fosfor açısından zenginleşmiş sedimenter kayalardır. Fosfatın sedimentlerde bulunuşu başlıca balık dişi ve pulu ile omurgalı kemikleri gibi biyoklastlar şeklinde

olsa da, çoğu zaman taneleri sıvayan, deniz tabanında peloidler ve mikroyumrular oluşturan otijenik çökel olarak oluşur ve deniz tabanını örten kabuksu laminalar şeklinde de gelişebilir (Glenn ve Garrison, 2003). Fosforit birikimini teşvik eden etmenler diğer maddelerin yavaş çökelimi ve glokoni de olduğu gibi kondanse kesimlerin özellikleridir. Sert zeminler laminalı fosforitlerden oluşabilirler. Peloidler ve diğer taneler malzemenin deniz tabanı akıntıları ile yeniden işlenmesi yoluyla konsantre olarak fosfatça zengin tabakalara dönüşürler (Glenn ve Garrison, 2003).

Güncel fosforit konsantrasyonları Güney Amerika'nın batı kıyısı gibi besince zengin suların yüzeye çıktığı kıta kenarlarında ve Antarktika sularının yüzeye çıktığı Afrika'nın uzak batısında oluşmaktadır. Ilık sulara karışan bu besince zengin soğuk sular besin zincirinin en altındaki planktonların çoğalmasını teşvik etmektedir. Eski fosforitlerin benzer ortamlarda oluştuğu düşünülmektedir. Ayrıca, şelfe sediment girişi azaldığında yüksek deniz seviyesi dönemlerinde konsantrasyonların en yüksek düzeylere çıktığı da düşünülebilir. Fosforit üretimi karasal kayaların bozuşmasından gelen fosfat maddesi ile de ilişkilidir.

### 11.5.3 Organik Maddece Zengin Sedimentler: Siyah Şeyller

Deniz tabanına çökelen malzemenin bir kısmı okyanuslarda çok bol bulunan ve ölü bitkiler, hayvanlardan ve mikrobiyal canlılardan kaynaklanan organik maddeden oluşur. Akıntıların yüzeyden getirdiği sularla oksijenlenen deniz tabanında organik madde oksitlenir ve deniz tabanında yaşayan leşçiller tarafından tüketilir. Zayıf dolaşım deniz tabanındaki sulardaki oksijeni azaltır ve koşullar anoksikleşir. Oksijen bulunmadığı zaman organik maddenin parçalanması yavaşlar; hatta durur. Bu koşullar leşçil canlıların yaşamasına izin vermez. Bu anoksik koşullarda biriken organik madde pelajik sedimentlere karışarak tipik olarak %1-15 arasında organik karbon içeren bir çamurtaşı olan **siyah şeyl**i oluşturur (Wignall, 1994; Stow vd., 1996). Siyah veya koyu gri renk kısmen organik maddenin varlığından ve ayrıca indirgeyici koşullarda gelişen bir başka mineral olan piritin (demir sülfit) ince taneler halinde saçılmasından ileri gelir.

Bu nedenle, siyah şeyllerin oluşum koşulları organik madde girdisi, organik maddenin mikrobik faaliyetlerle parçalanma etkinliği ve karasal kırıntılı, biyojenik karbonat veya silisin seyreltilme etkilerine göre belirlenir. Bunun içindir ki, siyah şeyl oluşumu için en elverişli yerler oksijenli yüzey suyu ile deniz tabanı arasındaki dolaşımın zayıf olduğu derin denizlerdir. Kara Deniz gibi dolaşımın kısıtlı olduğu güncel havzalardaki koşullar çok elverişli olsa da (Wignall, 1994) benzer ortamların hepsinde siyah şeyl oluşmaz. Siyah şeyller organik madde girdisinin parçalanma hızından fazla olması koşuluyla dolaşımın vasat düzeyde etkili olduğu şelflerde de oluşabilirler. Hidrokarbon kaynak kayaları olmalarından dolayı gerek sedimentoloji ve gerekse stratigrafik açıdan ekonomik önemleri yüksektir (18.7.3).

## 11.6 DENİZEL FOSİLLER

Şelfler besin getiren akıntılarla dönemsel olarak süpürülerek oksijenlenen alanlardır. Bunun için de suda yüzerek (**planktonik**) veya deniz tabanında (**bentik**) sedimentin üstünde ya da içinde yaşayan sayısız canlı için elverişli yaşam ortamlarıdır. Denizel alanlarda yaşayan bitkiler ve hayvanlar ortama kırıntı sağlarlar, diğer sedimentleri değiştirirler ve kendilerine ait ortamları oluştururlar. Güncel şelf ortamları yaşam için çok elverişlidir. Çökelim zamanında şelf ortamında yaşamış canlılara ait kanıtın olmadığı eski bir şelf çökel bulmak çok zordur.

Kırıntılı madde girişinin düşük olduğu sığ denizlerde çöken sedimentin büyük bir kısmı ölen canlıların kalkerli sert kısımlarından oluşur. Bu maddeler ya hareketli hayvanlara ait gevşek kırıntı maddeleri ya da sedimentin tüm kütlesinin mercanlar ya da algler gibi canlılar tarafından inşa edildiği biyojenik resifler şeklindedir. Karasal kırıntılı kumlu veya çamurlu şelf çökelleri de zengin flora ve fauna içerebilir. Bunların türü ve çeşitliliği deniz tabanının enerjisine (yüksek enerji ortamlarında parçalanma oluşabilir) ve malzemenin korunmasını etkileyen çökelim sonrası tarihçesine (Bölüm 18) bağlıdır.

Bitkilerin ve hayvanların büyük çoğunluğunun su derinliği, sıcaklık, besin tedariki, sedimentasyon yüzeyinin karakteri ve benzeri etmenler ile tanımlanan kendine özgü ekolojik bölgesi vardır. Bir fosile ait ekolojik bölge tanımlanabilirse, canlının yaşadığı çökelme ortamı hakkında mükemmel bilgiler elde edilebilir. Genç Senozoyik katmanlarındaki fosiller bugün yaşayan canlılara benzeyebilirler. Buradan, fosilin yaşadığı ortam kolayca tayin edilebilir. Daha eski

jeolojik kayıtlar için bu işlem çok daha zordur. Alt Paleozoyik denizlerinde trilobit ve graptolit gibi gruplar halinde yaşayan canlılar için karşılaştırma yapılabilecek güncel temsilci canlılar bulunmamaktadır. Bu fosillerin ekolojik bölgeleri için bazı ipuçları fosil gövdesinin **fonksiyonel morfolojisi**ni değerlendirmek suretiyle elde edilebilir. Her canlı yaşadığı ortama bir şekilde uyum sağlar. Buna göre, bu uyum özelliklerinin belirlenebilmesi halinde fosilin canlı iken yaşadığı ortam bir dereceye kadar belirlenebilir. Meselâ, trilobitlerin çok iyi gelişmiş gözlere sahip olduğu, diğer canlılarda ise gözlerin zayıf geliştiği bilinmektedir. Bununla ilgili olarak trilobitlerin deniz tabanında gezinebilmek için iyi gelişmiş göze gereksinim duyduğu, fakat diğerlerinin sedimente gömülü olduğu ve etraflarını iyi gözlemeye gereksinim duymadığı şeklinde bir yorum yapılabilir.

Bazı canlıların çok özel ekolojik zonlarda yaşadıkları düşünülmektedir. Bunlara ait fosiller çökelme ortamı hakkında oldukça güvenilir fikirler verebilir. Bazı algler ve hermatipik mercanların yaşayabilmesi için duru su ve güneş ışığı gereklidir. Buna göre, bu canlılar sığ ve çamur içermeyen ortamlara ait belirteçlerdir. Diğer canlılar (meselâ bazı çift kavkılılar) farklı ortamlara daha toleranslı olup, besin bulunması şartıyla değişik ortam ve su derinliği koşullarında yaşayabilirler. Genel olarak, su derinliği artarken bentik canlılar azalır. Dalga karıştırmasıyla iyi oksijenlenmiş koşullar ve (çok çamurlu olmaması şartıyla) ışığın mevcut olmasından dolayı, bentik flora ve faunanın en zengin topluluklarının yaşadıkları yerler genellikle kıyı önü ortamlarıdır. Deniz tabanında yaşayan canlıların bolluğu kıyı ötesi geçişinde ve şelfin kıyı ötesi kesimlerinde azalır. Derin okyanuslarda hidrotermal faaliyete komşu deniz tabanında sadece birkaç özel tür yaşamaktadır.

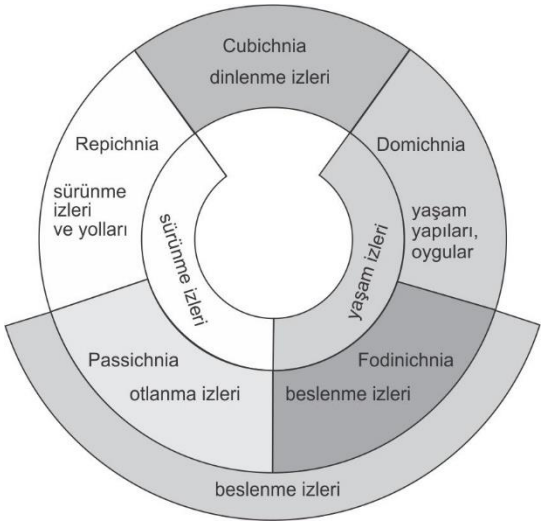
Planktonik organizmaların bolluğu ortama giren besin miktarı ile suyun yüzey sıcaklığı tarafından kontrol edilir. Her ne kadar çok derin sularda kalsiyum karbonat çözünürse de (16.5.2), planktonik canlıların sert kısımları herhangi bir derinlikteki sedimentler içine yayılabilir. Sedimentin çökeldiği derinliği belirlemede karşılaşılan problemi çözmeye yönelik bir yaklaşım, ortamda mevcut bentik canlıların planktonik canlılara oranını göz önüne almaktır. Bentik canlı oranının daha yüksek olması durumunda su muhtemelen sığdır. Planktonik canlı oranının daha fazla olması ise derin suyu işaret eder. Bu yöntemle normalde sadece görece su derinliği hakkında kaba bir fikir elde edilmekle birlikte, foraminiferlerin bentik ve planktonik formlarının oranlarını dikkate almak suretiyle Senozoyik ve Mesozoyik katmanlarına yarı kantitatif olarak uygulanabilir.

## 11.7 İZ FOSİLLER

Her ne kadar makrofosiller geçmişte yaşayan canlılara dair fiziksel kanıt sağlarlarsa da, bir canlının faaliyetlerine ait kanıtlar **iz fosiller**dir. İzler yürüyen hayvanların bıraktığı izleri, solucanların yollarını, molluskların ve kabuklu hayvanların oygularını kapsar. Bunların hepsi için **iknofauna** terimi kullanılır. İz fosiller genellikle pekleşmemiş sediment üzerinde veya içinde bulunurlar fakat sedimentin dayanımı hayvanın izinin şeklini saklayacak düzeyde olmalıdır. Oygu dolgusu ile içinde oyuk açılan sediment türü arasındaki kontrast iz fosil tanımlaması için çok önemli bir bilgidir. Yumuşak sediment içinde oluşan **oygu** ile sert zeminde yapılan **delgi** birbirinden ayırt edilmelidir.

İz fosillerin farklı şekilleri için hayvanların ve makrofosillerin sınıflandırılmasında kullanılanlara benzer isimler kullanılabilir. Örnek olarak, kumlardaki küçük düşey tüpler için **Skolitos** ve çok ayaklı bir canlının sürünmesiyle oluşan ize de **Cruziana** denmektedir. Cruziana iz şekillerinin makrofosillerle karşılaştırılmasıyla bu özelliklerin trilobitler tarafından geliştirildiğine dair kuvvetli delil elde edilirse de iknofauna ile makrofosil arasındaki bu ilişki bir kural olmanın ötesinde istisnai bir durumdur. İz fosillerin çoğunluğu için bunları oluşturan hayvanın karakteri hakkında bir tahminde bulunulabilir. Bunun diğer istisnaları da güncel kallianassid karideslerinin oygularıyla özdeş morfoloji sunan peletlenmiş bir oygu olan **Ophiomorpha** ile, güncel denizlerde *Lithophaga* gibi çift kavkılı mollusklar tarafından şekillendirilmiş olarak görülen, kayada veya sert zeminde açılan delgi olan **Trypanites**dir.

İknofosiller oluştukları şekilden yola çıkılarak yapılan yorumlara göre sınıflandırılmaktadır. Bir yüzey üzerinde hareket eden, beslenen, yuva yapan ve benzeri faaliyette bulunan hayvanların hareketleri bunlara örnektir (Şekil 11.11) (Simpson, 1975; Ekdale vd., 1984). Bununla birlikte, dinozor ayak izleri ve trilobit izleri aynı tür iz fosil olarak sınıflandırıldığından, bu kategoriler içinde önemli değişimler söz konusudur. Bir hayvan yürürken de beslenebildiği için, kategoriler arasında önemli örtüşmeler de vardır. En bol bulunan iz




**Şekil 11.11 Canlı faaliyetlerinin yorumlanmasına dayalı olarak yapılan iz fosil sınıflaması (Seilacher, 2007'den uyarlanmıştır).**

fosiller yuva veya beslenme ya da her ikisinden oluşan bazı oygu formlarıdır. Yüzeye doğru hareket eden canlıların oluşturduğu **kaçış oyguları** fırtınalar veya türbidit akıntıları yoluyla meydana gelen hızlı sedimentasyon ortamlarındaki istiflerde yaygındırlar.

### 11.7.1 Paleoortamsal Analizlerde İz Fosiller

Her ne kadar iz fosilleri oluşturan hayvanların çoğunun türü belirlenebilmese de, bunların varlığı sayesinde canlıların davranışı ve paleoortamların karakteri hakkında bazı değerli bilgiler elde edilmektedir. Hayvanın yaşadığı ortama ait kesin deliller oldukları için, iknofosiller sedimenter kayaların analizi açısından çoğu zaman fosil kavkılar veya kemiklerden daha çok fayda sağlarlar. Bunun aksine, bir makrofosil elbette ki ölmüş bir hayvandır ve fosilin bulunduğu yerde yaşadığı her zaman kesin değildir. Bir mercan yaşadığı resifin içinde korunabilirse de, açık okyanusta yüzen ve öldükten sonra okyanus tabanına düşen pelajik organizmalar yaşadıkları yerde korunmazlar. Bazı durumlarda ortamsal koşullar tıpkı bir volkanik kül ile kaplanmış bir memeli iskeletinde olduğu gibi gerçekten de bir hayvanın ölümüne sebep olmuş olabilirler. Daha da önemlisi, iknofauna bunların oluşum ortamı hakkında kesin bilgiler sağlar. Örnek olarak, kuşlara ait ayak izleri kara yüzeyine ya da kuşun gezindiği çok sığ sulara ait kanıtlar ve deniz tabanı sedimentindeki oygular karmaşığı da oksijenlenmiş koşullara ait kanıtlar olabilirler. İz fosiller bu nedenle paleoortamsal analizler için çok kuvvetli araçlar olup, **iknofasiyes** olarak adlandırılan iz fosil topluluklarındaki değişimler ortamda deniz seviyesindeki yükselim ve alçalımlar (23.8) gibi değişimlerin kanıtı olarak kullanılabilirler.

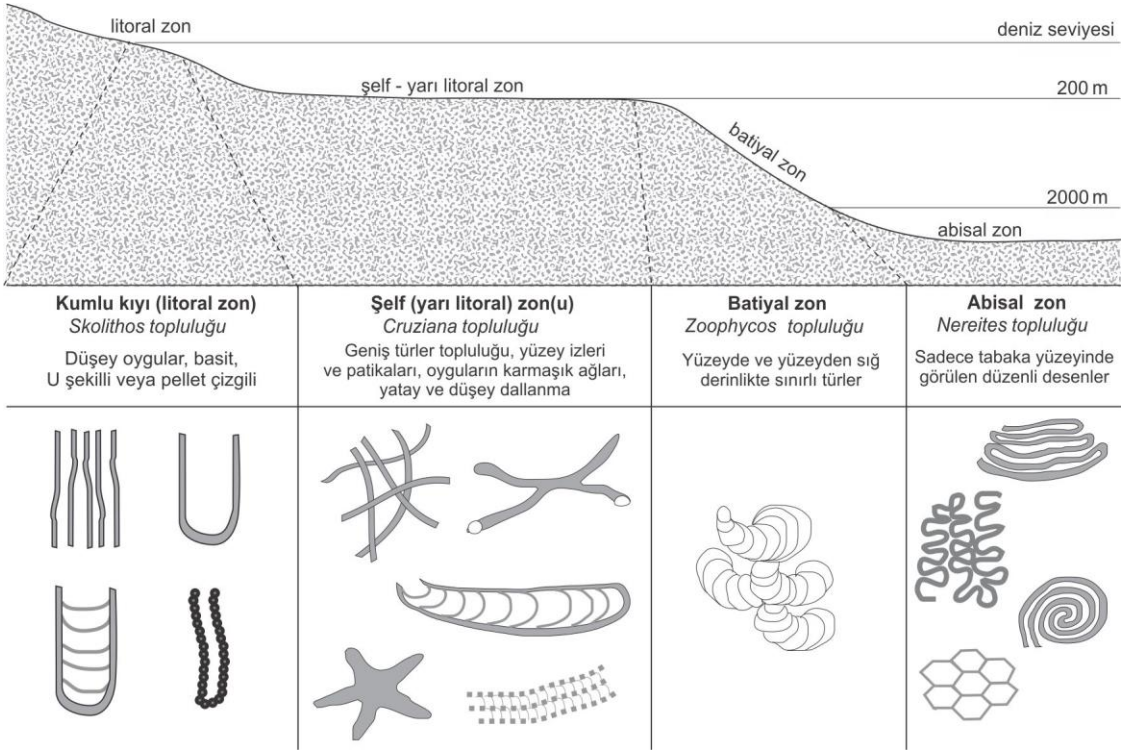
### 11.7.2 İz Fosil Toplulukları

Deniz tabanı ekolojisi ve dolayısıyla sedimentlerde bulunan iknofauna birbiriyle ilişkili çok sayıda etmen tarafından kontrol edilirler (Pemberton vd., 1992). Bu faktörler aşağıda sıralanmıştır.

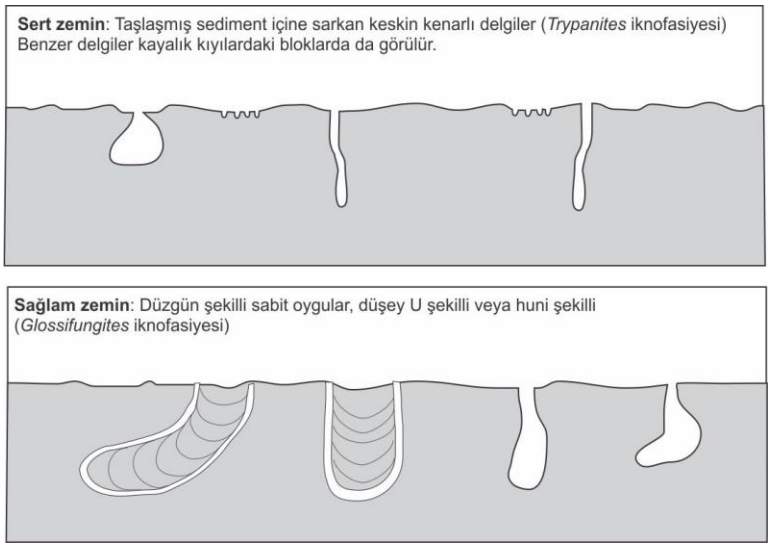
**1.** Taban malzemesi türü, yumuşak veya sert oluşu, kumlu veya çamurlu oluşu
**2.** Deniz tabanını süpüren akıntıların kuvveti
**3.** Sedimentin çökelme hızı
**4.** Bulanıklık, suda asılı halde ince sediment yükü miktarı olan türbidite
**5.** Sudaki oksijen düzeyleri
**6.** Suyun tuzluluk derecesi
**7.** Sağlanan besinin kalitesi
**8.** Sağlanan besinin miktarı.

Bu ortamsal değişkenler başlıca su derinliğine (Şekil 11.12) ve taban malzemesinin (Şekil 11.13) sertliğine dayalı bir şema halinde basitleştirilebilir (Pemberton vd., 1992; Pemberton ve MacEachern, 1995). Sığ denizel ortamlarda enerji ve besin derin su ortamlarına göre daha fazladır. Ancak, bazı sığ su ortamları (su dolaşımının kısıtlı olduğu şelf denizleri ve lagünler) düşük enerji ortamları ve besin açısından da nispeten fakir olabildikleri için bunun istisnaları vardır. Buna göre, bu iknofasiyesler her zaman için su derinliğine dair tanımlayıcı belirteçler değildirler.

Taban sedimentlerine ait koşullar bir ön kıyı (foreshore) ortamındaki gevşek kumdan bir başka plajdaki sert zemine kadar değişebilir. Sert ya da yarı pekleşmiş kıyı hatlarında gelişen iknofasiyesler (sırayla *Trypanites* ve **Glossifungites** toplulukları) koşulların sert veya sıkı bir deniz tabanına (11.7.4) dönüşmesi halinde şelfin daha uzak kesimlerinde de oluşabilirler. Topluluk isimlerinin tipik olabilecek belli bir iknofosilden alındığına dikkat edilmelidir. *Cruziana* topluluğunda gerçek Cruziana formu bulunma




**Şekil 11.12 İz fosil biçimleri toplulukları ve denizel alanların ana bölümleri ile olan ilişkileri (Pemberton vd., 1992'den uyarlanmıştır). Topluluklar karakteristik iknofaunaya göre adlandırılmış olup 'tip' iknofosilin toplulukta temsil edilmesi gerekli değildir.**




**Şekil 11.13 İz fosillerin niteliği deniz tabanının özelliğinden etkilenir. Delici organizmalar sağlam kaya ya da çimentolanmış deniz tabanında (sert zeminlerde) keskin kenarlı izler bırakırlar. Yarı pekleşmiş yüzeylerde (sağlam zeminlerde) iyi tanımlanmış oygular gelişir.**

zorunluluğu yoktur ve, esasen trilobitler tarafından oluşturulduğu düşünülen çökeller olduklarından, çökeller Paleozoyik yaşlı olmadığı sürece olası da değildir. İz fosillere örnekler şekil 11.14'de verilmiştir.

Kıyı çizgisi boyunca gelişen iz fosil toplulukları taban sedimentlerinin pekleşme derecesine göre alt bölümlere ayrılabilir. Kumlu kıyı çizgilerinde *Skolithos* iknofasiyesleri karakteristiktir. Bu fasiyes adı yüksek enerjili ön kıyı bölgesinde yaşayan canlılar tarafından oluşturulan basit düşey tüplere atfen verilmiştir. Bu toplulukta dışkı pelletleriyle hizalanmış daha büyük düşey oygular olan *Ophiomorpha* ve U şekilli oygular olan *Diplocraterion* da gelişir. *Skolithos, Ophiomorphia* ve *Diplocraterion*u oluşturan hayvanların ön kıyı bölgesinde değişen su seviyesiyle birlikte aşağı ve yukarı hareket ettikleri düşünülmektedir. Sedimentin yarı pekleşmiş olduğu yerlerde *Glossifungites* iknofasiyesleri gelişir. Oygular şekil itibariyle *Skolithos*unkine benzemekle birlikte tüp kenarları daha keskin ve iyi tanımlanmış olup, kazılarak oyulmuş yuvalara kadar inebilirler. Çift kavkılılar, ekinidler ve süngerlerin bir kısmı gibi bazı canlılar kayayı delerek yuva izleri oluştururlar. Bu topluluğa *Trypanites* denir.

Şelfin kıyı önü zonundaki *Cruziana* topluluğu *Cruziana*nın kendisiyle birlikte eğimli bir U şekilli oygu olan *Rhizocorallium*, düşey yönde çatallı küçük oygu olan *Chondrites*, yatay yönde çatallı bir oygu olan *Planolites* ve karmaşık üç boyutlu ağda daha büyük (çap > 10 mm) oygular olan *Thalassanoides*i kapsar. Dış batiyal zondaki daha derin sulardaki karakteristik iknofasiyes **Zoophycos** topluluğudur. *Zoophycos* oldukça değişken olup, çapı onlarca santimetreyi bulan kısmen ışınsal şekilli formlardır. Bu derinliklerde diğer birkaç iz fosil daha bulunur. Daha derin batiyal zondan abisal derinliklere doğru **Nereites** iknofasiyes toplulukları düzenli desenler sunan karakteristik beslenme izleridir. Bunlar Nereites gibi döngülü bir yüzey izi olan *Helminthoidea* ve düzenli altıgen desen sunan *Palaeodictyon*u da kapsar. Bu iknofasiyeslere ait izlerin düzenli yapısının besinlerin kıtlığından ve bundan dolayı da etkin hareketlikten kaynaklandığı düşünülmektedir. Daha sığ, besince zengin sedimentlerde besleme yapıları da daha düzensiz olarak görülür.

### 11.7.3 Biyotürbasyon

Sedimentleri karıştıran canlılara ait kanıtların varlığı için sedimenter kayalarda çok yaygın bir özellik olan **biyotürbasyon** terimi kullanılır. Esasen, sığ denizel çökellerde biyotürbasyonun yokluğu anoksik bir deniz tabanı gibi sıra dışı bir koşul olarak değerlendirilebilir. Bir sediment kütlesinde biyotürbasyonun bolluk derecesi o ortamda yaşayan hayvan sayısı ve bu hayvanların faal olduğu sürenin uzunluğuna dair bir belirteçtir (Droser ve Bottjer, 1986). Değişik ortamlarda çökelen sedimentler arasında bir karşılaştırma yapabilmek amacıyla bir biyotürbasyon şiddet skalası geliştirilmiştir.

*Birinci derece*: Birkaç izole iz

*İkinci derece*: Biyotürbasyon sedimentin %30'dan azını etkilemiş, tabakalanma belirgin

*Üçüncü derece*: Sedimentin %30-60 kadarlık kısmı etkilenmiş, tabakalanma belirgin

*Dördüncü derece*: Sedimentin %60-90 kadarlık kısmı biyotürbasyonlu, tabakalanma az belirgin

*Beşinci derece*: Sedimentin %90'dan fazlası biyotürbasyonlu, tabakalanmanın tanınması zor

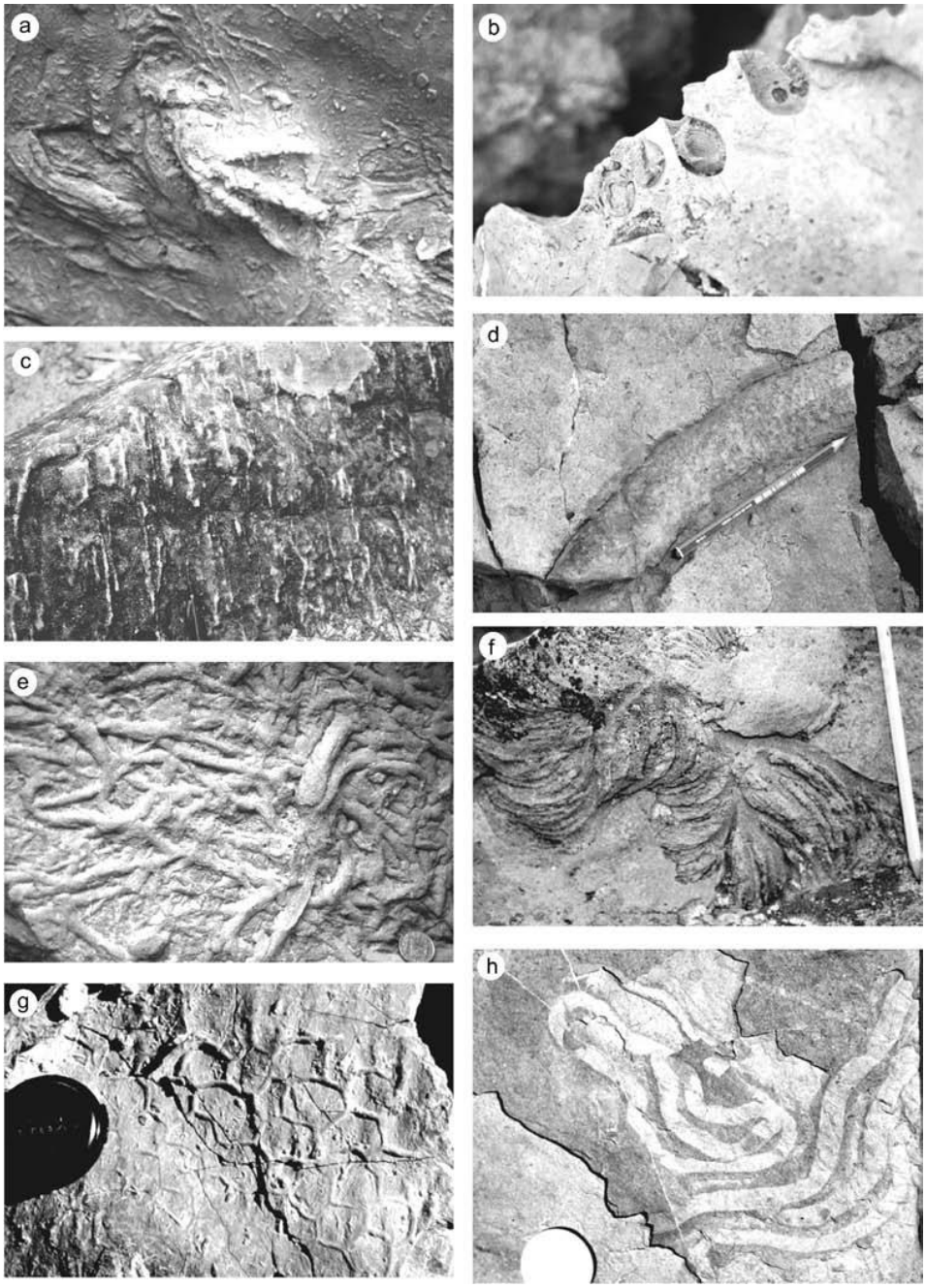
*Altıncı derece*: Sediment biyotürbasyonla tamamıyla örselenmiş.

Bir sediment kütlesi tamamıyla biyotürbasyonlu olduğu zaman bireysel izleri tanımanın zor olabileceği, bazen de biyotürbasyonun gerçekte var olduğunu belirlemenin zor olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Böyle durumlarda sediment çok basit olarak yapısız bir şekilde ve iz fosillerin sedimentteki kanıtı da sadece benekler veya farklı tane boylarındaki yamalar şeklinde görünür.

### 11.7.4 İz Fosiller ve Çökelme Hızları

İknofasiyesler taban sedimentlerinin pekleşme derecesi için belirteçler olarak kullanılabilir (Şekil 11.13). Bu özellik stratigrafik istifi analiz etmede yararlı bir gereç olabilir. Çökelme hızlarının yüksek olduğu yerlerde deniz tabanı gevşek kumlu ve çamurlu malzeme ile kaplanır ve su derinliğine bağlı olarak değişik iknofasiyesler gelişir. Çökelme hızının nispeten yavaş olduğu ve bir **sıkı zemin**in (firm ground) oluşması durumunda deniz tabanında açıkta kalan sediment

.




**Şekil 11.14 Bol bulunan iz fosillere örnekler. a) Kuş ayak izi, b) kaya içinde çift kavkılı delgisi, c) kumtaşında düşey oygular (*Skolithos*), d) büyük kabuklu oygusu (*Ophiomorpha*), e) karmaşık oygular (*Thalassanoides*), f) *Zoophycos*, g) *Palodictyon*, h) *Helmenthoides*.**

pekleşmeye başlar. Sağlam zeminlerin karakteristik iknofasiyesi *Glossifungites*dir (Ekdale vd., 1984). Daha düşük çökelme hızlarında *Trypanites* iknofasiyesinin karakteristik olduğu **sert zemin** (hard ground) gelişimi ile deniz tabanının tamamen taşlaşması bile gelişebilir (Ekdale vd., 1984). Sert zeminlerin ve sağlam zeminlerin tanınması sedimenter istiflerin sekans stratigrafik analizi (Bölüm 23) açısından özellikle önemlidir

## 11.8 DENİZEL ORTAMLAR: ÖZET

Denizel bölgelerdeki gelgitler, dalgalar ve fırtınalar şeklindeki fiziksel süreçler su derinliği değişimleri ile sınırlandırılan bölgeleri tanımlamaktadır. En yüksek enerjili çökelme ortamı dalgaların kırıldığı ve gelgitlerin deniz tabanını düzenli şekilde açıp örttüğü plaj ön kıyı ortamıdır. Kara ile deniz arasındaki bu ara yüzeyde fırtınalar alçak kıyı düzlüklerini deniz suyuyla periyodik olarak örtebilir. Su altı şelflerinde dalgalar, fırtınalar ve gelgit akıntıları gelgit aralıklarındaki, dalgaların kabarmasındaki ve fırtınaların şiddetindeki değişimlere bağlı olarak deniz tabanını değişik derinliklere kadar etkilerler. Sedimenter yapılar gelgit akıntılarının, sığ sulardaki dalgaların ve kıyı ötesi geçiş zonundaki fırtınaların etkilerine ait belirteçler olarak kullanılabilir. Şelf sedimentlerinde bulunan makrofosiller ve iz fosiller çökelme ortamı hakkında daha fazla ipuçları verirler. Kıyı, şelf ve derin su ortamları hakkında daha fazla bilgi ilerleyen bölümlerde verilmiştir.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Bromley, R.G. 1990. *Trace Fossils, Biology and Taphonomy*. Special Topics in Palaeontology 3, Unwin Hyman, London.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T. 1996. *Shallow clastic seas*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading H.G.). Blackwell Science, Oxford; 232–280.

Pemberton, S.G. and MacEachern, J.A. 1995. *The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada*. In: Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits (Eds Van Wagoner, J.C. and Bertram, G.T.). Memoir 64, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 429–476.

Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer, Berlin.

# 12
# Deltalar

Akarsu ağızları akıntılarla getirilen kırıntılı malzemenin bir göl veya denizde birikerek sediment kütlesi oluşturduğu yerler olabilir. Denizel ortamlarda atmosferik süreçlerin dalga ve gelgit eylemleri ile etkileşmesi sonucunda bir dizi etmenin görece önemine bağlı olarak şekli ve çökelimi farklı karmaşık sedimenter ortamlar oluşur. Delta şekli ve fasiyesi akarsuların boyut ve debisinden, dalgalar, gelgit akıntıları ve kıyı sürüklemesiyle ilgili enerjiden, ortama gelen sedimentlerin tane boyundan ve su derinliğinden etkilenir. Deltalar ince çamurdan iri çakıla kadar değişen aralıktaki tüm kırıntılıların çökeldiği özel çökelme alanlarıdır. Delta ortamlarında oluşan çökeller fosil yakıtların oluşum ve birikim alanları olarak stratigrafik kayıtlarda önemlidirler.

## 12.1 AKARSU AĞIZLARI, DELTALAR VE HALİÇLER

Bir akarsu ağzı akarsuyun göl veya deniz gibi bir durgun su ortamına eriştiği noktadır. Buralar bir deltanın oluşabildiği yerler (bu bölüm), bir halicin oluşabildiği yerler (gelecek bölüm) veya ne bir delta ya da halicin olduğu yerlerdir. Bu değişim akarsu ağzının morfolojisine, akarsu ile getirilen sedimente ve göl veya deniz içinde faal olan süreçlere bağlıdır. Bir **delta** 'akarsuyun okyanusa veya başka su kütlesine karıştığı noktada gelişen ayrı bir kıyı çizgisi' olarak tanımlanabilir (Şekil 12.1) (Elliott, 1986; Bhattacharya ve Walker, 1992). Buna göre, deltalar akarsu ile getirilen sedimentlerin bir göl veya deniz içinde yığılmasıyla oluşurlar. Bunun aksine, bir **haliç** tatlı su ile tuzlu suyun karıştığı, sediment birikiminin belli bir alan ile sınırlı olduğu fakat denize doğru yayılmadığı bir akarsu ağzıdır. 'Olağan' akarsu ağızları önemli miktarda su karışımının olmadığı, akarsu ile getirilen sedimentlerin dalgalar ve gelgit akıntıları gibi süreçlerle yeniden işlenerek uzağa taşındığı ortamlardır.

## 12.2 DELTA ÇEŞİTLERİ

Güncel deltalar üzerinde çok ayrıntıya girilmeden yapılan bir inceleme bile bunların ölçek, süreçler ve çökelen sedimentin karakteri açısından çok geniş bir aralıkta değiştiğini ortaya koyabilir. Bir göle karışan küçük bir dere ile birkaç desimetreden yüzlerce metre kareye kadar yayılan bir sediment kütlesi gelişebilirken, çok büyük deltalar binlerce kilometre karelik alanları



**Şekil 12.1 Su kütlesi içine doğru ilerleyen bir akarsu tarafından beslenen bir delta.**

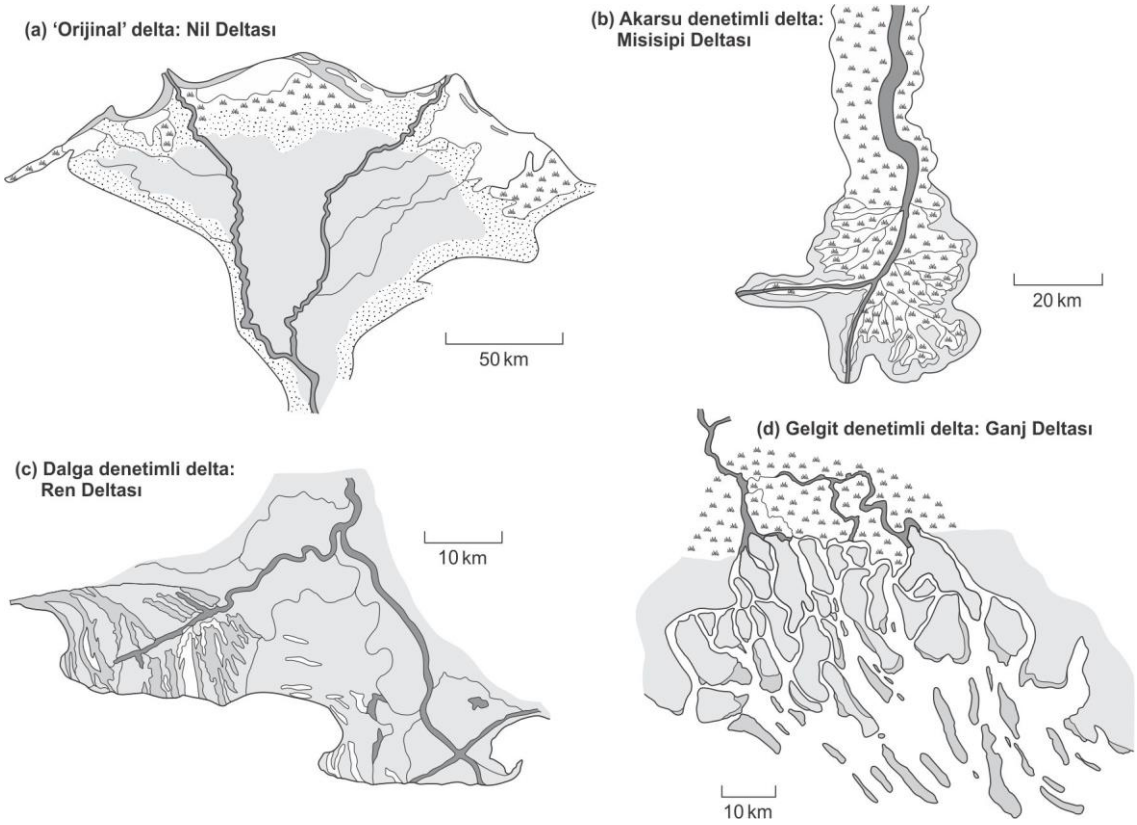
kaplarlar. 'Orijinal delta' Mısır'da Nil Nehri ağzında üçgen şekilli, üzerinde akarsu kanalları bulunan, Yunan alfabesindeki dördüncü harf olan Δ'ya benzeyen düz alandır (Şekil 12.2). Bu şekil diğer deltalarla ortak olmayıp (Şekil 12.2), morfolojileri deniz içine 'parmaklar' şeklinde uzananlardan (örnek: Misisipi Deltası, ABD) çoklu kanallarla yarılmış şekillilere (örnek: Ganj Deltası, Bangladeş) kadar değişim gösterir. Bunların genel şeklinin a) akarsudaki akıntı, b) dalgaların hareketi ve c) gelgitlerin hareketi olmak üzere üç ana süreç ile ilişkili olduğu ortaya konmuştur. Misisipi ve Ganj deltalarında çökelen sedimentler başlıca çamur ve silt iken, Ren Deltası (Fransa) gibi diğerleri çok daha kumludur. Çakıllı akarsularla beslenen deltalarda (örnek: Skeidarsandur, İzlanda) yüksek oranda çakıl bulunabilir. Çakıllı deltaların akarsularla beslenmesi şart değildir. Bir yamaç molozu ya da seyelan denetimli alüvyal yelpaze bir sediment kütlesi oluşturacak şekilde bir göl veya denizde yığınlaşabilir. Bunlara **yelpaze deltası** denir. 'Yelpaze deltası' teriminin akarsularla beslenen iri taneli deltalar için de kullanıldığına dikkat edilmelidir (Nemec, 1990*a*).

Deltalar şimdilerde yaygın olarak çökellerdeki baskın tane boyu ile flüvyal, dalga ve gelgit süreçlerinin görece önemine göre sınıflandırılmaktadır (Şekil 12.3; Orton ve Reading, 1993'den). Değişik deltalar içinde çökelen sedimentlerin özellikleri delta fasiyesleri olarak yorumlanabilir bir sınıflamada kullanılabildiği için, bu şema güncel deltalara uygulanabilir yararlı bir araçtır. Denetleyici etmenler, delta şekli ve fasiyes arasındaki ilişkiler şekil 12.4'de özetlenmiştir. Sediment tedariki iç kıtanın (hinterland) özellikleri tarafından belirlenir. Bozuşmayı etkileyen iklimsel değişimler, aşınma süreçleri ve akarsuların debisi gibi özelliklerin yanında topoğrafyayı kontrol eden tektonik süreçler, özellikle akarsu gradyanı ve bunun taşınan malzemenin tane boyuna etkisi gibi özellikler iç kıtanın karakteristikleri olarak listelenebilir. Havzada sedimenti yeniden işleyen süreçlerin görece önemi iklimsel ve jeomorfolojik etmenler tarafından kontrol edilir. Gelgit aralığı havzanın yerel şekli tarafından belirlenirken (11.2), dalga faaliyeti iklim ve su kütlesinin boyutundan etkilenir (11.3).

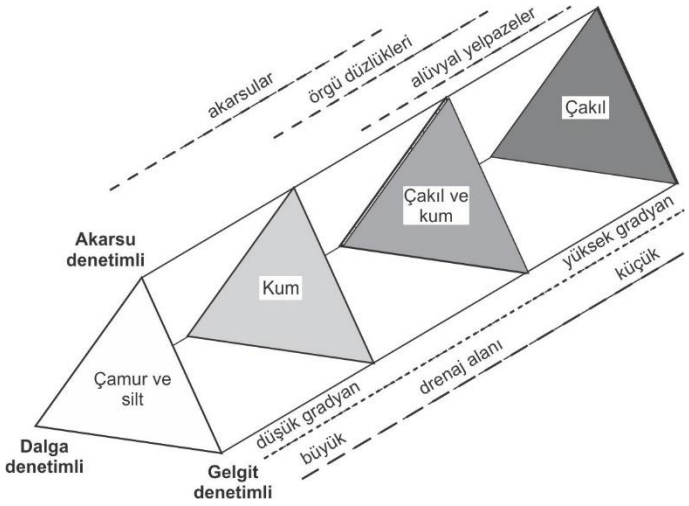
Şekil 12.3'de deltaları sınıflamada kullanılan değişkenlere bir başka faktörün daha eklenmesi gerekir. Dalga ve gelgit süreçlerinin etkileri ve delta gövdesinin genel şeklini kontrol etmesinden dolayı, havzadaki suyun derinliği de önemlidir. Deltanın sığ bir suda büyümesi durumunda derin sulardakine kıyasla havzaya doğru daha fazla ilerleme olacaktır (12.4.3). Su derinliği, deniz seviyesinde değişimler ve delta oluşum döngüleri alt bölüm 12.5'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

## 12.3 DELTA ORTAMLARI VE İSTİFLERİ

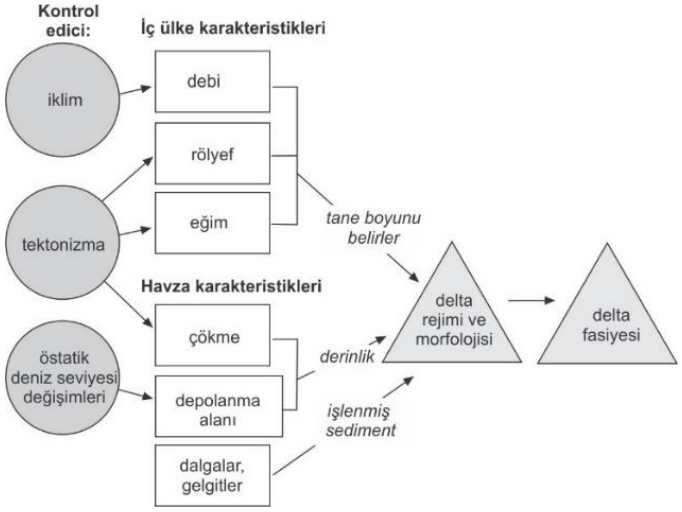
Denizel deltalar karasal ve denizel ortamların ara yüzeyinde gelişirler. Akarsu kanalı ve setüstü ortamlarıyla ilişkili süreçler sığ denizel alanların dalga ve gelgit eylemleriyle birlikte gelişir. Bitki büyümesi ve toprak oluşumu gibi kara ortamlarına özgü flora ve fauna özellikleri denizel ortam koşullarına özgü hayvanlardan çok kısa bir mesafe içinde yer alırlar. Güncel deltalarda görülen bu özelliklerin mekânsal birliktelikleri stratigrafik kayıtlarda fasiyes toplulukları olarak görülürler. Bu bakımdan deltalar, içinde bu süreçlerin kombinasyonlarının meydana geldiği, delta bütünü içindeki bölümler olan **alt ortamlar** açısından göz önüne alınabilirler.




**Şekil 12.2 Güncel delta şekilleri. a) Nil Deltası (orijinal delta), b) Misisipi Deltası (akarsu denetimli delta), c) Ren Deltası (dalga denetimli delta), d) Ganj Deltası (gelgit denetimli delta).**




**Şekil 12.3 Tane boyunun ve dolayısıyla sediment girdisinin dikkate alındığı delta sınıflaması (Orton ve Reading, 1993'den değiştirilerek alınmış).**




**Şekil 12.4 Delta ortamlarını ve fasiyeslerini denetleyen etmenler (Elliott, 1986*a*'dan uyarlanmıştır).**

### 12.3.1 Delta Düzlüğü Alt Ortamları

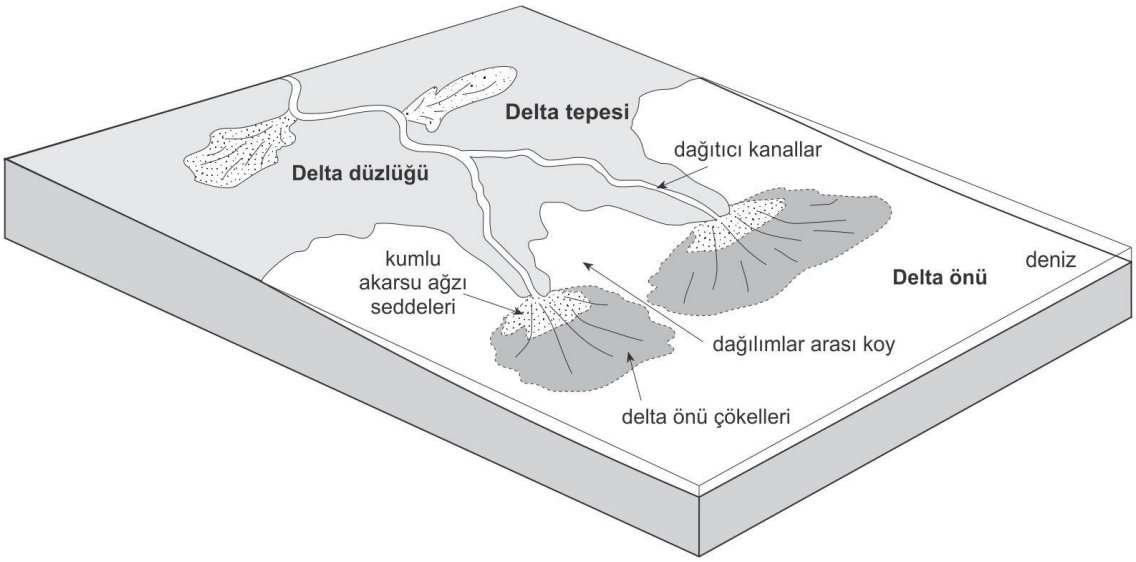
Deltalar bir akarsu ya da bir alüvyal yelpaze tarafından beslenirler. Flüvyal/alüvyal ortama ait olduğu düşünülen kısım ile **delta üstü** veya **delta düzlüğü** olarak değerlendirilen kısım arasında bir geçiş söz konusudur (Şekil 12.5). Delta kanalları bir akarsudaki kadar değişken olabilir. Buna göre, menderesli veya örgülü, tekli veya bölünmüş kanallar şeklinde olabilirler (9.2). Akarsuyun deltada kollara ayrılması yaygın bir durum olup, delta üstünde bir dizi kanal deseni oluştururlar. En iri delta üstü fasiyesi akıntının taban yükünü taşıyıp çökeltecek kadar güçlü olduğu kanallarda bulunur. Kanallara komşu alanlar kanal taştığında asılı yükün çökeldiği, açık havadaki setüstü alanlarıdır (9.3). Bu alanlarda uygun iklimsel koşullarda bitki örtüsü gelişebilir ve tropik bölgelerde delta üstünde bitkilerle kaplı bataklıklar meydana gelebilir. Her ne kadar yeterli sıklıkta taşkın olması halinde organik madde ile çamurun karışımından karbonlu bir çamur oluşursa da, bu kısımlar turba birikim alanları da olabilir (3.6.1). Yayılmış yarıklar (9.3) delta üstünde mercek şekilli kumlu çökeller ile sonuçlanabilir.

Kanalda sedimentlerin uzun sırtlı loblar halinde çökeldiği deltalarda sığ suların korunaklı bölgeleri kuvvetli dalgalar ve gelgit akıntılarına karşı korunmuş olabilir. Delta düzlüğünün kenarı boyunca uzanan bu korunaklı alanlara **dağıtım kanalları arası koylar** denir (12.5). Buralar loblar arasındaki düşük enerjili çökelme alanlarıdır. Kanaldan ve set üstünden yeteri kadar tatlı su beslemesi olması halinde buraların suları acı olur. Taşkın düzlüğü ile dağıtım kanalları arası koylar arasındaki sınır özellikle delta düzlüğünün bataksı olması halinde belirgin olmayabilir.

### 12.3.2 Delta Önü Alt Ortamları

Kanalların ağzında suyun göl veya denizdeki durgun suya girişi sırasında akış hızı aniden düşer. Kanal ağzının hemen ilerisindeki delta önü taban yükü malzemesinin çökeldiği **su altı akarsu ağzı seddesi**dir (Şekil 12.5). Akarsu ağzına yakın sığ suda önce en iri sedimentler çökelir ve burada dalga ve gelgit eylemleriyle yoğun bir şekilde yeniden işlenebilir. Akarsudaki akıntı kanal ağzından uzakta sönümlenir, dalga enerjisi derinlikle birlikte azalır ve sonuçta akarsu ağzından uzaklaştıkça giderek incelen malzemeler çökelir. **Delta yamacı** olarak adlandırılan bu kesim çoğu zaman eğimi delta üstünden itibaren hızla azalan bir yüzeye sahip olmakla birlikte yamaç eğimleri ince taneli çoğu deltalarda 1° veya 2°'den, iri taneli bazı deltalarda 30°'ye kadar değişir.

Akarsu kökenli asılı yük göl veya denizin nispeten durgun sularına girerek deltanın önünde bir **sediment bulutu** meydana getirir. Asılı yükü içeren tatlı nehir suyunun yoğunluğu tuzlu deniz suyununkinden düşük olabilir. Bu durumda askıdaki ince maddeler bulutu yüzer halde olup, akarsu ağzından uzağa doğru yayılır. Karışma başlayınca askıdaki maddeler çökelmeye

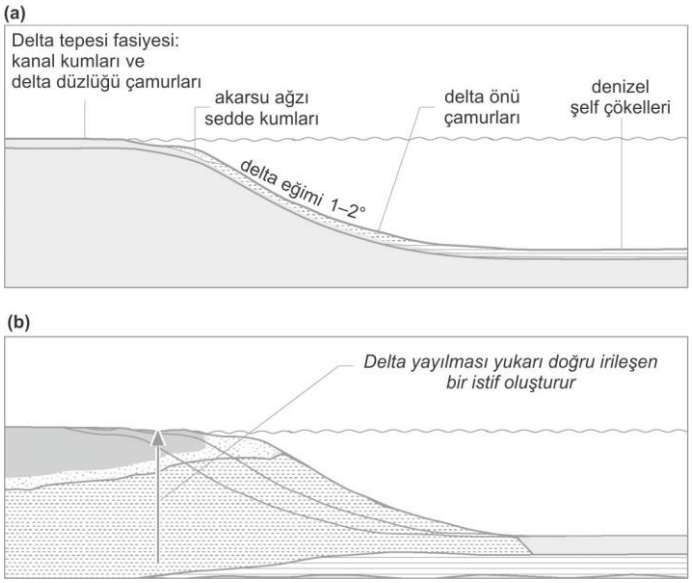



**Şekil 12.5 Delta çökelimi delta düzlüğü ve delta önü olmak üzere iki alt ortama bölünebilir.**

başlar. En ince taneli ve daha yüzer (boyant) olan parçacıklar delta önünden en uzak kesime taşınarak **prodelta** bölgesinde çökelirler. Çekim akıntıları da delta önüne aşağı doğru daha iri sediment getirerek malzemeyi türbidit şeklinde çökeltebilir (4.5.2).

### 12.3.3 Delta İstifleri

Delta tanımı çökelimin göl veya deniz içine doğru sediment kütlesiyle sonuçlandığı **ilerleme** (progradation) kavramını da kapsar. Buna göre, gelişen sedimenter istif giderek sığlaşan fasiyeslerden oluşacaktır. Prodelta sedimentleri delta önü sedimentleri ile üzerlenirken onun da üzerine akarsu ağzı seddeleri ve delta üstü sedimentleri gelir. Bu nedenle, delta ilerlemesiyle oluşmuş sedimenter istifte **yukarı doğru sığlaşan** bir desen görülür. İstifteki tabakalar istikrarlı biçimde üstte sığ sularda çökelmiş genç tabakalar ve bunların altında da daha derin suda çökelmiş daha yaşlı tabakalara ait kanıtlar sunarlar (Şekil 12.6). Delta önü alt ortamlarında en derin su fasiyesi olan prodelta çökelleri en düşük enerji ortamında çökeldikleri için taneleri de en ince boyuttadır. Yukarı doğru sığlaşan bir istifte bunların üzerine delta yamacı sedimentleri gelir. Bunlar biraz daha iridir. En sığ fasiyeser de tipik olarak kumlu ve hatta çakıllı sediment şeklindeki akarsu ağzı seddeleridir. Delta ilerlemesiyle oluşan tabakalar bu nedenle yukarı doğru irileşen bir desen sunarlar (4.2.5). Yukarı doğru sığlaşma ve yukarı doğru irileşme delta istiflerinin belirgin özelliklerinden biri olmakla birlikte, sadece istif üst kesimini su altı çökelme ortamından atmosferik ortama geçiş gösterdiği durumda bir delta için daha belirleyici bir özellik olarak değerlendirilebilir. Delta üstünde çökelmenin kanıtı bir akarsu kanalı, bitki büyüme belirtileri ve toprak oluşumu ya da özellikle atmosferik koşullara özgü fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle gelişen kuruma çatlakları veya kara hayvanlarının ayak izleri gibi yapılar olabilir. Her durumda süreç ve ortamdaki farklılıklara rağmen, bu bölümde gösterilen deltalara ait sedimenter loglar aynı temel deseni gösterir. Burada bir uyarıda bulunmak gerekir. Üstüne bir karasal fasiyes gelen, yukarı doğru irileşen denizel bir istif sedimentin denizel süreçlerle (13.6.3) temin edildiği bir kıyı çizgisinde de oluşabilir. Buna göre, istifin güvenilir bir şekilde delta çökeli olarak yorumlanabilmesi için, karadan sediment temin eden bir akarsu veya alüvyal yelpaze kanıtının ortaya çıkarılması önemlidir.



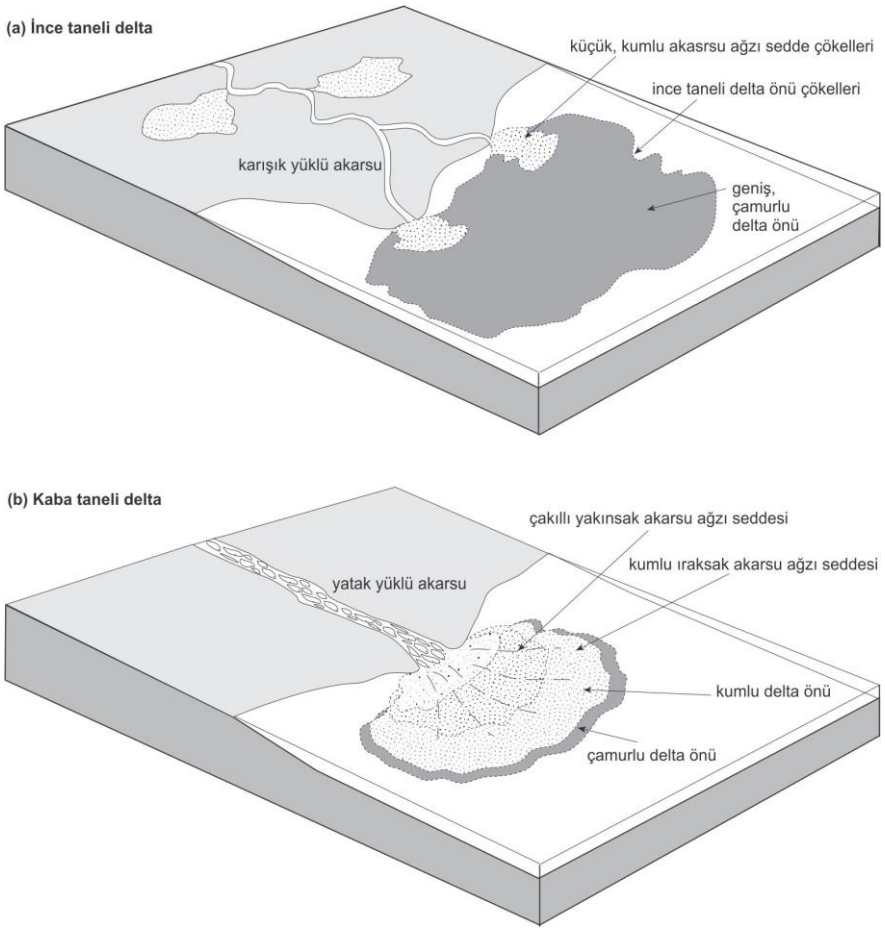

**Şekil 12.6 Bir delta lobundan geçen enine kesit. Delta ilerlemesi istifte yukarı doğru bir irileşmeye neden olur.**

## 12.4 DELTA MORFOLOJİSİ VE FASİYESLERİNDEKİ DEĞİŞİMLER

Delta morfolojilerini denetleyen etmenlerin kombinasyonları özellikleri geniş bir aralıkta değişen çok sayıda deltanın tanımlanmasına neden olur. Güncel deltalardan şekil 12.3'deki 'tobleron grafiği'ne uygun çok sayıda örnek gösterilebilir. Misisipi Deltası ince taneli ve akarsu denetimli; Ren Deltası kum ve çamur karışımı olup dalga denetimli; Skeidarasandur ise daha çok çakıllı ve akarsu ile dalga denetimlidir. Bu örnekler daha da çoğaltılabilir. Bu grafikteki olası tüm konumlara ek olarak su derinliği de bir değişken olarak eklenebilir. Güncel deltaların her biri kendi oluşumlarını denetleyen değişik etmenlerden dolayı kendine has özellikler içerirler. Eski deltaların da benzer şekilde değişken olduğu düşünülebilir. Deltaların basit ve öz bir sınıflamayla az sayıda sınıfa ayrılması olası delta şekillerinin sadece küçük bir kısmını kapsayacaktır. Buna göre, değişik faktörlerin delta morfolojisi ve sonuçta delta fasiyesleri üzerindeki etkilerinin göz önüne alınması daha kapsayıcı olacaktır. Bireysel bir güncel veya eski bir deltanın ilerleyen alt bölümlerde ele alınan özelliklerin bir kombinasyonunu sergilemesi daha olasıdır.

### 12.4.1 Tane Boyunun Etkisi: İnce Taneli Deltalar

Bir deltayı besleyen akarsuyun karışık yüklü bir akarsu (9.2.2) olması halinde bir deltadaki çökeller yüksek oranda ince tane içerirler. Düşük gradyanlı, karışık yüklü kanallar büyük akarsu sistemlerinin aşağı akıntı yönü kesimlerini karakterize ederler. Bunlar gibi büyük akarsular deltaya kumlu taban yükü ve silt ile kilden oluşan büyük miktarda askı yükü getirirler. Delta tepesindeki kum çökelimi delta kanallarında ve komşu seddelerde yoğunlaşmış olup, delta düzlüğündeki ve dağıtım arası koylardaki çökelim daha çok çamur birikimi şeklindedir (Şekil 12.7). Yakınsak akarsu ağzı seddeleri de kumlu olabilirlerse de, delta yamacının kalan kısmında ve prodelta bölgesinde akarsu ağzından yayılan askıda sediment bulutundan düşen sedimentler çökelir (Orton ve Reading, 1993; Bhattacharya, 2003). Delta önü aynı zamanda kütle akma bölgesi de olabilir. Akarsu ile aşağı getirilen ıslak ve çamurlu sedimentler türbidit akıntılarıyla taşınarak delta önünün alt kesiminde, prodelta alanında ve daha dışarıda türbiditleri çökeltebilir. Deltalar büyük deniz altı yelpaze kompleksleri (16.2) için sediment kaynakları olabilirler. Delta yamacında çökelen çamurlu sedimentler




**Şekil 12.7 Deltayı besleyen sedimentin tane boyundaki farklılıklar deltanın şeklini etkiler. a) Yüksek oranda asılı yük, taban yükünden çökelen nispeten küçük bir akarsu ağzı seddesi ile birlikte yaygın şekilde delta önü ve prodelta çökelleri oluşur, b) daha yüksek orandaki bir taban yükü de akarsu ağzı seddesi çakıl ve kumlarının daha yüksek oranda olduğu bir delta ile sonuçlanır.**

başlangıçta duraysız olup, buralarda eş-çökelimsel deformasyon özellikleri (18.1) yaygındır.

Besleyici akarsunun daha çok taban yükü taşıdığı durumda delta çökellerindeki kumun oranı artar. Kumlu taban yüklü akarsular askıda malzeme de taşırlar fakat, delta ortamı kanallarda kumun çökeldiği, setüstü alanın delta üstünde yayıldığı ve delta önünün üst kesiminde sığ denizel çökelimin olduğu bir ortam haline döner. Çok fazla miktardaki kumdan dalga ve gelgit etkisiyle yeniden işlenebilen akarsu ağzı seddeleri oluşur. Delta düzlüğünün kanallardan uzak kesiminde ve delta önünün alt kesimleriyle prodelta bölgesinde ince taneli çökelim gerçekleşir.

### 12.4.2 Tane Boyu Etkisi: İri Taneli deltalar

Yelpaze deltaları olarak da adlandırılan iri taneli deltalar çakıllı örgülü akarsular veya alüvyal yelpazelerle beslenirler. Drenaj alanında akarsuların çok eğimli yamaçlardan akarak diğer akarsulara veya bir göl ya da deniz içine ilerleyen alüvyal yelpazelere iri

malzeme taşıdığı, yüksek rölyefli bölgelere komşu alanlarda oluşurlar. Kenarı faylı rift havzası gibi ortamlar (24.2.1) iri taneli deltaların oluşmasına elverişli tipik ortamlardır.

Delta üstü ortamı ve dolayısıyla burada çökelen fasiyes iri, örgülü akarsu (9.2.1) veya bir alüvyal yelpazeninkine (9.5) benzer. Çakıllı malzemeler bir göl veya denize flüvyal veya alüvyal süreçlerle taşındıktan sonra dalgalar veya gelgit akıntılarıyla yeniden işlenirler. Belgelenmiş güncel örneklerin hepsi de gelgit aralığının küçük ve sığ suda kırıntılı dağılımında ana mekanizmanın dalga etkisi olduğu havzalara aittir. Dalgalarla ilişkili enerji derinliğe kuvvetlice bağlı olup (4.4) sedimentlerin su derinliğine göre farklı tane boylarına ayrılması söz konusudur. En iri kırıntılar dalga etkisinin en şiddetli olduğu sığ sularda kalırken, daha küçük kırıntılar dalgalarla kıyıdan daha uzakta biraz daha derin sulara taşınırlar. Tatlı eğimli bir şelfte su derinliği artarken ve dolayısıyla dalga enerjisi azalırken kırıntı boyutu da giderek incelir (Şekil 12.7).

İri taneli bir deltanın sığ bir göl veya deniz tabanında ilerlemesi sonucunda kıyıdan en uzakta ince taneli kumlardan kaba kumlara, granüllere, ince çakıllara ve hatta delta önü istifinin üst kesiminde kaba çakıllara veya bloklara geçerek yukarı doğru irileştiği bir istif ile sonuçlanır. Bunların en üstüne de delta üstünde iri flüvyal veya alüvyal yelpaze fasiyesi gelir (Şekil 12.7). Bu özellikleri sergileyen iri taneli deltalar Wescott ve Ethridge (1990) tarafından **şelf tipi yelpaze deltaları** olarak adlandırılmışlardır.

### 12.4.3 Su Derinliği: Sığ ve Derin Su Deltaları

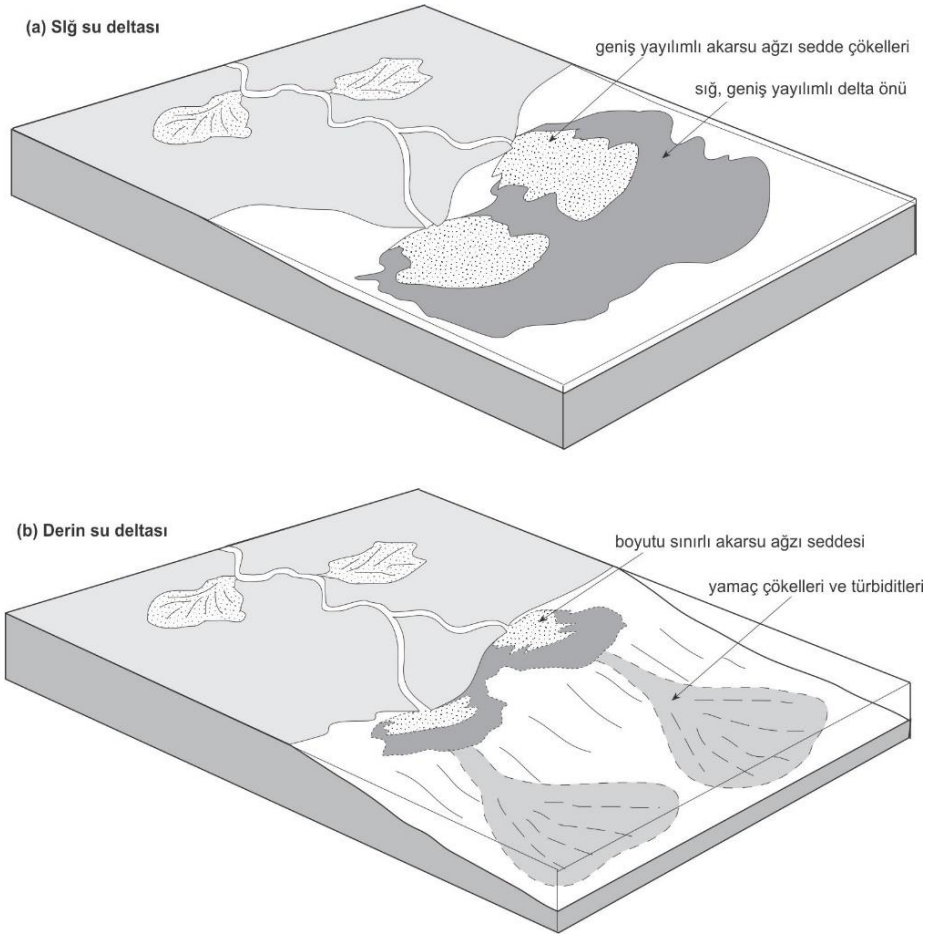
Bir delta deniz tabanında sediment birikmesi yoluyla ilerler. Bu süreç sedimentin delta üstündeki alanı arttırmak üzere yığılarak su seviyesine çıktığı delta önünde gerçekleşir. Belli bir miktarda sediment temini durumunda deltanın ilerleme hızı, deniz seviyesine erişmek üzere oluşması gereken sediment yığını kalınlığına bağlıdır. Bu nedenle, malzemenin bir sığ deniz veya gölde yığılması durumunda delta ilerlemesi daha büyük hızlarda gelişecektir (Şekil 12.8) ve, geniş alana yayılmış ince bir sedimentin kütlesi şeklinde olacağından, delta lobunun kapladığı alan daha geniş olacaktır. Bunun aksine, derin suda gelişen bir delta daha düşük hızlarda ilerleyen kalın bir çökel şeklinde olacaktır (Collinson vd., 1991).

Sığ suda gelişen bir deltada geniş bir delta düzlüğü gelişir. Bitki hayatı için iklimin elverişli olması durumunda delta kanallarından uzaktaki düzlüklerin bazı kesimlerinde turbalı çamurluklar gelişebilir ve bu nedenle de sığ su ortamında gelişen delta istifleri kömür tabakaları içerebilir. Delta önü fasiyeslerinin hepsi de sığ suda çökelecek ve böylece dalga etkisi gibi süreçlerden kuvvetlice etkileneceklerdir (Şekil 12.9). Bu nedenle, kumlu ve çakıllı çökellerin nispeten iyi boylanmaları olasıdır.

Daha derin sularda sedimentin büyük bir kısmı delta yamacının alt kesimlerinde çökelerek delta ilerlemesi sırasında yukarı doğru irileşen daha kalın bir istif meydana gelir (Şekil 12.10). Deltanın tepe alanı nispeten küçük olup, geniş alanlara yayılmış delta düzlüğü fasiyesleri ve çamurlukları gelişme potansiyeli düşüktür. Dalga faaliyetinin etkin olduğu sığ su alanı küçük olduğundan, dalgayla yeniden işlenmiş akarsu ağzı seddesi fasiyeslerinin yayılımı da sınırlı olacaktır. Delta yamacı geniş olup, çekim akmaları için potansiyel bir alan olacaktır. Daha iri çökeller moloz akmaları oluşturmak üzere yeniden hareketlenebilir ve suyla karışık daha ince sedimentler de türbidit akıntıları oluştururlar. Bu nedenle, delta önünün daha alt kesimleri bu kütle akması malzemeleri için havza düzlüğüne kadar uzanabilen uygun bir çökelme alanı olabilir.

### 12.4.4 İri Taneli Derin Su Deltaları

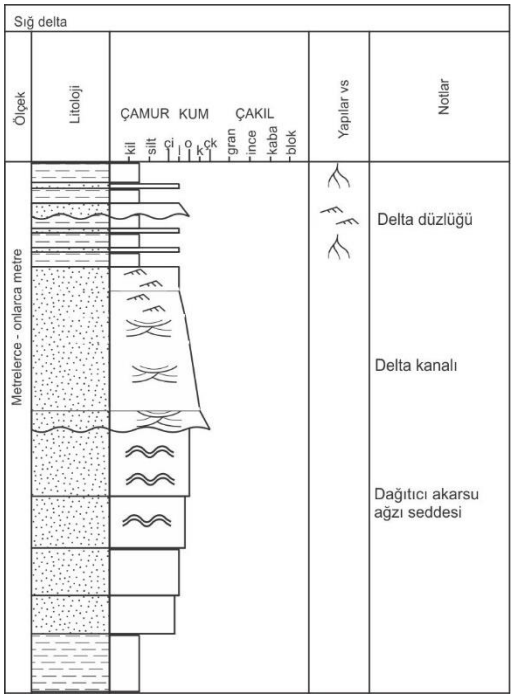
İri sediment temini ile çok eğimli havza kenarının birleşmesiyle diğer deltalardan farklı olan ve bu nedenle de özellikle üzerinde durulması gereken bir delta türü oluşur (Şekil 12.11). Bu çökelleri ilk olarak 1895 yılında tanımlayan Amerikalı jeolog G. K. Gilbert'a atfen '**Gilbert tipi deltalar**' şeklinde özel bir isimleri bile vardır. Gilbert tipi deltaların üç kısımdan oluşan bir özelliği vardır (Şekil 12.12 ve 12.13). **Tepe seti** (deltanın tepesi) bir kısmı açıkta bir kısmı sığ deniz altında olan, çakılların örgülü akarsularla çökeltildiği ve bazı durumlarda kıyı çizgisinde dalga süreçleriyle yeniden işlendiği bir ortamdır. Tepe setinin önünde yer alan **alın seti** (delta cephesi), tabakalar tipik olarak 30 derece civarında ve iri malzemelerin yığılma açısında yakın olduğundan dolayı, çok belirgindir. Alın setindeki çökelme iki mekanizma yoluyla meydana gelir (Nemec, 1990*b*). Birincisi, kum ve çamur ile karışık çakılın kötü boylanmış moloz akması ve diğeri de tane akması (çığı)




**Şekil 12.8 a) Sığ su içine ilerleyen bir delta sedimentin sığ su süreçleriyle yaygın akarsu ağzı seddesi ve delta önü fasiyesleri oluşturacak şekilde yeniden dağıtılmasıyla yayılır. b) Daha derin sularda akarsu ağzı seddesi akarsu ağzına yakın kesimler ile sınırlı olup, sedimentin çoğu daha derin sulardaki kütle akma süreçleriyle çökeltilir.**

süreçleriyle çökelmiş (4.5.3), iyi boylanmış çakıllardır. Alın setinin çok eğimli yamaçları duraysız olabildiği için, delta üzerinde çoğu zaman göçme (18.1.1) meydana gelir. Alın seti yamaç sedimentleri altında daha ince ve çamur, kum ve bir miktar çakıldan oluşan, yaklaşık olarak yatay konumda bulunan, bir prodelta ortamında türbiditlerin ve askıdan çökelen malzemelerin ürünü olan **taban seti** çökelleri bulunur.

Gilbert tipi bir delta ilerlerken taban seti üzerinde alın seti gelişir ve bunun üzerine de tepe seti gelir. Sonuçta oluşan çökel, yatay çakıltaşı ve kumtaşı tabakaları arasında sandöviçlenmiş, çok eğimli çakıltaşı katmanları şeklindedir (Şekil 12.14). Alın setinin yüksekliği deltanın içinde geliştiği suyun derinliği tarafından kontrol edilir ve birkaç on metre ile 500 m'den fazla değerler arasında değişir (Şekil 12.14). Bu çok eğimli kalın paketler sadece Gilbert tipi deltalara özgüdür. Bu çökelme açısına yaklaşabilen çökeller sadece alüvyal yelpazeler olup, bunlardaki yamaç eğimleri Gilbert tipi deltalarda kaydedilen 30º'den daha düşüktür. Bunlar tipik olarak faylı rift havzalarının

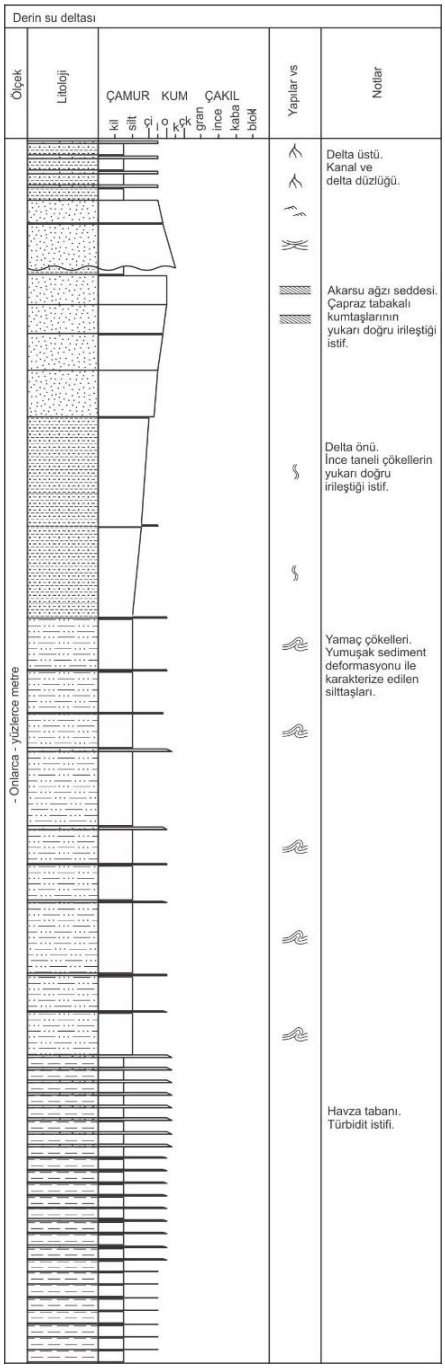



**Şekil 12.9 Sığ su içine ilerleyen kumlu bir deltaya ait şematik sedimenter log.**

kenarlarında (24.2.1) bulunurlar. Buralarda havzaya komşu arazi yükselerek çok eğimli topoğrafya meydana getirmekte ve çöken havzaya çakıl temin etmekte ve bu şekilde derin, dik kenarlı bir havza oluşmaktadır.

### 12.4.5 Süreç Denetimleri: Akarsu Denetimli Deltalar

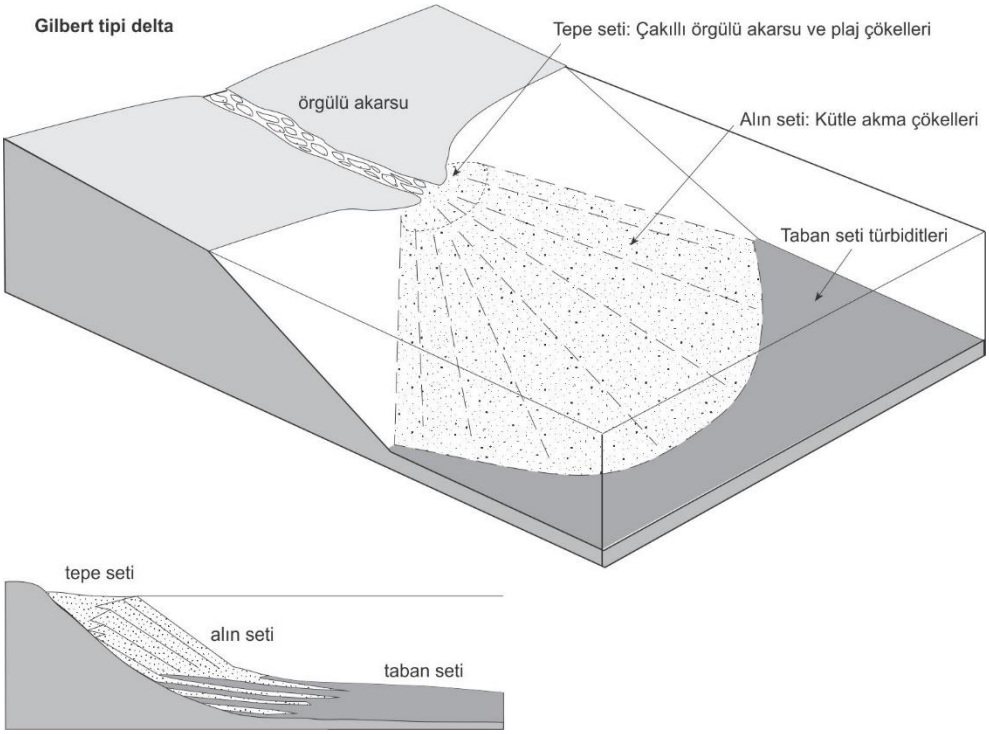
Gelgit ve dalga etkilerinin önemsiz olduğu yerlerdeki deltalar akarsu denetimli deltalar olarak değerlendirilir. Bunun için bir mikro-gelgit rejimi (11.2.2) ile dalgaların kıyı çizgisine erişmeden önce dalga enerjisinin etkin bir şekilde sönümlendiği bir ortam gereklidir. Bu koşullar altında oluşan dalganın şekli büyük ölçüde flüvyal taşınma ve çökelme süreçleri tarafından kontrol edilir. Akarsu ağzındaki tek yönlü flüvyal akıntı deniz veya göl içine doğru su altı akıntısı şeklinde devam eder. Kanal şekli iyi tanımlanmış su altı seddeleri ve setüstü alanları şeklinde sürdürülür (Şekil 12.15). Akarsu tarafından taşınan taban ve askı yükleri su altı seddelerinde çökelerek deniz seviyesine kadar yükselir ve ana kanalın her bir yanında delta önünden




**Şekil 12.10 Derin su havzasına ilerleyen kumlu bir deltaya ait şematik sedimenter log.**



**Şekil 12.11 Gilbert tipi iri taneli güncel bir delta.**




**Şekil 12.12 Gibert tipi deltalar derin su içine ilerleyen iri taneli deltalardır. Katmanların yatay üst ve alt kesimleri arasında sandöviçlenmiş, fazlaca eğimli alın seti tabakaları şeklinde belirgin bir desen sergilerler.**

havzaya doğru uzanan ince şeritler şeklinde uzanarak, akarsu denetimli deltalara özgü 'kuş ayağı' deseni oluşur (Bhattacharya ve Walker, 1992). Akarsu denetimli deltaların ortak bir özelliği delta düzlüğündeki çok düşük eğimden ileri gelen ve ana ile tali kanalların sık sık avülsiyona uğradığı kanal duraysızlığıdır. Denize doğru akıntı yolu terk edilirken akarsu yatağı da değişir ve eski kanalı, seddelerini ve setüstü çökellerini geride bırakarak

yeni bir kanal oluşturur. Delta tepesinde kanalların tekrarlı biçimde değişmesi bir dizi örtüşen lob deseni meydana getirir (Şekil 12.16).

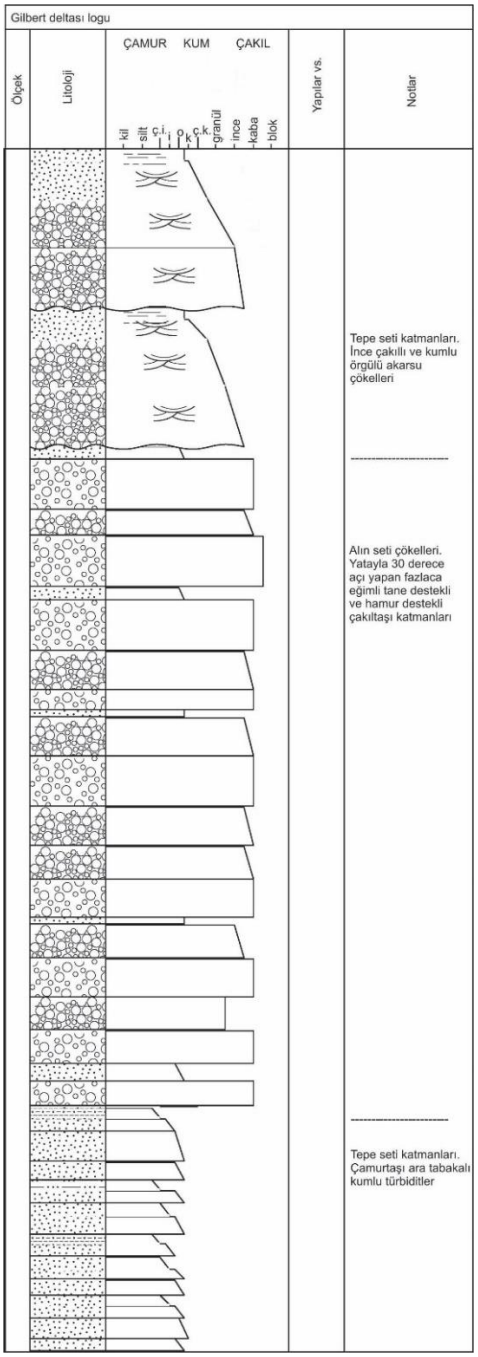
Akarsu denetimli delta çökellerinde kanal ve setüstü sedimentler içeren, iyi gelişmiş delta üstü fasiyesleri bulunur. Bu fasiyeslerin özellikleri esasen benzer akarsu sistemlerininki ile aynıdır. Delta üstündeki setüstü alanlar verimli bitki alanları olabilir; bu da sonuçta turba ve kömür oluşumu demektir. Kanallar 'kuş ayağı'nın topuklarını oluşturacak şekilde gelişirler; bunların arasında geniş dağıtım kanalı arası koylar gelişir. Bu koylar nispeten korunaklı olup, buralarda ince taneli su altı sedimentleri çökelir. Dağıtım kanallarından ayrılan yayılma yarıkları bu koylara sediment temin eder ve sonuçta deniz seviyesine kadar sedimentle dolarak delta düzlüğünün bitki örtülü kısmı haline gelirler. Dağıtım kanalları arası koyların dolmasıyla yukarı doğru irileşen küçük ölçekli istifler gelişir (Şekil 12.17).

Kanalların önünde akarsu ağzı seddeleri oluşur ve bunlar bireysel delta loblarının önündeki alanda yoğunlaşırlar. Akarsu ağzı sedde sedimentleri dalga veya gelgit süreçleriyle az miktarda yeniden dağıtılırlar. Bu yüzden akarsu ağzı seddesi kütleleri nispeten küçüktür.

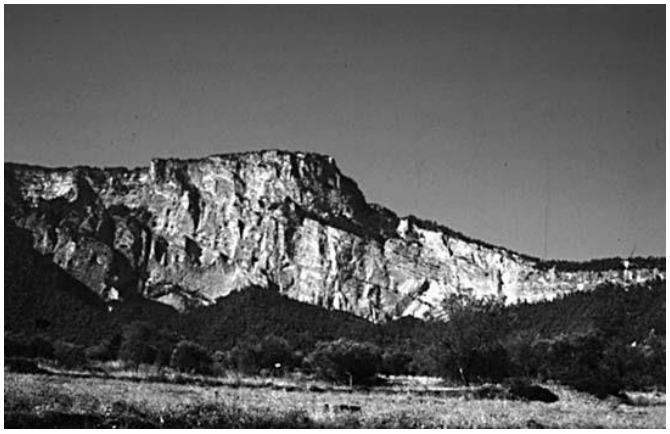
### 12.4.6 Süreç Denetimleri: Dalga Denetimli Deltalar

Kuvvetli rüzgârlarla oluşan dalgalar özellikle fırtına koşullarında olmak üzere sığ suda çökelen sedimentleri yeniden işleyerek tekrar dağıtma kapasitesine sahiptir. Bir deltanın akarsu ağzı ve akarsu ağzı seddesi alanları dalga etkilerine duyarlı olup, akarsu denetimli deltalarda görülen desenin değişmesine neden olur (Bhattacharya ve Giosan, 2003) (Şekil 12.18). Su altı seddeleri oluşmadığından ve taban yükü de çökelir çökelmez dalga etkisine maruz kaldığından, kanalın denize doğru ilerlemesi sınırlıdır. Rüzgâr yönü ile delta cephesi arasındaki herhangi bir verevlik sedimentin yanal yönde göçüne neden olur. Bu durumda dalgaların malzemeyi kıyı boyunca taşımasıyla kıyı çizgisine paralel olarak uzanan plaj çıkıntısı (beach spit) ve akarsu ağzı seddeleri oluşur. Dalga etkisi taban yükündeki taneleri değişik çaplarda boylandırır. Dalga denetimli deltalarda akarsu ağzı seddesi çökellerinin akarsu denetimli olanlardakine kıyasla daha iyi boylanması beklenebilir.

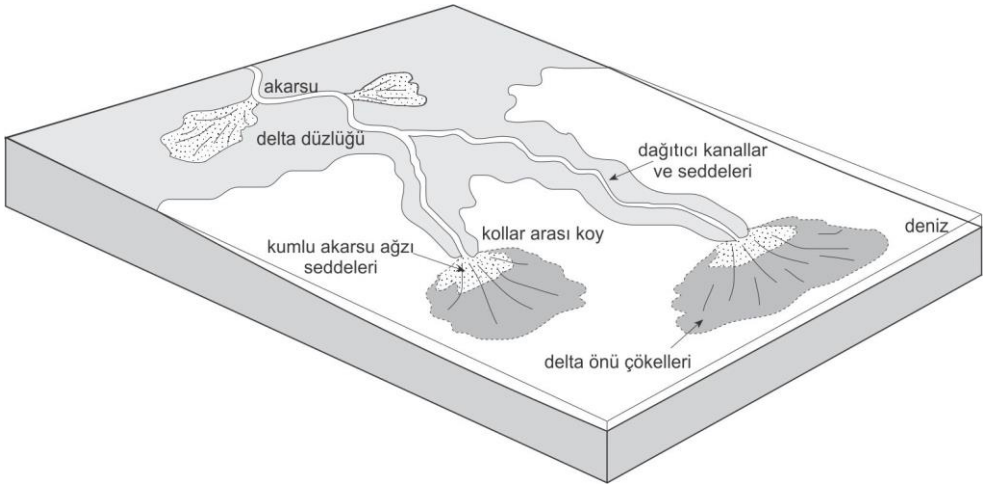
Dalga etkisi akarsu ağzındaki tüm malzemeyi uzağa taşımadığı için dalga denetimli deltalar denize doğru ilerler. Akarsu ağzı seddeleri yığılarak yeni bir plaj oluştururken, akarsuyun getirdiği kesintisiz taban yükü




**Şekil 12.13 Gilbert tipi iri taneli bir delta çökeline ait şematik sedimenter log.**



**Şekil 12.14 Yüksekliği 500 m'den fazla bir yarda açığa çıkmış iri taneli bir Gilbert tipi delta. Mostra büyük ölçüde yaklaşık 30º civarında eğimli alın seti çökellerinden oluşmuştur. Yatay tepe üstü tabakaları yarın tepesinde bulunmaktadır. Alın seti tabakalarının topuğu tatlı eğimli taban seti fasiyeslerine geçer.**

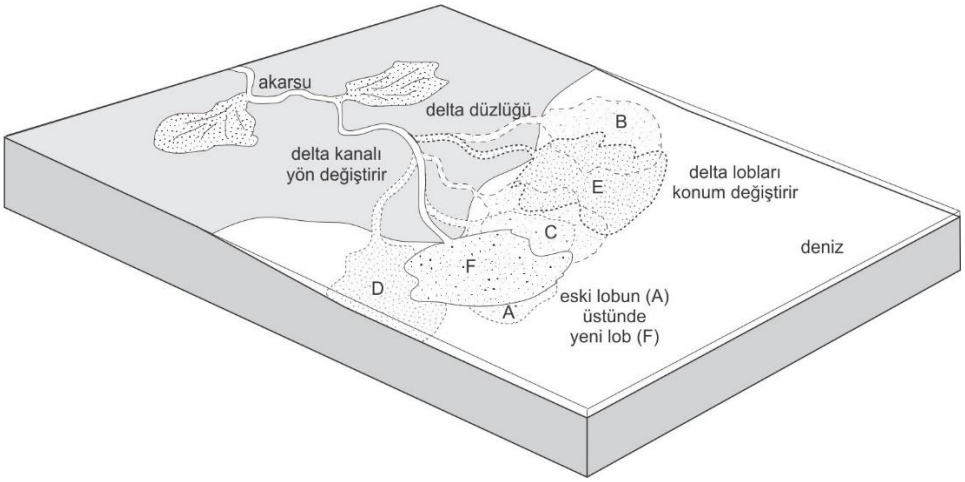



**Şekil 12.15 Dalga ve gelgit süreçleriyle yeniden işlenmenin olmamasından dolayı dağıtıcı kanalların yoğun tümsekler oluşturduğu, akarsu denetimli bir delta. Düşük enerjili dağıtım kanalarası koylar akarsu denetimli deltaların bir özelliğidir.**

de kıyıya paralel kum sırtları meydana getirir (Şekil 12.19). Dalga denetimli delta çökellerinde delta üzerinde akarsu kanalı yönelimine yaklaşık olarak dik yönde gelişmiş, iri sedimentlerden oluşan, uzun yapılar halinde akarsu ağzı seddeleri ve plaj sedimentleri gözlenir. Bu durum, akarsu ağzı seddelerinin devamlılığının daha az olması beklenen ve kanal ve setüstü çökellerinin daha büyük kısmının delta loblarını oluşturduğu akarsu denetimli delta çökellerindekinin tam tersidir. Bu iki delta türündeki delta önü ve prodelta çökelleri çok farklı olmayabilir (Şekil 12.17 ve 12.20).

### 12.4.7 Süreç Denetimleri: Gelgit Denetimli Deltalar

Gelgit aralığı yüksek kıyılar hem taban yükü hem de askı yükü taşıyan kıyı üstü ve kıyı ötesi gelgit akıntılarına maruz kalırlar. Gelgitlerin kuvvetli olduğu bir bölgede gelişen bir delta gerek akarsu ve gerekse dalga denetimli deltalardakinden farklı bir desen oluşturur (Şekil 12.21). Birincisi, yükselen gelgit flüviyal debiyi dengelerken delta üstü kanal(lar)ı akış terslenmesi ve/veya durgunluk dönemleri şeklindeki gelgit etkilerine maruz kalır. Bu durum tabakalarda çapraz katmanlanmanın işaret ettiği paleoakıntı




**Şekil 12.16 Bir delta kanalı yok olduğu zaman kanal ağzının yeni lokasyonunda yeni bir lob oluşmaya başlar. Terkedilen tümsek, suyunu kaybetmesinden dolayı batarak tamamen su altında kalır. Zamanla kanal eski delta lobunu üzerleyen bir konuma geri gelir. Bu da her biri yukarı doğru irileşen bir dizi delta lobu istifi oluşumuna yol açar.**

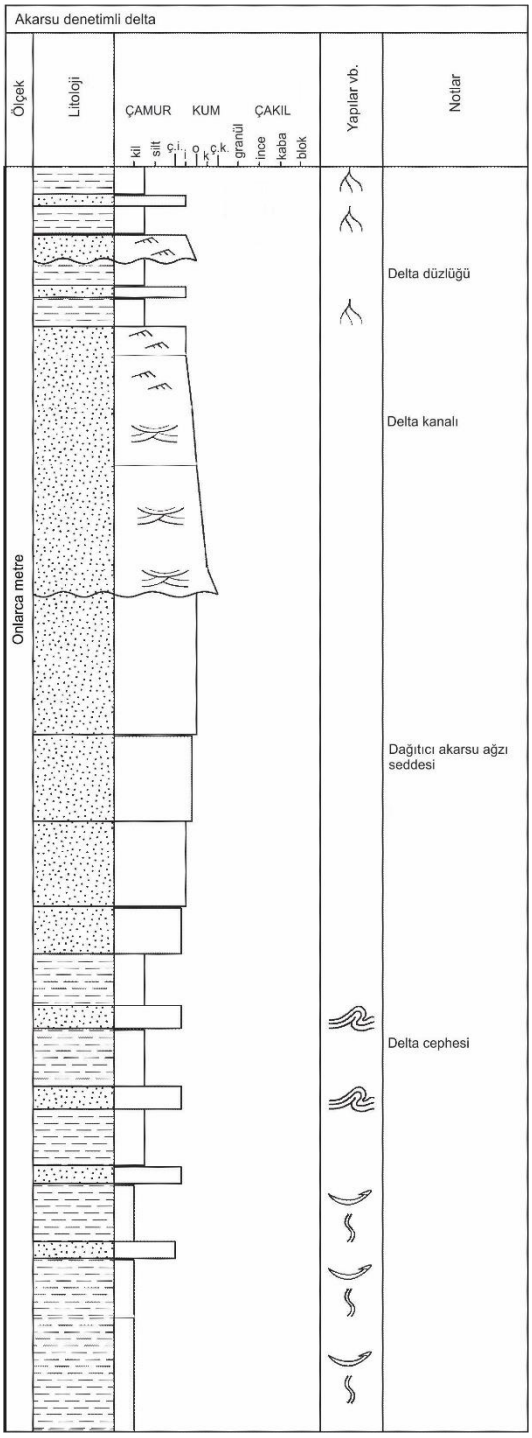
terslenmeleri ve çamur örtüsü (11.2.4) oluşumları şeklinde görülür. Delta üstündeki setüstü alanlar kısmen gelgit düzlükleri şeklinde olabilir. Yüksek gelgit ile çakışan yüksek flüvyal debilerde delta üstünün tamamı taşkın altında kalabilir. Gelgit akıntıları akarsu ağzındaki sedimentleri yeniden işleyerek kıyıya dik uzun seddeler meydana getirirler. Bunlar çekilen ve yükselen gelgit akıntılarının terslenen yön karakterinden dolayı çapraz tabakalı alın setlerinde iki yönlü çapraz katmanlanma ve çamur örtüleri gösterebilen, değişikliğe uğramış akarsu ağzı seddeleridir (Willis vd., 1999) (11.2.4).

Gelgit akıntısından etkilenen delta çökelleri diğer deltalardan gelgit süreçlerinin (paleoakış terslenmeleri, çamur örtüleri vb.) aktif olduğunu işaret eden sedimenter yapıların ve fasiyes topluluklarının varlığıyla ayırt edilirler. Ayrıca, su altı akarsu ağzı seddeleri de akarsu kanallarına paralel uzanmış şekildedir. Tabakalar istifi genelde bir deltanın yukarı doğru irileşen özelliğinde olup (Şekil 12.22), bu özellikleri sayesinde haliçler gibi gelgit etkisi altında olan ve çökelim süreçleri açısından deltalarla birçok ortak yönü olan diğer ortamlardan ayırt edilirler. Ayırt edici temel özellik, bir delta her zaman ilerlemeli bir istif oluştururken, bir haliç çoğu zaman gerilemeli veya transgresif bir istif oluşturur (23.1.6).

## 12.5 DELTA DÖNGÜLERİ VE STRATİGRAFİ

Delta üstündeki kanalın yönü değiştiği zaman, daha önce gelişen lob terk edilir ve yeni bir çökelme ortamı gelişir. Akarsu denetimli deltalarda aktif tümsekler çok sık bir şekilde konum değiştirse de, diğer delta türlerinde kanal rotasında avülsiyon da gelişir. Terk edilmiş bir loba ait çökeller gözeneklerde ince tanelerle birlikte çökelmiş suyun gözeneklerden atılmasıyla giderek pekleşir ve çökelin toplam yoğunluğu artar. Bu kompaksiyon işlemi herhangi bir ilave yükleme olmaksızın gerçekleşir ve terk edilen lobun tepesi deniz seviyesi altına iner. Deltanın genel bir sübsidans bölgesinde olması ya da deniz seviyesinde östatik bir yükselim olması halinde, terk edilen lobun su altına batması hızlanır.

Bir delta lobunda sedimentasyonun sonlandığını gösteren tabakalar için **terk edilme fasiyesi** terimi kullanılır (Reading ve Collinson, 1996). Bunlar delta düzlüğünün yukarı kesimlerinde, aktif lob ilerlemesi delta üzerinde başka bir yere gitmiş olduğundan dolayı deltanın bu kısmına düşük miktarda kırıntılı malzeme temin edildiğini gösteren, turbalar veya paleosollar şeklinde olacaktır. Delta lobunun saçakları sığ suda yavaş ve ince taneli çökelim alanlarıdır. Daha uzakta




kıyı ötesinde deltanın topuğunda karbonat fasiyesi gelişebilir. Terk edilme fasiyesleri düşük sedimentasyon hızlarından dolayı şiddetli biyotürbasyon gösterebilirler.

Kanal konumunda bir dizi değişiklikten sonra aktif delta lobu daha önceki bir konuma tekrar gelebilir ve pekleşmiş, su altında kalmış eski delta lobu istifi üzerine ilerleyebilir. Enine kesitte görülen sonuç, bir diğeri üzerine gelmiş yukarı doğru irileşen delta lobu istifi şeklindedir. Bu desenin tekrarlandığı örneklere stratigrafik kayıtlarda rastlanmıştır. Her bir 'döngü' bireysel bir delta lobunun ilerlemesine karşılık geldiğinden dolayı **delta döngüleri** olarak adlandırılırlar. Bir delta 'döngü'sünün kalınlığı alıcı havzadaki (receiving basin; yukarıya bkz.) su derinliği tarafından denetlenir ve birkaç metre ile onlarca-yüzlerce metre arasında değişebilir (Elliott, 1986).

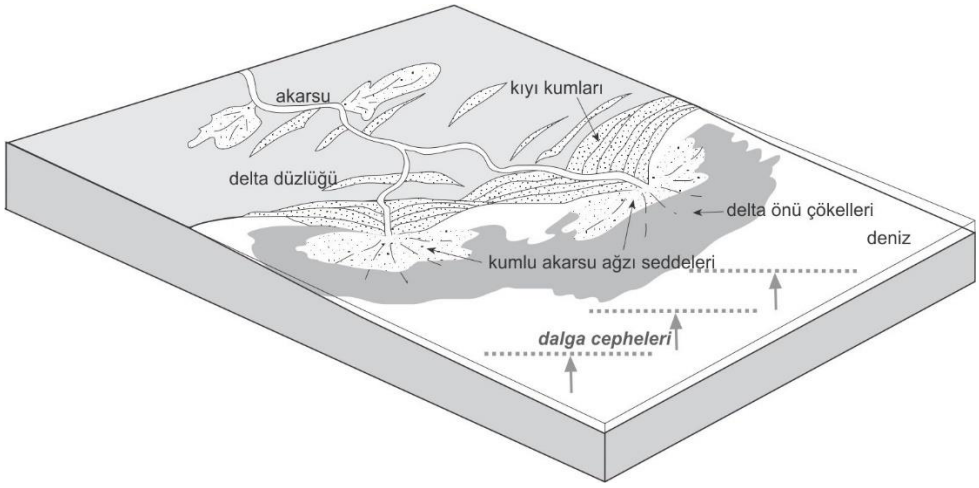
İdeal bir delta döngüsünde sık sık değişimlere rastlanır (Şekil 12.23). Açık deniz ince taneli çökellerden delta kanal dolgusuna kadar olan eksiksiz bir istif sadece lobun ekseninin havzaya doğru geliştiği noktada görülür. Diğer konumlarda döngünün en üst kesimi delta düzlüğü karbonatlarından karbonlu çamurtaşlarına ve dağıtım kanalarası koy çökellerine veya akarsu ağzı seddesi kumlarına kadar değişim gösterir. Kara tarafındaki sübsidans her bir delta döngüsünün tabanında tamamen denizel koşullar oluşmasına yeterli olmayacak ve tipik bir istifin sadece üst kesimleri görülebilecektir (Elliott, 1986).

Delta loblarının ilerlemesini temsil eden eğilimlere ek olarak küçük ölçekli tane boyu desenleri de vardır. Dağıtım kanalarası koyların dolması sonucunda yukarı doğru irileşen bir istif gelişmekle birlikte, boyut itibariyle normalde ana delta döngüsündekinden yaklaşık on kat daha küçük olacaktır. Dağıtım kanalları terk edilip doldukları zaman küçük ölçekli yukarı doğru incelme eğilimleri gözlenir.

## 12.6 DELTALARDA SİNSEDİMENTER DEFORMASYON

Delta yüzü çamurca zengin istiflerde eğimi 1°'den, iri taneli deltalarda 30°'ye kadar değişebilen bir yamaçtır. Çok düşük eğimli yamaçlar bile potansiyel olarak duraysızdır ve delta yamacında gevşek ve yumuşak sedimentin kütle hareketleri yaygındır. Bunlar

**Şekil 12.17 Akarsu denetimli delta çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**



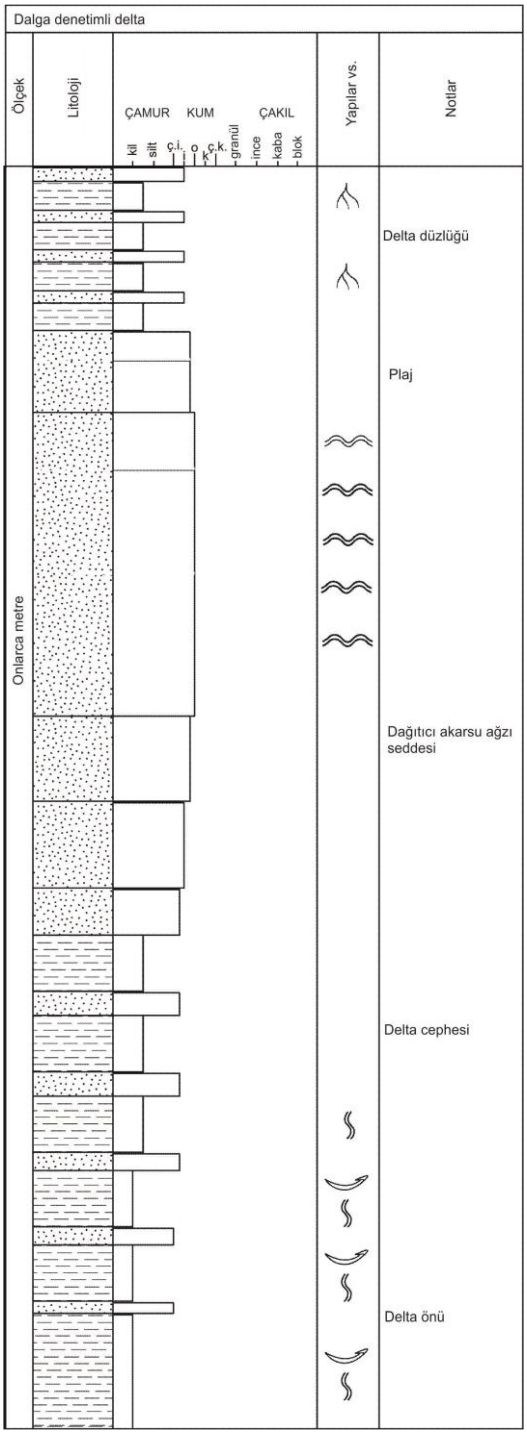

**Şekil 12.18 Delta önüne gelerek kıyısal kum seddeleri ve geniş yayılımlı akarsu ağzı seddesi çökelleri oluşturan sedimentin dalga faaliyetleriyle yeniden işlendiği yerde oluşan, dalga denetimli bir delta.**



**Şekil 12.19 Dalga denetimli bir deltanın ağzındaki kum seddeleri.**

yeniden hareketlenmiş ve işlenmiş delta yüzü çökelleri içeren moloz akmaları, göçmeler ve kaymalar (6.5.1) şeklinde gelişir ve delta fasiyesi istiflerinin bir parçası olarak görülebilirler. Göçmeler ve kaymalar kalınlığı onlarca metre ve genişliği yüzlerce metre olan sedimentleri içeren büyük ölçekli kütle hareketleri şeklinde olabilir. Üzerinde kaymanın gerçekleştiği yüzeyler faylara benzer. Bu yapılar çoğu zaman sinsedimenter deformasyon yapıları olan büyüme fayları olarak değerlendirilmiştir (18.1.1) (Bhattacharya ve Davies, 2001). Delta üzerinde nispeten hızlı sediment birikiminden dolayı da duraysızlıklar gelişebilir. Daha iri ve nispeten daha yoğun sedimentler çamurlu, ıslak ve daha düşük yoğunluklu delta yüzü fasiyesi üzerine yığılırlar ve sonuçta çamur diyapirleri oluşur (Hiscott, 2003) (18.1.4).

Delta çökeliminin geliştiği sırada oluşan bu deformasyon süreçleri bir delta istifinde olukça karmaşık




bazı sedimenter yapıları meydana getirir. Tabakalar birkaç cm büyüklüğündeki göçme kıvrımlarından onlarca metre kalınlıktaki tabaka paketlerini döndüren ve yer değiştiren sinsedimenter faylara değişen ölçeklerde deforme olabilirler (18.1.1). Benzer özellikler diğer çökelme ortamlarında meydana gelebilirse de, en yaygın oldukları yerler muhtemelen istifin özellikle bol miktarda kolaylıkla deforme olabilir çamur içerdiği delta fasiyesleridir.

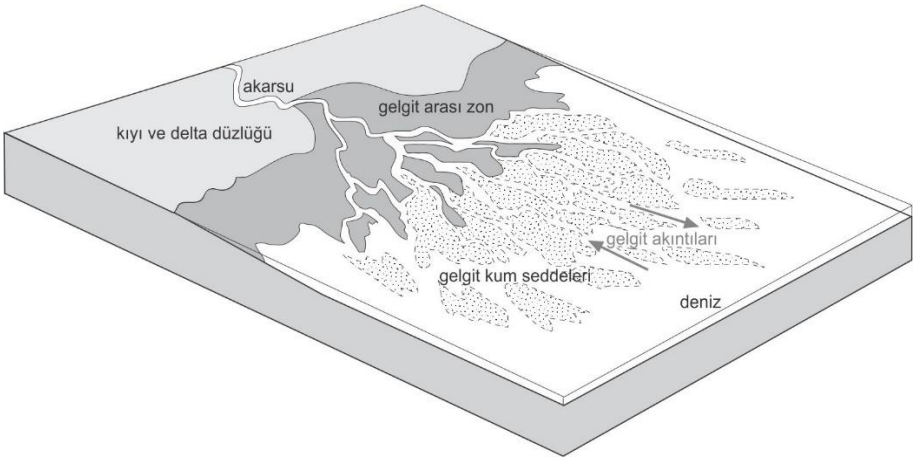
## 12.7 DELTA ÇÖKELLERİNİN TANINMASI

Çoğu deltalar için anahtar özellik denizel ve karasal çökelme ortamlarının yakın birlikteliğidir. Delta çökellerinde bu birliktelik fasiyeslerin düşey diziliminde gözlenir. Tek bir delta döngüsü tabanda tamamen denizel koşullardan en üstte karasal koşullara değişen devamlı bir düşey geçiş gösterebilir. Bu geçiş düşük enerjili, ince taneli çökeller içeren prodeltadan yüksek enerjili, iri sedimentlerin biriktiği delta akarsu ağzı seddesi koşullarına değişecek şekilde yukarı doğru irileşen bir istif içinde tipiktir.

Delta üstü nispeten iri dağıtıcı kanal sedimentlerinin yanında set üstünde ve dağıtım kanalarası koylarda daha ince taneli malzeme de içerir. Kanalın tanınmasını sağlayan kanıtlar; oyulmuş bir taban, yukarı doğru incelen bir istif ve, iki yönlü akıntı ile sonuçlanan kuvvetli bir gelgit etkisi olmadığı sürece, tek yönlü olan akıştır. Delta üstü toprak gelişimi de dâhil olmak üzere açık hava koşullarına dair izler içerir. Korunaklı dağıtım kanalarası koylardaki çökeller delta üstünden gelen sediment girişinden dolayı ince tabakalanma ve dalga etkisinden dolayı da simetrik kırışıklıklar gösterebilir. Delta yüzünün daha sığ su çökelleri dalga ve/veya gelgit etkisiyle şiddetli biçimde yeniden işlenmiş ve sonuçta çapraz tabakalanmalı akarsu ağzı seddesi fasiyesleri gelişmiş olabilir. Akarsu ağzı seddesindeki kum kütlelerinin geometrisi ve yayılımı akarsu, gelgit ve dalga süreçlerinin görece önemine bağlıdır. Delta yamacında daha derin kısımdaki çökeller ve prodelta fasiyesleri akarsuyun getirdiği askı madde bulutundan dökülen ya da delta cephesinden aşağı türbidit olarak akan daha ince taneli malzemelerdir.

Delta çökelleri hemen hemen istisnasız biçimde akarsuların getirdiği karasal kırıntılı malzemelerden

**Şekil 12.20 Dalga denetimli delta çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**




**Şekil 12.21 Mikro gelgit rejiminde gelgit denetimli bir deltada gelgit akıntıları delta önünü yoğun bir şekilde yeniden işler ve delta tepesinde gelgit arası çökelim bölgesine dönüşür.**

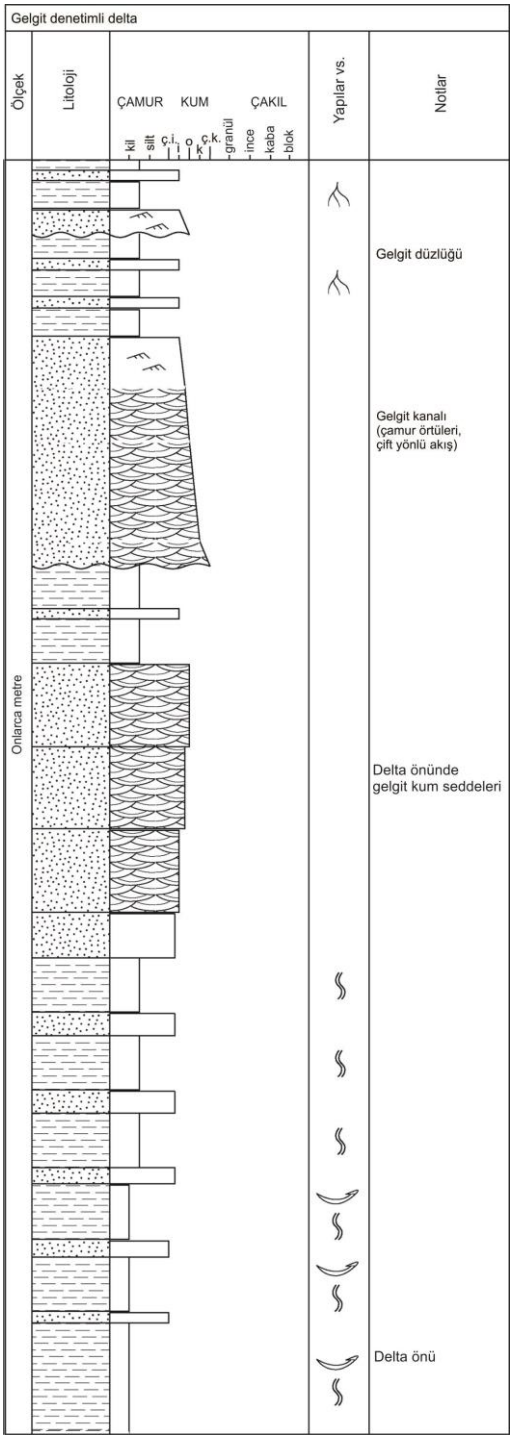
oluşurlar. Bununla birlikte, lavlar ve volkanoklastik malzemelerden oluşan ve denize doğru büyüyen deltalar da vardır fakat bunlar volkanik süreçlerle gelişirler. Bu çökeller için 'alüvyal olmayan delta' terimi kullanılabilir (Nemec, 1990*a*). Kireçtaşı tabakaları deltalarla nadiren ilişkili olup, kırıntılı malzeme girişinin düşük olduğu delta önlerinde birikimler şeklinde gelişirler. Güncel ortamlardaki ve stratigrafik kayıtlardaki örnekler deltalardaki karbonatların deltaya kırıntılı sediment girişinin büyük ölçüde kesikli (kısa süreli) olduğu kurak ve yarı kurak bölgelerde geliştiğini göstermektedir (Bosence, 2005).

Bir deltanın denizel ve karasal alt ortamlarını belirlemede fauna ve floraya dair paleontolojik kanıtlar önemli olabilir. Kanalların ağzına yakın yerlerde ve tatlı su ile deniz suyunun karıştığı dağıtım kanalarası koylarda acı suya toleranslı belirgin fauna bulunabilir. Delta ortamlarının karakteristik bir özelliği de sığ denizel, acı ve tatlı su faunalarının karışımı ile birlikte kıyıya at bitki kalıntılarının varlığıdır. Tatlı su göllerinin kenarında oluşan deltalarda tatlı su ile tuzlu su arasında bir kontrast bulunmaz. Bu ortamlara ait deltanın tanınması için fasiyes desenlerine bakılmalıdır.

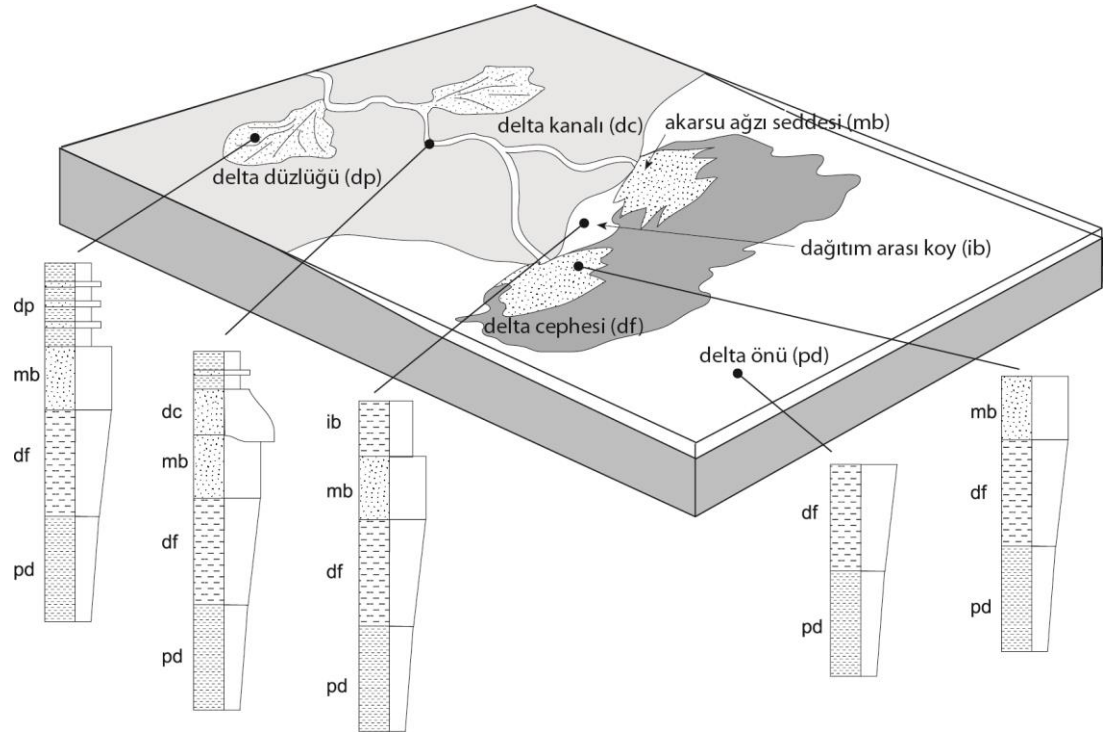
Vurgulanması gereken son nokta, bu bölümde sunulan farklı delta çeşitlerine ait değişik modellerin bir deltanın şeklini ve fasiyeslerini tanımlayan olası kontrol kombinasyonlarına dair sadece birkaç örnek ile sınırlı olarak verilmiş olmasıdır. Güncel veya eski herhangi bir delta değişik etmenlerin etkilerine ait kanıtlar cinsinden değerlendirilmelidir. Bu etmenler sediment tane boyu, havzadaki su derinliği ile akarsu, gelgit ve dalga etkilerinin görece önemi olup, burada veya başka kitaplarda sunulan herhangi bir model ile tam olarak eşleşmesi beklenmemelidir.

**Delta Çökellerinin Özellikleri**

- Litoloji: Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı
- Mineraloji: Değişken, delta önü fasiyesleri bileşimsel açıdan olgun olabilir.
- Doku: Delta üstü kum ve çakıllarda orta derecede olgun, dalgayla yeniden işlenmiş delta önü çökellerinde olgun
- Tabaka geometrisi: Mercek şekilli delta kanalları, akarsu ağzı seddesi mercekleri değişken uzamış, prodelta çökelleri ince tabakalı
- Sedimenter yapılar: Delta üzerinde ve akarsu ağzı seddesi fasiyeslerinde çapraz tabakalanma ve laminalanma
- Paleoakıntılar: Delta üstü fasiyesleri ilerleme yönünü işaret eder; delta önünde dalga ve gelgit yeniden işlemesi değişken
- Fosiller: Delta üstünde karasal bitkiler ve hayvanlar birlikteliği, delta önünde denizel fauna
- Renk: Belirleyici bir özellik değil; delta üstü çökelleri oksitlenmiş olabilir.
- Fasiyes toplulukları: İlerlemeli genel desende üzerleyen sığ denizel fasiyesler ve üzerlenen flüvyal fasiyesler şeklinde tipiktir.




**Şekil 12.22 Gelgit denetimli delta çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**




**Şekil 12.23 Delta döngüleri. Korunan fasiyes istifi deltanın çökelim lobuna göre düşey profilin konumuna bağlıdır.**

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI


Bhattacharya, J.P. 2006. *Deltas*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 237–292.

Bhattacharya, J.P. and Giosan, L. 2003. *Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction*. Sedimentology, 50, 187–210.

Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. 1992. *Classification of clastic coastal depositional environments*. Sedimentary Geology, 80, 139–150.

Colella, A. and Prior, D.B. (Eds) 1990. *Coarse-Grained Deltas*. Special Publication 10, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford, 357 pp.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. *Clastic coasts*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 154–231.

# 13
# Kırıntılı Kıyılar ve Haliçler

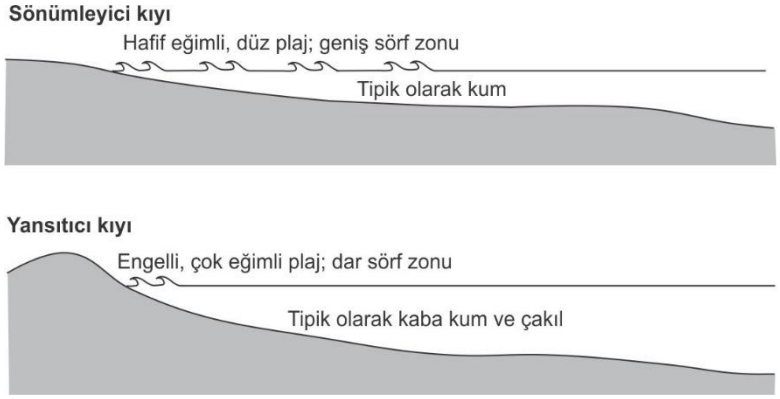
Kıyı çizgilerinin morfolojisi kaya yarları, çakıllı veya kumlu plajlar ile lagünlerin veya gelgit çamur düzlüklerinin bulunduğu düşük enerji ortamları gibi çok değişik şekillerde olabilir. Kıyıların morfolojisi ve değişik çökelme fasiyeslerinin dağılımı dalga ve gelgit süreçlerinden çok büyük ölçüde etkilenir. Dalga denetimli kıyılarda kıyı düzlüğü ile girik şekilde veya arkasında korunmuş bir lagün bulunduran bir bariyer şeklinde çok iyi gelişmiş plaj yapıları bulunur. Gelgit aralığının büyük olduğu yerlerde bariyer sistemleri daha az gelişmiş olup, buralarda daha çok gelgit çamur düzlükleri gibi gelgit arası ortamlar daha önemlidir. Bu kıyı çökelme sistemlerinde çok geniş bir aralıkta değişen sedimentler çökelebilir. Karbonat ve evaporit kıyı sistemleri ilerleyen bölümlerde ele alınmıştır. Su ve sedimentin akarsularla temin edildiği haliçler de birer kıyı yapısı olmakla birlikte, çökelme alanı deltalardan farklı olarak bir akarsu vadisi içinde sınırlıdır.

## 13.1 KIYILAR

**Kıyılar** kara ile deniz arasındaki ara yüzeyler olup, kıyı ortamı kıyı düzlükleri, plajlar, bariyerler ve lagünler de dâhil olmak üzere çok değişik zonlar içerebilir. **Kıyı çizgisi** kara ile deniz arasındaki gerçek sınırdır. Kıyılar morfoloji, dalga enerjisi ve sediment bütçesine dayalı olarak iki genel sınıfa ayrılabilir. **Aşınmalı kıyılar** tipik olarak dalga enerjisinin önemli bir kısmının kıyıdan denize geri yansıtıldığı (**yansıtıcı kıyılar**, şekil 13.1), gradyanın nispeten dik olduğu yerlerdir. Buralarda hem anakaya malzemesi hem de gevşek malzeme kıyıdan uzaklaştırılarak dalga, gelgit ve akıntı süreçleriyle yeniden dağıtılır. **Depolanmalı kıyılar**da eğim genellikle nispeten tatlı olup, dalganın çoğu kısmı sığ sularda sönümlenir. Bu **dalga sönümleyen kıyılar** sedimentin de temin edilmesi şartıyla sediment birikme alanları olabilirler (Woodroffe, 2003).

### 13.1 Aşınmalı Kıyılar

Kayaların yarda açığa çıkması hem fiziksel hem de kimyasal bozuşmayı mümkün kılar. Nemli ortamlar oksitlenme ve hidrasyon reaksiyonları için elverişli yerlerdir. Çatlaklarda deniz suyuyla gelmiş tuzun kristallenerek büyümesi kayanın parçalanmasında önemli rol oynayabilir. Malzemeler uçurum dibinde




**Şekil 13.1 Yansıtıcı kıyılar genellikle plajları dik, dar dalga (sörf) zonları şeklindeki aşınmalı alanlardır. Sönümleyen kıyılar kumun tatlı eğimli ön kıyıda çökeldiği depolanmalı kıyılar olabilirler.**

gevşek kırıntılı malzeme olarak birikir. Burada bazen uçurumun kendisinden kopan büyük bloklar da bulunur. Uçurumun altında anakayanın plaj seviyesinde yatay olarak aşınmasıyla **dalga aşındırması düzlükleri** oluşabilir (Şekil 13.2). Dalga hareketi, fırtınalar ve gelgit akıntıları bu kırıntılı malzemeleri taban yükü, asılı yük veya çözelti şeklinde uzaklaştırır. Bu süreç ile denizel ortama sediment katkısı sağlanır ve sığ denizler için akarsu ağızlarından uzakta önemli kırıntılı malzeme kaynağı olabilirler.

### 13.1.2 Depolanmalı Kıyılar

Sediment biriktiren bir kıyıda çökelme olabilmesi için yeterli miktarda malzeme girişi gereklidir. Bu



**Şekil 13.2 Aşınmalı bir kıyı. Dalga hareketi uçurumu aşındırarak plajda bir dalga aşındırma düzlüğü meydana getirmiştir.**

sedimentin kaynakları denizden gelen ve diğer kaynaklardan yeniden işlenmiş olan karasal kırıntılı malzeme veya biyoklastik kırıntılardır. Karasal malzemenin nihai kaynağı akarsular olup, az bir kısmı da rüzgârla savrulmuş malzemelerden ve kıyının kendisinin doğrudan aşınmasından kaynaklanır. Bu sedimentler depolanmalı kıyıya malzemeyi kıyıya paralel olarak taşıyan ya da sığ denize yayan gelgit akıntıları, rüzgâr kaynaklı akıntılar ve jeostrofik akıntılarla (11.4) getirilirler. Kıyıya verev olarak etkiyen rüzgâr kaynaklı dalgalar kıyıya paralel olan ve **kıyı boyu akıntısı** adı verilen akıntıları meydana getiren önemli bir taşınma mekanizmasıdır. Sığ denizler genellikle fauna açısından zengin olup, bu canlıların sert kısımlarına ait kalıntılar kıyılardaki biyoklastik malzemenin önemli bir kısmını oluştururlar.

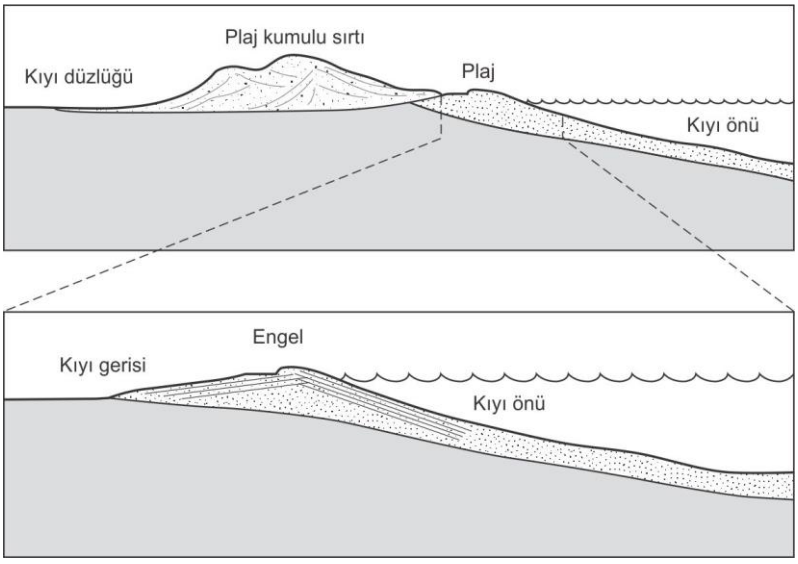
Depolanmalı bir kıyının şekli temin edilen sediment, dalga enerjisi, gelgit aralığı ve iklim tarafından denetlenir. Başlıca karbonat ve evaporit çökelimi gerçekleşen kıyılarda iklimin etkisi daha kuvvetlidir. Bu ortamlar Bölüm 15'de ele alınmıştır. Kırıntılı kıyılarda yeterli miktarda kırıntılı sediment ve bu malzemeyi ön kıyıya taşımaya yeterli dalga enerjisi bulunan yerlerde kumlu veya çakıllı plajlar gelişir. Plajın şekli ve bariyer sistemleri ile lagünlerin gelişimi kıyıda mikro, mezo veya makro gelgit rejimlerinden hangisinin geçerli olduğuna bağlıdır. Kıyı morfolojisi deniz seviyesi değişimlerinden de kuvvetlice etkilenir. İlerleyen alt bölümlerde önce plaj oluşumu ile ilişkili süreçler ele alınmış ve sonra dalga denetimli veya gelgit etkisi altında bulunabilen morfolojilerin tanımlaması yapılmıştır.

## 13.2 PLAJLAR

Plaj, kıyıda kırılan dalgalar ile yıkanan alana verilen isimdir. Plajın denize doğru olan kısmına **ön kıyı** (**foreshore**) denir (11.1). Bu kısım dalgaların ileri geri hareket ettiği, denize doğru genellikle tatlı eğimi bulunan düz bir yüzeydir (Şekil 13.3). Dalga enerjisinin yeteri kadar kuvvetli olduğu yerlerde kumlu ve çakıllı malzeme ön kıyıda devamlı surette işlenebilir, tüm boyutlar yüksek derecede yuvarlaklaşır ve değişik çaplardaki sedimentler etkin biçimde boylanır (Hart ve Plint, 1995). Kumlu sedimentler eğimleri açık denize doğru sadece (yığılma açısından çok düşük olan) birkaç derece ile ön kıyının eğimine paralel katmanlar şeklinde çökelir. İyi boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış bu düşük açılı tabakalanma dalga denetimli kumlu plaj ortamları için özellikle karakteristiktir (Clifton, 2003; 2006). Plajın çalkantılı zonunda devamlı etkin olan aşındırma daha zayıf kırıntıları parçalama eğiliminde olduğundan, taneler tipik olarak bileşimsel açıdan ve aynı zamanda dokusal açıdan olgundurlar (2.5.3).

Çakıl plajlarında her bir dalga ile plajı yıkayan sular aşağıdaki gözenekli çakıl içine süzülürler. Bu nedenle, her bir dalganın geri yıkama gücü azalır. Buna göre, kıyıdan yıkanan kırıntılı malzeme ön kıyının üst kesiminde bir **fırtına sırtı** oluşturur. Bu bir plaj gerisi çakıl sırtı olup, çakıllı plajların belirgin bir özelliğidir. Kırıntı bileşimi yerel sediment girdisine bağlı olarak değişir ve karasal kırıntılar, volkanoklastikler veya biyoklastik kırıntılar içerebilir. Plaj üst kesiminde ön kıyı ile **kıyı gerisi** alanını birbirinden ayıran bir **palye** (**berm**) bulunur (Şekil 13.3). Su sadece fırtına basması koşullarında palyenin üzerinden aşar. Palyenin üzerinden aşan dalgalarla taşınan sedimentler palyenin kara tarafında çökelerek kıyı gerisinde hafifçe karaya doğru eğimli katmanlar oluştururlar. Düşük açılı bu katmanlar tipik olarak ön kıyı tabakalanması ile tıraşlanır ve plaj ortamları için tipik olarak alınabilecek bir sedimenter yapılar deseni oluştururlar (Şekil 13.3 ve 13.4). Kıyı gerisi alan bitkilerle kaplanabilir ve gevşek kum eoliyen süreçlerle yeniden işlenebilir.

Ön kıyının aşağı kesimindeki dalga hareketi kum ve ince çakılı yeniden işleyerek düşük gelgitte sediment yüzeyinde görülebilen ve dalga kırışıklıklı çapraz laminalanma olarak korunabilen dalga kırışıklıkları oluşturabilir. Ancak, plajda dalgalarla oluşturulan sedimenter yapılar gelgit arası ortamda yaşayan ve sedimenti deşeleyen canlılar tarafından yok edilebilir. Bu biyotürbasyon diğer sedimenter yapıları da belirsizleştirebilir.




**Şekil 13.3 Bir palye ile ayrılan ön kıyı ve kıyı gerisi içeren bir plajın morfolojik özellikleri. Plaj kumul sırtları plajdan yeniden işlenmiş kumlardan oluşan eoliyen çökelleridir.**



**Şekil 13.4 Bir plaj bariyer seddesindeki kumlarda ön kıyıya ve kıyı gerisine eğimli tabakalanma.**

### 13.2.1 Plaj Kumulu Sırtları

Eoliyen süreçler açık havadaki tüm gevşek sedimentleri etkileyebilir. Kıyılarda plajın üst kesiminde kuruyan kumlar kıyıdaki rüzgârlarla yeniden işlenerek eoliyen kumulları şeklinde (8.6.1) tekrar çökelebilirler. Kıyı kumulları kıyıya paralel sırtlar şeklinde oluşur ve yükseklikleri 10 metreden fazla, kara içine doğru onlarca-yüzlerce metre kadar ilerleyebilen kumul kompleksleri oluşturabilirler (Wal ve McManus, 1993). Bitki örtüsü (çayırlar, çalılar ve ağaçlar) sedimenti stabilize etmede ve kapanlamada önemli bir rol oynarlar (Şekil 13.5). Plaj kumulu sırtlarının büyümesinde sınırlayıcı etmen plajdan temin edilen kumdur. Bu yapılar bariyer sistemi bulunan kıyılarda daha çok oluşmakla birlikte, kum sırtı düzlüğü içeren kıyılarda da gelişebilirler.

Bu kumul sırtı çökelleri bir sedimenter istifte plaj istifinin en üst kesiminde iyi boylanmış kum şeklinde görülebilirler (Şekil 13.6). Kumul üzerinde yaşayan bazı çalı ve ağaçların kökleri korunabilirse de, iyi gelişmiş çapraz tabakalanma yapılarının korunması bitki örtüsü etkisinden dolayı çoğu zaman bozulmuştur.

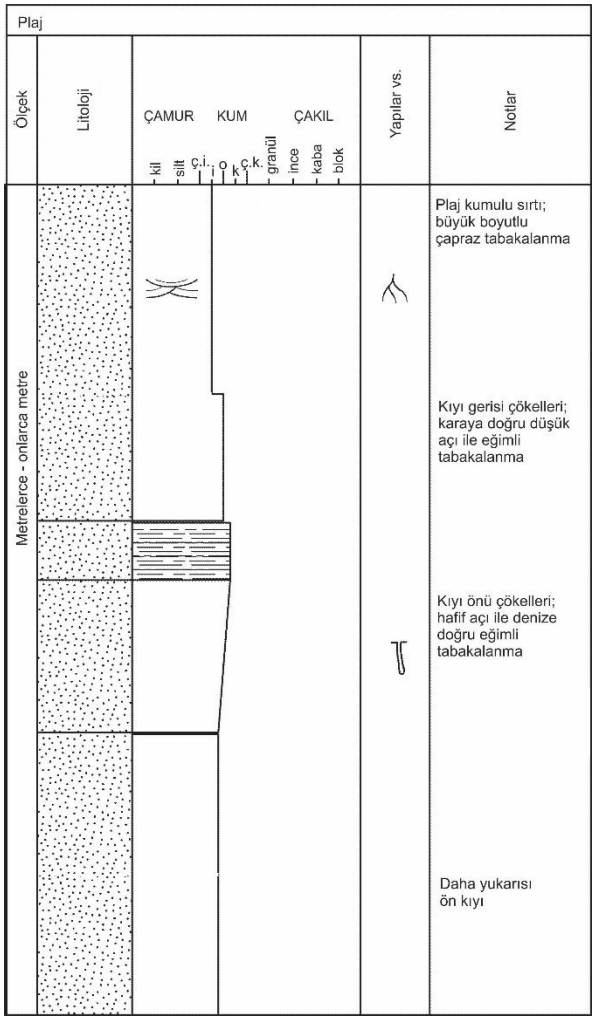
### 13.2.2 Kıyı Düzlükleri ve Kum Sırtlı Düzlükler

Kıyı düzlükleri denizlere komşu alçak alanlardır (Şekil 13.7). Flüvyal, alüvyal veya eoliyen çökelme süreçleri ve pedojenik modifikasyonun bulunduğu karasal ortamın bir parçasıdırlar. Kıyı düzlükleri fırtına dalgaları yoluyla deniz suyuyla kaplandığı zaman kendilerine komşu denizel ortamdan etkilenirler. Fırtına basması ile ilişkili bir çökel karakter itibariyle tamamen karasal olan çökeller içinde biyoklastik kırıntı varlığı gibi özellikler vasıtasıyla tanınabilir.

Geniş alanlar kaplayan plaj çökellerinin kıyı düzlüğünün hemen yanında yer aldığı kumlu kıyılara **kum sırtlı düzlükler** denir (Şekil 13.7). Sedimentle beslenen kıyılarda plaj sırtları genişliği onlarca-yüzlerce metre ve uzunluğu onlarca-yüzlerce kilometre olan sediment kütleleri meydana getirebilir ve kum sırtlı düzlüklerin ilerlemesiyle geniş yayılımlı kumtaşı kütleleri oluşabilir. Kum sırtlı düzlük ön kıyı ve kıyı gerisi bölgesinde çökelen sedimentlerden oluşur. Kıyı



**Şekil 13.5 Kıyıdan esen rüzgârların taşımasıyla oluşmuş, çimenler ile stabilize edilmiş eoliyen kumullarında bir plaj kumulu sırtı.**



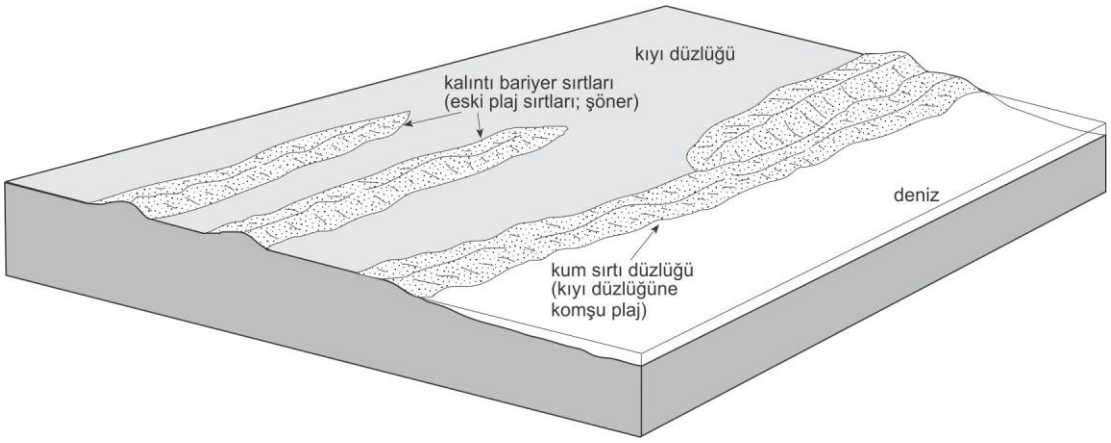

**Şekil 13.6 Kumlu plaj çökellerine ait şematik bir grafik sedimenter log.**

gerisi alan kıyı düzlüğüne karışarak eoliyen kumullarının oluşumu ve bitki kolonileşmesi gibi atmosferik koşul kanıtları sunabilir.

## 13.3 BARİYER VE LAGÜN SİSTEMLERİ

### 13.3.1 Bariyerler

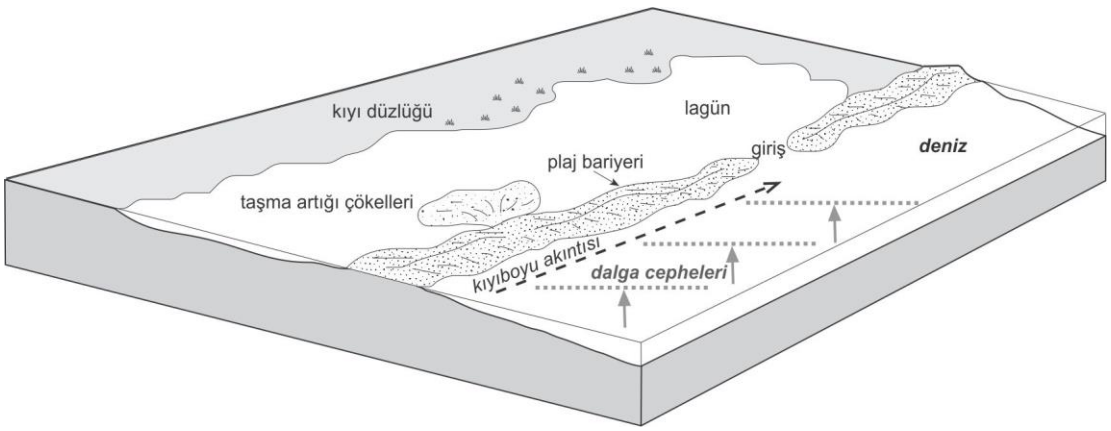
Bazı kıyılarda bir sediment bariyeri kıyı düzlüğü ile bariyer arasında bulunan bir lagünü açık denizden ayırır (Şekil 13.8). Kum ve/veya çakıldan oluşan plaj bariyerleri büyük ölçüde dalga hareketiyle oluşurlar. Bariyerler kısmen karaya bağlanan bir **kıyı çıkıntısı** (**beach spit**) şeklinde, tamamen karaya bağlanarak bir lagünü kuşatan **kaynaklanmış bariyer** şeklinde ya da bir lagünün önünde izole bir **bariyer adası** şeklinde olabilirler. Eski istiflerde sedimentolojik özellikleri çok benzer olup, bu üç yapıyı birbirinden ayırıcı özelliklerin yakalanması zor olabilir. Bariyerlerin (Şekil 13.9) genişliği 100 metreden düşük değerlerden birkaç kilometreye ve uzunlukları da birkaç yüz metreden onlarca kilometreye kadar değişebilir (Davis ve Fitzgerald, 2004). En büyük bariyerlerin geliştiği yerler büyük okyanuslarda dalga enerjisinin yüksek ve gelgit aralığının düşük olduğu açık kıyılardır.




**Şekil 13.7 Kumlu bir plaj ile çevrilmiş kıyı düzlüğü içeren dalga denetimli bir kıyı. Kalıntı bariyer (chenier; şöner) sırtlar eski plajların ve kum sırtlı düzlüklerinin kalıntılarıdır.**

Bir bariyer adasının deniz tarafındaki kenarı genellikle eoliyen süreçlerin kumu yeniden işlediği bir plaj kumulu sırtıdır. Bitki örtüsü kumulları stabilize etmeye yardım eder. Bariyer adasının kara tarafındaki kenarında fırtınalar sırasında çökelen kum lagünün çamurlu bataklıklarına doğru pırtar. Fırtına kabarmaları sırasında deniz suyu yerel olarak plaj sırtını aşabilir ve bariyerde yeniden işlenen lagünde çökelen **sediment taşma artıkları**nı (**sediment washover**) biriktirir (Şekil 13.8). Taşma artığı çökelleri bariyerden lagüne uzanan, kara tarafına doğru eğimli, düşük açılı tabakalı koniler şeklindeki çökellerdir.

Bir bariyerin oluşması için gerekli koşullardan birincisi, kum ve çakıl boyu bol miktarda sedimentin gerekli olmasıdır. Bu miktar aşınma ile kaybolan miktara eşit veya daha fazla olmalıdır. Sediment tedariki kıyı boyunca bir noktada bir akarsu ağzından dalga kaynaklı kıyı boyu akıntılar yoluyla gerçekleşir. Ancak, kıyıdan daha açıktaki deniz tabanından malzemenin yeniden işlenmesiyle de gelebilir. İkincisi, gelgit aralığı kısa olmalıdır. Makro gelgit ortamlarda her gelgit döngüsü sırasında bir lagün ile deniz arasındaki su değişimi bir bariyer oluşumunu engelleyecektir. Çünkü, kısıtlı bir giriş suyun yeterince yüksek hızda geçmesine izin




**Şekil 13.8 Bir lagünü koruyan plaj bariyer seddesi içeren dalga denetimli bir kıyı.**



**Şekil 13.9 Dalga denetimli bir kıyıda plaj bariyer seddeleri.**

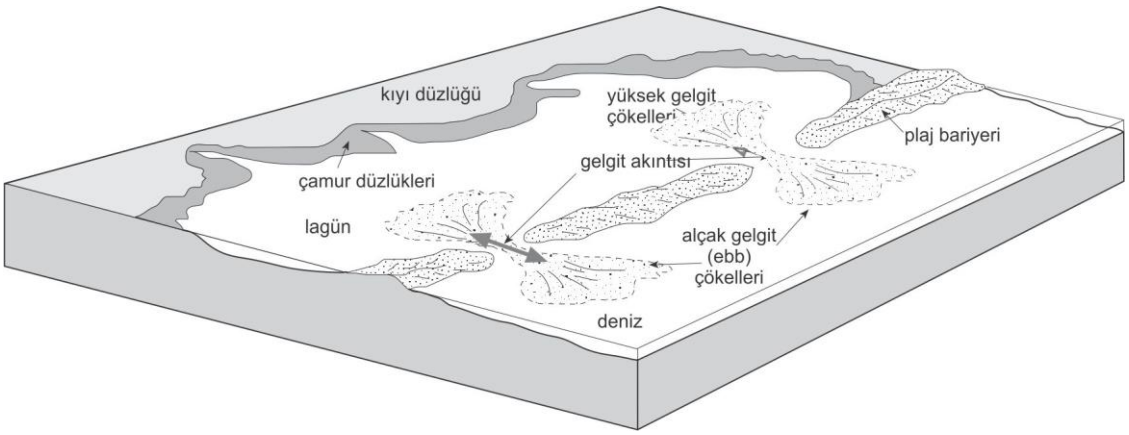
vermeyecektir. Bariyer sistemleri bu nedenle en iyi mikro-gelgit ortamlarında (Şekil 13.8) ve bir dereceye kadar da mezo-gelgit ortamlarda gelişirler (Şekil 13.10). Üçüncüsü, bariyer adaları genellikle düşük hızdaki görece deniz seviyesi yükselimi koşullarında oluşurlar (Hoyt, 1967; FitzGerald ve Buynevich, 2003). İyi gelişmiş bir plaj sırtı bulunması halinde bariyerin arkasındaki kıyı düzlüğü sırtın tepesinden daha aşağıda olabilir. Deniz seviyesindeki küçük bir yükselim kıyı düzlüğünü tamamen basarak bir lagün oluşturabilir; plaj sırtı da açıkta kalarak bir bariyer oluşturur. Deniz seviyesi daha fazla yükselirken bariyerin su üstünde kalabilmesi için plajdan bariyeri yükseltecek sediment eklenmesi gerekir; yani, birinci şart olan sediment tedariki yerine getirilmelidir.

### 13.3.2 Lagünler

**Lagünler** açık denizle çok sınırlı bir bağlantısı olan kıyı su kütleleridir. Deniz suyu lagüne doğrudan bir kanal ile ya da bir bariyerden sızma yoluyla karışır. Tatlı su komşu kıyı düzlüğüne düşen yağıştan sellenme yoluyla gelir. Bir lagünün doğrudan bir akarsu ile beslendiği durumda lagünün halicin (13.6) bir parçası olduğu düşünülür. Bunlar tipik olarak çok sığ olup, derinlikleri en çok birkaç metreye kadar çıkar.

Lagünler genellikle dalga tarafından oluşturulmuş bir bariyer olduğu ve açık okyanus dalgalarının şiddetinden büyük ölçüde korunduğu yerlerdeki kıyı boylarınca oluşurlar (Reading ve Collinson, 1996). Dalgalar rüzgârların su yüzeyi üzerinde esmesiyle oluşmakla birlikte dalgadaki kabarmanın boyutu (4.4) lagünün boyutları ile sınırlıdır. Bu nedenle, dalgalarla oluşan kırışıklıklar sedimentleri sadece çok sığ sularda etkilerler. Rüzgârlar lagünde zayıf akıntılara da neden olabilir. Bariyer lagünü morfolojisi sadece gelgit aralığı küçük kıyılarda geliştiğinden, gelgit etkileri genellikle küçüktür.

İnce taneli kırıntılı sedimentler lagüne bariyeri geçerek giren suda asılı madde olarak ve komşu kıyı düzlüğünden kara akıntıları yoluyla gelirler. Organik madde lagünün kıyılarında gelişen bitki örtüsünden dolayı bol olabilir. Tropikal iklimlerde açık havadaki kök sistemleri (**mangrovlar**) lagünün kenarlarındaki sığ kesimlerinde koloniler halinde bulunurlar. Suyun kenarında sediment ve organik madde birikim alanları olarak işlev gören mangrovlar kıyı çizgisinin lagün

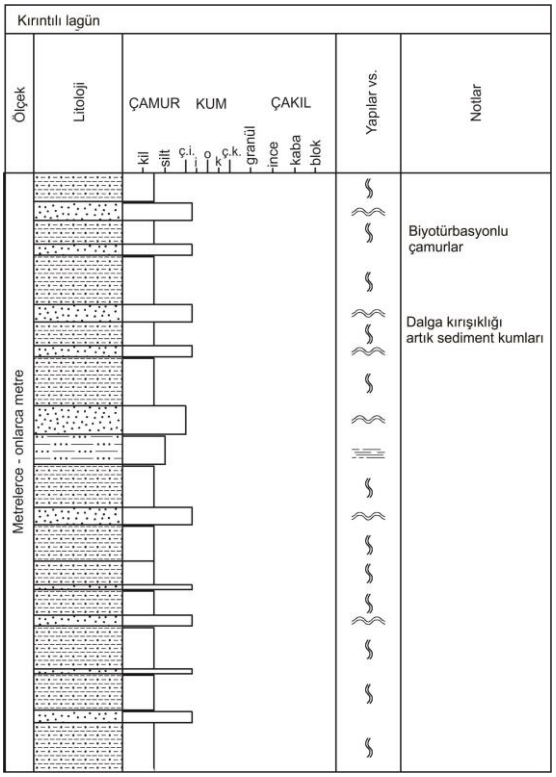



**Şekil 13.10 Dalga süreçleri ve gelgit akıntılarının etkisi altındaki bir kıyıda morfolojik özellikler.**

içine doğru ilerlemesine neden olabilirler. Ilıman kuşaklarda tuza toleranslı çimenler, çalılar ve ağaçlar sediment kapanlamada benzer bir rol üstlenebilirler. İri sedimentler lagüne fırtınaların sedimentleri bariyer üzerinden **taşma çökelleri** (**washover deposits**) halinde sürüklediği zaman girerler. Bu çökeller dalgalarla yeniden işlenmiş ince kum katmanları halinde bulunurlar. Kum ayrıca rüzgârların bariyer boyunca uzanan kumullardan malzeme alarak su içine bırakmasıyla da girebilir.

Lagünlerin önemli bir özelliği su kimyasıdır. Açık denizle olan sınırlı bağlantılarından dolayı lagünlerin denizden daha yüksek veya daha düşük tuzlulukta olduğu durumlar yaygındır. Tuzluluğu düşük acı sular (10.3) yüksek yağış, kıyı düzlüğünden yerel olarak tatlı su sellenme veya küçük akarsularla beslenme alanlarındaki lagünlerin bir özelliğidir. Lagün suyunun deniz suyu ile karışması bu acı sulu lagünlerde tam tuzluluk durumunu sürdürmek için yeterli değildir. Daha kurak bölgelerde lagün yüzeyinden buharlaşma deniz suyuyla lagün suyu arasındaki alışverişten fazla olabilir ve bu şekilde koşullar deniz suyundan da tuzlu olan hipersaline (10.3) dönüşebilir. Tuzluluğun çok yükselmesi durumunda evaporit mineralleri çökelir (3.2).

Bir lagün istifi tipik olarak dalga kırışıklıklı ince kum tabakalarıyla ardalanmalı, çoğu zaman organik maddece zengin çamurtaşından oluşur (Boggs, 2006) (Şekil 13.11). Lagün çökellerini benzer boyuttaki ve benzer iklim koşullarında oluşmuş göl çökellerinden ayırt etmek zor olabilir. Her ikisi de durgun su kütlesi olduklarından, iki ortamdaki süreçler hemen hemen birbirinin aynısıdır. Lagün fasiyeslerini tanımada iki tür kanıttan yararlanılabilir. Birincisi fosil topluluğu denizel, özellikle de acı veya hipersalin su kanıtı sağlayabilecek kısıtlı bir faunadan oluşan bir etkiyi işaret edebilir. İkincisi, diğer fasiyeslerle birliktelik de önemlidir. Lagün çökelleri plaj/bariyer sedimentlerinin yukarısında veya aşağısında oluşurlar ve tamamıyla denizel kıyı önü çökelleridirler.




**Şekil 13.11 Kırıntılı lagün çökellerine ait şematik grafik sedimenter log.**

## 13.4 GELGİTLER VE KIYI SİSTEMLERİ

### 13.4.1 Mikro Gelgit Kıyıları

Dalga hareketleri mikro-gelgit koşullarında onlarca kilometre mesafede az çok devamlı bir bariyer sistemini sürdürebilir (Şekil 13.8). Deniz ile lagün arasındaki su alışverişi aralarında uzun mesafeler bulunan küçük boğazlardan giriş ve bariyerden sızma şeklinde olmak üzere çok sınırlı düzeyde kalabilir. Lagündeki iri malzeme çökelimi büyük ölçüde fırtına basması sırasındaki taşma süreçleri ile sınırlıdır. Lagünlerin sularının baskın iklim koşullarına bağlı olarak ya acı ya da hipersalin olması kuvvetle muhtemeldir.

### 13.4.2 Mezo Gelgit Kıyıları

Mezo-gelgit koşullarıyla birlikte artan gelgit aralığında lagün ile deniz arasında daha çok su alışverişi gerçekleşir ve sonuçta bariyerler bir dizi küçük boğazla kesilerek adalar meydana gelir (Şekil 13.10). Bu boğazlar gelgitlerin ve bunlar içinde sedimenti yeniden dağıtabilecek kadar kuvvetli akıntıların giriş yollarıdır. Bariyerin lagün tarafında kanal boyunca süpürülen sediment bir **taşkın gelgit deltası** içerisinde çökelir

(Şekil 13.10). Lagün içindeki su sığ olup, sedimentler karaya doğru tatlı eğimle düşük açılı, ince bir kırıntılı malzeme konisi içinde yayılırlar. Taşkın gelgit deltasındaki tabaka şekilleri tipik olarak kıyıya doğru paleoakıntı yönlü çapraz tabakalanma ile sonuçlanan, karaya doğru göç eden su altı kumullarıdır (Boothroyd, 1985). **Ebb gelgit deltaları** gelgit çekilirken lagünden suyun dışarı çıkması sırasında gelgit kanalının denize doğru ucunda oluşurlar. Daha derin sulara doğru ilerlerken taşkın gelgit deltasındaki sediment kütlelerinden daha kalın olurlar ve tabaka şekli göç yönleri de denize doğrudur. Bir ebb gelgit deltasının boyutu ve yayılımı denizdeki dalga, fırtına ve gelgit akıntı süreçlerinin sedimentleri yeniden işleme etkileri ile sınırlıdır.

### 13.4.3 Makro-Gelgit Kıyıları

Ebb ve taşkın gelgit akıntılarının sediment dağılımı üzerindeki etkileri dalga hareketininkinden büyük olduğundan, gelgit aralığı yüksek kıyılarda bariyer sistemleri gelişmez. Bir makro gelgit ortamındaki depolanmalı kıyı yüksek gelgitte suyla örtülen ve alçak gelgitte açıkta kalan gelgit arası **çamur düzlüğü** alanlarıyla karakterize edilir. Yükselen gelgitte bu alanları basan sular yayılarak enerjilerini çabucak kaybederler. Gelgit düzlüklerinde sadece askı yükü taşınır ve yüksek gelgitte sular durgunlaştığı zaman çökelir. Gelgit düzlüğünün daha üst kesimleri sadece yüksek gelgit sırasında suyla basılır. Karaya ilerleyen gelgit beraberinde besinleri getirir. Gelgit düzlükleri çoğu zaman tuzlu suya toleranslı bitkilerin (**kserofitle**r) büyüme alanıdır. Hayvansal yaşam da çoğu zaman zengindir (solucanlar, mollusklar ve özellikle de kabuklular). Bundan dolayı bu **tuz bataklığı** (**salt marsh**) ortamı çökelleri (Belknap, 2003) baskın biçimde ince taneli kil ve siltten oluşur ve tüm organik materyalden dolayı oldukça yüksek karbon içerikli ve hayvan yaşamından dolayı da yoğun biyotürbasyonludur. Gelgit düzlüklerindeki bitki örtüsü sedimentleri kapanlama eğiliminde olup, çamur düzlükleri yaygın biçimde net birikme ortamlarıdır. Gelgit düzlükleri çoğu zaman yükselen ve alçalan gelgitler sırasında su yolu olarak vazife gören küçük kanallar olan **gelgit dereleri** tarafından yarılmıştır. Bu derelerdeki kuvvetli akış bu derelerin kumun taşınmasına ve çökelmesine izin vererek sonuçta gelgit çamur düzlüklerindeki küçük kanallarda kum kütleleri oluşturur. Fırtına baskınları sırasında gelgit düzlüklerine iri sedimentler de getirilir ve kum ile biyoklastik malzemelerden ince bir katman oluşur. Akıntıların zaman zaman kırışıklıklar oluşturabilecek ve göç ettirecek kadar kuvvetli olabildiği gelgit çamur düzlüğünün alt kesimlerinde flaser ve merceksi tabakalanma (4.8) gelişebilir. Kırışıklıklı laminalanmalı bu kumlar kırışıklık yapılarını örtü şeklinde kaplayan çamurlarla ardalanmalı şekilde oluşurlar.

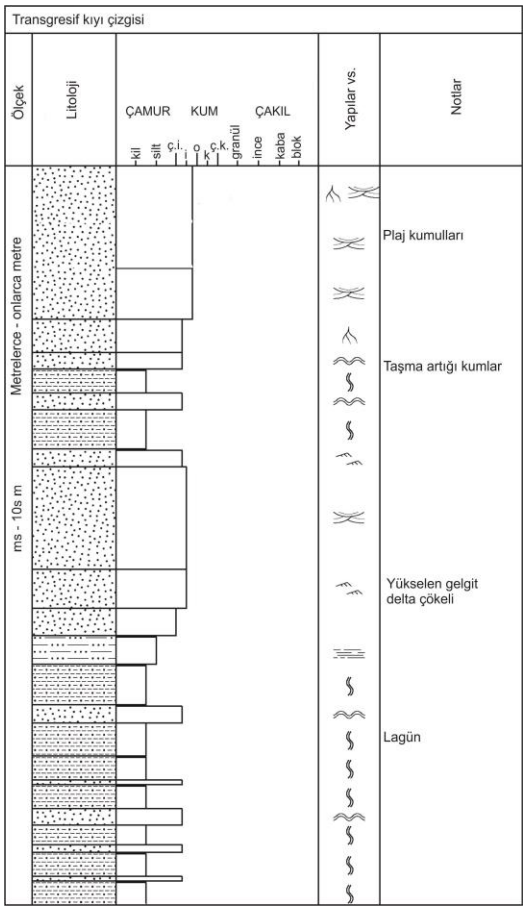
## 13.5 KIYI İSTİFLERİ

Kıyılarda oluşan sedimenter istif desenleri sediment tedariki ile görece deniz seviyesi değişiminin birlikte değerlendirilmesine dayalı olarak belirlenir (Bölüm 23'de görüleceği üzere, tüm sığ denizel çökelme ortamlarındaki büyük ve orta boy stratigrafi bu iki etmen tarafından denetlenir). **İlerleyen bariyerler** ve kum sırtı düzlükleri denizden plaja sediment taşındıkça zamanla denize doğru büyüyen yapılardır. Bariyerler giderek genişler ve iç kenarları bitki örtüsü gelişimiyle birlikte daha stabil hale gelir. İlerleyen bir kum sırtı düzlüğü kıyıya paralel bir dizi sırt ile sonuçlanır. **Kalıntı sırtları** (Şekil 13.7) adı verilen bu yapılar kıyı çizgisi ilerlerken karada kalan eski plajların kalıntılarıdır (Augustinus, 1989). **Gerileyen bariyerler** sediment tedarikinin plajın aşınmasıyla kaybolan malzemeyi karşılayamayacak kadar az olduğu yerlerde gelişirler. Bariyerin önünden sediment eksilmesi bariyerin genişliğinin ve sonuçta yüksekliğinin azalmasına neden olur. Bu durum kıyının daha fazla kumun sürüklenerek aşınma sürecine maruz kalmasına neden olur ve lagün (ya da kum sırtı düzlüğü gerisindeki bataklık) kısmen dolar. Bu süreçle plaj sistemi giderek karaya doğru ilerler.

Plaj görece deniz seviyesi yükselimin yavaş olduğu koşullarda da karaya doğru ilerleyebilirse de, deniz seviyesi yükselimine tepki olarak lagün de kendine komşu kıyı düzlüğünü basarak genişleyecektir. Zamanla bu transgresif bariyer sistemleri büyüyerek tabanda kıyı düzlüğü çökelleri, bunların üzerinde lagün fasiyesi ve en üstte de bariyer sisteminin plaj çökellerinden oluşan bir istif meydana gelir (Şekil 13.12). Bir sırt düzlüğünde benzer bir transgresif durum plaj çökelleri ile üzerlenen kıyı düzlüğü çökelleri ile sonuçlanır.

## 13.6 HALİÇLER

Haliçler batık vadilerin denizden etkilenen kısımlarıdır (Dalrymple vd., 1992). Bir batık vadi deniz




**Şekil 13.12 Transgresif bir kıyı istifine ait şematik bir grafik sedimenter log.**

seviyesinde görece bir yükselim (bir transgresyon, 23.1.3) olduğu zaman akarsu vadisinin denize doğru kısmında su basmasına uğrayan kısmıdır. Buralar tatlı su ile tuzlu suyun karıştığı yerlerdir. Halicin sediment kaynakları akarsu ve deniz olup, bu sedimentleri taşıyan ve çökelten süreçler akarsu ile dalga ve/veya gelgit süreçlerinin bir kombinasyonudur. Bir haliçte tüm çökelme batık vadide geliştiğinden dolayı haliçler deltalardan farklıdırlar. Çünkü deltalar büyüyerek denize doğru ilerleyen sediment kütleleridir. Ağıza yakın yerde kollara ayrılan ve deniz etkisinde kalmayan bir akarsu haliç olarak değerlendirilmez.

Son buzul devrinden bu yana deniz seviyesinde görece bir yükselim olduğundan dolayı, haliçler günümüzde nehir ağızlarında yaygın olarak bulunan kıyı yapılarıdır. Holosen transgresyonun sırasında akarsu vadilerinin çoğu su altında kalmıştır. Bunlar da bize haliç çökelimini modellemede kullanılabilecek bir dizi morfoloji ve süreç denetiminden oluşan bir yelpaze sağlamaktadır. Burada **dalga denetimli haliçler** ve **gelgit denetimli haliçler** olmak üzere iki uç üyesi söz tanımlanır (Dalrymple vd., 1992). Bunların arasında geçiş formları da bulunur. Bu iki temel denetim sürecine ek olarak sediment tedarik miktarı ile denizel ve flüviyal kaynaklardan temin edilen sedimentin görece önemi de bir haliç istifindeki fasiyes dağılımlarını belirlemede önemli rol oynamaktadır. Haliç çökellerinin yayılımı vadinin boyutuna ve vadiyi basan suyun derinliğine bağlıdır. Güncel haliçlerin uzunlukları birkaç km ile 100 km'den daha büyük değerler arasında; genişlikleri de birkaç yüz metre ile 10 km'den daha büyük değerler arasında değişmektedir. Bir halicin dolmasıyla oluşan istifin kalınlığı tipik olarak on metreler mertebesindedir.

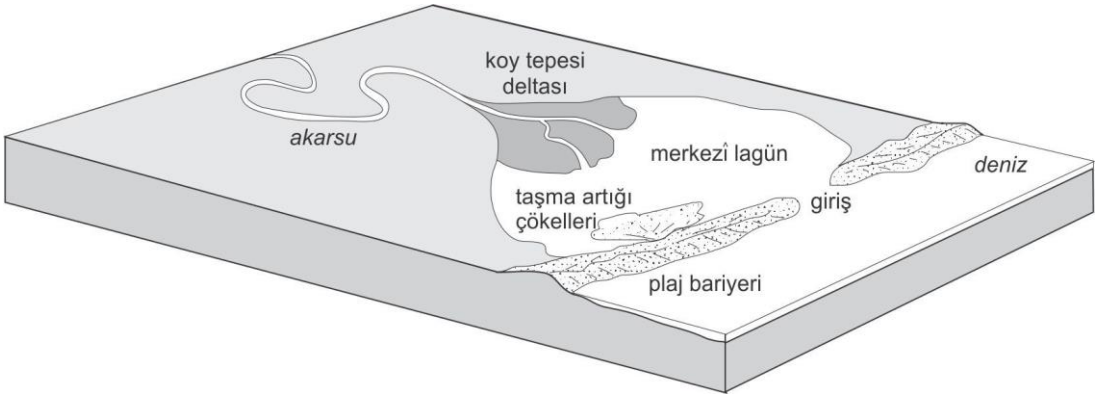
Bir haliçteki çökelme nihayetinde deniz seviyesine kadar dolan bir vadi ile sonuçlanacak; deniz seviyesinde daha fazla bir yükselim olmadıkça da bölge haliç olma özelliğini kaybedecektir. Gelen sediment miktarının çok fazla olması durumunda nehir ağzında çökelme tekrar başlar ve bir delta oluşmaya başlar. Deniz süreçlerinin baskın olduğu koşullarda gelgit akıntılarının da kuvvetli olması halinde nehir ağzı bir gelgit düzlüğü olacak ya da sedimentler de dalga süreçleriyle yeniden işlenmek ve yeniden dağıtılmak suretiyle bir sırt düzlüğü gelişecektir. Bu nedenle, bir haliç geçici bir morfolojik özellik olup, deniz seviyesi yükselimiyle oluşan boşluk sedimentlerle dolarken sadece transgresyon sırasında ya da transgresyondan hemen sonra mevcut olurlar. Buna göre, haliç çökellerinin varlığı bir transgresyon belirteci olarak kullanılabilir. Deniz seviyesi değişimleri ile fasiyesler arasındaki ilişkiye dair daha fazla açıklamalar için bölüm 23'ü inceleyiniz.

### 13.6.1 Dalga Denetimli Haliçler

Gelgit aralığı küçük bir bölgede gelişen bir haliç koy başı deltası, orta lagün ve plaj bariyeri olmak üzere tipik olarak üç kısımdan oluşur (Şekil 13.13 ve 13.14).

#### Koy Başı Delta

**Koy başı delta** flüvyal süreçlerin baskın olduğu zondur. Akarsu merkezî lagüne girerken yavaşlar ve sedimentler çökelir. Gelgit etkisi en düşük düzeyde ve




**Şekil 13.13 Dalga denetimli bir haliçte çökelme ortamlarının dağılımı.**



**Şekil 13.14 Lagün alanını koruyan geniş yayılımlı bir plaj bariyeriyle birlikte dalga denetimli bir haliç.**

merkezî lagün de kuvvetli dalga etkisinden bariyer vasıtasıyla korunduğundan, koy başı deltaya ait şekil ve süreçler nehir denetimli deltalardaki (12.4.5) gibidir. Yukarı doğru irileşen, ilerlemeli bir istif oluşur. Bu istifin en altında merkezî lagünün ince çökelleri, onun üstünde kanal ağzında çökelen kumlar ve en üstte de kanal ve setüstü fasiyesleri bulunur.

### Merkezî Lagün

Haliç sisteminin en düşük enerjili kısmı akarsuyun çabucak yavaşladığı ve dalga enerjisinin de daha çok bariyer sırtında yoğunlaştığı **orta lagün**dür. Bu nedenle, merkezî lagün normal lagün (13.3.2) koşullarına benzer şekilde çoğu zaman organik maddece zengin ince taneli çökelme bölgesidir. Merkezî lagün sediment ile dolduğu zaman kanallarla yarılmış bir tuzlu su bataklığına döner. Dalga denetimli haliçlerde lagünün kum girdisi alan kısımları dalga kırışıklıklarının geliştiği alanlar olabilir ve bunlar da çamur ile örtülmüş olabilirler.

### Plaj Bariyeri

Dalga denetimli bir halicin dış kesimi dalga hareketlerinin denizel sedimentleri (kıyı boyu süpürmesi ile yeniden işlenmiş biyoklastik malzemeleri ve diğer sedimentleri) yeniden işleyerek bir sedde oluşturduğu zondur. Bariyerin özellikleri kırıntılı kıyılar (13.3.1)

boyunca oluşan seddelerinkiyle aynıdır. Bir giriş boğazı deniz ile merkezî lagün arasında su alışverişini sağlar ve bir gelgit akıntısı bulunması halinde de denizden türeme sediment içeren bir yükselen gelgit deltası merkezî lagün içine doğru ilerleyebilir.

**Dalga Denetimli Haliçlerdeki İstifler**

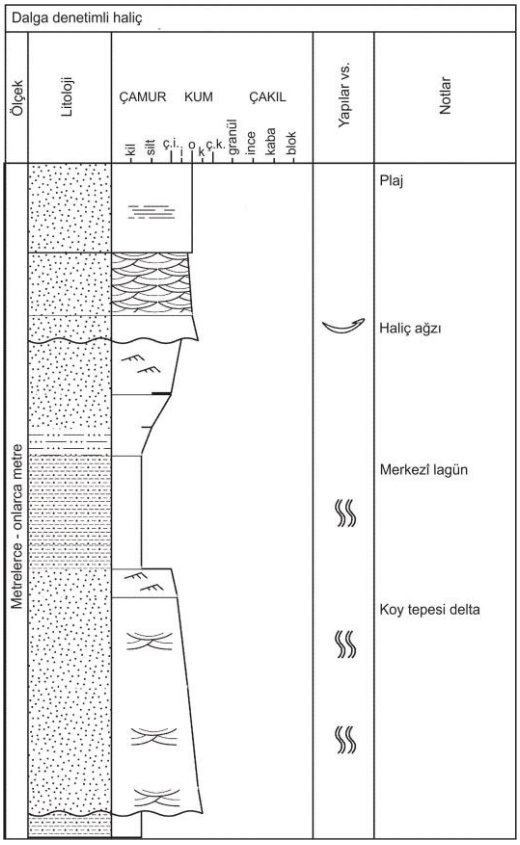
Bir haliçte oluşmuş sedimenter istif üç bölümden oluşur (Dalrymple vd., 1992). Bunların hepsi tek bir düşey istifte her zaman görülemez. Her birinin görece kalınlığı flüvyal ve denizel sediment girdisi arasındaki dengeye bağlıdır. Flüvyal malzemenin en çok olduğu durumda koy başı delta fasiyesi baskın olacaktır. Denizel malzeme daha çok olduğu zaman bariyer çökelleri ön plana çıkar. Gerçek örneklerin pek çoğu şekil 13.15'de verilen ideal istiftten farklı çok sayıda varyasyonlarını gösterirler.

**13.6.2 Gelgit Denetimli Haliçler**

Gelgit süreçleri haliç ağzında gelgit akıntı enerjisinin dalga enerjisini aştığı mezo-gelgit ve makro-gelgit kıyı rejimlerinde baskın olabilirler. Halicin huni şekli yükselen gelgit akıntısının kuvvetini arttırma eğiliminde olsa da, haliçte gelgit etkilerinin karaya doğru uzanımı olan **gelgit sınırı**nda sıfıra düşer. Baskın olan gelgit kuvvetiyle etkileştiğinde akarsu akış kuvveti azalır. Bu tür haliçlerde gelgit kanalı çökelleri, gelgit düzlükleri ve gelgit kum barları şeklinde üç çökelme alanı tanımlanabilir (Şekil 13.16 ve 13.17).

**Gelgit Kanalları**

Akarsu kanalının gelgit süreçlerinden etkilenen haliçin iç kesiminde düşük gradyanlı kanal genellikle menderes şeklini alır (Dalrymple vd., 1992). Menderes kavisinin iç kısmında oluşan dirsek seddeleri tamamen flüvyal olan sistemlerdeki gibi olsa da, gelgit etkileri gelgit döngüsünün farklı aşamaları sırasında akış kuvvetinde önemli dalgalanmalar olduğu anlamına gelir. Kuvvetli bir çekilen gelgit ile bir akarsu birlikte hareket ettikleri zaman, birleşik akıntı kum taşıyabilir fakat kuvvetli bir yükselen gelgiti akarsu akışına tamamen karşı koyarak durgun su oluşumuna yol açar; bu da askıdan çökelime izin verir. Bu nedenle, dirsek seddesindeki çökeller **heterolitik**tir; yani, birden fazla tane boyu içerirler. Bu durumda kum ve çamur

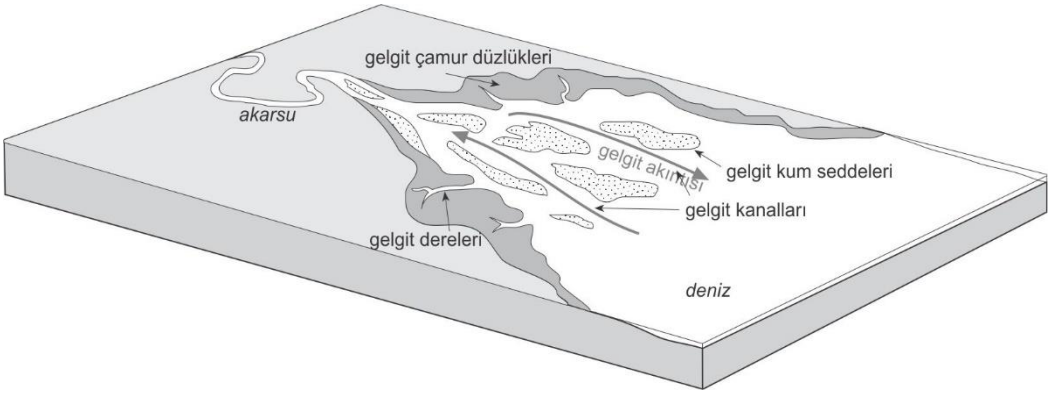



**Şekil 13.15 Dalga denetimli haliç çökelleri için bir grafik sedimenter log.**

ardalanmalı katmanları şeklindedirler (Reineck ve Singh, 1972). Bu tarz dirsek seddesi tabakalaşmasına **eğimli heterolitik tabakalaşma** denir ve bazen kısaca 'EHT' şeklinde ifade edilir (Thomas vd., 1987). Kanalın eksenine doğru eğimli (akış yönüne dik) bu kum ve çamur ardalanması gelgitten etkilenmiş menderesli kanalların belirgin bir özelliğidir.

**Gelgit Düzlükleri**

Gelgit düzlük alanları halicin tüm kenarları boyunca ve kanalların bitişiğinde yer alır. Yüksek gelgitte değişik derinlikte su altında kalan bu alanlar alçak gelgitte su üstünde kalırlar. Buralar tipik olarak bitki örtüsü ile kaplı tuzlu bataklık alanları olup, gelgit döngüleri sırasında su akışı için kanal vazifesi gören gelgit dereleri tarafından yarılmışlardır.




**Şekil 13.16 Gelgit denetimli bir haliçte çökelme ortamlarının dağılımı.**

### Gelgit Seddeleri

Gelgit denetimli halicin dış kesimi hem flüvyal kökenli sedimentleri hem de denizden getirilen malzemeyi taşıyıp çökelten en kuvvetli gelgit akıntıları zonudur. Makro-gelgit bölgelerinde akıntılar yerel oyuklar açacak kadar ve kum ile çakılları hareket ettirecek kadar kuvvetlidir. Biyoklastik kırıntı çakıllı kırıntılar arasında bol olup, kanal tabanında en sona kalmış olarak bulunur (Reinson, 1992). Gelgit akıntıları tarafından oluşturulan kumul tabaka şekilleri göç ederek çapraz tabakalı kumtaşı katmanlarını meydana getirir. Bu tabakalarda gelgit koşullarına ait kanıtlar çamur örtülerini, yeniden harekete geçme yüzeylerini ve kılçıksı çapraz tabakalanmayı (11.2.4) içerebilir. Çamur örtüleri gelgit yönü döndüğünde akıntı yavaşladığı zaman oluşur ve yeniden hareketlenme yüzeyleri de zıt akıntılar kumul tabaka şekillerinin üst kısmını aşındırırken gelişirler. Yükselen gelgit halicin bir tarafında yukarı doğru ve çekilen gelgit de diğer tarafta aşağı doğru hareket şeklinde değişik yollar takip etme eğiliminde olduklarından, kılçıksı çapraz tabakalanma çok yaygın değildir. Uzun setler üstünde gelişen kumul tabaka şekillerinin (ve dolayısıyla çapraz tabakaların) yönelimleri çoğunlukla ya yükselen gelgit yönünde ya da çekilen gelgit yönünde olacaktır. Kılçıksı çapraz tabakalanma sadece farklı yönelime sahip çapraz

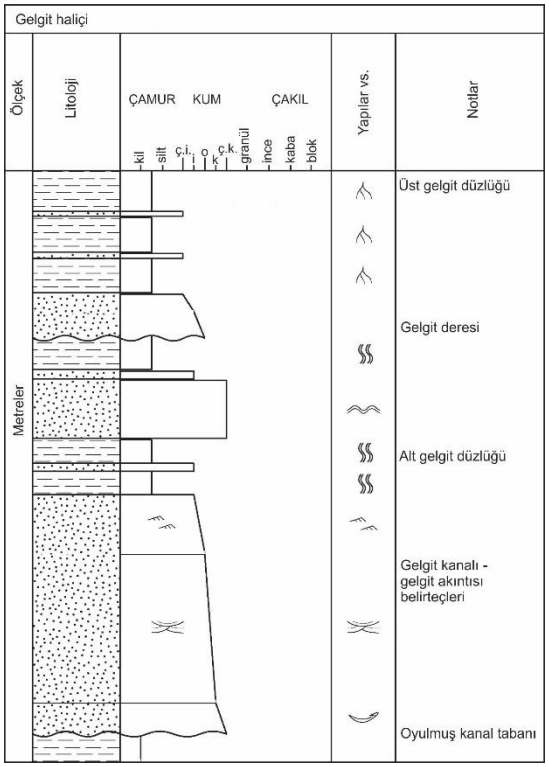


**Şekil 13.17 Kumullarla kaplı kıyı kumları setinin düşük gelgitte açığa çıktığı, gelgit denetimli bir haliç ortamı.**

tabakaların setleri arasındaki üzerleme alanlarında ya da akıntılar konum değiştirdiği zaman oluşurlar. Gelgit akıntılarının kuvvetli olduğu yerlerde kumul tabaka şekillerinin yerini yatay laminalı kumlar oluşturan üst akış rejimi düzlemsel tabakaları alır.

**Gelgit Denetimli Haliçlerdeki İstifler**

Gelgit denetimli bir haliçte oluşan istif gelgit kanalı, gelgit düzlüğü ve gelgit seddesi çökellerinin kombinasyonundan oluşur. Bunların her birinin istifte bulunma oranı haliçteki konumlarına, gelgit akıntılarının şiddetine ve çökelim için mevcut çamur, kum ve çakıl miktarlarına bağlıdır (Şekil 13.18). Bir gelgit kanalının tabanı bir oygu ve gecikme çökelleri ile belli olur. Tipik olarak da çamur örtüleri ve eğimli heterolitik tabakalanma gösterebilen çapraz tabakalı kumların yukarı doğru inceldiği bir istif ile devam eder. Kanal ve sedde çökelleri iki yönlü paleoakıntı işaretleri de gösterebilirler. Organik maddece zengin çamurlu gelgit düzlüğü çökelleri en yüksek gelgit dönemlerinde ve fırtına baskınları sırasında gelgit dereleri içinde çökelmiş kumlu sedimentler içerebilir.




**Şekil 13.18 Gelgit haliçi çökellerine ait grafik bir sedimenter log.**

**13.6.3 Haliç Çökellerinin Tanınması: Özet**

Stratigrafik kayıtlardaki delta çökelleri ile haliç çökelleri arasında çok sayıda ortak özellik bulunmaktadır. Bunların ikisi de denizel ve karasal ortamların kesişim yerinde oluşmuş sediment kütleleri olup, sonuçta her iki ortamda da aktif fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlere ait kanıtlar sunarlar (örnek olarak, denizel kabuklu fauna içeren tabakaların kökler içeren diğer birimlerle birlikteliği). Aradaki belirgin fark, deltanın ilerlemeli bir sediment kütlesi olması; yani, denize doğru büyümesi ve bu ilerleme sonunda yukarı doğru irileşen bir istif gelişmesidir. Bunun aksine, haliçler çoğunlukla agredasyonlu (birikmeli) olup, batık akarsu kanalında gelişmişlerdir. Bu nedenle, bir haliç istifinin tabanı genellikle akarsu ağzında oyulma şeklinde (meselâ deniz seviyesindeki düşüşe tepki olarak) bir aşınma yüzeyidir. Mevcut bilginin sınırlı olması halinde bir gelgit halicini bir gelgit deltasından ayırmak zor olabilir. Ayrıca, istifin de vadi dolduran agredasyon mu yoksa ilerlemeli mi bir istif olduğunu ayırt etmek de zor olabilir.

## 13.7 KIYI VE HALİÇ ORTAMLARINDAKİ FOSİLLER

Plajlar dalgalarla sürekli yıkanan yüksek enerjili ortamlardır. Bu yıkanma sırasında sedimentlerin sürekli hareket ettirilmesi kırıntılı malzemeleri aşındırır. Denizden kabuklu malzeme gelişi bol olmakla birlikte bunların çoğu parçalar halinde olup, sadece mollusk, mercan, ekinid vb. olduklarına dair kaba bir fikir verebilirler. Sadece çok sağlam canlı kabukları kırılmadan kalabilir. Bunun için tipik örnekler midyeler gibi sığ gelgit altı zonun yüksek enerjili sığ sularında da yaşayabilen kalın kabuklu mollusklardır. Plaj çökellerinde biyoklastik malzemelerin bolluğu mineral tanelerinin ve plaja getirilen kabuklu malzemelerin görece oranlarına bağlıdır.

Lagünlerde yaşayan canlılar için gerek hipersalin ve gerekse acı su koşulları sadece sınırlı sayıda bitki ve hayvanın katlanabileceği adaptasyonlar gerektirir. Bu nedenle, lagüne ait fauna ve flora topluluklarına ait

takson sayısı ya acı su koşullarına ya da hipersalin koşullara uyum sağlamış canlılar tarafından baskın olacak şekilde çoğu zaman sınırlıdır. Faunadaki çeşitlilik her ne kadar lagündeki acı su veya hipersalin sular tarafından önemli ölçüde kısıtlanabilirse de, etraftaki bitki örtüsünden gelen besinlerce zengin suların ve diğer canlıların olmayışından dolayı sadece toleranslı türler çoğalırlar. Bu özel türler lagünlerde sayıca çok fazla olabilirler. Buralardaki fosil toplulukları tipik olarak çok az çeşitli, hatta tek türlüdür.

Canlılara ait izler çoğu zaman bol olup, mevcut iknofasiyesler de (11.7) ortamın enerjisine ve taban çökellerinin karakterine bağlıdır. Lagünlerdeki ince ve organik maddece zengin sedimentler azalan/artan tuzluluğa toleranslı canlılar için elverişli beslenme alanları sağlar. Biyotürbasyon da çok yaygın olabilir. Kumlu gelgit arası alanlarda izlerin baskın şekli, alan suyla kaplandığında sediment içinde yukarı çıkma ve su çekildiği zaman aşağı inme şeklinde hareket eden canlılar tarafından meydana getirilen, tipik olarak düşey yapılardır. Bu iz fosil şekli bu ortamlarda bulunan basit düşey tüplere atfen *Skolithos* topluluğu olarak adlandırılmıştır. Taban sedimentlerinin nispeten sağlam (*Glossifungites* topluluğu) veya sert (*Trypanites* topluluğu) olması durumunda diğer iknofasiyes toplulukları gelişir. Tyrpanites tipi izler kayada mollusların açtığı delgiler olup, kayalık kıyılarda karakteristiktirler.

Denizel ve karasal koşulların birlikteliği haliçlerin bir özelliği olup, bu ortamlara ait çökellerde bulunan fosil toplulukları tarafından yansıtılır. Deniz ortamından bir kısım kabuklu malzeme getirilebilirse de, haliçlerde kabuklu fauna çoğu zaman boldur. Makrofosillere ek olarak biyojenik faaliyetlere ait kanıtlar da bulunur. Bu biyojenik faaliyetler gelgit çamur düzlüklerinde çok bol ve çeşitli organizmalara ait olabildikleri gibi, halicin dış kısımlarındaki yüksek enerjili kumlu ortamlarda seyrek de olabilirler. Gelgit çamur düzlüklerinin özellikle yukarı kesimlerinde olmak üzere bitki örtüsü çok gelişmiş olabilir ve bitki kalıntıları organik madde ya da kök izleri şeklinde bulunabilir.

### Kıyı ve Haliç Sistemlerinin Özellikleri

Bu karmaşık, heterojen çökelme ortamları (özelliklerini bir özet şeklinde vermek açısından) dört başlık altında sınıflandırılabilir.

**Plaj/Bariyer Sistemleri**

- Litoloji: Kum ve çakıltaşı
- Mineraloji: Olgun kuvars kumu ve kabuklu kumlar
- Doku: İyi boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış kırıntılar
- Tabaka geometrisi: Uzanımlı mercekler
- Sedimenter yapılar: Düşük açılı tabakalanma ve dalga yeniden işlemesi
- Paleoakıntılar: Başlıca dalgalar tarafından oluşturulmuş yapılar
- Fosiller: Sağlam kabuklu iri parçalar
- Renk: Belirli bir renk yok
- Fasiyes toplulukları: Kıyı düzlüğü, lagün veya sığ denizel fasiyeslerle ilişkili olabilir.

**Lagünler**

- Litoloji: Biraz kumla beraber daha çok çamur
- Mineraloji: Değişken
- Doku: İnce taneli, orta-kötü boylanmış
- Tabaka geometrisi: Kumun ince yaygıları ve mercekleri ile ardalanmalı ince tabakalanmalı çamur
- Sedimenter yapılar: Laminalı ve dalga kırışıklıklı olabilir
- Paleoakıntılar: Nadir, belirgin değil
- Fosiller: Hipersalin ve acı su koşullarına toleranslı, çoğu zaman tek türlü topluluklar
- Renk: Anaerobik koşullardan dolayı koyu olabilir
- Fasiyes toplulukları: Kıyı düzlüğü veya plaj bariyer çökelleri ile ilişkili olabilir.

**Gelgit Kanal Sistemleri**

- Litoloji: Kum, çamur ve daha az olarak da çakıltaşı
- Mineraloji: Değişken
- Doku: Yüksek enerji ortamlarında iyi boylanmış olabilir.
- Tabaka geometrisi: Aşınmalı taban da içeren mercekler
- Sedimenter yapılar: Çapraz tabakalanma ile çapraz tabakalanma ve eğimli heterolitik tabakalanma
- Paleoakıntılar: Gelgit haliçlerinde iki yönlü
- Fosiller: Sığ denizel
- Renk: Belirleyici değil
- Fasiyes toplulukları: Flüvyal, sığ denizel, karasal veya delta fasiyesleri tarafından üzerlenmiş olabilir.

**Gelgit Çamur Düzlükleri**

- Litoloji: Çamur ve kum
- Mineraloji: Kil ve kabuklu kum

- Doku: İnce taneli, belirgin değil
- Taban geometrisi: Kumun ince yaygıları ve mercekleri ile birlikte tablamsı çamurlar
- Sedimenter yapılar: Kırışıklık çapraz laminalanması ve tüysü/merceksi tabakalanma
- Paleoakıntılar: Haliçlerde iki yönlü
- Fosiller: Sığ denizel fauna ve tuzlu bataklık bitki örtüsü
- Renk: Anaerobik koşullardan dolayı çoğu zaman koyu
- Fasiyes toplulukları: Sığ denizel veya karasal fasiyeslerle üzerlenmiş olabilir.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. 1992. *Classification of clastic coastal depositional environments*. Sedimentary Geology, 80, 139–150.

Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. 2006. *Estuarine and incised valley facies models*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 171–235.

Clifton, H.E. 2006. *Are-examination of faciesmodels for clastic shorelines*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 293–337.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R. 1992. *Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications*. Journal of Sedimentary Petrology, 62, 1130–1146.

Davis, R.A. Jr and Fitzgerald, D.M. 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Science, Oxford.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. *Clastic coasts*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 154–231.

Woodroffe, C.D. 2003. *Coasts*: Form, Process and Evolution. Cambridge University Press, Cambridge.

# 14
# Sığ, Kumlu Denizler

Sığ deniz ortamları karalardan akarsularla getirilen önemli miktardaki kırıntılı malzemenin biriktiği alanlardır. Denizlerin çoğunda kıyıdan denize doğru kıtasal şelf adı verilen ve okyanus havzalarında suların derinleştiği abisal düzlüğe kadar onlarca-yüzlerce kilometre uzanabilen sığ su bölgesi bulunur. Tüm karalar okyanus havzalarına komşu değildir. Karalarla okyanusal havzalar arasında sığ, epikontinental denizler yer alır. Karasal kökenli kırıntılı malzeme şelflerde ve epikontinental denizlerde gelgitler, dalgalar, fırtınalar ve okyanus akıntıları vasıtasıyla yayılırlar. Bu süreçler malzemeyi tane büyüklüğüne göre boylandırarak kum ve çamur olarak çökeltir. Bu çökeller stratigrafik kayıtlarda geniş alanlara yayılmış, kalın kumtaşı ve çamurtaşı kütleleri olarak görülürler. Bunlara ait karakteristik fasiyesler gelgitler ve fırtına/dalga süreçleriyle taşınarak çökeltilmiş ürünler şeklinde tanınabilir. Sığ denizel ortamlarındaki çökelme deniz seviyesindeki değişimlere duyarlı olup, deniz seviyesi değişimlerine ait stratigrafik kayıtlar bu ortamlarda çökelmiş sedimentler içinde tutulur.

## 14.1 SIĞ DENİZEL ORTAMLARDA KARASAL KIRINTILI MALZEMENİN ÇÖKELMESİ

Kıtasal şelfler ve epikontinental denizler (11.1) okyanuslarda kum ve çamurun önemli çökelme alanları olup, okyanus sedimentlerinin yarıdan çoğu bu ortamlarda çökelmektedir. Buralardaki çökelme on milyonlarca yıl gibi çok uzun süreli olabildiği için, bu ortamlarda çökelmiş istiflerin kalınlığı on kilometre ve daha fazla olabilmektedir. Kıtasal levha çarpışmasının sığ denizel ortamlarda çökelmiş katmanları yüksek dağ silsilelerine doğru itmeye zorladığı kıta kenarları dolayında ve ayrıca orojenik kuşaklarda büyük ölçüde deforme olmamış tabakalar şeklinde oluşurlar. Bu bölümde sığ denizlerdeki karasal kırıntılı malzeme çökelimi üzerinde durulmuş olup, sığ denizel ortamlarda yine önemli olan karbonat çökelmesi de Bölüm 15'de ele alınmıştır.

### 14.1.1 Sığ Denizlerin Sediment Kaynakları

Sığ denizel ortamları ve şelfler ile epikontinental denizlerin çökelme fasiyeslerini denetleyen en önemli etmen sediment teminidir. Çökelme bölgesinin yükselen bir karaya komşu olması ve kıyıya sediment taşıyan akarsulardan oluşan bir drenaj deseni bulunması halinde sığ denizel ortamdaki çökelmede karasal kırıntılı malzemeler hâkim olur. Kırıntılı sedimetlerin en yüksek

oranları büyük nehirlerin ağzında çökelir. Buraya komşu kıyı bölgeleri de malzemenin dalgalar, fırtınalar ve gelgitler vasıtasıyla kıyı boyunda taşınması sonucunda sediment alırlar. Çok miktarda karasal malzemeyle desteklenmeyen sığ denizler ve özellikle de iklimin nispeten ılık olduğu düşük enlemlerde bulunanlar karbonat çökelim alanları olabilirler. Karbonat çökeliminin daha yavaş olduğu serin iklimlerde karasal kırıntılı malzeme temininin düşük olduğu şelfler ve sığ denizlerin **aç** olduğu düşünülür. Buralarda sediment birikme hızı yavaştır. Deniz tabanı oturma hızı sediment birikiminden fazla olabilir. Ortam da zaman içinde giderek derinleşebilir.

### 14.1.2 Sığ Denizel Kumların Özellikleri

Bir denize erişen kırıntılı malzemelerin akarsularla taşınma, bir delta ve haliçten geçmiş olabilme veya şelfe varmadan önce kıyıda geçici olarak çökelmiş olma şeklinde bir geçmişe sahip olması muhtemeldir. Bu ve diğer ortamlarda taşınma tarihçesinin uzun olması halinde tane topluluğu büyük olasılıkla olgundur (2.5.3). Dokusal özellik itibariyle, kum taneleri büyük ölçüde aşınmaya maruz kalmış ve taşınma sırasındaki türbidit akıntı süreçleri malzemeyi değişik boylar ayırmış şekilde olacaktır. Daha dayanıksız (feldispat ve litik parçalar gibi) mineraller ve taneler taşınma sırasında parçalandıklarından, bileşimsel olgunluk muhtemelen eşdeğer karasal çökellerdekinden daha büyük olacaktır. Buna göre, sığ denizel ortam kumlarında çoğu zaman kuvars taneleri hâkimdir. Kutup bölgelerindeki soğuk hava tanelerin kimyasal bozuşmasını azalttığından ve buzul taşımasıyla kırıntılı malzemede çok fazla bir boylanma ya da yuvarlaklaşma (7.3.4) meydana gelmediğinden dolayı, ortama gelen sedimentin olgunluk derecesi çok daha azdır.

Kırıntılı malzeme bileşeninin yanında kökeni çoğu zaman sığ deniz ortamı olan malzeme de bulunur. Sığ denizler zengin yaşam alanları olup, kabuk ve iskeleti kalkerli olan çok sayıda canlının yaşadığı yerlerdir. Şelf karbonat çökellerinin önemli bir kısmı bunlara ait biyojenik sert kısımların kalıntılarından oluşmakla birlikte (Bölüm 15), bu denizlerde çökelen kumlarda ve çamurlarda da bol miktarda bulunabilirler. Çamurtaşları düşük enerjili ortam çökelleri olduğundan dolayı, bunlar içinde kabuklar veya iskeletler bütün halde korunabilir. Denizin daha yüksek enerjili kesimlerinde akıntılar kumu sürekli hareket ettirerek biyojenik parçaların çoğunu biyoklastik kırıntılar haline getirir. Bunların bir kısmı biraz daha iri olabilirse de, kabuk veya kemiğin hangi canlıya ait olduğu belirlenemez. Kemikler aynı zamanda sığ denizel ortamlarda otijenik olarak oluşabilen fosfatın kökenidir (3.4). Ancak, bu fosfatlar yaygın değildir. Glokonit de (11.5) otijenik bir mineraldir. Şelflerde ve epikontinental denizlerde oluşmuş kumtaşlarında ve çamurtaşlarında bol bulunan bu mineral sığ denizel ortamlar için güvenilir bir belirteç olarak değerlendirilir. Demirce zengin olmasına ve bozuştuğu zaman paslı turuncu renge dönüşmesine rağmen, mineralin karakteristik koyu yeşil rengi içinde bulunduğu sedimente belirgin bir yeşil renk kazandırır. 'Yeşil kumlar' glokonitçe zengin sığ denizel çökeller olup, özellikle kuzey yarı küredeki Kretase çökellerinde yaygın olarak bulunurlar.

Sığ denizler başta sedimentlerde yaşam izleri bırakan bentik organizmalar olmak üzere hayvansal yaşam açısından zengindirler. Belli bir canlının faaliyetlerine ait biyotürbasyon özellikleri tanınabilirse de (11.7) bu izler genellikle sediment içinde karışık şekillerde bulunurlar ve sonuçta sedimenti görüntüde yapısız, homojen bir kütleye dönüştürürler. Şelf sedimentlerindeki bu etkin biyotürbasyondan dolayı birincil yapılar (dalga kırışıklıkları, hörgüçsü çapraz tabakalanma, teknemsi çapraz katmanlaşma vb.) her zaman korunmazlar. Biyotürbasyonun en şiddetli olduğu yerler sığ sular olup, çoğu zaman çamurlu çökellere kıyasla kumlu çökellerde daha fazladır. Bunun nedeni, kumu taşıyarak çökelten akıntılarda kumda yaşayan bentik organizmalar için besin de bulunabilmesidir. Çok sayıda canlı türü aynı zamanda kum üstünde ve içinde yaşamayı tercih etmektedir.

Sığ denizel kumtaşlarında kalkerli kabuklar bol olduğu için, bu katmanlar gömüldüğünde beraberlerinde kalsiyum karbonat da gömülmüş olur. Sedimentler içinde dolaşan yeraltı suyu karbonatlı malzemeyi çözer ve karbonat çimento olarak yeniden çökeltir (18.2.2). Bu nedenle, kabuğu oluşturan kalsit veya aragonitin çözünerek ortamdan uzaklaştırılmasıyla kumtaşları içindeki kabuklu fosillerden geriye kabuğun orijinal şekline ait **kalıplar** kalır. Sığ denizlerde çökelen kumtaşı tabakaları tipik olarak da kalsit çimentoludurlar.

### 14.1.3 Sığ Denizel Kırıntılı Ortamlar

Karasal kökenli kırıntılı malzeme gelişinin çok olduğu şelfler ve epikontinental denizlerdeki çökelmenin

desen ve özellikleri dalga, fırtına ve gelgit süreçlerinin görece önemlerine bağlıdır. Bazı durumlarda dar veya kısıtlı deniz yollarındaki gelgit aralıkları çok küçük olabilirse de, en büyük gelgit aralıkları genellikle epikontinental denizlerde ve şelflerin belli kesimlerinde bulunur (11.2.2). Okyanuslara bakan açık şelf alanları tipik olarak okyanus fırtınalarından etkilenen mikro-gelgit ve mezo-gelgit bölgeleridir. Bunların gerek güncel ve gerekse eski ortamlarda **fırtına denetimli şelfler** ve **gelgit denetimli şelfler** olmak üzere iki ana türü vardır. Bunlar bir sürecin iki uç üyesi olup, çok sayıda güncel ve eski şelf ve epikontinental denizde her iki ana sürecin etkileri de görülür (Johnson ve Baldwin, 1996). Güncel şelflerin çoğunluğu (%80) fırtına denetimli olup, geriye kalanların da çoğu (%17) gelgit denetimlidir. Sadece az bir kısımda (%3) okyanus akıntılarının etkisi baskındır (Johnson ve Baldwin, 1996). Okyanus akıntısı tarafından denetlenen bu şelfler genellikle dar (10 km'den az) olup, kuvvetli jeostrofik akıntılara (11.4) komşu alanlarda yer alırlar. Buralarda kum dalgaları ve kum şeritleri gelişir. Bu yönleriyle gelgit şelflerine benzeseler de, akıntının kaynağı gelgit değildir.

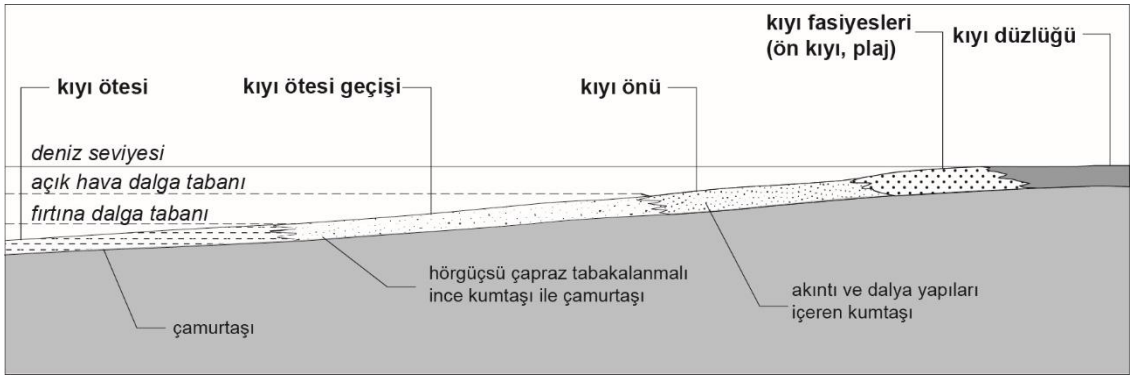
Güncel şelflerde çökelen kumların ayrıntılı özellikleri sınırlı miktarda bilgi sağlayabilen, sığ derinlikten alınan karotlar üzerinde doğrudan tanımlanabilir. Sığ sismik profiller gibi jeofizik yöntemlerle dolaylı incelemelerle de (22.2) içsel yapılar hakkında bazı bilgiler elde edilebilir. Güncel şelflerdeki kumlu çökellerin hepsi de bugün yürürlükte olan süreçler vasıtasıyla oluşmamışlardır. Geçen on bin yıldaki deniz seviyesi yükselimi (Holosen transgresyonu) kıyı önünde çökelmiş kumlarla birlikte daha önceki kum sırtı düzlüklerini ve bariyer adası sırtlarını yutmuş ve geride bunları derin sulardaki hareketsiz kalıntılar şeklinde bırakmıştır.

## 14.2 FIRTINA DENETİMLİ KIRINTILI SIĞ DENİZLER

### 14.2.1 Fırtına Denetimli Bir Şelfte Fasiyeslerin Dağılımı

#### Kıyı Önü

Şelfin ve epikontinental denizin daha sığ olan kesimleri dalga etkisi (11.1) altındaki derinlik zonunda bulunur ve buradaki sedimentler dalga süreçleriyle yoğun bir şekilde yeniden işlenirler. Bu ortamda çökelen kumlarda dalga kırışığı çapraz laminalanması ve yatay tabakalanma korunabilir. Düşük enerjili zaman dilimlerinde çökelen flaser tabakalarındaki çamur izleri daha ileri kıyı ötesi mesafede biraz daha derin sularda daha yaygın hale gelirler (Şekil 14.1). İyi hava dalga tabanı kıyı önünün alt kesiminde sonlandığı için, dalga kırışıklıkları daha az yaygındır. Kıyı önü zonunda fırtınalarla ve/veya dalga kaynaklı kıyı boyu ile ilişkili girdaplı akıntılarla **kum sırtları** oluşabilir (Stubblefield vd., 1984). Derinliği 5-15 m arasındaki sularda oluşan bu sırtların yönelimi kıyıya verev olup, verev kıyı boyu seddeleri şeklindedir. Yaklaşık 10 km aralıklarla oluşan bu yapıların genişliği birkaç km ve uzunluğu onlarca km kadar olup, yükseklikleri de on metreye kadar çıkabilmektedir. Sedimentler tipik olarak tabanda gecikme çakılı ile birlikte iyi boylanmış kumlar şeklindedir (Hart ve Plint, 1995).

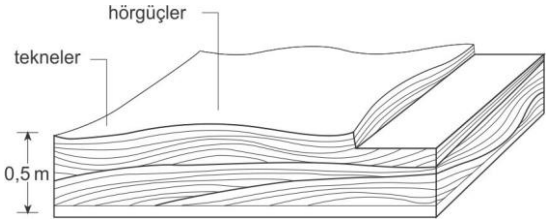



**Şekil 14.1 Fırtına denetimli şelf ortamının özellikleri.**

**Kıyı Ötesine Geçiş Zonu**

Fırtına denetimli şelflerde iyi hava (fair weather) ve fırtına havası dalga tabanları arasındaki kıyı ötesine geçiş zonunda kum çökelir ve fırtınalarla da yeniden işlenir. Fırtınalar, özellikle bu fırtına denetimli ortamlara ait olduğu düşünülen tabaka şekilleri ve sedimenter yapılar için gerekli koşulları oluştururlar (Dott ve Bourgeios, 1982; Cheel ve Leckie, 1993). **Hörgüçsü çapraz tabakalanma** (bazen kısaca **HÇT;** İng. hummocky cross-stratification) belirgin şekillerde olup, deniz tabanında yüksekliği birkaç cm ve genişliği birkaç dm olan yuvarlak tümsekler içerir. Hörgüç tepeleri arasındaki uzaklık birkaç dm ile bir metre arasındadır. Bu hörgüçlerdeki içsel tabakalanma yukarı doğru dışbükey, tüm yönlere yaklaşık 10º-20º ile eğimli ve yanal olarak kalınlaşan şekildedir. Bu özellikler çapraz tabakalanmanın diğer şekillerinde gözlenmezler (Şekil 14.2 ve 14.3). Hörgüçler arasında çukurumsu alanlar bulunur ve buradaki içbükey şekilli katmanların korunduğu tabakalar için **çukurumsu çapraz katmanlaşma** (bazen kısaca **ÇÇT;** İng. swaley cross stratification) terimi kullanılır.

Hörgüçsü ve teknemsi çapraz tabakalanmanın dalga etkisi ile akıntı eylemini birlikte içeren **birleşik akış**ın bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Bu akış fırtına tarafından oluşturulan akıntı yüzeyden derine erişen yüksek genlikli dalgalarla aynı zamanda olduğunda gerçekleşir. Kuvvetli akıntılar kumu askı halde daha derin sulara taşır ve kum çökelirken dalgalardan ileri gelen salınımlı hareket çökelimin hörgüçler ve çukurlar şeklinde gelişmesine neden olur. Çukurumsu çapraz katmanlaşma daha çok hörgüçsü çapraz katmanlaşmanın korunma potansiyelinin düşük olduğu sığ sularda oluşur ve korunur. HÇS/ÇÇT'nın özelliklerinden biri, bu yapıların normalde ince-orta taneli kumlarda gelişmesi ve bu süreçte bazı tane boyu sınırlaması olduğuna işaret etmesidir. Fırtına koşulları 20-50 m arasında derinlikteki suları etkilemektedir. Buna göre, HÇT/ÇÇT'ların şelfte birkaç on metre derinlikteki herhangi bir kumlu sedimentte bulunması beklenebilir. Bu yapılar sedimentlerin iyi hava dalga tabanı yukarısında olağan dalga süreçleriyle yeniden işlenmesinden dolayı kıyı önü çökellerinde görülmezler. Bu nedenle, çapraz tabakalanmanın bu karakteristik şekli sadece kıyı ötesine geçiş zonunda (11.1) bulunur.




**Şekil 14.2 Bir şelf üzerinde karakteristik fırtına koşullarına ait olduğu düşünülen hörgüçsü-çukurumsu çapraz katmanlaşmalı sedimenter yapı.**



**Şekil 14.3 İyi tanımlanmış, dalgalanmalı laminalar içeren bir hörgüçsü-çukurumsu çapraz katmanlaşmalı kumtaşı örneği. Katman kalınlığı 30 cm'dir.**

Tempestitler (11.3.1) bu zonun dış kısımlarında kıyıdan birkaç on km uzaktaki tek fırtına olayları ile çökeltilmiş, kalınlığı tipik olarak birkaç desimetreden milimetre düzeyine incelen bireysel fırtına çökelleridir (Aigner, 1985). Yakınsak tempestitler aşınmalı tabanlara sahiptirler ve iri kırıntılılardan oluşurlar. Buna karşılık, tabakanın ıraksak kesimleri daha ince taneli laminalı kumlardan meydana gelir. Tempestitlerin kumlu kesimlerinde hörgüçsü ve çukurumsu çapraz katmanlaşma gelişir (Walker ve Plint, 1992). İdealleştirilmiş bir tempestit tabakası (Şekil 14.4) keskin ve muhtemelen aşınma yüzeyi bir taban üzerindeki yapısız iri sedimentlerden (iri kum ve/veya çakıl) oluşur. Fırtına en yüksek şiddetine eriştiği zaman oyulma ve ilk çökelme gerçekleşir. Fırtına zayıflarken ince kumlarda hörgüçsü-teknemsi çapraz tabakalanma gelişir ve bunun üzerine de salınımın şiddeti azalırken gelişen, yatay ve dalga kırışıklıklı laminalanma gösteren ince kum ve



**Şekil 14.4 Fırtına süreçleriyle çökelmiş bir tabaka. Tabakanın tabanında (fotoğrafın altı) belirgin bir aşınma yüzeyi ve onun altında da çamurtaşı görülmektedir. Düzlemsel laminalanma üzerine hörgüçsü-çukurumsu çapraz katmanlaşma gelmiş ve o da dalga kırışıklıklı kumtaşı ve çamurtaşı ile üzerlenmiştir (yapışkan bandın hemen altında; bant çapı: 8 cm).**

siltler gelir. Sedimentlerin en üst kısmına çamur gelir. Kalınlığı onlarca santimetreyi bulan tabakaları çökelten fırtınaların büyüklüğünü kestirmek zordur. Çünkü, kumun varlığı ile tabakanın kalınlığını belirleyen fırtına enerjisi muhtemelen eş değer önemdedir.

Fırtınalar arasındaki dönemlerde şelfin bu kısmında askıdaki çamurlar çökelir. İnce taneli bu kırıntılı malzeme nehir ağızlarından koparılarak jeostrofik akıntılar ve rüzgâr kaynaklı akıntıları askı yükü halinde taşınırlar. Fırtınalar ayrıca deniz tabanındaki ince sedimentleri yeniden işleyerek askıya alırlar ve şelfin değişik kesimlerine yayarlar. Bu nedenle, bir sonraki fırtınada çamurun aşındığı yerler hariç, fırtına çökelleri çamur tabakalarıyla ayrılırlar. Kıyıdan uzaklaştıkça fırtınalarla çökelen kum miktarı azaldığından, sedimentlerdeki çamur oranı da kıyıdan uzaklaştıkça artar.

**Kıyı Ötesi**

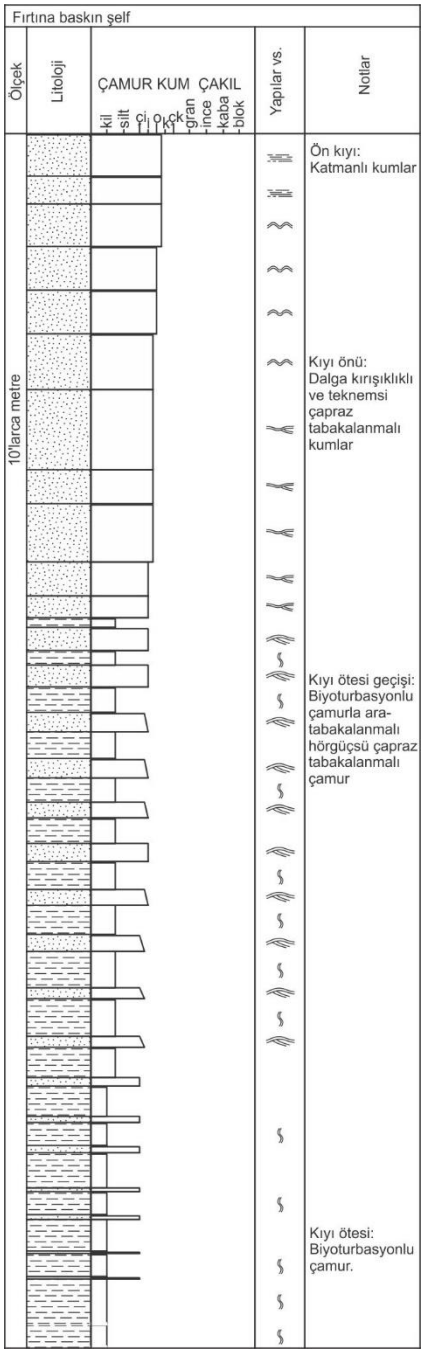
Fırtına dalga tabanı altındaki dış şelf alanı olan kıyı ötesi zonu baskın biçimde çamur çökelme bölgesidir. Sıra dışı fırtınaların şelfin daha derin bu kısmında bazı etkileri olabilir. Bunlar çamurtaşlarının ince taneli ince kum tabakalarıyla ardalandığı çökellerle temsil edilirler. İknofauna çeşitliği ve bolluğu kıyı önü ve kıyı ötesine geçiş zonundakilere kıyasla daha azdır. Deniz tabanının bu kısmı çamur içinde bir miktar organik maddenin korunmasına izin verecek derecede zayıf oksijenli olduğundan, sedimentler genellikle gridir.

### 14.2.2 Fırtına Denetimli Sığ Denizel İstiflerin Özellikleri

Şelfe sabit miktarda devamlı sediment gelmesi durumunda deniz tabanında devamlı bir çökelim gerçekleşir ve su derinliği azalır. Önceleri fırtına dalgası tabanında bulunan şelf alanları fırtına etkilerine maruz kalarak kıyı ötesine geçiş zonunun bir parçası haline gelirler. Benzer şekilde, kıyı ötesine geçiş zonunda deniz tabanına sediment eklenmesiyle deniz tabanı iyi hava dalga tabanı yukarısındaki kıyı önüne yükselir ve yukarı doğru giderek sığlaşan fasiyesler istifi gelişir (Şekil 14.4 ve 14.6) (Walker ve Plint, 1992). Kıyı ötesi fasiyesleri çoğunlukla biyotürbasyon da içeren çamurtaşlarından oluşur. Bunların üzerine biyotürbasyonlu çamurtaşıyla ara tabakalı kumlu tempestit tabakalarından oluşan kıyı ötesine geçiş fasiyesi gelir. Tempestit tabakalarının tabanları aşınma yüzeyli olup, normal derecelenmeli ve biraz da hörgüçsü-çukurumsu çapraz tabakalanmalıdırlar. Kumtaşı tabakalarının kalınlığı genellikle istifin yukarısına doğru artar ve bu zonun daha sığ kesimlerindeki çökeller HÇT'dan daha fazla ÇÇT gösterirler. Kıyı önü, sedimenter yapılar şiddetli biyotürbasyonla kaybolmuş olabilirse de, simetrik (dalga) kırışıklık laminalanma(sı), yatay tabakalanma ve ÇÇT içeren kumlu tabakalar ile karakterize edilir. Kıyı önündeki kumtaşı tabakaları sığ deniz tabanı üzerinde yerel sırtlar şeklinde çökelmeleri durumunda geniş mercek şekilleri sunabilirler. İstifin üst kesimine ön kıyı fasiyesleri (13.2) gelebilir.

### 14.2.3 Çamur Denetimli Şelfler

Bazı şelf alanları dalga ve fırtına denetimli olmakla birlikte büyük miktarlarda çamur ve nispeten az kum alırlar. Askı yükü fazla akarsulara yakın yerlerde oluşurlar. Büyük akarsuların ağızlarındaki asılı yük sorguçları denize doğru onlarca-yüzlerce kilometre yayıldıktan sonra şelfte rüzgâr kaynaklı akıntılar ve jeostrofik akıntılarla yeniden işlenebilirler (McCave, 1984). Şelfin daha iç kısımlarındaki çamurlu çökeller, sedimentasyon hızlarının canlıların sedimenti yeniden işlemesine izin vermeyecek derecede yüksek olduğu durumlar hariç, normalde şiddetli biçimde




**Şekil 14.5 Fırtına denetimli bir istife ait şematik bir grafik sedimenter log.**

biyoturbasyonludur. Bu şelf çamurlarının rengi organik maddenin yüksek konsantrasyonlarından dolayı daha koyu gri veya siyahtır.

## 14.3 GELGİT DENETİMLİ KIRINTILI SIĞ DENİZLER

### 14.3.1 Gelgit Denetimli Şelflerde Çökelme

#### Kıyı Ötesi Sırtlar

Güncel şelflerde kuvvetli gelgit akıntısı etkisi altındaki kıyıya yakın alanlarda büyük boyutlu kum sırtları oluşmaktadır (14.2.1). Bu sırtlar derinliği 50 m'ye kadar olan sularda kıyıya paralel olarak gelişirler. Yükseklikleri bazı yerlerde deniz seviyesine çıkacak şekilde onlarca metre olabilir (Şekil 14.7). Genişlikleri tipik olarak birkaç kilometre ve aralarındaki mesafe de benzer mertebededir. Yükselen gelgite paralel şekilde onlarca kilometre uzanan düz veya hafif eğrisel yapılardır. Bu sırtlar arasında deniz tabanında şelfte daha önce muhtemelen sedimentasyonun sığ bir fazında çökelmiş ve kumun akıntılarla ayıklanması sonucunda geride kalmış ince çakıl tabakaları bulunur (Plint, 1988; Hart ve Plint, 1995). Kumlar orta derecede boylanmış ve orta tane boyunda olmakla birlikte, bu çökeller yükselen gelgitin durgun su dönemlerinde kil laminaları halinde çökelmiş çamurlar da içerebilir. Buradaki içsel sedimenter yapılar sırtların yüzeyinde kırışıklıkların ve su altı kumullarının göçüyle oluşmuş çapraz laminalanma ve çapraz tabakalanmadır. Sonuçta istifte korunmuş olan kumtaşı kütlesinin bazal bir kalıntı seviyesi içermesi ve kalınlığı toplamda 10 metreye kadar çıkabilen çapraz tabakalanmalı ve çapraz laminalanmalı kumtaşı şeklinde olması muhtemeldir. Birincil yapılar biyotürbasyonla tamamen veya kısmen tahrip edilmiş olabilir.

#### Gelgit Kum Dalgaları ve Kum Şeritleri

Gelgitlerle oluşan akıntılar şelflerin ve epikontinental denizlerin geniş kesimlerini etkiler. Bu gelgit akıntıları deniz seviyesinden onlarca metre aşağıdaki deniz tabanını etkilerler ve sığ denizel ortamlarda büyük miktarlarda kum taşıyacak kadar kuvvetlidirler. Dalgaların ve fırtınaların etkileri makro gelgit rejimlerinde malzemeyi yeniden işleyen gelgit akıntılarıyla büyük ölçüde giderilir ve stratigrafik

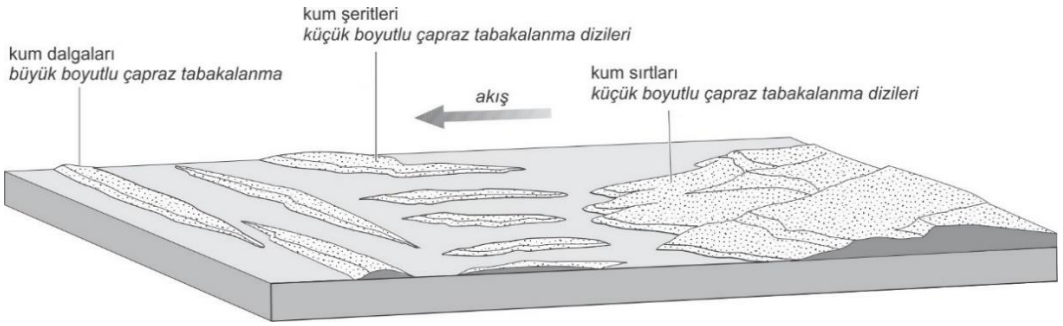


**Şekil 14.6 Tepelik alanda katmanların kıyı ötesi çamurtaşlarından (sol alt) kıyı ötesi geçiş zonunun ince tabakalı kumtaşına ve ondan da yar oluşturan kıyı önü kumtaşlarına geçtiği bir istif.**

kayıtlarda sadece gelgit izleri görülür. Gelgit etkilerinin orta düzeyde olduğu denizlerde sığ sularda gelgit etkileri görünmekle birlikte, fırtına çökelleri karışık fırtına/gelgit şelf konumundaki kıyı ötesine geçiş zonunda korunur.

Sığ denizel ortamlardaki gelgit çökellerinin şekli gelgit akıntısının hızına bağlıdır. Akıntı hızı düşük (yaklaşık 50 cm/s olan) alanlarda kum, yüzeyi kırışıklıklı düşük rölyef yaygı ve yamalarında görülür. Düşük hızlı gelgit akıntısı ile yüzeye yakın orta hızlı gelgit akıntısı hızları (50-100 cm/s) arasında **kum dalgaları** tipiktir. Bu tabaka şekilleri yükseklikleri en az 1,5 m ve dalga boyları da 150 ile 500 m arasında olabilen su altı kumullarına ait bir sınıftır (Şekil 14.7). Sırtlar düz veya orta derecede sinüslü olup, kuyutu yamacı çoğu su altı tabaka şekillerinden daha az eğimli ve 15º civarındadır (Johnson ve Baldwin, 1996). Kum dalgalarının baskın taşkın akıntısı yönünde göçüyle kalınlığı metreleri bulan çapraz tabakalanmalar oluşur (Şekil 14.8). Diğer denizel ortamlarda genellikle bu ölçekte bir çapraz tabakalanma bulunmaz; sadece eoliyen kumullarında ve akarsulardaki bazı büyük sedde formlarında benzer ölçekte çapraz tabakalanmalar bulunabilir. Sediment miktarının düşük olması halinde bireysel kum dalgaları deniz tabanında yalıtılmış halde bulunurlarsa da, şelfe kum girişinin bol olması halinde birbirine karışmış kum dalgaları setleri oluştururlar.

Gelgit akıntı hızının yüksek (>100 cm/s) olduğu sığ denizlerde deniz tabanındaki sedimentler akış yönüne paralel uzanmış **kum şeritleri** oluştururlar (Şekil 14.7). Bu şeritlerin kalınlıkları sadece bir metre civarında olmakla birlikte, genişlikleri 200 metreyi ve uzunlukları da akıntı yönünde 10 km ve üzerini bulabilir. Kum girişinin düşük olduğu alanlar yalıtılmış şeritlerle karakterize edilirken, sediment girdisinin yüksek olduğu yerlerde **kum sırtları**yla karışmış şeritler oluşur. Çok kuvvetli (>100 cm/s) gelgit akıntıları deniz tabanındaki kumu süpürerek geride sadece çakıl yamaları ve deniz tabanında metre ölçeğinde aşınma yivleri bırakırlar.




**Şekil 14.7 Sığ, gelgit etkisi altındaki şelflerde ve epikontinental denizlerde kum dalgaları, kum sırtları ve kum şeritleri.**



**Şekil 14.8 Gelgit etkisi altındaki şelf ortamında kum dalgalarının göçüyle oluşmuş büyük ölçekli çapraz tabakalanma.**

Şelflerin ve epikontinental denizlerin kıyı ötesine geçiş ve kıyı ötesi zonları yüzeydeki gelgit akıntılarının etkisini hissedemeyecek kadar derin olup, fırtına akıntılarından çökelen kumların da eşlik ettiği çamur çökelme alanlarıdır. Çamurlar gelgit akıntılarından etkilenmeyen sığ alanlarda da çökelirler. Bu ince taneli çökellerde biyotürbasyon yaygındır (Şekil 14.9).

### 14.3.2 Gelgit Denetimli Sığ Denizel İstiflerin Özellikleri

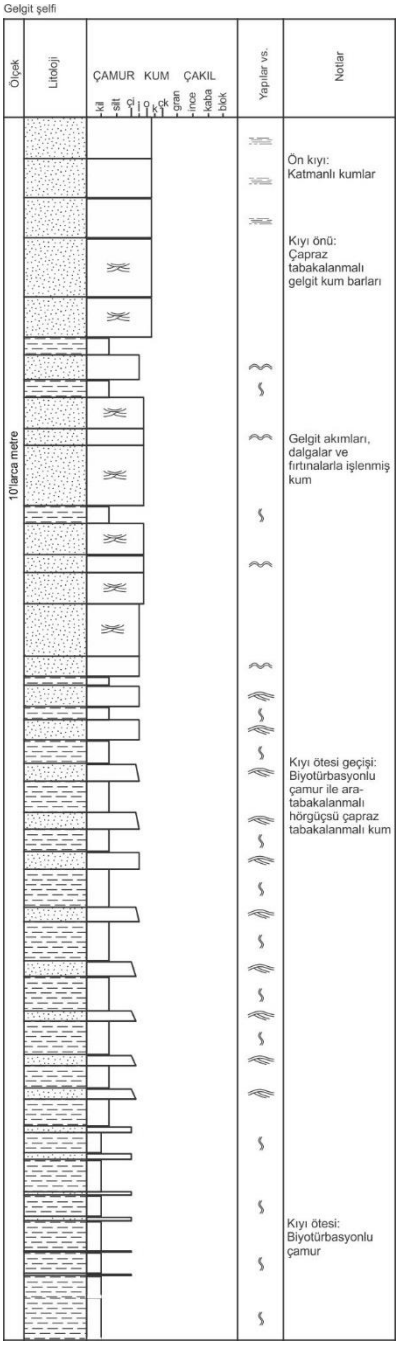
Tamamı denizel faunadan oluşan ve kara ortamına ait hiç bir kanıt içermeyen çapraz tabakalı kumtaşı paketlerinin normalde gelgit denetimli sığ denizlerde çökeldiği düşünülür (Şekil 14.10). Derinliği onlarca metreyi bulan sularda sadece gelgitler su altı kumulları veya kum dalgası tabaka şekilleri oluşturan ve sürdüren akıntılardır. Jeostrofik akıntılar genellikle çok zayıf ve fırtına kaynaklı akıntılar da çok kısa ömürlü olduklarından bu tabaka şekillerini oluşturamazlar. Kıyı ötesi gelgit fasiyesinde mevcut olabilen bu gelgit sedimentasyonunun (11.2.4) özellikleri küçük ölçekli çapraz tabakalar üzerindeki çamur tabakaları ve kum dalgası çapraz tabakalanması içindeki yeniden harekete geçme yüzeyleridir (Allen, 1982). Gelgit ile çökelmiş kumtaşlarından oluşan bir birimde farklı gelgit yönlerine ait kanıtlar bulunmakla birlikte kılçıksı çapraz tabakalanması nadirdir. Bir şelf üzerindeki gelgit akıntıları haliçlerde ve kıyı gelgit istiflerinde görülen doğrudan terslenmelere maruz kalmayan düzenli desenler gösterirler (devirsel gelgitler: 11.2.3). Şelfin yüksek enerjili kesimlerini temsil eden çakıl veya kum kalıntısı şeklinde aşınma yüzeyleri bulunsa da, haliç çökellerinde bulunan belirgin kanallar görülmez. Çapraz tabakalı kumtaşı paketleri tipik olarak onlarca metre kalınlıkta olup, bazen daha kalın birimlerle karışabilir ve şekilleri de kilometre ölçeğindeki mercekler halindedir.

## 14.4 DENİZ SEVİYESİNDEKİ DEĞİŞİME TEPKİLER

Bir şelfteki dalga, fırtına ve gelgit süreçleri su derinliği ile ilişkili olup, şelf sedimentlerinin özellikleri bu nedenle büyük ölçüde deniz tabanının ve deniz seviyesinin görece konumları tarafından denetlenir. Sonuçta, görece deniz seviyesindeki herhangi bir değişimin sığ şelf alanındaki sedimentasyonu etkilemesi olasıdır. Meselâ, kıyı yakını alanda görece deniz seviyesinde 20 m'lik bir yükselim dalga etkili bir kıyı önü çökelmesinden fırtına etkili kıyı ötesine geçiş sedimentasyonuna değişim ile sonuçlanacaktır. Tersine, görece deniz seviyesinde bir düşüş kıyı ötesine geçiş



**Şekil 14.9 Gelgit etkisi altındaki şelfte çökelmiş biyotürbasyonlu, çapraz tabakalanmalı kumtaşları.**




**Şekil 14.10 Gelgit etkisindeki şelfe ait bir istifin şematik bir grafik sedimenter logu.**

alanında zıt bir etkiye neden olur; sonuçta şelfin o kısmı kıyı önüne ait daha sığ bir su ortamına dönüşür. Şelflerde çökelmiş sedimenter istiflerde kaydedilmiş deniz seviyesi değişimlerinin nedeni ve bunlara tepkiler Bölüm 23'de ele alınmıştır.

Deniz seviyesinde görece bir yükselim olması ve derin sularda kumu bırakarak inaktif hale gelmesiyle, kum sırtları şeklinde oluşan kum kütlelerinde sırtın genel boyutları korunabilir. Sırtlar üzerinde çökelen çamur bunları tamamen kuşatarak kumtaşının uzun mercekleri halinde korunmasını sağlar. Çamurtaşı (uygun bir rezervuar yalıtıcısı) ile kuşatılmış, nispeten iyi boylanmış kumtaşından oluştuklarından dolayı, bu kütleler petrol ve gaz aramaları (18.7.4) için cazip hedeflerdir.

Kumlu şelflerde deniz seviyesi yükselimine karşı özel bir tepki, deniz seviyesi yükselimi sırasında ince bir çakıl katmanı çökelimidir. Düşük deniz seviyesi dönemlerinde iri sedimentler olarak çökelen bu **transgresif gecikmeler** dalga hareketiyle yeniden işlenirler. Deniz seviyesi yükselirken çakıllar karaya doğru dalgalarla taşınarak istif içinde ince (genellikle birkaç dm) bir çakıltaşı katmanı ile sonuçlanırlar (Plint, 1988; Hart ve Plint, 1995). Tabakadaki kırıntıların iyi boylanmış ve iyi derecelenmiş olması muhtemeldir. Bu nedenle, ince çakıllı plaj çökellerine benzerler (13.2). Ancak, bir plaj çökelinin ön kıyı fasiyes birlikteliklerinin aksine, transgresif gecikme çökelleri derin su fasiyesleri ile ilişkili olduğundan, farklı bir durum söz konusudur.

## 14.5 KUMLU SIĞ DENİZEL ORTAMLARIN TANINMA ÖLÇÜTLERİ

Kıtasal şelflerdeki çökelme ortamları su derinliğine, sediment girdisine, iklime ve dalga, gelgit ve fırtına süreçlerinin görece önemine göre değişir. Birbiriyle etkileşen bu süreçlerin ürünleri fasiyes karakteri, sediment kütlesi geometrisi ve stratigrafik istif açısından son derece değişkendir. Bununla birlikte, bazı özellikler sığ denizel ortamların güvenilir belirteçleri olarak değerlendirilebilir. Birincisi, fiziksel süreçlerin genellikle belirgin olmasıdır. Meselâ, bir başka ortamda çökelmeyen, özellikle akıntıların gelgit kökenli olduğuna dair kanıtlar bulunması halinde, kuvvetli akıntılarla çökeltilen çapraz tabakalı kumun geniş yayılım alanları ve sırtları kolaylıkla tanınır. Hörgüçsü ve çukurumsu çapraz katmanlaşma fırtınalarla çökeltildiği düşünülen ayırt edici sedimenter yapılardır.

İkincisi, şelf çökellerinde özellikle şelf ortamlarında bol bulunan bentik organizmalara ait makro fosiller şeklinde ya da çok çeşitli morfolojiler (11.7) sergileyen iz fosiller şeklinde bulunan organizmalar sığ denizel koşullara özgüdürler. Üçüncüsü, kumtaşı ve çamurtaşı istiflerinde karasal kırıntılı malzeme girdisinin kıt olduğu dönemlere ait kireçtaşı çökelleri bulunabilir.

Keskin geometrili yataklı normal derecelenmeli kumlar olmaları ve çamurtaşlarıyla ardalanmalarından dolayı, tempestit tabakaları görünüşte türbiditlere (4.5.2) benzerler. Türbiditler daha çok derin deniz ortamlarında bulunurlar (Bölüm 16). Bu nedenle, bunlarla tempestitler arasında bir ayrım su derinliği hakkında bir fikir verir. Tempestitlerde HÇT-ÇÇT'ların bulunması şelfte çökelme kanıtı olup, iknofasiyesleri de tipik olarak derin deniz ortamlarında (11.7) bulunanlara kıyasla çok çeşitlidir.

**Sığ Kumlu Deniz Çökellerinin Özellikleri**

- Litoloji: Biraz çakılla birlikte başlıca kum ve çamur
- Mineraloji: Olgun kuvars kumları, kabuklu kumlar
- Doku: Genellikle orta-iyi boylanmış
- Tabaka geometrisi: Değişken kalınlıktaki yaygılar, sırtlar ve barlardan oluşan büyük mercekler
- Sedimenter Yapılar: Çapraz tabakalanma, çapraz ve yatay laminalanma, hörgüçsü ve çukurumsu çapraz tabakalanma.
- Paleoakıntılar: Akış yönleri gelgit akıntılarını, kıyı boyu sürümesini vb. yansıtacak şekilde çok değişken
- Fosiller: Çoğu zaman çok çeşitli ve bol, bentik formlar karakteristik
- Renk: Çoğu zaman soluk sarı-kahve kumlar veya gri kumlar ve çamurlar
- Fasiyes toplulukları: Kıyı, delta, haliç veya daha derin denizel fasiyeslerin üzerine gelebilir veya bunlar tarafından üzerlenebilirler.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

DeBatist, M. and Jacobs, P. (Eds) 1996. *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Special Publication 117, Geological Society Publishing House, Bath.

Fleming, B.W. and Bartholoma¨, A. (Eds) 1995. *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Special Publication 24, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T. 1996. *Shallow clastic seas*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 232–280.

Suter, J.R. 2006. *Facies models revisited: clastic shelves*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 331–397.

Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. and Thorne, J.A. (Eds) 1991. *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Special Publication 14, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

# 15
# Sığ Denizel Karbonat ve Evaporit Ortamları

Kireçtaşları başlıca sığ denizel çökelme ortamlarında oluşan, bol bulunan geniş alanlara yayılımı olan sedimenter kayalardır. Kireçtaşlarını oluşturan kalsiyum karbonatın çoğu biyolojik kaynaklardan gelir ve mollusklar gibi omurgasızların sert, kavkı kısımlarından algler tarafından oluşturulan çok ince kalsit ve aragonit parçacıklarına kadar değişir. Karbonat oluşturan ortamlardaki sediment birikimi büyük ölçüde burada yaşayan canlıların türünü ve bolluğunu etkileyen faktörler tarafından denetlenir. Su derinliği, sıcaklık, tuzluluk, besin durumu ve karasal kırıntılı malzeme temini gibi faktörlerin hepsi de karbonat çökelimini ve kireçtaşı istiflerinin oluşumunu etkiler. Bazı çökelme ortamları canlılar tarafından oluşturulur. Meselâ resifler mercanlar gibi hareketsiz canlı kolonileri tarafından oluşturulur. Zaman içinde biyotada meydana gelen değişiklikler stratigrafik kayıtlardaki sığ denizel sedimentlerin özelliklerini belirlemede önemli rol oynamışlardır. Kurak ortamlardaki karbonat çökelimi deniz suyundan buharlaşmasıyla jips, anhidrit ve halitin kimyasal çökeliminden oluşan evaporit istifleri ile ilişkili olabilir. Sığ denizel ortamlarda olağanüstü derecede kalın evaporit istifleri gelişebilir. 'Tuzla devleri' diye adlandırılan bu ortamlar bugün mevcut değildir.

## 15.1 KARBONAT VE EVAPORİT ÇÖKELME ORTAMLARI

Sığ denizel karbonat ortamlarının Bölüm 14'de ele alınan karasal kırıntılı çökelme ortamlarına kıyasla ayırtlayıcı çok sayıda özelliği vardır. Birincisi, bileşimleri başlıca biyojenik süreçlerle olmak üzere büyük ölçüde yerli yerinde (*in situ*) oluşmuş sedimenter malzemeler şeklindedir. Bu nedenle, artan karasal kırıntılı malzeme girdisinin **karbonat üretkenliği**ni (yani, biyolojik süreçlerle kalsiyum karbonat oluşum hızını) azalttığı yerler hariç, kırıntılı malzeme girdisini etkileyen dış süreçlerden etkilenmezler. İkincisi, çökelen malzemenin tane boyunun, dalga veya akıntı hareketinin kuvveti yerine (her ne kadar bu süreçler yeniden işleme sırasında kırıntıları parçalayabilirlerse de) büyük ölçüde o malzemeyi oluşturan biyolojik süreçler tarafından belirlenmesidir. Üçüncüsü, başta resif oluşumunun

enerji rejimlerini kuvvetlice kontrol ettiği yerler olmak üzere, ortam özelliklerinin biyolojik süreçlerle kontrol edilebilmesidir. Son olarak, organizmaların karbonat maddesi üretimi jeolojik açıdan hızlı olup, tektonik sübsidans veya östatik deniz seviyesi değişimlerinden dolayı su derinliğindeki değişimlerle genellikle uyumlu olabilen hızlarda gelişirler. Çökelimsel sekanslar (Bölüm 23) açısından bunun önemli sonuçları söz konusudur.

### 15.1.1 Karbonat Çökelimini Denetleyen Etmenler

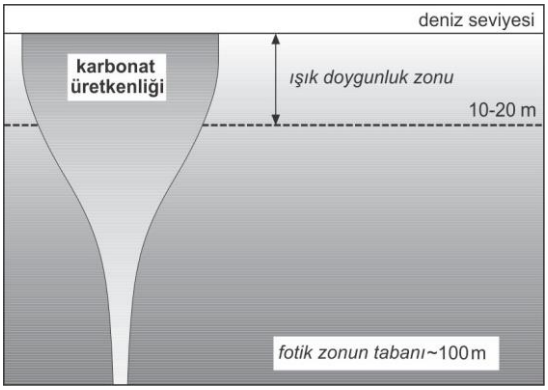
Sığ denizel karbonat çökelme alanları **karbonat platformları** olarak bilinirler. İki ana koşul sağlanmak şartıyla çok geniş iklimsel ve tektonik ortam koşullarında oluşabilirler. Birincisi, kırıntılı girdisinin olmayışı, diğeri de sığ denizel sulardır. Çökelen karbonat tanelerinin türü ve bunların oluşturduğu fasiyesler başlıca iklimsel koşullar tarafından kontrol edilirler. Bunlar farklı organizma gruplarının ortaya çıkmasıyla zaman içinde değişmişlerdir. Karbonat platformunun oluştuğu yerler sedimenter havzaların şekil ve derinliğini kontrol eden tektonik unsurlar tarafından belirlenir. Karbonat platformlarının stratigrafik istifleri tektonik sübsidans etmenlerinden de kuvvetlice etkilenir (Bosence, 2005). Çökelme istifi desenleri deniz seviyesindeki değişimlerden de etkilenir (Bölüm 23).

#### Kırıntılı Madde Giriş İzolasyonu

Karbonat platformu oluşumu için birinci şart karasal kırıntılı ve volkanoklastik kırıntılı madde girişinin çok düşük olduğu ve kalsiyum karbonatın temin edildiği bir ortamdır. Sığ denizel ortamlara kırıntılı madde girişi tektonik ve iklimsel faktörlerin ikisi tarafından da kısıtlanabilir. Sığ denizlerdeki karasal kırıntılı sedimentlerin çoğu akarsular tarafından getirilir ve flüviyal sistemlerin akış yolları kıtalardaki yükselim ve sübsidans alanlarının dağılımı tarafından kontrol edilir. Çoğu kıtalarda drenaj hacminin çoğunluğu kıyı deltalarına sediment yayan az sayıdaki çok büyük nehirlerde yoğunlaşmıştır. Bu deltalardan uzak kıyılarda kırıntılı girdisi genellikle düşük olup, kırıntılı malzemeler nispeten küçük akarsu sistemleri tarafından getirilir. Bu da kıtanın çok geniş bir kesiminin çok az karasal kökenli kumlu veya çamurlu malzeme alan ya da hiç almayan alanlar olmasını sağlar. Şelfe komşu kıtanın iklimi de önemli bir etkiye sahiptir. Çöl bölgelerinde yağış ve dolayısıyla yüzey sellenmesi çok düşüktür. Bu da akarsularla denizlere çok az sediment taşınması anlamına gelir.

#### Sığ Deniz Suları

Biyojenik karbonat üretimi kırıntılı maddenin varlığı ile kısıtlanır. Buna göre, düşük kırıntılı malzeme giren yerler karbonat çökelimi için potansiyel alanlardır. Sığ denizlerde elverişli koşullar altında üretilen biyojenik karbonatın miktarı gıda zincirindeki üretkenliğe bağlıdır. Gıda zincirinin en altındaki fotosentetik bitkiler ve algler ışığın varlığına bağımlı olup, güneş ışığının suya nüfuzu da derinlik ile birlikte denizdeki asılı madde miktarı tarafından kontrol edilmektedir. Bu nedenle, en elverişli yerler asılı karasal kırıntılı malzeme miktarının düşük olduğu nispeten sığ sulardır. Berrak sulu, bol ışıklı tropik bölgelerde **fotik zon** 100 m kadar derinliğe inebilir (Şekil 15.1) (Bosscher ve Schlager, 1992). Fotosentetik canlılar tipik olarak denizin en üst 10-20 metrelik kesiminde çoğalırlar. Bu zon kalkerli organizmaların en bol bulunduğu zondur. Bu sığ yüksek biyojenik üretkenlik bölgesine **karbonat fabrikası** adı verilmektedir (Tucker ve Wright, 1990). Artan veya azalan tuzluluk bu üretkenliği kısıtlar. Optimum sıcaklık 20º-25ºC arasındadır. Simbiyotik alglere bağımlı hermatipik mercanların en üretken olduğu yerler kuvvetli akıntıların olduğu sığ, duru sulardır. Diğer bentik organizmalar daha dingin suları tercih ederler.



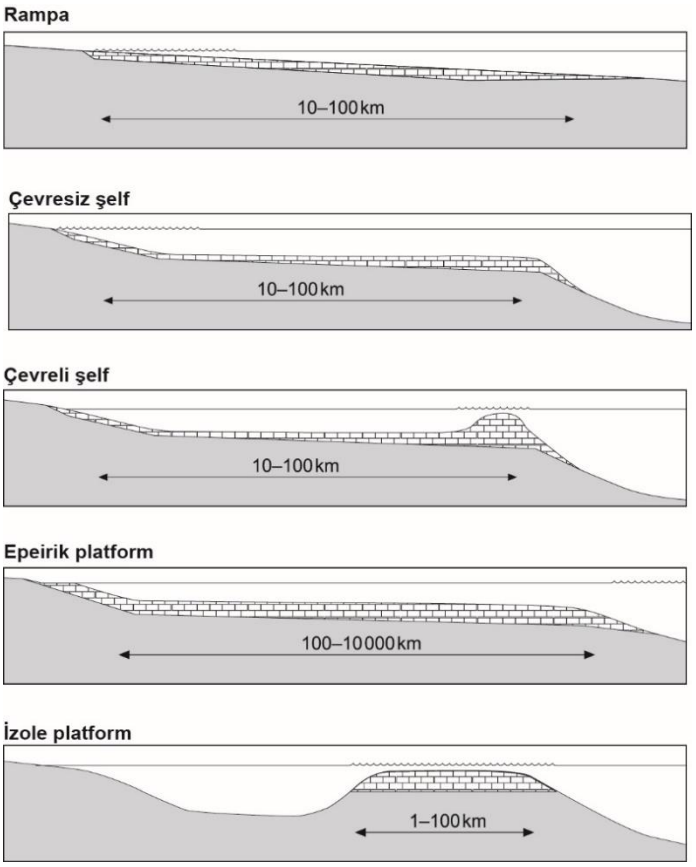

**Şekil 15.1 Su derinliği ile (fotik zonda en etkili olan) biyojenik karbonat üretkenliği arasındaki ilişki.**

### 15.1.2 Evaporit Çökelmesini Denetleyen Faktörler

Başlıca kalsiyum sülfat (jips ve anhidrit) ve sodyum klorür (halit) şeklindeki evaporit minerallerinin çökelimi deniz suyu kütlelerinin karadan tamamen veya kısmen izole edildiği kurak koşullarda meydana gelir. Deniz suyundaki maddenin kimyasal çökelimi sadece deniz suyundaki buharlaşma kaybının su girdisini aşması halinde mümkün olacağından, evaporit çökellerinin oluşumunda belirleyici temel faktör iklimdir. Bu kurak ortamların en çok bulunduğu yerler yıllık ortalama sıcaklığın nispeten yüksek fakat yağışın düşük olduğu yarı tropik bölgelerdir. Güncel denizel evaporit çökellerinin hepsi de lagünler gibi yarı izole su kütlelerinde çökelmenin olduğu kıyı ortamlarında ya da deniz suyu ile beslenmenin sınırlı olduğu kıyı düzlüklerinde doğrudan sedimentlerin içinde bulunurlar. Geçmişteki daha büyük evaporit çökelim alanları epikontinental denizlerin ve küçük okyanus havzalarının (16.1) açık okyanuslardan izolasyonu sonucunda oluşmuşlardır.

### 15.1.3 Karbonat Oluşan Sığ Denizel Ortamların Morfolojisi

'Karbonat platformu' terimi genellikle karbonat sedimenti birikimi olan herhangi bir sığ denizel ortama uygulanabilir. Karbonatın bir kıtasal kara kütlesine bağlı olması halinde **karbonat şelfi** (Şekil 15.2) adını alır. Bu çökelme bölgesi karasal kökenli kırıntılı çökeliminin olduğu şelf ortamları ile benzeşiktir. Bir karbonat şelfi komşu kaya kütlesinden bir miktar malzeme alabilir. Karbonat bankları tamamen derin su ile kuşatılmış izole platformlar olup, bu sebepten dolayı herhangi bir karasal kökenli kırıntılı malzeme almazlar. Bir **karbonat atolü** çöken bir volkanik adanın yukarısında oluşmuş özel bir




**Şekil 15.2 Sığ denizel ortamlarda karbonat platformu çeşitleri.**

karbonat bankı sınıfıdır. Üç çeşit karbonat platformu morfolojisi tanımlanmaktadır. Bunlar, tepesi düz, eğimdeki keskin bir değişim ile birlikte kenarında dik bir sınır bulunan geometriye sahip **çevreli** ya da **çevresiz şelf** şeklinde olabilecekleri gibi, eğimde herhangi bir değişim olmadan tatlı (tipik olarak 1°'den az) eğimle derin sulara uzanan **rampa** morfolojisine sahip yapılar olabilirler (James, 2003).

### 15.1.4 Karbonat Tane Çeşitleri ve Toplulukları

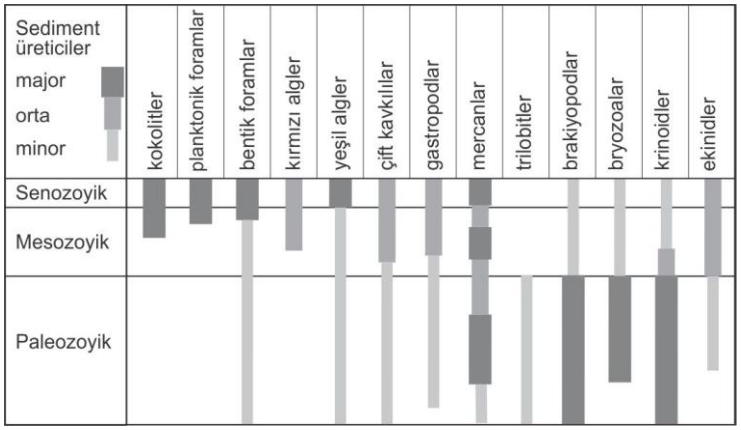
Karbonat tane çeşitleri aralığı Bölüm 3'de ele alınmıştır. Karbonat oluşturan farklı canlıların görece bolluğu zaman içinde büyük ölçüde değişmiştir (Şekil 15.3) (Walker ve James, 1992). Buna göre, sığ denizel ortamlardaki karasal kökenli kırıntılı malzeme fasiyeslerinin aksine, sığ denizel karbonat ortam fasiyeslerinin özellikleri bunların çökeldiği zaman aralığına bağlıdır. En önemlisi de, Prekambriyen'de bol miktarda kavkılı canlıların bulunmayışı, bu zamandaki karbonat fasiyeslerinin biyoklastik bileşenlerin eksikliği yönüyle Fanerozoyik fasiyeslerinden çok farklı olmasıdır.

Karbonat platformlarında oluşan iskeletsel tane toplulukları sıcaklığa ve tuzluluğa bağımlıdır. Sıcaklığın daima 15°C'nin üzerinde ve tuzluluğun normal olduğu düşük enlem bölgelerinde mercanlar ve kalkerli algler bol olup, çok sayıdaki diğer canlılarla birlikte bir **klorozoan** topluluğu oluştururlar. Tuzluluğun daha yüksek olduğu çevrelenmiş denizlerde yeşil algler zenginleşerek **kloralgal** topluluklar oluştururlar (Lee, 1975). Daha soğuk sulardaki ılıman karbonatlarda bentik foraminiferler ve mollusklarca baskın **foramol** topluluğu bulunur (Wilson ve Vescei, 2005). Ooidlerin en çok ilişkili olduğu topluluklar klorozoan ve kloralgal topluluklarıdır.

## 15.2 KIYISAL KARBONAT VE EVAPORİT ORTAMLARI

### 15.2.1 Plajlar

Karbonat çökelimli yüksek enerjili kıyılar boyunca gelişen çökelme desenleri kırıntılı, dalga denetimli kıyı çizgilerindeki kırıntı çökelme desenlerine (13.3) oldukça benzerdir. Biyoklastik moloz ve ooidler şeklindeki karbonat malzemesi dalga hareketleriyle yeniden işlenerek sırtlar oluşturulur. Bu sırtlar kıyı boyunca kum sırtlı düzlükler ya da kıyıdan bir lagün ile ayrılmış bariyer adaları şeklindedir (Tucker ve Wright, 1990; Braithwaite, 2005). Bariyer adaları ve kum sırtı düzlüklerinde çökelen karbonat sedimentlerinin dokusu tipik olarak hamur içeriği düşük iyi boylanmış taneler şeklindedir (tanetaşı ve pakettaşı). Yüksek enerjili ön kıyı zonunda az sayıda organizma yaşar. Dolayısıyla, karbonat kırıntılarının hemen hemen tamamı ön kıyıda yeniden işlenir. Sedimenter yapılar ön kıyıda denize doğru ve kıyı gerisi alanda karaya doğru eğimli, düşük açılı (3°-13°) çapraz tabakalanma şeklindedir. Karbonat sedimentinden oluşan bariyer adaları mikro gelgit rejimlerinde gelişirler. Buralarda kıyıya paralel, yanal olarak devamlı bariyerler şeklinde gelişmişlerdir. Karasal kırıntılı malzemeden oluşmuş seddeler (13.3.1) ile ortak yanları, deniz seviyesindeki yavaş yükselime tepki olarak meydana gelmiş olmalarıdır.




**Şekil 15.3 Fanerozoyik'in tamamında değişik canlı grupları karbonat sediment malzemesinin önemli üreticileri olagelmiştir. Bu nedenle, farklı yaşlardaki kireçtaşlarının biyojenik bileşenleri de farklı olma eğilimindedir.**

Karasal kırıntılı malzemeden oluşmuş bir plaj ile karbonatça zengin plajlar arasındaki önemli bir fark, karbonatça zengin olan plajlardaki **plaj kayası**dır. Çözeltideki karbonat plajda çökelen kum ve çakıl malzemeleri içinde çökelerek plaj sedimentlerini tamamen taşlaşmış kayaya dönüştürür. Ön kıyı boyunca oluşan plaj kayaları sert katmanlar (11.7.2) içine delgi yapan canlılar için elverişli alanlar olabilir. Bu özellik stratigrafik kayıtlardaki plaj kayasının erken çimentolanmasını belirlemeye yardımcı olabilir. İlerleyen bir kum sırtı düzlüğü veya bariyer adası yukarı doğru irileşen, iyi boylanmış, tabakalı tanetaşı veya pakettaşı meydana getirir. Çökeller tipik olarak lagün, gelgit altı ve iç şelf/rampa fasiyesleriyle ilişkilidir.

Plajın en üst kısmında biyoklastik ve diğer karbonat kırıntılarından oluşan kumlar rüzgârla yeniden işlenerek eoliyen kumulları oluşturabilirler (8.4.2). Bu kumul kumları ıslandığında kalsiyum karbonat yerel olarak çözülüp tekrar çökelerek yüzeydeki malzemeyi çimentolar. Bu şekilde oluşan çökeller çoğu zaman eoliyenit olarak adlandırılırlar (Tucker ve Wright, 1990). Karbonat ayrıca kumul kumlarında büyüyen bitkilerin kökleri etrafında da çökelir ve yumrulu rizokresyonlar (9.7.2) halinde korunabilir (McKee ve Ward, 1983).

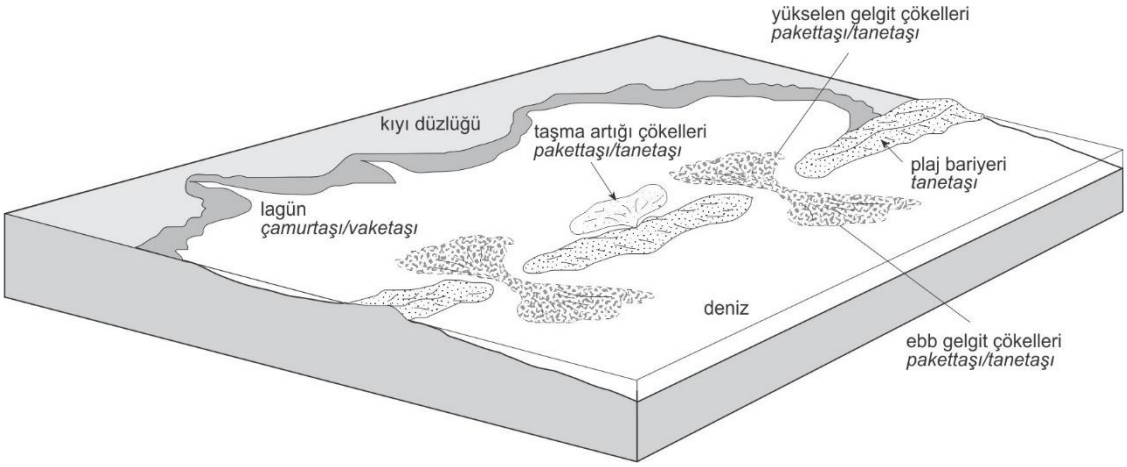
### 15.2.2 Plaj Bariyer Lagünleri

Lagünler bir plaj bariyerinin sığ bir su kütlesini tamamen veya kısmen çevrelediği kıyılar boyunca gelişirler (Şekil 15.4). Lagün çökellerinin özellikleri suyun tuzluluğuna bağlı olup, bu da biri açık okyanus ile bağlantı ve diğeri de iklimin kuraklığı olmak üzere iki faktör tarafından belirlenir.

#### Karbonat Lagünleri

**Karbonat lagünleri** plaj bariyeri yakınında aşma çökelleri olarak depolanan bir miktar tanetaşı ve pakettaşı tabakaları ile birlikte karbonat çamurtaşı katmanları ve vaketaşı oluşturan ince taneli sedimentasyon alanlarıdır. Bir bariyer adası sırtının mezo-gelgit rejiminde gelgit kanallarıyla yarıldığı yerlerde buradan geçen taşkın gelgitleri kırıntılı bariyer adası sistemlerine çok benzeyen ilerleyen ve gerileyen gelgit deltaları oluştururlar (13.3). Bu çökellerin şekli ve içsel sedimenter yapıları da taşkın gelgit deltalarında su altı kumulları tarafından oluşturulan çapraz tabakalı oolitik ve biyoklastik pakettaşı ve tanetaşı mercekleri içerecek şekilde, hem kırıntılı hem de karbonat kıyılarına benzer. Gerileyen ve ilerleyen gelgit deltalarında çökelen karbonat malzemesinin doğası sığ denizel sularda oluşan malzemenin türüne bağlıdır. Tanetaşı ve pakettaşı tabakaları oluşturan biyoklastik moloz veya oolitik sedimentler şeklinde olabilirler (Şekil 15.4).

Lagünlerdeki ince taneli karbonat sedimentlerinin kaynağı büyük ölçüde lagünde yaşayan kalkerli alglerdir. İçinde bir miktar mollusklardan gelen iri biyoklastik malzeme de bulunur. Mollusklar ve




**Şekil 15.4 Bir bariyer ile korunmuş bir lagün içeren karbonat kıyı ortamındaki morfolojik özellikler.**

kavkılılar tarafından üretilen pelletler lagün sedimentlerinde boldur. Bir karbonat lagününde bitki ve hayvan topluluklarının çeşitliliği ve bolluğu tuzluluğa bağlıdır. Mezo-gelgit kıyılarındaki lagünler mikro gelgit rejimlerindeki daha izole lagünlere kıyasla gelgit kanalları vasıtasıyla daha fazla miktarda deniz suyu alıp verirler. İklimin nispeten nemli ve buharlaşmanın düşük ve lagündeki tuzluluğun da normale yakın olduğu yerlerde çok daha çeşitli denizel fauna bulunur. Daha kurak iklimlerdeki lagünler hipersalin olabilir. Buradaki fauna daha kısıtlı fakat stromatolitler ve denizel çimenler (*Thalasia*) boldur.

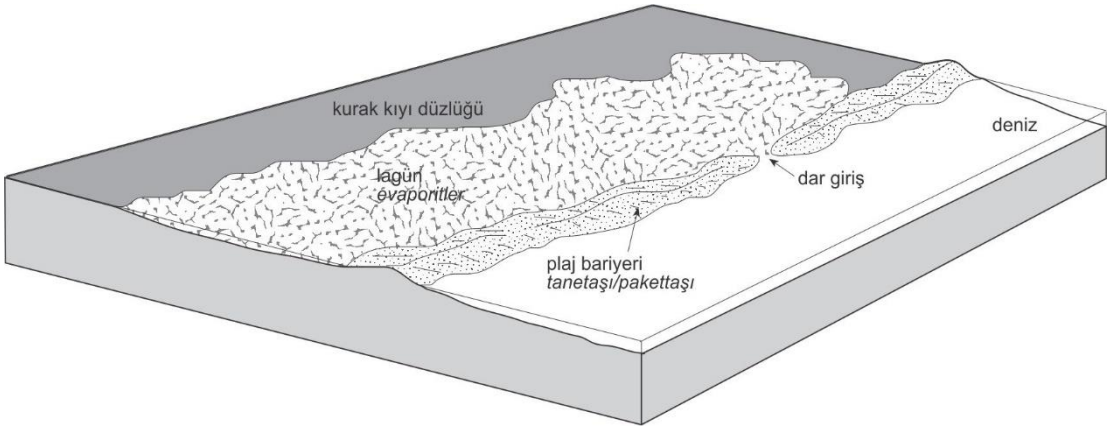
**Kurak Lagünler**

Sıcak ve kuru iklimlerde lagün yüzeyinden buharlaşma yoluyla su kaybı fazladır. Karadan tatlı su girişinin veya deniz ile su alışverişinin dengelenmediği durumlarda lagünün tuzluluğu artarak normal deniz suyuna göre daha çok tuzun bulunduğu hipersalin (10.3) koşullara geçer (Şekil 15.5). Evaporit minerallerinin çökeldiği hipersalin sığ su alanlarına **tuzla** (saltern) denir. Buradaki çökeller tipik olarak kalınlığı metrelerle onlarca metre arasında değişen katmanlı jips ve/veya halittir. Dolaşımın kısıtlı olduğu lagündeki koşullar iri kristalli selenitik jipsin lagün tabanından yukarı doğru büyümesi (3.2.1) için uygundur (Warren ve Kendall, 1985). Okyanus ile bağlantı bariyerdeki boşluklar ya da bariyerdeki sızma yoluyla olabilir. Lagün içindeki tuzluluk değişimleri iklimsel değişikliklere bağlı olarak karadan gelen tatlı su girdisinden ya da yüksek deniz seviyesi dönemlerinde açık deniz suyu ile artan alışverişten dolayı olabilir. Bu nedenle, lagünün ve içinde çökelen minerallerin yayılımının değişken olması mümkündür. Bu da, tuzluluğun normal deniz değerlerine yakın olduğu dönemlerde çökelen karbonat katmanları da içeren devirsel sedimentasyon ile sonuçlanabilir. Lagünde su altında çökelen jips ile su kütlesi etrafındaki gelgit üstü (supratidal) sabkada (bkz. aşağıda) oluşan yumrulu jipslerin ardalanması lagünde su seviyesindeki dalgalanmaları temsil edebilir.

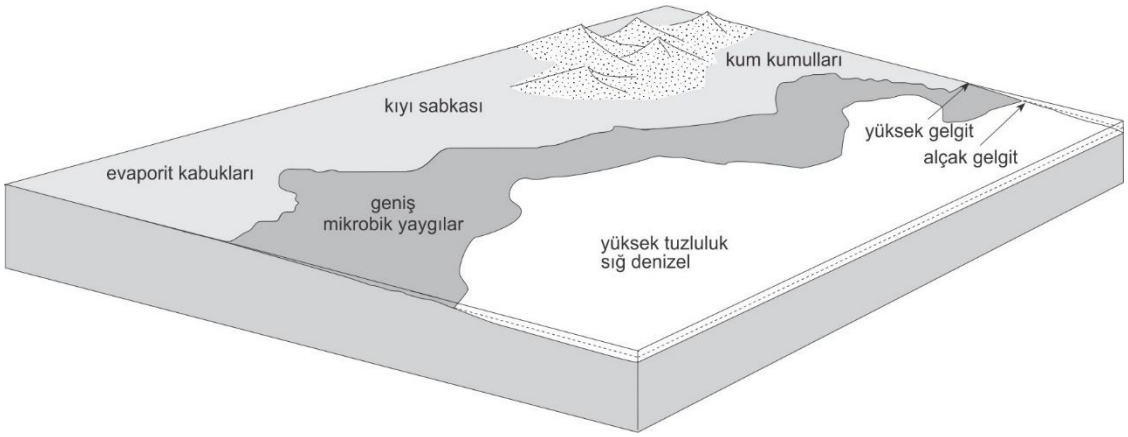
### 15.2.3 Gelgit Üstü Karbonatları ve Evaporitleri

**Gelgit Üstü Karbonat Düzlükleri**

**Gelgit üstü zonu** ortalama su seviyesi yukarısında yer alır ve sadece çok yüksek gelgitler ve fırtına koşulları gibi sıra dışı durumlarda su basmasına uğrar. Kıyı gradyanının çok düşük olduğu yerlerde gelgit üstü zon mikrobiyal (algal ve bakteriyel) yaygıların oluştuğu bir bataklık alanıdır (Şekil 15.6). Eoliyen faaliyetler karbonat kumu ve tozu da getirebilir. Bunlar mikroplarla tutularak eş-çökelimsel çimentolanmaya (18.2.2) neden




**Şekil 15.5 Kurak iklim ortamında bir bariyer adasıyla birlikte karbonat denetimli kıyı. Korunmuş lagündeki buharlaşma artan tuzluluğa ve sonuçta lagünde evaporit minerallerinin çökelmesine neden olur.**




**Şekil 15.6 Kurak kıyı ortamlarda sabka koşulları gelişebilir. Gelgit üstü zondaki buharlaşma tuzlu suyun kıyı sedimentleri tarafından çekilmesi ve sediment içinde veya sediment yüzeyinde evaporit minerallerinin çökelimi ile sonuçlanır.**

olur ve sonuçta sert bir **karbonat kaplaması** oluşur. Kuruma yoluyla kaplama kırılsa da, kırılan parçalar sedimentler içine tekrar karışmak suretiyle daha fazla çimentolanma meydana gelir. Sonuçta oluşan fabrikte bir miktar birincil laminalanma görülebilse de, aynı zamanda breşleşmiş gibi de görülebilir (bu breşlerin yerinde oluştuğuna ve kırıntıların taşınmasıyla hiç bir ilgisi olmadığına dikkat edilmelidir).

### Kurak Sabka Düzlükleri

Bugünkü kurak kıyılar daha çok kıyı sedimentleri içinde evaporit çökeliminin olduğu Arap Körfezi gibi yerlerdir. Bu kurak kıyılara **sabka** adı verilir (Kendall, 1992). Bunlar tipik olarak düşük rölyefli olup, her zaman iyi tanımlanmış bir plaj içermezler (Şekil 15.6). Sabkanın kıyı düzlüğü zaman zaman gelişen çok yüksek gelgit sırasında ya da kıyıdaki sulu fırtınalar tarafından deniz suyu ile ıslatılsa da, bundan daha önemlisi denizden sızma yoluyla yeraltı suyu girişidir (Yechieli ve Wood, 2002). Kıyı düzlüğünün yüzeyi bir buharlaşma alanı olup, deniz suyu sedimentler tarafından çekilerek yüzeye getirilir. Su yükselirken içindeki tuz konsantrasyonu artarak kıyı düzlüğü sedimentleri içinde çökelir ve sonuçta yoğun, son derece konsantre bir aşırı tuzlu su oluşur. Jips ile anhidrit sedimentler içinde gelişirken, halit yüzeyde kabuk şeklinde oluşur.

Anhidrit genelde daha sıcak, daha kuru sabkalarda oluşurken, jips sıcaklığın daha düşük veya sabkaya tatlı karasal suyun girdiği yerlerde oluşur. Jips ve anhidritin ikisi de sabkalarda oluşurlar. Jips kristalleri gelgit arası zonda ve gelgit üstüne yakın zonda sedimentlerden nispeten yüksek deniz suyu girişiyle büyürken, gelgit üstü zonun daha yukarısında koşullar daha kuru olup, sedimentlerde anhidrit yumruları gelişir. Jips ve anhidrit sedimentler içinde yer değiştirme yoluyla büyürler. Jips kümeler halinde bulunur ve anhidrit de aralarında bir miktar orijinal sediment bulunan kaynaşmış amorf yumrular şeklindedir. Diğer sedimentlere ait kalıntılar da içeren bu anhidrit katmanları tipik olarak **kümes teli yapısı** içerirler. Yüzeyde akan herhangi bir su kütlesiyle uzaklaştırıldıkları için, halit kabukları nadiren korunurlar. Sabkanın karasal kırıntılı sedimentleri oksitleyici koşullardan dolayı çoğu zaman kuvvetlice kırmızılaşmış renklerde bulunurlar.

Kurak bir kıyı boyunca çökelme yoluyla oluşan istif dalgalarla işlenmiş sığ gelgit altı ortamda çökelmiş tabakalarla başlar ve gelgit arası mikrobiyal kireçtaşı tabakaları ile devam eder. Bunun üzerine gelgit arası üstü zonda ve gelgit üstü alt zonunda çökelmiş jips gelir. Bu da kümes tel yapılı anhidrit ile üzerlenir. Sabkanın en üst kesiminde oluşan kaynaşmış anhidrit tabakaları **enterolitik** tabakalanma yapısı olarak bilinen, mineraller büyürken eğilen katmanlar oluştururlar. Kıyı düzlüğü boyunca sübsidansın devamlı olması durumunda bu

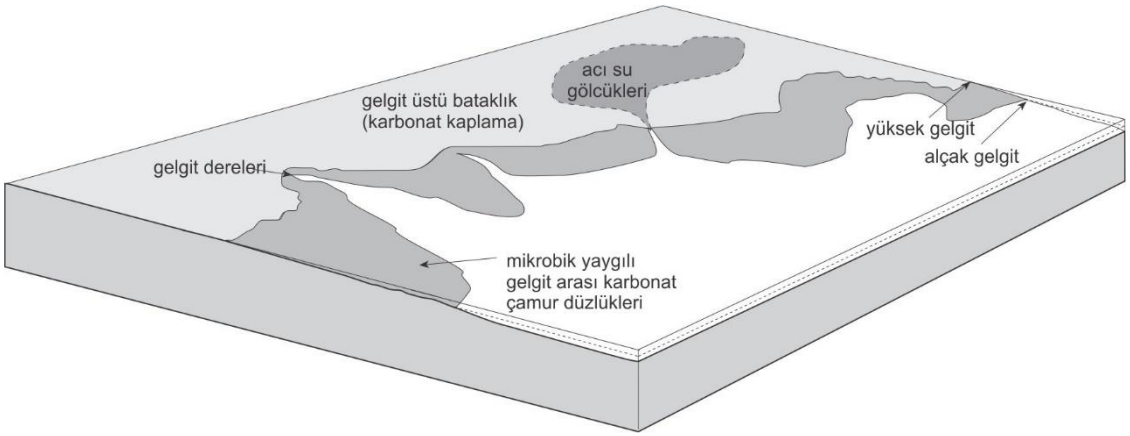
döngü çok kez tekrarlanabilir (Kendall ve Harwood, 1996). Jipsin sedimentler içinde yer değiştirmeli olarak büyümesi sabkaların ayırt edici bir özelliği olup, bu kurak kıyı çökellerinin diğer denizel evaporit çökellerinden (15.5) ayrılmasını sağlar. Benzer evaporit büyümesi kurak karasal bölgelerdeki sedimentlerde de gelişir (10.3).

### 15.2.4 Gelgit Arası Karbonat Çökelleri

Karbonatın baskın olduğu kıyılarda gelgit akıntıları sedimentleri taşıyarak iri olanları gelgit kanallarında ve daha ince olan karbonat çamurunu da gelgit düzlüklerinde çökeltirler. Gelgit kanalı sedimentleri karakter itibariyle kırıntılı haliç çökellerindeki (13.6) gelgit kanallarına benzer. Kanal istifinin tabanında bir aşınma yüzeyi bulunur. Bunun üzerine kalıntı iri molozlar gelir. Bu malzemeler kırık kavkılar ve taşlaşmış karbonat çökellerine ait intraklastlar içerebilir. Gelgit kanallarında göç eden seddelerde çökelen karbonat kumları çapraz tabakalı tanetaşı ve pakettaşı tabakaları oluşturur (Pratt vd., 1992). Bir kanal göç ederken veya terk edilirken ince sedimentler üzerine kumlar gelerek karbonat çamurtaşı ve vaketaşı tabakaları oluştururlar. Biyotürbasyon normalde sürecin her aşamasında yaygındır.

Gelgit arası zondaki kireç çamuru ve kabuklu çamur çökelleri düşük gelgitte açık havada kuruyarak çatlarlar (Şekil 15.7). Gelgit döngüleri arasında açıkta kalan karasal kırıntılı malzemeler nispeten ıslak kalsalar da, ılık iklimlerdeki karbonat çamuru kurumadan daha çok eş-çökelimsel çimentolanma yoluyla kabuk gelişir. Bu kabukta tekrarlı olarak meydana gelen çimentolanma yüzey katmanının şişmesine ve yayılımı birkaç desimetreyi bulan, **çadır yapıları** ya da **yalancı antiklinaller** olarak adlandırılan poligonal desenli sırtların oluşumuna neden olur. Yalancı antiklinaller büyürken altlarında oyuklar bırakırlar. Buralar sparitik kalsit çimento büyüme alanlarıdır. Gelgit arası alanlarda ıslanma ve kuruma süreçleri sırasında sedimentlerde hava ve su kapanlanmasına bağlı olarak daha küçük izole oyuklar ve düşey olarak uzanan boş tüpler de gelişir. Kireç çamuru içindeki oyuklarda büyüyen kalsit çimento yamaları genellikle **fenestra** veya **fenestral oyuklar** olarak adlandırılan bir fabrik oluştururlar. Düşey fenestralar kökler ve oygulardan da ileri gelebilir. Kalsit ile dolmuş küçük oyuklar içeren kireçli çamurtaşları bazen '**kuş gözü kireçtaşı**' olarak da adlandırılır. Taşlaşmış kabuklar fırtınalarla yeniden işlenerek başka bir yerde çökeltilebilir.

Karbonat gelgit düzlüklerinin ortak bir özelliği ince taneli sedimentleri ince katmanlar halinde kapanlayarak iyi gelişmiş, ince laminalanmalı stromatolit (3.1.3) oluşturan algal ve bakteriyel yaygıların bulunmasıdır. Stromatolitler yatay katmanlar oluşturabileceği gibi, gelgit düzlüklerinde düzensiz tümsekler halinde de bulunabilirler. Bunların dağılımları kısmen canlı faaliyetleri tarafından denetlenir. Bu faaliyetler ya mikrobiyal yaygılar üzerinde beslenme ya da yaygıyı biyotürbasyon yoluyla bozma şeklindedir. Stromatolitlerin daha iyi geliştiği yerler, gelgit arası alanın yaygılar üzerinde otlayan diğer canlılar için nispeten elverişsiz olan daha yüksek kesimleridir.




**Şekil 15.7 Gelgit etkisi altındaki kıyı karbonat ortamları.**

## 15.3 SIĞ DENİZEL KARBONAT ORTAMLARI

Sığ denizel karbonat ortamlardaki çökellerin özellikleri orada mevcut canlılar ve dalgalar ile gelgit akıntılarının enerjisi tarafından denetlenir. Karbonat maddesinin kaynakları çoğunlukla biyojenik olup, algler ve bakterilere ait çamuru, kum boyu kırıntıları, ooidler ile peloidleri ve iskeletsi olan ya da intraklastlardan oluşan çakıllı molozu kapsar. Biyotürbasyon genellikle çok yaygın olup, sedimentlere önemli miktarda pellet karışır. Sığ denizel ortamların çoğunda (meselâ kum boyu malzeme sığlıkları, resifler ve çamur tümsekleri gibi) farklı birçok karbonat çökeli bulunur.

### 15.3.1 Karbonatlar ve Kum Sığlıkları

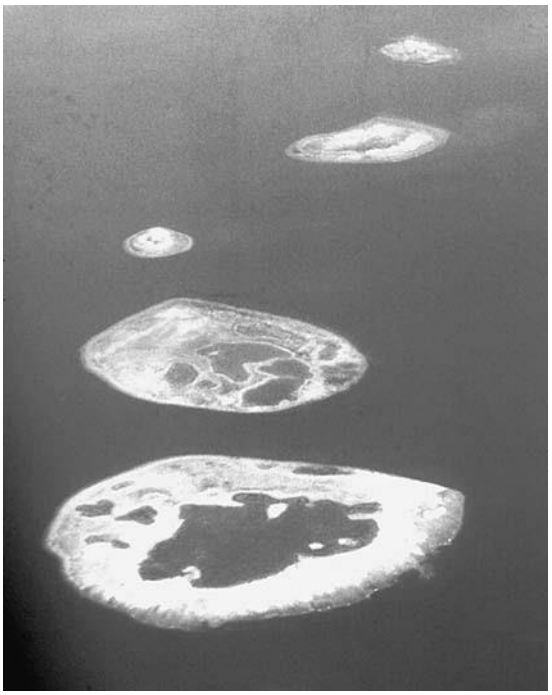
Kum ile granül boyu arası gevşek karbonat malzemesi içeren sedimentler enerjisi yüksek sığ ortamlarda gelişirler. Bu **karbonat sığlıkları** ooidler (3.1.4) ile kırık kavkı parçası karışımlarından oluşabilir veya bentik foraminifer (3.1.3) yığınları şeklinde olabilirler. Dalga ve gelgit akıntılarıyla yeniden işlenme sonucunda iyi boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış malzemeden oluşan çökeller meydana gelir. Bunlar taşlaştıklarında tanetaşı veya bazen pakettaşı oluşur. Sedimenter yapılar su altı kumullarının göçüyle oluşan düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalanmalar da içerecek şekilde, kırıntılı şelflerdeki kum kütlelerinde bulunan yapılara benzer. Ancak, yeniden işlenme derecesi çoğu zaman erken karbonat çimentolanması (18.2.2) ile sınırlıdır. Yoğun dalga hareketleri daha çok kıyıya paralel sığlıklar oluştururken, kıyı bölgelerindeki gelgit akıntıları kıyıya dik uzanan sediment kütleleri üretirler.

### 15.3.2 Resifler

**Resifler** daha çok mercanlar gibi çatı yapan canlıların oluşturduğu karbonat kütleleridir (Şekil 15.8, 15.9) (Kiessling, 2003). Karbonat platformları üzerindeki sığ sularda oluşan 'dalgaya dirençli' yapılardır. Denizciler tarafından 'resif' terimi denizde sığ kayalık alanı işaret etmede kullanılmakla birlikte, jeolojik açıdan özellikle biyolojik yapılardır. Resif yığınları bazen **biyoherm**ler olarak da adlandırılmaktadır. Kubbe şekli oluşturmayan, tablamsı karbonat birikimleri için **biyostrom** terimi kullanılır.

#### Resif Oluşturan Canlılar

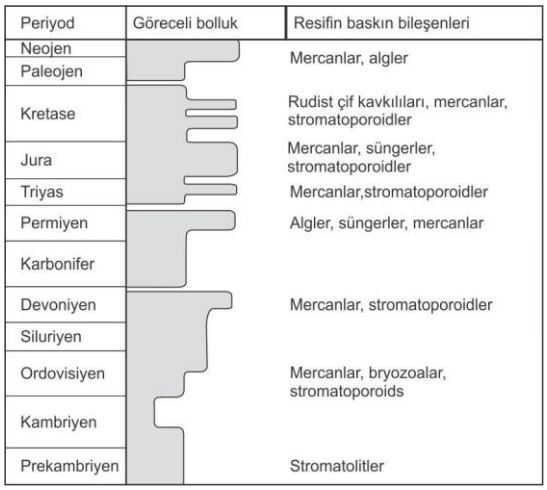
Güncel okyanuslardaki resifler daha çok Mesozoyik ve Senozoyik'in çoğu kesiminde de yer almış olan taş yapıcı mercanlar tarafından oluşturulmaktadır (Şekil 15.10). Türlerinin çoğunun hermatipik (yani, besince nispeten fakir sularda mercanların çabuk büyümesine izin veren alglerle simbiyotik ilişkili) olmasından dolayı bu mercanlar çabuk gelişirler. Resif yapıcı diğer önemli canlılar kalkerli alglerdir. Ancak, geçmişte 2500 My'dan



**Şekil 15.8 Güncel mercan atolleri.**



**Şekil 15.9 Bir kıyı resifindeki güncel mercanlar. Mercanların ve diğer canlıların sert kısımlarından bağlamtaşı çökelleri oluşur.**




**Şekil 15.10 Karbonat resiflerinin türü ve bolluk derecesi Fanerozoyik'in tamamında değişmiştir (veriler Tucker, 1992'den).**

daha uzun bir dönem bu rolü diğer pek çok canlı türü oynamıştır (Tucker, 1992). Resif yapıcı ilk canlılar siyanobakterilerdir. Stromatolitleri oluşturan bu canlılar Paleozoyik'te buruşuk (rugosa) ve tablamsı (tabulate) mercanlarla ve kalkerli süngerlerle (özellikle Devoniyen'de önemli olan stromatoporoidler de dâhil olmak üzere, şekil 15.11) devam etmiştir. Resif oluşturan en sıra dışı canlılar bir çeşit çift kavkılılar olan **rudistler**dir. Bu mollusların kavkıları kalın ve konik olup, çoğu Kretase resiflerinde karakteristik olan masif koloniler şeklindedir (Ross ve Skelton, 1993). Zaman içinde sadece resif oluşturan canlı türleri değişmemiş, çökelme ortamları olarak resiflerin görece önemleri de değişmiş ve Fanerozoyik'te (Şekil 15.10) çamur tümseklerinin daha yaygın biyohermler olduğu dört farklı zirve dönemi gerçekleşmiştir.

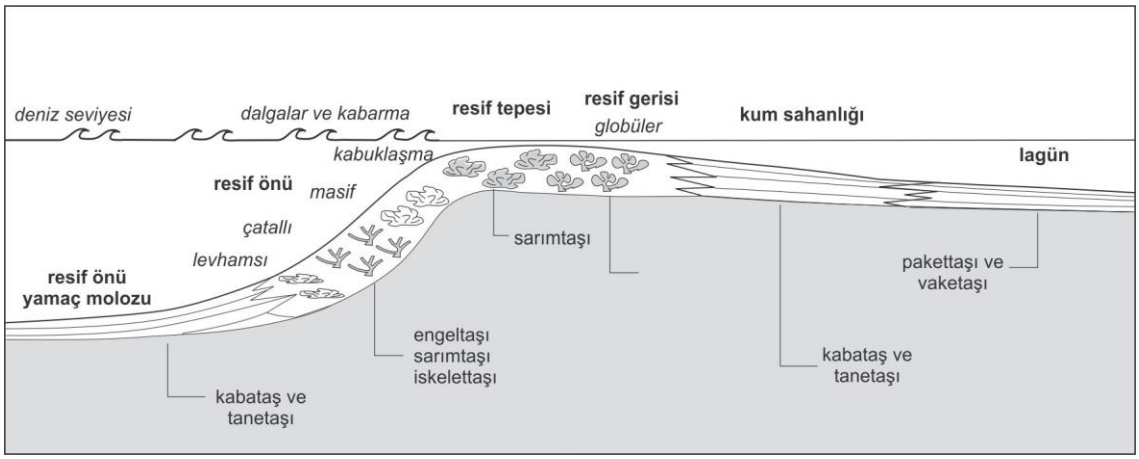
## Resif Yapıları

Modern resifler birbirinden önemli ölçüde farklı çok sayıda alt ortama bölünebilir (Şekil 15.12). Resif sırtı kabuk şeklinde ve masif formlarda bulunan, çok sığ suda kuvvetli dalgalara karşı koyabilen, en sağlam yapıları inşa eden mercanların büyüme alanıdır. Resif önünde aşağı doğru inildikçe bu kabuksu masif mercan formlarının yerini daha derin ve düşük enerjili sudaki çatallanmış, daha narin levhamsı formlar alır. Resif sırtı gerisinde yine sağlam formların oluşturduğu resif düzlüğü bulunur fakat buradaki koşullar resif gerisine yakın kesimde daha dingin sular şeklinde olup, bu kesimde küresel şekilli mercan formları daha yaygındır (Tucker ve Wright, 1990; Wright ve Burchette, 1996).

Çatıyı oluşturan ana resif yapıcı canlılara ek olarak diğer organizmalar da önemli rol oynayabilirler. Bryozoalar ve kalkerli algler gibi kabuk bağlayıcı organizmalar da çatının duraylı kalmasına katkıda bulunurlar ve resif içinde yaşayan değişik canlı türlerine ait kalıntılar resif kütlesine katkıda bulunurlar. Resif yapısından malzeme eksilten çok sayıda organizma da



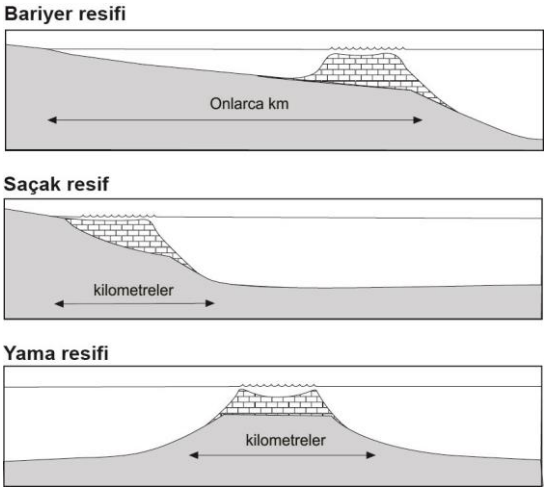
**Şekil 15.11 Mostranın sağ tarafında çok eğimli resif önü çökelleri ile örtülmüş bir Devoniyen resifinin çekirdeği.**




**Şekil 15.12 Bir resif kompleksinde fasiyeslerin dağılımı.**

vardır. **Biyoerozyon** adı verilen bu süreç bazı balık türleri ve resifi oyan mollusklar tarafından gerçekleştirilir. Çatı yapıları arasındaki boşluklar organizma kalıntıları, çatının mekanik parçalanması ve biyoerozyonuyla oluşan molozlar ve karbonat çamuru ile doldurulmuş olabilir. Gömülmenin boşlukların sedimentle dolmasından önce gerçekleşmesi durumunda daha sonra diyajenez sırasında (18.2) kristalen kalsit çimentosu çökelebilir.

Resif çekirdeği malzemesinin dalgalar ve fırtına hareketleriyle parçalanması resife ait malzemelerden oluşan bir yamaç molozu oluşumuna neden olur. **Resif önü** ortamı karbonat breşlerinin biyoklastik kabataş ve tanetaşı fasiyesleri oluşturmak üzere biriktiği bir bölgedir. Bu çökeller resif sırtından aşağı düşen malzemeyle oluşan gravite çökelleri olduklarından, yatayla 10º-30º açı yapan dik yamaçlı çökel birikimleri meydana getirirler. Resif sırtının arkasında bulunan **resif gerisi** yüksek enerji koşulları açısından korunaklı olan ve resif çekirdeğinden uzaklaştırılarak lagüne doğru sürüklenen kırıntıların çökeldiği alandır. Lagün kenarlarında kabataştan parçalı resif malzemesi, kavkılar ve bazen de ooidlerden oluşan tanetaşına geçiş şeklinde bir saçak oluşturur.




**Şekil 15.13 Resiflerin oluşum ortamları üçe ayrılabilir: a) Şelfin kıyı ötesinde oluşan ve arkasındaki lagünü koruyan bariyer resifleri, b) kıyıda büyüyen saçak resifleri ve c) kıyı ötesinde (meselâ deniz dağları üzerindeki) izole resif yamaları veya atoller.**

## Resif İstifleri

Güncel okyanuslarda üç çeşit resif oluşumu gözlenmiştir (Şekil 15.13). Esasen bunlar 19. yüzyılın ortalarında Charles Darwin tarafından tanımlanmıştır.

**Saçak resifleri** doğrudan deniz kıyısında oluşurlar. Bunlarda kapsamlı resif gerisi lagün alanı bulunmaz. En güzel örneği Doğu Avustralya'nın Büyük Bariyer Resifi olan **bariyer resifleri** kıyı çizgisine paralel fakat kıyıdan onlarca kilometre içeride oluşabilen çizgisel resif

yapılarıdır. Bunlar resif gerisinde kendisi de önemli bir ekosistem ve çökelme ortamı olan sığ, düşük enerjili, geniş denizel alanları olan lagün bölgesini oluştururlar. Açık okyanus alanlarındaki **mercan atolleri** volkanik adaların batık kalıntıları olan deniz dağları gibi lokalize olan sığ su alanlarında gelişirler. Resif oluşturan bu ortamlara ek olarak, stratigrafik kayıtlardaki kanıtlar epikontinental denizler, karbonat platformları ve lagünler gibi sığ su alanlarında lokalize olarak gelişen çok sayıda **yama resifi** örnekleri olduğunu göstermektedir.

**Paleoortamsal Belirteçler Olarak Resifler**

Güncel resifler daha çok Ekvator'un her bir tarafında 35º'ye kadar enlem dereceleri arasında yer alan tropik denizlerde oluşurlar. Bu nedenle, bu gözlemi sedimenter kayıtlara uygulamak ve kayıtta bir resif kütlesi bulunduğu zaman çökelme ortamının ılık, tropik sulara ait olduğu sonucuna varmak cazip bir yol gibi görünmektedir. Bu varsayım ancak bazı ikazlarla birlikte yapılabilir. Birincisi, diğer resif yapıcıların organizmaların farklı ortamlarda yaşamasıdır. Güncel denizlerdeki mercansı algler yüksek enlem bölgelerinde resif yaparlar ve nesli tükenmiş türlerin ortamsal toleranslarının ne olduğu tam olarak bilinmemektedir. İkincisi, resifler mercanlardan oluşsa bile, bugünün taş yapıcı mercanlarına (Scleractinia) benzeyen Mesozoyik öncesi Rugosa ve Tabulata gruplarının alglerle simbiyotik ilişkileri olmayabileceği ve denizlerdeki dağılımlarının da daha çok besinlerin varlığıyla denetlendiği unutulmamalıdır.

**Resif Gelişiminin Sonlanması**

Mercan resiflerinin büyümesi normalde tektonik sübsidans ve küresel deniz seviyesi yükselimine ayak uydurabilir. Bu nedenle, resif gelişiminin sona ermesi genellikle, karasal kökenli kırıntılı malzeme girişinde bir artış veya besin temininde değişim gibi, ortam koşullarında meydana gelen değişimden dolayıdır. Bu durum meydana geldiğinde oluşan baskın fasiyes karakter itibariyle derin deniz pelajik karbonatlarına (16.5.1) benzeyen ince taneli pelajik malzemedir. Pelajik karbonat çökelimi sığ denizel çökelme hızlarından çok daha yavaş olup, belli bir zaman aralığında çok daha ince katmanlar ile sonuçlanır. Bu koşullar altında çökelen istiflere **kondanse istifler** denir. Bunlar milyonlarca yıllık çökelme ürünü olabilirler. Bunların sığ sulardaki karşılığı logaritmik ölçekte iki veya üç kat daha kalındır (Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

### 15.3.3 Karbonat Çamur Tümsekleri

Bir **karbonat çamur tümseği** yapısız veya kabaca tabakalanmış ince kristalen karbonattan oluşan sediment kütlesidir. Karbonat çamur tümseklerinin güncel örnekleri çok ender bulunduğundan, bunların oluşumuna dair bilinenler resiflere kıyasla çok daha azdır. İnce taneli karbonat tümsekleri konusunda kaya kayıtlarında yapılan incelemeler (örnek: Monty vd., 1995) bunların iki, muhtemelen de üç çeşit olduğunu göstermektedir. Tümseklerin çoğu kalkerli yapılar içeren mikroplardan yapılmış olup, bu mikroplar yerinde büyüyerek sediment kütlesini meydana getirirler. Diğerleri yine yığılarak gevşek malzeme tümsekleri oluşturan algler ve bakterilerin kalıntıları şeklinde büyük ölçüde kırıntılı malzeme içerirler. Karbonat çamur tepeleri kalkerli süngerler ve bryozoalar gibi bazı iskeletsel organizmalar tarafından da inşa edilmiş olabilirler. Görünüşte şelfin resiften daha derin kısmında oluşsalar da fotik zon içinde kalırlar. Çamurun çimentolanması için kalsiyum karbonatça zengin büyük miktarda su dolaşımı gerekli ise de bu süreç henüz çok iyi anlaşılamamıştır.

### 15.3.4 Dış Şelf ve Rampa Karbonatları

Şelflerin dış kısımlarındaki karbonat çökeliminde ince taneli sedimentler baskındır. Bu karbonat çamurları planktonik alglerin (13.3) kalkerli kalıntılarından ve ince taneli diğer biyojenik karbonattan oluşurlar. Bu fasiyes hem güncel hem de eski dış platform ortamlarında bulunur ve ince taneli karbonat sedimenti taşlaştığı zaman **tebeşir** adını alır. Benzer fasiyesler derin su ortamlarında da (16.5.1) oluşur. Daha sığ sularda çökelen tebeşir bentik ve planktonik organizmaların kavkılı kalıntılarını içerebilir. Bazı birimlerde şiddetli biyotürbasyon kanıtları görülür (Ekdale ve Bromley, 1991). Bazı yerlerde, silisli organizmaların iskeletlerine ait silisin yeniden dağıtılması sonucunda, tabakalar içinde çört yumruları bol bulunur. Tabakalanma çoğu tebeşir çökellerinde bulunan kil minerali oranlarındaki hafif değişimler yoluyla veya çimentolanma derecesindeki değişimler yoluyla tanınabilir. Bu tür çökeller özellikle Mesozoyik ve Senozoyik olmak üzere değişik yaşlardaki istiflerde bulunabilirse de, kuzey yarıkürede Geç Kretase yaşlı, **Tebeşir** olarak adlandırılan bir stratigrafik birimde bolca bulunur (Şekil 15.14).



**Şekil 15.14 Kretase Tebeşiri'nde yarlar.**

### 15.3.5 Platform Kenarları ve Yamaçları

Bir platformun kenarı eğimde ani bir değişim şeklinde ya da daha derin fasiyeslere düşük bir açıyla geçiş şeklinde olabilir. Bir resifin önünde gelişen düşey bir 'duvar' ve sediment birikimi için çok fazla eğimli diğer yamaçlar **baypas kenarları**dır. Resif önünden deniz altı moloz yamaçlarına düşen iri bloklar göçmeler, moloz akmaları ve türbiditlere kadar değişen süreçlerle getirilen sedimentler yamacın tabanında birikirler (Mullins ve Cook, 1986). En yakınsak malzemeler çok iri bloklar içermeleri halinde bazen megabreş olarak adlandırılan kabataşlar (rudstone) olup, daha uzaklardaki yeniden çökelmiş pakettaşlarına, türbiditik vaketaşları ve çamurtaşlarına doğru değişirler. **Depolanmalı kenarlar** daha hafif eğimli yamaçlar üzerinde gelişirler. Sediment içerikleri resif bağlamtaşından veya şelf kenarının sığlık tanetaşından yamacın daha aşağısında pakettaşına, vaketaşına ve çamurtaşına geçen devamlı bir spektrum şeklindedir. Yamaçlar üzerinde duraysız olan daha ince taneli sedimentler çamurtaşlarında ve vaketaşlarında göçme şeklinde hareket edebilir ve sonuçta eğik, yeniden çökelmiş tabakalar çökelir.

## 15.4 KARBONAT PLATFORM ÇEŞİTLERİ

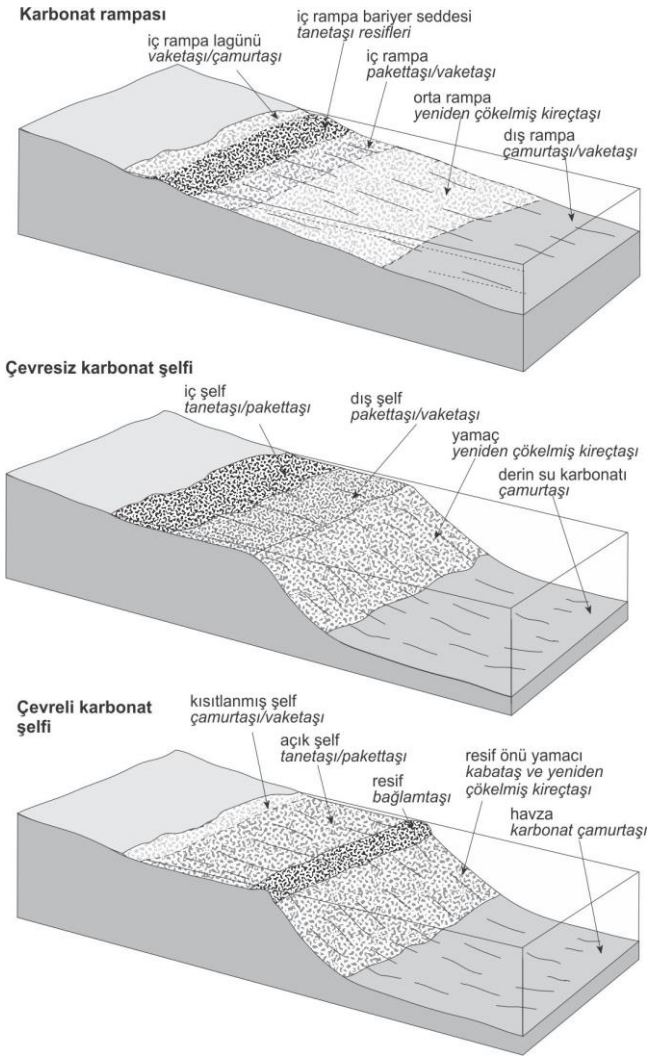
Karbonat platformu morfolojisi çok çeşitlidir (Şekil 15.15). Bunlar arasında en çok çalışılanlar hafif eğimli **karbonat rampaları** ile resif veya karbonat kumu sığlığından oluşan bir kenar ile sınırlanmış, düz tepeli platformlar olan **çevreli şelfler**dir (rimmed shelves). Karbonat platformlarının özellikleri tektonik rejimden etkilenir (Bosence, 2005). Buna göre, en büyük karbonat platformları pasif kıta kenarlarında (24.2.4) oluşurken, daha küçük platformlar genişlemeli rejimlerdeki (24.2) fay blokları ve tuz diyapirleri (18.1.4) gibi lokalize su altı yükseklikleri üzerinde gelişirler. Bazen birbiriyle ilişkili biçimde değişik karbonat platform şekilleri oluşabilir. İzole bir platform bir tarafta karbonat rampası şeklinde iken, diğer tarafta çevreli şelf olabilir ve bir şekil diğerine evrilebilir. Örnek olarak, bir rampa üzerinde bir saçak resifi gelişirken çevreli bir şelfe evrilebilir (Bosence, 2005).

### 15.4.1 Karbonat Rampaları

Bir karbonat rampasının batimetrik profili (Şekil 15.15) ve deniz içindeki ile deniz tabanındaki fiziksel süreçler kırıntı depolamalı bir açık şelf ile çok benzer özellikler sunarlar. 'Rampa' terimi önemli bir yamaç eğimi gibi bir izlenim verse de, gerçekte yamaç eğimi çok tatlı olup, çoğu durumda da, daha eğimli olan ve çevreli şelflerle ilişkili yamaç ortamlarının aksine, bir dereceden azdır (Wright ve Burchette, 1996). Güncel rampalar soğuk sular, artan tuzluluk veya karasal kökenli kırıntılı malzeme girdisinin nispeten yüksek olduğu yerler gibi resiflerin gelişmediği yerlerde görülür. Bununla birlikte, geçmişte, özellikle de resif gelişiminin çok yaygın olmadığı dönemlerde karbonat rampaları daha geniş aralıkta değişen iklim ve ortam özelliklerinde oluşmuşlardır. Makro gelgit rejiminden mezo gelgit rejimine kadar olan gelgit akıntıları karbonat sedimentlerini dağıtırlar ve kıyı fasiyeslerini de kuvvetlice etkilerler. Mikro gelgit şelflerinde ve denizlerinde dalga ve fırtına süreçleri hâkimdir. Gelgit, dalga ve fırtına etkilerinin hepsi de derinliğe bağlı olduğundan, rampalar iç, orta ve dış rampa şeklinde derinlikle ilişkili üç zona bölünebilir.

#### Bir Karbonat Rampası Üzerinde Fasiyeslerin Dağılımı

**İç rampa** dalga ve/veya gelgit hareketlerinden en çok etkilenen sığ zondur. Gelgit etkisi altındaki kıyılar boyunca yer alan kıyı fasiyesleri kanallarda iri malzeme çökelimi ve gelgit düzlüklerinde de karbonat çamurları ile karakterize edilirler (Tucker ve Wright, 1990; Jones ve Desrochers, 1992). Dalga denetimli kıyılarda bir lagünü çevreleyen bir plaj sırtı ya da kıyı düzlüğüne




**Şekil 15.15 Karbonat platformlarında genelleştirilmiş fasiyes dağılımları. a) Rampalar, b) çevresiz şelfler ve c) çevreli şelfler.**

bitişik çizgisel bir kum sırtı bulunabilir. Mezo-gelgit rejimlerindeki rampalarda plaj bariyeri, gelgit boğazı, lagün ve gelgit düzlüğü çökelmesinin karışımı görülür. Kıyıya yakın sığ sularda karbonat sedimentinin hareketlendirilmesiyle karbonat kum kütlelerinden oluşan kıyı önü fasiyesi gelişir. İskeletsel parçalar ve sığ sularda oluşan ooidler biyoklastik ve oolitik karbonat kum sığlıklarını meydana getirirler. Tersiyer yaşlı bazı karbonat rampası istiflerinin ana bileşenleri bentik foraminiferlerdir.

**Rampa ortası** ortalama hava dalga tabanı aşağısında yer alır. Burada sığ denizel yeniden işleme süreçleri azalır. Fırtına süreçleri biyoklastik parçaları şelf üzerine taşıyarak hörgüçsü ve teknemsi çapraz tabakalanma da (14.2.1) içerebilen vaketaşı ve pakettaşı oluşturur. Fırtına dalgası tabanından daha derinlerdeki **dış rampa** çökelleri çoğu zaman türbiditlere benzer özellikler taşıyan, genellikle yeniden çökelmiş karbonat çamurtaşı ve vaketaşı şeklindedir. Karbonat sedimentlerinin yeniden çökelimi rampanın dış kenarının **uzakta**

**dikleşen rampa** şeklinde bir kıta kenarında daha fazla eğimli bir yamaca bağlandığı yerlerde daha yaygındır. **Homoklinal rampaları**n üzerinde malzemenin kütle akma süreçleriyle az miktarda yeniden işlendiği tatlı eğimli bir yamacı vardır (Read, 1985). Çevreli şelflerin aksine, resifal oluşumlar rampa ortamlarında nadir olarak görülürler. Rampanın daha yakınsal kesimlerinde izole yama resifleri oluşabilir. Paleozoyik rampa ortamlarında çamur tümseklerinin varlığı bilinmektedir.

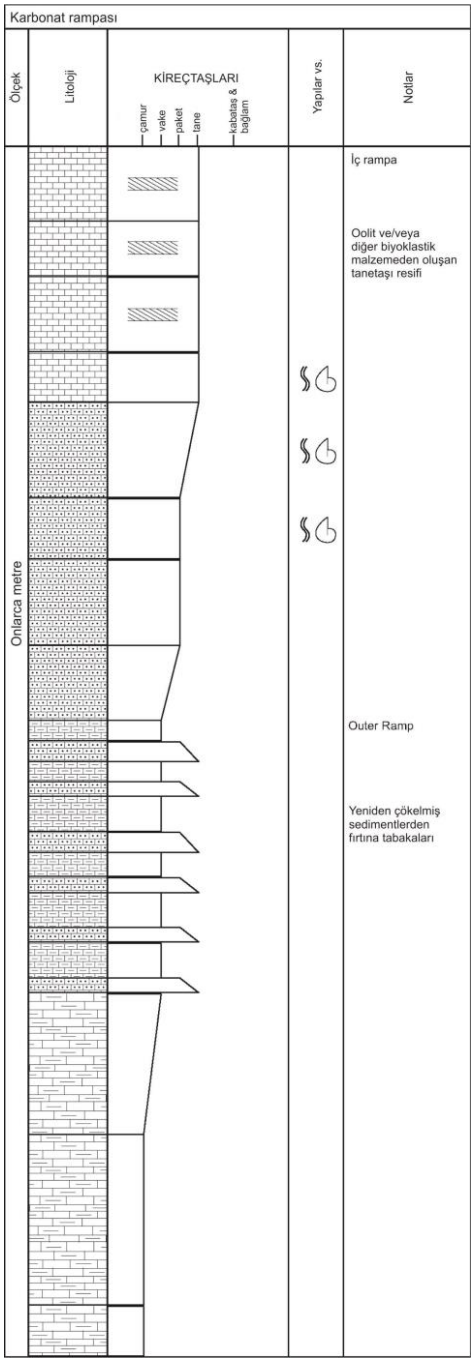
### Karbonat Rampası İstifleri

Karbonat rampasının ilerlemesiyle oluşan bir istif dış rampa ortamında çökelen karbonat çamurtaşı ve vaketaşı çökellerinden orta rampada vaketaşı ve pakettaşı ve iç rampada da pakettaşı ile tanetaşına değişen, genelde yukarı doğru irileşme ile karakterize edilir (Şekil 15.16) (Wright, 1986). Boylanma derecesi tipik olarak yukarı doğru artar ve sığ sudaki yüksek enerji koşullarını yansıtır. İç rampa karbonat ve kum çökelleri tipik olarak desimetre-metre ölçeğinde çapraz tabakalanma ve yatay katmanlanma gösteren oolitik ve biyoklastik tanetaşı tabakaları şeklindedir. İstifin üst kesimi ince taneli gelgit düzlüğü ve lagün sedimentleri içerebilir. Ooidler, kırık kavkı döküntüleri, algal malzeme ve bentik formiferlerin hepsi de karbonat rampası bileşenleri olabilirler. Karbonat rampası istiflerinde yerel olarak çamur tümsekleri ve yama resifleri gelişebilir.

Görece deniz seviyesinde dalgalanmaların meydana geldiği şelflerde ve epikontinental denizlerdeki karbonat rampalarında devirsel karbonat çökelleri oluşur. Deniz seviyesindeki bir yükselim çamurtaşı katmanlarından vaketaşı ile tanetaşı ve pakettaşı katmanlarına geçecek şekilde yukarı yönde irileşen, kalınlığı birkaç metreden onlarca metreye değişen bir yukarı doğru sığlaşma döngüsüyle sonuçlanır. Deniz seviyesindeki bir düşüş de iç rampa çökellerinin açığa çıkarak karstik bozuşma koşullarında (6.6.3) çözünmesi ile sonuçlanabilir (Emery ve Myers, 1996).

### 15.4.2 Çevresiz Karbonat Şelfleri

Çevresiz karbonat şelfleri bir karbonat rampasında görülen tatlı eğimli morfolojinin aksine, aşağı yukarı yatay (Şekil 15.16), düz tepeli sığ denizel platformlardır. Şelfin dış kenarında bir bariyer bulunmaz (çevreli şelflerle karşılaştırın) ve sonuçta sığ sular okyanusal koşulların tüm şiddetine maruz kalırlar. Bu nedenle, bu ortamlar karbonat sedimentlerinin şelfin iç kısmında dalga hareketleriyle tekrarlı biçimde yeniden işlendiği ve fırtınalarla yeniden çökelimin dış şelf alanını etkilediği yüksek enerji ortamlarıdır (Şekil 15.17) (James, 2003).




**Şekil 15.16 Bir karbonat rampasına ait şematik grafik log.**

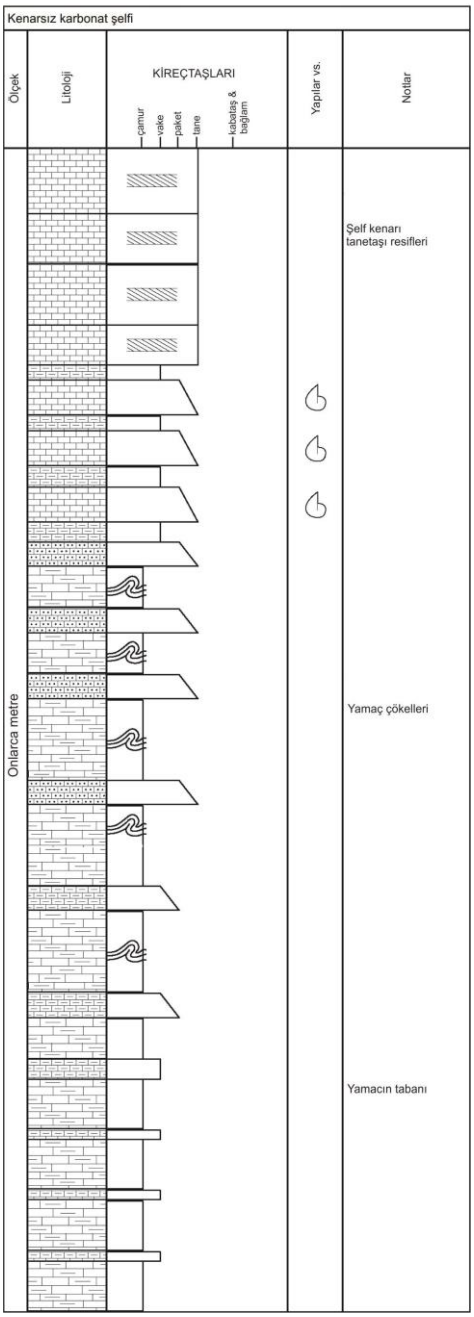
Bu özelliklerinden dolayı fırtına denetimli kırıntılı şelflere (14.2) benzeseler de, çökeller baskın biçimde karbonat taneleridir. Sığ sulardaki yoğun yeniden işlenme tanetaşı ve pakettaşı ile sonuçlanırken, dış şelf alanında vaketaşı ve çamurtaşı oluşması muhtemeldir. Kıyı fasiyesleri tipik olarak düşük enerjili gelgit düzlüğü çökelleri ise de, dalga enerjisinin yeteri kadar yüksek olması durumunda bir plaj bariyeri gelişebilir.

### 15.4.3 Çevreli Karbonat Şelfleri

**Çevreli bir karbonat şelfi** deniz içine doğru olan kenarı boyunca bir resif kenarı veya karbonat kum sığlığı bulunan, düz tepeli bir platformdur (Şekil 15.16). Resif veya sığlık açık okyanustan gelen dalga enerjisinin çoğunu sönümleyen bir bariyer oluşturur. Güncel okyanuslarda hermatipik taş yapıcı mercanların görece bolluğundan dolayı, çevreli şelflerin güncel örneklerinin hepsi de mercan resifi bariyerleridir. Bariyerin kara tarafında düşük enerjili sığ bir platform veya şelf lagünü bulunur. Bu şelf lagünü açık okyanuslara karşı korunaklıdır. Genişliği birkaç kilometre ile yüzlerce kilometre arasında olabilir. Derinlik ise birkaç metre ile onlarca metre arasındadır.

#### Karbonat Çevreli Şelfte Fasiyeslerin Dağılımı

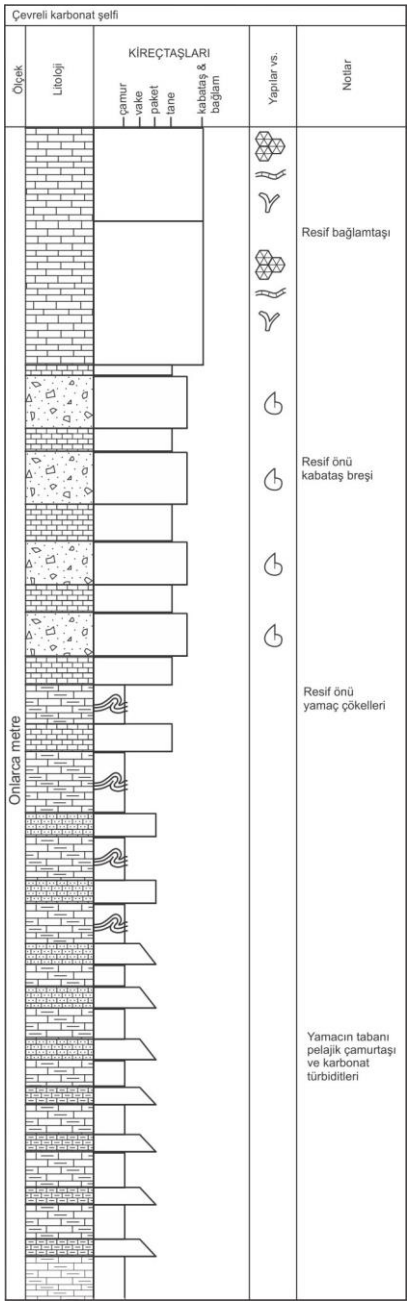
Bariyerin bir resif olduğu durumlarda şelfin kenarı resif çekirdeği, resif önü ve resif gerisi fasiyeslerinin (15.3.2) birlikteliğinden oluşur. Resifin kendisi yüzlerce metre ile kilometrelerce alana yayılan bir biyoherm oluşturur. Kum sığlıkları şelf kenarı bariyeri oluşturdukları yerlerde benzer boyutlarda olabilir. Bir bariyerin ilerlemesi şelfin sonunda yamaç eğiminin yükselmesi ile sonuçlanır ve yamaç fasiyesleri de yukarı kesimde baskın olan moloz akması şeklindeki yeniden çökelmiş malzemeler ile yamacın alt kesiminde türbiditler şeklindedir. Bunlar yanal olarak derin havzanın pelajik çökellerine geçerler. Bariyer yakınındaki resif gerisi nispeten yüksek dalga enerjisi altında olabilir. Bunun sonucunda da karbonat kumdan tanetaşı ve resiften yeniden işlenme yoluyla iskeletsel döküntü oluşabilir. Deniz içine doğru enerji azalır ve çoğunlukla vaketaşı ile çamurtaşı çökelir. Bununla birlikte, şelf lagününde ooid ve peloid karışımları da çökelebilir, yama resifleri de gelişebilir. Çok sınırlı su dolaşımı ve yükselen tuzluluk koşullarındaki iç şelf alanlarında fauna da sınırlı düzeydedir. Kurak bölgelerde bariyerin deniz suyu dolaşımına karşı etkin bir kısıtlayıcı olduğu durumlarda şelf lagününde evaporit çökelmesi baskın olabilir.




**Şekil 15.17 Çevresiz bir karbonat şelf istifine ait şematik grafik log.**

### Çevreli Karbonat Şelf İstifleri

Çevreli şelfte durağan veya yavaşça yükselen deniz seviyesi koşullarında çökelme gelişirken tüm kompleks ilerler. Resif çekirdeği resif biyohermini üzerleyen resif önü ve resif gerisi lagün fasiyesleri üzerinde inşa edilir (Şekil 15.18). Daha uzakta şelf önü yamaç çökelleri pelajik karbonat çamuru ve kalkerli türbidit çökelleri içeren derin su fasiyesine doğru ilerler. Resif önünün depolamalı dik yamacı çevreli şelf karbonat mostralarında görülebilen klinoform tabakalanma geometrisi meydana getirir. Bu belirgin geometri yeraltı sismik profillerinde (22.2) de görülebilir (Emery ve Myers, 1996). Resif önü kabataş (rudstone) çökellerini üzerleyen ve şelf lagününün daha ince taneli sedimentleriyle üzerlenen resif çekirdeği bağlamtaşı fasiyeslerinin birlikteliği karakteristik bir fasiyes topluluğu oluşturur. Deniz seviyesinin düştüğü koşullarda resif çekirdeği açıkta kalarak karstik bozuşmaya uğrayabilir. Aşınma ve çözünme kanıtı olan bu şekilde gelişmiş keskin bir yüzey, izleyen bir deniz seviyesi yükselimi sırasında bunların üzerine daha fazla karbonat çökeltmesi sonucunda, stratigrafik istifte korunabilir (Bosence ve Wilson, 2003).




**Şekil 15.18 Çevreli bir karbonatlı şelf için şematik grafik log.**

### 15.4.4 Epicontinental (Epeirik) Platformlar

Karbonat çökeliminin baskın olduğu büyük epikontinental denizler için güncel örnekler bulunmamakla birlikte, stratigrafik kayıtlarda kireçtaşlarındaki fasiyes dağılımları bu tür fasiyeslerin, özellikle de kıtaların büyük kesimlerinin sığ denizlerle kaplı olduğu Jura ve Kretase'de olmak üzere, geçmişte var olduklarını işaret etmektedir (Tucker ve Wright, 1990). Epikontinental platformdaki su derinliğinin değişken ve onlarca-yüzlerce metre arasında değiştiği düşünülmektedir. Burada gelgit ve fırtına süreçlerinin ikisi de etkin olabilir. Gelgit aralığının düşük olduğu platformlarda fırtına süreçleri daha önemlidir. Geniş, sığ denizlerdeki akıntılar düşük rölyef adaları şeklinde stabilize olan oolitik ve biyoklastik döküntüler biriktirebilirler. Bu adalar etrafındaki ve denizin kenarlarındaki gelgit arası çökelim gelgit düzlüklerinin ilerlemesi ile sonuçlanır. Bu nedenle, bu ortamlarda gelişen fasiyes istifleri platformun geniş kesimlerinde izlenebilen, yukarı doğru sığlaşma sergileyen döngülerdir.

### 15.4.5 Karbonat Bankı Atolleri

Her tarafından derin sularla kuşatılmış izole sığ deniz platformları genellikle karbonat çökelme alanlarıdır. Çünkü buralarda karasal kırıntılı malzeme için hiç bir kaynak yoktur. Bunlar batık volkanların tepesindeki küçük atollerden genişlemeli havzalardaki horst bloklarına ve geniş sığ denizlere kadar değişen çok sayıda farklı ortamlar şeklinde bulunurlar (Wright ve Burchette, 1996; Bosence, 2005). Tüm kenarlar açık denizlere komşu olup, izole platform üzerindeki fasiyes dağılımları baskın rüzgârlar tarafından denetlenir. Buradaki çökellerin özellikleri çevreli şelflerinkine benzer ve benzer fasiyes birliktelikleriyle sonuçlanır. En iyi gelişmiş marjinal resif fasiyesleri platformun en yüksek enerjili dalgalara maruz kalan rüzgâr tarafında gelişir. Platformun kenarlarının bir kısmı karbonat kum kütlelerinden oluşabilir. Platformun iç kesimleri karbonat kum adalarının gelişebildiği ve gelgit düzlüklerinde çökelmenin olduğu düşük enerji bölgesidir.

## 15.5 DENİZEL EVAPORİTLER

Güncel denizel ortamlardaki evaporit çökelleri büyük ölçüde evaporit lagünleri ve sabka çamur düzlükleri gibi kıyı bölgeleri ile sınırlıdır (15.2.2 ve 15.2.3). Bununla birlikte, stratigrafik kayıtlardaki evaporit istifleri geçmişte evaporit mineral çökelimlerinin daha geniş denizel ortamlarda geliştiğini işaret etmektedir.

### 15.5.1 Platform Evaporitleri

Kurak bölgelerdeki rampa/şelfteki dolaşımın kısıtlanması geniş alanlara yayılımlı platform evaporitlerinin oluşumuna neden olabilir. Hafif eğimli bir rampada bir kum sığlığı bir evaporit çökelim alanı olabilecek çok sığ bir su zonunu kısmen izole edebilir. Buradaki gelgit altı zonu çoğu zaman düşük enerjili çamur düzlüğü kıyısına bağlanır. Resif tarafından oluşturulan bariyer genellikle çok fazla su dolaşımına izin vermesine rağmen, çevrelerin arkasında resifler veya kum sığlıkları tarafından oluşturulan şelf lagünleri benzer evaporit çökelim alanları geliştirebilirler. Bu platformlarda çökelen evaporit birimleri onlarca kilometre genişliğe yayılabilirler (Warren, 1999).

### 15.5.2 Evaporitik Havzalar (Tuz Devleri)

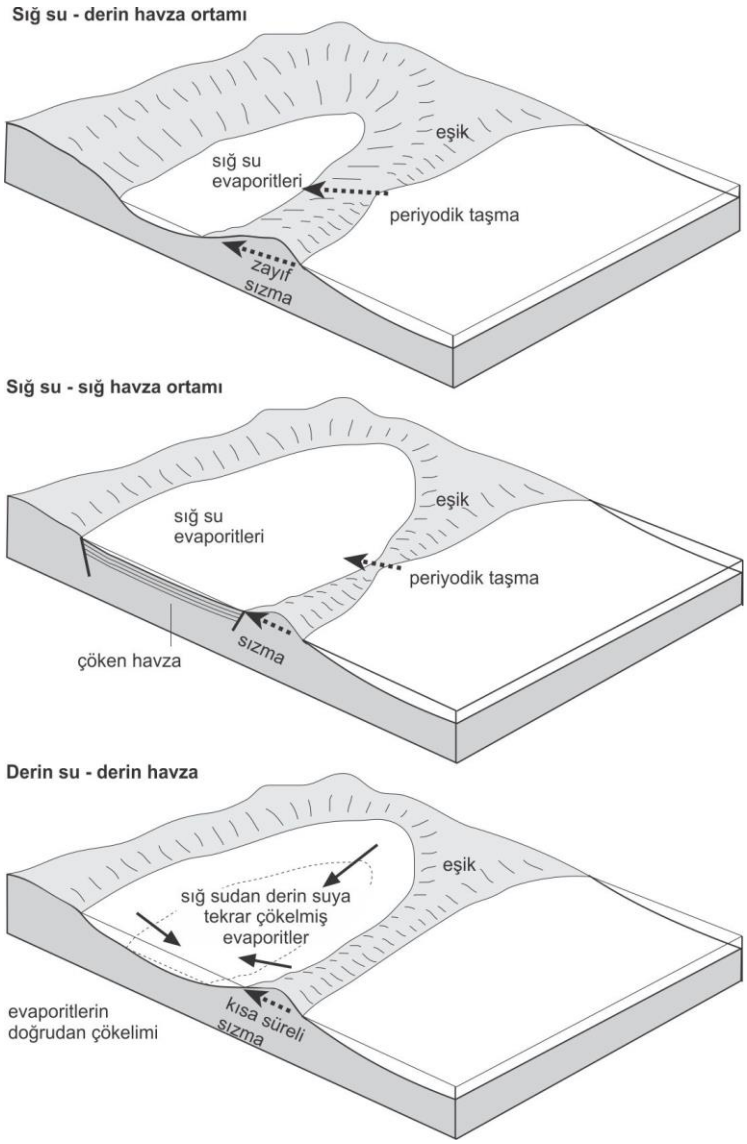
Evaporit çökelmesi sadece bir su kütlesinin okyanustan kısmen izole olması, tuzluluğun süper doygunluğa ulaşması ve minerallerin kimyasal çökeliminin gerçekleşmesi durumunda meydana gelir. Bu durum açık okyanusa bir boğaz ile bağlanan ve deniz seviyesindeki bir düşme veya bir fay bloğu gibi bir bariyerin tektonik yükselimden dolayı bloke edilmiş epikontinental denizlerde veya küçük okyanus havzalarında meydana gelebilir. **Engellenmiş havzalar** (**barred basins**) olarak adlandırılan bu yerler yüzlerce metre kalınlıkta evaporit çökeltebilme özellikleriyle lagünlerden ayrılırlar. Sadece bir metre kalınlığında bir halit tabakası oluşumu için 75 m derinliğinde deniz suyu sütunu buharlaşmalıdır. Evaporit minerallerinden oluşan kalın bir istifin gelişebilmesi için deniz suyunun tekrarlı biçimde tazelenmesi gerekir (Warren, 1999).

Kalın istifin çökelmesi her biri karakteristik çökelim deseni oluşturan üç farklı şekilde mümkün olabilir (Şekil 15.19).

**1.** Sığ sudan derin havzaya bir konum, havzanın deniz seviyesinden çok aşağıda olduğu fakat buharlaşan deniz suyunun periyodik olarak kısmen tazelendiği yerlerde gelişir. Havzanın izleyen dönemde deniz suyuyla dolması ve evaporitleri üzerleyen çökellerin türbiditler gibi derin deniz özellikler göstermesi derin su konumunun kanıtıdır.

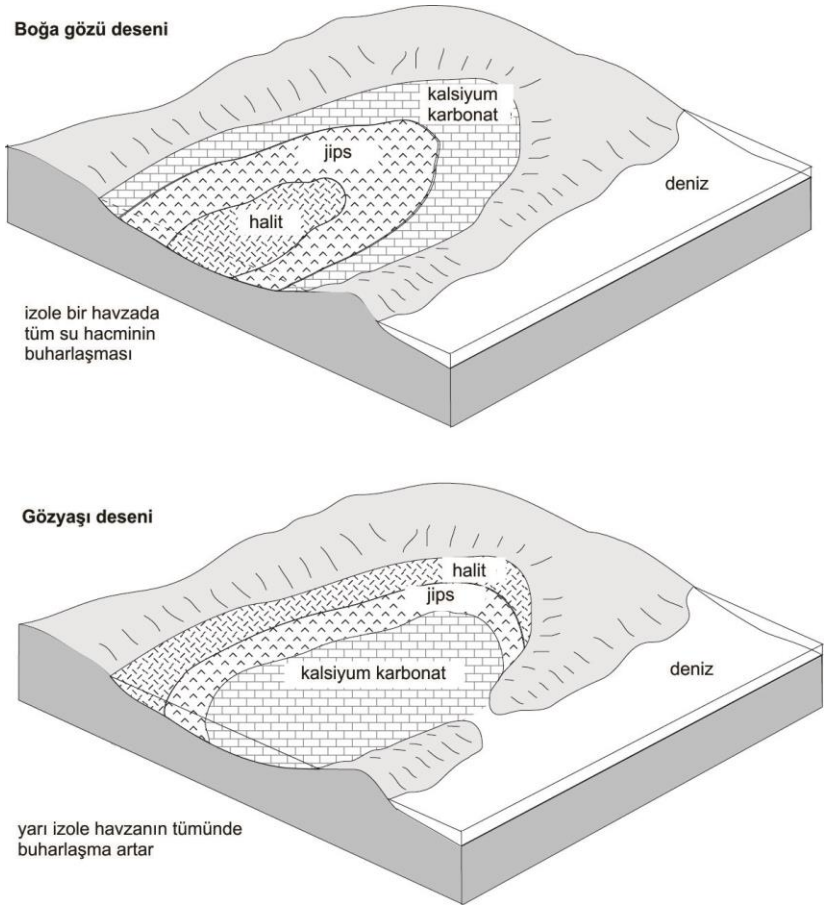
**2.** Sığ sudan sığ havzaya bir konum evaporitlerin tuzlalarda çökeldiği ortamlardan biri ise de, havzanın sürekli sübsidansı kalın bir istifin oluşmasına izin verir. Çökellerin tamamında sığ su özellikleri görülür.

**3.** Derin sudan derin havzaya bir konum, sığ kenarlarında evaporit sedimentlerinin oluştuğu ve gravite akıntılarıyla havzanın derin kısımlarında tekrar çökeldiği, hipersalin suyla dolu bir havzadır. Türbiditlerin oluşturduğu normal derecelenmeli tabakalar ve moloz akmasından kaynaklanan kötü boylanmış çökeller yeniden çökelmenin kanıtlarıdır. Diğer derin su fasiyesleri su kütlesinden evaporit minerali kristallerinin çökelmesiyle oluşmuş laminalı çökellerdir. Bir havza dolarken gelişen istifin alt kesimi daha derin fasiyesleri ve üzerleyen kesimleri de sığ su karakteristiklerini yansıtacak şekildedir.




**Şekil 15.19 Engellenmiş havzaların kalın evaporit istifleri ile sonuçlanabildiği ortamlar.**

Derin havza istifi iki farklı çökelme deseni gösterebilir (Einsele, 2000). Engellenmiş havzanın suyla tamamen kuşatılması halinde su gövdesinin hacmi giderek büzülür ve sonuçta oluşan çökeller en çözünebilir tuzlar havzanın merkezinde olacak şekilde bir **boğa gözü deseni** ortaya çıkar (Şekil 15.20). Daha kalıcı bir bağlantının bulunduğu durumlarda okyanusla bağlantı noktasından havza içinde en uzak noktaya doğru artan bir tuzluluk gradyanı mevcut olacaktır. Havzanın tamamında herhangi bir noktada çökelen mineraller o noktadaki tuzluluğa bağlı olacaktır. Bu mineraller bir uçta hayli çözünebilir silvitten (potasyum klorür) diğer uçta normal tuzlulukta çökelmiş karbonatlara değişebilir. İçeri su akışı ile buharlaşma kaybı arasında bir dengeye erişildiği zaman tüm havzada stabil koşullar hakim olur ve bir noktada tek mineralden oluşan onlarca, yüzlerce




**Şekil 15.20 a) Engellenmiş bir havzada evaporit çökeliminin 'boğa gözü' deseni, b) engellenmiş bir havzada evaporit çökeliminin 'gözyaşı' deseni.**

metre kalınlıkta çökeller gelişebilir. Bu durumda evaporit havza fasiyeslerinden **gözyaşı deseni** gelişir (Şekil 15.20).

Havzalarda tuzlulukta ve deniz suyu miktarındaki değişimler çökelen evaporit minerallerinin türünde değişimlere neden olur. Meselâ, küresel bir deniz seviyesi yükselimi havzadaki tuzluluğu azaltmak suretiyle geniş alanlara yayılmış karbonat çökelimi ile sonuçlanabilir. Engellenmiş havzaların çökellerindeki döngüler küresel deniz seviyesindeki dalgalanmalarla veya muhtemelen açık okyanusla deniz yolu bağlantısının genişliğini ve derinliğini etkileyen yerel tektonizma ile ilişkili olabilir. Düşük tuzluluk dönemlerinde havzaya getirilen organik madde havza çökelleri içinde birikerek tuzluluğun arttığı zamanlarda korunabilir. Çünkü, hipersalin havzalar anoksiktir.

Günümüzde çok büyük, engellenmiş evaporitik havzalar yok ise de, jeolojik kayıtlarda yüzlerce-binlerce kilometre kare alanlara yayılmış evaporit minerali çökelten denizlere ait kanıtlar vardır (örnek: Nurmi ve Friedman, 1977; Taylor, 1990). Bu **tuz devleri** devasa deniz suyu hacminden buharlaşma yoluyla oluşmuş, kalınlığı 1 km'nin üzerine çıkabilen evaporit sedimentleri içerirler. Geç Miyosen'de (Messiniyen) Akdeniz'de çökelen evaporitler Atlas Okyanusu ile bağlantının kısmen kapanmasıyla oluşmuş buharlaştırıcı koşulların kanıtıdır. Akdeniz'deki bu hipersalin koşullar dönemi bazen **Messiniyen tuzluluk krizi** olarak ifade edilir (Hsü, 1972).

## 15.6 KARIŞIK KARBONAT-KIRINTILI ORTAMLARI

Bu bölümde tanımlanan çökelme ortamları karasal kırıntılı malzeme veya volkanoklastik malzeme içermeyen 'safi' karbonat ve evaporit çökellerinden oluşmuştur. Bununla birlikte, sedimentlerin karbonat ile diğer kırıntılı malzemenin karışımı olduğu güncel ortamlar da vardır. Stratigrafik kayıtlardaki pek çok istif kireçtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı karışımlarından oluşmaktadır. Bunlar tipik olarak sığ denizel ortamlarda gelişirler. Karbonattan karbonat olmayan çökelime veya tersi şeklindeki değişimler karasal kırıntılı malzeme temininindeki değişimlerin bir sonucu olup, bu değişimler de tektonik veya iklimsel faktörler ya da deniz seviyesindeki dalgalanmalar tarafından denetlenir.

Sığ denizel ortamlara kum ve çamur temininin belirlenmesinde iklimin önemli bir rolü vardır. Daha nemli koşullarda karada artan yüzey sellenmesi akarsularla daha fazla sediment taşınmasına neden olur. Bu iklimlerde akarsuların kendisi çok enerjik olup, komşu denizlere daha çok sediment taşırlar. Bu nedenle, komşu kara kütlesinde daha ıslak bir iklime değişim kum ve çamur çökeliminde artışa neden olur ve bu da bir şelf üzerindeki karbonat çökelimini bastırır. Buna göre, kireçtaşı tabakalarının çamurtaşı veya kumtaşı ile ardalanması daha kuru ve daha nemli koşulların münavebeli olduğu periyodik iklim dalgalanmalarından dolayı gelişmiş olabilir. Bununla birlikte, diğer bazı mekanizmalar da karalardan şelfin bazı kısımlarına kırıntılı malzeme temininde dalgalanmalara neden olabilir. Kara kütlesinin tektonik yükselimi de rölyefi ve dolayısıyla aşınmayı arttırmak suretiyle sediment teminini arttırabilir. Tektonik faaliyetler şelfte sübsidans ile de sonuçlanabilir. Bu durumda şelf alanındaki su derinleşir. Deniz seviyesinde görece bir yükselim aynı etkiye neden olacaktır. Artan su derinliği ile birlikte şelfin daha çok kesimi kum ve çamur 'açlığı' çekecek ve kırıntılı çökelimi yerine karbonat çökelimine izin verecektir. Bu nedenle, deniz seviyesindeki dalgalanmalar (Bölüm 23'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır) kireçtaşı ile çamurtaşı/kumtaşı ardalanmasından oluşan çökellerle sonuçlanabilir.

Karbonat çökelleri belli koşullarda karasal kırıntılı malzemeler ve volkanoklastik sedimentlerle birlikte bulunabilir. Kurak ortamlarda kısa süreli akan akarsuların oluşturduğu deltalar uzun süre kırıntılı malzeme alamayabilir. Bu zaman aralıklarında delta önünde (meselâ kısa süreli yelpaze deltalarının sığ denizel kesimlerinde gelişen küçük resifler şeklinde) karbonatlar gelişebilir (Bölüm 17) (Wilson, 2005). Yay volkanlarında (12.4.2) püskürmeler arasındaki zaman aralıkları ada volkanı etrafındaki sığ sularda küçük karbonat platformlarının gelişmesine izin verecek kadar uzun olabilir. Bu şekilde volkanik malzeme ve karbonat çökelimi birlikte gelişir (Wilson ve Lokier, 2002).

**Sığ Denizel Karbonatların Özellikleri**

- Litoloji: Kireçtaşı
- Mineraloji: Kalsit ve aragonit
- Doku: Değişken, resiflerde biyojenik yapılar, sığ suda iyi boylanma
- Tabaka geometrisi: Çevreli şelflerde gelişen masif resifler ve rampalarda geniş yayılımlı yaygı birimleri
- Sedimenter yapılar: Oolit sığlıklarında çapraz tabakalanma
- Paleoakıntılar: Gelgitler, dalgalar ve fırtına kaynaklı akıntıların yönleri genellikle belirsiz
- Fosiller: Genellikle bol, sığ denizel fauna en yaygın
- Renk: Genellikle kirli beyaz, krem veya gri
- Fasiyes toplulukları: Evaporitlerle beraber oluşabilirler, karasal kökenli kırıntılı malzeme ile birliktelikler de görülebilir.

**Denizel Evaporitlerin Özellikleri**

- Litoloji: Jips, anhidrit ve halit
- Mineraloji: Evaporit mineralleri
- Doku: Kristalen veya amorf
- Tabaka geometrisi: Lagünlerde ve engellenmiş havzalarda yaygılar, sabkalarda yumrular
- Sedimenter yapılar: Katman arası çözünme breşleri ve deformasyon
- Paleoakıntılar: Seyrek
- Fosiller: Seyrek
- Renk: Tipik olarak beyaz ise de katkı maddelerinden dolayı başka renklerde olabilir
- Fasiyes toplulukları: Çoğu zaman sığ denizel karbonatlar ile birlikte.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Braithwaite, C. 2005. *Carbonate Sediments and Rocks*. Whittles Publishing, Dunbeath.

Kendall, A.C. and Harwood, G.M. 1996. *Marine evaporites: arid shorelines and basins*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 281–324.

Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

Warren, J. 1999. *Evaporites: their Evolution and Economics*. Blackwell Science, Oxford.

Wright, V.P. and Burchette, T.P. 1996. *Shallow-water carbonate environments*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 325–394.

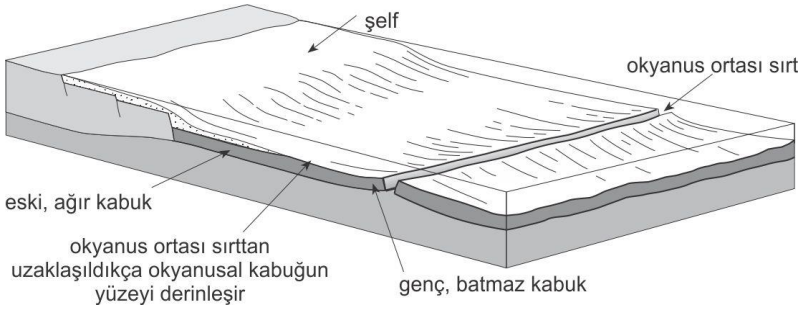
# 16
# Derin Denizel Ortamlar

Derin okyanuslar her ne kadar dünyadaki en büyük sediment birikme alanları ise de, henüz diğer ortamlar kadar iyi anlaşılamamıştır. Okyanus havzalarının kenarlarındaki kara alanlarından ve kıtasal şelflerden yayılan sedimentler gravite kökenli kütle akmaları yoluyla havza içine doğru onlarca-yüzlerce kilometre taşınırlar. Türbidit akıntıları ve moloz akmaları sedimentleri kıta yamacından aşağıya ve okyanus tabanına taşıyarak çökel apronları ve yelpazeleri oluştururlar. Havza ortasına doğru karasal kırıntılı malzeme volkanik kül ve okyanus akıntılarında geçici olarak askıda bulunan ince taneli malzeme de dâhil olmak üzere rüzgârla savrulmuş toz ile sınırlanır. Yüzey suları yaşama açısından zengin olmakla birlikte fotik zonun altında yaşam daha seyrektir ve hidrotermal bacalar etrafındaki oldukça değişik canlılar dışında derin deniz tabanında yaşam nispeten azdır. Okyanuslarda su yüzünde bulunan veya yüzen canlıların kavkı ve iskeletleri öldükten sonra sedimentlere karışır. Pelajik kırıntıların bu kaynakları yüzey iklimine ve bununla ilişkili biyojenik üretkenliğe bağlı olarak değişik miktarlarda tüm okyanuslarda mevcuttur.

## 16.1 OKYANUS HAVZALARI

Yeryuvarı'nın %71'i okyanuslarla kaplıdır. Deniz tabanı yayılmasıyla oluşan okyanusların tabanı bazaltik bileşimli bir kabuk şeklindedir. Okyanus ortası yayılma sırtlarının derinliği tipik olarak 2000-2500 m civarındadır. Bu sırtlar boyunca aktif bir kabuk oluşumu söz konusudur. Buraya enjekte olan mağma katılaşırken alttaki bazaltik mağma sokularak dayklar ve bazaltik lavın ekstrüzyon yoluyla yüzeye erişmesiyle de yastık lavları oluşur (17.11). Kabuktaki bu mağmatik aktivite kabuğu çok ısıtır. Enjeksiyon devam ettikçe yeni kabuk oluşur ve daha önce oluşan kabuk yayılma merkezinden giderek uzaklaşır ve uzaklaşırken de soğur, büzüşür ve yoğunluğu artar. Yayılma merkezindeki daha genç ve daha sıcak kabuğa göre daha yaşlı ve daha yoğun olan okyanusal kabuk manto içine bir miktar batar. Bunun sonucunda okyanus ortası sırttan itibaren giderek derinleşen ve 4000-5000 metreye kadar çıkabilen bir su profili oluşur (Şekil 16.1). Suyun en derin olduğu kesimlerde okyanusal kabuğun yaşı birkaç on milyon yıl civarındadır.

Okyanus havzalarının sınırları kıtasal kırıntılı malzeme ve karbonat çökeliminin önemli alanları olan kıta kenarlarıdır. Okyanus havzalarına getirilen sedimentler sığ denizel şelf alanından yeniden işlenmiş olabilecekleri gibi ırmak ve delta sistemlerinden doğrudan sağlanabilir. Okyanus havzalarına havza içi malzemeler de gelir. Bunlar daha çok bitkilerin ve açık okyanuslarda yaşayan hayvanların sert kısımları ile




**Şekil 16.1 Altında okyanusal kabuk bulunan derin su ortamları dünyadaki en geniş çökelme alanlarıdır.**

okyanuslara rüzgârların savurmasıyla gelen tozlar şeklindedir. Bu sediment kaynaklarının hepsi de okyanusal çökellere katkıda bulunurlar (Douglas, 2003). Büyük kırıntılı depolanma sistemleri çoğunlukla okyanus havzasının kenarına yakın kesimlerde bulunur. Bu sistemler havza düzlüğüne doğru bir kilometre kadar (veya daha fazla) ilerleyebilir. Okyanus havzaları Yeryuvarı üzerindeki en büyük çökelme havzalarıdır.

Bu derin su depolama sistemleri ile ilgili bir problem, güncel süreçlerin ve çökelim ürünlerinin gözlenme ve ölçülmelerinin zor olmasıdır. Derin denizler girilmesi son derece zor olan yerlerdir. Buralarla ilgili bilgilerimiz büyük ölçüde ayrıntılı batimetrik ölçümler, deniz tabanının yandan taramalı sonar görüntüleri ve sedimentlerin sismik yansımayla ölçülmesi (22.2) gibi uzaktan algılama teknikleri ile sınırlıdır. Sadece belli kısımlarla sınırlı olan kuyu karotları, sığ karotlar ve kepçe örnekleri de vardır. Güncel okyanus tabanlarına ait veri tabanı Ay'ın yüzeyine ait olan veri tabanı ile benzer hacimde olup, deniz tabanının anlaşılması bir anlamda kara üzerindeki tüm süreçleri uydu görüntüleri ve geniş bir alandan derlenmiş sınırlı sayıdaki kaya el örnekleriyle yorumlamaya benzemektedir. Buna rağmen, gerek teknolojideki ilerlemeler sayesinde ve gerekse hidrokarbon aramalarının giderek derin denizlere kayması ve derin su çökellerinde rezervuar aramalarından dolayı, derin su sistemleri hakkındaki bilgiler de giderek artmaktadır.

### 16.1.1 Okyanus Havzalarının Morfolojisi

Kıtasal yamaçların eğimi tipik olarak 2º-10º arasında olup, kıtasal yükselim kesiminde (11.1) bu eğim daha da düşüktür. Çok düşük eğimli kıtasal şelfler ve düz okyanus tabanı ile oluşturdukları kontrasttan dolayı fizyografik açıdan önemlidirler. Kıta yamaçları şelf kenarında yaklaşık 200 m derinlikten okyanus tabanında 4000 veya 5000 metre derinliğe kadar uzanabilir, yamaç aşağı yöndeki genişliği de yüz kilometreyi bulabilir. Kıta yamaçları çoğu zaman **deniz altı kanyonları** tarafından yarılmıştır. Bu kanyonlar karalardaki karşılıklarında olduğu gibi kenarları çok fazla eğime sahip aşınma yapılarıdır. Bazen şelfin anakayasına kadar derin kazılmış olan deniz altı kanyonları şelf kenarından kıyı çizgisine kadar uzanabilir. Şelften su ve sediment aktaran kanal vazifesi görürler. Bazen de akarsu ağzındaki malzemeyi doğrudan taşırlar. Derin deniz yelpazelerinin oluşumu ve konumu kanyonların varlığına bağlıdır.

Genellikle düz olan okyanus tabanı izole sıcak noktalar üzerinde yer alan **deniz dağları**nın bulunduğu yerlerde kesikliğe uğrar. Deniz dağları tamamen su altında olabileceği gibi orta Pasifik'teki Hawaii adalar zincirinde olduğu gibi su seviyesinin üzerine de çıkabilirler. Bunlar su yüzüne çıkmış volkanlar olarak okyanuslara önemli miktarda volkanoklastik sediment sağlayabilirler. Volkanların etekleri çoğu zaman duraysız olup, hacmi birkaç kilometre küpü bulan su altı kaymaları ve göçmeleri gelişebilir. Pasifik'teki Hawaii Adaları ve Atlantik'teki Kanarya Adaları gibi volkanik adaları çevreleyen okyanus tabanlarına ait batimetrik haritalar ve sonar görüntüleri bu kesimlerde çok büyük ölçekli göçme yapılarının bulunduğunu ortaya koymuştur. Bu ölçekteki kütle hareketleri tsunami (11.3.2) oluşturarak okyanuslar etrafında kıyı alanlarını basabilir.

Okyanusların en derin kesimleri okyanusal kabuğun mantoya daldığı yerler olan hendeklerdir. Hendek derinlikleri 10 km kadar olabilir. Kıta kenarlarına bitişik

oldukları yerlerde (meselâ Güney Amerika'nın batısındaki Peru-Şili Hendeği) kıtadan gelen sedimentlerle dolarlar fakat Batı Pasifik'teki Mariana Çukuru gibi okyanus ortası hendekler herhangi bir malzeme kaynağından çok uzak olup, sediment kıtlığı çeken ve çökel ile dolmayan alanlardır.

### 16.1.2 Derin Denizlerdeki Çökelme Süreçleri

Derin denizlerde kırıntılı malzemenin çoğu kütle akması süreçleriyle (4.5) çökelir. Bunlar daha çok moloz akmaları ve türbiditik akmalar şeklindedir ve bunlar ara özelliklere sahip akışların olabileceği spektrumun bir kısmını oluştururlar.

#### Moloz Akması Çökelleri

Şelfin kenarında ya da yamacın tepesinde bulunan kötü boylanmış, sedimentçe zengin karışımın yeniden harekete geçmesiyle yamaç üzerinden havza düzlüğü üzerine doğru hareket eden moloz akması gerçekleşir. Karalardaki moloz akmasından farklı olarak, su altı akmalarının suyla karışarak daha sulu hale gelmesi ve akma mekanizmasının da değişerek bir türbiditik akıntıya dönüşebilme ihtimali vardır. Deniz altı moloz akması çökelinin en üst yüzeyi akmanın üst kısmının sulanmasına bağlı olarak daha ince tanelere derecelenir. Atlantik'te kuzeybatı Afrika'nın açıklarında büyük moloz akmaları gözlenmiştir (Masson vd., 1992). Kalın ve geniş alanlara yayılımlı moloz akması çökellerine stratigrafik kayıtlarda da rastlanmıştır (Johns vd., 1981; Pauley, 1995). Kalınlığı onlarca metreyi ve yayılımı onlarca kilometreyi bulan moloz akması çökelleri için çoğu zaman **mega tabakalar** terimi kullanılır.

#### Türbiditler

İri kırıntılı malzemenin derin denizel ortamlara taşındığı en önemli mekanizma, sediment ve suyun seyreltik karışımlarının gravite etkisi altında kütle akması şeklinde hareket etmesidir. Bu türbiditik akıntılar (4.5.2) değişken miktarlarda çamur, kum ve çakılı havza düzlüğü üzerinde onlarca, yüzlerce hatta bin kilometreden daha uzak mesafelere taşırlar. Çökelen türbiditlerin kalınlığı birkaç milimetreden onlarca metreye kadar değişebilir. Sedimenti taşıyan karışımdaki malzeme konsantrasyonu binde birkaç ile %10 arasında değişir. Daha yoğun karışımlardan yüksek yoğunluklu türbiditler çökelir. Bunların özellikleri düşük-orta yoğunluklu türbiditlerde görülen 'Bouma Serisi'nden farklıdır. Okyanus tabanındaki türbidit akıntılarını doğrudan gözlemek çok zor olmakla birlikte, bunların etkileri daha küçük ölçeklerde izlenmektedir. Kasım 1929'da Newfoundland kıyısından açıktaki Grand Banks bölgesinde meydana gelen deprem bir türbidit akıntısını tetiklemiştir. Akıntının geçişi deniz tabanında koparılan telefon kablolarından hareketle kaydedilmiştir. Aynı kablolar akıntının ilerlemesi sırasında değişik zamanlarda birkaç defa kesilmiştir. Bu verilerin yorumlanmasından türbiditik akıntıların hızının 60-100 km/saat arasında olduğu yorumlanmıştır (Fine vd., 2005). Bundan başka, güncel türbiditik akıntı çökelleri haritalanmıştır. Bir örnek olarak, Atlantik kıyısının doğusundaki Kanarya Adaları'nda tek bir türbidit çökelim hacminin 125 $km^3$ olduğu rapor edilmiştir (Masson, 1994).

#### Yüksek ve Düşük Etkili Sistemler

Bir derin deniz depolama sistemi kumlu sedimentin havza düzlüğüne sadece kısa mesafelerde (onlarca km) taşınması halinde **düşük etkili sistem** ve kumlu malzemenin yüzlerce kilometre taşınması halinde de **yüksek etkili sistem** olarak değerlendirilir (Mutti, 1992). Yüksek hacimli akmalar düşük hacimli akmalardan daha verimlidir. İnce sedimentlerin varlığından dolayı artan akış yoğunluğunun deniz suyu ile bir yoğunluk kontrastı oluşturması suretiyle de etkinlik artar. Bu nedenle, düşük etkili sistem çökelleri havzanın kenarlarına yakın kesimlerde yoğunlaşırken, daha çamurlu ve daha etkili akıntılar sedimentleri havza düzlüğünde daha uzak mesafelere taşırlar. Yüksek etkili sistemler daha çok havza kenarında baypas zonu olarak adlandırılan, sedimentin çökelmediği alanların yakınında bulunurlar. Altlarında bir oyulma yüzeyi de bulunabilir. Çökelmenin tamamı havzanın daha uzağındaki kısımda yoğunlaşır.

#### Kütle Hareketlerinin Başlatılması

Türbidit akıntıları ve kütle hareketleri sediment ve su karışımının yerçekimi etkisi altında hareketini başlatabilmek için bir tetikleme mekanizması gerektirir. Bu mekanizma sismik şok ile oluşan sarsıntının sedimenti geçici olarak sıvılaştırarak hareketine neden olmasından dolayı bir deprem olabilir. Büyük fırtına dalgalarının şelf sedimentleri üzerindeki etkisi de

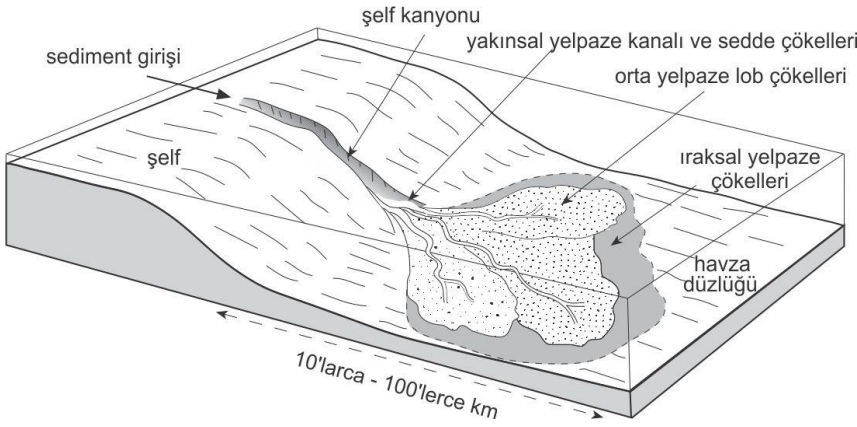
tetikleyici olabilir. Şelfin kenarındaki sediment birikimi (örnek olarak bir delta cephesinin kıtasal şelfin kenarına yaklaştığı durumda olduğu gibi) duraysızlık noktasına kadar devam edebilir. Artan sediment tedariki ile sonuçlanan yüksek debili akarsular akarsu ağzındaki sediment yüklü suların şelf üzerinde ve oradan da havza düzlüğüne doğru hiperpiknal akışıyla devamlı bir türbiditik akıntı kaynağı oluşturabilirler. Bu tür **yarı kararlı akışlar** anlık tetiklenmeler sonucunda sadece birkaç saat süren akmalardan çok daha uzun sürebilirler. Deniz seviyesindeki bir düşüş şelf sedimentlerini aşınmaya, daha fazla fırtına etkilerine ve sediment duraysızlığına maruz bırakır. Bu da türbiditik akıntı sıklığını arttırır.

### 16.1.3 Derin Denizel Çökellerin Bileşimi

Derin su çökellerindeki kırıntılı malzeme hayli değişken olup, doğrudan sediment kaynak alanını yansıtır. En bol bulunanlar karasal bir kaynağa ait kum, çamur ve çakıl olup, flüviyal kaynaktan teminin fazla olduğu kıyı ötesi kıta kenarlarıda bulunurlar. Şelfte kalış süresi daha kısa olan malzemeler akarsu malzemesi bileşimine benzer ise de, sedimentler türbiditler olarak yeniden çökelmeden önce dalgalar ve gelgit süreçlerinin yoğun yeniden işlemesiyle hem doku hem de bileşim açısından değiştirilebilirler. Bu nedenle, türbiditik akıntı ile çökeltilen bir kumtaşı olgunlaşmamış bir litik vakeden aşırı olgunlaşmış bir kuvars arenite kadar değişik karakterde olabilir. Tamamen veya kısmen volkanoklastik malzemeden oluşan türbiditler volkanik provenslerin kıyı ötesi denizlerinde bulunurlar. Karbonat şelflerine yakın derin denizler büyük miktarlarda yeniden işlenmiş, türbiditik akıntılarla ve moloz akmalarıyla derin suda yeniden çökelmiş sığ denizel karbonat sedimentleri alabilir. Buradaki sedimentler sığ su ortamlarına özgü biyoklastik malzeme de içereceği için, yeniden çökelme sürecinin belirlenmesi özellikle önemlidir. Derin su sedimentlerindeki bu geniş kumtaşı bileşimi yelpazesinden dolayı, çökelin karakterini tanımlamada 'grovak' terimi kullanılmamalıdır. Bu terim geçmişte türbidit olarak çökelen litik vakeleri (2.3.3) tanımlamada kullanılmış ve, türbidit ile grovak terimleri neredeyse eş anlamlı olarak kullanıldıkları için, bileşim ile süreç arasındaki ayrım kafa karışıklığına neden olmuştur. 'Grovak' Pettijohn'ın kumtaşları sınıflamasının bir parçası olmayıp, sedimentolojide geniş ölçüde kabul gören bir anlamı kalmamıştır.

## 16.2 DENİZ ALTI YELPAZELERİ

Bir **deniz altı yelpazesi** deniz tabanında kütle akması süreçleriyle çökelmiş, şekli daha çok yelpazeye benzemekle birlikte uzamış yuvarlak sırtlar şeklinde de olabilen bir sediment kütlesidir (Şekil 16.2). Boyut itibariyle yarıçapı birkaç kilometreden başlayarak milyonlarca kilometre kare alana yayılabilirler. Böylece de yeryüzündeki en büyük jeomorfolojik yapıları oluştururlar. Deniz altı yelpaze sistemlerinin morfolojisi ve çökelimsel özellikleri getirilen malzemenin bileşimi, özellikle de mevcut çakıl, kum ve çamur oranları tarafından kuvvetlice denetlenir. Bu anlamda deniz altı yelpazeleri temin edilen malzemenin tane boyu dağılımına göre büyük değişimler gösteren deltalar gibi (Bölüm 12) diğer depolanma sistemlerine çok benzerler. Burada bir hususa dikkat edilmelidir. İri taneli deltalar




**Şekil 16.2 Bir deniz altı yelpazesindeki çökelme ortamları.**

her ne kadar bazen yelpaze deltaları şeklinde adlandırılsa ve bunlar büyük ölçüde deniz altı deltaları olsa da, deniz altı yelpazesi terimi daha çok türbiditik akıntı şeklinde olmak üzere kütle akması yoluyla çökelmiş yelpaze şekilli kütleler ile sınırlıdır.

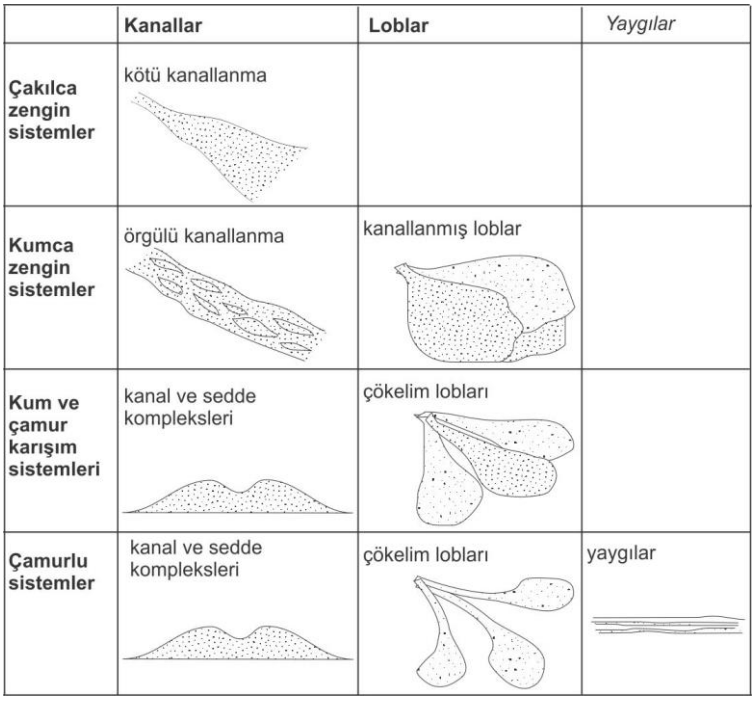
Bir deniz altı yelpazesi herhangi bir çeşit kırıntılı malzemeden oluşabilir fakat büyük yelpazelerin hepsi de büyük akarsu sistemleri tarafından getirilen karasal kökenli kırıntılı malzemeden oluşurlar. Karbonat şelfleri okyanus havzalarında türbiditlerle yeniden çökeltilen önemli sediment kaynakları olabilirler ise de, kıtasal yamaç boyunca uzak noktalarda karbonat sediment tedariki nadiren yoğunlaşır. Bu nedenle, karbonat malzemesi içeren deniz altı yelpazelere nadiren rastlanır ve karbonat türbiditlerinin çoğu da yamaç-apron sistemleriyle (Şekil 16.3) ilişkilidir.

### 16.2.1 Deniz Altı Yelpaze Sistemlerinin Mimari Bileşenleri

Bir deniz altı yelpazesi çok sayıda '**mimari bileşen**' ayrılabilir. Bunlar değişik süreçlerin ve alt ortamların çökelme ürünleri olan depolanma sistemlerinin bileşenleridirler. **Deniz altı yelpaze kanalları** yelpaze yüzeyinde belirgin bileşenler oluştururlar ve kendileriyle ilişkili seddeler de bulunabilir. Bu kanallar sedimentlerin geniş ve hafifçe dışbükey kütleleri olan **depolanma loblarını** yarabilir veya bunları geçerek daha uzağa gidebilir.

### Deniz Altı Yelpaze Kanalları ve Seddeleri

Şelf kenarını oyan kanyonlar türbiditik akıntıların kanyondan aşağı inerek okyanus havzasında kanallara yayıldığı uzak noktalara sediment ve su taşırlar. Kanyonlardan farklı olarak kanallar anakayaya kadar oyulmazlarsa da altlarındaki deniz altı yelpazesini oyabilirler (Şekil 16.4). Deniz altı yelpaze kanallarının boyutları değişken olup büyük güncel örneklerde genişlikleri birkaç on kilometre ve derinlikleri de binlerce metre olabilir. Stratigrafik kayıtlarda bunların kalınlığı 170 m'ye ve yayılımı 20 km'ye kadar olanlarına rastlanmıştır (Macdonald ve Butterworth, 1990). Kanaldaki çökeller tipik olarak iri kum ve çakıl olup, kalın, yapısız veya kabaca derecelenmiş tabakalar şeklindedir. Bouma serisinde $T_{ab}$'nin ve yüksek




**Şekil 16.3 Deniz altı yelpazesi üzerinde değişik mimari bileşenlerinin oranları yelpaze üzerinde çökelen baskın tane boyu tarafından belirlenir.**



**Şekil 16.4 Bir deniz altı yelpaze kompleksinin yakınsak kesimindeki bir kanalda çökelmiş kalın kumtaşı tabakaları.**

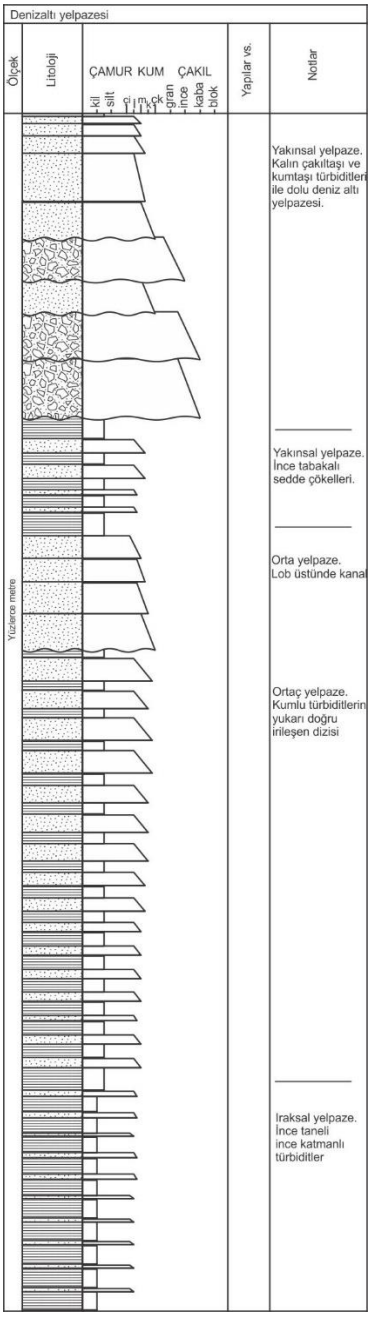
yoğunluk türbidit modelinde de (4.5.2) 'Lowe tipi'nin $S_{1\text{-}3}$'ünün özelliklerini taşırlar. Bu türbidit tabakalarının yanal yayılımı kanal ile sınırlıdır. Kanal daha sonra dolarak iri taneli türbidit yığınlarından oluşan merceksi bir geometri kazanır.

Bireysel bir türbidit akışının çoğu kanal içi ile sınırlı olmakla birlikte akışın daha sulu üst kısmı kanalda yanal olarak taşabilir. Bu durum flüviyal ortamlardaki (Bölüm 9) kanal ve setüstü ortamı ile benzeşiktir. Kanaldan setüstüne akış ince kum, silt ve çamur içerir ve kanaldan ince taneli türbiditik akıntı şeklinde yayılarak **deniz altı kanal seddesi (submarine channel levee)** oluşturur. Sedde türbiditleri Bouma serisinin üst kısımlarını ($T_{c\text{-}e}$ ve $T_{de}$) oluşturur. Kanaldan uzaklaşırken incelerek düşük açılı, kama şekli bir geometri kazanırlar. Sedde istifleri özellikle kanalın agradasyonlu olduğu (yani bir taraftan dolarken bir taraftan da bankların yükseldiği) durumda yüzlerce metre kalınlıklara ulaşabilirler. Kanal ve sedde kompleksleri kanalın yatay olarak avülsiyona uğrayarak eski pozisyonunu terk ettiği zaman da korunurlar.

**Depolanmalı Loblar**

Kanalların uzak ucunda türbidit akıntıları yayılarak yelpaze yüzeyinin bir kısmını örten lob şekilli türbidit çökellerini oluştururlar. Bireysel bir lob türbidit akıntılarının zaman içinde lob üzerinde daha fazla malzeme çökeltme eğiliminde olduğu bir istif şeklinde gelişir. Her bir türbidit akıntısının büyüklüğü aynı düzeyde ve her birinin de kanal ağzından ilerleyen tarzda malzeme çökeltmesi şeklinde düzenli olması halinde, yelpaze çökelimi basit geometrili bir ilerleme ile sonuçlanır. Ancak, türbidit akıntılarının büyüklüğü değişken olup, sonuçta oluşan desen de daha karmaşıktır. Lob büyürken yelpazenin daha yakınsak kısmındaki akış kanallaşma eğilimi gösterir. Lob ilerlemesi avülsiyonla kanal yelpazenin başka bir kesimine geçene kadar devam eder. Avülsiyonun nedeni, bireysel bir lob kendisini çevreleyen yelpaze yüzeyinin yukarısında gelişmesi ve sonuçta akışın yelpazenin alt kesiminde hafifçe daha yüksek bir gradyan takip etmeye başlamasıdır.

Depolanmalı lob ile oluşturulan istif idealde yukarı doğru irileşir. En üstte kanallaşmış bir birim bulunur (Şekil 16.5). Bireysel türbiditler normal derecelenme gösterirlerse de lob ilerlerken akıntılar daha iri sedimentleri yelpaze yüzeyinde daha uzağa taşırlar. Bu nedenle, ardışık çökeller daha iri sediment içerirler ve dolayısıyla genellikle yukarı doğru irileşen bir desen oluştururlar. Yukarı doğru irileşme aynı zamanda tabakaların yukarı doğru kalınlaşmasına eşlik eder (Şekil 16.5). Depolanmalı lobların karmaşık ve çoğu zaman da rasgele desenlerinden dolayı bu yukarı doğru irileşme ve yukarı doğru kalınlaşma birlikteliğine sık rastlanmaz (Anderton, 1995). Bu nedenle, bir deniz altı yelpaze lobunda çökelen tabakalar tutarlı bir düşey desen göstermeyebilirler. Depolanmalı loblar çoğu zaman Bouma serisinin tamamını ($T_{a\text{-}e}$ ve $T_{b\text{-}e}$) içerirler. Lob istifinin tamamı onlarca-yüzlerce metre kalınlığa ulaşabilir. Bireysel bir lobun yayılımı da onlarca kilometreyi bulabilir. Loblar, her ne kadar bireysel bir lobun yanal sınırlarını belirlemek kolay olmasa da, yanal ve düşey yönde birbirine yaslanmalı şekilde gelişirler.




**Şekil 16.5 Deniz altı yelpaze çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log. Yakınsak, ortaç yelpaze lob çökelleri ve alt yelpaze çökelleri.**

**Türbidit Yaygıları**

**Türbidit yaygıları** bir lob üzerindeki çökelme ile sınırlı olmayan, yelpazenin daha geniş alanına yayılan türbiditik akıntı çökelleridir. Tane boyunda ve tabaka kalınlığında çok az desen veya eğilim gösteren ya da hiç göstermeyen ince, Bouma serisinin $T_{c-e}$ ve $T_{de}$ kısımlarıyla karakterize edilen ince taneli türbiditlerdir (Şekil 16.6). Hemipelajik çamurtaşlarıyla (16.5.3) ardalanma yaygındır.

### 16.2.2 Deniz Altı Yelpaze Sistemleri

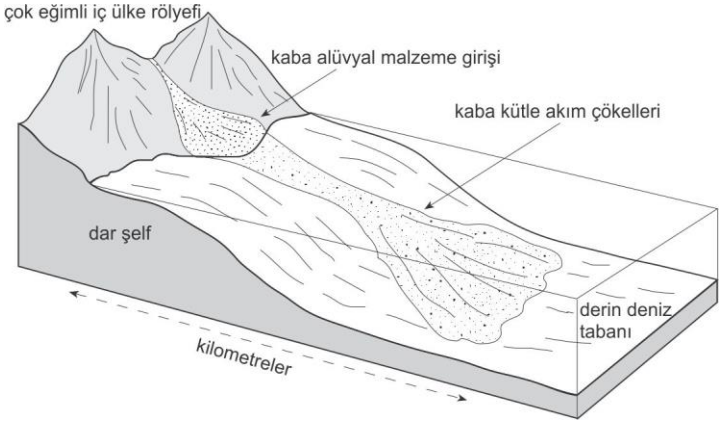
Yukarıda tanımlanan mimari bileşenler değişik oranlarda bulunur ve deniz altı yelpazesini besleyen sedimentlerin özellikleri ve hacmine bağlı olarak farklı tane boylarından oluşurlar. Bunların herhangi bir kombinasyonu mümkün olmakla birlikte, dört temsilci modelin göz önüne alınması uygun olacaktır: çakıl baskın, kumlu, kum ve çamur karışımı ve çamurlu (herhangi biçimde ara formlar) bulunduğu da belirtilmelidir. Şekil 16.10'da verilen örnekler yelpaze şekilli sediment kütlesini tek giriş noktasından besleyen sistemler için olmakla birlikte, bunların her birinde sonuçta genel itibariyle bir yelpaze şekli oluşturmayan, sediment kütlelerinin kaynaştığı çoklu besleme noktaları da bulunabilir (Reading ve Richard, 1994; Stow vd., 1996). Deniz altı yelpaze sistemleri çoğu zaman üst yelpaze (iç yelpaze), orta yelpaze ve alt yelpaze (dış yelpaze) şeklinde bölümlere ayrılırlar. Bu şemalar içinde üst yelpazede kanal ve sedde kompleksleri baskın iken, orta yelpazede depolanmalı loblar ve alt yelpazede de yaygılar baskındır. Bu bölümleme her ne kadar bazı örneklere (meselâ kumlu ve karışık sistemlere) iyi uyarsa da, bölümlemeler çakıllı ve çamurlu sistemler için o kadar uygun değildir.

**Çakılca Zengin Sistemler**

İri sedimentler bir havzanın kenarında örgülü akarsularla veya alüviyal yelpazelerle beslenen iri taneli deltalarda çökelebilir. Bu deltaların daha derin kesimleri yamacın tabanında kama şekilli kütleler halindeki küçük deniz altı yelpazelerine karışabilir (Şekil 16.7). Çakıllar daha çok moloz akmaları yoluyla çökelirken, kumlar yüksek yoğunluklu türbiditik akıntılardan çabucak çökelirler. Bu yelpaze kütleleri aniden ince tabakalı ıraksak türbiditlere ve hemipelajik çamurtaşlarına geçme eğilimindedirler.



**Şekil 16.6 Bir deniz altı yelpaze kompleksinin ıraksak kesiminde çökelmiş kumlu ve çamurlu türbidit tabakaları istifi.**




**Şekil 16.7 Çakılca zengin bir deniz altı yelpazesi için fasiyes modeli. Tipik olarak iri yelpaze deltaları önünde bulunur. Yelpaze küçük olup, daha çok moloz akmalarından oluşur.**

### Kumca Zengin Sistemler

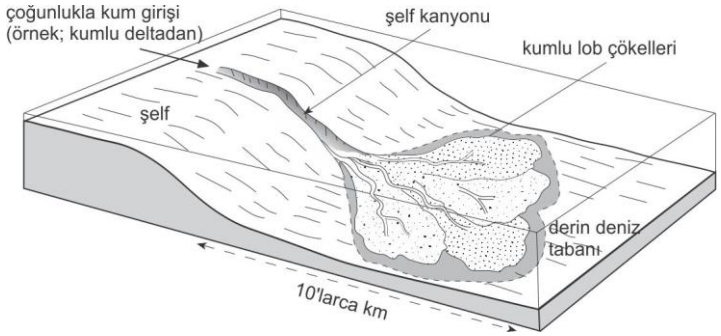
Tüm sistemdeki çökellerin en az %70'inin kumlu malzeme olması durumunda bir deniz altı yelpazesinin kumca zengin olduğu kabul edilir (Şekil 16.8). Bunlar genellikle dalgaların, fırtınaların ve gelgit akıntılarının malzemeyi boylandırdığı, çamurun çoğunu uzaklaştırarak geride türbidit akıntılarıyla yeniden işlenmiş kumca zengin çökeller bıraktığı kumca zengin şelflerin oyulmasından türemişlerdir. Kumca zengin türbidit akıntılarının verimliliği düşük olup, çok uzağa gidemezler. Buna göre, yelpaze kütlesinin yarıçapı 50 km'den az olmak üzere nispeten küçük olması muhtemeldir (Reading ve Richards, 1994). Çökelme büyük ölçüde yüksek yoğunluklu türbidit akıntılarından olup, yelpaze kumlu kanallar ve loblar ile karakterize edilir. İç yelpaze alanında bazı loblarla birlikte kanallar hâkimdir. Orta yelpaze alanı çoğu zaman birbirine kaynamış loblardan oluşur ve genellikle de kanallarla yarılmıştır. Düşük taşınma verimliliğinden dolayı alt yelpazenin daha ince taneli yaygı çökellerine geçiş keskindir. Yelpazenin inaktif alanları (terk edilmiş lobları) çamurla örtü şeklinde kaplanır. Bu sistemlerle oluşan katmanlar kalın, terk edilme dönemlerini temsil eden çamur katmanlarıyla ayrılmış kumlu yüksek yoğunluklu türbiditlerin orta derecede yaygın paketlerini içerir.

**Karışık Kum-Çamur Sistemleri**

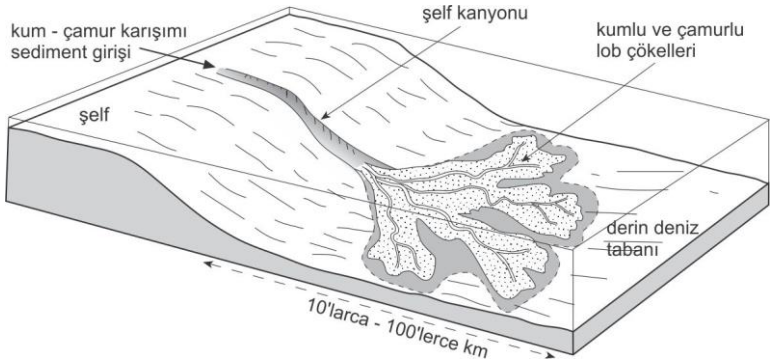
Akarsu/delta sisteminin büyük miktarlarda hem kum hem de çamurlu malzeme sağladığı yerlerde bir karışık kum-çamur depolanma sistemi gelişir. Bu sistemler %30-70 arasında kum içerirler (Şekil 16.9). Verimliliği daha yüksek sistemlerin çapı onlarca-yüzlerce kilometre olup, kanal sedde sistemleri ve depolanma lobları içerirler. İç ve orta yelpazedeki kanallardaki çökeller iri kumtaşı gecikme çökelleri, kumlu yüksek yoğunluk türbidit tabakaları ve çamurlu türbiditler şeklindeki kanal terk edilme fasiyeslerinden oluşur (Reading ve Richard, 1994). Kalınlığı az, ince taneli türbiditler ve çamurlar içeren sedde çökelleri ile çevrili merceksi birimler oluştururlar. Orta yelpazenin depolanma loblarının bileşimleri hem yüksek hem de düşük yoğunluklu türbiditler içerecek şekilde çok değişken olup, alt yelpaze alanında daha fazla çamurlu duruma geçerler. Bir sedimenter istifteki lob çökelleri alt yelpazenin ince yaygıları ve havza düzlüğünün çamurları tarafından kaplanmış çok geniş mercekler oluştururlar.

**Çamurlu Sistemler**

Güncel okyanuslardaki en büyük yelpaze sistemleri çamurca zengin olup (Stow vd., 1996) çok büyük akarsular tarafından beslenirler. Çamurca zengin bu büyük yelpazelere örnekler Ganj ve Brahmaputra nehirlerinin beslediği Bengal Yelpazesi ile Misisipi'nin ağzının ötesindeki büyük deniz altı yelpazesidir. Bu




**Şekil 16.8 Kumca zengin bir deniz altı yelpazesi için fasiyes modeli. Kumca zengin türbiditler havza tabanında büyüyen, çökelim yerinin zaman içinde değiştiği loblar oluştururlar.**




**Şekil 16.9 Karışık kum-çamurlu bir deniz altı yelpazesi için fasiyes modeli. Loblar kum ve çamurun karışımı şeklinde olup, türbiditlerin daha uzaklara erişmesiyle daha da büyürler.**

deniz altı yelpaze sistemlerinin yarıçapı 1000 km'den fazla ve kum içerikleri de %30'dan azdır (Şekil 16.10). Kanallar bu sistemlerin hâkim mimari bileşenleri olup, bazı güncel deniz altı yelpaze kanallarının harita görünümü incelendiğinde bunların menderesli akarsu desenine benzeyen kuvvetli sinüslü yollar takip ettikleri görülür (Reading ve Richards, 1994). Kanal çökelleri kumlu olmakla birlikte kanal kenarlarında biraz kum ve daha çok çamur çökelir ve iyi gelişmiş seddeler de bulunur. Depolanmalı loblar nispeten zayıf gelişmiş ve incedirler. Dış yelpaze alanında daha çok havza düzlüğünün çamurtaşlarıyla ardalanmalı ince kumtaşı yaygıları bulunur. Çamurca zengin yelpaze çökellerinden oluşan bir istifte kumtaşı oluşumları merceksi kanal birimleri ile ve alt yelpazede ince loblar ve yaygılar ile sınırlıdır.

### 16.2.3 Eski Deniz Altı Yelpaze Sistemleri

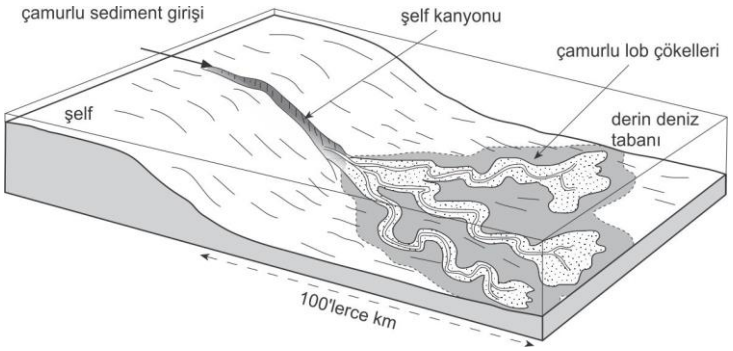
Türbidit istifleri derin deniz çökellerinin tektonik kuvvetlerle yükseldiği ve günümüzde karaya çıktığı yerlerde görülürler. Bunlar okyanus kenarlarında yığışım prizmalarının (24.3.2) geliştiği yerlerde ve ön ülke havza çökellerinin yüzeye itildiği dağ kuşaklarında (24.4.1) oluşurlar. Tabakalar yükselim sürecindeki kıvrılma ve faylanmadan dolayı genellikle fazlaca deforme olmuşlardır. Bu nedenle, kalınlığı binlerce metreyi bulabilen bu istiflerin yorumlanması kolay değildir. Depolanma sistemi türü malzemenin tane boyu dağılım aralıklarını ve kanal, sedde, lob ve yaygı fasiyeslerinin dağılımlarını dikkate almak suretiyle değerlendirilebilir. Çoğu deniz altı yelpazesinin boyutlarından dolayı, yüzeye kadar çıkan katmanlar çoğu zaman (onlarca kilometre yayılımlı mostralar verseler bile) tüm sistemin sadece küçük bir kısmını temsil ederler.

Sistemin paleocoğrafyası farklı fasiyeslerin dağılımını ve paleoakıntı belirteçlerini kullanarak oturtulabilir. Türbidit akıntılarının hareketi sırasında meydana gelen oyulma daha sonra çökelimin devam ettiği aşamada dolmak suretiyle alttaki yüzeyde izler bırakır. Bu oyulma ve alet izleri (4.7) türbidit kumtaşı tabakalarının tabanında bol olarak bulunabilir ve bunların ölçülmesiyle türbiditik akıntının akış yönü belirlenebilir. Kaval yapıları akış yönünü işaret ederken, yiv izleri akış ekseninin yönelimini gösterir. Bouma 'c' bölümündeki çapraz laminalanma da ölçülebilir ve bir paleoakıntı belirteci olarak kullanılabilir. Türbiditlerdeki paleoakıntı belirteçleri, türbidit akıntısının bir engelle karşılaşarak yönünü değiştirdiği veya zıt kenarın tamamında akarak geri tepildiği yerler hariç, kaynak alanın nerde olduğuna dair (akış yönlerinde geri izleme yoluyla) güvenilir bilgiler verirler.

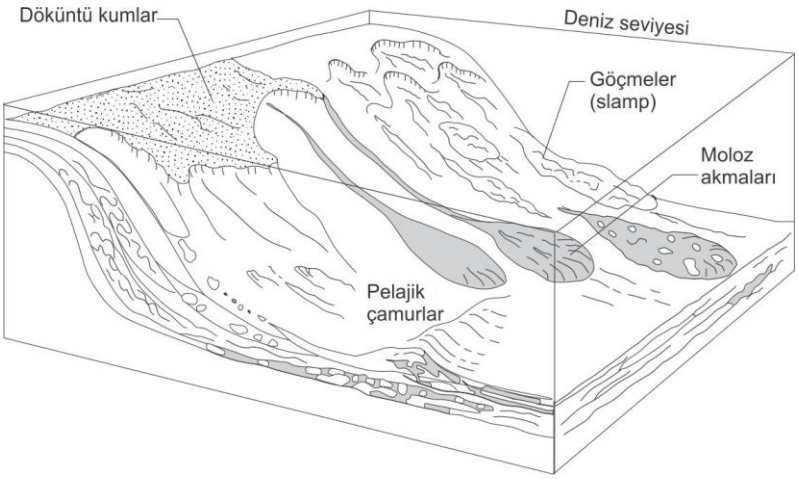
Bir derin su havzası zaman içinde deniz altı yelpaze çökelleriyle tamamen veya kısmen dolabilir. Bu süreç sırasında yelpaze sistemi büyürken havzaya doğru ilerler. Bunun anlamı, alt yelpaze çökellerinin orta yelpaze çökelleri ile üzerlenmesi ve en üste de üst yelpaze çökellerinin gelmesi demektir (Şekil 16.5). Ancak, istifin bu diyagramda gösterildiği kadar basit olması ihtimal dışıdır.

## 16.3 YAMAÇ APRONLARI

**Yamaç apronları** kıta yamaçları üzerinde ve havza tabanına bitişik kısımlarda bireysel nokta kaynaklar yerine şelfin uzanımı boyunca çizgisel olarak beslenen depolanma sistemleridir. Çökelme deniz altı kaymalarından göçmelere ve moloz akmalarından türbidit akıntılarına kadar çok geniş bir aralıkta değişen kütle akması süreçleri yoluyla oluşur (Şekil 16.11). Daha




**Şekil 16.10 Çamurlu bir deniz altı yelpazesi için fasiyes modeli. Loblar uzun yapılar şeklinde olup, kumun çoğu kanallara yakın yerlerde çökelir.**




**Şekil 16.11 Yamaç apronu çökelleri pelajik sedimentleri, göçmeleri, moloz akmalarını ve şelf kenarından gelen kumları kapsar (Stow, 1986'dan).**

iri döküntüler **olistolit** olarak bilinen ve metrelerce-onlarca metre büyüklükteki kaya blokları ile yamaçta moloz akması şeklinde biriken kırıntılı çığı şeklinde hareket etme eğilimindedirler.

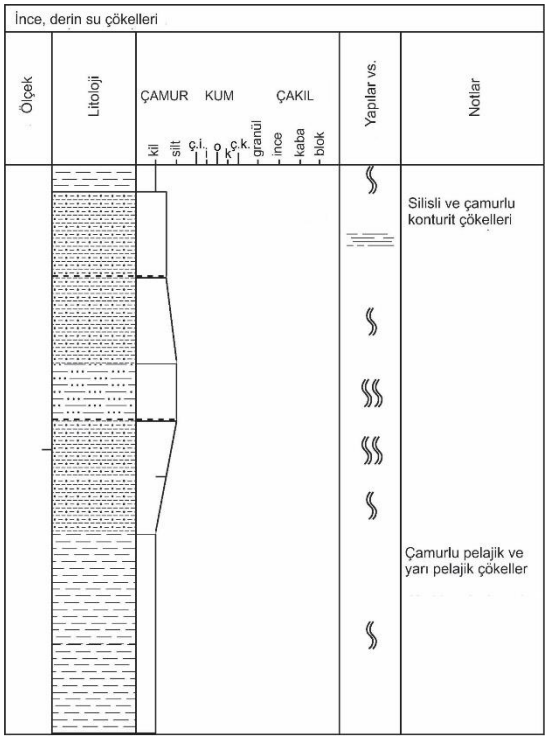
Şelfin kenarından yeniden işlenen kumlar yüksek yoğunluklu türbidit akıntıları şeklinde yamaç aşağı taşınarak **taşma kumu** (**spill over sand**) çökellerini oluştururlar (Stow, 1986). Çamurlar ve kum ile çamur karışımları türbidit akıntılarıyla yamaç aşağıda ve bitişikteki düzlük üzerine taşınırlar. Yamaçtaki daha ince taneli malzemeler moloz akmalarıyla ve daha koherent kaymalar ve malzeme göçmeleriyle yeniden işlenirler.

Çakıl, kum ve çamur oranları şelf kenarından gelen sedimentlerin özellikleri tarafından denetlenir ve yamaçta ilave bir hemipelajik çökelim söz konusudur. Bu nedenle, kütle akması çökellerinin özellikleri genellikle heterojen ve kaotik olma eğilimi gösterir. Karbonat platformlarının kenarlarında eğimi birkaç dereceden 30º'nin üstündeki değerlere kadar çıkan **karbonat yamaçları** gelişebilir (Wright ve Burchette, 1996). Daha fazla eğimli yamaçlar göçme ve moloz akması malzemesinin yeniden çökelme alanlarıdır. Yamacın tabanında karbonat türbiditlerinden oluşan bir apron çökelir.

## 16.4 KONTURİTLER

Köken itibariyle jeostrofik ve/veya hipersalin (11.4) olan okyanus akıntıları çoğunlukla kıta kenarının batimetrik konturlarına paralel veya paralele yakın şekilde deniz tabanı boyunca hareket eden akıntılardır. Bu taban akıntısı çökellerine **konturitler** adı verilir. Kontur akıntıları daha derin denizel ortamlar için önemli olup, bu nedenle konturitlerin şelf alanlarında birikmediği düşünülmektedir. Konturitler abisal düzlükte milyonlarca kilometreye kadar alanlar kaplayan, kalınlığı yüzlerce metreye varabilen ve 'sürüklenmeler' olarak adlandırılan ince çamurlu ve siltli sedimentlerin yaygıları şeklinde olabilir (Stow, 1998). Bazen kum taşıyabilecek kadar kuvvetli olabilen taban (kontur) akıntılarıyla oluşmuş, havza kenarına paralel daha uzun kütleler şeklindedirler. Bunların bileşimi akıntı için mevcut malzemeye bağlı olup, bu malzemeler karasal kırıntılı, kalkerli veya volkanoklastik olabilir. Tane boyları ve içlerinde gelişen sedimenter yapılar akış hızına bağlıdır.

Münferit olay çökelleri olan türbiditlerin aksine, konturitler devamlı akış ürünüdürler. Bunların özellikleri akıntı hızındaki değişimler, gelen sedimentin miktarı ve türü ile biyotürbasyon gibi süreçlerin değiştirme derecesi tarafından denetlenir. Hızda artan döngünün arkasından bir azalım döngüsü ters ve sonra normal derecelenmeli bir desen oluşturur (Şekil 16.12) ise de diğer desenler de mümkündür. Konturitlerin stratigrafik kayıtlarda tanınması zordur. İnce taneli bir çökel çoğu zaman sadece bir türbidit tarafından çökelmediği gösterilebildiği sürece emin bir şekilde taban akıntısı olarak yorumlanabilir. Bu durum türbidit akıntılarıyla




**Şekil 16.12 Konturit çökellerine ait şematik bir grafik sedimenter log.**

kıta yamacı aşağısına taşınan sedimentler ile taban akıntılarıyla yamaca paralel şekilde taşınan sedimentler arasındaki bileşim farkının olduğu yerlerde mümkün olabilir (Stow, 1979; Stow ve Lovell, 1979).

## 16.5 OKYANUSAL SEDİMENTLER

### 16.5.1 Pelajik Sedimentler

**Pelajik** terimi açık okyanusu işaret eder. Sedimentolojik açıdan **pelajik sedimentler** kıyılardan uzakta okyanusta yüzen asılı materyalin deniz tabanında çökelmesiyle oluşan sedimentlerdir. Bu sediment karalardan rüzgârlarla getirilen ve daha çok kil ile bazı silt boyu parçacıklar içeren tozlar, özellikle atmosfere ince malzemeler püskürten büyük patlamalardan gelen çok ince volkanik küller ve yangınlardan havaya karışan ve daha çok siyah karbondan oluşan maddeler içerir. Foraminiferler ve kokolitler gibi kalkerli organizmaların kalıntıları ile radyolaryaların ve diyatomların silisli iskeletleri (3.3) gibi biyoklastik malzeme de içerebilir. Bu parçacıkların tümü okyanus suyunda asılı kalırlar, yüzeye yakın yerlerde akıntılarla taşınırlar fakat daha dingin, daha derin sulara eriştiklerinde su kolonunda aşağı doğru süzülerek deniz tabanına düşerler.

Terijen malzemenin kökeni havadan gelen tozlar (eoliyen, 8.6.2) olup, bunların çoğunun çöllerden gelmesi muhtemeldir. Bu nedenle, parçacıklar oksitlenmiş olup, sonuçta oluşan sedimentler de genellikle koyu kırmızı-kahve renklidir. Bu 'kırmızı killer' %75-90 oranında kil minerali içerirler ve demir ile mangan açısından da nispeten zengindirler. Taşlaşarak kırmızı veya kırmızı-kahve renkli çamurtaşlarını oluştururlar. Bu kırmızı renkli pelajik çamurtaşları bir sedimenter kayanın nasıl dikkatlice yorumlanması gerektiğinin en güzel örneklerinden biridir. Buradaki eğilim tüm kırmızı tabakaları karasal çökeller şeklinde yorumlama şeklinde ise de, bu derin deniz fasiyesleri de kırmızıdır. Pelajik killerin çökelme hızları çok düşük olup, tipik olarak bin yılda 1-5 mm arasındadır. Bunun anlamı, sadece bir metre kalınlığındaki sedimentin oluşabilmesi için yaklaşık bir milyon yıl süren devamlı bir çökelim gereklidir.

Biyojenik kökenli pelajik sedimentler güncel okyanuslarda bol olup, özellikle iki grup organizma hem güncel çökellerde hem de Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı çökellerde yaygındır. Foraminiferler tek hücreli hayvanlardır. Kalker kavkılı planktonik formlarının boyutları bir milimetre veya daha küçüktür. Krizofit grubuna ait alglerden olan kokolitler boyutu sadece birkaç on mikron kadar olan, küresel şekilli kalsiyum karbonatlardır (3.1.3). Bu boyuttaki organizmalar için çoğunlukla nanoplankton terimi kullanılır. Bu organizmaların sert kısımları deniz tabanında **kalkerli ooz** oluşturan ince taneli çökellerin ana bileşenleridir. Bir grubun hâkim olduğu çökeller **nanoplankton oozu** veya **foraminifer oozu** şeklinde adlandırılabilir. Kalkerli oozlar pelajik killere oranla on kat hızlı birikirler. Bu da bin yılda 3 ile 50 mm kadar bir kalınlık demektir (Einsele, 2000). Bu sedimentler pekleşerek ince taneli kireçtaşlarını oluştururlar. Bunlar bazen **pelajik kireçtaşları** olarak adlandırılsalar da Dunham Sınıflaması'na (3.1.6) göre kalkerli çamurtaşıdır. Foraminiferler normalde çıplak gözle görülmeyecek kadar küçüktürler. Kokolitler de sadece elektron mikroskobunda tanınabilirler.

Diyatomların çapı 5-50 μm, radyolaryalarınki de 50-500 μm arasında olup, silisli biyojenik malzemenin ayrıntılarını görmek için de bir elektron mikroskobu

gereklidir. Bunların daha irileri çıplak gözle görülebilir. Bunların bileşimi **opal**dir. Silisin sulu, amorf şekli olan opal nispeten çözünebilir bir maddedir. Özellikle de diyatomlar çoğu zaman çözünmüştür. Bu malzemelerin deniz tabanında birikmiş çökellerine de **silisli ooz** denir. Bin yılda 2 ile 10 mm arasında olmak üzere, kalkerli oozlardan daha düşük hızlarda birikirler. Bunların taşlaşmasıyla çörtler (3.3) oluşur. Opal duraysız bir madde olup kolaylıkla silisin başka bir formu olan ve çört kayasını oluşturan kalsedona dönüşür. **Derin deniz çörtleri** kolayca ayırt edilebilir, ince tabakalı sert kayalardır. Renkleri ince organik karbonun varlığından dolayı siyah veya karasal kil içermeleri halinde kırmızı olabilir (Şekil 16.13). Rayolaryalar kaya içinde genellikle çok küçük beyaz noktalar halinde bulunurlar. Bu durumda kayaya **radyolaryalı çört** denir. Derin denizde çökelen silisli oozun taşlaşmasıyla oluşan bu tabakalar (**birincil çört**) bir kayanın diyajenetik silisleşmesiyle (ikincil çört: 18.2.3) nodül şeklinde oluşan çört ile karıştırılmamalıdır. İkincil çörtler halihazırda var olan bir sediment (genellikle kireçtaşı) içinde gelişirler ve düzensiz şekilli yumrular şeklindedirler. Çökelme ortamı hakkında herhangi bir bilgi vermezler ise de diyajenetik tarihçe için önemli belirteçler olabilirler.



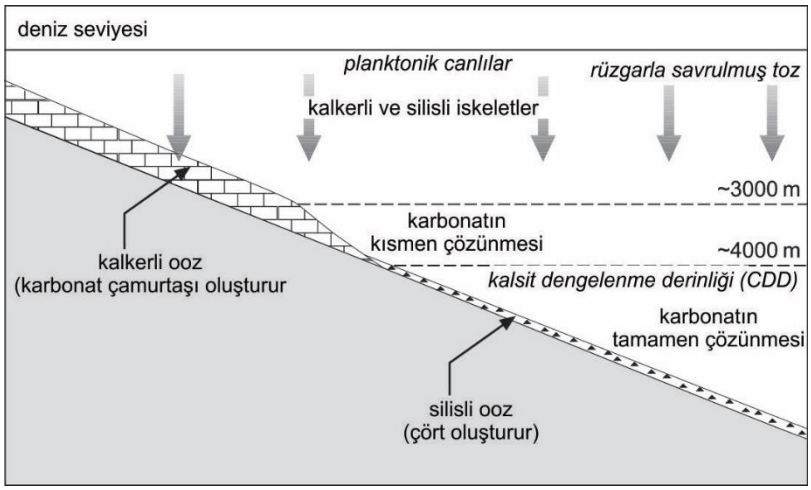
**Şekil 16.13 Bir derin deniz ortamında çökelmiş ince tabakalı çörtler.**

### 16.5.2 Pelajik Çökellerin Dağılımı

Pelajik sedimentler sadece diğer kaynaklardan sediment almayan yerlerde istifin önemli bir kısmını oluşturabilirler. Buna göre, kenarlara yakın herhangi bir okyanus alanı kara alanlarından sediment alma eğiliminde olup, pelajik çökelleri bastıracaktır. Kenarlardan uzak okyanus tabanlarındaki karasal kökenli ve biyoklastik malzemelerin dağılımı havadan gelen toz miktarı, karbonat oluşturan canlıların biyojenik üretkenliği, silisli canlıların üretkenliği, su derinliği ve su dolaşımı tarafından denetlenir (Einsele, 2000). Biyojenik üretkenliğin en yüksek olduğu yerler Ekvator yakınındaki daha sıcak sular ile okyanus akıntılarının bolca besin sağladığı alanlardır. Bu bölgelerde kalkerli ve daha az oranda da silisli biyojenik maddenin deniz tabanına doğru devamlı 'yağması' söz konusudur. Bu 'yağmur' daha serin bölgelerde veya besinin daha az olduğu yerlerde daha az şiddetlidir.

Kalsiyum karbonatın çözünürlüğü kısmen basınca ve aynı zamanda sıcaklığa bağlıdır. Yüksek basınçlarda ve düşük sıcaklıklarda belli bir su kütlesi içinde çözülebilir kalsiyum karbonat miktarı artar. Okyanuslarda derinlik artarken basınç azalır ve sıcaklık da düşer. Buna göre, kalsiyum karbonat çözünürlüğü derinlikle birlikte artar. Çoğu okyanus suları yüzeye yakın derinliklerde kalsiyum karbonata doygundur. Hayvanlar ve bitkiler kalsiyum karbonatı deniz suyundan alarak kavkılarında veya iskeletlerinde aragonit veya kalsit olarak çökeltirler. Kalsit formundaki biyojenik kalsiyum karbonat su kolonunda alçalırken 3000 m derinlik civarında çözünmeye başlar. Güncel okyanuslarda 4000 m civarındaki derinlikte tamamen çözünür (Şekil 16.14). Bu derinliğe **kalsit doyum derinliği** (KDD/CCD) denir (Wise, 2003). Aragonitin çözünürlüğü kalsitten yüksektir. Buna göre, bir su kolonunda aragonitin doyum derinliği kalsit doyum derinliğinden yüksektir (Scholle vd., 1983). Kalsit doyum derinliği güncel okyanusların tamamında aynı değildir. Deniz suyunun kalsiyum karbonat çözme kapasitesi hâlihazırda suda var olan miktara bağlıdır. Buna göre, biyojenik aktivitenin yüksek olduğu alanlarda kalsiyum karbonata doygun su derinliği daha fazla olup, çözeltiye daha fazla iyon eklenmesi için daha yüksek basınçlar gereklidir. Kalsiyum doyum derinliğinin su sıcaklığı ve mevcut derin su dolaşımı ile değiştiği de bilinmektedir.

KDD üzerinde daha az bol olan silisli organizmaların kalıntıları karbonat malzemesi ile bastırılır. KDD altında radyolaryalar pelajik sedimentin ana biyojenik bileşenini oluştururlar (Stow vd., 1996). Yüksek konsantrasyonlu silisli organizmalar her zaman derin suları işaret etmek durumunda değildir. Kutup bölgelerinin soğuk suları diyatomlar için kalkerli planktonlardan daha elverişlidir. Mesozoyik öncesi tabakalarda kalkerli foraminiferler ve nanoplanktonlar yoktur. Radyolaryaları ve diyatomları oluşturan opal silisi yaklaşık 6000 m derinlikte basınçtan




**Şekil 16.14 Derinlikle ilişkili basıncın karbonat mineralleri üzerindeki etkisi okyanuslardaki pelajik sedimentlerin dağılımını kuvvetlice etkiler. Kalsit doyum derinliği altında mineral parçacıkları çözünür; geride daha az çözünür olan silis konsantrasyonları ve kil mineralleri bulunur.**

dolayı çözünür. Bu derinliğe de **opal doyum derinliği** (ya da silis doyum derinliği) denir.

En derin okyanus sularında sadece pelajik kilin çökelmesi beklenir. Dünyanın bazı yerlerinde okyanuslar bu şekildedir. Stratigrafik kayıtlarda bulunan kırmızı-kahverengi çamurtaşı istifleri hadal (çok derin su) çökelleri olarak yorumlanmıştır. Bazı durumlarda bu derin su çamurtaşları ince kireçtaşı ve çört katmanları içerirler. İnce kireçtaşı katmanlarında bazen radyolarya çörtü de bulunur. Bu tabakaların oluşumu doyum derinlikleri açısından açıklanabilirse de, daha basit bir açıklama bu çökellerin gerçekte türbiditler olduğu şeklindedir. Bu da tabakalar içindeki çok belirsiz bir normal derecelenme ile kanıtlanabilir. Örnek olarak, su kolonunda oturma yerine başka bir mekanizma kullanılması halinde karbonat KDD altındaki derinliklerde çökelebilir. Malzemenin derin suya türbidit akıntılarıyla getirilmesi halinde KDD'ni çabucak geçerek ve hızlıca çökelecektir. Arkasından, kalkerli türbiditin tepesi deniz tabanında çözünmeye başlayacak fakat deniz tabanına yakın sular hemen minerale doyacak ve az miktarda kalkerli türbidit çökeli oluşacaktır.

### 16.5.3 Hemipelajik Çökeller

Okyanus tabanında yakındaki kıtadan doğrudan temin edilen ince taneli sediment için **hemipelajik** terimi kullanılır. En az %25 oranında biyojenik olmayan malzeme içerir. Malzemenin %30'dan fazlasının karbonat olması halinde hemipelajik çökeller kalkerli olarak sınıflandırılırlar. Yarıdan fazlasının karada bozuşmadan türemiş kırıntılı malzeme olması ve %30'dan az karbonat olması halinde de terijen olarak sınıflandırılırlar. Yarıdan fazlasının volkanik kökenli ve %30'dan az karbonat içermesi halinde volkanojenik olarak sınıflandırılır (Einsele, 2000). Malzemenin çoğu komşu karadan okyanuslara akıntılarla getirilir ve pelajik çökellerden çok daha hızlı (bin yılda 10-100 mm) çökelirler (Einsele, 2000). Fırtına olayları çok miktarda sedimentin yeniden işlenmesine neden olur. Bu malzemeler hem jeostrofik akıntılarla hem de sediment çekim akıntılarıyla yeniden dağıtılırlar. Çoğu hemipelajik malzemeler türbidit akıntılarıyla da dağıtılırlar. Yoğunluk akıntısının okyanus suyuyla karışması sonucunda ince malzeme geçici olarak askıda kalır ve türbidit çökeldikten sonda daha uzun bir süre kalmaya devam eder. Bu nedenle, hemipelajik çökelin genel bileşimi kaynak alanı türbiditinki ile aynı olacaktır.

Pekleşmiş hemipelajik sedimentler şeyl karakterinde olabilen ve baskın biçimde kil boyu malzemenin yanında değişen oranlarda silt içerebilen çamurtaşlarıdır. Malzemenin kaynak alanı hemipelajik çökelleri pelajik çökellerden ayırmanın temelini oluşturur. Hemipelajik çökeller bileşim açısından bitişik karadan türemiş diğer malzemelere benzerken, pelajik sedimentler farklı bileşimde olacaktır. Böyle durumlarda bileşimi ortaya koymak için kil minerali analizine ve jeokimyasal analizlere başvurulabilir. Türbiditler ile ardalanmalı çamurtaşları çoğu zaman hemipelajik kökenli olup,

türbidit akıntısından doğrudan çökelimli kısa bir olayın ardından uzun süren bir süspansiyondan çökelme periyodunu temsil ederler.

### 16.5.4 Kemojenik Sedimentler

Deniz tabanına doğrudan çökelen çok sayıda mineral vardır. **Kemojenik okyanusal çökeller** zeolitleri (silikatlar), sülfatları, sülfitleri ve metal oksitleri kapsar. Oksitler çoğunlukla demir ve mangan olup, derin deniz çökelleri içinde en yaygın bulunanlar mangan yumrularıdır (Calvert, 2003). Mangan iyonları hidrotermal sulardan veya volkanik malzemeyi de içeren karasal kayaların bozuşmasından türer. Kimyasal ve bakterilerin de dahil olduğu biyokimyasal reaksiyonlar yoluyla birkaç milimetreden başlayıp 10-20 cm büyüklüğe kadar çıkabilen yumrular şeklinde konsantre olurlar. Bu sürecin çok yavaş olduğu ve mangan yumrularının milyon yılda sadece bir milimetre büyüyebileceği düşünülmektedir. Güncel sedimentlerde de oluşan bu yumrular sedimenter kayalarda yuvarlak, sert, siyah yumrular şeklinde bulunurlar. Özellikle okyanusal yayılma merkezleri olmak üzere, deniz tabanındaki volkanik bacalarda özel mikro ortamlar mevcut olup, buralardaki kimyasal ve biyolojik aktivite belli çökeller ile sonuçlanır. Yüzeye yakın mağmanın ısıttığı sudan çökelen **hidrotermal çökeller**in nedeni volkanik faaliyetlerdir (Oberhansli ve Stoffers, 1988). Deniz suyu kabuğun üst katmanlarında dolaşırken sıcaklığı artar ve mağmatik kayalardan iyonları çözer. Deniz tabanına erişince de soğuyarak hidrotermal bacalar etrafında yoğunlaşan mineralleri çökeltir. Bunlar demir sülfürce zengin **siyah bacalar**dır. **Beyaz bacalar** ise bacanın yukarısında birkaç metre yüksekliğinde kalsiyum ve baryum silikat bileşimindeki tali bacalardır. Bu bacalar etrafında yaşayan canlı toplulukları sıra dışı olup, hayli spesifiktirler. Bakteriler, tüp solucanlar, devasa istiridyeler ve kör karidesler bunlara örneklerdir. Ofiyolit serilerinde eski okyanus ortası hidrotermal çökellerine rastlamışsa da fosil faunası nadirdir (Oudin ve Contantinou, 1984).

## 16.6 DERİN OKYANUSAL ÇÖKELLERDEKİ FOSİLLER

Mesozoyik ve Tersiyer derin okyanus çökellerinde en çok bulunan fosiller foraminiferler, kokolitler ve radyolaryalar gibi mikroskobik canlılara ait iskeletlerdir. Foraminiferler görece derinlik belirteci olarak kullanılabilirler. Çökellerde planktonik ve bentik formların ikisi de bulunur. Daha derin sulara ait sedimentlerde daha yüksek oranda planktonik formlar bulunacağı için, bunların birbirine oranı su derinliği hakkında yaklaşık bir fikir verecektir. Bu biyojenik pelajik malzemenin çoğu ince taneli olmakla birlikte, suda asılı yaşayan ya da serbest yüzen herhangi bir canlının ölümü sedimentlere katkıda bulunur. Bunlar sefalopodlar gibi serbest yüzen iri canlılara ait kavkıları, balık ya da su sürüngenleri ile memelilerinin kemik ve dişlerini kapsar. Erken Paleozoyik'te açık okyanuslarda yaşamın baskın elemanları görünüşe göre graptolitlerdir. Bu canlılar serbest yüzen ya da suda asılı gezen, 'omurgası' bulunan hemikordat koloniyal organizmalardır. Okyanusal ortamlarda çökelmiş Alt Paleozoyik çamurtaşlarında graptolitlere ait bol miktarda sıkıştırılmış kalıntılar bulunmaktadır. Bunlar stratigrafik deneştirmelerde (Bölüm 20) önemli rol oynarlar.

Derin su sedimentlerindeki iz fosiller tipik olarak *Zoophycos* ve *Nereites* topluluklarına aittir (11.7.2). *Nereites*ler spiraller ve yakın aralıklı döngüler gibi taban yüzeyi izleri deniz tabanında kıt olan besinleri bulmak üzere otlayan canlılar tarafından oluşturulmuştur. Bu izler abisal derinliklere kadar devam etmektedir. *Zoophycos* kıtasal yamaç ve yükselimin batiyal zonunda bulunan sığ, helezonik yüzey altı izleridir. Bu iknofaunanın gelişmiş olması yararlı olmakla birlikte, derin su koşullarının mutlak belirteçleri değildirler. Besin tedarikinin düşük ve su dolaşımının zayıf olduğu sığ sularda da oluşabilirler.

## 16.7 DERİN OKYANUSAL ÇÖKELLERİN TANINMASI: ÖZET

Bugün için derin okyanuslar hakkında sahip olduğumuz bilgiler, diğer çökelme ortamlarına kıyasla ve bu sediment birikme alanlarının boyutu göz önüne alındığında çok azdır. Derin su süreçleri ve ürünlerine dair doğrudan bilgilerin çoğu Derin Deniz Sondaj Projesi, Okyanus Sondaj Projesi ve bunun devamı olan Birleşik Okyanus Sondaj Programı gibi uluslararası işbirliği programları çerçevesinde yapılan deniz tabanı araştırmalarına ve sondajlarına aittir. Deniz tabanının doğrudan gözlenmesinde dalabilir araçlar (batiskaplar) da kullanılmıştır. Bunlar sayesinde siyah bacalar ve beyaz bacalara ait özellikler ortaya çıkarılmıştır. Derin deniz sedimenter süreçleri hakkındaki diğer bilgilerimiz

kara üzerinde oldukça uygun şekilde mostra veren eski istiflerin analizinden gelmiş olsa da çok eksiktir.

Sedimenter kayalarda derin denizlerde çökelme kanıtı sığ sularda bulunmayan işaretlerin derin sular için pozitif belirteçler olmasıdır. Kuvvetli akıntılarla oluşturulan teknemsi çapraz tabakalanma gibi sedimenter yapılar, dalga kırışıklıkları ve gelgit faaliyetlerine ait diğer yapılar normalde yaklaşık 100 metreden fazla derinliklerde bulunmazlar. Derin su çökellerindeki ana sedimenter yapılar muhtemelen türbidit akıntıları ve kontur akıntılarıyla oluşan paralel ve çapraz tabakalanmalardır. Bazı otijenik mineraller de ipuçları verebilir. Glokonit şelf ortamları dışındaki ortamlarda oluşmaz fakat tamamıyla oraya da ait değildir. Mangan yumruları karakteristik olarak abisal derinliklerde oluşur fakat yaygın değildirler. Pelajik karbonat çökellerinin yokluğu kalsit doyum derinliği altındaki çökelmeyi işaret edebilirse de ince taneli yeniden çökelmiş kireçtaşları yanlışlıkla pelajik sedimentler olarak yorumlanmamalıdır.

Çökelme zamanında su derinliğinin ne olduğunun ortaya konması belli alt ve üst sınırlar dışında problemlidir. Dalgalar, gelgitler ve fırtına akıntılarının etkileri genellikle şelf sedimentlerinde tanınabilir. Bu etkiler yaklaşık 200 metreden fazla derinliklerde görülmezler. Bu derinlik ile karbonat çözünmesinin tanınabilir bir süreç olmaya başladığı birkaç bin metre su derinliği arasında güvenilir paleoortam derinliği belirteçleri hemen hemen hiç yoktur. Hatta KDD'nden daha aşağıda gerçekleşen çökelmeyi tanımlamak her zaman kolay değildir. Çoğu bentik organizmalar sadece şelf ortamında yaşayabildikleri için, su derinliği için güvenilir belirteçlerden bazıları makro fosil ve iz fosil analizinden bulunabilir. Makro fosillerin türbidit akıntılarıyla taşınarak derin sularda yeniden çökelebileceği hatırdan çıkarılmamalıdır. Bir fasiyesi 'derin su' olarak tanımlarken gerçek paleoortam çökelme derinliğinin 200 m altında herhangi bir derinlik olabileceği hatırdan çıkarılmamalıdır.

**Derin Deniz Çökellerinin Özellikleri**

- Litoloji: Çamur, kum ve çakıl, ince taneli kireçtaşları
- Mineraloji: Arenitler litik veya arkozik olabilir; karbonat ve çört
- Doku: Değişken, bazı türbiditler kötü boylanmış
- Tabaka geometrisi: Deniz altı yelpaze kanalları hariç, çoğunlukla ince yaygı tabakaları
- Sedimenter yapılar: Bazı yatay ve kırışık laminalanma ile birlikte derecelenmeli türbidit tabakaları
- Paleoakıntılar: Türbiditlerdeki tabaka yapıları ve kırışıklık laminalanması akış yönünü gösterir.
- Fosiller: Pelajik, serbest yüzen ve suda asılı gezinen canlılar
- Renk: Kırmızı pelajik killerde değişken, tipik olarak koyu türbiditler ve soluk renkli pelajik kireçtaşları
- Fasiyes toplulukları: Üstlerinde veya altlarında şelf fasiyesleri bulunabilir.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Hartley, A.J. and Prosser, D.J. (Eds) 1995. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Special Publication 94, Geological Society Publishing House, Bath.

Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M. and Wiberg, P.L. (Eds) 2007. *Continental Margin Sedimentation: from Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. Special Publication 37, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford, 549 pp.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J. 1989. *Deep Marine Environments; Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London.

Posamentier, H.W. and Walker, R.G. 2006. *Deep-water turbidites and submarine fans*. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 399–520.

Stow, D.A.V. 1985. *Deep-sea clastics: where are we and where are we going?* In: Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects (Eds Brenchley, P.J and Williams, B.P.J.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 67–94.

Stow, D.A.V., Fauge`res, J-C., Viana, A. and Gonthier, E. 1998. *Fossil contourites: a critical review*. Sedimentary Geology, 115, 3–31.

Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. Deep Seas. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 395–453.

# 17
# Volkanik Kayalar ve Sedimentler

Mağmanın kökenleri kabuk ve mantoda olduğu için, volkanik süreçlerin araştırılması normalde mağmatik jeoloji kapsamında değerlendirilir. Diğer taraftan, volkanik malzeme bir bacadan volkanik kül veya daha iri katı parçacık maddesi şeklinde püskürtüldüğü zaman sedimenter süreçlerle taşınır ve çökeltilir. Dahası, hem küller hem de lavlar sedimenter istife katkıda bulunabilirler ve bazı yerlerdeki stratigrafik kayıtlarda volkanizma ürünleri hâkimdir. Birincil volkanik mekanizmalarla taşınma ve çökelme, patlayıcı volkanik faaliyet ile atmosfere fırlatılan büyük miktarlardaki kül parçacıklarının havada düşmesi ve sıcak katı parçacık ve gaz karışımı akmaların çok yüksek hızlarda bacadan uzaklaşarak çabucak bir volkanik kırıntı katmanı oluşturduğu durumlar dâhil olmak üzere, diğer ortamlarda rastlanmayan süreçleri kapsar. Volkanik aktivite çökelme ortamları oluşturabilir ve hem karada hem de denizlerdeki diğer ortamlara malzeme temin edebilir. Stratigrafik istiflerde korunan volkanik faaliyet kayıtları Yeryuvarı'nın tarihçesi hakkında önemli bilgiler sağlar ve katmanlar içinde volkanik kayaların varlığı bu istiflerin radyometrik yaşlandırması için bir araç vazifesi görür.

## 17.1 VOLKANİK KAYALAR VE SEDİMENTLER

Volkanik kayalar erimiş mağmanın Yeryuvarı'nın yüzeyine ekstrüzyonu yoluyla oluşurlar. Erimiş mağma karada veya denizin altındaki yarıklardan çıkar ve volkanik malzemenin bir tepe veya dağ oluşacak şekilde yığıldığı yerlerde bir volkan meydana gelir. Volkanik faaliyet ürünleri katılaşmadan önce kara yüzeyinde veya deniz tabanında akan **lavlar** şeklinde veya püskürme, yerçekimi, hava, su veya moloz akması ile ilişkili süreçlerle taşınarak çökeltilen, soğumuş mağmanın katı parçalarından oluşan volkanoklastik malzeme (3.7) şeklindedir. Volkanik aktivite sahasına yakın alandaki püskürme ürünleri çökelme ortamlarına ve dolayısıyla stratigrafik istife hâkim olur. Patlayıcı volkanizma ile fırlatılan parçacıklar atmosferin yüksek kesimlerine taşınarak tüm küreye dağılabilir; bu şekilde dünyadaki tüm çökelme ortamlarına bir miktar katkıda bulunabilir (Einsele, 2000). Volkanizma ürününün özellikleri mağmanın kimyası ve püskürmenin meydana geldiği

fiziksel ortam tarafından denetlenir. Her biri karakteristik volkanik kayalar serisi üreten çok sayıda farklı püskürme tipi (17.3) tanımlanmıştır.

### 17.1.1 Lavlar

Yarıklardan akan erimiş mağma normalde yüksek viskoziteli olduğu için lav akışı laminerdir (4.2.1). Bu durum lavlar soğuduğu zaman akış içinde korunan bantlar ile sonuçlanabilir ve silis bileşimi nispeten yüksek bazı lav akmalarında görülebilir. Karadaki laminer akış kanıtları çoğu zaman katılaşmış lavın bir çeşit sedde oluşturan kenarı ile akışın hiç bir içsel deformasyon meydana gelmeden basit bir dolgu şeklinde aktığı orta kısmı arasındaki lav akışının kenarlarına yakın kesimlerde görülebilir. Çok akışkan lavlar yüzeyde urgansı bir desen gösteren **pahoehoe** dokusu geliştirebilir (Şekil 17.1). Buna karşılık, daha viskoz akışlarda **aa** olarak bilinen bloksu yüzey dokusu gelişir. Bu özellikler eski akışların tepe kısımlarında korunabilir. Lav çıkışının su altında gerçekleşmesi durumunda lavlar çabucak soğuyarak **yastık lav** yapılarını oluştururlar. Bunların çapları tipik olarak desimetreler mertebesinde olup, su altı püskürmesi hakkında güvenilir belirteçler sağlarlar.

### 17.1.2 Volkanoklastik Malzemenin Oluşumu

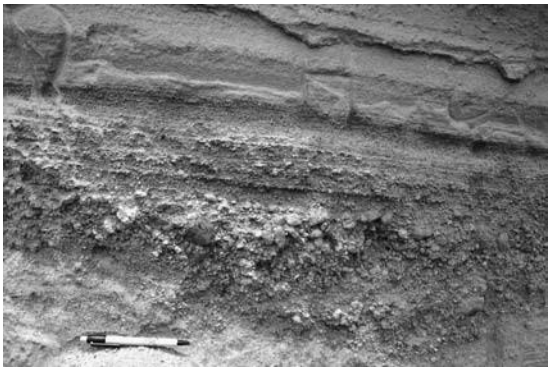
Volkanoklastik malzeme a) püskürme sırasındaki olaylarla ve malzemenin hareketi ile ilişkili olanlar ve b) kara yüzeyinde ikincil bozuşma ve aşınma süreçlerinin sonuçları olanlar şeklinde olmak üzere birincil volkanik süreçlerden türeyen parçalara bölümlenebilir. Püskürmenin bir parçası olan birincil süreçler için a) **piroklastik** malzemeyi üretenler ve b) püskürmeyle ilgisi olmayan ve **otoklastik** süreçler olarak bilinenler şeklinde olmak üzere daha ileri bir bölümleme yapılabilir. Bu süreçlerin ürünleri boyuta bağlı olarak volkanik bloklar/bombalar, lapilli ve küldür (3.7.2). Bunlar katılaşarak (sırayla) aglomera, lapillitaşı veya tüfleri oluştururlar (Şekil 17.2).

#### Piroklastik Malzemeler

Volkanik malzemenin patlama sırasında parçalara ayrılması değişik şekillerde gelişebilir. **Mağmatik patlamalar** ergiyiğin yüzeye yükseldiği ve basıncın azaldığı sırada mağmada çözünmüş gazların ergiyik dışına çıktığı zaman meydana gelir (Orton, 1996). Çevre basıncının düşerek buhar basıncının çevre basıncına eşit veya yüksek olduğu noktaya erişince uçucu bileşenlerin çözünürlüğü azalır. Mağma içinde kabarcıklar oluşturan gazların aniden salıverilmesi gazların ve ergiyiğin yarıktan veya bacadan şiddetli bir şekilde püskürtülmesine neden olur. Genişleyen gaz kabarcıkları soğuyan mağmayı parçalara ayırarak piroklastik malzeme kırıntıları oluşturur. Bu sürecin geliştiği yerde yeraltında sığ bir mağma odasında mağmadaki basınç yukarıdaki kayaların dayanımını aştığı zaman mağma odasının tavanı patlamayla yıkılır. Bu durumda üzerleyen kayalar patlamanın şiddetiyle parçalanarak sürece dâhil olurlar. Patlayıcı püskürmeler su altında da gelişir. Bu **fretomağmatik patlamalar** erimiş kayanın yeraltı suyuyla, sığ sulu bir göldeki veya denizdeki ya da



**Şekil 17.1 Bir pahoehoe lavında urgansı yüzey dokusu.**



**Şekil 17.2 Volkanoklastik sediment tabakaları. Alttaki katmanlar iri lapillitaşları ve üsttekiler de tüf tabakalarını oluşturan ince kül katmanlarıdır.**

buzun altındaki sediment ile etkileştiği zaman meydana gelir. Yüzeydeki lav akışı veya sıcak piroklastik akma bir deniz veya gölün kıyısında suya girdiği zaman da oluşurlar (Cas ve Wright, 1987). Isınarak genişleyen ve buhar oluşturan su süratle soğuyan mağma ile etkileştiğinde parçalanma meydana gelir. Suyun volkanik süreçlerle ısınarak buharlaşması yeteri kadar basınç oluşturarak üstteki kayayı parçalayabilir. Bu sürece de **freatik patlama** denir. Fretomağmatik patlamalardan farklı olarak freatik patlamalar erimiş mağmadan parça oluşumu içermezler. Freatik ve fretomağmatik patlamaların ikisi de volkanik aktivitenin su ile etkileşimi sonucunda gelişen **hidrovolkanik süreçler**dir.

**Otoklastik Malzemeler**

Parçalanma işlemi patlayıcı olmayan hidrovolkanik süreçler sonucunda da gelişir. Suyla temastaki bir lav akış yüzeyinin çabuk soğuması **soğuma parçalanması** (**quench shattering**) ile kayanın değişik şekil ve boyuttaki camsı parçalara ayrılmasıyla sonuçlanır. Bu süreç sığ sularda oluşabilirse de çoğu zaman üstteki su sütunu basıncının patlayıcı reaksiyonları engellediği derin sularda oluşan lavlarda görülür (Cas ve Wright, 1987). Bu otoklastik ürünlere **hidroklastitler** ya da daha spesifik olarak **hyaloklastitler** denir. Bunlar ergiyik lavın aniden su ile temasıyla oluşan volkanik cam parçalarından meydana gelen kötü boylanmış breşlerdir. Yastık lavlarda çoğu zaman yastıklar arasındaki boşlukları doldurma şeklinde gelişirler. Parçalanma için ikinci otoklastik mekanizma akış sırasında viskoz lav akış yüzeyi kısmen katılaştıktan sonra akışın devam etmesiyle kırılarak deforme olması şeklinde meydana gelir. Bu **akış parçalaması** süreci için **otobreşleşme** terimi de kullanılır.

**Epiklastik Malzemeler**

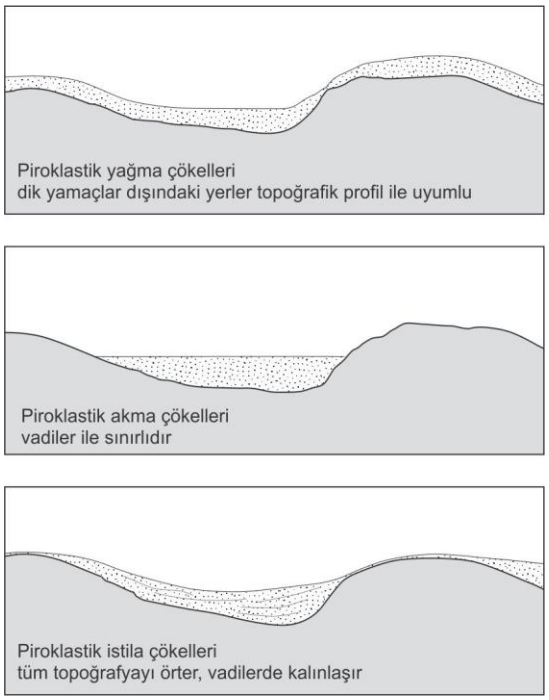
Lav veya külün epiklastik parçalanması püskürme döneminden sonra meydana gelir. Bozuşma süreçleri (6.4) özellikle bileşimin bazaltik olması ve havayla ve suyla temasta kolaylıkla oksitlenen ve hidrolize uğrayan minerallerden oluşması durumunda volkanik kayaları daha hızlı etkilerler. Bu nedenle, bir kül katmanının veya lav akışının yüzeyi parçalanmaya ve kırıntı oluşumuna duyarlıdır. Bu malzemeler daha sonra bir volkanoklastik sediment tabakası oluşturacak şekilde yeniden işlenebilir ve yeniden çökelebilir. Bozuşma süreçlerine dair kanıtlar kırıntıların kenarlarında alterasyon şeklinde bulunabilir. Kırıntıların yuvarlaklaşma derecesi de döküntünün suyla taşındığını işaret eder. Bir çökelin epiklastik kökenli olduğuna dair diğer belirtiler, her ne kadar püskürme ve ilk taşınma sırasında birincil volkanik çökeller içinde daha önceden mevcut sedimentlerin karışması mümkün ise de, çökel içinde volkanik kökenli olmayan kırıntıların varlığı olabilir.

## 17.2 VOLKANOKLASTİK MALZEMENİN TAŞINMASI VE ÇÖKELMESİ

Birincil volkanik malzemenin taşınma ve çökelme sırasındaki davranışı ile daha önceki bölümlerde ele alınan kırıntılı malzemelerin davranışı arasında bazı önemli farklar vardır. Çökelme üzerinde önemli bir fiziksel denetim, çökme hızının parça boyut, şekil ve yoğunluk ile orantılı olmasıdır (4.2.5). Karasal kökenli kırıntılı malzemeden farklı olarak, piroklastik parçacıkların yoğunlukları çok değişkendir. Özellikle pomza piroklastlarının yoğunluğu çok düşük olabilir ve suya doyana kadar yüzebilir (Whitham ve Sparks, 1986). Piroklastik çökellerde derecelenme aynı katman içinde farklı bileşenlerin hem normal hem de ters derecelenmesi şeklinde olabilir. Litik parçalar ve kristaller en iri parçalar tabanda olacak şekilde normal derecelenmelidirler. Daha iri parçaların suya doyması daha uzun zaman alacağından ve bu nedenle en son çökeleceklerinden dolayı, suda çökelen pomza piroklastları ters derecelenmeli olabilirler. Bu malzemelerde yağma, akma ve istila şeklinde üç çeşit birincil taşınma ve çökelim gözlenmiş ise de, tek bir çökelde üçünün de birbiri ile ilişkili olabileceğine dikkat edilmelidir.

### 17.2.1 Piroklastik Yağma Çökelleri

Patlayıcı bir volkanik püskürme ile atmosfere bir döküntü bulutu salındığı zaman piroklastik parçalar yerçekimi etkisiyle **piroklastik yağma çökelleri** şeklinde yere yağar. Volkanik bloklar ve bombalar fırlatıldıkları kuvvete bağlı olarak bacadan sadece yüzlerce metre veya birkaç kilometre uzağa gidebilir. Daha ince lapilli ve kül atmosfer içine kilometrelerce girerek rüzgârlarla dağıtılabilir. Büyük patlamalar volkandan binlerce kilometre uzaklara kül yayabilir. Havada düşen çökellerin belirgin bir özelliği, topoğrafyada en dik yerler hariç, her yerde yüzeyi eşit kalınlıkta örten bir katman oluşturmalarıdır (Şekil 17.3). Kraterden uzaklaştıkça tane boyu incelir ve çökel kalınlığı azalır. Piroklastik yağma çökellerinin boyutu küçük cüruf konilerinden topoğrafyayı geniş alanlarda kaplayan büyük hacimlere kadar değişir.




**Şekil 17.3 Topoğrafya üzerinde piroklastik düşmeler, piroklastik akmalar ve piroklastik istilalara ait küllerin dağılımı.**

### 17.2.2 Piroklastik Akmalar

Volkanik parçacıklar ile gazların karışımı diğer sediment-akışkan karışımlarında olduğu gibi sediment gravite akmaları (4.5) şeklinde hareket eden malzeme kütleleri oluşturabilir. Yüksek oranda parçacık içermeleri halinde de **piroklastik akmalar** olarak adlandırılırlar (Şekil 17.3) (yoğunluğu düşük karışımlar olan piroklastik istilalar ile karşılaştırınız). Piroklastik akmalar külün düşey püskürme kolonunun göçmesi, volkandan yanal veya eğimli patlamalar ve volkan yapısının kısmen göçmesini içeren çok sayıda mekanizmadan kaynaklanabilir. Hızları saniyede 300 metreye, sıcaklıkları da 1000ºC'ye kadar çıkabilir. Gaz ve tefranın sıcak karışımından oluşan piroklastik akış için bazen 'kızaran bulut' anlamında nuée ardente terimi kullanılır (Cas ve Wright, 1987).

Yüksek oranda iri kırıntılar içeren akmalar **blok ve kül akması** çökellerini oluştururlar. Bunlar monomikt kırıntı bileşimli, kötü boylanmış aglomeralardır. Bloklardaki soğuma çatlakları çökeldiklerinde sıcak olduklarını işaret edebilir. **Skorya akıntısı** çökelleri bazaltikten andezitike değişen kül, lapilli ve blokların bir karışımıdır. Kötü boylanmalı ve çoğu zaman ters derecelenmelidirler. **İgnimbrit** pomzamsı blok, lapilli ve külün kötü boylanmış piroklastik akma çökelidir. İgnimbritler çoğu zaman çökelme anında birbirine kaynayacak kadar sıcak parçalar içerirler ve **kaynaklanmış tüfler**i oluştururlar. Ancak, pomzaca zengin akma çökellerinin hepsinin kaynaklanmış olmadığına dikkat edilmelidir. Piroklastik akma çökelleri genelde normal ve ters derecelenme dışında bir sedimenter yapı göstermezler ve kötü boylanmış özellikleri de nispeten yoğun akmalardan çökeldiklerini ifade eder.

### 17.2.3 Piroklastik İstilalar

Volkanik parçacıklar ve gazdan oluşan bir sediment gravite akmasında parçacıkların düşük konsantrasyonları için **piroklastik istila** (Şekil 17.3) terimi kullanılır. Sulu karakterleri ve türbülanslı akış özelliklerinden dolayı piroklastik akmalardan farklıdırlar (Sparks, 1976; Carey, 1991). Freatik ve fretomağmatik püskürmeler çoğu zaman volkanik döküntü ve akışkanların bir karışımından oluşan düşük bir bulut oluştururlar. Bunlara **taban istilası** denir. Akışa giren suyun miktarına bağlı olarak tabanlar 'ıslak' veya 'kuru' olabilir. Püskürme alanından yatay yönde yüksek hızlarda yayılırlar. Bu taban istila çökelleri tipik olarak tabakalı ve laminalıdır. Kumul ve antidün tabaka şekillerinin göçü sırasında düşük açılı çapraz tabakalanma da gelişebilir. Yığışım lapillileri (3.7.2) 'ıslak' taban istilalarının bir özelliği olup, kratere yakın yerdeki çökeller içinde iri volkanik bombalar bulunabilir. Bir taban istilasının kalınlığı fretomağmatik baca yakınında yaklaşık yüz metreden daha uzaklarda birkaç santimetreye kadar değişebilir.

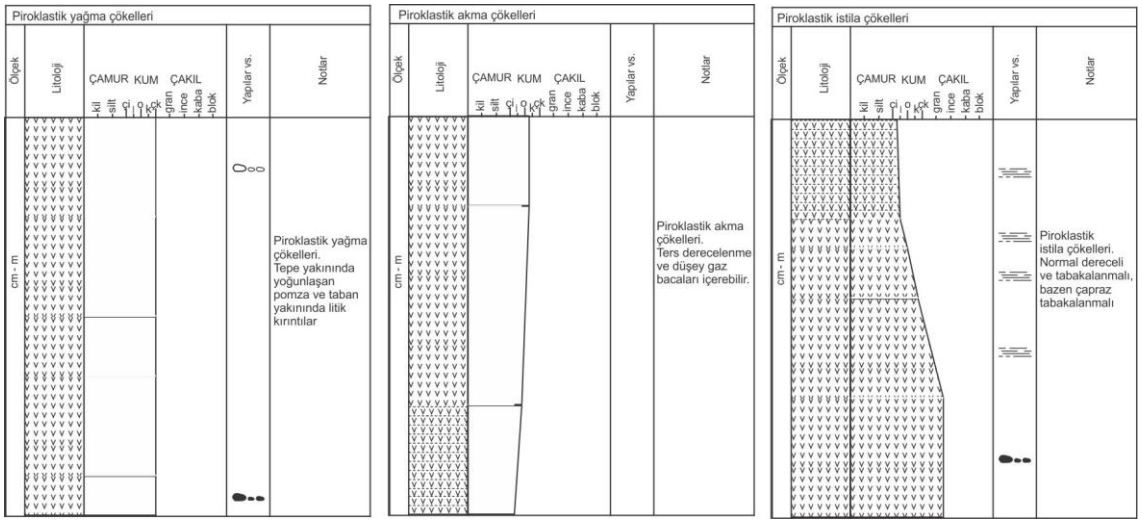
Düşük yoğunluklu istilaların yüksek yoğunluklu piroklastik akmalar ile birlikte geliştiği durumlara sıkça rastlanır. Bu durum ya ana akmadan önce akma biriminin altında bir çökel şeklinde (bir **zemin istilası** çökeli) veya (ve) akışla aynı zamanda fakat akmanın üzerinde, akma biriminin tepesinde bir istila çökeli olarak bulunan **kül bulutu istilası** şeklinde gelişir. Akma biriminin tabanındaki zemin istilası çökelleri normalde bir metreden daha ince olup, çapraz tabakalanma da içerecek şekilde tabakalıdır. Piroklastik akmanın tepe

kesimlerinde kül boyu malzemenin çapraz tabakalanmalı ince tabakaları şeklinde kül bulutu istilası da oluşur. Akışın tepesinde hava ile karışarak sulanma yoluyla oluşurlar ve bu nedenle alttaki akma ile aynı kırıntıları içerirler. Bir kül bulutu istilasının özellikleri türbidit akıntısının özelliklerine benzer ise de, burada kırıntıların suyla karışması yerine külün türbülanslı gaz içinde askıda olması söz konusudur.

### 17.2.4 Piroklastik Akma, İstila ve Yağma Çökelleri

Tek bir püskürme olayı istila, akma ve yağma çökellerinin kombinasyonuyla sonuçlanabilir (Şekil 17.4). Blok ve kül akması çökellerinde skorya akmasının ve ignimbrit çökellerinin tabanında görülebilen zemin istilası birimi bulunmaz. Piroklastik akma birimleri tipik olarak yapısız olmakla birlikte, düşük yoğunluklu pomzada ve gaz boşluklu skorya parçalarında ters derecelenme ve daha yoğun litik kırıntılarda normal derecelenme şeklinde bir miktar derecelenme gösterebilirler. Sediment gravite akmasının üst kesimindeki malzemenin bu kesim etrafındaki hava ve gazlar ile karışımı demek olan **elütriasyon** süreci sulanmaya ve bir türbülanslı kül bulutu istilasına neden olur. Akma ile oluşturulan tabaka şekilleri çökellerde çapraz tabakalanma ve yatay laminalanma ile sonuçlanır. Akma birimlerinin üzerine çoğu zaman havadan yağma çökelleri gelir. Üstteki bu çökellerde depolanma yapıları bulunmaz.

Piroklastik çökellerde oldukça yaygın bulunan fakat karasal kökenli kırıntılı sedimentlerde nadir bulunan bir depolanma özelliği antidün çapraz tabakalanmasının (4.3.4) varlığıdır. Antidünler yüksek hızlardaki pek çok akışta gelişebilirler ise de, normalde hız azalırken tahrip edilirler ve sedimentler de alt akıntı rejimi tabaka şekilleri oluşturmak üzere yeniden işlenirler (4.3.6). Antidünler sedimentasyon hızının tabaka şeklinin yeniden işlenmesine izin vermeyecek kadar yüksek olduğu zaman korunabilir. Bu da volkanoklastik malzemenin havada türbülanslı çekim akması ile sürüklenip götürüldüğü yerlerde gelişir (Schminke vd., 1973). Antidünlerdeki çapraz tabakalanmanın eğim yönü kumul çapraz tabakalanmasındakinin tersi yöndedir; yani, akma yukarısı yönündedir.




**Şekil 17.4 Piroklastik yağma, akma ve istila çökelleri için şematik bir grafik sedimenter log.**

### 17.2.5 Volkanik Moloz Çığları

Volkanın bir kısmının yapısal olarak göçmesi yamaçta **moloz çığı** şeklinde tahrip edici bir çığ ile sonuçlanabilir. Patlayıcı püskürmeler, volkanik depremler veya volkan yapısının bir tarafının püskürme sırasında ilave malzeme yüklenmesinden dolayı dikleşmesiyle (ve buranın bir kısmının gravite etkisiyle göçmesiyle) tetiklenebilirler. İnce taneli volkanik külden oluşan bir hamur içinde büyüklüğü onlarca-yüzlerce metreyi bulan blokları da içeren büyük miktarlardaki duraysız malzeme gravite etkisiyle yamaç aşağı hareket eder (Urgeles vd., 1997). Bu kraterlere ait çökeller kırıntılı malzemenin son derece kötü boylanmış kaotik kütleleridir. Onlarca-yüzlerce metre arasında kalınlıklarda olup, yüzlerce-binlerce kilometre karelik alanları kaplayabilirler. Moloz çığlarına suyun dâhil olmasıyla hareketin türü lahara dönüşebilir (bkz. aşağıda).

### 17.2.6 Laharlar

Yüksek oranda volkanik kökenli malzeme içeren moloz akmaları (4.5.1) için **lahar** terimi kullanılır. Pekleşmemiş volkanik malzemenin su ile karışmasıyla oluşurlar. Bu şekilde oluşan yoğun karışım da sediment gravite akması şeklinde hareket eder (Smith ve Lowe, 1991). Laharlar püskürme sırasında veya püskürmenin hemen ardından piroklastik malzemenin su, kar veya buzun yüzeyine düştüğü yerlerde ve püskürmeyle eşzamanlı şiddetli yağmurların yeni çökelmiş küller üzerine yağmasıyla oluşabilir. Islak külün hareketlenmesi yerin bir deprem ile sarsıldığı veya püskürmüş malzemenin oluşturduğu geçici gölün yıkıldığı yerlerde lahar ile sonuçlanabilir. Islak volkanik kırıntıların yeniden hareketlenmesi püskürmeden sonra her an gelişebilir ve, epiklastik volkanoklastik molozun devreye girdiği yerler de dâhil olmak üzere, bazı laharlar volkanik faaliyetlerle ilişkili olmayabilirler.

Bir laharın özellikleri esasen diğer moloz akmaları ile aynıdır. En belirgin özellikleri çökelen malzemenin bileşimidir. Bu çökeller çok kötü boylanmalı, çoğu zaman hamur destekli olup, sedimenter yapılar içermezler. Laharlar karasal kökenli kırıntılı malzeme ve volkanoklastik kırıntıların karıştığı yerlerdeki birincil volkanoklastik çökellerden kolaylıkla ayırt edilebilirler fakat malzemenin tamamının volkanik kökenli olduğu yerlerde laharlar ile piroklastik akma çökelleri arasında benzerlikler bulunabilir.

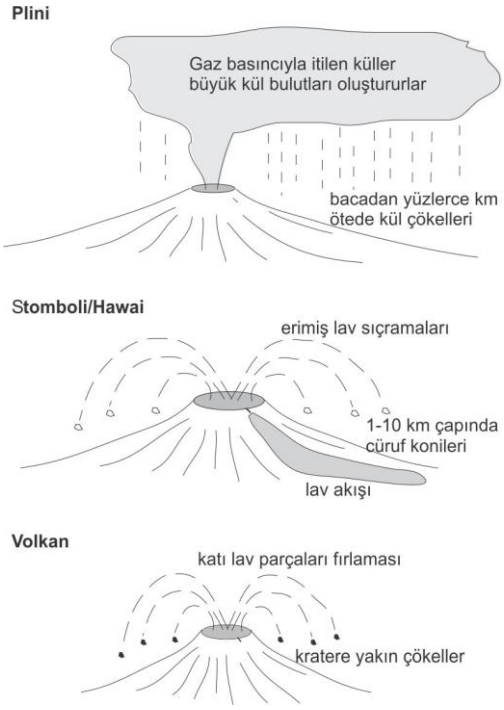
## 17.3 PÜSKÜRME BİÇİMLERİ

### 17.3.1 Pliniyen Püskürmeleri

**Pliniyen tipi püskürme**ler andezitik-riyolitik bileşimli yüksek viskoziteli mağmayı içeren büyük ölçekli, patlamalı püskürmelerdir. Çok yüksek miktarlarda pomza püskürterek yüzlerce kilometre kare alana yayılan pomzamsı piroklastik yağma çökellerini oluştururlar. Kratere yakın yerde tek bir püskürme olayı sonucunda 10-20 m kalınlığında çökelim olabilir. Bu malzemelerin dağılımı püskürmenin şiddetine bağlı olmakla birlikte, kraterden onlarca kilometre uzakta kalınlığı bir metreyi bulan çökeller gelişebilir (Cas ve Wright, 1987). Çökeller tipik olarak tali miktarda kristaller ile litik parçalar da içeren tane destekli, köşeli, parçalı pomza veya skorya kırıntıları şeklindedir. Fabrik masif veya tabakalı olabilir. Masif fabrik uzun süreli püskürmeler soncunda gelişirken, tabakalanma türü fabrik püskürme şiddetindeki dalgalanmalardan veya rüzgâr yönündeki değişimlerden ileri gelebilir (Şekil 17.5). Pliniyen tipi püskürmedeki tabakalanma, ikincil süreçlerle yeniden işlenerek depresyona doldurulduğu yerler hariç, genellikle topoğrafyayı bir manto gibi örter. Pliniyen püskürmesinden çıkan malzemenin dağılımı baskın rüzgârların şiddetinden ve yönünden kuvvetlice etkilenir.

### 17.3.2 Stromboliyen (Hawai Tipi) Püskürmeler

**Stromboli** veya **Hawai püskürmeleri** ergiyik lav sıçratmalarıyla karakteristiktirler. Sıçrayan ergiyik lavlar katılaşarak skorya olarak adlandırılan bazalt bileşimli, camsı, gaz boşluklu parçaları oluştururlar. Kötü boylanmış iri lapilli, blok ve bombalar çoğu zaman lav ile ardalanmalı olup, kratere yakın yerlerde küçük koniler oluştururlar (Şekil 17.5). Skoryalar çoğu zaman havadan yağan malzemelerdir. Koninin yan yüzeylerinde dik yamaçlar gelişmesi halinde tane akmaları şeklinde yeniden hareketlenebilirler. Bazı skoryaların karakteristik özelliği **Pele'nin gözyaşları**dır. Bunlar ergimiş bazaltik lavın havada düşerken katılaşmış küçük, armut şekilli küçük damlalarıdır. **Pele'nin saçı** da katılaşmış lav lifleridir (Cas ve Wright, 1987).




**Şekil 17.5 Pelée, Merapi ve St Vincent tipi piroklastik akma.**

### 17.3.3 Vulkaniyen Püskürmeleri

Bazaltik-andezitik stratovolkandan püsküren piroklastik malzemeler tipik olarak bir kraterden seri biçimde püskürtülmüş nispeten küçük hacimlerdeki tefraları kapsar. Bu **vulkaniyen püskürmeler** krateri tıkayan ve kil ve lapilli ile birlikte hem mağma hem de yerli kaya blokları içeren malzemede periyodik olarak gedik açılmasıyla oluşurlar (Cas ve Wright, 1987). Bu püskürmelere ait havadan yağma çökelleri karakteristik olarak püskürmenin dönemsel olmasından dolayı tabakalı ve ince taneli malzeme içinde sıklıkla bombalar ve bloklar bulunacak şekilde kötü boylanmalıdır (Şekil 17.5 ve 17.6).

## 17.4 VOLKANİK İSTİFLERDEKİ FASİYES TOPLULUKLARI

Karasal kökenli kırıntılı ve karbonat sedimentlerinin analizinde kullanılan fasiyes yaklaşımı volkanik istiflere de uygulanabilir. Volkanik malzemenin değişik taşınma



**Şekil 17.6 Piroklastik püskürmeyle oluşmuş küçük bir kül konisi.**

ve çökelme süreçleri daha önceki bölümlerde ele alınmış olup, volkanik faaliyetin hâkim olduğu farklı ortamlarda değişik derecede öneme sahip oldukları düşünülebilir. Diğer tüm çökelme ortamlarında olduğu gibi, karalarda ve denizlerde olanlar şeklinde bir bölümleme yapılabilir. Volkanik istiflerin daha ileri bir bölümlenmesi büyük ölçüde mağmanın özellikleri tarafından belirlenir (Cas ve Wright, 1987).

### 17.4.1 Kıtasal Bazalt Provensleri

Mantodaki sıcak nokta ile ilişkili kıtasal alanlarda çoklu kraterlerden ve yarıklardan çok miktarda lav ve piroklastik malzeme püskürmesi gerçekleşerek **taşkın bazaltı** provensleri oluşabilir. Binlerce kilometre kare alanda vadiler tamamen dolabilir ve kara şekillerinin tamamı taşkın bazaltı ile örtülebilir. Bu örtülerin kalınlığı binlerce metreyi bulabilir. Bir volkanın bazaltik mağma püskürmeleriyle bireysel kraterler oluşturduğu yerlerde bu örtüler **kalkan volkanları** adı verilen, nispeten hafif eğimli yamaçlar oluşturma eğilimindedirler. Bununla ilişkili bazaltik piroklastik malzeme püskürmeleri **skorya konileri** adı verilen, sadece birkaç yüz metre çapında fakat oldukça dik yamaçlı dairesel yer şekillerini oluştururlar. Volkanoklastik malzemeden oluşan diğer krater morfolojisi tipleri dış yamaçları hafif eğimli, iç yüzeyleri dik olan **maar**lar, kenarın her bir tarafında yaklaşık aynı eğimli **tüf halkaları** ve dış yamaçları dik eğimli, küçük kraterli **tüf konileri**dir. Gevşek malzemeden oluşmaları ve dolayısıyla kolaylıkla işlenebilmelerinden dolayı korunma potansiyelleri nispeten düşüktür. Bazaltik

malzeme üzerine etkiyen bozuşma süreçleri kısa sürede parçalanmaya ve pedojenik profillerin (9.7) oluşmasına neden olur. Bunlar stratigrafik istiflerde çoğu zaman kırmızımsı birimler olarak tanınabilirler. Volkanik malzemenin geniş alanlarda çökelmesi flüvyal sistemleri etkiler ve akarsular istifleri içinde vadiler oluşturacak şekilde oyarlar. Bu vadilerdeki flüvyal çökeller üzerlerine gelen volkanik birimler tarafından korunabilir.

### 17.4.2 Kıtasal Stratovolkanlar

Zirve yakınında bir krater içinde bacası olan, dik yamaçlı konik bir dağ oluşturan klasik volkanlara **stratovolkan**lar denir. Bu volkanik arazi şekilleri piroklastik yağma, piroklastik akma ve nispeten de kısa süreli lav akmalar şeklindeki tekrarlı püskürmeler sonucunda oluşurlar ve tipik olarak da ortaç-asidik mağmalardan gelirler. Stratigrafik kayıtlarda korunan volkan merkezine yakın çökellerin büyük Pliniyen püskürmelerine ait kül yağma ürünleri ve ignimbritlerden dolayı kaynaklanmış pomzalı tüfler olması muhtemeldir. Bacadan daha uzakta piroklastik kül yağmaları yeniden işlenerek laharlar oluşur ve akarsularda, göllerde ve kıyılarda karasal kırıntılı malzeme ile karışırlar.

### 17.4.3 Kıtasal Silisik Volkanlar

Silisik malzeme içeren püskürmeler tipik olarak büyük miktarlarda mağmanın püskürtüldüğü patlamalı püskürmelerdir. Bu püskürmeler sonucunda bir **kaldera** oluşabilir. Kaldera, piroklastik malzemelerin püskürtülmesinin de eşlik ettiği göçmeyle oluşmuş dik duvarlarla çevrelenen yaklaşık olarak dairesel çukurluktur. Kalderanın kendisi lavlar, ignimbritler ve moloz akmaları ile yeniden işlenmiş epiklastik ürünlerin birikme alanıdır. Kaldera kenarının dışında pomzalı piroklastik akmalar ve yağma çökelleri flüvyal süreçlerle yeniden işlenmeye maruz kalarak özellikle kaynaklanmamış piroklastik çökellerin büyük ölçekli bir yeniden çökelmesi ile sonuçlanabilir.

### 17.4.4 Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları

Okyanus ortası yayılma sırtları bazaltik mağmanın hacimce çok fazlaca yüzeye çıktığı yerlerdir. Çıkan malzemenin çoğu lavların deniz suyuyla temasta çabucak su alması sonucunda oluşmuş hidroklastitler/hyaloklastitler de içeren yastıklı ve yastıksız lavlar şeklindedir. Püskürmenin deniz tabanında yumuşak sedimentler üzerine olduğu yerlerde yastıklar arasında volkanik olmayan malzeme bulunabilir ve volkanik sükûnet dönemlerinde lav birimleri arasında pelajik malzeme çökelir. Bu nedenle, stratigrafik istif değişken miktarlardaki yastık yapılarıyla birlikte bazaltik lav akmaları, otobreşli bazaltik malzeme ve yastıklar arasında oluşan ve bazaltlarla ardalanmalı ince taneli kireçtaşları veya çörtlü çamurtaşlarından meydana gelir. Piroklastik malzeme sadece püskürmenin sığ sularda geliştiği yerlerdeki lavlarla ilişkili olarak bulunur. Bu katmanlar okyanus tabanına ait parçaların kıta kenarlarında tektonizmayla ofiyolitler şeklinde yerleştiği bölgelerde korunurlar (24.2.6).

### 17.4.5 Deniz Dağları

**Deniz dağları** okyanusal litosferde deniz seviyesi yakınına veya deniz seviyesi üzerine kadar çıkabilen volkanik yapıların geliştiği volkanizma alanlarıdır. Mantodaki sıcak nokta gibi lokalize mağmatizmanın bulunduğu yerlerde oluşurlar ve herhangi bir levha sınırından izole şekilde bulunurlar. Bunlara ait volkanik kayalar istifi okyanus ortası sırt volkanizması ile oluşana benzer ise de, en üstlerinde deniz dağlarının tepesinde atol oluşturan kireçtaşı resifi gibi sığ denizel fasiyesler bulunabilir. Eski istiflerde deniz dağlarının korunması sadece bu yapıları içeren okyanusal kabuğun kıtasal kabuğu üzerlediği yerlerde mümkündür (24.2.6).

### 17.4.6 Deniz Stratovolkanları

Yitimle ilişkili mağmatizmanın büyük miktarlarda bazaltik-andezitik mağma çıkışı ile sonuçlandığı yerlerdeki ada yaylarında deniz tabanından su seviyesi yukarısına kadar büyük volkanlar gelişir. Volkanik yapının havadaki kısmı karasal stratovolkanlara benzer ve lavlar, piroklastik yağmalar ve akmalar topluluğundan oluşur. Sığ denizel süreçlerin etkileri ve sedimentlerin volkan etrafında bir apron oluşturmak üzere kütle akmalarıyla yeniden çökeltilmelerinden dolayı, bu istiflerle ilişkili epiklastik çökeller de farklı olacaktır. Yeniden çökelme fasiyesleri volkanik malzemenin göçme, kayma, çığ, moloz akması ve türbidit akıntı ürünlerini kapsar. Denizel istifte sığ denizden derin denize değişen karbonat fasiyesi, pelajik

çökeller ve volkandan rüzgârların yaydığı piroklastik malzemeden havadan yağma yoluyla katılan küllerle ilişkili olarak gelişirler.

### 17.4.7 Deniz Altı Silisik Volkanlar

Denizel ortamlarda kıtasal kabuktaki püskürmeler silisik bileşimli mağma üretirler. Mağmanın üzerindeki su kolonunun oluşturduğu çevre basıncı, gazların mağmadan dışarı çıkma yeteneği daha az olduğu için, su altı püskürmelerinin daha az patlamalı olduğu anlamına gelir. Bu nedenle, deniz altı silisik volkanizma karasal istiflerde görünenlere kıyasla daha fazla riyolitik bileşimli lavlar üretir. Lavlar deniz suyuyla ya da yumuşak, ıslak sedimentle temasta hızla soğurken hyaloklastitler yaygın bir şekilde gelişirler fakat piroklastik ürünler sadece süreçlerin karakter itibariyle az çok patlamalı karakterde olabileceği sığ sularda gelişen püskürme alanlarında oluşabilirler. Silisik volkanizmayla ilişkili hidrotermal aktiviteyle sülfit çökelleri oluşur.

## 17.5 DİĞER ORTAMLARDAKİ VOLKANİK MALZEMELER

Rüzgâr taşınması sırasındaki aşınma ve sürtünme yıpranması nispeten narin tanelerin direnemeyeceği kadar yüksek olduğundan, volkanoklastik kırıntıların eoliyen ortamlarda korunma potansiyeli düşüktür. Bir kül yağma çökelinin stratigrafik istifte korunması için ideal koşulları sağlayan göller gibi aktif sediment birikme alanlarında küllerin korunması düşük enerjili karasal ortamlar ile daha elverişli hale gelir. Taşkın düzlüğü ortamları da uygun yerler olabilir ise de, pedojenik süreçler ve bozuşma süreçleri volkanik malzemeyi kısa sürede bozar. Kül bantları organik kırıntının hızla biriktiği bataklık ve çamurluklarda kömürle birlikte oluşabilir.

Delta olarak sınıflandırılabilecek volkanik çökeller seyrek olmakla birlikte, denize doğru ilerleyen lav konileri ve hyaloklastitler şeklinde (Porebski ve Gradzinski, 1990) veya volkanoklastik malzemenin apronları (Nemec, 1990*a*) şeklinde rapor edilmiş örnekler vardır. Bazalt tanelerinden oluşan plaj kumları çoğu volkanik adaların kıyılarında bulunabilir. Bunlar yüksek derecede dokusal olgunluk gösterseler de, bileşimsel olgunlukları düşük olup, başlıca duraysız litik parçalardan oluşurlar. Karbonat sedimentleriyle birliktelik yaygın olup, volkanik adaların saçakları karasal kırıntılı malzemenin yokluğundan dolayı ideal karbonat çökelim yerleridir. Buralarda volkanik püskürmeler arasındaki dönemlerde fauna toplulukları gelişerek biyoklastik kumlar veya resif oluşumları şeklinde karbonat malzeme kaynakları oluşturabilirler.

## 17.6 YERKÜRE'NİN TARİHÇESİNDE VOLKANİK KAYALAR

### 17.6.1 Stratigrafide Volkanik Kayalar

Sedimenter istiflerdeki lavlar ve volkanoklastik çökeller stratigrafide önemli bir rol oynarlar. Çünkü, diğer tüm sedimenter kayalardan farklı olarak radyometrik izotop analizleriyle yaşlandırılabilirler (21.2). Volkanik kayalardan hareketle belirlenebilen mutlak yaşlar özellikle istif içindeki fosiller olmak üzere diğer ölçütlere dayalı bir stratigrafik kalibrasyon şeması için ana çerçeveyi oluştururlar (20.1). Yaşlandırmanın katmanlar içinde oluşan bir mağmatik kaya katmanına dayalı olarak yapıldığı durumlarda birimin bir yüzey akışı, lav ya da bir **sill** gibi sokulum yoluyla oluşmuş katmanı birbirinden ayırt etmek önemlidir. Bir lavın verdiği yaş sedimenter istifin o kısmına ait iken, bir sill ile belirlenen yaş sedimentlerin çökelmesinden çok sonraki bir zamana aittir. Bir sill altındaki ve üstündeki tabakalarda temasla ısınma kanıtları sağlayan **pişmiş kenar** gibi lavlarda olmayan özelliklerle ayırt edilebilir. Bundan başka, bir sill yatay olarak izlenirken stratigrafideki tabakaları yukarı ya da aşağı yönde kesebilir; bu noktalarda dayk şeklinde sokulmuş olabilir. Diğer taraftan, lav akmaları püskürmenin su altında gelişmesi durumunda oluşan yastık yapısı veya karadaki püskürmelerde akmanın üst yüzeyinin bozuşması gibi bir sill yapısında bulunmayan özellikler sergileyebilir. Volkanik kayaların kapsamlı bozuşması veya ayrışması radyometrik yaşlandırma için problemlere neden olurlar. Çünkü bunların verdiği yaşlar güvenilir değildir.

### 17.6.2 Volkanik Olayların Büyüklüğü

Çoğu püskürmeler nispeten küçük olup, bunlardan çıkan malzemeler muntazam akan bir lav ve/veya küçük miktarlardaki kül şeklindedir. Bununla birlikte, kilometrelerce küp hacminde kül ve volkanik gaz püskürten, periyodik olarak gelişen devasa püskürmeler de vardır. Bu büyük olaylar stratigrafik kayıtlarda bazen

püskürme alanından yüzlerce kilometre uzaktaki çökelme ortamlarında oluşmuş şekilde volkanik külün daha kalın ve daha geniş yayılımlı çökeller olarak tanınırlar. Belirgin şekildeki bu kül bantları çok yararlı kılavuz seviyeleri oluştururlar. Buna ek olarak, yaşlandırma için de yararlı olabilirler. Büyük bir volkanik püskürmenin etkileri tüm dünyada görülebilir. Bir püskürmeden havaya karışan küller ve aerosollar (çözünmüş sülfat ve nitrat içeren su damlacıkları) atmosferde çok yükseklere çıkarak güneşten gelen radyasyonun nüfuzunu etkileyebilirler ve bu şekilde geçici bir küresel soğumaya neden olabilirler. Jeolojik tarihçedeki volkanik püskürmelerle bir karşılaştırma yapıldığında, 1980'deki St. Helen Dağı ve 1991'deki Pinatubo Dağı püskürmeleri nispeten küçük olup, püsküren malzeme miktarı 1 ile 10 $km^3$ arasında kalmıştır. ABD'nin kuzeybatısında Yellowstone'daki Kuvaterner püskürmelerinde 2500 $km^3$ kül üretildiği düşünülmektedir (Smith ve Braile, 1994). Endonezya'nın batısında Sumatra'daki geç Pleistosen olayı Bengal Körfezi'ne ve Hindistana'a kadar yayılan bir kül katmanı olan Toba Tüf'ünü çökeltmiştir (Ninkovitch vd., 1978).

### 17.6.3 Volkanizma ve Levha Tektoniği

Stratigrafik kayıtlarda volkanojenik çökellerin tanınması ve kimyasal analizleri yoluyla geçmişteki levha tektoniği olayları hakkında önemli ipuçları elde edilir ve bu şekilde Yeryuvarı'nın tarihçesinde çok eski dönemlere ait levha sınırlarını belirlemek mümkün olabilir. Yeryüzündeki volkanik faaliyetlerin çoğu okyanusal levhaların yitimi ile alakalı volkanik adalar zinciriyle birlikte levha kenarlarıyla ilişkilidir. Volkanizma genişlemeli tektonik rejimlerde tüm okyanusal yayılma sırtları boyunca ve kıta içi riftlerinde de oluşmaktadır. Doğrultu atımlı levha sınırları da volkanizma alanları olabilir. Levha sınırlarıyla ilişkili bu desenin istisnaları 'sıcak noktalar' üzerindeki volkanlardır. Buralar *mantodaki sorguçlar*ın tepesine karşılık gelir ve kabuğa çok fazla miktarda ısı sağlarlar. Jeokimyasal çalışmalar bu farklı tektonik ortamların her biri ile ilişkili volkanik kayalar için belirgin kimyasal işaretler ortaya koymuştur. Buna göre, stratigrafik kayıtlarda volkanik istiflerin oluşumu plakaların dağılımına dair kanıtlar sağlamaktadır.

## 17.7 VOLKANİK ÇÖKELLERİN TANINMASI: ÖZET

Volkanojenik çökellerin tanınmasında tek ve en önemli ölçüt malzemenin bileşimidir. Lavlar ve birincil volkanoklastik kırıntılar nadiren püskürme ürünleri dışında malzeme içerirler. İçerdikleri malzemenin karakteri de mağmanın bileşimine ve püskürmenin karakterine bağlıdır. Malzemenin ince taneli, ayrışmış olduğu veya her ikisinin geçerli olduğu durumda stratigrafik kayıtlardaki volkanoklastik kökenli kayaların tanınması daha zordur. Bir el örneğinde ince taneli bir volkanoklastik kaya benzer tane boyundaki bir terijen kırıntılı kaya ile karıştırılabilir. İnce kesitlerin mikroskopla incelenmesiyle problem genellikle çözülür. Bu sayede bir volkanoklastik çökel içindeki kristalen formları terijen klastik malzemenin aşınmış, kırıntılı tanelerinden ayırt etmek mümkün olur. Ayrışma feldispatları ve diğer mineralleri kile dönüştürmek suretiyle kayanın orijinal volkanik fabriğini tahrip edebilir. Özellikle bazaltik bileşimli kayalar ayrışmaya duyarlıdırlar. Tam bir ayrışma, malzemenin orijinal karakterinin, tam bir alterasyona rağmen tamamı kil minerallerine dönüşen feldispat minerallerinde mineralin sınırlarına ait ana hatların korunması durumunda olduğu gibi, sadece artık fabrikten tanımlanabileceği ya da killerin kimyasının XRD analizinden belirlendiği anlamına gelebilir.

**Volkanoklastik Çökellerin Özellikleri**

- Litoloji: Litik, kristal ve cam parçalarıyla birlikte bazaltik-riyolitik arasındaki bileşimde
- Mineraloji: Feldispat, diğer silikat mineralleri, biraz kuvars
- Doku: Kötü-orta boylanmış
- Tabaka geometrisi: Örtü veya topoğrafik dolgu şeklinde
- Sedimenter yapılar: Paralel tabakalanma, piroklastik akmalarda kumul ve antidün çapraz tabakalanması
- Paleoakıntılar: Çapraz tabakalanma piroklastik akış yönünü işaret edebilir.
- Fosiller: Kül yağması veya akması sırasında kapanlanan bitkiler ve hayvanlar hariç, nadir
- Renk: Bazaltik çökellerde siyahtan riyolitik malzemede açık griye değişen aralıkta
- Fasiyes toplulukları: Piroklastik çökeller herhangi karasal ve sığ denizel fasiyeslerle birlikte oluşabilir.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London.

Fisher, R.V. and Schmincke, H-U. 1994. *Volcaniclastic sediment transport and deposition*. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 351–388.

Fisher, R.V. and Smith, G.A. 1991. *Sedimentation in Volcanic Settings*. Special Publication 45, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK.

Orton, G.J. 1995. *Facies models in volcanic terrains: time's arrow versus time's cycle*. In: Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Teaching and Research of Harold G. Reading (Ed. Plint, A.G.) Special Publication 22, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 157–193.

Orton, G.J. 1996. *Volcanic Environments*. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 485–567.

# 18
# Çökelim Sonrası Yapılar ve Diyajenez

Karada ya da denizde çökelen bir sediment kütlesi normalde bir sedimenter kaya olmadan önce önemli bir değişime uğrar. Fiziksel, kimyasal ve belli bir dereceye kadar da biyolojik süreçler sedimentler üzerine moleküler ölçekten havza genişliğine değişen düzeyde rol oynarlar. Bu süreçler genellikle gevşek malzemeyi sıkıştırmak ve sedimentleri bağlayan çimentoları üretecek olan malzemeyi eklemek suretiyle sedimentleri kayaya dönüştürürler. Yeni mineraller ve organik maddeleri oluşturan kimyasal değişimler meydana gelir, fiziksel süreçler katmanları büyük veya küçük ölçekte etkiler. Çökelim sonrası bu süreçlerin önemli bir ürünü, fosil yakıtların oluşması ve bir yerde birikmesidir. Kömür, petrol ve doğal gazın üçü de sedimenter katmanlarda çökelimden sonraki süreçlerin ürünleridir.

## 18.1 SEDİMENTER KATMANLARIN ÇÖKELİM SONRASI DEĞİŞİMİ

Sedimentler genellikle çapraz tabakalanma, dalga kırışıklıkları gibi özellikler içeren katmanlar şeklinde çökelirler ya da çökelme sırasında yatay laminalanma gelişir. Bunlara **birincil sedimenter yapılar** denir. Bu sedimenter yapılardaki ilk katmanlanma sedimentin yumuşak kalması halinde akışkan hareketiyle ve yerçekimsel etkilerle değişime uğrayabilir. Sedimenter katmanlardaki tahribat çökelmeden hemen sonra olabileceği gibi malzemenin taşlaştığı zamana kadar herhangi bir zamanda da olabilir. Taze çökelmiş sediment tabakalarının fabrik ve katmanlarındaki değişim için **yumuşak sediment deformasyonu** şeklinde genel bir terim kullanılır. Deformasyon yapıları en çok yoğunluk kontrastından kaynaklanan sediment duraysızlıkları ve akışkanların sediment içinde akışları sonucunda oluşurlar.

Bir sediment bir denizel ortamda çökeldiği zaman suya doygundur. Karasal sedimentlerin çoğu da yeraltı suyuyla doygun hale gelirler. Daha fazla sediment eklenmesiyle oluşan gömülme, suyun sedimentler içinde üstteki geçirimsiz bir katman ile kapanlandığı durumlar hariç, genellikle gözeneklerden suyun giderek daha fazla miktarda atılmasına neden olur. Kapanlanan bu su **aşırı basınçlı** hale gelir ve üstteki katmanda bulunan bir çatlağın suyun salıverilmesine izin vermesi halinde yüksek hızlarda yukarı doğru hareket eder (Leeder, 1999). Hızla hareket eden su sedimentlerin

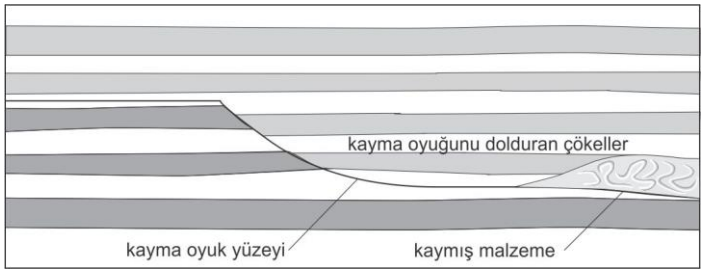
**akışkanlaşması**na ve suyla birlikte yukarı taşınmasına neden olur. Daha ince taneli sedimentler yukarı doğru daha kolay taşınacağından dolayı aradan çıkar (tasfiye olur; elutriation); ince kum akışkanla taşınırken geride daha iri ve daha kohezif malzemeler kalır. **Sıvılaşma** doygun bir sediment kütlesinin deprem gibi bir şoktan etkilenerek geçici olarak sıvı duruma geldiği, viskoz bir akışkan gibi davrandığı daha kısa süreli bir süreçtir. Sediment ve akışkan sıvılaşma sırasında genellikle sadece sınırlı bir alan içinde hareket ederler.

Yumuşak sediment deformasyonu değişik ölçeklerde çok değişik şekiller alır ve su altında çökelen, çökelmeden sonra bir miktar suyu tutan tüm çökellerde gelişebilir. Sediment duraysızlıkları, sıvılaşma, akışkanlaşma ve yüklemeden dolayı gevşek yapılar içinde gruplanabilirler. Bu deformasyonların hiç biri tek başına gelişmez; bir şekilde birbiriyle ilişkilidirler.

### 18.1.1 Sediment Duraysızlıklarından Kaynaklanan Yapılar

#### Göçmeler ve Göçme İzleri

Göçmeler ve göçme izleri (Şekiller 18.1, 18.2) göçme izleri ve **büyüme fayları** arasında bir boyut ve süreç devamlılığı söz konusudur. Büyüme faylarının **sinsedimenter yapılar** olduğu düşünülmektedir; yani, bir katmanlar paketinin çökelmesi sırasında gelişirler. Bunlar daha çok depolanmalı yamacın ve delta önünün tepesinde akarsu ağzı seddesi kumları ile prodelta çamurlarının üst üste gelmesinin istif içinde yerçekimsel duraysızlıklarla sonuçlandığı delta önü istiflerde (12.6) bulunurlar (Collinson, 2003; Collinson vd., 2006). Kırılma zayıf seviyeler üzerinde gerçekleşir ve sedimenter istif içinde kaşık şekilli bir fay (**listrik fay**) oluşturacak şekilde yukarı doğru yayılır. Eğrisel fay yüzeyi üzerinde (Şekil 18.3) tabakaların hareketi sediment yığınlarında yerçekimsel duraysızlıklar sonucunda oluşurlar. Bir yamaç üzerinde bir sediment kütlesi çökeldiği zaman yamaç eğiminin sadece birkaç derece olması durumunda bile çoğunlukla duraysızdır. Bir deprem şokuna veya aniden daha fazla sediment yüklemesine maruz kaldıklarında sediment kütlesi içindeki yüzeylerde yenilme oluşabilir ve bu da malzemenin göçmesine neden olur. **Göçmüş tabakalar** deforme olarak antiklinallerin burunları yamaç aşağı yönlenmiş şekilde tipik kıvrım yapısı gösteren katmanlara dönüşürler. Göçen malzemenin uzaklaşmasıyla geride kalan yüzeye **göçme izi** denir. sedimentlerin daha sonra doldurmasıyla bu izler korunurlar. Göçme izleri stratigrafik kayıtlarda üç boyutta kaşık şekilli yapılar şeklinde tanınabilir. Genişlikleri birkaç metreden yüzlerde metreye kadar değişebilir. Delta sekanslarında yaygın olmakla birlikte bir yamaç üzerinde çökelen tüm malzemelerde gelişebilirler.



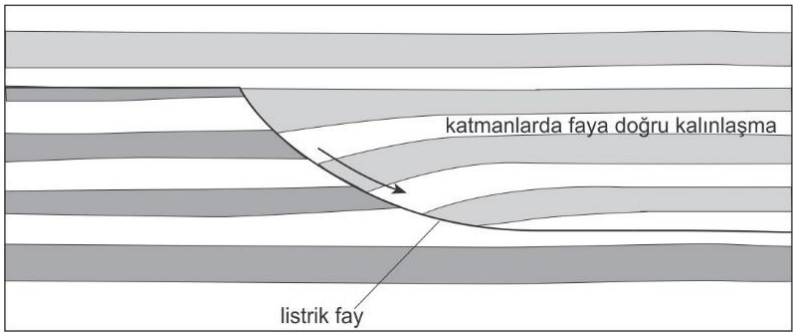

**Şekil 18.1 Tabakalar içindeki duraysızlıklar istifin bazı kısımlarında göçme ile sonuçlanarak deforme olmuş malzeme kütleleri oluştururlar. Göçme izleri üzerinde hareket olan yüzeylerdir.**

#### Büyüme Fayları

Her ikisinin de sedimenter bir istifte üzerinde göreceli yer değiştirmenin gerçekleştiği yüzeyler olan



**Şekil 18.2 Farklı eğimdeki katmanlar tabakaları döndüren göçmenin bir sonucudur.**




**Şekil 18.3 Sedimentasyon sırasındaki faylanma büyüme fayının oluşumuyla sonuçlanır. Sağda faya doğru kalınlaşan katmanlar çökelme sırasında fay üzerindeki hareketin kanıtıdır.**

tabakalarda karakteristik bir dönmeye neden olur. Tek bir fay sadece istifin bir kısmını etkilediği ve üzerine gelen tabakaları etkilemediği için, büyüme fayları çökelim sonrası faylanmadan ayırt edilebilirler.

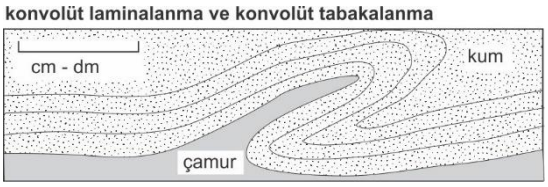
### 18.1.2 Sıvılaşmadan Kaynaklanan Yapılar

#### Konvolüt Tabakalanma ve Konvolüt Laminasyon

Sedimentlerdeki katmanlanma malzemenin lokalize ve küçük ölçekli sıvılaşmasının bir sonucu olarak çökelme sırasında veya sonrasında örselenebilir. Bu şekilde oluşan yeni yapılar hafifçe dik eğimli çapraz tabakalanmadan konvolüt laminalanma ve konvolüt tabakalanma (Şekil 18.4 ve 18.5) adı verilen yüksek derecede kıvrımlı ve çarpık katmanlara kadar değişir. Bu yapılar sedimentlerin hafif eğimli bir yamaç üzerinde veya malzemede üstteki akışkanın akmasından ileri gelen kesme gerilmesinin söz konusu olduğu yerlerde gelişirler (Leeder, 1999; Collinson, 2006). Katmanlardaki kıvrımlar antiklinalin burnu yamaç aşağı yönü ya da akış yönünü işaret edecek şekilde asimetrik olmaya meyillidirler. Konvolüt laminalanma özellikle türbiditlerde yaygın olup, tabakaların laminalı ve çapraz laminalı kısımlarında görülebilir.

#### Devrik Çapraz Tabakalanma

Su altı kumullarının kuytu yamaçlarında çığlanma yoluyla çökelen kumlar gevşek paketlenmeli ve suya doygun haldedirler. Çapraz tabakalar seti üzerindeki kuvvetli akıntının neden olduğu kesme gerilmesiyle kolayca sıvılaşarak deforme olabilirler. Çapraz tabakaların üst kesimindeki makaslama **yatık kıvrımlı çapraz tabakalanma** veya **devrik çapraz tabakalanma** adı verilen karakteristik şekiller oluşturur (Şekil 18.6).




**Şekil 18.4 Çökellerin sıvılaşmasıyla oluşan konvolüt laminalanma ve konvolüt tabakalanma.**

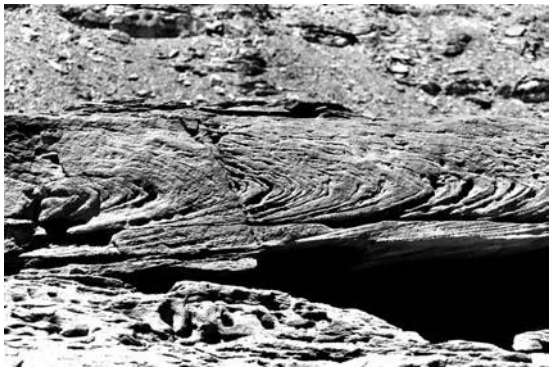


**Şekil 18.5 İnce tabakalı çamurtaşı ve kumtaşında göçme sonucunda oluşan konvolüt laminalanma.**

### 18.1.3 Akışkanlanmadan Kaynaklanan Yapılar

#### Tabak ve Sütun Yapıları

Bir tabakadan gözenek suyunun atılması sonucunda oluştuklarından dolayı, akışkanlaşma süreçleriyle oluşan yumuşak sediment deformasyon yapıları için çoğu

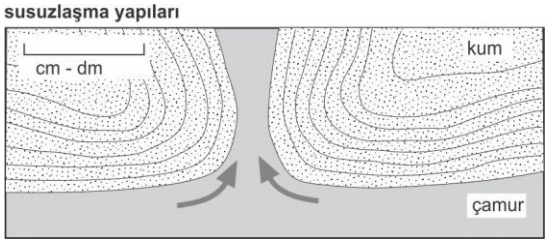


**Şekil 18.6 Toplam kalınlığı 60 cm civarında olan kumtaşı tabakalarında devrik çapraz tabakalanma. Bu yapılar ilk olarak su altı kumulu tabaka şekillerinin göçüyle çapraz tabakalar şeklinde çökelmiş ve sonra çapraz tabakalı setin üst kesimi üstteki akışın neden olduğu kesme gerilmesiyle deforme olmuştur.**

zaman **drenaj yapıları** (Şekil 18.7) terimi kullanılır. **Tabak yapıları** sedimentlerde akışkanın yukarı doğru hareketiyle oluşan, boyutu birkaç cm'den birkaç dm'ye değişen içbükey örselenmelerdir (Leeder, 1999; Collinson vd., 2006). Çoğu zaman sediment içindeki akışkan akışı açısından yerel bariyer vazifesi gören kil laminaları sayesinde tanınırlar. Tabak yapılarının plan görünümü poligonal şekillidir. **Elütriasyon yapıları** (elutriation pipes) olarak da bilinen **sütun yapıları** düşey su kaçma kanallarıdır. Geometrileri basit tüpler şeklinde ya da düşey perde şeklinde olabilir. Her ne kadar ayrı ayı gelişebilirlerse de, tabak ve sütun yapıları çoğu zaman birlikte meydana gelirler.

### Sedimenter Dayklar

Su altındaki sedimentte büyük kütlelerin akışkanlaşması sedimentin tasfiyesine (elütriasyonuna)



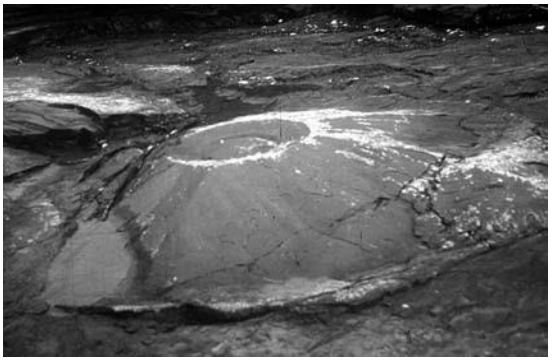

**Şekil 18.7 Akışkanın alt katmanlardan yukarı doğru hareketi sonucunda su kaçma yapıları gelişir.**

ve genişliği birkaç cm'den birkaç dm'ye değişen **sedimenter dayklarn** oluşmasına neden olabilir. Perde şekilli bu düşey kütleler tipik olarak ince kumdan yapılmış olup, diğer tabakaları keserler. Aşırı basınçlı bir katmanın yukarısında bir çatlak oluştuğu zaman meydana gelirler ve suyun yukarı doğru fışkırması neticesinde sedimentler çatlak içine taşınır. Kumlar her zaman olmasa da daykın duvarlarına paralel bir tabakalanma gösterebilirler.

Aşağıdan enjeksiyon yoluyla oluşan sedimenter dayklar ile alttaki tabaka içinde bulunan yarık ve çatlaklara yukarıdan pasif yolla dolan malzemenin oluşturduğu **yarık dolguları** birbirine karıştırılmamalıdır. Yarık dolguları depremden dolayı yüzeyde çatlak oluşan yerlerde ya da karstik bozuşma (6.6.3) süreçlerinde çözeltilerin çatlakları genişlettiği yerlerde oluşur. Genellikle aşağı doğru daraldıkları için sedimenter dayklardan ayırt edilebilirler. Bu yarıklar herhangi boydaki bir kırıntı ile dolabilirler (yaygın olarak breş) ve depremlerle ilişkili oldukları yerlerde açılma ve dolmanın tekrarlı evreleri görülebilir. Bu yarık dolguları için geçmişte **Neptüniyen daykı** terimi kullanılmıştır.

### Kum Volkanları ve Pırtlamış Yaygılar

İzole bacalardan yüzeye gelen sıvılaşmış sediment çapı birkaç dm civarında **kum volkanları** şeklinde yayılır (Şekil 18.8) (Leeder, 1999; Collinson vd., 2006). Yüzeydeki bu kum püskürmeleri sadece düşük enerji koşullarında kumun akıntılarla yeniden işlemediği koşullarda korunabilir. Sedimenter dayklarla yüzeye



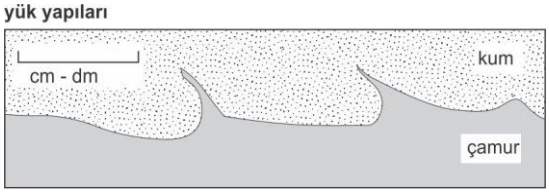
**Şekil 18.8 Akışkanın alt katmanlardan yukarı doğru hareketiyle sediment yüzeyine çıkan kumlar kum volkanı oluştururlar.**

getirilen kum genellikle yüzeyde **pırtlamış yaygı** (**extruded sheet**) adı verilen kumlu sedimentler şeklinde yayılırlar. Altlarında bir daykın varlığından emin olmadan bu yaygıların tanınması kolay olmayabilir. Sill yapılarını oluşturan sokulumlar da oluşabilirse de tanınmaları zor olabilir.

### 18.1.4 Yüklemeden Kaynaklanan Yapılar

#### Yük Kalıpları

Nispeten düşük yoğunluktaki bir malzeme kütlesi üzerine daha yüksek yoğunlukta bir kütle gelmesi halinde dengesiz bir durum ortaya çıkar. Her iki katman da ıslak ise yoğunluğu düşük olan kütle basınca maruz kalır ve üstteki birimin zayıflıklarını kullanarak yukarıya doğru hareket etmeye ve üstteki kütleyi de deforme etmeye çalışır. **Yük kalıpları** yoğunluğu yüksek kumların alttaki çamur içine kısmen battığı, yönü aşağıya bakan ampulsü yapılar oluşturduğu yerlerde meydana gelirler (Şekil 18.9). Çamur da üstteki kum tabakası içerine zorlanarak alev yapısı meydana getirebilir (Collinson vd., 2006). Kum aşağıya doğru ve çamur da yukarı doğru zorlanırken, çamurlu tabaka içindeki kum tamamen yalıtılmış halde kum topları meydana getirebilir. Bu yük kalıbı yapıları için bazen '**top ve yastık yapıları**' terimi kullanılır (Owen, 2003). Kumlu türbidit tabakalarında ve kumun doğrudan ıslak çamur üzerine çökeldiği diğer yerlerde yaygındır.

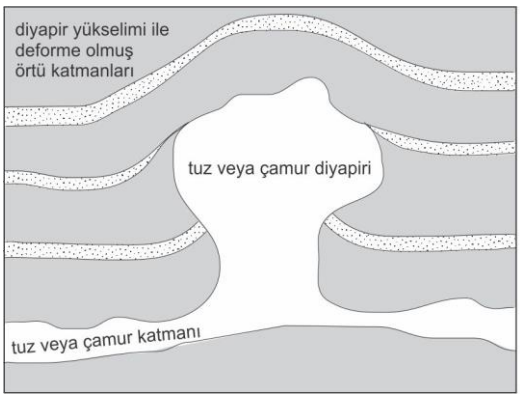



**Şekil 18.9 Tipik olarak kumdan oluşan daha yoğun sedimentlerin yumuşak çamur üzerinde çökeldiği yerde yük kalıpları ile birlikte top ve yastık yapıları gelişir.**

#### Diyapirizma

Pekleşmemiş sediment katmanları arasındaki yoğunluk farklılığından kaynaklanan duraysızlığın malzemenin büyük ölçekte hareketi ile sonuçlandığı süreç **diyapirizma** olarak adlandırılır. Çok değişik ortamlardaki bir dizi kaya ve sediment türü içinde gelişebilen bu süreç daha çok yoğunluk kontrastının büyük ve yoğunluğu düşük malzemenin de nispeten hareketli olduğu yerlerde gözlenir. Kaya veya sediment katmanının toplam yoğunluğu a) minerallerin yoğunluğu ve b) boşlukları gaz veya sıvı ile dolu malzemenin oranı olmak üzere iki etmen tarafından kontrol edilir. **Tuz diyapirizması** ve **çamur diyapirizması** sedimenter istiflerde yaygın olarak görülen iki diyapirizma çeşidi olup, sedimentoloji ve stratigrafide iki açıdan önem taşırlar. Birincisi, diyapirik yapıların deniz tabanında karbonat çökeliminin gerçekleşebileceği yerel yükselimleri oluşturabilmesidir (Bölüm 15). İkincisi, diyapirizmanın hidrokarbon kapanlar (18.7.4) olabilecek yeraltı yapılarını meydana getirebilmesidir.

Halitin (NaCl) mineral yoğunluğu 2,17 g/cm$^3$ olup, orta derecede gözenekli birçok kumtaşı ve kireçtaşının yoğunluğundan bile düşüktür. Halit gözeneksiz olsa da diğer tüm jeolojik malzemeler gibi plastik davranış sergiler ve yeterli ısı ve/veya basınca maruz kaldığında da deforme olur. Halitin plastik olarak davranması için gerekli basınç üstte bulunan sadece birkaç yüz metre kalınlıktaki (**örtü**) katmanlar tarafından sağlanabilir ve düşük yoğunluğundan dolayı da örtünün daha ince olduğu veya faylarla zayıflatıldığı yerlerde yukarı doğru hareket eder. Tuzun diyapirik hareketinin üstteki katmanları deforme etmesi '**tuz tektoniği**' olarak bilinen sıra dışı bir olaydır. Bu sürecin etkileri tuz katmanında şişmelerden üst katmanlar içine sokularak dom şekilli kütlelere (Şekil 18.10) ve tuz kütlesinin katmanları yararak yüzeye kadar çıktığı ölçeklere kadar değişir (Alsop vd., 1996). Çok kurak bölgelerde yüzeye kadar çıkan tuzlar yeryüzünde çok viskoz bir volkanik akmaya benzer arazi şekilleri oluşturabilirler.



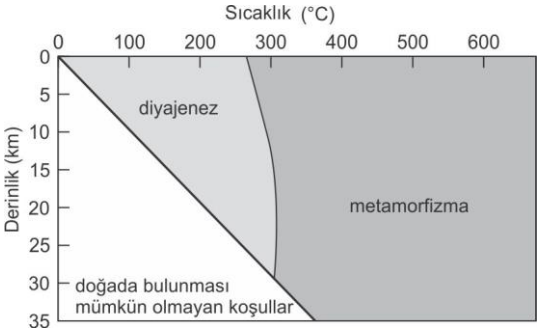

**Şekil 18.10 Tuz ve suya doygun çamur gibi yoğunluğu düşük malzemenin üzerine daha yoğun sedimentlerin gelmesi halinde diyapirik yapılar oluşur.**

Diyapirizmanın ikinci ana şekli bir sedimentin yüksek gözenekliliğe sahip olduğu ve yoğunluğunun da yüksek orandaki suyla karışık sedimentten dolayı azaldığı yerde gelişir. Bu durum daha çok çamurlu sedimentin hızla çökeldiği yerlerde meydana gelir. Deniz tabanında yeni çökelmiş çamur kütlesinin yaklaşık %75'i sudur. Bunların üzerine daha fazla sediment geldikçe çamur içindeki su giderek sıkışarak dışarı atılır. Ancak, her ne kadar gözenekli de olsalar, kilce zengin çökellerin geçirgenliği levhaması kil parçacıklarının malzeme içinden su geçişini engellemesinden dolayı düşüktür. Bu nedenle, suyun kaçması için yeterli süre bulunmadığı durumda çamurlu katmanlar içindeki su kapanlanma eğilimindedir. Bunun sonucunda su bakımından zengin, yoğunluğu düşük ve daha yoğun bir sediment ile üzerlenmiş bir katman ortaya çıkar. Bu durum daha çok bir deltanın ilerlemesi sırasında ince taneli prodelta fasiyeslerinin delta cephesinde ve delta tepesinde kumlarla üzerlendiği yerlerde gelişir. Çamur diyapirizması (bazen **şeyl diyapirizması** olarak da adlandırılır) bu nedenle çamurlu delta istiflerinin yaygın bir özelliğidir (Hiscott, 2003).

## 18.2 DİYAJENEZ SÜREÇLERİ

Bir sedimentin çökelmeden sonra karakterinde meydana gelen fiziksel ve kimyasal değişimlere **diyajenez** denilmektedir (Milliken, 2003). Bu süreçler tipik olarak 250 ºC ve altı gibi nispeten düşük sıcaklıklarda ve yaklaşık 5000 m'ye kadar çıkan derinliklere gelişmektedir (Şekil 18.11). Diyajenez ile metamorfizma arasında bir süreklilik söz konusudur. Metamorfizma daha yüksek (tipik olarak 250 ºC-300 ºC üzerindeki) sıcaklıklarda ve basınçlarda gelişir. Metamorfizmada orijinal sedimenter fabrik tahrip edilir.

Sedimentler genellikle çökelme sırasında henüz pekleşmemiş malzemeler olup, gevşek kum veya çakıl, yumuşak çamur veya ölmüş canlılara ait kısımların bir yığını şeklindedir. **Taşlaşma** (lithification) sedimentin kayaya dönüşme süreci olup, ilk çökelimden sonra herhangi bir zamanda oluşabilen kimyasal ve fiziksel süreçlerin ikisini de kapsar. Bazı sedimentler hemen taşlaşırken diğer bazılarında milyonlarca yıl alabilir. Çökelimden milyonlarca yıl sonra bile gevşek malzeme olarak kalabilen pekleşmemiş sedimentler de vardır. Çökelmeden hemen sonra gelişen taşlaşma bazı kireçtaşlarında, evaporit çökellerinde ve volkanoklastik sedimentlerde meydana gelir. Bunların hepsi de çökelme

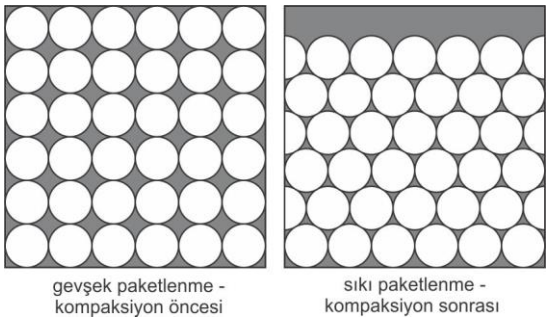



**Şekil 18.11 Diyajenez süreçleri için derinlik ve sıcaklık aralıkları.**

zamanında kayaya dönüşebilirler. Bağlamtaşları biyohermler gibi katı kalsiyum karbonat kütleleri inşa eden organizmaların iskeletlerinden oluşur. Meselâ mercan resiflerinde (15.3.2) mercan kütlesi arasındaki gevşek malzeme daha sonra taşlaşabilirse de, kayanın ana çatısı yerli yerinde (in situ) gelişir. Sudan kimyasal çökelme sonucunda katı kristalen evaporit mineralleri oluşur. Daha ileri bir örnek de kül ve gazın sıcak bulutlarından (nuée ardente) çökelen piroklastik sedimentlerdir. Çökelme sırasındaki sıcaklıklar bir kaynaklanmış tüf (17.2.2) oluşturacak kadar yüksek olabilir.

### 18.2.1 Gömülme Diyajenezi: Kompaksiyon

Sediment birikimi daha önceki çökeller üzerine daha genç malzeme gelmesi şeklinde olup, alttaki sedimentler üzerine düşey yönde etkiyen bir örtü basıncı uygular ve daha çok sediment ve dolayısıyla daha çok kütle eklendikçe de artar. Gevşek agregalar örtü basıncına başlangıçta parçacıkların paketlenmesini değiştirerek tepki verirler. Kırıntılar birbiri üzerinden kayarak sediment kütlesinin toplam hacmini azaltacak bir pozisyon alırlar (Şekil 18.12). Bu süreç sedimentin yoğunluğunu arttıran **kompaksiyon** süreçlerinden biri olup, tüm gevşek agregalarda kırıntıların orta düzey basınç altında kendilerini yeniden düzenlemesiyle gelişir. Taneler arasındaki boşluklarda bulunan su süreç sırasında dışarı atılır ve parçacıkların yeniden paketlenmesiyle oluşan kompaksiyon kum kütlesinin hacmini %10 civarında azaltabilir. Kompaksiyon sırasında mika tanecikleri veya kumtaşındaki çamur kırıntıları gibi zayıf taneler kuvars gibi çok daha sağlam tanelerden gelen basınç altında plastik deformasyona



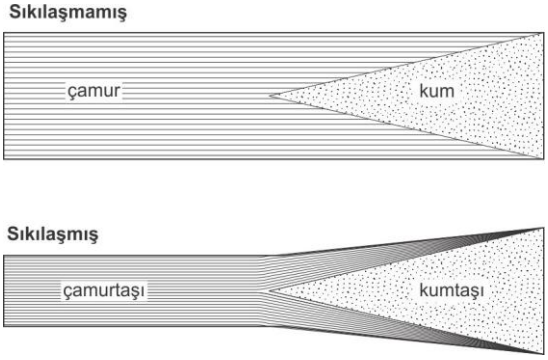

**Şekil 18.12 Kürelerin paketlenmesindeki değişim gözeneklilikte ve dolayısıyla toplam hacimde azalmaya neden olabilir.**

uğrayabilirler. Basınç altında tanelerin kırılması veya **kataklaz** da gelişebilir.

Çamur çökeldiği zaman hacminin %80 kadarı su olabilir. Bu oran binlerce metre gömülme derinliği altında %30'a düşerek malzemede meydana gelen önemli bir kompaksiyonu temsil eder. Mercan resifinde oluşan bir bağlamtaşı örneğinde olduğu gibi, bazı sedimentler ilk gömülme altında hiç bir kompaksiyona uğramayabilirler. Kompaksiyonun yatay katmanlı sedimentlerde kalınlık incelmesi dışında etkisi çok azdır. Çapraz tabakalanma gibi içsel sedimenter yapılar kompaksiyon yoluyla hafifçe değiştirilebilir ve çapraz tabakaların yatayla yaptığı açı biraz artabilir.

### Diferansiyel Kompaksiyon

Sediment türünde yanal değişim olduğu yerlerde sediment yığının bir kısmı ona komşu diğer kısma nazaran daha fazla kompaksiyona uğradığı zaman **diferansiyel kompaksiyon** meydana gelir. İzole bir resif yaması etrafında çökelmiş kireç çamuru, çamur ile kuşatılmış bir kum seddesi ve çamur içine oyulmuş ve kumla doldurulmuş bir deniz altı kanalı diferansiyel kompaksiyon için verilebilecek örneklerden bazılarıdır. Her bir durumda ince malzemenin örtü basıncı altında sıkışma derecesi kum veya resifinkinden büyük olacaktır. İzole kütle etrafında daha ince sedimentler sıkışma etkisiyle 'örtme' yapar (Şekil 18.13). Bu durum genişliği birkaç metreden yüzlerce metreye değişen tüm kütleler üzerinde her ölçekte gelişebilir. Diferansiyel kompaksiyon etkisi kumla dolu kanalların setüstü çamurtaşlarıyla kuşatıldığı flüvyal istiflerde daha azdır. Bunun nedeni, ince tane boylu sedimentlerin taşkın




**Şekil 18.13 Kumtaşı ile çamurtaşı arasındaki diferansiyel kompaksiyon bir kumtaşı merceği etrafında perdeleme ile sonuçlanır.**

olayları arasındaki dönemlerde kuruması ve boşluk suyunun çoğunu kaybetmesidir. Bunun sonucunda setüstü çamurları ile kanal kumları üzerindeki örtü basıncı aynı olabilir. Diferansiyel kompaksiyon milimetre ve santimetre ölçeklerinde olmak üzere sediment türünde kontrast olan yerlerde de görülebilir. Çamur katmanları kırışıklık ve kumul tabaka şekillerinin oluşturduğu mercekler etrafında perdeleme yapmış olabilir. Erken çimentolanmanın olduğu yerlerde nodüller ve konkresyonlar etrafında yerel kompaksiyon etkileri de gelişebilir (Şekil 18.14).

### Basınç Çözünmesi

Sedimentlerin üzerine gelen daha fazla katmanlar altında gömülmesiyle ortaya çıkan büyük örtü basınçları

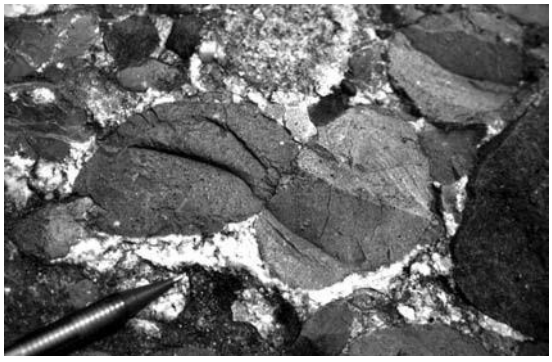


**Şekil 18.14 Bir çamurtaşı içindeki yumru etrafında katmanların kompaksiyonu.**

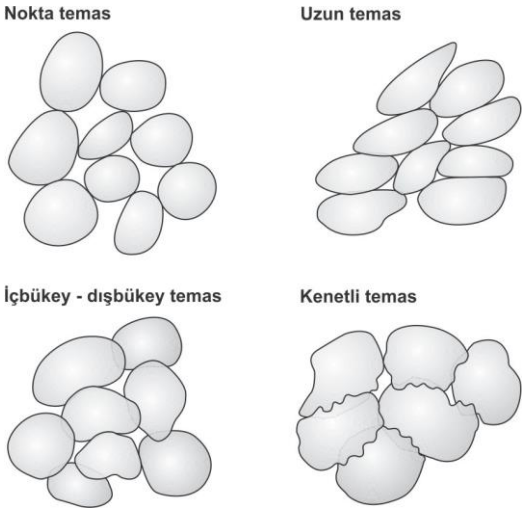
ekstrem derecede büyük fiziksel ve kimyasal değişimlere neden olur. Kumtaşları ve çakıltaşlarında basınç taneler veya daha iri kırıntılar arasında yoğunlaşarak o noktalarda gerilme konsantrasyonlarına neden olur (Şekil 18.15). Boşluk suyu bulunması halinde difüzyon meydana gelir ve mineral malzemesinin bir kısmını temas noktasından alıp uzaklaştırarak mineral tanelerinin üzerinde yeniden çökeltir. Tanelerin birbirine bağlandığı, sedimente bir rijitlik kazandırdığı, yani taşlaştığı bu sürece **basınç çözünmesi** (**pressure solution**) denir (Renard ve Dysthe, 2003). Bu etkiler bir kaya ince kesitinin petrografi mikroskobunda incelendiği zaman tane dokanaklarında görülebilir. Basınç çözünme etkileri kireçtaşı tabakalarında yaygın olarak görülebilir (18.4.1).

**Kompaksiyon Etkileri**

Bir agregadaki kompaksiyon etkisi tane dokanaklarının özelliklerine bakarak belirlenebilir (Şekil 18.16). Sedimentin çok az örtü basıncına maruz kalması halinde kırıntılar sadece birbirine dokundukları yerde **nokta temaslar** oluştururlar. Paketlenmeden dolayı gözeneklilikteki azalma daha fazla sayıda tanenin kenarları bir araya getirilerek **uzun temaslar** oluşur. Bir tanenin diğeriyle temas noktasında çözündüğü yerde taneler arasındaki basınç çözünmesi **içbükey-dışbükey temaslar** meydana getirir (Şekil 18.16). Çok yüksek örtü basınçları altında taneler arasındaki sınırlar metamorfizmanın daha ekstrem koşullarında yaygın bir desen olarak görülen daha karmaşık bir **kenet yapısı** oluştururlar.



**Şekil 18.15 İki kireçtaşı çakılı arasında temas yüzeyinde gelişen basınç çözünmesi.**




**Şekil 18.16 Tane temas türleri. Nokta temastan uzun temasa (tanelerin yeniden yönelimini de içerecek şekilde) uzun temastan içbükey-dışbükey temas ve kenetli temasa doğru (her ikisi de bir dereceye kadar basınç çözünmesi kapsar) genellikle giderek artan miktarda bir kompaksiyon söz konusudur.**

### 18.2.2 Diyajenezde Kimyasal Süreçler: Çimentolanma

Sediment-su ve sediment-hava ara yüzeylerinde sedimentte belli miktarda bir değişim meydana gelir. Bu aşamada oluşan çimentolara **eojenetik çimentolar** denir. Bunlar sinsedimenter olarak veya çökelmeden çok kısa bir zaman sonra gelişirler (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003). Kimyasal değişimlerin çoğu gömülü ve suya doygun sedimentlerde meydana gelir. Bu aşamada oluşan çimentolara **mezojenetik çimentolar** denir. Yükselim sırasında nadiren gelişen çimentolanmaya da **telojenetik çimentolanma** denir. Bu diyajenez evrelerinde taneler, su ve gözenekteki çözünmüş iyonlar arasında kimyasal reaksiyonlar meydana gelir. Bu reaksiyonlar çok düşük sıcaklıklarda meydana gelirler ve genellikle çok yavaştırlar. Bu reaksiyonlarda bazı mineral tanelerinin çözünmesi, yeni minerallerin çökelmesi, minerallerin yeniden kristallenmesi ve bir mineralin diğerinin yerini alması mümkündür.

**Çözünme**

Tane çözünme süreçleri mineral bileşimi ve gözenek suyu kimyası tarafından denetlenir. Karbonat

çözünürlüğü azalan sıcaklıkla ve artan asitlik (azalan pH) ile birlikte artar. Çözeltide karbon dioksitin varlığı gözenek suyunun asitliğini arttırır. Organik madde bileşenlerinin yıkanması da pH'yi azaltabilir. Bu nedenle, karasal kırıntılı sediment içindeki kalkerli kavkı döküntülerinin çözünmesi yaygın olarak gelişir ve bunun da taşlaşma öncesinde meydana gelmesi durumunda fosilin tüm izleri kaybolabilir. Fosilin çimentolanmadan sonra çözünmesi geride fosilin kalıbını bırakabilir. Bu kalıp bir boşluk şeklinde kalabileceği gibi sonradan çimento ile dolarak bir fosil kalıbı da oluşabilir. Silisin sudaki çözünürlüğü kalsiyum karbonata göre çok düşük olup, kuvarsta büyük ölçekli çözünmelere genellikle rastlanmaz. Ancak, silisyum daha sıcak suda ve daha alkalin (daha yüksek pH) koşullarda daha fazla çözünür. Opal silisin çözünürlüğü kristalen kuvarsınkinden yüksektir. Kuvars çözünmelerinin çoğu basınç çözünmesi etkisiyle tane sınırlarında meydana gelir fakat açığa çıkan silis genellikle komşu gözeneklerde çökelir.

**Çimentoların Çökelmesi**

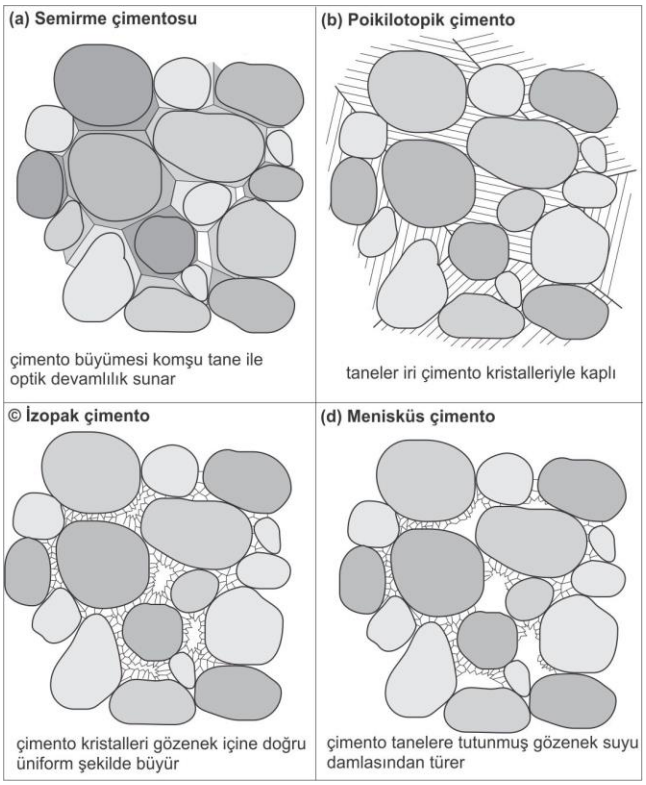
Sedimentlerin gözeneklerinde kristallerin çekirdeklenmesi ve büyümesine **çimentolanma** denir. Daha iri taneler ile birlikte çökelen ve ince tanelerden oluşan hamur (2.3) ile diyajenez sırasında gözeneklerde çökelen mineraller olan **çimentolar** birbirine karıştırılmamalıdır. Çimentolar çok sayıda mineralden oluşabilir. En yaygın olanları silis ve karbonattır. Silis genellikle kuvars formunda olmakla birlikte bazen kalsedon şeklindedir. Karbonat tipik olarak kalsit ise de aragonit, dolomit ve siderit çimentolar da yaygındır. Çimento bazen kil minerali de olabilir. Bir sediment kütlesinde oluşan çimentonun türü gözenek sularında bulunan farklı minerallere, sıcaklığa ve gözenek suyunun asitliğine bağlıdır. Sıcaklığın yükselmesi veya asitliğin azalması durumunda karbonat mineralleri çökelebilir. Silis çimentolanması artan asitlik veya düşen sıcaklık koşullarında gelişir.

Tane büyümesi çimento ile aynı bileşimdeki bir tane üzerinde tercihli olarak gelişir. Buna göre, (örnek olarak) silis çimentosunun bir kuvars tanesi üzerinde oluşması bir başka mineral üzerinde oluşmasından daha kolaydır. Çimentodaki kristalin mevcut bir tane üzerinde büyüdüğü yerlerde tane ile birlikte **semirme** (**overgrowth/aşırı büyüme**) meydana gelir ve çimento üzerinde büyüdüğü kristal ile optik devamlılık gösterir (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003). Bunlara **sintaksiyal semirmeler** denir (Şekil 18.17). Semirmeler silis çimentolu kuvars kumlarında yaygın olarak görülürler. İnce kesit incelemelerinde kırıntı kuvars tanesi etrafında oluşmuş kuvars şekillerine rastlanır. Bunlarda orijinal tane yeni kristal içinde biraz daha koyu kenarlar (toz izli) ile tanınır. Karbonat kayalarında sparitik kalsitin semirmesi tek kalsit kristalinden oluşan krinoid ve ekinid gibi organizmaların biyojenik parçaları üzerinde oluşur (Scholle, 1978).

Çimentolanma sedimenti kayaya dönüştürür ve bu süreç sonunda hem gözeneklilik hem de geçirgenlik azalır. **Gözeneklilik** katı kaya ile doldurulumayan, onun yerine gaz veya sıvı ile doldurulan kısmın kayanın toplam hacime oranıdır. **Birincil gözeneklilik** çökelme sırasında gelişir. Daha çok **taneler-arası gözeneklilik** şeklindedir. Bazı sedimentlerde **tane-içi gözeneklilik** de olabilir. Bunlar daha çok kabuklu canlıların yapılarında bulunurlar. Çimentolar tanelerin kenarlarında oluşurlar ve gözenekler içine doğru büyüyerek gözenekliliği azaltırlar. Çökelmeden sonra oluşan **ikincil gözeneklilik** diyajenez süreçlerinin bir sonucudur. Bunun en çok meydana geldiği durumlar gözenek sularının kayanın kalsiyum karbonattan oluşan kabuklar gibi belli kısımlarını seçici şekilde çözdüğü durumlardır. **Geçirgenlik** bir akışkanın bir kaya hacminden geçebilme kolaylığı olup, gözeneklilik ile kısmen ilişkilidir. Bir kayanın gözenekliliği yüksek olmasına rağmen gözeneklerin birbiriyle bağlantılı olmadığı durumlarda geçirgenliği düşük olabilir. Bu durum gözenekli bir kumtaşında kısmen gelişen çimentonun taneler arasındaki boşluklarda bulunan 'boğazları' tıkamasıyla ya da bir kireçtaşında boşlukların kabuklu fosillerin localarında yalıtılmış olmasıyla ortaya çıkabilir. Gözenekliliği çok düşük bir kaya birbiriyle bağlantılı çok sayıda çatlak bulunması halinde çok geçirgen olabilir. Çimento büyümesi taneler arasındaki boşlukları tıkayarak geçirgenliği azaltma eğilimindedir. Gözenek boşlukları tamamen doldurularak sedimentin tamamen taşlaşmasına ve gözeneklilik ile geçirgenliğin sıfıra düşmesine neden olabilir.

**Yeniden Kristallenme**

Kimyasal bileşimin değişmeden yeni bir kristal yapısının yerli yerinde (*in situ*) meydana gelmesine yeniden kristallenme süreci adı verilir. Canlılar tarafından oluşturulan aragonit veya yüksek magnezyum kalsit gibi mineral formları diyajenez koşulları altında




**Şekil 18.17 Çimento fabrikleri. a) Aynı (kuvars veya kalsit gibi) mineralin çökelmesiyle meydana gelen semirme tane ile optik devamlılık sunar. b) Bir poikilotopik fabrik taneleri tamamen kuşatan çimento minerallerin bir sonucudur. c) Gözenek içindeki tüm yüzeylerde izopak bir çimento gelişimi. Sparitik kalsit çimentolarda yaygın görülen bir desendir. d) Sedimentten aşağı akan sudan çimento çökeldiğinde meydana gelen menisküs fabriği.**

duraylı kalmadığından ve yeniden kritstallenme yoluyla düşük magnezyum kalsit şeklinde yeni taneler oluşturduklarından dolayı, bu durum biyojenik kökenli karbonatlarda daha çok görülür (McKenzie, 2003). Yeniden kristallenmiş tanelerin morfolojisi çoğu zaman orijinal kavkı veya iskelet malzemesi ile aynı olmakla birlikte süreç sırasında içsel yapı kaybolabilir. Yeniden kristallenme birçok molluskta meydana gelmekle birlikte hepsi de düşük magnezyum kalsitten oluşan sert kısımlar içeren krinoid, ekinid ve brakiyopod gruplarında diyajenez koşulları altında meydana gelmez. Orijinal yapıları mikrokristalen kuvarsa yeniden kristallenen amorf opal silisi şeklinde olduğundan, süngerler ve radyolarya gibi canlıların silisli sert kısımları da yeniden kristallenir.

**Yer Değiştirme**

Bir tanenin farklı bir mineral ile **yer değiştirme**si biyojenik kökenli tanelerde ve ayrıca kırıntı mineral tanelerinde meydana gelir. Bir örnek olarak, feldispatlar en çok bulunan kırıntı taneler olup, diyajenez sırasında tüm feldispat türleri değişik derecelerde değişime maruz kalırlar. Kimyasal reaksiyonlar orijinal feldispat tanesinin tüm hacmini kaplayacak şekilde yeni kil minerallerinin oluşumuna neden olabilir. Kalsiyumca zengin feldispatlar ayrışmaya (alterasyona) ve kil mineralleriyle yer değiştirmeye en duyarlı tanelerdir. Sodyumca zengin, özellikle de potasyumca zengin feldispatlar daha dirençlidirler. Bu reaksiyonların tamamlanması için milyonlarca yıl gereklidir. Silisleşme karbonat kayalarında oluşan bir yer değiştirme sürecidir. Kayanın gözeneklerinde silisçe zengin suların bulunması halinde, kavkılı bir fosil ile onu kuşatan karbonat kayası arasındaki mineralojik farklılıklar fosildeki kalsiyum karbonatın kısmen veya tamamen silis ile yer değiştirmesine yol açabilir.

### 18.2.3 Nodüller ve Konkresyonlar

Çoğu sedimenter çökeller farklı tane boyları konsantrasyonlarından ve tane bileşimlerinde her ölçekte

görülen değişimlerden dolayı heterojendirler. Sedimentten geçen gözenek suları akışı engelleyen kil partiküllerinin dağılımından dolayı gözeneklilikteki değişimden ve geçirgenlikten etkilenir. Bitki ve hayvan kalıntılarının varlığı yerel olarak sediment içinde biyokimyasal reaksiyonları etkileyen organik madde konsantrasyonları meydana getirir. Kütle içindeki bu heterojenlikler çimentolanmaya neden olan süreçlerin her yerde eşit olmadığı ve bu nedenle bazı kısımların diğerlerine kıyasla daha çabuk çimentolandığı anlamına gelir (Collinson vd., 2006). İyi sertleşmiş sediment yamaları ile bunları kuşatan malzeme kütlesi arasında belirgin farklılık bulunan yerler çimentolanmanın nodüller ve yumrular oluşturduğu en önemli yerlerdir. Düzensiz çimentolanmalı yamalar normalde **nodüller** olarak ve daha simetrik, yuvarlak veya disksi özellikler de **konkresyonlar** olarak adlandırılırlar.

Nodüller ve konkresyonlar gözenekli ve geçirgen olan tüm sedimentlerde gelişebilir. En çok kumtaşı tabakalarında (bunlardaki büyük nodüller bazen **dogerler** olarak tabir edilir), çamurtaşı ve kireçtaşında bulunurlar. Bazen ölü bir hayvan veya bitki gibi spesifik bir çekirdek yapısı etrafında büyürlerse de diğer durumlarda lokalize çimentolanmanın nedeni bilinmemektedir. İstif içinde belli düzeylerde oluşmuş konkresyonlar kaynaşarak iyi çimentolanmış bir kaya bantlarını meydana getirirler. Çimentolama aracı kalsit, siderit, pirit ve silis de dâhil olmak üzere bir dizi değişik mineral olabilir. Çamurtaşlarında konkresyonların çökelmeden hemen sonra oluştuğuna dair belirgin kanıtlar bulunmaktadır. Çamurtaşlarındaki katmanlanma konkresyonun etrafını örtüyorsa (Şekil 18.14) bu durum çimentolanmanın kayanın tamamı kompaksiyona maruz kalmadan önce lokal olarak geliştiğinin bir kanıtıdır.

**Septariyen Konkresyonlar**

Çamurtaşlarındaki bazı karbonat konkresyonlarının iç kısımlarında çoğu zaman sparitik kalsit ile dolmuş bir dizi çatlak bulunur. Bunlara **septariyen yapıları** denir. Sediment gömülmesinin erken evrelerinde geliştikleri düşünülmektedir. Bu çatlakları oluşturan mekanizma kesin olarak bilinmemekle birlikte ya büzüşmenin (sinereze benzer bir süreç, 4.6) sonucunda oluştukları ya da kompaksiyon sırasında konkresyondaki aşırı gözenek basıncı ile ilişkili oldukları veya her ikisinin kombinasyonu oldukları düşünülmektedir (Hounslow, 1997).

**Çakmaktaşları ve Diğer Sedimenter Çörtler**

Çörtler deniz tabanında çökelen silis oozundan doğrudan meydana gelebilirler (16.5.1). Bu birincil çörtler diğer derin su sedimentleriyle ilişkili katmanlarda oluşurlar. Çörtler ayrıca diyajenez sırasında silis konsantrasyonlarından konkresyonlar veya yumrular şeklinde de oluşabilir. Bu **ikincil çörtler** diyajenez kökenli olup, özellikle kireçtaşlarında olmak üzere sedimenter kayalarda yaygındırlar (Knauth, 1979; 1994). Genellikle nodüller şeklinde olup, bazen de kaynaşarak katmanlar oluştururlar. Diyajenez kökenli bu çörtler başlangıçta sert kısımları karbonattan oluşan canlı yapılarının çört nodülleri içinde görülebildiği yerlerde **yer değiştirme fabrikleri** olarak görülebilirler. Bir çört nodülünün kenarları sedimenter katmanlanmayı da kesebilir. Nodüller orijinal malzemenin çok küçük ölçekte çözünmesi ve silisin çökelmesi yoluyla da oluşabilir; bunlarda orijinal biyojenik yapılara ait ayrıntılar çoğu zaman görülebilir.

Silisin kaynağı genellikle kalkerli sedimentle birlikte çökelen silisli organizmaların kalıntılarıdır. Bu organizmalar süngerler, diyatomlar ve başlangıçta sulu opal formundaki radyolaryalar olup, şelf sedimentlerindeki sünger dikenleri silisin en önemli kaynaklarıdır. **Opal silisi** nispeten çözünebilir bir madde olup, bir yerde çökelene kadar gözenek suyuyla taşınır. Genellikle fosiller etrafında ya da oygularda mikrokristalen veya kalsedon kuvarsı bileşimindeki nodüller olarak çökelirler. **Çakmaktaşı** Kretase Tebeşiri'nde oluşan çörtlere verilen özel bir isimdir.

**18.2.4 Diyajenez Sırasındaki Renk Değişimleri**

Bir sedimenter kayanın rengi çökelme ortamının yorumlanmaya çalışıldığı bir durumda çok yanıltıcı olabilir. Kırmızı rengin çok baskın olduğu tüm kumtaşlarının (örnek olarak) bir çöl gibi şiddetlice oksitleyici bir ortamda çökeldiğini kabul etmek çok çekici gelebilir. Her ne kadar kurak bir ortam istifi sedimentlerdeki demiroksitlerin yükseltgenmesi ile sonuçlanır ise de, sediment renginin önemli kaynaklarından biri olan demir minerallerinin yükseltgenme durumları diyajenez sırasında değişebilir (Turner, 1980). Bir sediment kütlesi indirgeyici bir ortamda çökelebilirse de, çökelmeden çok sonra kayanın gözeneklerinden geçen suyun oksitleyici olması halinde demir minerallerinin demiroksitlere değişmesi muhtemeldir. Tersine, indirgeyici gözenek suları sedimentin rengini kırmızıdan yeşile döndürebilir.

Farklı renkteki alanlar arasındaki sınırların birincil tabakalanma ile ilişkisinin olmadığı yerlerde diyajeneze bağlı renk değişimleri belirgindir. İnce taneli sedimentlerdeki **indirgeme lekeleri** organik madde parçacıkları etrafında gelişebilir. Organik maddenin parçalanması etraftaki malzemeden oksijen iyonları çeker ve oksitlerin yerel olarak indirgenmesiyle kırmızı veya pembe olan rengi gri veya yeşile değiştirir. Bir kaya içinde düzensiz katmanlardaki demiroksitleri konsantrasyonlarıyla oluşan renkli bantlara **liesegang** (yalandan) **bantlar** denir (Mozley, 2003). Bu bantlar milimetre ölçeğinde olup, sedimenter laminalar gibi görünebilirler. Tabaka düzlemlerini veya çapraz tabakaları kestikleri için birincil yapılardan ayırt edilebilirler. Liesegang bantları arasında tane boyu değişimi yoktur. Gözenek sularından demiroksitlerin çökelmesiyle oluşurlar. Diğer renk değişimleri zeolitler gibi minerallerin oluşmasından ileri gelebilir. Bu mineraller içinde oluştukları koyu renkli volkanik kayadan daha soluk renkte görülürler.

## 18.3 KIRINTILI DİYAJENEZİ

Karasal kırıntılı kayalarda diyajenezin erken evresi daha çok örtü basıncının taneler arasındaki suyu dışarı atarak gözenekliliği azalttığı gömülme kompaksiyonuyla karakterize edilir. Her ne kadar erken çimentolanmanın önemli olduğu çok sayıda özel ortam varsa da, genellikle çok az bir eojenik çimentolanma söz konusudur. Bu ortamların başlıcaları deniz suyunun kalsiti çakıllı plajın üst kısımlarından yıkayarak çökelttiği plajlar, topraktaki kalkrit, silkrit ve ferrikrit oluşumları (9.7.2), çökelimin çok yavaş olduğu deniz tabanında sert zeminleri (11.7) oluşturan karbonat çimentolanması ve kurak bölgelerde kıyı düzlüklerindeki jips çimentolanmasıdır (15.2.3).

Çoğu kırıntılı kayalarda mezojenik çimentolar erken evre çimentolarına kıyasla daha yaygın olup, başlıca kuvars, kalsit ve killer gibi otijenik minerallerin büyümesini kapsar. Kalsit denizel ortamlarda çökelen çoğu kumtaşları ve çakıltaşlarında önemli bir çimentodur (Şekil 18.18). Kalsiyum karbonatın kökeni çoğu zaman kum veya çakılla birlikte çökelen aragonit bileşimli kavkı malzemesidir. Bu çimentolar sediment içindeki herhangi bir karbonat çekirdek çevresinde büyümeye başlarlar ve bunların seyrek olması halinde de kalsit kristalleri büyüyerek çok sayıda taneyi tamamen kuşatabilir (Şekil 18.17b). Bu **poikilotopik** çimento fabriği bazen bir kumtaşı el örneğinde bazı parlak



**Şekil 18.18 İnce çakıllar arasındaki gözeneklerde oluşan eş-kalınlıklı sparitik kalsit ince çakılların sınırlarını çizmektedir.**

kısımlar şeklinde görülebilir. Kumtaşlarındaki kuvars çimentosu daha çok sintaksiyal büyümeler şeklinde gelişir. Basınç çözülme dokanaklarına bitişik olarak tane sınırları boyunca difüzyon yoluyla ya da volkanik cam, son derece ince kuvars tozu veya süngerler, diyatomlar ve radyolarya iskeletlerinin çözünmesiyle oluşan silisçe zengin suların olduğu yerlerde gelişirler. Silis çimentonun sadece kalsiyum karbonatın olmadığı yerlerde (örnek olarak kuvarsça zengin kumların çökeldiği bir karasal bir ortamda) yaygın olarak bulunur. Kumdaki volkanik ve diğer litik bileşenelerin parçalanmasıyla kil minerali çimentoları oluşur. Bunlar diyajenez tarihçesinde erken veya geç evrede gözenek suyundan doğrudan çökelme ya da diğer kil minerallerinin yeniden kristallenmesiyle oluşabilirler.

### 18.3.1 Diyajenez ve Kumtaşı Petrografisi

Diyajenez yapılarını el örneğinde görmek zordur. Bir sedimenter kayada çökelim sonrası özelliklerin incelenmesi için ince kesit incelemesi gereklidir. Bir kayadaki diyajenez özelliklerinin petrografik tanımlaması ve yorumlanması normalde Bölüm 2'de ele alınan kırıntı analizinden sonra yapılır. Birinci adım genellikle taneler arasındaki boşluklar olan gözenekleri, tanelerle birlikte çökelen ince sediment (genellikle silt ve kil) olan hamuru ve gözeneklerde çökelen mineraller olan çimentoyu birbirinden ayırmaktır.

Gözenek boşluklarının tanınmasını kolaylaştırmak için çoğu zaman tercih edilen uygulama, bu boşlukların renkli reçine ile doldurulmasıdır. Bu işlem bir kaya

örneğinden ince kesit yapılmadan önce kaya içine vakum ya da basınçla sıvı reçine basmak ve sonrasında reçinenin kurumasını bekleme şeklinde gerçekleştirilebilir. Reçine aynı zamanda kayayı da sağlamlaştırır ve çok dağılgan olan örnekleri kesmeyi kolaylaştırır. Kayalarda mavi renkte çok az mineral bulunduğu için, mineral taneleri veya çimentodan kolaylıkla ayırt edilebilmesi için reçineye genellikle mavi boya eklenir. Kesit hazırlama işleminden sonra yapılan mikroskop incelemesinde gözenekler mavi kesimler halinde görülürler. Kil ve siltin ince kırınıtılı tanelerinden oluşan bir hamur, çimentonun kil minerallerinden meydana geldiği durumlar (bkz. aşağıda) hariç, genellikle kristalen olan bir çimentodan ayırt edilebilir.

**Silis Çimentosu**

Kuvars arenitlerde silis çimento genellikle bazı kuvars tanelerinin yüzeylerinde silis semirmesi şeklinde görülür. Gözenek akışkanından silis çökelirken kuvars kristalinden oluşan bir çekirdeğin yüzeylerinde büyümeye başlar ve kuvars kristalinin büyümesiyle sonuçlanır. Kristalin yeni büyüyen kısmı kristal yapısının bir uzantısı şeklinde olacağı için, semirme içindeki kristal kafesinin yönelimi de çekirdek kuvars tanesi ile aynı olacaktır (Şekil 18.17a). Bu nedenle, semirme tanenin bitişik kısmı ile bir 'optik devamlılık' sunacaktır; yani, aynı çift kırınım rengini gösterecek ve aynı açıda sönümlenecektir (2.3.5). Taneler arasında boşluk olması halinde semirme belirgin kristal yüzeyleri sunar. İnce kesitte bir kuvars semirmesi genellikle orijinal tanelerin kenarlarının görülmesine izin veren düzlem polarize ışıktan orijinal taneyi genişlemiş olarak gösteren çapraz nikole geçildiği zaman teşhis edilebilir.

**Karbonat Çimentosu**

Gözenekli bir kumtaşı kalsit ile çimentolandığında taneler arasındaki tüm gözenekler sparitik kalsit kristallenmesinin bağlanmasından oluşan bir mozaik tarafından doldurulabilir (Şekil 18.17c). Kristallerin boyutu taneler arasındaki çok küçük kristallerden çok sayıda taneyi tamamen kuşatan poikilotopik kristallere kadar değişebilir. Kalsit çimento tanelere kıyasla daha yüksek bir rölyef ile yüksek çift kırınım renkleriyle tanınır (2.3.5). Çimentolanmadaki evreler bazen ince kesite potasyum ferrisiyanür sürmek suretiyle belirlenebilir (3.1.2). Nispeten oksitleyici koşullar altında oluşan erken evre kalsit çimentoları boyadan etkilenmez iseler de, kalsitin tipik olarak daha sonraki diyajenez evrelerinde indirgeyen koşullar altında oluşması halinde (Tucker ve Wright, 1990) kristal kafeslerine giren demir kalsiti ferroan kalsite dönüştürecek ve potasyum ferrisiyanür ile maviye boyanacaktır. Diyajenez sırasında kimyasal koşullardaki değişimlerden dolayı çimentoların zonlanması katod-lüminisans gibi özel optik analiz teknikleriyle de teşhis edilebilir.

**Kil Minerali Çimentoları**

İllit ve smektit grubuna ait mineraller gözenek suyundan doğrudan çökelerek kumtaşı tabakalarında çimento oluşturabilirler. Bu şekilde oluşan illit kayanın elektron mikroskobu analizinde tanınabilen lifli bir yapıya sahip olup (3.4.4), bu çimentoları daha levhamsı bir yapı gösterme eğiliminde olan diğer kırıntı kil minerallerinden ayırmayı mümkün hale getirir. Kil minerali çimentolarının petrografi mikroskobunda ayırt edilmesi zor olmasına rağmen, bazen taneler etrafındaki eşit derinlikli kahverengi kenar bir kil çimento katmanı olarak yorumlanabilir. Ancak, bu yapıları (çok ince olan) demiroksit sıvanmalarından ve (rasgele dağılmış killerden oluşan) kil hamurundan ayırt etmede dikkatli olunmalıdır.

**Kompaksiyon Etkileri**

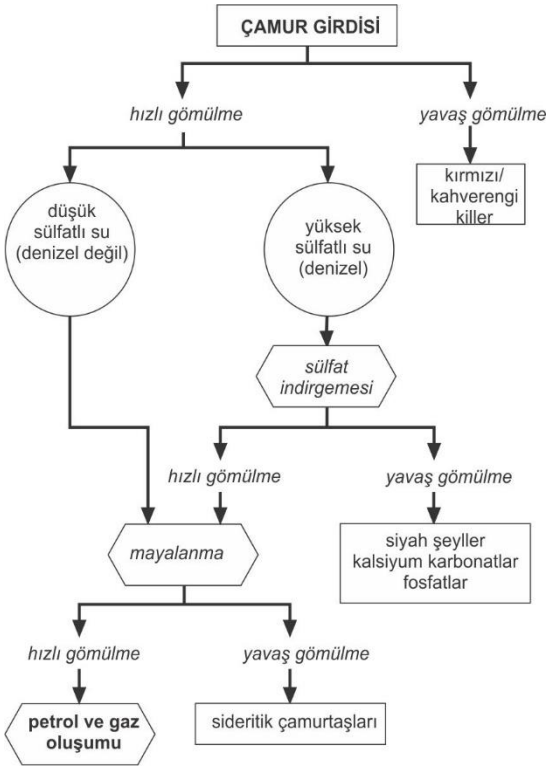
Gömülme diyajenezi sırasında sediment kompaksiyonuna ait kanıtlar ince kesitte tanelerin mekânsal dağılımlarını ve bunlar arasındaki temasların özelliklerini dikkate almak suretiyle ortaya konabilir. Disksi veya uzun taneler uzun eksenleri tabakalanmaya paralel olacak şekilde yeniden yönlenme eğilimi gösterirler ve uzun tane temasları yaygındır (Şekil 18.16). Artan örtü basıncıyla tane sınırlarında çözünme başlar ve içbükey-dışbükey tane sınırlarının oluşumu ile sonuçlanır. Farklı kırıntı türlerinin bir karışımından oluşan sedimentler ayrıca kompaksiyon altında zayıf tanelerdeki deformasyon şeklinde kanıtlar sunarlar. Meselâ mika tanecikleri daha sert olan kuvars taneleri arasında deforme olabilir ve çamurtaşının litik kırıntıları daha sağlam mineral taneleri arasında ileri düzeyde deforme olmuş ve sıkışmış halde bulunabilir.

### 18.3.2 Kil Minerallerinin Diyajenezi

Deniz tabanında çökelen çamurun hacminin %80'e kadar olan kısmı sudur. Buna göre, çamurlu sedimenti etkileyen ilk diyajenez süreci kompaksiyon olup, hacimde ciddi anlamda azalmaya neden olur. Gömülme sırasında ve artan sıcaklıkla kil minerallerinde bir dizi değişim meydana gelir. Mineralojideki bu değişimler malzemenin orijinal bileşimi ve gömülme sırasında erişilen sıcaklık ile belirlenir. İllit çok yaygın bir mineral olmakla birlikte yüzeydeki bozuşma ürünleri olarak nadiren bulunurlar. İllit minerallerinin çoğu smektit ve kaolin gibi diğer minerallerden 70 ºC'den yüksek sıcaklıklarda diyajenez yoluyla oluşurlar (Einsele, 2000). Artan gömülme kristallenme derecesini de arttırarak gömülme sıcaklığının bir ölçüsü olarak **illit kristalliliği** indeksini kullanmayı mümkün kılar. İllit oluştuğu zaman çok duraylı bir mineral olup kolaylıkla diğer sedimentler içine taşınabilir. Smektit daha düşük (tipik olarak 50 ºC'den az) sıcaklıklarda volkanik cam, feldispat ve diğer silikat minerallerinin bozuşması veya diyajenezle ayrışması yoluyla oluşur fakat daha yüksek gömülme sıcaklıklarında duraylı kalmayarak illite dönüşme eğilimi gösterir. Klorit daha az görülen bir diyajenez minerali olup, derin gömülme koşullarında illit oluşumunun bir parçası olarak ortaya çıkar. Kaolinit su tablası yukarısında bozuşma ürünü olarak meydana gelir ve gömülme sonrasında illite dönüşme eğilimi sunar.

### 18.3.3 Denizel Çamurlarda Organik Maddenin Diyajenezi

Sığ denizel ortamlar yüksek biyojenik üretkenlik alanlarıdır. Şelfte deniz tabanında çökelen çamur organizma kalıntıları açısından zengindir (Burley vd., 1985). Yüzeydeki organik madde bakteri oksitlenmesine maruz kalır. Bu süreç sedimentin difüzyon ve biyotürbasyon ile oksijenlendiği üst birkaç cm kalınlığı içinde baskındır. Bu yüzey katmanı altında 10 m aşağıya kadar **sülfat indirgemesi** gelişir (Şekil 18.19). Bakteriler sülfat iyonlarını indirgeyerek sülfit iyonlarına dönüştürürler ve aynı bölgede ferrik demir de ferröz demire dönüşür. Bu indirgeyici koşullarda kalsit çökelir ve ferröz demir sülfit iyonlarıyla reaksiyona girerek pirit (demirsülfit) oluşturur. Sediment yığını içinde daha aşağıdaki derinliklerde sülfat iyonu kalmaz. Buradaki baskın reaksiyonlar organik maddeyi karbon dioksite ve metana ayrıştıran bakteriyel fermantasyon süreçleridir. Kalsit ve siderit gibi karbonat mineralleri aşağı yukarı




**Şekil 18.19 Sedimentlerdeki organik maddenin diyajenezindeki evrelerin akış şeması.**

1000 m kadar aşağıya inen bu zonda çökelirler. Daha derin seviyelerde kalabilen organik maddeler de inorganik yolla parçalanır.

## 18.4 KARBONAT DİYAJENEZİ

Karbonat kayalarındaki çimentolar çoğunlukla yerli sedimentten türemiş kalsiyum karbonattan oluşurlar. Karbonat malzemeden oluşan agregaların taşlaşması deniz suyunun sedimentlerde çokça dolaştığı ya da çökelme hızının düşük olduğu herhangi bir ortamda çökelme ile eşzamanlı eojenetik çimentolanma şeklinde gelişebilir. Plaj kayası (15.2.1) gelgit arası ile gelgit üstü zonda deniz suyunun kalsiyum karbonatı yıkaması soncunda plajda çökelen karbonat molozlarından oluşabilir (Gischler ve Lomando, 1997). Ilık tropik sığ

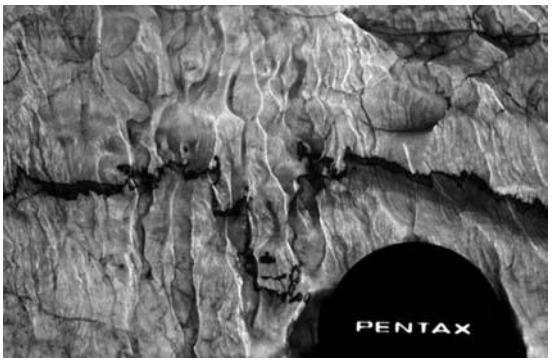
denizel ortamlarda deniz suyu çoğu zaman kalsiyum karbonata doygun olup, çökelme hızının da çok düşük olması halinde çimentolanma deniz tabanında sert zemin ya da sağlam zemin oluşturacak şekilde gelişebilir. Çimentolanma lokalize halde ve sediment içinde mikrobik faaliyet ile ilişkili olabilir; meselâ oygularla birlikte bulunabilir. Daha soğuk deniz suları kalsiyum karbonat açısından yarı doygun olup, karbonat malzemesinin çözünmesi devam edebilir.

Denizel olmayan ortamlarda kalsit çimentolanması hem **vadoz zon**da (su tablasından yukarıda) hem de **freatik zon**da (su tablası altında) gelişir. Mağaralar ve akarsular gibi vadoz ortamlarda kalsitin bu çimentoları oluşturmak üzere çökelmesi sudan gazın ayrılmasıyla gerçekleşir. Sonuçta oluşan yapılar mağaralarda sarkıt ve dikitler (ya da daha genel bir terim olarak **speleotem**ler) şeklinde ve düdenler gibi yerlerde yüzey sularından çökelen **traverten** şeklindedir. Zeminlerde yeraltı suyunun buharlaşması ve rüzgârla savrulan toz şeklindeki kalsiyum karbonatın eklenmesi sonucunda kalsit çökelimiyle rizolit veya kalkrit şeklinde çimentolar oluşur. Deniz suyunun indirgeyici koşullar altında tatlı suyla karıştığı yerlerde siderit sedimentasyon süreciyle birlikte çökelebilir. Bu durum kıyı bataklıklarında meydana gelebilir.

Gömülme aşaması (mezojenetik) kalsit çimentolanması büyük ölçüde karbonat tanelerinden çözünme yoluyla türeyen kalsiyum karbonatı kapsar. Bu çimentolar düşük magnezyum kalsiti olup tane kenarlarından gözenek içlerine doğru büyüyen bıçaksı kristaller ya da palazlanmalar şeklindedir. Özellikle ekinidlerin ve krinoidlerin kristalen parçaları üzerinde gelişen palazlanmalar poikilotopik fabrik oluşturabilirler.

### 18.4.1 Kireçtaşlarında Kompaksiyon Etkileri: Stilolitler ve Tabakalanma Düzlemleri

Kalsit birkaç yüz metre örtü altında basınç çözünmesine maruz kalarak kaya içinde **stilolitler** adı verilen çözünme yüzeyleri oluşturur (Bathurst, 1987). Stilolitler küçük ölçekte (mm-cm) genellikle çok düzensiz çözünme yüzeyleri olup, kil, demir oksitler ve kayanın çözünmeyen diğer bileşenlerinin konsantrasyonlarından tanınırlar (Şekil 18.20). Bir stilolitin bir fosili kestiği yerde yüzeyde çözünen kalsiyum karbonatın miktarını belirlemek mümkün




**18.20 Basınç çözünme yüzeyleri olan stilolitler burada bir kireçtaşında düzensiz şekilli çözünmez kalıntı madde bantları ile belirginleşmiştir.**

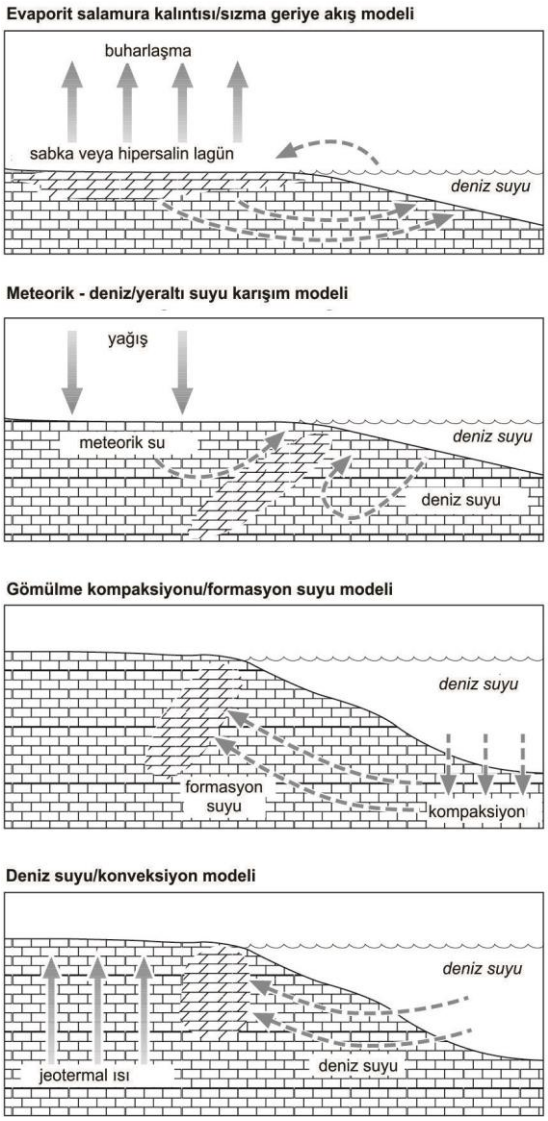
olabilir. Normalde örtü basıncına tepki olarak yatay şekilde gelişseler de, tabakalanmayla yüksek açı yapan tektonik basınçlara tepki olarak da gelişebilirler. Daha büyük ölçekte bir kireçtaşı istifindeki basınç çözünme yüzeyleri çözünme yüzeyi üzerinde daha yüksek kil konsantrasyonuyla keskince belirginleşebilen görünür tabakalanma yüzeyleri oluşturabilirler fakat sedimentasyonda bir kesiklik olduğu anlamına gelmez. Diyajenez kökenli bu görünür tabakalanma bir mostrada çökelmedeki birincil değişimleri ve kesiklikleri temsil eden gerçek tabakalanma yüzeylerinden daha belirgin olabilir. Basınç çözünmesi büyük miktarda kalsiyum karbonatın uzaklaştırılmasıyla sonuçlanarak başlangıçta saf olmayan, çamurlu bir kireçtaşından geriye killi bileşeninin bir yerde biriktiği, dalgalı tabakalanmalı çamurtaşı içinde kireçtaşı yumruları şeklinde bir eser bırakır.

### 18.4.2 Dolomitleşme

Dolomit bir kalsiyum magnezyum karbonat minerali [$(CaMgCO_3)_2$] olup, tüm yaşlardaki karbonat sedimenter kayalarında bulunur. Bileşenlerinin %75'den fazlası dolomit minerallerinden oluşan kayaya da dolotaşı denir (Machel, 2003). Dolomit terimi halen hem mineral hem de kaya adı olarak kullanılmaktadır (3.1). Bu mineral güncel çökellerde nadiren bulunur. Kurak kıyı ortamlarında (15.2.3) bakteriyel faaliyetlerle ilişkili olarak küçük miktarlarda oluştuğu bilinmektedir (Burns vd., 2000; Mazullo, 2000). Ancak, bu güncel örnekler

stratigrafik kayıtlarda bilinen kalın dolotaşı istiflerini açıklamak için yeterli olmayıp, çoğu dolomitlerin diyajenez sırasında **dolomitleşme** adı verilen bir süreç yoluyla meydana geldiği düşünülmektedir. Stratigrafik kayıtlardaki dolotaşlarının pek çoğu normal denizel ortam çökelimini işaret eden fosiller içerirler ve açık bir şekilde başlangıçta kalsit veya aragonitten oluşan malzemenin dolomit ile tamamen veya kısmen yer değiştirdiği alanlarda yer değiştirme fabriği gösterirler. Dolomitin deniz suyu ve gözenek suyunun kalsit ve aragonit ile reaksiyon yoluyla oluşum mekanizması çok tartışılmış olup, değişik durumlarda hepsi de uygulanabilir çok sayıda model önerilmiştir (Machel, 2003). Tüm modellerin ortak noktası orijinal kayanın kireçtaşı olması gerektiği, kayayla reaksiyona giren suyun denizel olduğu ya da gözenek suyunun deniz suyundan türediği ve büyük ölçekli dolomitleşmenin meydana gelebilmesi için bu suların uzun süre boyunca temin edilmesi gerektiği şeklindedir. Artan sıcaklıkların ve deniz suyuna kıyasla tuzluluktaki bir artış ve azalımın da dolomitleşme için koşulları daha elverişli hale getirdiği düşünülmektedir.

**Karışma zonu modeli**ne göre dolomitleşme kalsite doygun olmayan fakat dolomitçe aşırı doygun olan tatlı suyun deniz suyu ile karıştığı yerde meydana gelmektedir (Şekil 18.21) (Humprey ve Quinn, 1989). Bu modelin her ne kadar teorik bir temeli olabilirse de, dünyadaki pek çok kıyı bölgesinde koşulların elverişli olduğu hiç bir yerde bu süreç gözlenmemiştir. Konsantre aşırı tuzlu suların dolomitleşmeyi teşvik ettiği kurak kıyı bölgeleri **geri çekilme modeli** içinde önerilmişlerdir. Bu modelin yüzeyden 1-2 m derinlikteki sediment içinde dolomit oluşumu ile sonuçlanabileceği; ancak, bu mekanizmanın büyük hacimlerde dolomit oluşturma kapasitesi olmadığı değerlendirilmektedir (Patterson ve Kinsman, 1982). Büyük ölçekli dolomitleşmenin gömülmeden sonraki bir aşamada meydana gelmiş olması daha muhtemel gözükmektedir. Buna dayalı olarak çok sayıda **gömülme modeli** (Morrow, 1999) ve **deniz suyu modeli** (Purser vd., 1994) önerilmiştir. Deniz suyu ya da başlangıçta deniz suyu olan aşırı tuzlu gözenek sularının kaya içinden büyük miktarlarda ve uzun zaman boyunca geçebilmesi durumunda platform kireçtaşının kalın istifleri tamamen veya kısmen dolotaşına dönüşebilir. Kompaksiyon her ne kadar akışkan taşınımı için bir itici kuvvet olarak önerilmişse de gerekli miktarlarda akışkan üretecek düzeyde olmadığı düşünülmektedir. Gerekli büyük miktarlardaki




**Şekil 18.21 Dolomitleşme süreçleri için önerilen modellerden dördüne ait şematik tasvirler (Tucker ve Wright, 1990'dan).**

akışkanı uzun dönemde sağlayacak bir kaynağın gerek bir jeotermal ısı kaynağından ve gerekse bir platform ile deniz suyu arasındaki sıcaklık farkından dolayı oluşan termal kökenli dolaşım olması muhtemeldir (Qing ve Moutjoy, 1992). Topoğrafya da kayalarda su dolaşımını zorlayan bir araç olabilir. Ancak, **meteorik sular**ın (yani

yağıştan gelen suların) bol miktarda akışkan girdisi sağlamasına rağmen, nadiren dolomitleşme için yeterli miktarda magnezyum içerirler.

Evaporitlerle ilişkili dolomitleşmeye neden olan sürecin terslenmesi halinde dolomit kalsit ile yer değiştirebilir. **Didolomitleşme** adı verilen bu süreç jips tabakalarının çözünerek yeraltı sularını kalsiyum sülfat ile zenginleştirdiği yerlerde gelişir. Dolotaşından geçen sülfatça zengin sular dolomitin kalsit ile yer değiştirmesine neden olur.

### 18.4.3 Diyajenez ve Karbonat Petrografisi

Karbonatların çoğu diyajenez sırasında taşlaşır ve ince kesit yapmak üzere kolayca kesilebilirler. Kaya içindeki gözeneklerin görünür olabilmesi için çoğu zaman gözenek boşluklarına reçine enjekte edilir. Mavi boyalı reçine karbonat kayalarındaki gözenekleri ya taneler arası boşluklar (tane arası gözeneklilik) ya da foraminiferler, sefalopodlar ve gastropodlar gibi fosillerin içinde genellikle localar halinde olmak üzere taneler içi gözeneklilik şeklinde verir. Tüm karbonat kayalarının mineralojisi aynı ya da benzer olduğundan, çimento ile hamur arasındaki hatta taneler ile çimento arasındaki farkı ortaya koymak her zaman kolay değildir. Bu nedenle, köken hakkında en önemli ipuçları karbonat malzemesinin morfolojisinden elde edilir.

Kireçtaşı içinde kökeni biyojenik olan taneler şekilleri genellikle belirgin olup, küçük parçalar halinde bulundukları zaman bile canlının yapısını yansıtırlar (3.1.5). Benzer şekilde, ooidler ve peloidler ince kesitlerde kolaylıkla tanınırlar. Kireçtaşı litik kırıntıları ve intraklastlarının şekilleri ve yapıları çok değişkendir ve, bunlar geçekte birer kaya parçaları olduklarından, çimento alanları da içerebilirler. İntraklastlardaki çimento ile kayada daha sonra meydana gelen çimentolanmanın birbirinden ayırt edilmesi bazen zor olabilir. Peloidler tipik olarak karbonat çamurundan oluşurlar ve bu nedenle şekillerine dayalı olarak çamurlu hamurdan ayırt edilmeleri gerekir.

#### Neomorfizma

Karbonat çamuru karbonat çamurtaşlarının ve vaketaşlarının ana bileşenidir. Pakettaşlarında, tanetaşlarında ve bağlamtaşlarında hamur şeklinde oluşabilir. Karbonat çamuru **neomorfizma** (yeniden kristallenme yoluyla yer değiştirme) yoluyla çoğu zaman mikrokristalen sparitik kalsite dönüşür. Bu durum kristal boyutunda bir artış ile sonuçlanırken, mikroskop altında kristalen şekli görmek mümkün olabilir. Bireysel kristalleri seçmek zor olabilirse de, mikrosparit çapraz nikolde farklı çift kırınım renkleri gösteren ince kristalli bir malzeme kütlesi olarak göze çarpar. Karbonatların çift kırınım renkleri yüksek derece pembe ve yeşil olup, bireysel kristallerin çok küçük olduğu veya büyütmenin az olduğu durumlarda soluk kahverengine geçebilir.

Aragonitten oluşan kavkı veya iskelet malzemesi kalsit ile yer değiştirmeye uğrar. Bu işlem ya aragonitin çözünmesi yoluyla oluşan bir boşluğun daha sonra kalsit ile doldurulması yoluyla ya da doğrudan mineral yer değiştirmesi şeklinde gelişir. Birinci durumda içsel yapı tamamen kaybolur ise de aragonitin kalsite dönüştüğü yerlerde orijinal içsel yapının bazı kalıntıları (organik maddenin kapanımları şeklinde görünen tarzda) korunmuş olabilir. Neomorfik kalsit kristalleri orijinal aragonit kristallerinden daha iri olup, organik madde varlığından dolayı çoğu zaman kahverengimsidirler. İskelet malzemesinin dış yapısını işgal eden düzensiz mozayikler halinde oluşurlar.

#### Karbonat Çimentoları

Karbonat sedimentlerinin çimentolanması çok sayıda çimento oluşum evrelerini kapsayabilir. Eojenetik çimentoların şekli sedimentin yeraltı suyuna görece konumuna göre belirlenir. Gözeneklerin tamamen suyla dolu olduğu freatik zonda birinci aşama tane sınırına dik olarak sınırdan gözenek içine doğru büyüyen ince bir kalsit veya aragonit saçağının oluşmasıdır. Bu kristaller taneler üzerinde yaklaşık eşit kalınlıkta ince bir katman oluştururlar ve bu nedenle de **izopaklı çimento** olarak adlandırılırlar (Şekil 18.17c). Gelgit arası ve gelgit üstü zonlarda su tablasının yukarısında sediment vadoz zonda olup sadece periyodik olarak doygun hale gelir. Çimento sadece suyun yüzeysel çekim sonucu menisküs yoluyla taneleri bir arada tuttuğu yerlerde oluşur. Bu nedenle de menisküs çimentosu adını alır (Şekil 18.17d). Bu erken çimentolarda bıçak şeklinde lifli veya iğnemsi morfoloji karakteristik olup, kristallerin uzun eksenlerinin yönelimi tane sınırına diktir. Bu aşamada çok ince taneli mikritik çimentolar da oluşabilir. Orijinal mineralojilerinin ya aragonit ya da yüksek magnezyum kalsiti olması durumunda zamanla düşük magnezyum

kalsitine değişmesi durumundan dolayı bu eojenetik çimentoların yeniden kristallenmesi sıklıkla oluşur.

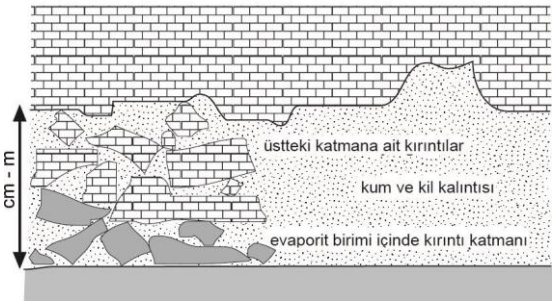
Kireçtaşlarının çoğunda erken bir çimento ile dolmamış gözenekleri dolduran sparitik kalsit çimento bulunur. Birbirine bağlanmış şeffaf kalsit kristallerinin diyajenez sırasında (mezojenetik çimento) kalsiyum karbonatça zengin gözenek sularından oluştuğu düşünülmektedir. Sedimentte ekinid veya krinoid parçaları bulunması halinde sparitik çimento sintaksiyal semirme (18.2.2) şeklinde çökelir ve çimento kristalleri çok sayıda taneyi kuşatırken poikilotopik fabrik gelişebilir. Bu sparitik çimentolar için kalsiyum karbonatın kaynağı kavkılı malzemedeki aragonitin çözünmesinden ya da stilolitler boyunca tane dokanaklarındaki basınç çözünmesinden gelebilir.

**Dolomit**

Sediment kayalar içinde bulunan dolomitlerin çoğunun kökeni diyajenezle ilgili olup, kalsitin yer değiştirmesiyle oluşurlar. Kalsit ile dolomitin optik özellikleri her ne kadar çok benzer ise de dolomit çoğu zaman orijinal kalsit fabriğin yerini alan belirgin, küçük rombik şekilli kristaller şeklinde oluşur. İnce kesiti Alizarin Kırmızısı-S (3.1.2) ile boyamak suretiyle mineralin dolomit olduğu doğrulanır. Bu işlemde kalsit kristalleri boyanırken dolomit kristalleri boyanmaz. Kapsamlı bir dolomitleşme kireçtaşının birincil fabriğini tamamen yok edebilir ve sonuçta kaya ince kesitte rombik kristaller kütlesi şeklinde görülebilir. Kalsitin dolomite dönüşümü mineral hacminde azalmaya ve sonuçta gözenekliliğin artmasına neden olur.

## 18.5 EVAPORİTLERDE ÇÖKELİM SONRASI DEĞİŞİMLER

Evaporit mineralleri ya yeraltındaki tabakalardan çözünürler ya da kalsit ve silis gibi diğer çözünebilir mineraller ile yer değiştirirler (Warren, 1999). Tabakalardan geçen gözenek sularıyla çözünme geride boşluklar ve kovuklar bırakır. Bu boşluklar örtü basıncı altında göçerek **çözünme breşleri**ni oluştururlar (Şekil 18.22). Bu şekilde oluşan breşler kırıntılarda hiç bir taşınma izi bulunmayacak şekilde evaporitin içinde veya hemen üzerine gelen köşeli parça tabakalarından oluşur. Kırıntılar arasındaki boşluklar çimento ile doldurulmuş olabilir. Bu geçişlerdeki hacim değişimleri




**Şekil 18.22 Bir stratigrafik istif içindeki evaporit minerallerinin çözünmesi yoluyla tabakaların göçmesinden dolayı breş oluşur.**

tabakalanmada yerel deformasyon ve bozulma ile sonuçlanabilir. Halit, jips ve anhidritin kalsit ve silis ile yer değiştirmesi diyajenezin herhangi bir evresinde gelişebilir. Halitin orijinal kübik kristal şekli bileşimi ince taneli sedimentten olan bir **psödomorf** olarak korunabilir. Jipsin bir formu olan selenit psödomorfları da oluşabilir. Anhidritin yerini mikrokristalen veya kalsedon kuvarsı alabilir.

## 18.6 VOLKANOKLASTİK SEDİMENTLERİN DİYAJENEZİ

Volkanoklastik çökellerdeki tüm kristal, litik ve vitrik parçacıklar diyajenez ayrışmasına duyarlıdırlar. Hornblend, piroksen ve plajiyoklaz gibi minerallere ait kristaller gözenek suyuyla kolayca reaksiyona girerek kil mineralleri oluştururlar. Bu mineralleri içeren litik parçalar da benzer şekilde ayrışmaya maruz kalırlar. Volkanik cam diğer maddeler olmadığı zaman form değiştirir. Çünkü, volkanik cam yarı duraylıdır ve çok ince taneli kristalin mineraller oluşturmak üzere devitrifiye (camdan mineral formuna değişim) olur (Cas ve Wright, 1987). Devitrifikasyon işlemi gözenek sularında silisin çözünmesi ve silisli çimentonun oluşmasıyla da sonuçlanabilir. Kil mineralleri de bol bulunan çimentolardır. Bazı durumlarda volkanoklastik sedimentin orijinal çökelim fabriği diyajenez sırasındaki ayrışmadan dolayı tamamen kaybolmuş olabilir. **Tonştaynlar** volkanik kayalardan oluşmuş kaolinitçe zengin çamurtaşlarıdır. Bazaltik kayaların ayrışma ürünü olan **bentonitler** başlıca smektit killerinden oluşurlar (Spears, 2003). Volkanoklastik malzeme ile alkalin sular

arasındaki etkileşim volkanik istiflerde yer değiştirmeler ya da çimentolar şeklinde bulunabilen silikat minerallerinden zeolit grubu üyelerinin oluşumu ile sonuçlanır. Orijinal volkanik malzemenin diyajenez sırasında büyük ölçüde ayrıştığı yerlerde sedimentin kökenine dair ipuçları smektitin yüksek oranda varlığı gibi çamurtaşında bulunan killerin mineralojisi ile sedimentte korunan cam kırığı parçaları ve mineral kristalleri olabilir.

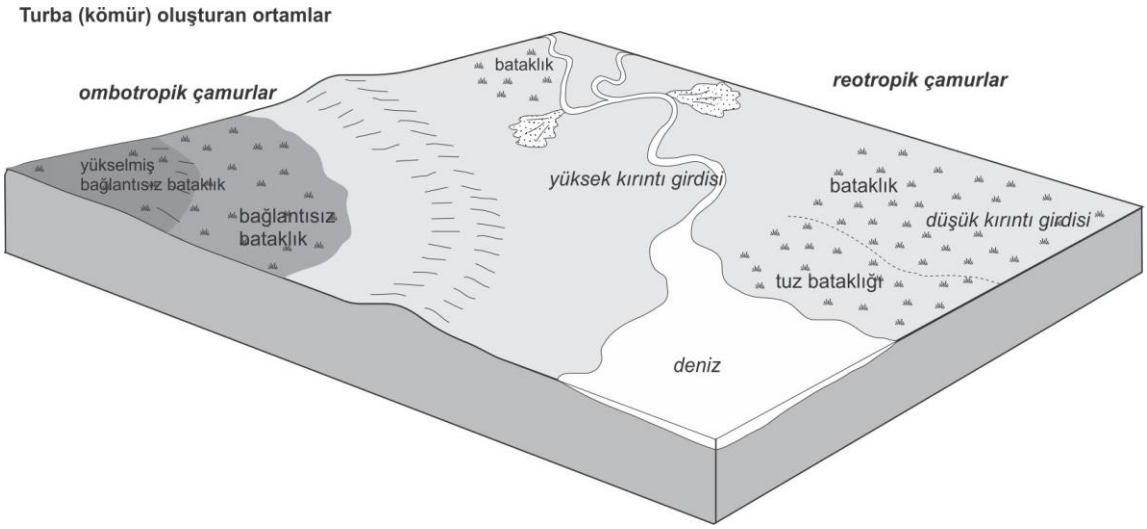
## 18.7 KÖMÜR, PETROL VE GAZIN OLUŞUMU

Jeolojinin dünyaca yaygın en büyük ekonomik öneme sahip dalı **fosil yakıtlar** (kömür, petrol ve doğal gaz) jeolojisidir. Canlıların kalıntılarından oluşan maddeleri değiştiren diyajenez süreçleriyle oluşurlar. Orijinal organik maddenin oluştuğu yerler depolanma süreçlerini inceleyerek anlaşılabilirse de, bitki maddesinden kömür oluşumu ve uçucu hidrokarbonların petrol ve gaz şeklindeki göçü için sedimenter kayaların bulundukları yerdeki diyajenez tarihçesinin iyi anlaşılması gerekir.

### 18.7.1 Kömür Oluşturan Ortamlar

Kara yüzeyindeki bitkiler genellikle otlayan hayvanlar veya mikrobik faaliyetler tarafından parçalanırlar. Bitki maddesinin korunması sadece oksijenin kısıtlı düzeyde mevcut olduğu durumda olasıdır. Bu durum mikrobik çürümeyi yavaşlatır ve karasal bitkilerin çürümesinden meydana gelen turba oluşumuna izin verir (3.6.1). Durgun veya yavaş akan su alanlarındaki koşullar sudaki oksijenin çürüme sürecinin bir parçası olarak tüketilmesi halinde anaerobik olabilir. Organik maddenin biriktiği bu suya doygun alanlara **batak** (**mires**) denir. Buralar kalın turba katmanlarının başlıca oluşum alanlarıdır (3.6.1).

Bataklar iki gruba ayrılabilir. Su girdisi büyük ölçüde yağmurlar olan bataklara **ombotropik bataklar** denir. Yeraltı suyunun devamlı akış ile beslenen yerlere **reotropik bataklar** denir. Bunlardan başka, kırıntılı sediment alan reotropik bataklar da vardır. Bunlara **bataklık** veya su girdisinin tuzlu olması halinde **tuz bataklığı** denir (Şekil 18.23). Turba oluşumu açısından bu farklı ortamların önemi bu ortamsal faktörlerin




**Şekil 18.23 Turba oluşturan ortamlar. Organik maddenin birikebildiği suyla dolu alanlar durgun su alanları (ombotropik bataklar) olabileceği gibi tatlı veya tuzlu suyun devamlı aktığı yerler de (reotropik bataklar veya bataklıklar) olabilir.**

sonuçta oluşabilecek kömürün kalitesi ve ekonomik potansiyeli üzerindeki etkilerinin çok önemli olmasıdır (McCabe, 1984; Bohacs ve Suter, 1997). Ombotropik bataklarda kırıntı girişi düşüktür. Buna göre, turba (ve sonuçta oluşacak kömür) neredeyse saf bitki maddesidir. Turba kalınlığı metrelerce olabilir ise de yanal yayılım sınırlıdır. Bataklık ortamları çok geniş alanlara yayılabilir fakat içlerinden akan su kömürün saflığını bozan kil, silt ve kum parçacıkları getirebilir (**kül içeriği** yüksek olacaktır - 3.6.2). Ayrıca, suyun tuzlu olması halinde sudaki sülfatlar kömürde sülfitler (tipik olarak demir piriti) oluşturur ve çökelin kükürt içeriğini arttırır. Kömür yakıldığı zaman kükürt dioksit emisyonunu arttıracağı için, yüksek kükürt içeriği arzu edilmez. Kül ve kükürt içeriği **kömür derecesi**ni değerlendirmede göz önüne alınan iki faktör olup, bunlar ne kadar düşük ise kömürün derecesi o kadar yüksektir.

Bir batak ve dolayısıyla turba oluşabilmesi için ıslak bir ortam gereklidir. Bu nedenle, turba oluşumları için Ekvator civarındaki daha nemli iklim kuşakları ve daha yüksek enlemlerde ılıman kuşaklarda yoğunlaşma eğilimindedir. Daha ılık iklimlerde bitki üretkenliği yüksektir fakat buralarda doku parçalayan mikrobik faaliyetler de daha etkilidir. Daha soğuk ortamlarda hem bitkisel üretkenlik hem de mikrobik parçalama süreçleri daha yavaştır. Turba oluşumunun en hızlı olduğu yerler (>2 mm/yıl) tropik ortamlar olup, buralardaki turba oluşum hızı daha soğuk ortamlardakinin on katı kadardır.

Kökeni turba olan kömürler için **humik kömürler** kavramı kullanılmakta ise de tüm kömürlerin kökeni bu değildir. **Sapropelik kömürler** su alglerinin göl tabanlarında biriken çökelleridir. Bunların yayılımı sınırlı olmasına rağmen petrol için kaynak kaya olabilmelerinden dolayı önemlidirler. Humik kömürler petrol vermezler fakat doğal gazın kökeni olabilirler.

### 18.7.2 Turbadan Kömür Oluşumu

Turba oluşumunun ilk aşaması aerobik, biyokimyasal süreçlerin bitki dokusunu yüzeyde parçalayarak kahverengimsi bir malzeme kütlesi oluşturmasıdır. Bu ilk aşama turbası bazı yerlerde yakıt olarak kullanılıyor olsa da, kalori değeri düşüktür. Kalori değeri turbanın yüzlerce metre kalınlıktaki diğer sedimentler altında gömülmesi ile artan sıcaklık ve basınca maruz kalmasıyla birlikte artar. Esasen sıcaklık daha önemli etkendir. Sıcaklık derinlikle birlikte (jeotermal gradyandan dolayı) artarken turba bir dizi değişime uğrar. Karbon dioksit ve metan gibi uçucu maddeler atılır. Turbada bir dizi reaksiyon meydana gelirken su içeriği de azalır. Oksijen, hidrojen ve azot kaybolurken mevcut karbonun oranı %60'dan %90'ların üzerine çıkar ve bu şekilde kömürün kalori değeri artar.

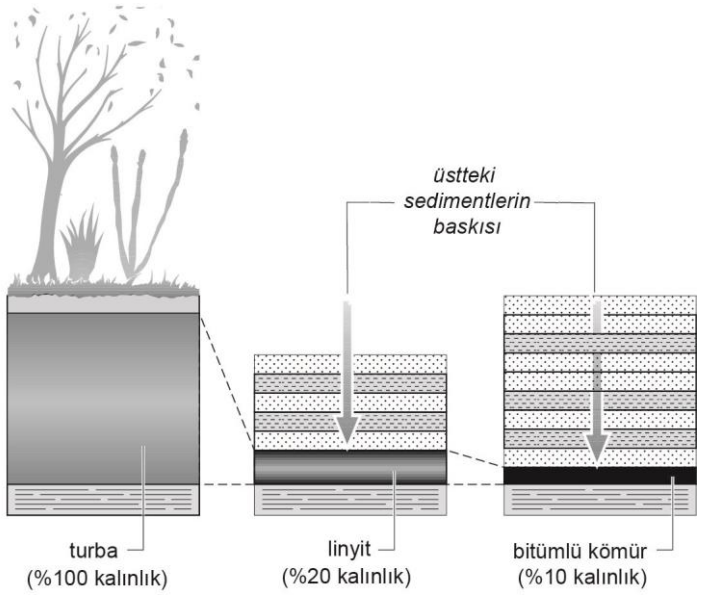
Orijinal turbanın kömürleşme derecesindeki farklılıklar **kömür rankı** cinsinden tanımlanır. Turba ile gerçek kömür arasındaki geçişler için **linyit** veya **kahverengi kömür** terimi kullanılır. Linyit çoğu yerde enerji kaynağı olarak değerlendirilmektedir. Gerçek kömürün rankı en düşük olanına **alt bitümlü** kömür denir. Rankı orta düzeyde olana **bitümlü** (**taşkömürü**), en yüksek olana da **antrasit** denir. Bu reaksiyon süreçlerinde orijinal turba kalınlığı önemli ölçüde azalır (Şekil 18.24). Bir bitümlü kömür katmanının kalınlığı orijinal turba katman kalınlığının onda birine düşebilir.

### 18.7.3 Petrol ve Gazın Oluşumu

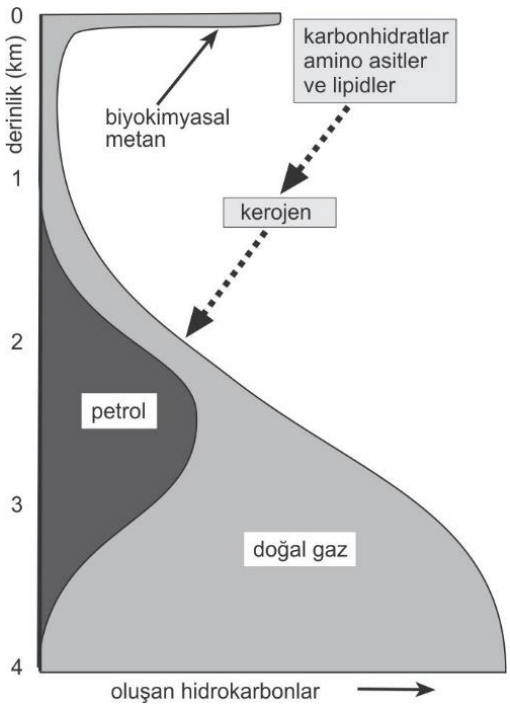
Doğal yolla oluşan petrol ve gazın ana maddesi karbon ile hidrojenden oluşan **hidrokarbonlar**dır. Bu maddeler için daha kapsamlı, alternatif bir terim **petrol**dür. Hidrokarbon bileşenlerinin kökeni sedimenter kayalar içinde biriken ve **hidrokarbon olgunlaşması**yla petrole dönüşen organik maddelerdir. Bu işlem sıcaklık ve zamana bağlı olarak bir dizi aşamalarda gerçekleşir (Şekil 18.25).

Birinci aşama organik maddedeki proteinler ve karbonhidratların bakteriyel oksitlenme ve fermentasyon gibi süreçlerle biyokimyasal çürümesidir. Bu **eojenez** organik maddenin organik çözücüler içinde çözünmeyen katı kısmı olan kerojendeki oksijeni elimine eder (Bustin ve Wüst, 2003; Wüst ve Bustin, 2003). Üç çeşit kerojen tanımlanmıştır. Tip I kerojen planktonik algler ile amorf organik maddeden türer ve petrol üretme açısından en önemli olanıdır. Tip II denizel ve karasal organik maddenin (algler, sporlar, kütiküller) karışımından oluşur ve gaz ile mumsu petrolleri oluşturur. Tip III'ün kökeni karasal odunsu madde olup sadece gaz üretir. Eojenez 40 $^{o}$C sıcaklıklar civarında ve 1000 m'den fazla derinliklere kadar gelişir.

Gömülme derinliğinin 1000-4000 m aralığında, sıcaklığın da 40 $^{o}$C - 150 $^{o}$C aralığında olduğu konumlarda meydana gelen ve **katajenez** olarak




**Şekil 18.24 Turbadan kömür oluşumu, bitümlü kömür oluşmadan önce başlangıçta turbayı kahverengi kömüre (linyit) dönüştürecek şekilde, büyük ölçüde kompaksiyon gerektirir.**




**Şekil 18.25 Artan gömülme ile birlikte kerojen olgunlaşması önce petrol, sonra da gaz ile sonuçlanır. Daha yüksek düzeyde ısınma hidrokarbonların tamamen parçalanmasına yol açar.**

adlandırılan diyajenez kerojen dönüşümünü hızlandırır. Bu koşullar altında Tip I kerojenden sıvı petrol oluştuğu için, termal olgunlaşmanın bu aşamasına 'petrol penceresi' denir. Artan sıcaklıkla birlikte oluşan gazın oranı artar. Kerojenin organik olgunlaşmasıyla petrol oluşumu milyonlarca yıl gerektiren bir süreç olup, organik maddeyi içeren tabakaların derinlik ve sıcaklık penceresi içinde kalması gerekir. **Metajenez** olarak adlandırılan daha yüksek sıcaklıklarda ve gömülme derinliklerinde tüm kerojenlerden sadece gaz üretilir.

Sedimenter organik maddeden nispeten uzun zincirli hidrokarbonlardan oluşan ve yüzey sıcaklıklarında sıvı olan petrolün oluşumu için bir dizi özel koşullar gerekir. Birincisi, organik maddenin Tip I kerojeni oluşturan planktonik alg kalıntıları içermelidir. Bu madde normalde anoksik denizel ortamlarda ve göllerde anaerobik koşullarda birikir. İkincisi, katajenezin uygun sıcaklık penceresinde sıvı hidrokarbonlar üretebilmesi için organik maddenin gömülmesi gerekir. Daha fazla ve

daha çabuk gömülme durumunda sadece metan gazı meydana gelir. Üçüncü etmen zamandır. Çünkü, kerojen kaynak kayasının önemli miktarlarda petrol üretebilmesi için petrol penceresinde milyonlarca yıl kalması gerekir.

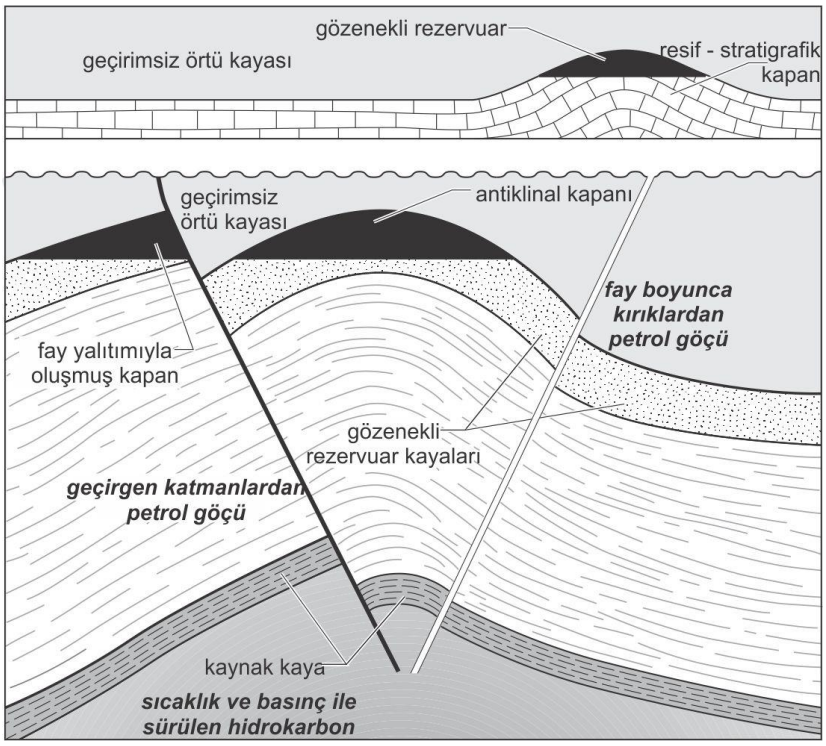
Başta metan olmak üzere kısa zincirli hidrokarbonlar içeren gazlar daha yüksek olgunlaşma sıcaklıklarında ve Tip III kerojenden türerler. Kömürün gömülmesiyle de doğal gaz (başlıca) oluşabilir fakat petrol oluşmaz. Kömürden oluşan metan kömür damarındaki kırıklarda **kömür yatağı metanı** olarak depolanabilir. Bu gaz yeraltı kömür madenciliği için bir tehlike olmakla birlikte ekonomik olarak üretilebilmektedir.

### 18.7.4 Petrol ve Gaz Rezervuarları

Kerojenden türeyen hidrokarbonlar çoğu sedimenter istiflerde bulunan formasyon suyundan daha hafif bileşiklerdir. Suyla karışmayan bu maddeler sedimenter kayalarda suyun kaldırma etkisiyle petrol veya gaz damlacıkları şeklinde yukarı doğru hareket ederler. Bu **hidrokarbon göçü** petrol veya gaz geçirimsiz bir sınıra ulaşana kadar geçirgen kayalar içinde devam eder.

**Hidrokarbon Kapanları**

Petrol ve gaz yeraltında iyi çimentolanmış litoloji, çamurtaşı ve evaporit gibi geçirimsiz kayalardan oluşan bir bariyerin bulunduğu yerlerde kapanlanır. Bu geçirimsiz birimler için **örtü kaya** terimi kullanılır. Hidrokarbonlar göçü yukarıya doğru engelleyecek uygun **hidrokarbon kapanları** bulunmadığı sürece örtü kaya bariyerinin bir yerinden yol bularak göçmeye devam ederler. **Yapısal kapanlar** özellikle üç boyutta kubbe şeklinde olan antiklinal gibi kıvrımlar ile gözenekli rezervuar kayasını geçirimsiz bir birime karşı yalıtan faylar tarafından oluşturulurlar (Şekil 18.26). Diğer kapan türleri uyumsuzluklar altında oluşan **stratigrafik kapanlar** ile rezervuar kayasının yanal olarak inceldiği yerlerdir. Yanal olarak daha ince taneli çökellere geçen kireçtaşı resifi ve çamurtaşı ile kuşatılmış, yanal yöndeki devamlılığı sınırlı olan kumtaşı kütlesi gibi gözenekli kayalar stratigrafik kapan örnekleridir. Kapanın boyutu ve şekli yapının içerdiği petrol ve/veya gazın hacmini belirler. Dolayısıyla, bir




**Şekil 18.26 Yeraltında petrol ve gaz birikimi için kaynak kaya, göç yolu, rezervuar, kapan ve örtü kaya arasındaki ilişkileri gösteren temsilci kesit.**

petrol sahasının ekonomikliğini değerlendirmede önemli bir etmendir. Kapanlar ve örtü kayaların bulunmadığı yerlerde hidrokarbon yüzeye çıkar ve atmosfere karışır. Hidrokarbonların yeraltından **petrol sızıntıları** ve **gaz sızıntıları** şeklinde kısmen bırakılması hidrokarbonların varlığı hakkında önemli belirteçler olabilir.

**Rezervuar Kayaları**

Petrol ve gaz birikimlerinin hemen hemen tamamı yeraltında sedimenter kayaların gözenek boşluklarında gerçekleşir. Kireçtaşının çözünmesiyle oluşmuş yeraltı boşluklarında hidrokarbon birikimleri olursa da çok nadirdir. Bilinen rezervlerin büyük çoğunluğu kumtaşı taneleri arasındaki boşluklarda veya kireçtaşlarındaki yapılarda bulunur. Bir sedimenter kayanın uygun bir rezervuar birimi olabilmesi için hem gözenekli hem de geçirgen olması gerekir. Gözeneklilik kaya hacminde yüzde olarak ifade edilir. Geçirgenlik **Darcy birimi** cinsinden tanımlanır. Geçirgenliğin 1 Darcy değerinde olması hidrokarbon rezervuarı için çok iyi bir değer demektir.

En iyi rezervuar fasiyeslerinden bazıları kumlu çöllerde ve sığ denizlerde çökelen iyi boylanmış kum tabakalarıdır. Çünkü bunlarda birincil gözeneklilik yüksektir. Benzer nedenlerden dolayı, oolitik tanetaşları da iyi birer rezervuar oluşturabilirler. Resiflerde oluşan bağlamtaşlarının orijinal yapısında büyük hacimlerde boşluklar bulunur. Akarsular, deltalar ve deniz altı yelpazeleri de dâhil olmak üzere, diğer birçok ortam çökellerinde hidrokarbon rezervuar örnekleri de vardır. Çözünme ve diyajenez sürecindeki değişimlerden dolayı kireçtaşlarında önemli düzeyde ikincil gözeneklilik gelişebilir. Bir kayanın rezervuar kalitesi iki ana etmen tarafından düşürülür. Birincisi, kil minerallerinin taneler arasındaki boşlukları doldurması ve bu boşluklar arasındaki boğazları tıkamasından dolayı, çamurun varlığının hem gözenekliliği hem de geçirgenliği azaltmasıdır. İkincisi, çimentolanmanın bazen gözenekliliği sıfıra düşürecek şekilde, gözenek boşluklarında minerallerin kristallenmesi yoluyla gözenekliliği ve geçirgenliği azaltmasıdır.

**Ekonomik Düzeyde Petrol ve Gaz Birikimleri**

Ekonomik hidrokarbon rezervuarlarının aranması için bir bölgenin depolanma tarihçesinin bilinmesi gerekir. Bölgede uygun kaynak kayaların bulunma olasılığı ve varsa üzerindeki istifte uygun rezervuar ve örtü kaya litolojilerinin bulunup bulunmadığı ortaya konmalıdır. Bu sedimentolojik analiz petrol ve gaz oluşumunun önemli bir parçasıdır. Çökelim sonrası olaylara dair bilgiler hidrokarbon oluşumunu denetleyen termal ve gömülme tarihçesini değerlendirmeye katkı sağlar.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Burley, S. and Worden, R. (Eds) 2003. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

Collinson, J.D., Mountney, N. and Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, London.

Gluyas, J. and Swarbrick, R.E. 2003. *Petroleum Geoscience*. Blackwell Science, Oxford.

Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, Oxford.

Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

# 19
# Stratigrafi: Kavramlar ve Litostratigrafi

Yeryuvarı süreçlerini ve tarihçesini daha iyi anlamak ve ortaya koymak istiyorsak, kayalara dair gözlemlerimizin bir zaman kavramı içerisinde ele alınması gerekir. Bu çerçeve yerbilimlerinin en eski dallarından biri olan stratigrafi ile sağlanır. Stratigrafinin konusu başlıca şunlardan oluşur: Belli kaya kütlelerinin ve birbirleriyle olan ilişkilerinin belirlenmesi, litostratigrafik birimlerin tanımlanması ve birbirleriyle deneştirilmesi, kaya birimlerinin tüm Yeryuvarı'nın jeolojisinin ilişkilendirilebileceği resmi bir zaman çerçevesi olan kronostratigrafik standartlarla deneştirilmesi. Litostratigrafi jeolojik haritalamanın temelini oluşturur. Litostratigrafik birimleri deneştirmek suretiyle bir bölgenin zaman içinde değişen paleocoğrafyasını yeniden kurmak mümkündür.

## 19.1 JEOLOJİK ZAMAN

Jeolojideki zaman biraz astronomideki mesafeye benzer. Bunun için kullanılan rakamlar o kadar büyüktür ki, ifade ettikleri şeyi anlamak zordur. Onlarca yıllık bir zaman dilimini kavramak zor değildir. Çünkü tecrübe ederiz. Yüzyılları kavramak da o kadar zor değildir. Ancak, mesele binlerce yıl noktasına geldiği zaman, bu kadar uzun sürelerin geçişine dair algılarımız büyük ölçüde hayat tecrübelerimizin dışına çıkar. Bu nedenle, bir jeolog bir milyon yılı ve sonra onlarca-yüzlerce milyon yılı ve nihayetinde milyarlarca yılı işaret ettiği zaman, bu kadar uzun bir sürenin geçişini kıyaslamak için elimizde bir referans noktası yoktur. Bununla birlikte, yaklaşık 4,5 milyar yaşında olan Yeryuvarı'nın tarihçesinde bir milyon yıl nispeten kısa bir zamandır. Jeolojik zamanda daha da geriye gittikçe bir şeyi milyonlarca yıl içerisinde yaşlandırmak daha da zorlaşır. Kumtaşları veya kireçtaşları istifinin konumu gibi bir 'olay'ı göz önüne aldığımız zaman o olayın (örnek olarak) 4 milyon yıldan fazla sürede gerçekleşmiş olduğunu işaret edebiliriz. Bununla birlikte, bu şekilde bir yaklaşımla gerçekte tasavvur edebileceğimizden çok daha uzun bir zaman aralığında meydana gelmiş bir olaydan bahsediyoruz demektir. Bu nedenle, bir jeolog zaman konusunda özel bir anlayış geliştirmelidir. Günlük hayatımıza kıyasla hayal edilemeyecek kadar uzun bir zaman olan 100.000 yılı bile 'kısa' olarak değerlendirebilir.

Yerküre'nin oluşumundan bu yana geçen zaman **jeokronolojik birimler**e ayrılır. Bu zaman bölümlemeleri yıllarla ifade edilebileceği gibi isimlerle de anılabilirler. Meselâ Permiyen Dönemi günümüzden 299 ve 251 milyon yıl önceki zamandır. Bu adlama

biçimi tarihçilerin 1837 ile 1901 arasındaki zamanı 'Viktoriya Dönemi' gibi adlamasıyla benzeşiktir. Jeolojik zaman normalde günümüzden milyonlarca veya binlerce yıl önce şeklinde ifade edilir ('günümüz' yaygın biçimde 1950 olarak ifade edilse de, milyonlarca yıl ölçeğinde böyle bir başlangıç gerekli değildir). Jeolojik zaman birimleri soyut kavramlar olup, fiziksel anlamda mevcut değildirler.

Tarihler için kullanılan kısaltmalardan My (Ma) günümüzden milyon yıl önce ve by de (ka) günümüzden binyıl önce demektir. Günümüzden milyar yıl öncesi için Gy (Ga) kısaltması kullanılır. Kuzey Amerika Stratigrafik Kodu (North American Commission on Stratigraphy, 1983) geçmişteki milyon yıllık zaman aralıkları için 'my', 'm.y.' veya 'm.yr.' gibi kısaltmaların kullanılabileceğini önermiştir. Bu uygulama biçiminin 'tarihler'i 'zaman aralıkları'ndan ayırma noktasında bir avantajı olmakla birlikte evrensel olarak uygulanmamaktadır.

### 19.1.1 Jeolojik Zaman Birimleri

Jeolojik zaman birimleri ile ilgili **jeokronoloji** ve materyalli stratigrafik birimlerini işaret eden **kronostratigrafi** arasında genellikle bir ayrım yapılamamaktadır. Bunlar arasındaki fark, jeokronolojininin yıl cinsinden ifade edilen bir zaman aralığı olması ve kronostratigrafinin ise bir kaya birimi olmasıdır. Örnek olarak, Kuzeybatı Avrupa'da bir kaya birimi olan Tebeşir katmanları Kretase Sistemi'nin bir parçasıdır. Bu kayalar bir zaman aralığı olan ve Kretase Dönemi olarak adlandırılan zaman diliminde var olan sığ denizlerde çökelmiştir. Kronostratigrafik birimler ile tam paralellik sunan jeokronolojik birimler için bir hiyerarşik terimler dizisi (Şekil 19.1) bulunmakla birlikte, bu iki terim seti arasındaki ayrım her jeolog tarafından yapılamamaktadır. Bazıları (örnek: Zalasiewicz vd., 2004) bu ikili stratigrafik terminolojiyi kullanmanın ne kadar faydalı ya da gerekli olduğunu sorgulamaktadır. Her ikisinin de kullanılmasını öngören yaklaşım, tabakaların kendisine dair fiziksel gerçeklik (örnek: Siluriyen Sistemi kayaları) ile bunların çökeldiği zaman aralığı (Siluriyen Dönemi) soyut kavramı arasında bir ayrım sağlamasıdır. Ancak, Zalasiewicz vd. (2004) tarafından da işaret edildiği gibi, stratigrafik deneştirme için 'keskin uç sınırlar'ın (bkz. aşağıda) kullanımının

| Jeokronolojik birimler (yıl cinsinden zaman aralıkları) | Kronostratigrafik birimler (içindeki kayaların yaşıyla tanımlanmış malzeme birimleri) |
|---|---|
| Üst Zamanlar (ör.: Fanerozoyik Üst Zamanı) | |
| Zamanlar (ör.: Senozoyik Zamanı) | |
| Devirler (ör.: Neojen Devri) | Sistemler (ör.: Neojen Sistemleri) |
| Devreler (ör.: Miyosen Devresi) | Seriler (ör.: Miyosen Serileri) |
| Yaşlar | Katlar (ör.: Messiniyen Katı) |
| 'Erken', 'Orta' ve 'Geç' bölümlemeleri | 'Alt', 'Orta' ve 'Üst' bölümlemeleri |

**Şekil 19.1 Jeokronolojik ve kronostratigrafik birimler için kullanılan terimler.**

anlamı, zaman periyodunun başlangıç ve bitişinin günümüzde tabakalı istifte bir fiziksel nokta ile tanımlanması ve ikisinin de sonuçta aynı şeyi ifade etmesi gerçekten 'zaman birimi' (jeokronoloji) ile 'kaya birimi' (kronostratigrafi) arasında bir ayrım yapmaya gerek olmamasıdır. Jeolojik birimler için kullanılan terimlerin tanımları aşağıda verilmiştir. Ayrıca bunlara eşdeğer olan kronostratigrafi birimlerinden de uygun yerlerde söz edilmiştir.

#### Üst Zamanlar (=Eonlar)

Yerküre'nin tarihçesinde en uzun zaman dilimi olan Üst Zamanlar üç kısma ayrılmaktadır: 2,5 milyar yıl öncesine kadar olan Arkeen Üst Zamanı, 2,5 milyar yıl öncesi ile 542 milyon yıl öncesi dönemi kapsayan Proterozoik Üst Zamanı (bunların ikisi birlikte Prekambriyen'i oluştururlar) ve 542 My'dan bugüne kadar olan Fanerozoyik Üst Zamanı.

#### Zamanlar

Zamanlar Fanerozoyik'in üçe ayrılmış bölümleridir: 251 My öncesine kadar Paleozoyik Zamanı, 251 My - 65,5 My arası Mesozoyik Zamanı ve sonuncusu da Senozoyik Zamanı'dır. Prekambriyen Zamanları da tanımlanmış olup, Proterozoyik Üst Zamanı Paleoproterozoyik, Mesoproterozoyik ve Neoproterozoyik şeklinde zamanlara ayrılmıştır.

**Dönemler/Sistemler**

Jeolojik zamanın temel birimi dönemdir. Yerküre'nin tarihçesini ifade ederken en çok bu terimler kullanılmaktadır. Mesozoyik Zamanı (örnek olarak) Triyas, Jura ve Kretase şeklinde üç döneme bölünmektedir. **Sistem** terimi ilgili zaman aralığında çökelen kayalar için kullanılır (örnek: Jura Sistemi).

**Devre/Seriler**

Devreler dönemlerin ana bölümleridir. Bazılarının Siluriyen'deki Landoveri, Venlok, Lodlov ve Pridoli gibi özel isimleri vardır. Diğer bazıları da Erken Kretase ve Geç Kretase gibi basitçe Erken, Orta ve Geç şeklinde bölümlendirilmiştir. Bunların kronostratigrafik eş değerleri **seriler** olmakla birlikte, Erken, Orta ve Geç yerine Alt, Orta ve Üst terimlerinin kullanıldığını belirtmekte yarar vardır. Bir örnek olarak, Alt Triyas Serisi'ne ait kayalar erken Triyas Devresi'nde çökelmişlerdir. Mantıksal açıdan bakıldığında bir kaya kütlesi 'Erken' olamayacağı gibi, bir zaman dilimi de 'Alt' olarak değerlendirilemez. Buna göre, belli bir zaman aralığında geçen olayları ifade etmek için 'Erken Jura' şeklinde uygun sıfatı kullanmak önemlidir.

**Çağlar/Katlar**

Jeolojik zamanın yaygın olarak kullanılan en küçük bölümleri **çağlar**, bunun kronostratigrafik eş değeri de **katlar**dır. Bunların uzunluğu tipik olarak birkaç milyon yıldır. Meselâ, Oligosen Devresi Rupeliyen ve Şattiyen Çağları'na ayrılır (Rupeliyen ve Şattiyen Katları Oligosen Serisi'ne ait kayalardır).

**Kronlar** bazen paleomanyetik verilere dayalı olarak tanımlanan kısa zaman dilimleri olsalar da, bu birimlerin manyetostratigrafi (21.4) dışında yaygın bir kullanımı söz konusu değildir. Kuvaterner yakın geçmişinin yaşlarının verilmesinde denizel izotop katları gibi (21.5) birçok teknik kullanılarak sadece binler ya da onbinlerden oluşan kısa zaman aralıklarına bölünebilmektedir.

### 19.1.2 Stratigrafik Çizelgeler

Kayaların stratigrafik birimlere ayrılması jeolojik zaman dönemleriyle ilgili olarak herhangi bir yöntem geliştirilmeden çok önce yapılmıştır. 20. Yüzyılın başlarına kadar stratigrafik ilişkiler ve biyostratigrafik yöntemler kullanarak ana sistemler ortaya konmuş ve kısmen serilere ve katlara ayrılmıştır. Radyometrik yaşlandırma kayaların kronostratigrafik bölümlemesi için bir zaman çizelgesi sağlamıştır. Yayınlanmış jeolojik zaman çizelgeleri (Şekil 19.2) biyostratigrafi ile manyetostratigrafi bilgilerinden ve tüm Fanerozoyik boyunca kayaların kronostratigrafisini belirlemek üzere yapılan radyometrik yaşlandırma verilerinden yorumlama yoluyla hazırlanmıştır.

Gradstein vd. (2004) tarafından yayınlanan uluslararası stratigrafik çizelgenin basitleştirilmiş en güncel sürümü şekil 19.2'de verilmiştir (Gradstein ve Ogg, 2004). Bu çizelgede Uluslararası Stratigrafi Komisyonu'nun üzerinde anlaştığı stratigrafik birimlerin adları ve her bir birimin sınırları arasındaki yaşlar milyon yıl cinsinden verilmiştir. Gösterilen yaşlar mevcut en iyi kanıta dayalı olup, kesin değildir. Bölüm 21'de tartışılacak olan sebeplerden dolayı bir sedimenter kaya kütlesinin yaşını milyon yıl cinsinden doğrudan ölçmek çoğu zaman zordur. Tabakalar normalde içerdikleri fosillere (Bölüm 20) veya diğer kaya birimleriyle olan fiziksel ilişkilerine (bkz. Litostratigrafi) dayalı olarak (örnek: 'Oksfordiyen' şeklinde) stratigrafik olarak tanımlanır. Oksfordiyenin çizelgede gösterilen zaman aralığı 161,2 My ile 155 My olup, radyometrik yaşlandırmadan daha fazla bilgi elde edildikçe ya da yeniden bir kalibrasyon gerektiği zaman değişmesi söz konusudur. Bu stratigrafik çizelgelerin daha eski sürümlerindeki sınırlar arası yaşlar farklı olup, gelecekteki çizelgelerin bugün kullanılmakta olan çizelgeden faklı olacağı konusunda şüphe yoktur. Bu nedenle, bir sedimenter kaya birimi için o birim radyometrik yöntemle doğrudan yaşlandırılmadığı sürece hiç bir zaman (meselâ) 160 My yaşında denilemez. Onun yerine, içerdiği fosillere dayalı olarak Oksfordiyen olarak ifade edilebilir. Bu çizelgelerin gelecekte değişmesine bağlı olmaksızın bu ifade biçimi değişmeyecektir.

### 19.1.3 Keskin Uç Sınırlar

Yukarıdaki açıklamalara göre (söz gelimi) Kambriyen'in 542 My ile 488,3 My arasında bir zaman aralığı olarak tanımlanmayacağı açık bir şekilde anlaşılmış olmakla birlikte, bu rakamların şimdilik Kambriyen Devri'nin başlangıç ve bitiş zamanları olduğu düşünülmektedir. Bu nedenle, jeolojik kayıtların tüm bölümlerini tanımlamak için başka araçlar da

| Üst Zaman | Zaman | Devir/Sistem | Devre/Seri | | Yaş (My) |
|---|---|---|---|---|---|
| Fanerozoyik | Senozoyik | Neojen | Holosen | | 0,01 |
| | | | Pleistosen | | 1,8 |
| | | | Pliyosen | | 5,3 |
| | | | Miyosen | | 23,0 |
| | | Paleojen | Oligosen | | 33,9 |
| | | | Eosen | | 55,8 |
| | | | Paleosen | | 65,5 |
| | Mesozoyik | Kretase | Üst | | 99,6 |
| | | | Alt | | 145,5 |
| | | Jura | Üst | | 161,2 |
| | | | Orta | | 175,8 |
| | | | Alt | | 199,6 |
| | | Triyas | Üst | | 228,0 |
| | | | Orta | | 245,0 |
| | | | Alt | | 251,0 |
| | Paleozoyik | Permiyen | Lopingiyen | | 260,4 |
| | | | Guadalupiyen | | 270,6 |
| | | | Sisuraliyen | | 299,0 |
| | | Karbonifer | Pensilvaniyen | Üst | 306,3 |
| | | | | Orta | 311,7 |
| | | | | Alt | 318,1 |
| | | | Misisipiyen | Üst | 326,4 |
| | | | | Orta | 345,3 |
| | | | | Alt | 359,2 |
| | | Devoniyen | Üst | | 385,2 |
| | | | Orta | | 397,5 |
| | | | Alt | | 416,0 |
| | | Siluriyen | Pridoli | | 418,7 |
| | | | Ludlov | | 422,9 |
| | | | Venlok | | 428,2 |
| | | | Landoveri | | 443,7 |
| | | Ordovisiyen | Üst | | 460,9 |
| | | | Orta | | 471,8 |
| | | | Alt | | 488,3 |
| | | Kambriyen | Furongiyen | | 501,0 |
| | | | Orta | | 513,0 |
| | | | Alt | | 542,0 |
| Proterozoic | Neoproterozoyik | | | | 1000 |
| | Mezoproterozoyik | | | | 1600 |
| | Paleoproterozoyik | | | | 2500 |
| Arkeen | Neoarkeen | | | | 2800 |
| | Mezoarkeen | | | | 3200 |
| | Paleoarkeen | | | | 3800 |
| | Eoarkeen | | | | *4560* |

**Şekil 19.2 Jeolojik zamanın değişik bölümlerine ait yaşları da içeren stratigrafik çizelge (Veriler Gradstein vd., 2004'den).**

gereklidir. Bununla ilgili olarak uluslararası düzeyde kabul gören yaklaşım '**Küresel Standart Kesit ve Nokta**' (KSKN/GSSP) veya bilinen diğer adıyla '**keskin uç sınırlar**' belirleme sürecidir.

Fanerozoyik'teki devirlerin bazıları başlangıçta kayaların 18. ve 19. yüzyıllarda ilk kez görüldükleri yerlere atfen Galler'den (=Wales) Kambriyen (Wales'in Romanca adı Cambria idi), Devon'dan (İngiltere) Devoniyen, Rusya'daki bir bölgeden Permiyen ve Fransa'daki Jura Dağları'ndan Jura şeklinde adlandırılmışlardır (bazıları Ordovisiyen ve Siluriyen devirleri gibi eski Gal kabilelerine ait isimler şeklinde bir bölgeyle ilişkili olarak adlandırılmış, bazıları kömürlü anlamındaki Karbonifer şeklinde ve Latince'de tebeşir anlamına gelen Kretase şeklinde kayaların litolojik karakteri ile ilişkilendirilmiştir). Bu şekilde, belli yaştaki kayaların bulunduğu bölge için 'tip bölge' ilkesi yerleştirilmiş ve benzer diğer kayaların oluşumu için bir referans olarak kullanılmıştır. Esasen, deneştirmenin ana unsuru fosil içeriği olmuştur. İki farklı alanda oluşan tabakaların aynı fosili içermeleri halinde aynı döneme ait oldukları değerlendirilmiştir. Bu yaklaşım biyostratigrafik deneştirmenin (20.6) temelidir.

KSKN (GSSP) şemasında 'tip bölge' kavramı daha ileri bir değerlendirme ile bir dönem veya devrenin başlangıcı belli bir yerde, belli bir istifte, belli bir noktada şeklinde tanımlanmıştır. 'Keskin uç sınırlar' bu noktada mecazi anlamda kayalara uygulanmış ve bunun yukarısındaki tüm tabakalar bir dönem/devreye ve altındakilerin tümü de bir başkasına ait olacak şekilde tanımlanmıştır (Walsh vd., 2004). Dünyada benzer yaştaki diğer tüm tabakalar aşağıdaki alt bölümlerde tanımlanan tekniklerden (litostratigrafi, biyostratigrafi, manyetostratigrafi vs.) birini kullanarak 'keskin uç sınır' içeren katmanlar ile deneştirilmiştir. Fosiller biyostratigrafik deneştirmede kullanıldıklarından dolayı, seçilen lokasyonlar tipik olarak fosilli katmanlardır. Zaman diliminin tamamının malzeme tabakaları tarafından temsil edilebilmesi için, sedimentasyonun devamlı olduğu yerdeki istifler tercih edilmiştir. Sedimentasyondaki kesiklikten dolayı KSKN lokasyonundaki kayıtta bir boşluk bulunması durumunda, başka yerlerde KSKN sahasında hiçbir eşdeğeri olmayan zaman aralığını temsil eden kayalar olması mümkündür. Bu nedenle, bu tabakalar bir birime veya diğerine ait olarak tanımlanamazlar. Horizonun doğru seçimi genellikle fosil içeriğine dayalı olarak yapılır. Bir örnek olarak, Devoniyen'in tabanı Çekya Cumhuriyeti'ndeki bir denizel istifte bir noktada belli bir graptolitin daha yukarı tabakalarda bulunduğu fakat daha alt tabakalarda bulunmadığı bir keskin uç sınır ile tanımlanmıştır.

Keskin uç sınırlar Fanerozoyik'teki Çağ/Kat sınırlarının yaklaşık yarısı için belirlenmiş olup, kalanları uygun bir alanı ve üzerinde oluşturulacak uluslararası fikir birliğini beklemektedir. Esasen biyostratigrafik bir yaklaşım olmasından dolayı, KSKN'leri tanımlama prosedürü daha eski kayalara kolaylıkla uygulanamamaktadır. Stratigrafik açıdan yararlı fosillerin Prekambriyen katmanlarında nadir olması demek, şimdiye kadar sadece bir Fanerozoyik öncesi sistemin tanımlanmış olması demektir: Ediyakaran Dönemi/Sistemi Neoproterozoik Zamanı'nın en genç kısmıdır. Diğer Prekambriyen sınırları Küresel Standart Stratigrafik Yaş veya 'KSSY' (GSSA) yaşları atfedilerek belirlenmiştir. Bu nedenle, Fanerozoyik'in aksine, Prekambriyen kayalarının yaşları büyük ölçüde milyon yıl cinsinden ifade edilmektedir. Meselâ, Paleoproterozoyik Zamanı 2500 My ile 1600 My arası şeklinde tanımlanmaktadır.

## 19.2 STRATİGRAFİK BİRİMLER

*Uluslararası Stratigrafik Çizelge* ve gösterdiği *Jeolojik Zaman Çizelgesi* yer üzerindeki tüm kayaları ve gezegen oluştuktan bu yana meydana gelen olayları içine yerleştirebileceğimiz genel bir çerçeve sağlar. Ancak, arazide kayalar arasındaki stratigrafik ilişkileri belirlemede karşılaşılan pratik problemler ile karşılaşıldığında konuyla ilgisi sınırlıdır. Katmanların üzerinde çökeldikleri özel dönem veya devreyi bize söyleyebilecek bir etiket bulunmasa da, stratigrafik birimler formasyonların sıralanmasını ve bunların genel şema içinde nereye oturtulacağını ortaya koymamıza yarayacak bilgiler sağlarlar. Bu birimlerin her biri kayaların değişik özelliklerine dayanmaktadır. Her birinin kendine has bireysel bir değeri bulunmaktadır. Stratigrafik birimler konusunda kullanılabilir çok sayıda yaklaşım bulunmakla birlikte, en büyük yararı birlikte kullanıldıklarında sağlarlar.

Birincisi, bir kaya kütlesi litolojik özelliklerine ve diğer kaya kütlelerine görece pozisyonuna dayalı olarak ayırt edilebilir ve tanımlanabilir. Bu kaya kütleleri **litostratigrafik birimler** olup, katmanlı sedimenter kayalarda kolaylıkla tanımlanabilirler. İkincisi, bir kaya *kütlesi* fosil içeriği ile tanımlanabilir ve karakterize

edilebilir; bu da bir **biyostratigrafik birim**dir (20.6). Üçüncüsü, kayanın yaşının doğrudan veya dolaylı olarak belirlenebildiği yerde bir **kronostratigrafik birim** şeklinde tanımlanabilir (21.3.3). Kronostratigrafik birimlerin her biri **izokron yüzeyleri** olan (yani her biri bir seferde oluşan) alt ve üst sınırları vardır. Stratigrafik birimin dördüncü türü, stratigrafik istifte kendine komşu katmanlardan farklı manyetik özellikler sergileyen bir kaya kütlesine sahip **manyetostratigrafik birim**dir (21.4.3). Son olarak, kaya toplulukları uyumsuzluklara veya deneştirilebilir diğer yüzeylere olan görece konumları yoluyla da tanımlanabilirler. Bunlar bazen **allostratigrafik birimler** olarak adlandırılırlarsa da, bu yaklaşım son zamanlarda (Bölüm 23'ün de konusunu oluşturan) 'Sekans Stratigrafisi' olarak anılmaktadır. Stratigrafideki bu yaklaşımların her biri bu bölümde ve izleyen bölümlerde ele alınmıştır.

## 19.3 LİTOSTRATİGRAFİ

**Litostratigrafi**de kaya birimleri katmanların litolojik özellikleri ve bunların göreceli stratigrafik konumları açısından göz önüne alınırlar. Kaya birimlerinin görece stratigrafik konumları hangi tabakanın daha yaşlı, hangi tabakanın daha genç olduğunu belirten geometrik ve fiziksel ilişkiler yoluyla belirlenebilir. Birimler kayaları litostratigrafik terimler cinsinden kategorilere ayırma ve tanımlamaya temel teşkil eden üyeler, formasyonlar ve gruplar şeklinde bir hiyerarşik sistem içinde sınıflandırılabilirler.

### 19.3.1 Stratigrafik İlişkiler

#### Süperpozisyon

Tabakaların normal dizilimde olmaları şartıyla (bkz. aşağıda) çökellerin stratigrafik diziliminde daha yukarıda bulunan çökeller alttakilerden daha genç olacaktır. Bu kural en basit olarak bir katmanlı kek stratigrafisine uygulanabilir ise de, önemli depolanma topoğrafyasının olduğu yerlerde (örnek: resif önü çökelleri resif tepesi kayalarından aşağıda bulunabilir: Şekil 19.3) dikkatlice kullanılmalıdır.

#### Uyumsuzluklar

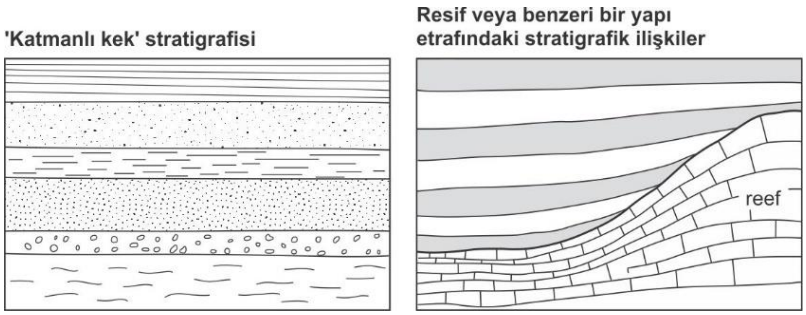
**Uyumsuzluk** sedimentasyonda bir kesiklik olup, alttaki katmanlarda aşınma olan yerlerde uyumsuzluğun altındaki tabakaların uyumsuzluğun üstündeki tabakalardan bariz bir şekilde yaşlı olduğu şeklinde açık bir ilişkiyi ifade eder (Şekil 19.4 ve 19.5). Uyumsuzluk ya da bununla deneştirilebilir yüzey üzerine gelen tüm kayalar alttaki kayalardan daha genç olmalıdırlar. Daha genç tabakaların çökeliminden önceki katmanların deforme olduğu ve kısmen de aşındığı durumlarda açısal bir uyumsuzluk oluşur. **Diskonformite** sedimentasyonda bir kesiklik ve bir miktar da aşınmayı ifade etmekle birlikte alttaki katmanlarda herhangi bir deformasyonu kapsamaz.

#### Kesme-kesilme İlişkileri

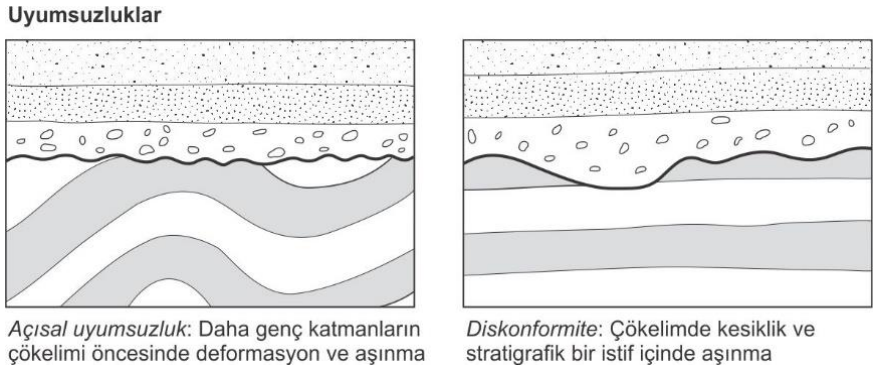
Sınırları diğer birimleri kesen herhangi bir birim kestiği kayalardan daha genç olmalıdır. Bu durum daha çok büyük ölçekteki batolitler ile küçük ölçekteki dayklar gibi intrüzif kütlelerde yaygın olarak görülür (Şekil 19.6). Bu ilişki daha genç sedimentlerin daha yaşlı kayalardaki bir çatlağı veya derin yarığı doldurduğu sedimenter dayklar olan (18.1.3) yarık dolgularında da görülebilir.

#### Anklavlar

Kırıntılı bir kayadaki kırıntılar içinde bulundukları katmandan daha yaşlı bir kayadan gelmiş olmalıdır




**Şekil 19.3 Süperpozisyon (konum) ilkeleri. a) Bir 'katmanlı kek = yatay konumlu tabaka' stratigrafisi, b) bir resif veya benzer depolanma topoğrafyasına sahip bir yapı etrafındaki stratigrafik ilişkiler.**

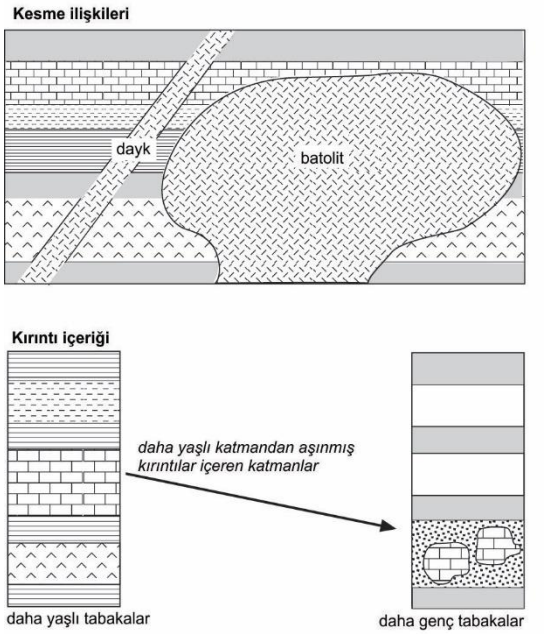



**Şekil 19.4 Kayıtlardaki boşluklar uyumsuzluklar ile temsil edilir. a) Açısal uyumsuzluklar deforme olmuş, aşınmış kayaların üzerine yeni bir çökel geldiği zaman oluşurlar. b) Diskonformiteler sedimentasyonda aşınmayla ilişkili olabilen fakat deformasyon içermeyen kesiklikleri temsil ederler.**



**Şekil 19.5 Altta dik eğimli şeyl tabakaları üzerine yatay kumtaşı tabakalarının geldiği bir açısal uyumsuzluk.**

(Şekil 19.6). Aynı ilişki komşu yerli kayadan **anklavlar** (ksenolitler) şeklinde parçalar alan mağmatik kayalar için de geçerlidir (kelimenin tam anlamı 'yabancı kayalar'dır). Bu ilişki aralarında belli bir uzaklık bulunan kaya birimlerinin yaş ilişkilerini belirlemede yararlı olabilir. Karakteristik bir litolojiye sahip olan ince çakıllar kaynak kaya türünün onlarca-yüzlerce kilometre uzakta daha sonra bir birimin çökeldiği zamana kadar aşındığına dair kesin kanıt sağlayabilir.




**Şekil 19.6 Stratigrafik ilişkiler kayaların görece yaşları için basit belirteçler olabilirler. a) Başka bir tabakayı kesen ilişkiler mağmatik yapıların kendi etrafında bulunan sedimenter kayalardan daha genç olduğunu gösterir. b) Bir tabaka içinde kendinden daha yaşlı parçaların bulunması, parçanın kaynağı çok uzakta olsa bile görece yaşlar hakkında kanıtlar sağlar.**

**Sedimenter Kayalarda Tabaka Üstünü Gösteren Yapılar**

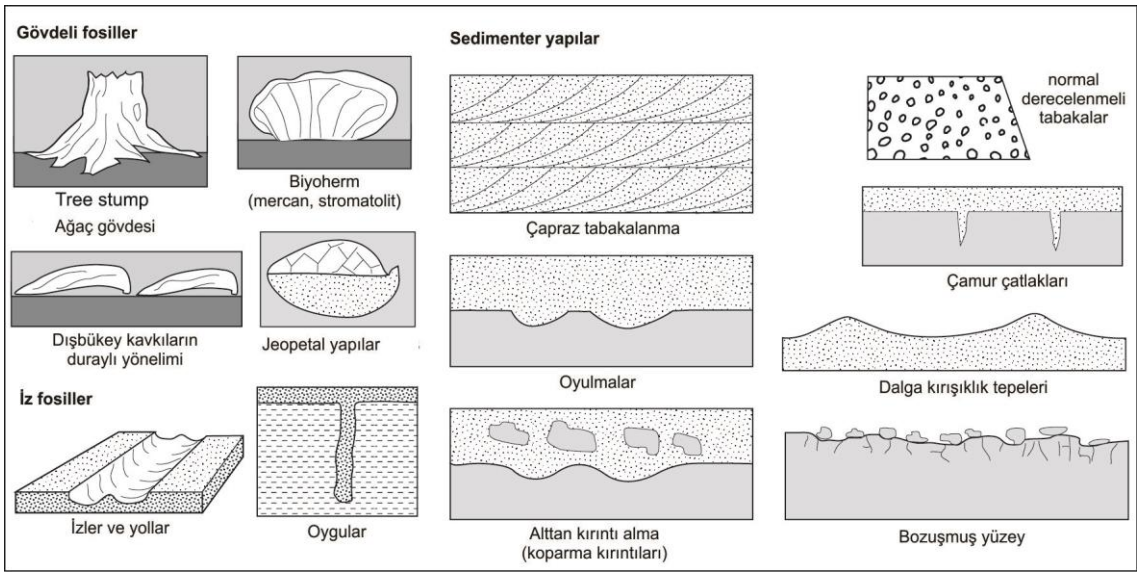
Tabakaların dağ oluşum sırasında kıvrılma ve faylanmasıyla (başlangıçta yatay veya yataya yakın olan) tüm tabakalar istifi belli bir açıda dönerek düşey veya tamamen devrik konuma gelebilir. Deforme olmuş katmanları çalışırken katmanların yaşlıdan gence doğru dizildiği **gençleşme** yönünün mutlaka bilinmesi gerekir. Gençleşme yönü tabakaların yukarısını işaret eden küçük ölçekli yapılar (Şekil 19.7) yoluyla ya da formasyon sıralamasını belirlemede kullanılan diğer stratigrafik tekniklerin yardımıyla belirlenebilir.

### 19.3.2 Litostratigrafik Birimler

Litostratigrafik birimler için kullanılan terimler konusunda 'Üst Grup', 'Grup', 'Formasyon', 'Üye' ve 'Tabaka' şeklinde en büyükten en küçüğe doğru hiyerarşik bir çerçeve vardır. Kayaların litostratigrafik bölümlendirilmesinde temel birim litolojik özellikleriyle ve stratigrafik pozisyonuyla tanımlanabilir bir malzeme kütlesi olan **formasyon**dur. Bir formasyonun belli bir derecede litolojik homojenlik göstermelidir. Formasyonun tanımlayıcı özellikleri litolojik bileşime ek olarak mineralojik bileşim, doku, birincil sedimenter yapılar ve fosil içeriğini kapsayabilir. Malzemenin taşlaşmış olması gerekmediğine ve terminoloji ve stratigrafik ilişkilerle ilgili tüm açıklamaların pekleşmemiş sedimentlere de eşit şekilde uygulanabileceğine dikkat ediniz.

Bir formasyon izotop yaşlandırması ya da biyostratigrafik yaşlandırma yoluyla yaş cinsinden tanımlanmaz. Haritalanan birimin fosil içeriği hakkındaki bilgiler formasyonu tanımlamada faydalı olmakla birlikte, görece yaşı biyostratigrafik açıdan tanımlayabilen ayrıntılı bir fosil taksonomisi bir birimin litostratigrafik tanımlamasının bir bölümünü oluşturmaz. Bir formasyon çoğu zaman bir **diakron birim** olabilir. Diakron birim litolojik özellikleri aynı olmakla birlikte farklı zamanlarda farklı yerlerde çökelmiş birim demektir (19.4.2).

Bir formasyon litolojilerin daha ayrıntılı bir dağılımını sağlamak için daha küçük birimlere ayrılabilir. Yanal yayılımı sınırlı ve bir formasyon (ya da daha seyrek olarak birden fazla formasyon) ile istikrarlı biçimde ilişkili olan kaya birimleri için **üye** terimi kullanılır. Buna bir örnek, başlıca kumtaşından oluşan bir formasyonun mostra alanlarının bir kısmında çakıltaşı tabakaları içermesidir. Bir formasyon içinde




**Şekil 19.7 Sedimenter kayalarda tabaka üstünü gösteren yapılar.**

çok sayıda üye tanımlanabilir (hiç üyesi olmayabilir de). Formasyonun tamamı da bu şekilde alt bölümlere ayrılmamalıdır. Formasyonun bazı kısımları üye konumunda olmayabilir. Litolojileri veya fosil içerikleri sayesinde çok belirgin olmaları halinde, bireysel **tabakalar** veya tabaka setleri adlandırılabilir. Sahada kolaylıkla tanınabilir özelliklerinden dolayı bu tabakalar ekonomik açıdan önemli ya da deneştirme açısından yararlı olabilirler.

Birbiriyle ilişkili olan ve belli özellikleri ortak olan iki veya daha fazla formasyon bir araya gelerek bir **grup** oluştururlar. Gruplar çoğu zaman havza bazında izlenebilir bir uyumsuzluk ile sınırlanırlar. Bir kıtanın belli bir bölgesinde stratigrafide ana bölümler olarak tanınabilen uyumsuzluklar bazen iki veya daha fazla grubun bir araya gelmesiyle oluşan **üsgrupları**n sınırlayıcı yüzeyleri olarak değerlendirilirler.

### 19.3.3 Litostratigrafik Birimlerin Tanımlanması

Formasyon temel litostratigrafik bir birimdir. Bir formasyon tanımlanacağı zaman jeoloji literatüründe belli bir prosedürün takip edilmesi olağandır. Tanımlama yaparken aşağıdaki hususların çoğunun kapsandığından emin olunmalıdır. Üyeler ve gruplar da benzer şekilde tanımlanırlar.

#### Litoloji ve Özellikler

Tanımlamanın ilk kısmını (söz gelimi) oolitik bir tanetaşı, kiltaşı ile ardalanmalı iri taneli silttaşı, bir bazaltik litik tüf vb. gibi bir kayanın arazi özellikleri oluşturur. Her ne kadar bir formasyon normalde sadece tek litolojiden oluşursa da, iki veya daha fazla litoloji çoğu zaman ardalanmalı olarak veya girik halde bulunabilirler. Sedimenter yapılar (kırışık çapraz laminalanmalar, normal derecelenme vb.), petrografi (çoğu zaman ince kesitten belirlenir) ve fosil içeriği (makro ve iz fosillerin her ikisi) ayrıca not edilmelidir.

#### Tavan ve Tabanın Tanımlanması

Bunlar incelenen birimi üstündeki ve altındaki birimlerden ayırmada kullanılan ölçütlerdir. Çoğu zaman (söz gelimi) kalkerli çamurtaşından resif bağlamtaşına geçiş gibi bir değişimdir. Bir formasyondan diğerine değişimin keskin değil de dereceli olduğu yerlerde geçiş kısmında keyfi bir sınır yerleştirilmelidir. Bir örnek olarak, alttaki formasyonun ince kumtaşı ara tabakaları içeren bir çamurtaşı ve üstteki formasyonun da başlıca kumtaşı olması halinde sınır, kumtaşının tabakaların %50'den fazlasını oluşturduğu ilk noktadan geçirilebilir. Bu konuda benimsenen yaygın bir kural, tip kesitte birimin sadece tabanının tanımlanmasıdır. Tavan, üstteki birimin tabanının konumu olarak tanımlanır. Bu kuralın kullanılmasının nedeni, bir diğer lokasyonda alt birimin tavanında tip lokalitede bulunmayan tabakaların bulunabilmesidir. Bunlar formasyon sınırının yeniden tanımlanmasına gerek kalmadan kolayca eklenebilirler.

#### Tip Kesit

Bir **tip kesit** litolojik özelliklerin açık ve mümkün olduğu yerlerde, formasyonun alt ve üst sınırlarının görülebildiği lokasyondur. Bazen bir tip kesitin bir kompozit olması gerekir. Bu durumda tip kesitin farklı kısımları alanın farklı kesimlerinden tanımlanır. Bu alana da **tip alan** denir. Tip kesit normalde bir grafik sedimenter log şeklinde sunulur. Bu aynı zamanda bir **stratotip**tir. Bir başka jeoloğun tip kesiti ziyaret ederek sınırları görmesi için, lokasyon kesin bir şekilde tanımlanmalı (grid referansı ya da GPS lokasyonu) ve litolojik özellikleri ortaya konmalıdır.

#### Kalınlık ve Yayılım

Kalınlık tip kesitte ölçülür ise de, diğer lokasyonlarda görülen kalınlıktaki değişimler de dikkate alınır. Birimin izlenebildiği alanın coğrafi sınırları da tanımlanmalıdır. Bir formasyonun (ya da bir grup veya üyenin) alt ve üst sınırları ile kalınlığının nasıl olması gerektiğine dair kurallar yoktur. Bir alandaki kaya türlerinin değişkenliği için en önemli kısıtlama, tanımlanabilen litostratigrafik birimlerin sayısı ve kalınlığıdır. İyi yüzlek veren yerlerde daha ileri bir alt bölümleme mümkün olduğunda, mostranın sayısı ve kalitesi de rol oynar.

#### Diğer Bilgiler

Formasyonun fosil içeriği, radyometrik yaşlandırma veya diğer birimlerle ilişkilerle belirlenebildiği yerlerde bu bilgiler dahil edilebilir. Fakat bunun formasyon tanımının bir parçası olmadığı unutulmamalıdır. Yaşı belirlemek için fosil içeriği veya izotop yaşlandırma bilgisinin değerlendirilmesi gerektiğinden, bir

formasyon (söz gelimi) 'Burdigaliyen yaşlı kayalar' şeklinde tanımlanmaz. Fasiyese ve çökelme ortamının yorumlanmasına dair bilgiler dahil edilebilirse de, bir formasyon (söz gelimi) 'lagün çökelleri' gibi çökelme ortamı açısından tanımlanmamalıdır. Çünkü, bu bir tür litolojik özelliklerin yorumlanması işlemidir. Daha önceki araştırmacılar tarafından kullanılan terminoloji ve tanımlara ve kullanılan terminoloji ve terimlerden ne ölçüde farklı olduklarına dair yorum yapmak da yararlıdır.

### 19.3.4 Litostratigrafik Adlamalar

Stratigrafik birimlerin tanımlanması ve adlandırılmasında bir dizi kural takip edilmesi karışıklıktan kaçınmaya yardımcı olur. 'Kuzey Amerika Stratigrafik Kodu' (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983) ve 'Uluslararası Stratigrafik Kılavuz' (Salvador, 1994) gibi resmî kodlar tayin edilmiş ve yayınlanmıştır. Stratigrafik yöntemlerin resmî belgelere göre daha kullanışlı olan bir özeti 'Stratigrafik Prosedür' (Rawson vd., 2002) adlı el kitabıdır.

Formasyon, grup ve üye adı tip kesite olabildiğince yakın kalıcı ve belirgin bir coğrafi yapıdan alınmalıdır. Litoloji 'Kingston Kireçtaşı Formasyonu' örneğindeki gibi, çoğu zaman tam bir isim vermek üzere eklenirse de, çok gerekli değildir ya da litolojik özelliklerin değişken olduğu durumda başvurulan bir yol değildir. Coğrafi isim tercihi topoğrafik haritalar üzerinde işaretli bir ırmak, tepe, ilçe veya köy gibi bir özellik ya da yer adı olmalıdır. Üye, grup ve üsgrupları adlama kuralları da esasen formasyon adlaması kurallarıyla aynıdır fakat halihazırda kullanılmakta olan bir ismin kullanılamayacağına ya da litostratigrafik birimin değişik derecelerine aynı ismin verilemeyeceğine dikkat ediniz. Bu adlandırma kurallarının geçmişteki örneklerden kaynaklanan bazı istisnaları vardır ve oturmuş bir ismi sorgusuz sualsiz yenilemektense olduğu gibi benimsemek daha az kafa karıştırıcıdır. Formasyon üzerinde daha ayrıntılı bir çalışma yapıldığında ya da daha fazla bilgi mevcut olduğunda stratigrafik adlandırmalarda yenileme yapmak gerekli olabilir. Bir bölgedeki yeni bir çalışma bir formasyonun bölümlenmesine izin verebilir ve formasyon mertebesi daha sonra gruba yükselebilir. Doğal olarak üyeler de formasyonlara yükseltilebilir. Tutarlı olmak açısından, birimin mertebesi değiştiği zaman coğrafi isim muhafaza edilir.

### 19.3.5 Litodem Birimleri: Stratiform Olmayan (İstif yasasına uymayan) Kaya Birimleri

Stratigrafik birimlere bölümleme kavramı stratiform, katmanlı birimler olan kaya kütleleri için geliştirilmiştir fakat metamorfik, mağmatik plütonik ve yapısal olarak deforme olmuş kayaların çoğu stratiform değildir ve süperpozisyon kuralına uymazlar. Stratiform kaya kütleleri için **litodemik birimler** terimi kullanılır. Bunlarda temel birim bir **litodem** olup, mertebe olarak formasyona eşdeğerdir ve litodem de litolojik ölçütlere göre tanımlanır. Litodem kelimesinin kendisi isim içinde nadiren kullanılır. Bir kaya kütlesi White River Graniti veya Black Hills Şisti gibi normalde coğrafi adıyla ve litolojisiyle ifade edilir. Benzer bir metamorfik derece gibi litolojik özellikleri paylaşan litodemler topluluğuna **takım** (=**suit)** denir. Volkanik kayalar veya tektonik olarak deforme olmuş kayalardan oluşan grup için eşdeğer olarak karmaşık (=**kompleks)** terimi de kullanılır.

## 19.4 LİTOSTRATİGRAFİ UYGULAMALARI

### 19.4.1 Litostratigrafi ve Jeolojik Haritalar

Bir formasyonun tanımının bir kısmı da bir 'haritalanabilir birim' olup, pratikte bunun ifade ettiği anlam genellikle birimin 1:50.000 veya 1:100.000 ölçekli bir harita üzerinde gösterilebilmesidir. Bu nedenle, bu ölçekteki haritalar formasyonların dağılımını gösterirler ve aynı zamanda üyeler ve tabakaların nerelerde bulunduğunu gösterebilirler. Stratigrafik sıralama ve mümkün olan yerlerde farklı litostratigrafik birimler arasındaki yanal ilişkiler normalde haritanın kenarında bir açıklama (lejand) şeklinde gösterilir. Metamorfik, plütonik ve hayli deforme olmuş kayaların bulunduğu yerlerde haritalanan birimler litodemlerdir. Bu haritalarda farklı litostratigrafik ve litodemik birimler için kullanılan renkler konusunda bir kural bulunmamakla birlikte, her ulusal jeolojik araştırmaların kendine has bir şeması vardır. Bir kıta üzerindeki tüm ülke gibi geniş alanları kapsayan jeolojik haritalar farklıdır. Kayaların dağılımını genellikle kronostratigrafi cinsinden; yani, litolojiye değil de yaşlarına dayalı olarak verirler.

### 19.4.2 Litostratigrafi ve Ortamlar

Daha önce sedimentasyon süreçleri ve ürünlerini konu alan bölümlerden açıkça anlaşılacağı üzere, çökelme ortamının bir kaya biriminin litolojik özellikleri üzerindeki etkisi çok önemlidir. Bu nedenle, litolojik özellikleriyle tanımlanan bir formasyonun belli bir sedimenter ortamda çökelmiş katmanlardan oluşması muhtemeldir. Herhangi bir kronostratigrafi (zaman) çerçevesi içinde herhangi bir formasyon deneştirme işlemi açısından bunun iki anlamı vardır.

Birincisi, herhangi bir güncel ortamda flüvyal sedimentasyon karada meydana gelirken aynı anda bir plajda, bir şelf üzerinde ya da derin suda çökelmenin devam ediyor olmasıdır. Bunların her birinde sedimentlerin özellikleri farklı olup, sedimenter kayalar olarak korunmaları halinde farklı formasyonlar olarak göz önüne alınırlar. Bundan sonra, formasyonların (içinde oluştukları çökelme ortamının alanı ile tanımlanan) yanal yayılımlarının sınırlı olduğu, aynı anda iki veya üç formasyonun çökelmiş olabileceği düşünülür.

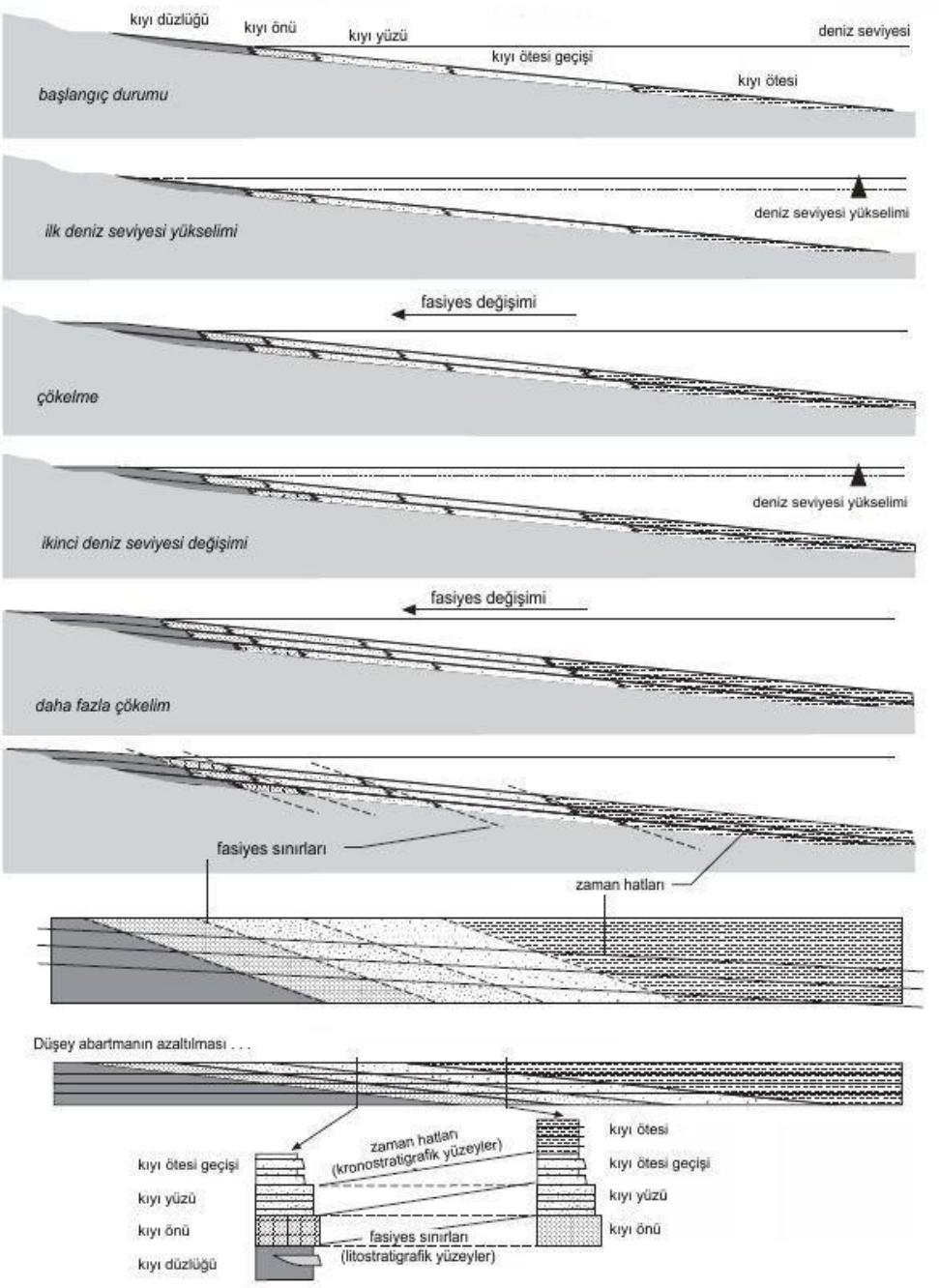
İkincisi, çökelme ortamlarının konumu zaman içinde sabit durmaz. Bitki örtüsüyle kaplı kıyı düzlüğü ile çamurtaşlarının kumtaşlarına doğru irileştiği ön kıyı istifi arasında bir kumlu plajın (kıyı önü) uzandığı bir kıyıyı göz önüne alınız (Şekil 19.8). Kıyı önü mekânsal olarak sınırlı bir çökelme ortamıdır. Kıyı boyunca çok uzun mesafelerde uzanabilirse de, deniz tarafında sığ denizel ön kıyı ortamına ve kara tarafında da karasal koşullara geçer. Buna göre, bir plajda ve ön kıyı ortamında oluşan çökelin genişliği sadece onlarca-yüzlerce metre arasında olabilir. Ancak, deniz seviyesinde karaya göre tedrici bir yükselim veya alçalım olması durumunda kıyı önü çökeli çok daha geniş alana yayılacaktır. Deniz seviyesi yükselimi yavaş olursa kıyı çizgisi karaya doğru ilerler ve kum çökelen plaj alanları zamanla birkaç yüz metre yer değiştirmiş olur (Şekil 19.8). Bu çökelme ortamlarının (kıyı düzlüğü, kumlu kıyı önü ve ön kıyı) her birinin kendine özgü, haritalanabilir formasyonlar olarak ayırt edilmelerine izin veren litolojik özellikleri vardır. Bu nedenle, kıyı önü çökelleri bir formasyon oluşturabilirlerse de, plaj çökellerinin daha önce bir yerde (deniz tarafında) ve sonra başka bir yerde (kara tarafında) çökeldiği ortadadır. Aynı durum kıyı düzlüğü ve kıyı önü ortamları için de geçerlidir. Çökelme ortamları zaman içinde göç ederler. Bu örnekten, bir formasyonu oluşturan bir kaya kütlesinin diakron olduğu ve formasyonun hem alt hem de üst sınırların diakron yüzeyleri olduğu anlaşılır.

Çökelme ortamları ile litostratigrafik birimlerin hiyerarşisi arasında da bir ilişki vardır. Bir çöl ortamı durumunda eoliyen kumlar, alüvyal yelpaze çakılları ve kısa süreli gölde çökelen çamurlu evaporitler şeklinde üç çeşit ana çökel türü olabilir (Şekil 8.12). Her çökel türünün bunların üç ayrı formasyon şeklinde ayırt edilmelerine izin veren kendine özgü litolojik özellikleri olmakla birlikte, üçünün birlikteliği bir gruba dahil edilebilir. Belki deniz seviyesi yükselimi ve çöl alanının deniz suyuyla istilası gibi ortamda çok belirgin bir değişim çökellerin farklı birlikteliklerine yol açar. Bu durumda litostratigrafik terimler ayrı bir grup oluşturur. Döküntü çökellerinin bir havza kenarında diğer fasiyesler arasında bir yama olarak bulunması durumunda, bu çöl ortamında oluşan formasyonların bölümlenmesi mümkün olabilir. Döküntü taşlaştığı zaman diğer formasyonlar içinde tanınabilir ayrı bir üye olan bir sedimenter breş oluşur fakat ayrı bir formasyon olarak değerlendirilecek düzeyde yaygın değildir.

### 19.4.3 Litostratigrafi ve Deneştirme

Stratigrafik deneştirmede genellikle kayaların **zamansal çerçevesi** göz önüne alınır; yani, farklı kaya birimleri arasındaki zaman ilişkilerini (hangileri daha yaşlı, hangileri daha genç ve hangileri aynı yaşta şeklinde) bilmek isteriz. Bir alt bölümde tartışıldığı üzere, litostratigrafik birimler muhtemelen diakron olacağından dolayı, tek başına litostratigrafiye dayalı olarak bir deneştirme yapmak zordur. Bir deniz seviyesi yükselim döneminde bir plaj ortamında çökelen litofasiyes örneğinde (Şekil 19.8) değişik yerlerde litofasiyesin yaşları da değişmektedir. Bu nedenle, bu litofasiyesin alt ve üst sınırları **zaman çizgileri** (kaya kütleleri arasında çizilen, zamanda belli bir anı temsil eden hayali çizgiler) olacaktır.

Kaya birimleri içinde bir zaman çizgisi çizilebilirse, ya da daha faydalı olacak şekilde, farklı tabakalar alanında bir zaman düzlemi çizilebilirse o alandaki paleoortamların dağılımı yeniden kurulabilir. Paleoortam kurulumuna dair bu uygulamayı gerçekleştirmek için, kaya birimlerinin görece yaşlarının belirlenmesi olan ve kayaların litostratigrafik özelliklerine bağlı olmayan bir kronostratigrafik deneştirme aracına gerek vardır.




**Şekil 19.8 Çökelme ortamına bağlı litolojik özelliklerle tanımlanan litostratigrafik birim sınırları arasındaki ilişkiler ve tedrici deniz seviyesi yükselimi (transgresyon) sırasında oluşan katmanlar istifi.**

Radyometrik yaşlandırma teknikleri (21.2) mutlak bir zaman ölçeği sağlasa da, sadece bazı kaya türleri etkin bir şekilde yaşlandırılabildiği için uygulaması kolay değildir. En çok kullanılan çerçeveyi mutlak bir zaman skalası ile ilişkilendirilebilen bir görece yaşlandırma tekniği olan biyostratigrafi sağlar ise de, ortamları yeniden kurmak için gerekli kesinlik derecesi açısından çoğu zaman yetersizdir ve bazı depolanma istiflerinde uygun fosiller kısmen bulunabilir ya da (meselâ çöllerde) hiç bulunmayabilir. Stratigrafide paleomanyetik terslenme Yerküre'nin manyetizması kutup değiştirse bile zaman çizgileri sağlar ve bazı durumlara uygulanabilir. Sekans stratigrafisi kavramı sedimenter kaya istiflerinin zamansal çerçevede analiz edilmesine bir yaklaşım sağlar. Uygulamada kaya birimleri için zamansal çerçeve geliştirmede kullanılan çok sayıda farklı deneştirme teknikleri vardır (20.-23. Bölümler).

### 19.4.4 Litostratigrafi ve Zaman: Kayıttaki Boşluklar

Sedimentoloji ve stratigrafideki en zor sorulardan biri 'Bu kaya istifi ne kadar zamanda oluştu?' sorusudur. Sedimenter süreçlerle ilgili gözlemlerimize dayalı olarak bazen tek bir tabakanın çökelmesi için gerekli zamanı tahmin edebiliriz. Bir alüvyal yelpaze üzerindeki moloz akması çökeli birkaç dakika ile birkaç saat arasında gelişmiş olabilir ve derin sudaki türbidit de saatler-günler içinde birikmiş olabilir. Ancak, çözüm istifteki bir tabakanın çökelmesi için gerekli zamanı istifteki tabaka sayısı ile çarpma gibi basit bir işlem değildir. Güncel alüvyal yelpazelerden ve derin denizlerde biliyoruz ki, sediment birikimi sadece belli zamanlarda gelişmektedir ve çökelme olayları arasındaki dönemler her bir çökelim olayı için gerekli süreden daha uzundur. Alüvyal yelpaze çökelleri ve türbiditler durumunda olaylar arasındaki süre yüzlerce veya binlerce yıl olabilir. Bir tabakalar istifini geçen zaman açısından göz önüne alırsak, zamanın çoğu tabakaları ayıran yüzeyler ile temsil edilir. Meselâ, bir saat süren bir moloz akması her 100 yılda bir oluşursa, tabakalar arasındaki yüzeylerin temsil ettiği süre çakıltaşını çökeltmek için geçen sürenin yaklaşık bir milyon katıdır. Üstelik, bu bir uç örnek de değildir. Çoğu ortamlarda olaylar arasındaki süre olayın kendi süresinden çok daha uzundur. Akarsuların ve deltaların setüstü alanları, şelflerdeki fırtına çökelleri, volkanik kül birikmeleri vb. olaylar buna örneklerdir. Bu durumun istisnası, bir mercan resifi bağlamtaşında olduğu gibi, malzemenin biyojenik faaliyetten dolayı tedrici olarak biriktiği yerlerdir.

Buna göre, bir tabakalanma düzlemi kayıtta bir boşluğu temsil etmektedir. Sedimentasyonda bu boşluk için **hiyatüs** (bazen **boşluk**) terimi kullanılmaktadır. Hiyatüsün ne kadar sürdüğünü sadece tahmin edebiliriz. O da en iyimser olarak on kat fark edecektir: Alüvyal yelpaze sedimentasyonu her 100 yıl da mı yoksa her 1000 yılda mı meydana gelir? Her ikisi de mantıklı tahminlerdir. Bununla birlikte, tabakalanma yüzeyi ile temsil edilen görece sürenin uzunluğu hakkında ip uçları veren bazı özellikler vardır. Karasal ortamlarda topraklar açığa çıkmış sedimentler üzerinde oluşurlar. Açıkta kalma süresi ne kadar uzun ise, toprak da o kadar olgundur. Bu nedenle, paleosolların (9.7.2) analizi daha fazla ipuçları verir. Buradan, istifteki çok olgun bir toprak profilinin çökelmenin olmadığı uzun bir zaman aralığında geliştiği sonucu çıkarılabilir. Sığ denizel ortamlarda deniz tabanı canlılar tarafından biyotürbasyona uğrar ve bir tabaka yüzeyinde biyotürbasyonun şiddeti bir sonraki çökelme olayından önceki sürenin uzunluğu hakkında bir belirteç olarak kullanılabilir. Deniz tabanındaki sedimentler yeteri kadar uzun süre beklediklerinde kısmen veya tamamen taşlaşmış olabilir. Buradan, *Glossifungites* tipi inkofauna ile sağlam zeminler ve *Trypanites* iknofauna topluluğu ile de sert zeminler tanınabilir (11.7.2).

Uyumsuzluklar çökelme kayıtlarında çok daha uzun süren boşlukları temsil ederler. Deniz seviyesinde bir düşme kıta kenarlarında şelf alanının bir kısmının açığa çıkarak çökelmenin olmadığı, aşınmanın olduğu bir dönem ile sonuçlanabilir. Deniz seviyesinde bir sonraki yükselim dönemi onlarca, belki de milyonlarca yıl sonra gerçekleşebilir. Bu da tabakalar içinde aynı büyüklükteki süreyi temsil eden bir uyumsuzluk yüzeyi ile sonuçlanır. Levha tektoniği kabuğun düşey yönde hareketi ile sonuçlanır ve bir zamanlar sediment birikimi olan yerler yükselerek aşınabilir. Kabuğun yanal hareketleri sübsidansa neden olabilir ve aşınma yüzeyi daha sonra üzerine gelen genç sedimentlerle birlikte bir uyumsuzluk olarak korunabilir. Bu şekilde oluşan uyumsuzluk yüzeyleri temsil ettiği zaman dilimi bir milyon yıldan kısa olabileceği gibi milyar yıldan uzun da olabilir.

Bir istife ait tabakaların ne kadar uzun sürede çökeldiğinin ve tabaka ya da uyumsuzluk şeklindeki boşluklar ile temsil edilen bilinmeyen zaman aralıklarının belirlenmesinde karşılaşılan problemler, bu olaylar için geçen süreyi sedimenter istifin fiziksel

özelliklerine dayalı olarak hesaplamayı neredeyse imkansız kılar. 18. ve 19. yüzyıllarda jeologlar Yerküre'nin yaşıyla ilgili olarak değişik tahminlerde bulunmuşlardır. Bu tahminlerin bugün bildiğimiz 4500 My ile yakından bir ilgisi bulunmamaktadır. Bunun nedeni, o dönem jeologlarının stratigrafik kayıtlardaki kayalar ile temsil eden zaman aralığı hakkında bir fikir sahibi olmaları için ellerinde araçları olmamasıydı. Radyometrik yaşlandırma bugün yıllarla ölçülebilecek bir zaman çerçevesi sunmaktadır. Bu sayede, halihazırda Fanerozoyik için fosillere dayalı olarak geliştirilen stratigrafik çizelgenin kalibrasyonu mümkün olabilmektedir.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI


Blatt, H., Berry, W.B. and Brande, S. 1991. *Principles of Stratigraphic Analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Boggs, S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th edition). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Doyle, P., Bennett, M.R. and Baxter, A.N. 1994. *The Key to Earth History: an Introduction to Stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester.

Friedman, G.M., Sanders, J.E. and Kopaska-Merkel, D.C. (1992. *Principles of Sedimentary Deposits: Stratigraphy and Sedimentology*. Macmillan, New York.

Gradstein, F. and Ogg, J. 2004. *Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next!* Lethaia, 37, 175–181.

Rawson, P.F., Allen, P.M., Brenchley, P.J., Cope, J.C.W., Gales, A.S., Evans, J.A., Gibbard, P.L., Gregory, F.J., Hailwood, E.A., Hesselbo, S.P., Knox, R.W. O'B., Marshall, J.E.A., Oates, M., Riley, N.J., Smith, A.G., Trewin, N. and Zalasiewicz, J.A. 2002. *Stratigraphical Procedure*. Professional Handbook, Geological Society Publishing House, Bath, 58 pp.

Salvador, A. 1994. *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure* (2nd edition). The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America.

Zalasiewicz, J., Smith, A., Brenchley, P., Evans, J., Knox, R., Riley, N., Gale, A., Gregory, F.J., Rushton, A., Gibbard, P., Hesselbo, S., Marshall, J., Oates, M. Rawson, P. and Trewin, N. 2004. *Simplifying the stratigraphy of time*. Geology, 32, 1–4.

# 20
# Biyostratigrafi

Sedimenter kaya tabakalarında bulunan fosiller jeoloji biliminin henüz genç olduğu bir dönemde katmanların deneştirilmesi ve stratigrafik kolon kavramı için bir temel oluşturmuştur. Biyostratigrafinin temel önemi zamanla azalmamış, bundan önceki ve sonraki bölümlerde tartışılan stratigrafik teknikler ile biraz daha artmıştır. Canlıların zamanla evrimi ve yeni türlerin oluşumu katmanlar içinde muhafaza edilen fosillere dayalı olarak Yeryuvarı'nın tarihçesindeki dönemleri belirlemenin temelini oluşturur. Bu şekilde, Yeryuvarı'nın bugün bildiğimiz yüz milyonlarca yıllık tarihçesi ana bölümlere ayrılabilir. Bulunan fosillerden dolayı bu bölümlerin bazıları 'balık devri', 'sürüngen devri' vb. olarak bilinmektedir. Fosiller ayrıca olayların zaman içindeki ayrıntılı resmini ortaya koymada önemli olan sadece onbinlerce-yüzbinlerce yıllık zaman dilimlerinin belirlenmesine olanak verecek şekilde yüksek çözünürlüklü stratigrafik araçlar sağlarlar. Bu nedenle, biyostratigrafik birimler ile jeolojik zaman çizelgesi arasında bir deneştirme sedimenter kaya istiflerinin analizi için zamansal çerçeveyi sağlar.

## 20.1 FOSİLLER VE STRATİGRAFİ

Çökelme ortamı süreçlerinin belirteçleri olarak fosillerden daha önceki bölümlerde bahsedilmişti. Fosillerin araştırılması Yeryuvarı üzerindeki hayatın evrimi hakkında da temel bilgiler sağlamaktadır. Hayvanların fosil olarak bulunan iskeletleri veya kavkıları gezegende yaşayan canlıların doğasının zaman içinde değiştiğinin açık kanıtıdır. Bu fosillerin bazıları bugün yaşayan bitkilere veya hayvanlara benzemektedir. Bunların güncel yaşam formları ile ilişkisi açık olmakla birlikte, diğerleri bildiğimiz formlara benzememektedir. Bu fosillerin daha çarpıcı olanları geçmişte (söz gelimi) dinozorların karada, denizde hatta havada bir ekolojik habitat oluşturduğu zamanları zihinde canlandırmaya yardım eder. Rasgele bir fosil arayışı bile bugün etrafımızda görmediğimiz ammonitler gibi sucul hayvanların ve bitki parçalarının kalıntılarını ortaya çıkarabilir.

Jeolojik zamanın akışı hakkındaki ilk bulgular sedimenter kayalarda bulunan fosillerin 18. ve 19. yüzyıllarda kataloglamasıyla sağlanmıştır. Çok önceki

bilim insanları ve doğa bilimciler farklı kaya birimlerinin birbirinden farklı küçük fosil kalıntıları ya da fosil toplulukları içerdiklerini gözlemişlerdir. Dahası, aynı fosilleri içeren birimler bazen yanal olarak izlenebilir ve aynı katmanın bir parçası olduğu gösterilebilir. Farklı fosil içeren katmanlar daha genç veya daha yaşlı şeklinde genel stratigrafik ilkelerle gösterilebilir. Belli bir fosil türü içeren kayaların litolojisi çoğu zaman aynı olsa da, bazen aynı fosil farklı kayalarda da bulunur ki, bu durum stratigrafinin gelişiminde kritik derecede önemli olmuştur.

Paleontoloji alanında yaşanan gelişmelerden fosillerin dağılımında belli bir desen olduğu ortaya çıkmıştır. Belli tabaka gruplarında belli organizma türlerinin baskın olduğu görülmüştür. Bu durum çökel dönemlerinin Paleozoyik (eski yaşam), Mesozoyik (orta yaşam) ve Senozoyik (güncel yaşam) şeklinde olmak üzere üç gruba ayrıldığı sistemler şemasının doğmasına neden olmuştur (19.1.1). Bu kavramların ilk olarak ortaya atıldığı 19. yüzyılda bu sistemlerin temsil ettiği gerçek zaman dilimleri tamamen spekülatif idi ve radyometrik yaşlandırma teknikleri geliştirilene kadar da bu zamanların sayısal yaşları bilinmiyordu. Belli stratigrafik birimlerde belli fosil türlerinin bulunuşu bu aşamada sadece basit bir gözlem olarak kalmıştır. Stratigrafik kayıtlarda fosillerin dağılımına dair açıklamalar hayatın evrimine dair fikirlerden sonra yapılmıştır.

## 20.2 ORGANİZMALARIN SINIFLANDIRILMASI

### 20.2.1 Tür

Canlıların sınıflandırılmasının temelini **tür** oluşturur. Bu kavram başlangıçta diğer benzer gruplardan izole biçimde çoğalan melez organizma grupları olarak tanımlanmıştır. Güncel biyolojik analizler bir türün tanımlanmasında canlının genetik özelliklerinin göz önüne alınmasına da izin veren ilave bilgiler sağlar. Genetik oluşumdaki benzerlik ve farklılıklar türler arasındaki ilişkileri belirlemeyi ve titizlikle tür tanımı yapmayı mümkün hale getirir. Bu nedenle, her ne kadar genlerin doğası anlaşılmadan çok önce **Linnean Sistemi** gibi bir sistem var idiyse de, genetik günümüzde hiyerarşik sınıflamanın temelini oluşturur. Linnean Sistemi'nde yakından ilişkili türler aynı cinse, benzer cinsler aynı familyaya ve bu şekilde devam ederek en büyük sınıflama birimi olan Alem'e kadar gider (Şekil 20.1). Linnean Sistemi ile tanımlanan derecelerin her biri için kullanılan genel terim **takson**dur (taksa bu terimin çoğuludur). Ana takson mertebesi de türdür.

Bu sistem güncel canlılar için geliştirilmiş olsa da, aynı isimlendirme ve sınıflama şeması paleontolojide de kullanılmaktadır. Ancak, türlerin tanımlarını fosillere uyarlamak biraz problemlidir. Çünkü, melezleme kapasitesini ortaya koymak genellikle mümkün değildir ve genetik malzeme de genellikle sadece nispeten genç fosil malzemesinden çıkarılabilir. Karşılaşılan durumların çok büyük çoğunluğunda DNA malzemesi fosillerde bozulmuştur. Bu nedenle, türleri tanımlamada paleontologların morfolojideki benzerlikler veya farklılıklar üzerinde çalışması gerekir ve canlıların yumuşak kısımları sadece olağan dışı durumlarda korunduğundan, en çok kullanılan kısımlar da sert kısımlardır. Sert kısım morfolojisi türlerin tanımlanması için çok da güvenilir bir yol değildir. Genetik olarak farklı oldukları halde görünüşü benzer olan (özellikle kuşlar arasında) çok sayıda canlı örneği vardır. Ayrıca, (köpekler gibi) bazı türler formda ciddi anlamda değişimler gösterebilirler. Bu nedenle, bir fosildeki iskeletsel form benzerliğinin aynı türe üyelik için yeterli bir kabul olup olmadığı konusunda her zaman bir şüphe vardır.

Fosil türlerinin tanımlanmasında genellikle bir **holotip** oluşturulmaktadır. Holotip, türün diğer potansiyel temsilcileri ile karşılaştırılabilecek temsilci tek örneğidir. Bir canlının şekil ve boyutu, **morfometrisi**, ilişkili olduğu faunaya ve paleoortamsal yaşam alanına ait bilgilerle istatistik yapılması günümüzde bir türü tanımlamada ilave bilgiler şeklinde kullanılabilmektedir.



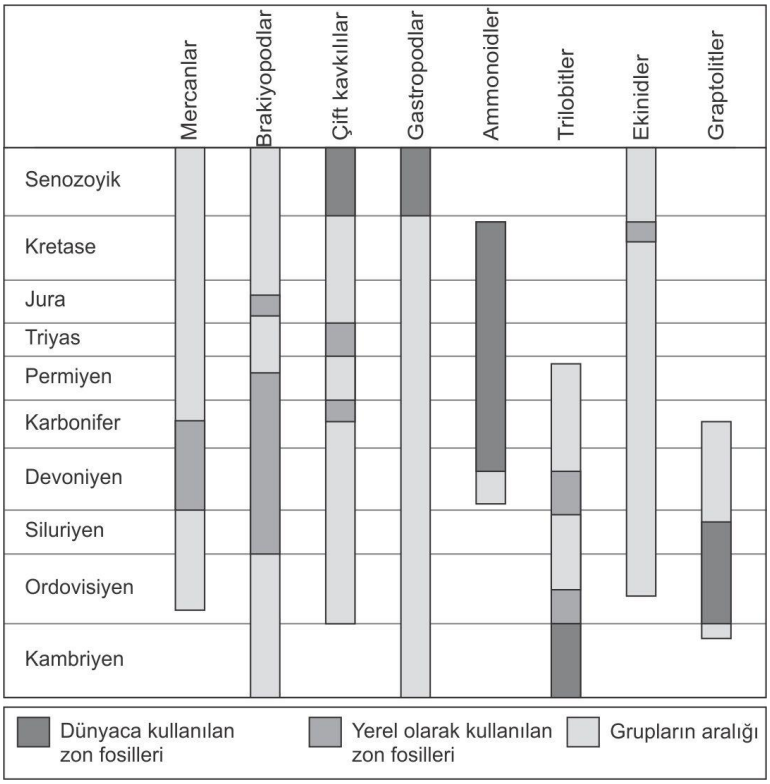

**Şekil 20.1 Organizmaların taksonomisi için Linnaean hiyerarşisi.**

### 20.2.2 Taksonomideki Diğer Dereceler

**Alttürler** ve **ırklar** kendilerini diğerlerinden ayıran ortak özelliklere sahip belirgin takımlar olmakla birlikte, aynı türün bir parçası olarak gösterilebilirler. Değişimler çoğu zaman takımların coğrafi ayrılıklarından dolayı olup, değişik özelliklerin gelişmesine yol açmaktadır. Genetik tabanı genellikle ortaya konulamamasına rağmen, alttür kavramı paleontolojide kullanılmaktadır.

**Cins (**çoğulu **cinsler = genera)** yakından ilişkili türlerden oluşan gruptur. Bir organizma isimlendirildiği zaman tür ile birlikte cins adı da verilir. Meselâ, *Homo sapiens* insan türlerinin Linnaean sınıflamasındaki adıdır. Paleontolojide tür seviyesinde tanımlama normalde sadece biyostratigrafik amaçlar için gereklidir. Diğer durumlarda bir fosili sadece cins mertebesinde tanımlamak ve sınıflamak daha yaygındır. Meselâ, bir kireçtaşında istiridye fosilleri bulunması durumunda bunlardan çok basit olarak *Ostrea* (ya da *Ostrea*'lar) şeklinde bahsedilmesi yeterlidir. Çünkü, bu düzeydeki bir tanımlama *Ostrea'*nın özel türünü tanımlamaya gerek kalmadan paleoortam hakkında yeterli düzeyde bilgi sağlar (tür ve cinsi ifade ederken kullanılan adlamalara dikkat ediniz: Cins adının ilk harfi daima büyük harfle yazılırken, tür adları daima küçük harfle başlar ve basılı metinde *italik* olarak yazılırlar).

Hiyerarşideki daha yüksek dereceler ölçekli sıralamaya göre familya, takım, sınıf, filum ve alemdir (Şekil 20.1). Ana filumlar (Mollusklar, Artropodlar, vb., Şekil 20.2) Fanerozoyik'in tamamında var olmuşlardır. Fosilleri ana alemlerin (hayvan ve bitkiler) bu alttakımlarının güncel temsilcileri ile karşılaştırmak mümkündür. Ancak, fosil olarak bazı sınıflar, çok sayıda takımlar ve daha fazla sayıda familyalar tanımlanmış olmakla birlikte bunların güncel eş değerleri yoktur. Meselâ, ammonitler Ordovisiyen'den Kretase'ye kadar çok geniş ve farklı takımlar oluşturmalarına rağmen, bunların güncel karşılıkları yoktur. Sadece aynı sınıfa ait Mollusk filumundaki Sefalopod sınıfına ait yumuşakçalar bulunmaktadır. Paleozoyik kayalarında yaygın olarak bulunan graptolitler güncel karşılığı olmayan bir sınıf oluştururlar. Güncel organizmalarla




**Şekil 20.2 Stratigrafik kayıtlarda makro fosil olarak korunan ana organizma grupları ve yaş menzilleri.**

benzer yönler azaldıkça morfolojik farklılıklar daha az anlaşıldığı için, sınıflama problemi de büyümektedir. Bu nedenle, fosil organizmalar arasındaki olası ilişkilere ışık tutan yeni fosil keşifleri yapıldıkça fosillerin Linnaean hiyerarşisinde sınıflandırılması da sürekli güncellenmektedir.

## 20.3 EVRİMSEL EĞİLİMLER

Yaşam formlarının karmaşıklık ve çok yönlülüğünde daha yaşlı kayalardan başlayan ve bugün etrafımızdaki biyosferde sonlanan genel bir artış eğilimi vardır. Bu eğilimle birlikte, canlıların ortaya çıkmasına ve çeşitlenmesine ve aynı zamanda bazı grupların bolluktan önemsiz düzeye inmesine, hatta yok olmasına dair kanıtlar vardır. Belli gruplara bakıldığında çoğunun stratigrafik kayıtlar boyunca morfolojide eğilimler sergilediği görülür ve bu eğilimler o gruba ait canlıların evrimsel gelişimine atfedilir. Evrim kuramının temel öğretilerinden biri bu değişimlerin tek yönlü süreçler olmasıdır. Özel bir organizma türü geliştikten sonra yeni bir özellik daha fazla 'gelişir', daha sonraki değişimler daha 'ilkel' formlara dönmez. Bu nedenle, evrimsel eğilimler kavramı kayaların fosil içeriğini zaman içindeki biyolojik değişimler cinsinden bir yorumlama biçimi sağlar. Bu da kayaları deneştirme ve içinde bulunan fosiller vasıtasıyla görece yaşlarını belirlemeye yarayan bir araç olur.

### 20.3.1 Popülasyon Parçalanması ve Filetik Dönüşüm

Güncel bitki ve hayvan türlerinin çoğu form açısından bölgesel değişimler gösterirler. Charles Darwin bir popülasyonun bir kısmının coğrafi izolasyonunun onları diğer türlerden belirgin derecede farklı özelliklerle ayıran değişimlere yol açabileceğini göstermiştir (Darwin, 1859). Canlıların yaşam ortamına daha iyi uyum sağlamasından dolayı, bu değişimler izole popülasyonlar için avantajlı olan mutasyonların bir sonucudur. Bununla ilgili örnekler canlıların değişik su tuzluluğuna, değişik sıcaklıklara, değişik sediment özelliklerine veya yerel avcılara karşı daha az duyarlılığa uyum sağladığı durumlar şeklinde gösterilebilir. Bu durum popülasyonun diğer kısmından yeteri kadar farklı özelliklere sahip bir izole grubun gelişmesine neden olabildiği için yeni bir tür olarak göz önüne alınır. Bu sürece de **türleşme** denir. Bu **popülasyon parçalanması** süreci türlerin sayısında artışa ve zamanla genellikle **yok olma** ile dengelenmeyen bir patlamaya neden olur. Türler, popülasyonları değişen ortam koşullarına iyi uyarlanamadığı zaman yok olurlar ve/veya diğer canlılarla rekabet sayılarında nihai bir azalım ile sonuçlanabilir.

Yeni türlerin ortaya çıkabileceği alternatif bir süreç tüm popülasyonda zaman içindeki değişimdir. İlk ata türler ile azalan yok olan türler zaman ile ayrılırlar ve bu nedenle bir 'ırklar arası test' hipotetik ise de, belirgin morfolojik özellikleri ve (test edilebilen yerlerde) genetik karakteristiklere sahiptirler. Evrimsel soyun (veya **filojen**in) ata ve ati üyeleri arasında bir değişim olmasından dolayı, bu değişime **filetik (soy) dönüşümü** denir. İlk ata türleri kaybolur fakat bu durum tüm popülasyonun ölümünden dolayı değildir. Bu durumdaki 'yok oluş' **filetik (soy) yok oluşu** veya **yalancı yok oluş** olarak değerlendirilir. Ancak, 'gerçek' yok oluş halen oluşabilir ve belli bir soya ait dalın tamamen sonlanmasına yol açar.

### 20.3.2 Geçişli Soy Değişimi ve Dengeli Sıçrama

En basit şekliyle evrim teorisi canlılarda çevresel etmenlere tepki olarak genetik değişimler meydana geldiğini ve bu değişimlerin sonuçta ayrı bir tür olarak değerlendirilebilecek, yeteri kadar farklı bir canlıya ile sonuçlanacağını ima eder. Bu durum evrimin kararlı ve aşamalı bir geçiş ya da **geçişli bir soy değişimi** olduğunu işaret eder. Alternatif bir öneri 'bir tür genetik bileşim veya form değiştirmediği ve sonrasında kısa süreli hızlı değişime uğrayarak yeni türün geliştiği zaman' soyun aşamalı olarak evrilme yerine **durağanlık** dönemleri ile birlikte bölümler şeklinde olduğudur. Bu sürece evrimin **dengeli sıçraması** denir (Elredge ve Gould, 1972).

Stratigrafik kayıtların bu süreçlerden hangisinin baskın olduğuna bir cevap vermesi beklenebilir. Teorik olarak, eğer aralıklı dengeler fikri doğru ise, devamlı bir katmanlar istifi ya zaman içinde morfolojide istifin tepesine kadar aşamalı değişimler deseni olduğunu, ya da formun tüm tabakalarda aynı olduğu ve belli bir horizonda aniden farklı bir morfolojiye değiştiğini açığa çıkaran fosiller içermelidir. Stratigrafik kayıtlar pratikte net cevaplar vermezler (Blatt vd., 1991). Birincisi, bazı derin denizel ve göl ortamlar hariç tutulursa, sedimentasyon devamlı değildir ve çökelmenin olmadığı ve dolayısıyla fosillerin bulunmadığı önemli dönemler olabilir. Ayrıca, sedimenter kaydın bir kısmı aşınma ile uzaklaştırılmış olarak kayıtta bir boşluk bırakmış

olabilir. İkincisi, ortamdaki bir değişim bir türün popülasyonlarının bir yerden diğerine göçmesine ve sonra belki de sadece türleşme gerçekleştikten sonra orijinal alanda yeniden kolonileşmesine neden olabilir. Bu durumda popülasyonun kendisi aşamalı olarak değişirken, türleşmenin o alanda aniden geliştiği görülecektir. Üçüncüsü, bir popülasyonun sadece küçük bir kısmı daimi olarak fosilleşir ve stratigrafik kayıtlarda mevcut canlıların sayısının sadece küçük bir fraksiyonu korunur.

### 20.3.3 Türleşme ve Biyostratigrafi

Biyostratigrafinin temeli farklı stratigrafik tabakalardaki farklı türlerin tanınmasına dayanır. Evrim durağanlık dönemleri ile birlikte bir aralıklı süreç ise, o zaman katmanlar belirgin biçimde farklı fosiller cinsinden tanımlanabilir. Türleşme ara formların korunamayacağı kadar kısa sürede gelişir ve türlerin ortaya çıkma ve kaybolmasına dayalı olarak bir zonlama şeması geliştirilebilir (Doyle vd., 1994; Doyle ve Bennett, 1998). Morfolojide aşamalı bir değişim soyda rasgele bir noktada yeni bir türün tanımlanması anlamına gelir ve dolayısıyla zonlama bu tür noktalara dayanır. Gerçek sürecin esasen aşamalı olması durumunda bile ara formların yokluğundan dolayı, pratikte türleşme çoğu zaman jeolojik açıdan ani bir olay şeklinde görülmektedir. Soya bağlı dereceli bir şeklide geçişin olduğu düşünülen yerlerde bir kavkının uzunluk ve genişlik oranı gibi morfolojik değişebilirliklerin istatistiksel incelemesi gereklidir.

## 20.4 BİYOZONLAR VE ZON FOSİLLERİ

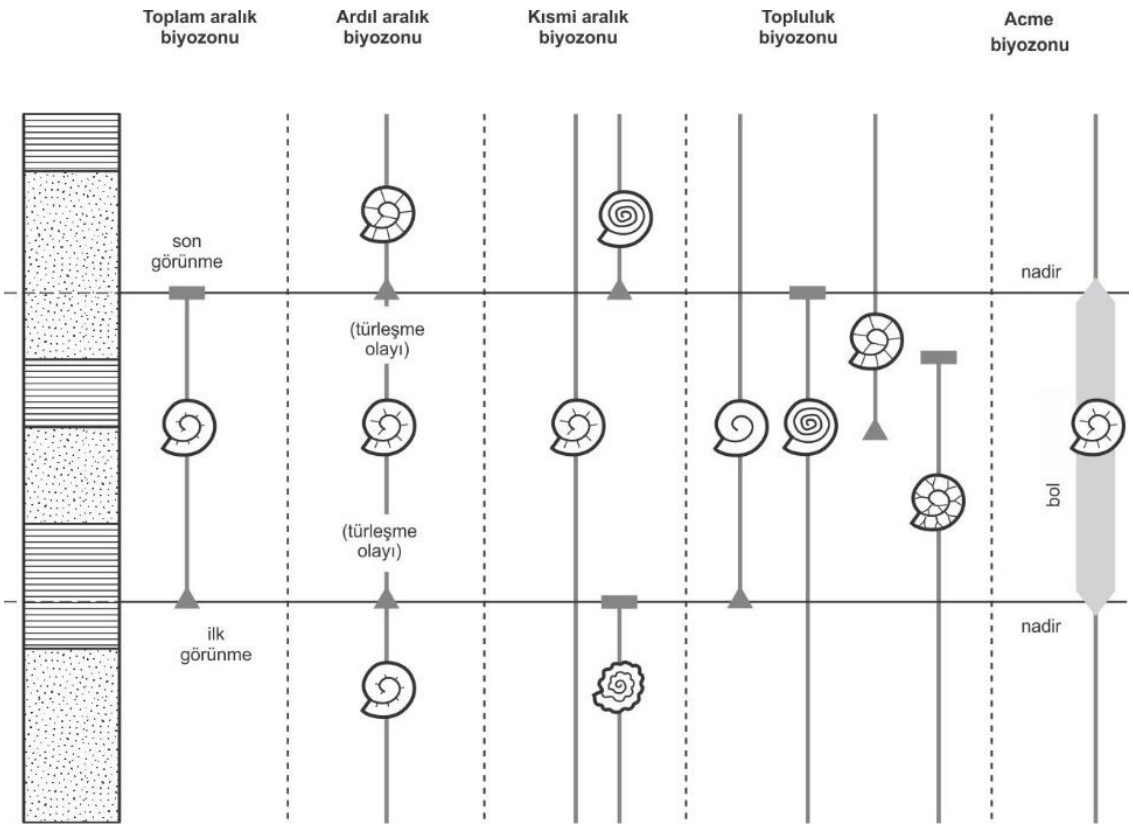
Bir biyostratigrafik birim fosil içeriği ile tanımlanan bir kaya kütlesidir. Bu nedenle, kayanın litolojik özellikleriyle tanımlanan bir litostratigrafik birimden tamamen farklıdır. Biyostratigrafinin ana birimi **biyozon**dur. Biyozonlar içerdikleri **zon fosilleri** (genellikle türler ve alttürler) ile tanımlanan stratigrafi birimleridir. Biyozonların tanımlama ve yorumlamasında her ne kadar ortamsal etmenler çoğu zaman değerlendirmeye alınmak durumunda iseler de, teoride litolojiden bağımsızdırlar. Litostratigrafide formasyonların bir tip kesitten tanımlanması gerektiğinde olduğu gibi, her bir biyozon için bir stratotip tayin edilmiş ve tanımlanmış bir tip kesit olmalıdır. Biyozonu tanımlayan karakteristik veya yaygın taksona (ya da ara sıra taksaya) göre adlandırılırlar. Biyozonların içerdikleri zon fosilleri cinsinden adlandırılabildiği birçok farklı yöntem bulunmaktadır (Şekil 20.3).

**Menzil Zonları** Bunlar bir istif içinde bir veya iki taksonun oluşumuyla tanımlanırlar. Tanımlama için tek taksonun ilk ortaya çıktığı ve yok olduğu yer kullanıldığında bu zona **takson menzil zonu** denir. İkincisi, tabanın bir taksonun ortaya çıkmasıyla tanımlandığı ve tavanın da ikincisinin kaybolmasıyla tanımlandığı aşmalı aralıklar kullanan **eşzaman menzil zonu**dur. Üçüncü olası durum **kısmî menzil zonu** olup, aşmalı aralığı olmayan iki taksona dayanır. Burada da belirtmek gerekir ki, tabanın tanımlanması bir taksonun ortaya çıkmasıyla, tavanın tanımlanması da diğerinin kaybolmasıyla yapılır. Bir taksonun bir diğerinden sonra geldiği ve filetik soyun bir parçası olan diğer üçüncüden de önce geldiğinin ortaya konabildiği yerlerde biyozon bu takson ile tanımlanır ve **soy biyozonu** (ya da **ardışık menzil zonu**) olarak adlandırılır.

**Topluluk Zonları** Bu durumda biyozon, birbiriyle ilişkili olsun veya olmasın en az üç farklı taksa ile tanımlanır. Bu türlerin varlığı ve yokluğu, ortaya çıkışı ve kayboluşunun hepsi de bir stratigrafik aralığı tanımlamada kullanılır. Topluluk biyozonları aralık biyozonlarını tanımlamaya uygun taksanın olmadığı durumlarda kullanılırlar. Bir veya iki taksaya dayalı olanlardan daha kısa zaman aralıklarını temsil edebilirler.

**Bolluk Zonları** Belli bir taksonun bolluğu zamanla değişebilir. Bu durumda biyozonu tanımlamada bu taksonun istatistiksel olarak yüksek oranda olduğu aralık kullanılabilir. Görece bolluk yerel ortamsal etkenlere bağlı olduğundan, bu yaklaşım güvenilir olmayabilir.

İdeal zon fosili tüm dünyadaki çökelme ortamlarında yaşamış ve bol olan bir organizmadır. Kolaylıkla korunan sert kısımları olmalı ve sıkça yeni, farklı türlerin geliştiği bir evrimsel soyun bir parçası olmalıdır. Tahmin edileceği üzere, böyle bir fosil hiçbir zaman olmamıştır. Biyostratigrafide fosillerin seçilmesi ilerleyen altbölümlerde ele alınan çok sayıda etken tarafından belirlenmektedir.




**Şekil 20.3 Biyostratigrafik deneştirmede kullanılan zonlama şemaları (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983).**

### 20.4.1 Türleşme Hızı

Aynı soy içinde yeni türlerin gelişmesi ve eski türlerin yerini alma sıklığı biyostratigrafiye uygulanabilir bir çözünürlüğü ifade eder. Bazı organizmalar neredeyse hiç değişmemişlerdir. Bir brakiyopod olan ve Alt Paleozoyik kayalarında fosil olarak bulunan *Lingula* güncel canlı ile tamamen aynı görünümlüdür. Bundan dolayı da biyostratigrafik değeri düşüktür. En çok türleri olan gruplar memelilerle birlikte omurgalılar, sürüngenler ve ortalama her 1 ile 3 milyon yılda yeni türler geliştiren balıklardır (Stanley, 1985). Bununla birlikte, omurgalılar fosil olarak çok daha yaygın şekilde bulunan fakat türleşme hızları yavaş (10 milyon yıl civarında) olan denizel mollusklara kıyasla stratigrafik kayıtlarda daha seyrektirler. Düzenli ve sık aralıklarla yeni türler oluşturan gruplar da vardır. Jura ve Kretase'de ammonitlerin yeni türleri yaklaşık her milyon yılda bir ortaya çıkmış ve Kambriyen'in bazı bölümlerindeki trilobitler de yaklaşık bir milyon yıl aralıklarla yeni türler geliştirmişlerdir (Stanley, 1985). Birden fazla tür kullanarak tanımlanan biyozonlar, özellikle daha genç katmanlarda olmak üzere stratigrafik kayıtların belli kesimlerinde mümkün olan daha yüksek çözünürlükte, genellikle yaklaşık bir milyon yıllık zaman dilimleri için belirlenebilirler.

### 20.4.2 Çökelme Ortamı Denetimleri

Farklı çökelme ortamları arasındaki koşullar o kadar değişiktir ki, tek bir tür, cins veya ailenin hepsinde yaşaması beklenemez. Bir bataklığa kıyasla bir çölde ya da kumlu bir kıyıya kıyasla derin bir okyanusta yaşamak için gerekli adaptasyonlar bu ortamlarda yaşayan

canlıların farklı olmasını gerektirir. Taksanın dağılımı üzerinde bugün için kuvvetli bir ortamsal denetim söz konusu olup, ortamın doğasının da fosil gruplarının dağılımından kuvvetlice etkilendiğini kabul etmek makul bir yaklaşım olacaktır. Bazı ortamlar fosillerin korunması açısından diğerlerine göre daha elverişlidir. Meselâ, bir yüksek enerji plajında korunma potansiyeli bir lagündekinden düşüktür. Her iki ortamda yaşayan hayvan ve bitki sayısı çok az olduğundan, karasal ortamlar ile denizel ortamlar arasında deneştirme yapmak büyük bir problemdir. Denizel ortamda en yaygın organizmalar **plankton**lar (asılı halde dalga ve akıntılarla gezen) veya **nektonik** olan (serbest yüzen) hayvanlardır. Deniz tabanında yaşayanlar **bentonik** veya **bentik** yaratıklar olup, sadece belli bir su derinliğinde bulunurlar ve bu nedenle çok yararlı değildirler.

Stratigrafik olarak faydalı fosillerin korunması ve dağılımında farklı çökelme ortamlarındaki sedimentasyon hızları da bir etmendir. Canlıların kalıntıları karada veya deniz tabanında açıkta kaldıklarında biyojenik çürümeye maruz kaldığından, düşük sedimentasyon hızları çoğu zaman iyi bir koruma sağlamaz. Diğer taraftan, organik maddenin korunma şansının daha fazla olduğu bir ortamda (meselâ bir anoksik ortamda) azalan sediment girdisinden dolayı artan fosil konsantrasyonları biyostratigrafik açıdan faydalı malzemenin derlenmesini kolaylaştırır. Ayrıca, sediment birikim hızının yüksek olması durumunda tek bir biyozonda yüzlerce metre kalınlıkta tabakalar bulunabileceğinden, tek bir mostra kesitinde ilk veya son görülme düzeyi belirlenebilir.

### 20.4.3 Canlıların Hareketliliği

Bir canlının yaşam tarzı sadece çökelme ortamlarında dağılımını belirlemez, bir alandan diğer alana göç etme hızını da etkiler. Bir coğrafi lokasyonda yeni bir türün gelişmesi durumunda o türün bölgesel anlamda ya da küresel bazda bir zon fosili olarak değeri bir başka yerde ekolojik yaşam alanı işgal etmek üzere ne kadar hızlı göç ettiğine bağlıdır. Bir daha belirtmek gerekir ki, planktonik ve nektonik organizmalar çabuk hareket ettiklerinden dolayı biyostratigrafi açısından en yararlı canlılardır. Bazı bentik canlıların larva evresinde serbest yüzme özellikleri vardır ve bu nedenle okyanusta etrafa kolayca yayılabilirler. Çok hareket etmeyen (**sesil** hayat tarzındaki) organizmalar genellikle biyostratigrafik amaçlar açısından zayıf kullanılan fosilleri oluştururlar.

### 20.4.4 Canlıların Coğrafik Dağılımları

İki ortam fiziksel koşullar açısından neredeyse özdeş olabilirler fakat, dünyanın birbirine ters tarafında iseler, birbirinden farklı hayvan ve bitki topluluklarına ev sahipliği edebilirler. Farklılıkların en büyük olduğu yerler tektonik levha hareketlerinden dolayı toplulukların coğrafi izolasyonlarının oldukça farklı aileler ve takımlar ile sonuçlandığı karasal ortamlardır.

Avustralya'daki memeli faunası Avrupa ve Asya'da benzer ortamlarda yaşayan hayvanlardan oldukça farklı bir grup hayvanın evrimi ile sonuçlanan coğrafi izolasyon için çarpıcı bir örnektir. Canlı gruplarının bu coğrafi izolasyonuna **provinsializm (provensleşme)** denir. Özellikle okyanuslarda kolaylıkla hareket edemeyen denizel organizmalar olan bentik formlarda da görülür. Birbirinden çok uzakta bulunan güncel veya geçmiş okyanusların çökelme ortamları benzer olabilmesine rağmen buralarda lokalize topluluklar gelişebilmiştir. Bu faunal provinsializm dünyanın farklı yerlerinde farklı biyostratigrafik şemalar geliştirmeyi gerekli kılar.

### 20.4.5 Fosillerin Bolluk ve Boyutları

Bir türün bir zon fosili olarak yararlı olması için sedimenter kayalarda kolaylıkla bulunacak kadar bol olmalıdır. Jeolog fosili aramak için boş yere zaman harcamasına gerek kalmadan uygun taksonun temsilcilerini bulabilmelidir. Boyut ve bolluk arasında bir denge da vardır. Genelde daha küçük organizmalar sayıca çok fazladırlar ve dolayısıyla küçük organizmalar daha bol bulunma eğilimi gösterirler. Çok küçük fosillerle ilgili problem, bulunmalarının ve tanınmalarının zor olabilmesidir. Biyostratigrafik şemaları sondajlardan elde edilen yeraltı verilerine uygulayabilme arzusu **mikro fosiller**in daha fazla kullanılır olmasına yol açmıştır. Mikro fosiller el örneklerinde görülemeyecek kadar küçük olmakla birlikte örnek içinde bol miktarda bulunabilir ve mikroskopta (bazı durumlarda elektron mikroskobunda) kolaylıkla tanınabilirler. Mikro fosillere dayalı şemalar makro fosil şemalarına paralel olarak gelişmiştir. Ammonitlere dayalı bir şemanın arazide çok işe yarayabilir olmasına rağmen, bir sondaj karotunda tüm bir ammonite rastlama şansı çok zayıftır. Karot alınmadan delgi yapılarak litolojik kırıntıların sondaj çamuruyla (2.2.3) yüzeye getirdiği yerlerde biyostratigrafide kullanılabilecek uygun malzemeler sadece mikro fosillerdir.

### 20.4.6 Korunma Potansiyeli

Jeolojik zaman boyunca Yerküre üzerinde kaç tane türün veya bireyin yaşadığını belirlemek imkânsızdır. Çünkü bunlardan çok azı fosil olarak korunmuştur. Fosil kaydı birçok sebepten dolayı gezegenin biyolojik tarihçesinin çok küçük bir kısmını temsil eder. Birincisi, bazı organizmaların sedimentlerde gömüldüğü zaman kalabilecek sert kısımları yoktur. Bu nedenle, geçmişte kaç çeşit solucan yaşadığına dair hiçbir bilgimiz yoktur. Fosillerin yumuşak kısımlarının istisnai biçimde korunduğu yerler (**lagerstätten**), hakkında hemen hemen hiçbir şey bilmediğimiz hayat formlarının çeşitliliği hakkında umut verici ipuçları sağlamaktadır (Whittington ve Conway-Morris 1985; Clarkson 1993). İkincisi, çökelme ortamı kalıntılar için elverişli olmayabilir. Oksitleyici çöl ortamlarında sadece en dirençli kemik parçaları korunabilir, kalan diğer maddelerin tamamı yok olur. Tüm canlılar besin zincirinin bir parasıdır. Buna göre, gövdeleri normalde ya avcılar ya da leşçiller tarafından tüketilir. Bu nedenle, korunma çoğu hayvanlar ve bitkiler için istisnai bir durumdur. Son olarak, sedimenter kayalarda geçmişteki ortamsal yaşam alanlarının sadece çok az bir kısmı korunmuş olup, stratigrafik kayıt halen çok eksiktir. Düşük korunma potansiyeli biyostratigrafik amaçlar için mevcut malzemeyi büyük ölçüde kısıtlamakta; korunabilenler de sadece sert kısımları olan taksa ve uygun çökelme ortamlarında yaşayanlar ile sınırlı kalmaktadır.

## 20.5 BİYOSTRATİGRAFİDE KULLANILAN TAKSONLAR

İdeal fosil zonu ölçütlerini sağlayan hiçbir organizma grubu yoktur. Stratigrafik kayıtlardaki biyozonları tanımlamada çok sayıda değişik taksa grupları kullanılmıştır (Clarkson, 1993). Ordovisiyen ve Siluriyen'deki graptolitler gibi bazıları küresel deneştirmelerde kullanılırken, Kuzeybatı Avrupa'da Karbonifer'deki mercanlar örneğindeki gibi diğerleri belli bir istifin belli bir fasiyesinde kullanım ile sınırlıdır. Biyostratigrafide kullanılan taksonomik gruplarının bazı örnekleri aşağıda özet halde verilmiştir.

### 20.5.1 Denizel Makro Fosiller

Omurgasızların sert kısımları denizel ortamlarda çökelmiş sedimenter kayalarda Fanerozoyik'in tamamında yaygın olarak bulunur (Şekil 20.2 ve 20.4)



**Şekil 20.4 Bir kireçtaşı tabakasında fosil kavkılar.**

(Clarkson, 1993). Stratigrafik kolonun 18. ve 19. yüzyıllarda Sistemler, Seriler ve Katlara bölünmesinin (Şekil 19.1) temelini bu fosiller oluşturmuştur. Mollusklar, artropodlar, ekinodermler vb. organizmaların fosillerini el örneğinde tanımak nispeten kolay olup, saha jeoloğunun kayanın yaşını devir ve belki de devre düzeyinde bir doğruluk derecesinde belirlemesine yardımcı olurlar. Denizel makro fosillerin uzman paleontologlarca yapılan analizleri kayanın yaşını bu fosillere dayalı olarak kat düzeyinde vermesini sağlar.

#### Trilobitler

Bu Paleozoyik artropodları Kambriyen'in zonlanmasında kullanılan ana gruptur. Trilobitlerin çoğunun sığ deniz sularında ve sedimentler içinde yaşamış olan bentik formlar olduğu düşünülmektedir. Morfolojileri çok çeşitli olup, belirgin ve tanınabilir özelliklerle çabucak taksonlara evrildikleri görülür. Bol fosiller şeklinde sadece yerel olarak bulunurlar.

#### Graptolitler

Bu tuhaf ve gizemli organizmaların bir iskelet yapısıyla birbirine bağlanmış bireylerin koloniyal grupları oldukları yorumlanmaktadır. Planktonik yaşam alanına sahip olup, Ordovisiyen-Siluriyen çamurtaşlarında yaygındırlar. Korunma normalde ince taneli sedimenter kayaların tabakalanma düzlemleri üzerinde düzleşmiş ince bir organik madde filmi şeklindedir. Bir el büyüteci ile veya mikroskop altında incelendikleri zaman, iskeletlerinin ve "dişlerinin" şekilleri bireylerin koloni içindeki konumlarını

belirginleştirir. Hızlı evrilmeyi işaret eden soylar izlenmiş ve Ordovisiyen ile Siluriyen sistemlerinde yüksek çözünürlüklü biyostratigrafinin gelişmesi sağlanmıştır. Graptolitlerin kullanımındaki en büyük engel, kumtaşları gibi daha iri taneli kayalarda zayıf korunmuş olmalarıdır.

**Brakiyopodlar**

Brakiyopodlar gibi kavkılı, zemine yapışık yaşayan organizmalar fosil açısından genellikle fakir zonlar oluştururlar fakat graptolitlerin korunmadığı yüksek enerjili sığ denizel ortamlarda Siluriyen ve daha sonraki Paleozoyik kayalarının bölgesel deneştirmelerinde brakiyopodlar kullanılmaktadır.

**Ammonitler**

Sefalopodların taksonomik grupları (şube: Molluska) Paleozoyik'ten ***goniatitleri*** ve Mesozoyik'ten de daha bildik olan ***ammonitleri*** kapsar. Günümüzdeki yumuşakçalar bunlarla en yakından ilişkili canlı grubudur. Bu sefalopodların iri cüsseleri ve serbest yüzme yaşam biçimleri biyostratigrafik amaçlar için mükemmeldir. Fosilleri çoğu denizel ortamlarda yaygın olup, nispeten sağlamdırlar. Zaman içinde meydana gelen morfolojik değişimler organizmaların dış şekillerinde ve "sütur çizgileri"nde olmuştur. Sütur çizgisi sarmallı sefalopodun locaları arasında bağlayıcı duvarların kalıntısıdır. Goniatitler Devoniyen ve Karbonifer kayalarının deneştirilmesinde kullanılmaktadır. Ammonitler ile diğer ammonoidler de Mesozoyik kayalarında başlıca zon fosilleridir. Ammonoidler Kretase sonunda yok olmuşlardır.

**Gastropodlar**

Bunlar da Molluska filumuna bağlıdırlar. Deniz 'salyangozları' olarak Senozoyik kayalarında fosilleri boldur. Hemen hemen tüm sığ denizel ortamlardaki çökellerde çok yaygındırlar. Belirgin şekilleri ve kalkerli kavkılarındaki süsler tanınmalarını çok kolaylaştırır. Bu grupta çok sayıda taksa vardır.

**Ekinodermler**

Bu filum **krinoidler**i (deniz laleleri) ve **ekinoidler**i (deniz kestaneleri) kapsar. Krinoidlerin çoğu muhtemelen zemine bağlı olarak yaşamışlardır. Paleozoyik kireçtaşlarında bol bulunmalarına rağmen, bu sabit yaşantılarından dolayı fakir zon fosilleridirler. Ekinidler yumuşak sedimentler üzerinde veya içinde yaşayan bentik organizmalardır. Nispeten sağlam formları ve morfolojilerinde ince fakat belirgin değişimlerden dolayı Kretase'nin bölümlerinde bölgesel ve küresel deneştirme yapmada çok işe yaramaktadır.

**Mercanlar**

Dünyanın bazı yerlerinde Devoniyen ve Alt Karbonifer (Misisipiyen) sığ denizel kireçtaşlarının pek çok mostrasında bol miktarda mercan bulunur. Bu nedenle, biyostratigrafik amaçlar için genellikle uygun olmadıkları gerçeğine rağmen, oluştukları çökelme ortamlarının çok kısıtlı olmasından dolayı bu dönem/devrelere ait istiflerde zonlama ve deneştirmede kullanılmaktadırlar.

**20.5.2 Denizel Mikrofosiller**

Mikrofosiller çıplak gözle veya lup ile net bir şekilde görünemeyecek kadar küçük fosil kalıntıları bırakan taksonlardır. Normalde bir optik mikroskobunda incelenirlerse de, bazı formların ayrıntılı incelemesi sadece taramalı elektron mikroskobunda yapılabilir. Biyostratigrafide kullanılan üç ana mikro fosil grubu formainiferler, radyolaryalar ve kalkerli alglerdir (nanofosiller). Biyostratigrafide kullanılan diğer mikro fosiller ostrakodlar, diyatomlar ve konodontlardır.

**Foraminiferler**

'Foramlar' (foraminiferlerin yaygın şekilde kullanılan kısaltması) Protozoa Alt Alemine ait tek hücreli denizel organizmalardır. Yaşı Kambriyen'e kadar inen tabakalarda fosiller olarak bulunurlar ise de, kalkerli sert kavkılı ya da 'zarflı' olanlar Devoniyen öncesinde henüz iyi gelişmemişlerdir. Kalkerli foramlar Fanerozoyik'in tamamında yaygındır. Mesozoyik ve Senozoyik denizel katmanlarında daha boldurlar. Planktonik foramların kalkerli zarflarının büyüklüğü özellikle Paleojen'de tipik olarak milimetre civarında ya da küçük olsa da, büyüklüğü bir santimetreden fazla iri bentik formları da bulunabilir. Planktonik foramlar bol bulunmaları, denizel katmanlarda geniş yayılımlı olmaları ve kısa sürede evrilmelerinden dolayı çok iyi

zon fosilleridir. Mikrofosiller sondajlardan kolaylıkla elde edildiklerinden ve hem bölgesel hem de küresel zonlanma şemalarında kullanıldıklarından, Mesozoyik ve Senozoyik'de deneştirme için foramları kullanan şemalar hidrokarbon endüstrisinde yaygın olarak uygulanmaktadır.

**Radyolarya**

Bu organizmalar planktonik protozoaların bir alt sınıfı olup, Fanerozoyik'in tamamında derin denizel katmanlarda fosiller olarak bulunurlar. Radyolaryaların iskeletleri genellikle silislidir. Şekilleri kabaca küresel olup, çapları çoğu zaman bir milimetreden küçük dikenli organizmalardır. İskeletleri KDD (16.5.2) altındaki derinliklerde çökelen silisli çamurlarda (ooze) kalabildiği için, derin deniz çökellerini yaşlandırmada önemlidirler. Bu çökeller stratigrafik kayıtlarda radyolarya çörtleri olarak korunurlar. Bunlarda bulunan fosil toplulukları tipik olarak çok sayıda taksa içerdikleri için, oldukça yüksek çözünürlüklü biyozonlama şemalarında kullanılırlar. Stratigrafik menzillerinin de foramlardan geniş olması nedeniyle Paleozoyik katmanlarda yaşlandırma açısından önemlidirler.

**Kalkerli Nanofosiller**

Gözle görülemeyen fakat sadece yüksek büyütmeli optik mikroskoplarında seçilebilen fosillere **nanofosiller** denir. Büyüklükleri birkaç mikron ile birkaç on mikron arasında olduğundan dolayı, bunları incelemenin en iyi yolu taramalı elektron mikroskobisidir. Nanofosillerin en yaygın fosilleri denizel alglerin küresel kalkerli kistleri olan **kokolitler**dir. Bazı sedimentlerde büyük miktarlarda bulunan kokolitler Kuzeybatı Avrupa'da Üst Kretase Tebeşiri gibi ince taneli kireçtaşlarının ana bileşenlerini oluştururlar. Şelflerde ya da KDD yukarısındaki tüm derinliklerde çökelen ince taneli denizel sedimentlerde bulunurlar. KDD altında normalde korunmazlar. Mesozoyik ve Senozoyik katmanlarında biyostratigrafik amaçlar için kullanılırlar.

**Diğer Mikrofosiller**

**Ostrakod**lar iki parçalı kavkısı olan kabuklulardır. En yakın akrabaları yengeçler ve ıstakozlardır. Bulundukları çökelme ortamı aralığı hem tatlı suda hem de tuzlu suda olmak üzere çok geniştir. Uzun bir tarihçeleri olmasına rağmen bolluk dereceleri ve dağılımları çok düşüktür. Ostrakodları kullanan zonlama denizel ortamlarda ve denizel olmayan ortamlarda sadece yerel olarak uygulanır. **Diyatom**lar hem sığ denizel hem de tatlı su ortamlarında büyük miktarlarda bulunabilen silis kabuklu (iskeletli) altın renkli alglerdir. Kabuklarının çapları bir milimetreden küçüktür. Bazı gölsel ortamlarda sedimentin tamamı diyatomlardan oluşabilir. Bu çökellere **diyatomit** denir. Stratigrafide nadiren kullanılırlar. **Konodontlar** dişe benzeyen gizemli yapılardır. Bileşimleri fosfat olup, Paleozoyik katmanlarında bulunurlar. Kökenleri belirsiz olmasına rağmen, diğer mikro fosillerden çok az içeren daha yaşlı Fanerozoyik kayaları için yararlı stratigrafik mikro fosillerdir. **Akritarklar** Proterozoik ve Paleozoyik kayalarında bulunan organik maddeden yapılma mikroskobik dikensi yapılardır. Prekambriyen kayalarında bulunmaları bu yaştaki kayalarda stratigrafik araç olarak yararlı olmalarını sağlamaktadır. Planktonik alglerle bilinmeyen bir akrabalıkları vardır. Muhtemelen bunların bu alglerin kistleri olup, bu nedenle de Fanerozoyik'ten bugüne dek uzanan ve ayrıca mikroskobik kistleri (**dinokistler**i) üreten ilkel organizmalar olan **dinoflagellatlar** ile ilişkili olabilirler. Dinoflagellatlara dayalı zonlama özellikle kalker içermeyen Mesozoyik ve Senozoyik kayalarında yerel olarak çok önemlidir. Bu kapsamda kullanılan şemalar genellikle coğrafi açıdan yerel olup, stratigrafik menzilleri de sınırlıdır.

### 20.5.3 Biyostratigrafide Kullanılan Karasal Fosil Grupları

Çoğu organik maddelerin açık hava ortamlarında korunma potansiyeli zayıf olduğundan, karasal ortamlardaki çökellerde deneştirme her zaman daha zordur. Çoğu karasal çökellerde sadece en dirençli malzemeler fosilleşebilmektedir. Bunlar, omurgalıların organofosfat bileşimli dişleri, polen ve sporların giysileri ile bitki tohumlarını kapsar. Neojen yaşlı karasal çökellerin deneştirilmesinde şemalar küçük memelilerin ve sürüngenlerin dişleri kullanılarak hazırlanmıştır. Polenler, sporlar ve tohumlar (tek isimle **palinomorflar**) çok daha sıklıkla kullanılmaktadır. Kimyasal saldırılara hayli dirençli organik maddeden yapılmışlardır. Hidroflorik asit kullanıldığında silisli sedimenter kayalarda çözünebilirler. Polen, spor ve bazı tohumlar gibi uçuşan parçacıklar çok geniş alanlara yayılmış olabilir. Bu eoliyen palinomorfların denizel katmanlarda görülmesinden dolayı denizel ve karasal istifler arasında deneştirme yapmak mümkün olur. Bununla birlikte, palinomorflar her ne kadar zon fosilleri olarak

kullanılabilirlerse de, denizel fosiller olarak nadiren yüksek çözünürlük sağlarlar. Palinomorflar sedimentlerden kuvvetli asit kullanarak kimyasal yolla ayırt edildikten sonra optik mikroskobunda ya da bir elektron mikroskobunda teşhis edilirler.

## 20.6 BİYOSTRATİGRAFİK DENEŞTİRME

Biyostratigrafi katmanların bölünmesinde yüksek çözünürlüklü bir temel oluşturabilir ve bu şekilde de farklı istifler arasında bir deneştirme aracı olabilir. Ancak, bu yaklaşımın başarılı olabilmesi için bazı koşullar gereklidir. Birincisi ve en bariz olanı kayaların uygun fosiller içermesidir. Bu durum büyük ölçüde çökelme ortamına bağlı olacaktır. Çünkü, kritik taksa için uygun olamayabilir. Fosil malzemesi mineral yer değiştirmesi veya çözünme gibi kimyasal süreçler ya da kompaksiyon gibi fiziksel süreçlerle tamamen veya kısmen değiştirilebileceği için, diyajenetik tarihçeyle de ilişkilidir. İkinci önemli etmen istiflerde sedimentasyonun görece hızı ve türleşme olayların sıklığıdır. Hızlı sedimentasyon ve seyrek türleşme iki kalın istifin aynı biyozon içinde görülebildiği bir durum ortaya çıkarır ise de, daha ileri bir alt bölümleme ve deneştirme mümkün değildir.

### 20.6.1 Farklı Ortamların Deneştirilmesi

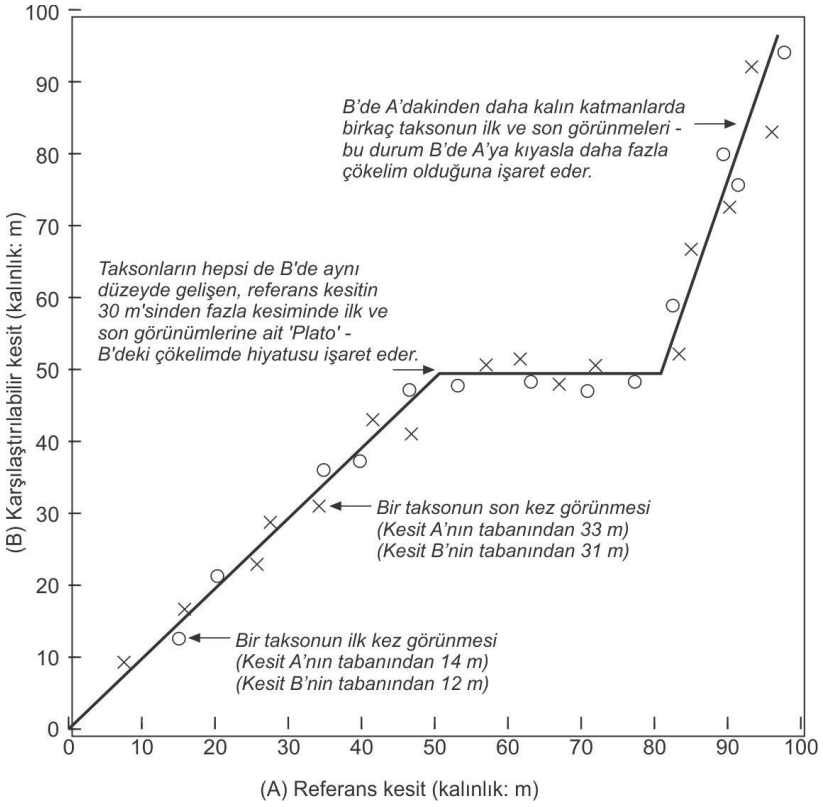
Biyostratigrafik değeri olan fosiller içeren fakat stratigrafik kaydın ilgili kısmında dünyaca yaygın biyostratigrafik zonlama temsilcilerinin taksonlarını içermeyen kayaların çalışılması daha yaygın bir durumdur. Bunun nedeni, popülasyonların belli bir coğrafi alanla sınırlı olarak gelişme eğilimi olan provinsializm ya da çökelme ortamı olabilir. Kıyı ortamında çökelmiş çamura karşı kumlu bir ön kıyıda çökelmiş kum gibi özellikleri itibariyle çok farklı, ya da daha büyük bir ölçekte, farklı enlemlerdeki farklı iklim koşullarından dolayı, iki ortam çökellerinde bulunan fosillerin farklı olması muhtemeldir. Provensleşmeden dolayı fosil içeriğindeki farklılıklar ortamla ilgili olmayıp, evrimsel soyların coğrafi izolasyonlarının bir sonucudur. Bu koşullar altında, fosilleri kullanarak deneştirme yapan yaklaşık bir yöntem gerekebilir. Bu yöntemde yerel veya bölgesel zonlama şeması o bölgede bulunan taksonlar kullanarak yapılır. Yerel şemanın fauna veya florasını içeren katmanlar daha sonra içinde hem yerel hem de küresel şemalara ait taksonların korunduğu başka yere ait bir istif bulmak suretiyle küresel şema ile deneştirilmelidir.

Bir zon fosilinin kaybolması veya ortaya çıkması stratigrafik önemden ziyade ortamdaki değişikliklerden ileri gelebilir. Çökelme ortamının aynı kalması durumunda bir taksonun ortaya çıkması bir türleşmeden dolayı olabilir; dolayısıyla bu durumun stratigrafik bir önemi vardır. Bununla birlikte, bir alternatif açıklama da, türlerin çalışılan kesite göç etmeden önce farklı bir coğrafi bölgede uzun süre kalmış olabileceğidir. Çökelme ortamının değişmemesi durumunda stratigrafik istifte bir türün kaybolması olası bir yok olma olayını temsil eder. Çünkü, bir popülasyonun uygun bir ortamdan başka ortama gitmesi ihtimal dışıdır. Çökelme ortamını ve dolayısıyla fosil içeriğini etkileyen faktörlerden biri de görece deniz seviyesidir. Buna göre, bir istifte türlerin ortaya çıkması veya kaybolması türleşme ve yok olma olaylarından ziyade deniz seviyesi değişimlerinden ileri gelebilir.

Deneştirmede en yaygın uygulama farklı koşullara toleranslı organizmalar olup, zon fosilleri olarak en değerli organizmalar bunlardır. Mercanlar gibi ortamsal koşullara çok duyarlı olan taksonlar sadece çökelme ortamının sabit olduğu durumda yarar sağlarlar.

### 20.6.2 Grafiksel Deneştirme Şemaları

Herhangi bir yerdeki biyostratigrafik birimin kalınlığı biyozonun temsil ettiği zaman aralığındaki sediment birikme hızı tarafından denetlenir. Referans kesiti olarak devamlı, kararlı bir çökelmenin söz konusu olduğu yere ait bir istif seçilir ve biyozon sınırlarının (taksonların ortaya çıkış ve kayboluş düzeylerinin) istifteki yerleri tespit edilir. Daha sonra aynı biyozon sınırlarını içeren bir katmanlar istifi bu referans kesiti ile karşılaştırılabilir (Carney ve Pierce, 1995). Biyostratigrafik bilgiler kullanılarak bağlantı noktaları belirlenir ve araları grafik olarak deneştirilebilir (Şekil 20.5). Bu yaklaşım sedimentasyon hızlarındaki değişimi tespit etmede ve istifte bir **hiyatüs**ün (aşınmalı veya çökelimsiz dönemin) varlığını ortaya koymada özellikle etkilidir (Şekil 20.5). İstiflerin stratigrafik analizlerinde depolanma hiyatüslerin tanınması (Bölüm 23) çok önemli olup, yeraltı deneştirmelerinde geniş bir şekilde kullanılmaktadırlar (Bölüm 22).




**Şekil 20.5 Bir çökelde sedimentasyon hızlarındaki değişimi veya bir hiyatüsü tespit etmede grafik deneştirme yöntemleri kullanılır (Shaw, 1964'den uyarlanmıştır).**

## 20.7 BİYOSTRATİGRAFİNİN DİĞER STRATİGRAFİK TEKNİKLERLE İLİŞKİSİ

Katmanların litolojiye (litostratigrafiye) dayalı deneştirilmesinde Alt bölüm 19.4.3'de açıklanan nedenlerden dolayı bazı kısıtlamalar söz konusudur. En önemlisi, özellikle kıtalar arasında olmak üzere büyük mesafelerde deneştirmeye izin vermezler. Bununla birlikte, deneştirme aracı olarak fosillerin kullanılması halinde evrimsel biyoloji ilkeleri şunu gerektirir: Diğer bölgelere ait fosiller aynı türe ait ise, bu fosilleri bulunduran kayaların ikisi de o türün mevcut olduğu zamanda çökelmişlerdir. Bu nedenle, biyostratigrafi büyük ölçüde litostratigrafiden bağımsız olmakla birlikte, sediment fasiyeslerini denetleyen çökelme ortamları aynı zamanda mevcut organizma türlerini etkilediğinden dolayı, aralarında bazı bağlantı faktörleri vardır.

Bir türleşme olayının jeolojik zamanda 'anlık' olarak hızlıca geliştiği düşünülürse, biyozonların kronostratigrafik birimler (19.2) olduğu tartışılabilir. Yeni türün hızlı bir şekilde (yine jeolojik açıdan anlık olarak) yayılması halinde, bir biyozonun tabanı **eş yaşlı seviye**; yani, zamanda belli bir noktayı temsil eden yüzey olarak değerlendirilebilir. Dolayısıyla, aralıklı dengelerin kabul edilmesi ve biyozonların da serbest yüzen veya suda asılı hareket ettirilen organizmaların ilk ortaya çıkışlarıyla tanımlanması durumunda, biyozonlar elde mevcut çözünürlük derecesinde kronostratigrafik birimler olarak düşünülebilir. Belli taksonlar ya da takson grupları jeolojik açıdan kısa zaman içinde yok olmuş da olabilir. Bu durumda, bu olaylarla tanımlanan tavanların yaklaşık eş yaşlı yüzeyler oldukları düşünülebilir.

Yeraltı çalışmaları hemen hemen istisnasız biçimde mikrofosillere dayanmasına rağmen, biyostratigrafi yeraltı çalışmalarında önemli rol oynar. Sondaj karotlarından ve kırıntılarından elde edilen foramlar, radyolaryalar ve kalkerli nanofosiller bir kuyuda farklı seviyelere ait tabakaların yaşlarını belirlemede ana unsurlar olup, diğer kuyulardaki tabakalar ve yüzlek

veren istiflerle deneştirmenin de temelini oluştururlar. İstiflerin sekans stratigrafisi analizinde (Bölüm 22) kullanılan yaklaşımlar çok daha eski biyostratigrafik yaklaşımlara kıyasla nispeten yakın zamanda gelişmişlerdir. Ancak, depolanma sekanslarının tanınması her ne kadar yeni bir deneştirme tekniği sağlasa da, biyostratigrafinin yerini almaz. Çünkü, sekans stratigrafisi analizi için stratigrafinin halen geniş bir zaman çerçevesi sağlamasına ihtiyaç vardır. Ayrıca, grafik deneştirme şemaları sedimentasyon hızları ve hiyatüslerin varlığı hakkında bilgi sağlar ki, her ikisi de sekans stratigrafisinde önemli bileşenlerdir.

**YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI**

Blatt, H., Berry, W.B. and Brande, S. 1991. *Principles of Stratigraphic Analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Clarkson, E.N.K. 1993. *Invertebrate Palaeontology and Evolution* (3rd edition). Allen and Unwin, London.

Doyle, P. 1996. *Understanding Fossils: an Introduction to Invertebrate Paleontology*. Wiley, Chichester.

McGowran, B. 2005. *Biostratigraphy: Microfossils and Geological Time*. Cambridge University Press, Cambridge.

# 21
# Yaşlandırma ve Deneştirme Teknikleri

Radyometrik yaşlandırma teknikleri radyoaktivitenin 20. yüzyılın başlarında keşfedilmesinden bu yana jeologlar tarafından kullanılmaktadır. Bu yöntemler Yeryuvarı'nın tarihçesinde milyon yıllar ve milyar yıllar ölçeğinde mutlak yaşlar vermektedir. Bu çerçevede birkaç radyoaktif bozunma serisi kullanılmakta ise de, bunların hepsi de bir mineralin oluşum yaşını verdikleri için daha çok magmatik kayaların yaşlandırılmasında kullanılırlar. Bir kumtaşındaki bir tanenin yaşlandırılması genellikle mineralin orijinal (meselâ bir granitte içinde) oluşum yaşını verir ve sedimenter kayanın yaşı hakkında çok fazla bilgi vermez. Manyetostratigrafik ve kemostratigrafik karşılaştırmaların ve çoğunlukla diğer yöntemlerle birlikte kullanılan tekniklerin ortaya konmasında kayaların manyetik ve kimyasal özelliklerinden yararlanılabilir. Pratikte kayaların yaşlandırma ve deneştirilmesine ait tüm süreçler çok sayıda farklı kaynak ve tekniklere ait bilgilerin bir araya getirilmesine dayanır. Kuvaterner'de yaşlandırma, geçen birkaç on bin yılda oluşan organik maddeyi yaşlandırmada kullanılan karbon-14 yaşlandırması da dâhil olmak üzere, değişik bir dizi teknik kullanan bir uzmanlık alanıdır.

## 21.1 YAŞLANDIRMA VE DENEŞTİRME TEKNİKLERİ

Hangi kaya birimlerinin daha yaşlı ve hangilerinin daha genç olduğu şeklinde göreceli bir yaşlandırma hariç, litostratigrafik teknikler (19.3) herhangi bir yaş belirlemesinde kullanılmazlar ve litolojik özelliklere dayalı bir deneştirme stratigrafi açısından bir zamansal çerçeve vermez. Biyolojik deneştirmede fosillerin kullanımı katmanların büyük ve küçük ölçekte sıraya konulmasını sağlar ve hem yerel hem de bölgesel deneştirmede kullanılabilir. Bunlar stratigrafideki en eski teknikler olup, halen kullanılmaktadırlar. Günümüzde de son yüzyıldaki teknolojik gelişimleri kullanan diğer yaklaşımlarla desteklenmektedirler. Bunlar arasında en önemli olanı, yıllarla ölçülen bir zamansal çerçeve vermesinden dolayı radyometrik yaşlandırmadır. Farklı izotop tekniklerini kullanan yeni

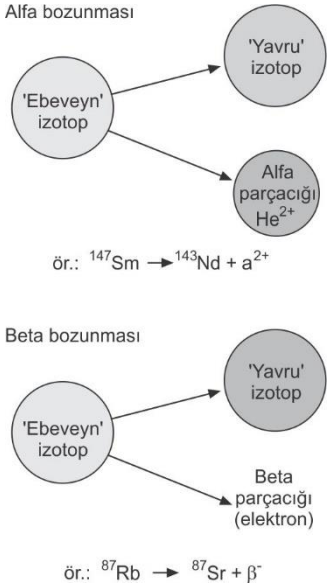
tekniklere her gün bir yenisi eklenmekte ve yeni aletsel teknikler daha küçük numuneler üzerinde daha yüksek doğrulukla ölçüm yapılmasını mümkün hale getirmektedir. Bu bölümde bu tekniklerin ele alınma nedeni giderek yaygınlaşan ve daha ileri düzeylere çıkan radyometrik yaşlandırma yaklaşımlarına sadece basit bir giriş yapmaktır. Manyetostratigrafi ve kemostratigrafi teknikleri aynı zamanda kayalarda manyetizmayı ölçen daha hassas manyetometrelerin geliştirilmesi ve daha yüksek hassasiyet düzeyinde kimyasal analizlerin yapılması şeklinde teknolojik gelişmelerden de yararlanmaktadır.

## 21.2 RADYOMETRİK YAŞLANDIRMA

Yirminci yüzyılın başlarında radyoaktivite ve izotopların radyojenik bozunmasının keşfedilmesi kayaların göreceli olmaktan ziyade mutlak bir yöntemle yaşlandırılmasının yolunu açmıştır. Bu zamana kadar Yeryuvarı'nın yaşıyla ilgili tahminler evrim hızları, çökelme hızları, Yeryuvarı'nın ve güneşin termal davranışına dayalı varsayımlara ya da kutsal kitaplara dayanmaktaydı (Eicher, 1976). **Radyometrik yaşlandırma**da kayanın yaşının bir ölçütü olarak minerallerde mevcut element izotoplarının bozunmasından yararlanılmaktadır. Bunun için bozunma hızı bilinmeli, mineral oluştuğu zaman mevcut farklı izotopların oranı varsayılmalı ve bugünkü farklı izotopların oranları ölçülmelidir. Bu yaşlandırma yöntemi en başta sedimenter kayalar içinde oluşan volkanik birimler de dahil olmak üzere magmatik kayaların oluşum yaşlarını belirlemede kullanılır. Bazı sedimenter kayalardaki glokonit (2.3.2) gibi otijenik minerallerde de kullanılması mümkündür. Metamorfik kayalarda minerallerin radyometrik yaşlandırması genellikle metamorfizmanın yaşını işaret eder.

### 21.2.1 Radyoaktif Bozunma Serileri

Çok sayıda elementin **izotopları** (farklı atomik kütleleri olan element formları) vardır. Bunlar duraysız olup, bozunarak farklı bir elementin izotopuna dönüşürler. Her bir radyoaktif bozunma serisi (Şekil 21.1) **radyoaktif yarı ömür** olarak bilinen karakteristik bir süre alır. Yarılanma ömrü orijinal (**ebeveyn**) izotopun bozunarak yeni (**yavru**) izotop meydana gelmesi için geçen zamandır. Jeologlar açısından en önemli bozunma serileri yarılanma ömürleri on milyon yıllarla milyar yıllar arasında değişen izotoplardır. Bu bozunma




**Şekil 21.1 'Ebeveyn' izotoptan yeni bir 'yavru' izotop oluşmasına ait radyoaktif bozunma bulguları.**

serilerinin ebeveyn ve yavru izotoplarının oranları ölçülebilirse jeolojik zamanın milyonlar ile milyarlarca yıllık dönemleri hesaplanabilir.

Bir kayanın yaşını hesaplayabilmek için radyoaktif bozunma serilerinin yarı ömrünün, kaya oluştuğu zaman içinde bulunan ebeveyn ve yavru izotopların oranının ve bu izotopların güncel oranlarının bilinmesi gerekir. Bu ilişki aşağıdaki denklem ile ifade edilir:

$$N = N_o e^{-lt}$$

Burada $N_o$: başlangıçtaki ebeveyn atom sayısı, $N$: belli bir zaman ($t$) sonraki yavru atomların sayısı ve $l$: ebeveynin çürüyerek yavruya dönüşüm hızıdır (**bozunma sabiti**). $e$: doğal logaritma (ln) olup, değeri 2,178'dir. Bu denklem aşağıdaki gibi düzenlenebilir:

$$t = (1/l) \ln (N_o / N+1)$$

Normalde bir mineral mağmadan kristallenerek bir magmatik kayanın bir parçasını oluşturduğu zaman sadece ebeveyn izotoplar vardır. Benzer şekilde, bir mineral sediment içinde kimyasal olarak çökeldiği ya da bir metamorfik kayada katı durum yeniden kristallenmesiyle oluştuğu zaman sadece ebeveyn izotopun var olduğu kabul edilir. Mineral oluştuktan sonra radyoaktif 'saat' çalışmaya başlar.

Ayrıca, kayada ölçülen yavru izotopların ebeveynin bozunması sonucunda oluştuğu kabul edilmelidir. Bu her zaman geçerli olmayabilir. Çünkü, izotop ilavesi veya eksilmesi bozuşma, diyajenez ve metamorfizma gibi süreçler sırasında da gelişebilir ve bu da yaşın hesaplanmasında hatalara neden olur. Bu nedenle, analizlerde sadece bozuşmamış ve ayrışmamış (alterasyona uğramamış) malzemeler kullanarak, izotoplarda herhangi bir eksilme veya eklenme meydana gelmeyecek şekilde, bozunmanın bir 'kapalı sistem' içinde gerçekleştiğinin temin edilmesi önemlidir.

Kayaların radyometrik yaşlandırılmasında yaygın olarak kullanılan radyometrik bozunma serileri izleyen altbölümlerde ayrıntılı olarak verilmiştir. Kayanın yaşının hangi yöntemle belirleneceğinin seçiminde belirleyici etmen kayanın yaşı ile minerallerdeki uygun elementlerin bolluk derecesidir. Bu yaşlandırma yöntemleri ve bunların uygulamalarına ait daha fazla bilgi için Faure ve Mensing (2004) ve Dickin (2004) gibi kitaplara bakılabilir.

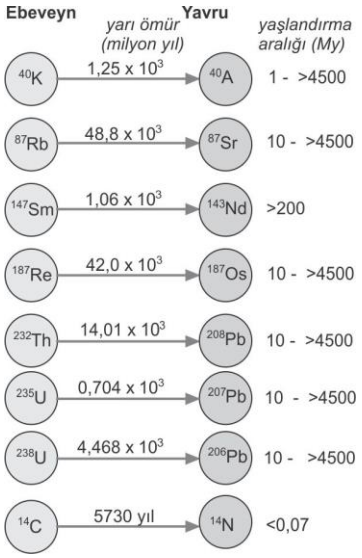
### 21.2.2 Pratik Radyometrik Yaşlandırma

Radyometrik yaşlandırma için derlenen kaya örnekleri genellikle oldukça fazladır (birkaç kg). Bunda amaç, kayada homojenliği bozan kısımların ayıklanmasıdır. Örnekler öğütülerek kum ve granül boyuna indirilir, malzemeyi homojen hale getirmek için iyice karıştırılır ve karışımdan bir örnek alınır. Belli minerallerin yaşlandırılması gerektiği durumlarda bu mineraller, içinde bazı minerallerin yüzdüğü diğer bazılarının da çöktüğü ağır (yoğunluğu ilgili mineralinkine benzer) sıvılar ya da minerallerin farklı manyetik özelliklerini kullanan manyetik separasyon yoluyla diğerlerinden ayrılırlar. Mineral konsantrasyonu (argon izotopları hariç) daha sonra element veya izotop analizi için çözdürülür. Bu işlemde mineral taneleri bir vakumda ısıtılır ve ısıtmayla açığa çıkan argon gazı doğrudan ölçülür.

Değişik izotopların konsantrasyonlarının ölçümü bir **kütle spektrometresi** ile yapılır. Bu cihazlarda küçük miktardaki (mikrogram düzeyindeki) madde izotoplar iyonize edilmek üzere bir vakumda ısıtılır ve yüklenen parçacıklar vakum içindeki bir tüpte potansiyel farkı vasıtasıyla hızlandırılırlar. Tüpün bir yerindeki elektromıknatısın oluşturduğu manyetik alan yüklü parçacıkların yolunu değiştirir. Sapma miktarı parçacıkların atom kütlesine bağlı olup, farklı izotoplar farklı kütleleri sayesinde ayrılırlar. Tüpün sonundaki dedektörler belli bir atomik kütlenin yüklü parçacıklarının sayısını kaydederek örnekte mevcut izotopların oranını verirler.

### 21.2.3 Potasyum-Argon ve Argon-Argon Yaşlandırması

Potasyumca zengin otijenik mineral olan glokoniti (2.3.2) ve feldispatlar ile mikalar gibi potasyumlu bazı mineraller içeren volkanik kayaları (lavlar ve tüfler) yaşlandırmada kullanılabilmesinden dolayı sedimenter kayaların radyometrik yaşlandırılmasında en yaygın olarak kullanılan sistemdir (Şekil 21.2). Potasyumun izotoplarından biri ($^{40}$K) kısmen elektron yakalama yoluyla bozunarak (bir protonun nötron olması) gazlı bir elementin izotopuna ($^{40}$Ar) dönüşür; diğer bir ürün de kalsiyum izotopudur ($^{40}$Ca). Bu bozunmanın yarılanma ömrü 11,93 milyar yıldır. Potasyum yerkabuğunda bol bulunan bir element olup, kayalardaki konsantrasyonu kolaylıkla ölçülebilmektedir. Ancak, $^{40}$K olarak mevcut potasyumun oranı %0,012 kadar düşük olup, bunun çoğu da $^{40}$Ca'a bozunur ve sadece %11'i $^{40}$Ar oluşturur. Argon asal ve nadir bir gazdır. Argonun çok küçük miktarlardaki izotopları gazı minerallerden dışarı atmak suretiyle kütle spektrometresiyle ölçülebilir. Bu nedenle,




**Şekil 21.2 Kayaları yaşlandırılmada kullanılan ana bozunma serileri. K-Ar, Rb-Sr ve U-Pb sistemleri en yaygın olarak kullanılanlardır. $^{14}$C yaşlandırması en çok arkeolojik malzemeleri yaşlandırmada kullanılmaktadır.**

K-Ar yaşlandırma yöntemi kayaları yaşlandırmada yaygın bir şekilde kullanılmaktadır fakat yöntemle ilgili önemli bir problem söz konusudur. Yavru izotop bir gaz olduğundan, kayadan difüzyon yoluyla kaçabilmektedir. Bu nedenle, ölçülen argon potasyumun radyoaktif bozunmasıyla oluşan toplamdan genellikle daha azdır. Bu da kayanın yaşının olduğundan genç çıkmasına sebep olur.

Argon kaybı problemi argon-argon yöntemiyle aşılabilir. Bu yöntemde birinci adım kayadaki $^{39}$K'dan $^{39}$Ar oluşturmak için numunenin nötron bombardımanıyla ışınlanmasıdır. $^{39}$K'un $^{40}$K'a oranının sabit olduğu bilinmektedir. Buna göre, $^{39}$K'dan üretilen $^{39}$Ar miktarı ölçülebilirse kayada mevcut $^{40}$K dolaylı olarak hesaplanabilir. Bombardıman ile üretilen $^{39}$Ar miktarının ölçümü mevcut $^{40}$Ar miktarının kütle spektrometresi ile aynı zamanda yapılır. Mevcut $^{39}$Ar ve $^{40}$Ar oranlarından bir yaş hesaplanmadan önce nötron bombardımanı ile $^{39}$Ar'a dönüşen $^{39}$K oranının bulunması gerekir. Bu işlem yaşı bilinen (standart) bir numuneyi ölçülmek istenen numune ile birlikte bombardımana tabi tutarak ve izotop analizinin sonuçlarını karşılaştırarak yapılabilir. Bu nedenle, Ar-Ar yönteminin ilkesi $^{40}$K'ı temsil etmek üzere $^{39}$Ar'un kullanılmasıdır.

Daha zor ve maliyetli bir deney olmasına rağmen, Ar-Ar yöntemi K-Ar yöntemine tercih edilmektedir. Alterasyon etkileri $^{39}$Ar ve $^{40}$Ar miktarlarını kütle spektromeresi ile belirleme sırasında numuneyi aşamalı ısıtma yoluyla giderilebilir. Alterasyon (ve dolayısıyla $^{39}$Ar kaybı) orijinal kristallenmedeki sıcaklıklardan daha düşük sıcaklıklarda gelişir. Buna göre, değişik sıcaklıklarda ölçülen izotop oranları da farklı olacaktır. Sıcaklıkta artış ile birlikte oranda bir değişim olmayana (bir 'plato'ya erişilene) kadar numune ısıtılır. Bu durumda elde edilen oran yaş hesaplamasında kullanılır. Her bir sıcaklık aşamasında hiç bir 'plato' ve oran değişimi elde edilememesi durumunda numune güvenilir bir yaş veremeyecek derecede alterasyona uğramış demektir.

### 21.2.3 Diğer Radyometrik Yaşlandırma Sistemleri

#### Rubidyum-Stronsiyum Yaşlandırması

Ebeveyn element olan rubidyum çoğu silikat minerallerinde iz element olduğundan, magmatik kayaların yaşlandırılmasında yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. $^{87}$Rb izotopu elektron yayarak (**beta bozunması** yoluyla) yarılanma ömrü 48 milyar yıl olan $^{87}$Sr'ye dönüşür. Stronsiyumun iki izotopu olan $^{86}$Sr ile $^{87}$Sr'nin oranları ölçülür. $^{86}$Sr'nın $^{87}$Sr'ye oranı iki etmene bağlıdır. Birincisi, bu oran orijinal mağmadaki oranlara bağlıdır. Bu oran belli bir mağma kütlesi için sabit olmakla birlikte farklı kütleler arasında değişim gösterir. İkincisi, mevcut $^{87}$Sr miktarı $^{87}$Rb'nin bozunmasıyla üretilen miktara göre değişecektir. Bu da kayada bulunan rubidyum miktarına ve kayanın yaşına bağlıdır. Kayadaki rubidyum ve stronsiyum miktarları XRF (X ışını floresansı) gibi jeokimyasal analiz teknikleriyle ölçülebilir. Geriye orijinal $^{86}$Sr/$^{87}$Sr oranı ile $^{87}$Rb'nin bozunmasıyla oluşan $^{87}$Sr (kayanın yaşını belirlemek için gerekli bilgiyi sağlar) olmak üzere iki bilinmeyen kalır. Bu iki bilinmeyeni bulmada eşzamanlı denklemlerin çözülmesi ilkesi kullanılabilir. $^{86}$Sr/$^{87}$Sr ve Rb/Sr oranlarının belirlenmesi iki farklı mineral (meselâ ortoklaz ve muskovit) için yapılırsa, kimyasal açıdan farklı olduklarından dolayı her biri stronsiyum ve rubidyumun farklı oranları ile başlayacaktır. Alternatif bir yöntem de bir magmatik kütlenin değişik kısımlarından alınan numunelerin alındığı **toplam kaya yaşlandırması**dır. Farklı kısımlardan alınan numunelerin farklı zamanlarda kristallenmiş olmaları durumunda numunedeki rubidyum ve stronsiyum miktarları da farklı olacaktır. Bu yöntem minerallerin ayrılmasına gerek olmadığı için minerallerin bireysel olarak yaşlandırılmasından daha kolaydır.

#### Uranyum-Kurşun Yaşlandırması

Uranyumun tüm izotopları duraysız olup toryum, radon ve kurşunu da içeren yavru elementlere dönüşürler. $^{238}$U'in yarılanma ömrü 4,47 milyar yıl olan $^{206}$Pb'ya ve $^{235}$U'in yarılanma ömrü 704 milyon yıl olan $^{207}$Pb'ye bozunması şeklinde iki bozunma radyometrik yaşlandırma açısından önemlidir (Şekil 21.2). Doğal yolla oluşan $^{238}$U ile $^{235}$U sabittir. $^{238}$U'in bolluk derecesi %99, $^{235}$U'inki ise %0,7'dir. İki bozunma serisinde ebeveyn ve yavru izotopların oranlarını ölçmek suretiyle bir mineralde radyoaktif bozunmayla oluşan kurşun miktarını ve dolayısıyla mineralin yaşını belirlemek mümkündür. Zirkon, monazit, sfen ve apatit gibi minerallerde iz miktarda uranyum bulunur. Bu mineraller kayalarda tali mineraller ve sedimenter

kayalarda da ağır mineraller şeklinde bulunurlar. Uranyum-kurşun yaşlandırmasını kullanarak zirkon tanelerinin yaşlandırılması sedimentin kaynak alanı hakkında bilgi verir (Carter ve Moss, 1999). Zirkonun yaşlandırılması dünyadaki en yaşlı kayaların yaşını bulmada kullanılmaktadır. Uranyum bozunma serisinin diğer kısmı Kuvaterner'deki yaşlandırmalarda kullanılmaktadır (21.5.2).

**Samaryum-Neodimiyum Yaşlandırması**

Bozunma serisindeki bu iki nadir element kayalarda sadece milyonda bir (ppm) oranlarında bulunurlar. Ebeveyn izotop $^{147}$Sm olup, alfa parçacığı yayarak yarılanma ömrü 106 milyar yıl olan $^{143}$Nd'e çürür (Şekil 21.2). $^{143}$Nd'ün oluşumu çok yavaş olduğundan dolayı analitik hataların daha az önemli olduğu daha yaşlı kayalara uygulanır. Bu bozunma serisini kullanmanın avantajı iki elementin jeokimyasal reaksiyonlarda hemen hemen özdeş davranış sergilemesi ve kayada olası bir alterasyonun bu iki izotopu eşit derecede etkilemesidir. Bu durum Rb-Sr'da karşılaşılan farklı radyoaktivitenin ve bozunma serisindeki iki elementin hareketliliğinin neden olduğu problemlerin bazılarını gidermektedir. Bu yaşlandırma tekniği sedimentin türediği kayaların yaşı hakkında bilgi almak üzere sedimentlerde de kullanılmaktadır. Farklı kaynak alanlar (örnek olarak farklı yaşlardaki kıtasal kratonlar) çamur ve çamurtaşının analizi yoluyla ayırt edilebilir.

**Renyum-Osmiyum Yaşlandırması**

Renyum çoğu kayalarda düşük konsantrasyonlarda bulunur. Renyumun en çok oluşan doğal izotopu olan $^{187}$Re beta bozunmasıyla yarılanma ömrü 42 milyar yıl olan $^{187}$Os'ye çürür. Bu yaşlandırma tekniği en çok sülfit maden yataklarında ve bazaltlarda kullanılmakta ise de, organik madde içeriği yüksek çamurtaşlarının depolanma yaşlarının bulunmasında da başarıyla kullanılmaktadır (Dickin, 2004). Osmiyum izotoplarının deniz suyunda da zamanla değiştiği ortaya konmuş ve $^{187}$Os/$^{188}$Os oranı stronsiyum izotop eğrisi (21.3.1) ile aynı şekilde kullanılmıştır.

### 21.2.4 Radyometrik Yaşlandırma Uygulamaları

Radyometrik teknik stratigrafik kayıtlardaki kayaların mutlak yaşlarını verebilen yegane teknik olmakla birlikte uygulanabileceği kaya türleri sınırlıdır. Minerallerin oluşum yaşları bu yöntemle belirlenir. Buna göre, bir kumtaşındaki ortoklaz feldispatının radyometrik olarak yaşlandırılması durumunda elde edilen yaş, tanelerin (aşınmayla) türediği granitin yaşıdır. Bu nedenle, kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltaşı gibi kırıntılı kayaların çoğunun oluşum yaşını belirlemek mümkün değildir. Kireçtaşları çoğunlukla sert kısımları kalsiyum karbonattan yapılmış organizmaların kalıntılarından oluşurlar ve aragonit ile kalsit bir jeolojik zaman ölçeğinde radyometrik olarak yaşlandırılamazlar. Dolayısıyla, hemen hemen tüm sedimenter kayalar bu yaşlandırma tekniği dışında kalırlar. Bunun tek istisnası otijenik bir mineral olan ve sığ denizel ortamlarda oluşan glokonit mineralidir (11.5.1). Glokonit potasyum içerir ve K-Ar veya Ar-Ar yöntemleriyle yaşlandırılabilir ise de, mineral çok yaygın olarak oluşan bir mineral değildir ve ayrıca kolaylıkla bozuşur.

İleri derecede bozuşmadıkları ya da metamorfizmaya uğramadıkları sürece magmatik kayaların oluşumu genellikle başarılı bir şekilde yaşlandırılabilir. Dayk ve sill şeklindeki intrüzif yapılar ve volkanik faaliyet ürünleri (lavlar ve tüfler) yaşlandırılabilir. Bu yaşlar bu kayaların etrafındaki kayaların yaşlarını stratigrafik ilişkilere göre belli bir aralık içine sınırlamada kullanılır (19.3.1). Metamorfik kayalardan elde edilen yaşlar metamorfizmanın yaşını verebilir. Ancak, metamorfizma derecesinin radyometrik 'saati' sıfırlamaya yeterli düzeyde olmadığı ya da metamorfizmanın çoklu aşamasının söz konusu olduğu durumlarda problemlerle karşılaşılabilir.

İntrüzif magmatik kütleleri deneştirmenin başlıca araçları genel stratigrafik ilişkiler ve izotop yaşlarıdır. Coğrafi açıdan birbirine çok uzak magmatik kaya birimlerinin her bir lokasyonda yaş tayini yapılmak suretiyle aynı magmatik gövdeye veya komplekse ait oldukları gösterilebilir. Radyometrik yaşlandırma volkanik kaya kütlelerinin arasındaki ilişkileri ortaya koymada da çok yararlı olabilir. Bu yöntemle deneştirmenin başlıca eksiklikleri yaşlandırmada kullanılabilecek litolojilerin sınırlı olması ve sonuçların kesinliği konusunda bazı problemlerin olmasıdır. Meselâ, iki lav tabakasının bir milyon yıl arayla oluşması ve yaşlandırma yönteminde hata payının da bir milyon yıl olması durumunda bunlarla yakınlık derecesi bilinmeyen bir lav katmanının bunlardan biri veya diğeriyle deneştirilmesi mümkün olmaz.

## 21.3 DİĞER İZOTOPİK VE KİMYASAL TEKNİKLER

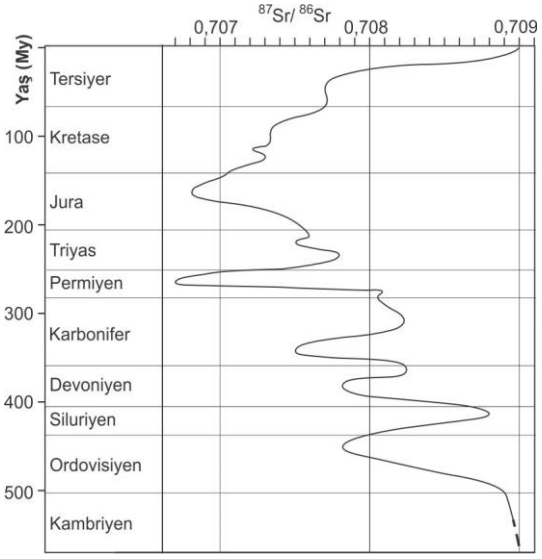
### 21.2.1 Stronsiyum İzotopları

Stronsiyum kimyasal açıdan kalsiyuma benzer ve çoğu kireçtaşlarında az miktarda bulunur. Stronsiyumun $^{86}Sr$ ve $^{87}Sr$ olmak üzere iki yaygın izotopu vardır. Fanerozoyik'teki karbonatların analiziyle deniz suyunda bu iki izotopun oranlarının zaman içinde değiştiği ortaya konmuştur (De Paolo ve Ingram, 1985; Hess vd., 1986). Deniz suyundan oluşan ve sonradan değişmeyen ya da yeniden kristallenmeyen karbonat minerallerine ait bilgiler kullanılarak bir izotop eğrisi elde edilmiştir. Yaşı bilinmeyen bir örnekteki kalsite ait $^{86}Sr / ^{87}Sr$ oranını bu eğriyle karşılaştırmak suretiyle numunenin yaşını belirlemek mümkündür. Bu yaklaşımın izotoplar içermesine rağmen mutlak bir yaşlandırma tekniği olmadığına dikkat edilmeli ve rubidyum-stronsiyum yaşlandırılmasından ayrı tutulmalıdır.

Stronsiyum izotop oranlarını kullanarak yaşlandırma yapıldığı zaman göz önüne alınması gereken iki önemli etmen vardır. Birincisi, aynı oran birçok kez meydana gelmiş olabileceğinden, belli bir $^{86}Sr / ^{87}Sr$ oranı mutlak bir yaşı vermez. Eğrinin bir kısmının karşılaştırma amacıyla kullanılabilmesi için, kayanın yaşı ile ilgili olarak başka veriler gereklidir (Şekil 21.3). İkincisi, sadece deniz suyundan kristallenmiş, sonradan değişmemiş ya da yeniden kristallenmemiş karbonat mineralleri kullanılabilir. Çoğu organizmaların kavkı bileşimi aragonit olmakla birlikte, aragonitin zaman içinde yeniden kristallenerek kalsite değişiminden dolayı bu mineraller kullanılamaz. Kavkılarını sadece kalsit mineralinden oluşturan organizmaların kavkıları veya iskeletleri kullanılabilir. Ayrıca, alterasyona uğramamış olmaları gerekir.

### 21.3.2 Termokronolojik Teknikler

Termokronoloji kayanın belli bir sıcaklıkta olduğu yaşı belirleme sürecidir. En çok da bir kaya kütlesinin yükselim veya denudasyon (6.8) tarihçesini hesaplamada kullanılır. Bozunma serisi 'saati' farklı mineraller için yaklaşık 350 °C ile 700 °C arasında değişen sıcaklıklarda sıfırlandığı için, K-Ar ve Ar-Ar yaşlandırma teknikleri bu amaç için kullanılabilir. Fizyon iz analizi (6.8) kayanın ne zaman 300 °C'de veya üzerinde olduğunu belirlemede zirkon taneleri üzerinde ve 110°C üzerindeki




**Şekil 21.3 Stronsiyum izotop eğrisi. Jeolojik zamanda $^{86}Sr$ ve $^{87}Sr$ izotoplarının oranındaki değişimler bazı kayaların yaşını belirlemede kullanılabilirse de, aynı oran farklı yaşlarda gelişebilmektedir (veriler Faure, 1986'dan).**

sıcaklıkları işaret etmede de apatit üzerinde kullanılabilir. U/Th-He (uranyum/toryum-helyum) teknikleri kullanılarak daha düşük sıcaklıklar belirlenebilir. Termokronolojik tekniklere dair daha fazla ayrıntı için Braun vd. (2006) ve Dickin (2004) gibi spesifik konulu kitaplara bakılabilir.

### 21.3.3 Kemostratigrafi

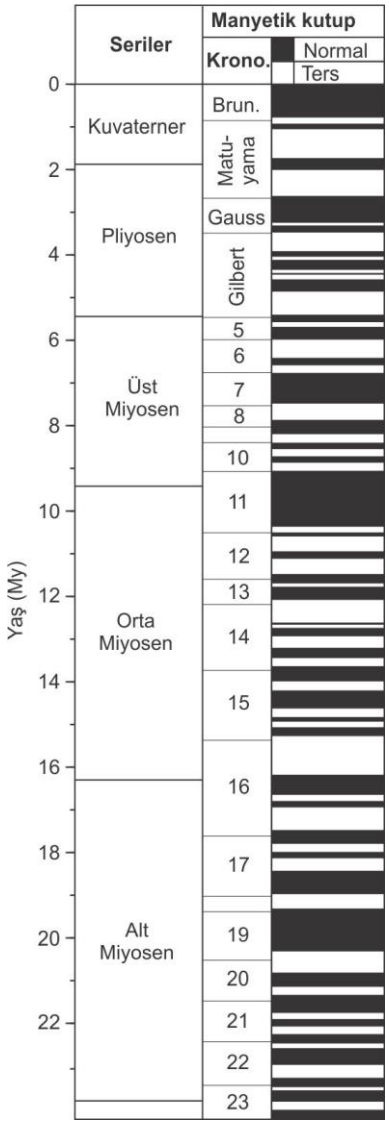
Sedimentlerin kimyası değişkendir. Buna göre, sedimenter kayaların mineralojik ve kimyasal özelliklerindeki değişimler çökelleri birbirinden ayırt etmede ve deneştirmede bir potansiyel oluştururlar. **Kemostratigrafi** olarak bilinen bu yaklaşım çökelme alanına gelen sedimentin mineralojisinde ve dolayısıyla kimyasındaki değişimlerin; yani, kaynak alandaki değişimlerin söz konusu olduğu durumda işe yaramaktadır (Ravnås ve Furnes, 1995). Kırıntılı sedimentlerdeki kırıntı malzemeleri çökelme havzası kenarındaki yüksek kaynak alanlarından aşınma yoluyla gelmektedir. Burası kırıntılı malzemenin kaynak alanıdır. Kaynak alanda zaman içinde farklı kaya birimleri açığa çıkar ve aşınma yoluyla havzaya gelen

kırıntılı malzeme türü değişir. Sediment istiflerinde yeni kırıntı türlerinin ortaya çıkması yeni litoloji alanının açığa çıktığı ve aşındığı zamanı işaret eder. Kırıntı türünde bir değişim çökelin toplam kimyasında bir değişime neden olur.

Üç çeşit analiz kullanılmaktadır: a) Yapılması kolay ve hızlı olan toplam kimyasal analiz; verilerin yorumlanması her zaman kolay değildir. b) Daha çok zaman alıcı olan ağır mineral topluluklarının deneştirilmesi; çok daha etkin olabilir (DeCelles, 1988; Mange ve Rajetzky, 1995). c) Bazı durumlarda kil mineral analizi yapılmaktadır (Jeans, 1995.) Kimyasal analizleri yapmanın nispeten daha basit oluşu kemostratigrafiyi daha cazip bir yöntem haline getirmekle birlikte, tekniğin uygulaması oldukça sınırlıdır. Kaynak alandaki 'sinyaller' çoğu zaman oldukça sönük olup, tane boyunda değişimler ve diyajenetik alterasyon gibi sediment kimyasını etkileyen başka faktörler de vardır. Bu nedenlerden dolayı, toplam kimyasal analiz sonucunu stratigrafik olarak yorumlamak biraz zordur. Buna karşılık, kumtaşlarında ağır mineral topluluklarındaki değişimler genellikle kaynak alanda zaman içindeki değişimleri yansıtırlar. Kemostratigrafi fosilce fakir kalın karasal çökel istiflerinde ve daha küçük ölçekte olmak üzere yeraltı hidrokarbon rezervuarlarındaki kumtaşı tabakalarının deneştirilmesinde bir araç olarak başarıyla kullanılmıştır.

## 21.4 MANYETOSTRATİGRAFİ

Yeryuvarı'nın manyetik alanı bugün geçerli olan **normal manyetik polarite** ile manyetik alanın terslendiği **ters manyetik polarite** dönemleri arasında değişir. Manyetik alanın terslenmesi manyetik bir pusulanın 'kuzey' okunun Güney Kutbu'na yönlenmesi demektir. Geçmişe ait manyetik alan ölçüm (**paleomanyetizma**) kanıtları **manyetik kutup terslenmeleri**nin (Şekil 21.4) jeolojik zaman içinde düzensiz aralıklar şeklinde geliştiğini göstermektedir. Bazı terslenmeler birkaç on bin yıl gibi nispeten kısa aralıklarla gerçekleşirken, Kretase'de manyetik alanın değişmeden kaldığı yaklaşık 30 My'lık uzun dönemler de olmuştur. Senozoyik'in çoğunda kutup terslenmeleri her birkaç yüz bin ile birkaç milyon yılda bir meydana gelmiştir. Terslenmesin meydana gelmesi için gerekli süre jeolojik zaman kavramı içerisinde 'anlık'tır.




**Şekil 21.4 Senozoyik'in bir kısmında Yerküre'nin manyetik alanındaki kutup terslenmeleri (Haq vd., 1988'den).**

### 21.4.1 Kayalardaki Manyetik Kayıtlar

Bir manyetik malzeme **Curie Noktası**'na soğurken içinde bulunduğu manyetik ortamın kutupsallığını

kazanır. Curie Noktası malzemedeki manyetik dipollerin hareketli olduğu ve kendilerini tekrar yönlendirebildiği sıcaklıkların alt noktasıdır. Malzeme Curie Noktası'nın altında kaldığı zaman hareket ederse ya da etrafındaki manyetik alan değişirse etrafı ile aynı kutbu kazanır. Bir kaya her biri kendi Curie Noktası sıcaklığına sahip birçok mineral içerebilir; kayanın alterasyonuyla oluşum sırasında ortamın manyetik alanını kazanan yeni mineraller meydana gelebilir. Bu nedenle, bir kayada korunan ya da **kalıntı manyetizma** değişik minerallerde farklı alan yönelimlerinin karmaşık bir karışımı olabilir.

Bir kaya numunesinde kalıntı manyetizma kayanın oluşumu sırasındaki Yeryuvarı'nın manyetik alanının yönelimini numunenin yönelimine göre belirlemek üzere yapılır (Hailwood, 1989). Volkanik kayalarda bu yönelim magnetit ve hematit gibi minerallerin soğuyarak kendi Curie Nokta'sının altına inerken kazandığı kalıntı manyetizma yoluyla kaydedilir. Bu kuvvetli sinyalin bir manyetometre ile yakalanması nispeten kolay olmakla birlikte, bir stratigraf için daha kullanışlı olanı sedimenter kayalarda korunan ve çok daha zayıf olan kalıntı manyetizmadır. Mıknatıslanan ince malzemeler (hematit gibi demir içeren taneler) suda çökerken Yeryuvarı'nın manyetik alanına uygun konum kazanmaya çalışırlar. Açıkça görüleceği üzere, bu parçacıkların tamamı mükemmel biçimde mevcut manyetik alana göre yönelmezler fakat bunların yöneliminde sedimente kalıcı bir kutupsallık veren, istatistiksel açıdan önemli bir desen oluşur. Bu etkinin en kuvvetli olduğu durum demir oranı yüksek minerallerin askıdan çökeldiği ince taneli sedimentlerdir. Daha iri sedimentlerde parçacıklar kendilerini çökelten akıntıya göre yönlenirler ve demir içeriği düşük sedimentlerde kalıntı manyetizma tespit edilemeyebilir. Bir kayadaki kalıntı manyetizma mineralleri metamorfizma sırasında kendi Curie Noktası üzerinde ısıtıldıklarında veya mineraller diyajenez ya da bozuşma sonucunda değiştikleri zaman sıfırlanır.

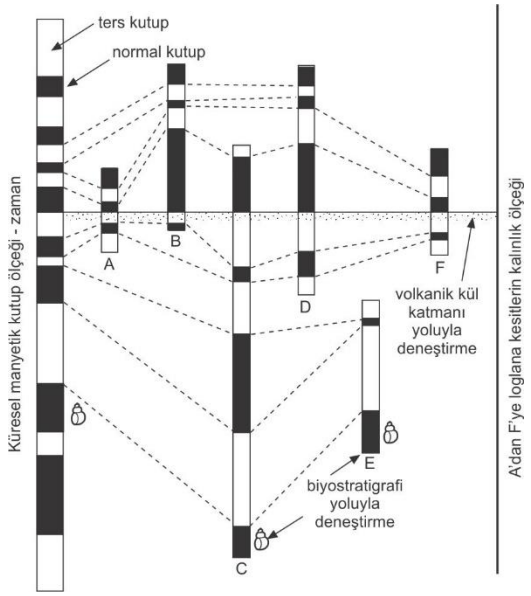
### 21.4.2 Manyetostratigrafi Uygulamaları

Bir manyetostratigrafi çalışmasının amacı genellikle bir katmanlar istifinde kaydedilen normal ve terslenmiş manyetik polarite dönemlerini ortaya çıkarmaktır. Arazide numune alımı normalde mostradaki tabakalardan küçük karotlar alınarak yapılır. Karotların üç boyuttaki yönelimi ve tabakalanmanın doğrultusu ile eğimi ölçülür ve o sahadaki kalıcı manyetizmanın istatistiksel açıdan önemli bir analizi için normalde bir tabakadan çok sayıda karot alınır. İstifte örnekleme noktaları arasındaki düşey mesafe sedimentlerin birikme hızına ve Yeryuvarı'nın tarihçesindeki manyetik alan terslenme sürelerine bağlı olacaktır. Yavaş hızlarda çökelen istiflerde kutup terslenmelerinin hepsinin yakalandığından emin olmak için istifte her birkaç metrede bir örnekleme gerekebilir. Buna karşılık, çökelme hızının yüksek olduğu durumlarda aralıklar daha geniş alınır. Bir terslenme ortaya konduktan sonra istifteki kesin lokasyon zıt alan yönü gösteren noktalar arasında daha yakın aralıklarda örnekleme ile belirlenebilir.

Numunedeki kalıntı manyetizma laboratuvarda bir **manyetometre** ile ölçülür. Gelişmiş cihazlar numunede Yeryuvarı'nın manyetik alanından (logaritmik olarak) birkaç derece düşük çok zayıf manyetik alanları yakalayıp ölçebilmektedir. Günümüzdeki manyetik alan etkileri numuneyi güncel alandan koruyan bir mekânda ısıtarak ya da numuneye alternatif akım vererek giderilebilir. Aynı sahaya ait farklı numunelerde kaydedilen kalıcı manyetizma sonuçların istatistiksel önemi açısından karşılaştırılır.

### 21.4.3 Manyetostratigrafik Deneştirme

Bir tabakalar istifindeki kalıntı paleomanyetizmanın ölçülmesiyle stratigrafinin normal ve terslenmiş dönemlerinin kaydını çıkarmak mümkündür. Bunlar normal polarite için siyah ve terslenmiş polarite için de beyaz olmak üzere uygun aralıklarla işaretlenerek gösterilirler (Şekil 21.4). Yeryuvarı'nın manyetik alanında zaman içindeki terslenme desenleri Fanerozoyik için kaydedilmiş olup, terslenme olayların pek çoğu sağlıklı bir şekilde yaşlandırılmıştır. Bireysel bir istifte ölçülmüş deseni ile tanımlanmış polarite stratigrafisi arasında bir bağ kurmak için jeolojik zaman ölçeğindeki bir bağ noktasının olması gereklidir. Bu ilişki istifler içinde lav gibi bir birimin mutlak yaşlandırması yoluyla ya da istifteki noktanın jeolojik zaman çizelgesi ile ilişkilendirmede kullanılabilecek biyostratigrafik bilgi yoluyla sağlanabilir (Şekil 21.5). Bu konuda önemli bir şart, istiftin verdiği kayıttaki herhangi bir zaman boşluğunun belirlenmesi ve dikkate alınmasıdır. Belli bir döneme ait çökellerin aşınma ile kaybolması durumunda ya da çökelmenin olmaması halinde normal veya terslenmiş bir dönem temsil edilmeyebilir. Bir sedimenter havzanın belli bir kesiminde terslenme stratigrafisi ortaya konduktan sonra diğer lokasyonlardaki terslenme desenlerini eşleştirmek




**Şekil 21.5 Manyetik terslenmelerin kombinasyonlarını, kılavuz katmanları ve biyostratigrafik verileri kullanarak farklı istiflerin nasıl deneştirilebileceğine dair bir şematik çizim.**

suretiyle (ve yine sedimenter kayıtlardaki kesikliğe dair herhangi bir kanıtı dikkate almak suretiyle) havzada deneştirme yapmak mümkündür (Hailwood, 1989; Talling ve Burbank, 1993). Bu teknik normalde sadece diğer (biyostratigrafik) yöntemlerin kullanılamadığı ya da yüksek çözünürlük stratigrafisinin gerekli olduğu zaman kullanılır. Manyetostratigrafi çoğu zaman yaş tayininde flora veya fauna açısından eksiklik bulunan ve biyostratigrafik olarak yaşlandırılamayan karasal istiflerde kullanılmaktadır.

## 21.5 KUVATERNER'DE YAŞLANDIRMA

Kuvaterner çökellerini yaşlandırma ve deneştirmede kullanılan çok sayıda ilave teknikler bulunmaktadır. Bu yöntemler son birkaç on bin ya da yüz bin yıl ile sınırlı olup, daha yaşlı stratigrafik birimlerde kullanılamazlar.

### 21.5.1 Karbon-14 Yaşlandırması

**Karbon-14** veya **radyokarbon yaşlandırması** arkeolojide kemik ve odun kömürü gibi maddelerin yaşlandırmasında yaygın olarak kullanılmasından dolayı radyometrik yaşlandırma yöntemleri arasında muhtemelen en iyi bilinen yöntemdir. Bu tekniğin temel ilkesi yaşayan organizmaların $^{14}C$ izotopu da dahil olmak üzere ortamdan sürekli karbon almalarıdır. Bu radyoaktif izotop atmosferdeki $^{14}N$ kozmik bombardımanıyla sürekli olarak üretilmektedir. Canlılar öldüğü zaman bünyelerindeki $^{14}C$ kendi 5730 yıllık yarılanma ömrü ile belirlenen hızda radyoaktif olarak çürür (Şekil 21.2). Bir numunede bir zamanlar canlı olan dokudaki $^{14}C$ oranını ölçmek suretiyle öldükten ve dolayısıyla atmosferden $^{14}C$ almayı durduktan sonra geçen süre bulunabilir.

Jeolojik zaman bakış açısından bu tekniğin başlıca kısıtlaması numunede zaten yarılanma ömrü çok kısa olan $^{14}C$'ün 50.000 yıldan daha yaşlı numunelerde tespit edilemeyecek kadar düşük düzeylere inmesidir. Buna rağmen, bazı güncel teknikler ile bu süre 70.000 yıldan biraz daha eskiye kadar uzatılabilmektedir (Lutgens ve Tarbuck, 2006). Ayrıca, ortamdaki $^{14}C$ düzeylerinin ölçülen dönem içinde sabit olduğuna dair varsayımdan ileri gelen hatalar söz konusudur. $^{14}C$ düzeylerinin zaman içinde değiştiği bilinmektedir. Buna göre, ölçülen yaşlarda bazı düzeltmeler gereklidir.

### 21.5.2 Uranyum Serisi İle Yaşlandırma

Pleistosen'in $^{14}C$ ile yaşlandırılmasındaki kısıtlamalar uranyum serisi ile yaşlandırma teknikleriyle kısmen çözülebilmektedir. $^{238}U$'un radyoaktif bozunma serisindeki ürünlerden biri uranyumun diğer izotopu olan $^{234}U$'dur (Edwards vd., 1986). Bu izotopların her ikisi de deniz suyunda mevcut olmakla birlikte, bu iki izotopun reaktivitesindeki farklılıklar bazı parçalanmaların olduğunu ve mevcut $^{234}U$ konsantrasyonunun bozunma seyrinde karşılaşılabilecek olandan daha yüksek olduğunu ifade eder. Parçalanmış uranyumun deniz suyundan bir denizel canlının karbonatı gibi bir mineral tarafından alınması durumunda iki izotopun oranları $^{234}U$ çürürken dereceli olarak normale döner. Bu süre bir milyon yıldan daha uzun bir sürede gerçekleşir ve bu sayede $^{234}U$ ve $^{238}U$ oranlarını ölçmek suretiyle de yüzbinlerce yıllık denizel karbonatları yaşlandırmak mümkündür. Bu **uranyum serisi yaşlandırma** tekniği en çok mercanlarda işe yaramaktadır. Denizel olmayan sulardaki parçalanma farklı olduğundan, tatlı suda oluşan karbonatlarda kullanılamaz.

### 21.5.3 Oksijen İzotopu Stratigrafisi

Oksijenin en yaygın izotopu $^{16}O$ olmakla birlikte, doğal yolla oluşan oksijenin %0,2'si de $^{18}O$'dir. Bunların ikisi de duraylı izotoplardır; yani, radyoaktif bozunma göstermezler. Tercihen hafif olan izotop atmosfere buharlaşır (**izotopik parçalanma** süreci) ve dolayısıyla atmosferik su nispeten daha fazla $^{16}O$ içerir. Buzul çağlarında Yerküre'nin suyunun büyük bir kısmı atmosferden kar formundaki su ile beslenen buz takkelerinde tutulur. Sonuçta, buzul dönemlerinde $^{18}O$'ce düşük daha fazla buzul olduğu zamanlar okyanusların $^{18}O$'ce nispeten zengin olduğu zamanlardır. Okyanus sularında bu $^{18}O/^{16}O$ oranının sıcaklıkla değişimi **oksijen izotopu stratigrafisi**nin temelini oluşturur (Shackleton, 1977). Günümüz ile 750 bin yıl öncesi arasındaki küresel okyanus suları için belirlenmiş olan oksijen izotopu stratigrafisi tüm Kuvaterner'i kapsamaktadır (Shackleton, 1997). Oksijen izotopu stratigrafisi deniz suyundan organizmalar yoluyla doğrudan oluşturulan karbonat minerallerindeki $^{18}O/^{16}O$ oranının ölçülmesiyle ve organizma kabuklarının içinde bulunduğu sedimentlerin başka yöntemlerle yaşlandırılmasıyla yapılmaktadır. Bir numunedeki oksijen izotop oranı $^{18}O$'de tüketilen miktar negatif ve $^{18}O$'de artan miktarda pozitif olacak şekilde standart $\delta^{18}O$ ile gösterilir. Denizel Kuvaterner çökelim kayıtları genellikle nispeten ılık ve soğuk iklim dönemlerini yansıtan 'oksijen izotop aşamaları' ya da 'denizel izotop aşamaları' cinsinden ifade edilir.

### 21.5.4 Lüminesans ve Elektron Dönme Rezonans Yaşlandırması

Sedimentler potasyum, toryum ve uranyum gibi elementlerde doğal yolla oluşan radyoaktiviteden kaynaklanan iyonlayıcı ışımaya maruz kalırlar. Bu ışıma mineral kristalleri içindeki elektrik yüklerinin yeniden düzenlenmesine neden olur. Her ne kadar yer değiştirmiş yükler çabucak orijinal durumlarına dönerlerse de, bazıları yüksek enerji düzeylerinde kafes defolarında hapsolurlar. Kristal tarafından tutulan ekstra enerji miktarı geçen zamanın uzunluğuna ve doza bağlıdır. Bu enerji ısıtma yoluyla salıverilebilir ve malzemenin parıldamasına neden olan bir ışık şeklinde görünür. Bu etkiye **termolüminesans** (TL) denir (Bøtter-Jensen, 1997). Isıtmaya bir alternatif, numuneye **optik uyarmalı lüminesans** (OSL) olarak bilinen bir ışık bombardımanı uygulamaktır (Bøtter-Jensen, 1997).

Açıktaki çökeller güneş ışığı alarak depoladıkları enerjiyi bırakırlar ('ağarma'). Buna göre, lüminesans üretecek enerjinin birikmesi sadece malzeme gömüldüğü zaman başlar. Isıtma ya da optik uyarma yoluyla bir numunedeki lüminesans miktarının ölçülmesi bu şekilde sedimentin ne kadar gömülü kaldığını belirlemede kullanılabilir. Bu teknik yavaşça çökelen eoliyen ve fluviyal sedimentlerde olduğu gibi sadece çökeldikleri zaman tamamen ağarmış durumda olan malzemelerde geçerlidir. TL ve OSL teknikleri sedimentin 150 bine yıla kadar gömülme zamanlarını yaklaşık %10 doğruluk derecesinde verebilir. Mağara sarkıtlarında da benzer doğruluk derecelerinde kullanılabilirler ise de, verdikleri yaş aralığı gerçek yaşın yaklaşık iki katına kadar çıkar.

**Elektron spin (dönme) rezonansı** (ESR) yaşlandırması tekniğin temelini oluşturan, gömülmeden sonra kristal kafeslerinde biriken enerji açısından lüminisans yöntemlerine benzer. Kafesteki elektronların yer değiştirmesi atomların manyetik alanını (veya dönmelerini) değiştirir. Manyetik alandaki değişim zaman içinde gelişerek devam eder ve dolayısıyla elektron dönme rezonansını ölçmek suretiyle bu etki sedimentleri yaşlandırmada kullanılabilir. TL ve OSL'den farklı olarak ESR yönteminde numune tahrip edilmez. Bu şekilde numuneler birden fazla kez yaşlandırılabilir. Elektron dönme rezonansı kuvars kumu ve biyojenik kalsiyum karbonatı yaşlandırmada kullanılabilir (Rink, 1997).

### 21.5.5 Kozmojenik İzotoplar

Yüzeydeki malzemenin kozmik ışınlarla (başlıca yüksek enerjili protonlarla) bombardımanı yüzeye çıkmış minerallerin kozmik ışınlarla etkileşmesi sırasında kozmojenik izotoplarının oluşmasına neden olur. Bu nedenle, bombardıman ile üretilen bu duraysız izotopların bolluk derecesi bir kayanın ne kadar süre açıkta kaldığının bir ölçüsü olarak kullanılabilir. Bu yöntemde $^{26}Al$, $^{10}Be$ ve $^{36}Cl$ izotopları kullanılmaktadır. Alüminyum ve berilyum izotopları genellikle $^{10}Be$'nin oksijenden türediği ve $^{26}Al$'nın da silisten türediği kuvarsta birlikte kullanılmaktadır. Üretimin çoğunluğu kayanın en üst 50 cm'lik kısmında gerçekleşir ve bu sistem kullanılarak yüzbinlerce yıllık açıkta kalma süresi ölçülebilir. Klor izotopu ($^{36}Cl$) ikisi de çoğu kayalarda

bolca bulunan kalsiyum ve potasyum bombardımanlarının bir ürünüdür. $^{36}Cl$ izotopları kullanılarak on binlerce - yüz binlerce yıllık açıkta kalma süreleri belirlenebilir. Kozmojenik izotop teknikleri Kuvaterner karasal istiflerindeki ırmak sekileri ve diğer depolanma yüzeyleri gibi özellikleri yaşlandırmada özellikle yararlı tekniklerdir (Bierman, 1994). Elde edilen sonuçlar yükselim ve nehirlerle oyma gibi olaylar hakkında bilgi sağlar ve dolayısıyla kara yüzeyinin jeomorfolojik tarihçesini verir.

### 21.5.6 Amino Asit Rasemizasyonu

Yaşayan tüm canlılar amino asitler içerirler. Bu bileşikler 'L' ve 'D' olmak üzere iki geometrik formda bulunurlar. Yaşayan organizmalarda 'L' formu baskın olmakla birlikte, doku öldüğü zaman 'L' formunu aralarında denge oluşana kadar 'D' formuna dönüştüren **rasemizasyon** süreci gerçekleşir (Bada, 1985). Bu sürecin oluşma hızı canlının karakterine ve bağlı olup, sıcaklığa duyarlıdır. Sıcak koşullarda rasemizasyon birkaç bin yıl alırken, daha soğuk iklimlerde birkaç yüz bin yıl ile birkaç milyon yıl sürebilir. Bu teknik sadece rasemizasyon hızının bilindiği ve sıcaklığın belirlenebildiği yerlerdeki malzemelerde kullanılabilir.

### 21.5.7 Doğadaki Yıllık Döngüler

Bu kategoride ağaç halkaları ve buzul gölü varvları olmak üzere iki teknik vardır. Ağaçların büyümesinde mevsimsel değişim hızları odunda kalınlığı büyüme sezonunun uzunluğuna bağlı olan halkalar meydana getirir. Halkalar deseninden yola çıkarak iklimsel değişimler tespit edilebilir. Çok uzun ömürlü ağaçlarda bu halka desenlerini eşleştirmek suretiyle iklimsel dalgalanmaları temsil eden bir ağaç halkası kronolojisiyle Holosen'de birkaç bin yıl geriye gidilebilmektedir. Bu ölçümler karbon-14 yaşlandırma yöntemini kalibre etmede çok yararlıdır. Varvlar (10.2.3) buzul gölü çökellerinde yaz erimeleri sırasındaki mevsimlik sediment girişinin neden olduğu milimetre ölçeğindeki laminalardır. Bir göl çökelinde bu varvların sayılmasıyla çökellerin yaşına dair bilgi elde etmek mümkündür.

### YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Blatt, H., Berry, W.B. and Brande, S. 1991. *Principles of Stratigraphic Analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Braun, J., van der Beek, P. and Batt, G. 2006. *Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge University Press, Cambridge.

Dickin, A.P. 2004. *Radiogenic Isotope Geology* (2nd edition). Cambridge University Press, Cambridge.

Faure, G. and Mensing, T.M. 2004. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd Edition. John Wiley, New York.

Hailwood, E.A. 1989. *Magnetostratigraphy*. Special Report 19, Geological Society of London.

Tarling, D.H. and Turner, P. 1999. *Paleomagnetism and Diagenesis in Sediments*. Special Publication 151, Geological Society Publishing House, Bath.

# 22
# Yeraltı Stratigrafisi ve Sedimentolojisi

Yeraltı jeolojisini inceleme teknikleri başlıca hidrokarbon endüstrisinin ihtiyaçlarını karşılamak üzere geliştirilmiştir. Kömür, petrol ve doğal gaz aramaları jeolojinin yeraltının stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısının analiziyle ilgilenen bir dalının gelişmesine neden olmuştur. Kullanılan yöntemler başlıca sismik yansıma profilleri oluşturma ve sondaj kuyularına sarkıtılan aletler kullanarak yeraltı katmanlarının özelliklerini ölçme gibi jeofizik teknikleri kapsar. Delinen kayaları örneklemede karotlar ve sondaj kuyusu kırıntıları da kullanılmaktadır. Yeraltı incelemesi bazı sahalarda petrol şirketleri aracılığıyla zengin bir bilgi birikimine ve havzaların stratigrafisinin ve sedimentolojisinin daha iyi anlaşılmasına yol açmıştır. Özellikle de kıtasal şelfler üzerindeki kıyı ötesi sahalara ait jeolojik bilgiler bu faaliyetlerin bir sonucu olarak büyük ölçüde artmıştır. Sekans stratigrafisi kavramı ve uygulamaları yeraltı incelemeleri sonucunda gelişmiş ve daha sonra mostra jeolojisine aktarılmıştır.

## 22.1 YERALTI STRATİGRAFİSİ VE SEDİMENTOLOJİSİNE GİRİŞ

Jeologlar sedimentoloji ve stratigrafi ilkelerini genellikle arazideki mostra ilişkilerinden öğrenirler fakat birçoğu da profesyonel yerbilimciler olarak görevlendirilmeleri halinde yeraltı verileriyle çalışırlar. Maden yataklarının işletilmesi yüzeyde kömür veya mineralce zengin diğer yatakların madenciler tarafından bulunmasıyla başlamış ve yeraltında galeriler vasıtasıyla devam etmiştir. Özellikle hidrokarbon alanındaki güncel aramalarda yeraltında neler olduğunu anlamada bir dizi teknik kullanılmaktadır. Bazı durumlarda bu işlem bir sondaj kuyusunda aşağıda bulunan malzemeyi doğrudan örnekleme ve kaya parçalarını yüzeye getirme şeklinde olmakla birlikte, çoğu aramalarda yerin yüzlerce veya binlerce metre altındaki tabakaları incelemede doğrudan yöntemler daha az kullanılmaktadır. Bu yaklaşımlar kayaların fiziksel özelliklerinin ölçülmesini kapsar ve bu nedenle de **jeofizik yöntemler** olarak adlandırılırlar.

Yeryuvarı'nın manyetik alanındaki ve yeraltındaki kayaların yoğunluğuna göre değişen gravitedeki bölgesel değişimlerin ölçümü bazen yeraltının doğasına dair çok genel belirteçler olarak kullanılmaktadır. Bununla birlikte, yeraltı incelemesiyle ilgili ilk ayrıntılı yaklaşım genellikle bir bölgeyi kat eden sismik yansıma profillerinin oluşturulmasıdır. Bu yaklaşımlar katmanların stratigrafik ve yapısal ilişkileri hakkında bilgiler verirler ve ayrıca mevcut litolojilere dair bazı işaretler sunarlar. Bu verilerin analizi karotlu sondaj yapılacak hedef lokasyonları belirlemeye veya katmanların özelliklerinin jeofiziksel ölçümünün daha ileri düzeyde ölçümüne yardımcı olur. Amaç, farklı fasiyeslerin ve daha büyük ölçekli katmansal ilişkilerin dağılımının bir işareti de olacak şekilde yeraltı jeolojisinin resmini ortaya koymaktır. Kitabın önceki bölümlerinde konu edilen sedimentoloji ve stratigrafi ilkeleri aynı yolla uygulanmakla birlikte, Bölüm 5'de tanımlanan mostra çalışmalarından ziyade jeofiziksel veriler kullanılacaktır.

## 22.2 SİSMİK YANSIMA VERİLERİ

Yeraltı analizinde yaygın olarak kullanılan bu tekniğin temel ilkesi kayaların akustik özelliklerindeki değişimlerin olması ve bu özelliklerin önce bir dizi yapay şok dalgası üreterek ve sonra da dönen dalgaları kaydederek ortaya konabilmesidir. Bir ses dalgası yoğunluğu ve **sonik hızı** (malzemedeki ses dalgasının hızı) farklı iki katman sınırına rastladığında kısmen yansır. Malzemenin yoğunluğu ile sonik hızın çarpımına **akustik empedans** denir. İki malzemenin akustik empedansı arasında kuvvetli bir kontrast bulunduğu zaman ses dalgaları kuvvetlice yansır. Jeolojik açıdan kireçtaşı ile çamurtaşı gibi akustik özellikleri farklı iki kaya arasındaki dokanaktan ses dalgalarının kuvvetli bir yansıması söz konusudur. Genelde kristalen veya iyi çimentolanmış kayaların sonik hızı kilce zengin gözenekli litolojilerinkinden daha yüksektir.

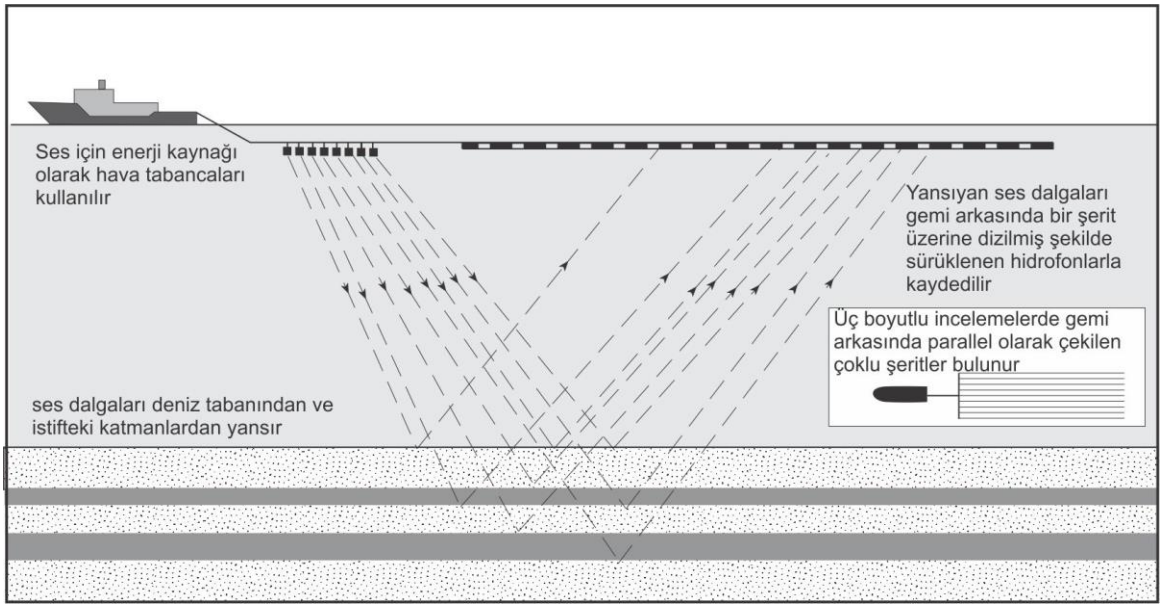
Bir ses dalgasının bir yansıtıcıya ulaşması ve yüzeye dönmesi sırasında geçen süre ölçülebilir. Buna **gidiş-dönüş zamanı** (GDZ veya TWT) denir ve yansıma noktasının derinliği ile ilişkilendirilebilir. Yansımanın şiddeti bu iki kaya biriminin akustik özellikleri arasındaki kontrast tarafından denetlenir. Bir bölgede çoklu yansıtıcılara erişen çoklu ses dalgalarını kaydetmek suretiyle yeraltının görüntüsü elde edilebilir ve sonrasında jeolojik yapı ve stratigrafi açısından yorumlanır.

### 22.2.1 Sismik Yansıma Verilerinin Elde Edilmesi

Sismik yansıma profili çıkarılması karada veya denizde yapılabilir. Bir gemi veri toplama için optimize edilmiş bir rotayı takip edebildiğinden dolayı denizdeki ölçümler genellikle daha kolaydır. Buna karşılık, karadaki ölçümlerde topoğrafya, erişim ve arazi kullanımı açısından bazı kısıtlamalar söz konusudur. Yüzeyde enerji kaynağı olarak değişik mekanizmalar kullanılmaktadır. Karada patlayıcılar kullanılabilirse de, şimdilerde şok dalgaları üretmek üzere yüzeyde belli frekanslarda titreşen bir araç veya araçlar grubundan oluşan **vibrasis** daha yaygın olarak kullanılmaktadır. Denizde ses enerjisi havayı sıkıştırarak patlayıcı bir kuvvetle serbest bırakan bir araç olan **hava tabancası** ile sağlanmaktadır. Enerjiyi 10 ile 20 saniye arasında bırakan dizi şeklindeki çoklu hava tabancalarının kullanımı yaygın bir uygulamadır. Enerjinin bırakıldığı yerde noktalar (**atış noktaları**) arasındaki yatay mesafe genellikle 12,5 veya 25 m'dir.

Dönen ses dalgaları esasen birer mikrofon olan alıcılarla kaydedilir. Bunlardan karada kullanılanlara **jeofon**, denizde kullanılanlara da **hidrofon** denir. Bu alıcıların yerleşim düzeni ölçümün iki (**2-B Ölçüm**) veya üç boyutlu (**3-B Ölçüm**) oluşuna bağlıdır. 2-B ölçümler için tek hat üzerinde 12,5 ile 25 m aralıklarla yerleştirilmiş alıcılar kullanılır. Deniz ölçümlerinde buna **şerit** denir. Şeritler 23 ile 12 km uzunlukta olabilirler. Dönen ses dalgaları bir düşey düzlem boyunca kaydedilerek uzunluğu kilometreleri bulan tek profil üretilir. 3-B ölçümlerde her biri yaklaşık 100 m aralıklı 6 ile 12 arasında paralel şeritlerden oluşan dizi grid şeklinde dağılmış bir alıcılar dizisi meydana getirmek üzere bir gemi tarafından çekilir (Şekil 22.1). Bu alıcılar yeraltında kayaların 3-B hacminden yansıtılan ses dalgalarını kaydederler. Bir 3-B ölçüm bir dizi paralel koridordan oluşan onlarca kilometre alanı kapsayabilir.

Bir sahadaki keşif çalışmalarının ilk aşamasında bölgenin stratigrafisi ve yapısına dair bir resim elde etmek üzere geniş aralıklı bir dizi 2-B ölçüm çizgisi uygulanır. 3-B ölçümler daha pahalı olup, hedef alan hakkında daha ayrıntılı bilgi elde etmek üzere incelemenin genellikle sonraki aşamalarında yapılırlar.



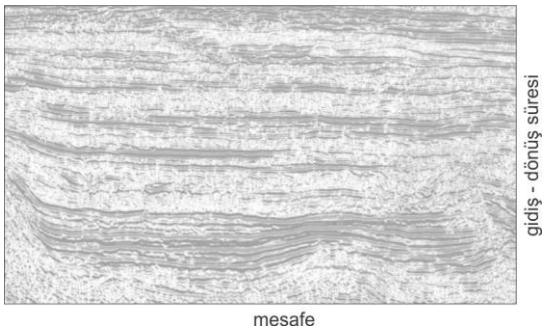

**Şekil 22.1 Denizde sismik yansıma ölçümlerinde enerji kaynağı (hava tabancası) ve tek sıra halinde ya da çoklu hatlar halindeki alıcılar bir 3-B inceleme gerçekleştirmek üzere bir gemi tarafından çekilir.**

### 22.2.2 Sismik Yansıma Verilerinin İşlenmesi

Bir patlamada her bir yansımadan elde edilen sinyaller çok zayıftır. Ancak, peş peşe yapılan atışlarla yeraltındaki her bir yansıma noktasından değişik alıcılara çok sayıda sinyal gelir. Bu sinyaller **yığma** (istifleme) adı verilen bir işlemle bir araya getirilir. Bu da sinyal gücünü büyük ölçüde arttırır. Ses dalgasının bir düşey yol boyunca geri gelmeme kuralına izin verecek bir alternatif işleme tekniği de kullanılabilir. Veri **göçü** ses dalgasının çıkış noktasından itibaren daha uzun, verev yollarının hesaba katıldığı, her yansıma noktasından dönüş için geçen zamanı ayarlama sürecidir. Bu sürecin önemli bir bileşeni gidiş-dönüş zaman verilerini metre cinsinden derinliğe dönüştürmeyi kapsar. Bu derinlik dönüşümü için profilde yorumlama için seçilen sınıra kadar tüm stratigrafik birimlerin akustik özelliklerine dair bilgiler gereklidir. Katmanların sonik hızları litoloji (22.4.1) ve derinliğe göre değişir; daha büyük derinliklerde daha fazla sıkıştırılmış katmanlara geçtikçe artar. Stratigrafik birimlerin sonik hızları sondaj kuyularında yapılan ölçümlere dayalı olarak belirlenebilir ve bu hızlar o aralık için gidiş-dönüş zamanını gerçek kalınlığa dönüştürmede kullanılır. Her bir birim için belli bir dizi adımlar şeklinde yapılması halinde yansıtıcıların bir deseni yüzeyden derinlik ölçeğinde sunulabilir.

Veri işleme tamamlandıktan sonra bir sismik yansıma ölçümüne ait sonuçlar 2-B profilde sunulduğu zaman beyaz arka plan üzerinde bir dizi koyu çizgilerden oluşan bir görüntü şeklinde sunulabilir (Şekil 22.2) (3-B ölçümlerde oluşturulan profillerde çoğu zaman renklendirme yapılır). Bu görüntüler her biri yansımaları meydana getiren akustik empedans kontrastlarının kaydı olan yakın aralıklı bir dizi düşey izin yığılmasından oluşurlar. Her bir izin sağ tarafında yüksek kontrastları temsil eden pikler siyah ile doldurulur ve bu izler yan yana konulduklarında kuvvetli empedans kontrastları (**yansıtıcılar**) profilde siyah çizgiler halinde görülürler. 3-B ölçümlerden elde edilen veriler de kayanın 3-B hacminde yakın aralıklı düşey izlere dayalı olarak birleştirilmek suretiyle görüntüye dönüştürülebilir.

Tek bir 3-B sismik yansıma ölçümünden elde edilen verilerin hacmi yüzlerce gigabayt tutabilir. Ham verilerin yeraltı jeolojisi cinsinden kolaylıkla yorumlanabilir bir şekle dönüştürülme süreci yüksek kapasiteli bilgisayarlar gerektirir. Yakın geçmişte veri derleme ve işleme tekniklerinin gelişiminde önemli bir




**Şekil 22.2 Tek bir sismik yansıma profiline örnek. Yatay ölçek mesafeyi (bu durumda yanal yönde birkaç km) işaret etmekle birlikte düşey ölçek gidiş-dönüş zamanı (yani, ses dalgasının yansıtıcıya ulaşması ve yüzeye dönmesi için geçen süre) cinsindendir. Kayanın akustik özelliklerinin bilinmesi halinde (bunlar toplam yoğunluk ile birlikte değişirler) gidiş-dönüş zamanı verisi derinliğe dönüştürülebilir.**

etmen, bu hacimdeki verileri depolama, çekip çevirme ve hızlıca işleme yeteneğine sahip ileri düzey bilgisayarların piyasaya çıkmasıdır.

### 22.2.3 Sismik Yansıma Verilerinin Görselleştirilmesi

2-B profiller genişliği tipik olarak bir metre veya daha fazla ve metrelerce uzunluktaki kâğıt üzerinde siyah-beyaz nüsha şeklinde sunulurlar. Bu sunumda ölçümün atış noktaları da işaretlenmiş olarak yatay ölçek kilometreler cinsinden verilir. Düşey ölçek baskı yapılmadan önce derinliğe dönüşüm yapılmadığı sürece gidiş-dönüş zamanını milisaniye (GDZ, ms) cinsinden gösterilir. Yansıtıcıların dağılım deseni görsel olarak değerlendirilebilir ve aşağıda tanımlandığı üzere yapılar ve stratigrafi cinsinden yorumlanır. Izgara (grid) deseni oluşturmak üzere bir dizi hat boyunca atış yapılması halinde kesişen çizgiler eşleştirilerek gridde tüm çizgiler arasında bir deneştirme yapılır.

Bir 3-B ölçüme ait verilerin görselleştirme kapsamı çok daha büyük olup, bilgisayar teknolojisinin gelişmesiyle daha da genişlemiştir. Verilerden 2-B profiller çıkarılarak ekranda düşey, yatay veya verev herhangi bir yönelimde gösterilebilir. Gerçek üç boyutlu etkiler elde etmek için ekranda perspektif görüntü şeklinde ya da 3-B izdüşüm teknolojisi kullanarak üç boyutlu görüntüler oluşturulabilir. Üç boyutlu izdüşüm tekniği yorumcunun sanki kaya hacmi içinde yüzüyormuş gibi verilerin içinde hareket etmesine ve jeolojiyi farklı perspektiflerden, açılardan ve farklı ölçeklerde görüntülemesine izin verir.

### 22.2.4 Sismik Yansıma Verilerinin Yorumlanması

Bir sismik yansıma profili ile mostra verilerine dayalı olarak çizilen bir enine kesit arasında ilk bakışta birçok ortak noktanın olduğu görülür. Kaya tabakalarına benzeyen katmanlar profilde görülebilir; uyumsuzluklar, kıvrımlar ve faylar seçilebilir ve yansıtıcıların ayrıntılı desenindeki kontrastlar bir sismik yansıma profilinde farklı kayaların tanınabileceğini gösterir. Bu özelliklerin hepsi de kayalarda görülen stratigrafik ve yapısal özelliklerle gerçekten ilişkili olabilmesine rağmen, önemli birtakım farklılıklar olmasından dolayı kıyaslama ve yorumlamaların dikkatlice yapılması gerekir.

Birincisi ölçekle ilgili sorudur. Yüzlek ile çalışan bir jeolog kalınlığı santimetre ile metreler arasında değişen tabakalar görmeye alışkın olup, onlarca-yüzlerce metre genişlikteki bir alan büyük ölçekli olarak düşünülür. Bir sismik yansıma profilinde düşey ölçek çözünürlüğü ses dalgalarının dalga boyu ile ilişkili olup, elde edilebilen en iyi çözünürlük 15 m'dir. Buna göre, yansıtıcılar vasıtasıyla tanımlanan birimler bireysel tabakalar olmayıp, bir tabakalar destesidir. İstifte derin kısımlardan yansıyan ses dalgalarının enerjisi düşük olup, derinlikle birlikte bir çözünürlük düşüşü söz konusudur. Daha sığ katmanlardaki ayrıntılar yeraltında birkaç bin metre gömülü kayalardakine kıyasla daha açık bir şekilde görülür.

İkincisi, aralarında bir akustik empedans farkı olmadıkça iki kaya birimi arasındaki dokanak sismik profilde gözükmez. Kalın bir kumtaşı ile bir çakıltaşı arasındaki sınır bir mostrada kolaylıkla görülebilir ise de, aynı akustik özelliklere sahip olmaları halinde aralarındaki dokanak bir yansıtıcı olarak görülemez. En bariz yansıtıcılar çamurtaşı ile iyi çimentolanmış bir kireçtaşı, bir bazalt lavı ile bir kumtaşı veya halit üzerine gelen bir anhidrit gibi tabakalar arasındaki dokanaklar tarafından üretilir.

Üçüncüsü, profil üzerindeki geometriyi gerçek yeraltı ilişkilerine dönüştürmeye çalışan işleme teknikleri artan derinlikle birlikte daha etkisiz hale gelir. Yansıtıcıların görece yatay konumları gerçek lokasyon doğru gösterilemeyecek şekilde saptırır ve açısal ilişkiler de doğru değildir. Bu nedenle, sismik yansıma profilleri

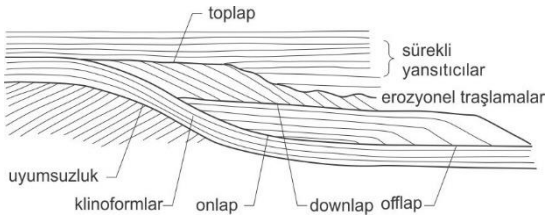
üzerindeki stratigrafik ve yapısal yorumlamaların her ikisi de bu potansiyel sapmalar göz önüne alınarak dikkatlice yapılmalıdır.

### 22.2.5 Sismik Yansıma Profillerindeki Stratigrafik İlişkiler

Profillerdeki yansıtıcıları izlemek suretiyle yüzlerce-binlerce metre ölçeğindeki katmansal ilişkileri belirlemek mümkündür (Şekil 22.3). Bunlar izlenip işaretlendiği zaman profilde görüntülenen tüm kayalar istifinin yorumlanması için bir çerçeve oluşur.

#### Devamlı Yansıtıcılar

İyi tanımlanmış bir yansıtıcı akustik empedansı farklı iki katman arasındaki sınırı ifade eder. Bunun kilometrelerce devamlı olması için litolojik özelliklerdeki aynı derecedeki değişimin yanal yönde devam etmesi gerekir. Sedimenter istiflerde litolojideki değişimler çökelme ortamındaki değişimlerden ileri gelir ve çökelme ortamında geniş yayılımlı bir değişim de deniz seviyesindeki ya da sediment tedarikindeki değişim gibi olayların bir sonucu olabilir. Meselâ, deniz seviyesinde bir yükselim çok geniş bir alanda kumlu sığ su çökellerinin yerini çamurlu daha derin su çökellerinin almasına neden olabilir. Benzer geniş ölçekli bir değişim de bir karbonat şelf ortamı çamurla istila edildiği zaman çökelen litolojinin kireçtaşından çamurtaşına değiştiği zaman gelişebilir. Daha derin sularda daha çamurlu türbiditler üzerindeki kumlu bir deniz altı yelpaze lobu da oldukça geniş bir alandaki depolanma şeklini işaret edebilir. Bu nedenle, devamlı yansıtıcılar havzadaki çökelimde önemli ve geniş yayılımlı değişimleri işaret eden kılavuzlar olarak görülebilir. Bu sebeple, belirgin yansıtıcılar havza dolgusu bir istifte çoğu zaman eş yaşlı yüzeyleri temsil eden zaman çizgileri olarak değerlendirilirler. Stratigrafik ilişkilerin karmaşık olduğu yerlerde ya da yansıtıcıların birleştiği yerlerde bu varsayımda bulunurken yine de dikkatli olunmalıdır. Fasiyeslerin geri çekilmesiyle (23.1.6) sonuçlanan transgresyon gibi olaylar anlık olmadıklarından dolayı çökelme ortamındaki değişimler genellikle geniş zaman aralıklarında oluşurlar.




**Şekil 22.3 Sismik yansıma profillerinde yansıtıcı desenleri ve yansıtıcı ilişkileri.**

#### Klinoformlar

Sismik yansıma profillerinde katmansal desteleri sınırlayan eğimli yüzeylere klinoformlar denir (Mitchum vd., 1977). Daha derin suya doğru büyüyen sediment paketlerinin ilerlemeli geometrisini işaret eden bir desen sergilerler. Delta cephelerinde (özellikle kumlu veya çakıllı deltalarda: 12.4.4), kırıntılı şelf kenarlarında ve karbonat ortamlarında birkaç derece eğimli depolanma yamaçları gelişir; bir resif önünün eğimi 25° veya daha fazla olabilir. Sismik yansıma profilinde görülen klinoformun açısı her zaman gerçek depolanma geometrisini göstermeyebilir. Ayrıca, bazı durumlarda bu açı kompaksiyon yoluyla büyütülebilir. Kumtaşının başlangıçtaki gözenekliliği çamurtaşınınkinden çok daha düşük olup, gömülme durumunda daha az sıkışır. Buna göre, kumtaşından çamurtaşına derecelenen birimler sıkışma sonunda giderek incelme eğilimi gösterirler ki bu da büyük ölçekte eğimli bir yüzey ile sonuçlanır.

#### Uyumsuzluklar

Bir uyumsuzluk yüzeyi, etrafında akusitk empedans açısından bir kontrast meydana getirebilecek bir litolojik değişim sergilemediği sürece bir yansıtıcı olarak temsil edilemez. Çoğu durumlarda bir sismik yansıma profili içindeki bir uyumsuzluk (nispeten devamlı yansıtıcıların sona erdiği yansıtıcı olan) **yansıtıcı sonlanımları**n varlığı ile tanınır (Mitchum vd., 1977). Bazı sonlanmalar uyumsuzluklarla ilişkili olmayıp (bkz. aşağıda), katmansal destelerin şekillerinden kaynaklanırlar. Sedimenter kayıtta uyumsuzluklar ile temsil edilen kesiklikler çoğu zaman stratigrafideki zaman çizgileri olarak düşünülürlerse de, bir uyumsuzluk gerçekte belli bir zaman aralığındaki bir dizi olayı da temsil edebilir. Aşınma ile aşınmayı takip eden dönemde aşınma yüzeyi üzerine çökelme arasında uzun bir zaman geçmiş olabilir ve bir seferde uyumsuzluğun her yerinde çökelme gerçekleşmemiş de olabilir (bkz. aşağıda 'onlap').

**Erozyonel Kesme**

Kesme yüzeyinin kestiği katmanlarla yaptığı açının yüksek olması durumunda erozyonel kesmelerin tanınması nispeten kolaydır (Şekil 22.3). Tabaka destelerinin karada veya deniz altında aşınması sonucunda oluştukları kabul edilir ve en belirgin oldukları yerler de altlarındaki tabakaların aşınmadan yükseldiği ya da eğildiği yerlerdir. Deniz seviyesinin düşmesini takiben bir akarsu vadisinin şelf katmanlarını oymasıyla oluşan bir kesme yüzeyi tanınabilir ise de, oymanın sadece birkaç on metre düzeyinde ve dolayısıyla sismik profillerde yakalanabilir olması durumunda mümkündür. Düşük açılı erozyonel kesmelerin tanınması zordur.

**Onlap**

Bu ilişki havza kenarında veya içinde belirgin bir topoğrafyanın olduğu yerlerde gelişir. Yansıtıcılar daha genç katmanların ardıl biçimde alttaki birimi üzerlediği ve bazen de tamamen örttüğü katmansal destelerin bu topoğrafyaya yaslandığını işaret eder. Bu tür geometriler topoğrafyanın tamamen suya gömülmesiyle oluşabilir. Onlap ilişkileri zamanda çoklu olayları temsil eden uyumsuzluğa bir örnektir. Aşınma alttaki birimin tepesinde devam ederken yüzeyin alt kesiminde çökelme devam ediyor olabilir ve bu uyumsuzluğun yukarısındaki çökelme bariz bir şekilde tepede tabandakinden daha sonradır.

**Downlap**

Bu terim aşağıya doğru yatay bir düzlemde sonlanan eğimli yüzeyleri tanımlamada kullanılır. Her ne kadar resif önü yamaçlar (15.3.2) ve Gilbert tipi deltalar (12.4.4) istisnalar olsalar da, çok eğimli katmanlar fazla yaygın olmadığından, bu geometrik ilişki küçük ölçekli bir mostrada nadiren görülür. Bazı sismik yansıma profillerinde görülen downlap yüzeyleri yansıtıcıların daha kalın kumtaşı tabakalarının daha uzaklarda daha ince çamurtaşı birimlerine geçtiği yerlerde klinoform yamacın tabanına karışmasından ileri gelebilir.

**Toplap**

Üst yüzeyleri bir yatay yüzeyle sonlanan eğimli yansıtıcılar toplap olarak tanımlanan bir desen oluştururlar (Şekil 22.3). Bu ilişki havzaya doğru birikme olmadan ilerleyen sediment paketlerinden oluşan bir istif bulunan yerlerde gözlenir.

**Offlap**

Bu ilişki yansıtıcı sonlanmasından ziyade bir yansıtıcılar desenini işaret eder. Offlap havzanın yukarısına ve dışına doğru biriken katmansal desteler desenidir (Şekil 22.3).

### 22.2.6 Sismik Yansıma Profillerindeki Yapısal Özellikler

Bir fay bir sismik hatta çoğu zaman bir yansıtıcı olarak görülmez. Fay boyunca bir akustik empedans kontrastı olması durumunda bile, yansıyan ses dalgaları yüzeye büyük açılarla döndükleri ve kaydedici diziler tarafından seçilmediklerinden dolayı, çok eğimli yapılar olağan sismik ölçümlerle çok iyi görüntülenemezler. Faylar normalde devamlı yansıtıcılarındaki yer değiştirmeler vasıtasıyla tanınırlar. Fayın her bir tarafında belirgin bireysel yansıtıcıların tanınabilmesi durumunda yer değiştirmenin yönü ve miktarı belirlenebilir. Kıvrımlar sismik profillerde teşhis edilebilir. Ancak, çok eğimli kanatlar fayların durumunda açıklandığı gibi çok iyi görüntülenmezler. Sismik yansıma profillerinde görüntülenen tabakaların veya fayların açıları her zaman gerçek geometriler değildirler ve dikkatli şekilde yorumlanmalıdırlar.

### 22.2.7 Sismik Fasiyesler

Sismik yansıma profillerinde yansıtıcı desenlerinin özelliklerinden hareketle kaya türü ve çökelme fasiyesleri hakkında bir ön yorumlama yapılabilir (Mitchum vd., 1977; Friedman vd., 1992). Bir örnek olarak, devamlı yansıtıcılar deniz seviyesi değişimlerinden etkilenen bir şelf ya da deniz altı yelpaze loblarının periyodik ilerlemesini içeren bir derin havza gibi periyodik değişimlerle birlikte nispeten duraylı bir ortamı çağrıştırırlar. Karasal ortamlarda akarsular rota değiştirirken yanal fasiyes desenleri karmaşık olma eğilimi gösterir. Geniş yayılımlı yüzeyler çok yaygın
değildir ve sonuçta süreksiz yansıtıcı desenleri oluşur.

Bazı litolojiler paralel yansıtıcıların yokluğuyla karakterize edilirler. Meselâ, tuz ve diğer evaporitler ‘kaotik’ desen (rasgele yansıtıcılar) veya ‘saydam’ desen

(içsel yansıtıcıları olmayan) gösterme eğilimindedirler. Metamorfik veya magmatik bir temel genellikle düzenli yansıtıcılar içermezler. Yansıtıcılar ile sınırlanan birimlerin geometrisi de çökelme ortamı hakkında ip uçları verebilir. Haliç çökellerinin veya fluvyal çökellerin altında vadi dolgusu ile sınırlı bir erozyonel kırpma yüzeyi bulunabilir. Büyük resifler morfolojileri ve kaotik ile saydam yansıtıcıları sayesinde seçilebilir.

Bir profilde bazı birimlerin karakteri litoloji ve fasiyese dair bazı bilgiler verse de, görüntülenen istifte sondaj yapılması durumunda katmanların kaya birimlerinin stratigrafisi açısından yorumlanması güvenli bir şekilde yapılabilir. Sonra da sismik fasiyesler kuyuda karşılaşılan kaya birimleri ile ilişkilendirilebilir.

### 22.2.8 Üç Boyutlu Verilerin Yorumlanması

3-B sismik yansıma verilerinin küpleri ve bu verilerin işlenmesi ve analiz edilmesi konusunda bilgisayarların geldiği nokta yorumlamaların 2-B profillerin tek başına kullanımında erişilen düzeyden çok daha ileriye götürülmesini sağlamıştır. Meselâ, yatay dilimleme teknikleri ile flüvyal ve haliç paleovadileri gibi erozyonel kırpmalar ve resifler gibi pozitif özelliklerin teşhis edilmesi ve şekillerinin belirlenmesi mümkün olmuştur. Benzer şekilde, temel ile havza dolgusu arasındaki dokanağın tüm alanda tespit edildiği durumda temel derinliği bir harita olarak gösterilebilir. Belli bir birimin kalınlığındaki değişimler o birimin veri küpü içindeki tavan ve tabanının konumu hakkındaki bilgilerden hareketle bir harita şeklinde gösterilebilir.

3-B veriler geometrik ilişkilere dair bilgiler vermenin yanında kaya veya akışkan özelliklerinin mekansal değişimleri hakkında da bilgiler sağlar. Buna bir örnek, tek bir yansıtıcının küp içinde izlenebilmesi ve şiddetinin haritalanabilmesidir. Şiddetteki değişimler bir kumtaşı tabakasının bir kısımda daha çamurlu olması ve dolayısıyla üstteki çamurtaşı ile daha az kontrast göstermesi gibi litolojik değişimlerle ilişkilendirilebilir. Bir tabakanın akustik özellikleri hem litolojiye hem de gözeneklerdeki akışkana bağlı olduğundan, mevcut akışkana dair bir değerlendirme de yapılabilir. Gazların gözenekleri doldurduğu alanlar bu yaklaşım sayesinde petrol veya su bulunduran kayalardan ayırt edilirler.

3-B sismik veri küplerinin işlenmesiyle elde edilen olanaklar çok geniş olmakla birlikte, yorumlamaların sonuçta sondaj kuyularından elde edilen litolojik veriler ile teyit edilmesi gerekir (bkz. aşağıda). Bununla birlikte, bu teknikler stratigrafik birimlerin tek başına mostra verilerinden nadiren (o da varsa) yakalanan üç boyutta değerlendirmeyi mümkün kılmaktadır. Bu sayede sedimenter havzaların büyük ölçekli stratigrafisi ve yapısının anlaşılmasında ilerlemeler sağlanmıştır.

## 22.3 KUYU STRATİGRAFİSİ VE SEDİMENTOLOJİSİ

Sismik yansıma profillerinin yorumlanması yeraltında bulunan stratigrafik ve yapısal ilişkiler için bir model sağlar. Bu kaynaklardan elde edilen veriler yeraltı litolojisine ait bazı bilgiler sağlasa da, jeolojik resmin tamamı ancak litoloji ve fasiyes bilgilerinden elde edilebilir. Bu da istif boyunca kuyular açarak ya kayalardan numune alma ya da kaya özelliklerinin ayrıntılı ölçümlerini alan jeofiziksel araçlar kullanmakla mümkündür. Bir sondaj kuyusu açıldığı zaman yeraltından çok değişik yollarla bilgi derlenebilir. Bu yöntemler aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

### 22.3.1 Kuyu Kırıntıları

Derin bir kuyunun delinmesi sırasında matkabın soğutulması, kesilen kaya parçalarının (kırıntıların) uzaklaştırılması ve yeraltındaki formasyon akışkan basınçlarına karşı koymak amacıyla kuyu aşağı bir akışkan basılır. Gözenekli ve geçirgen tabakalarda hapsolan akışkanlar (su, petrol ve gaz) üstte bulunan kayaları ağırlığından dolayı basınç altında olacak; bu basınca karşı koyacak bir mekanizma bulunmadığında kuyudan yüzeye çıkmaya çalışacaklardır. Bu nedenle, sondaj sıvısı genellikle su veya petrol ile karıştırılmış bir tozdan oluşan ve akışkana yüksek yoğunluk veren bir 'çamur'dur. Barit mineralinin özgül ağırlığının 4,48 olmasından dolayı çoğu zaman toz barit ($BaSO_4$) kullanılır. Yeraltındaki formasyonlardaki basıncı dengelemek için sondaj çamurunun yoğunluğu değiştirilir.

Sondaj çamuru **sondaj tiji** içinden kuyuya basılarak tekrar yüzeye dönmesi sağlanır. Yoğun ve viskoz bir sıvı olmasından dolayı beraberinde kırıntıları yukarı taşır. Kırıntılar çamurdan bir elek ile filtrelenir ve delinen katmanların kaydını tutmak üzere yıkanır. Bu kırıntılar tipik olarak 1-5 mm boylarında olup, yüzeyde sondaj

çamurundan ayıklanır. Bu sondaj yongalarının litolojisinin kaydedilmesiyle (**çamur loglaması**) kuyuda geçilen katmanlardaki kaya türleri hakkında bilgi elde edilir fakat sedimenter yapılar gibi ayrıntılar korunamaz. Kırıntılardan foraminiferler, nanofosiller ve palinomorflar (20.5.3) gibi mikro fosiller elde edilerek biyostratigrafik analizlerde kullanılabilir. Çamurun kuyudan yukarı çıkışı sırasında farklı katmanlara ait kırıntılarla genellikle belli bir derecede karışma ihtimali vardır. Buna göre, en önemli olan, bir litoloji veya fosilin görüldüğü ilk derinliktir.

### 22.3.2 Karot

Bir sondaj matkabı bir kayayı halka şeklinde keserek ortadaki silindirik kısmı (**karot**) daha sonra yüzeye çıkarabilecek şekilde tasarlanabilir. Karot alınan sondajda delme işlemine ara verilerek alınan karot içi boş bir tij içinden katoriyer ile yüzeye getirilir. Karotun her bir kısmı yüzeye getirildikçe karot sandığına yerleştirilir ve alındığı derinlikler etiketlenir. Karot verimi çoğu zaman yüzde yüz değildir. Delinen derinliğin sadece bir kısmı korunabilir ve karotlar delgi sırasında kırılabilir. Karot daha sonra genellikle düşey olarak kesilerek düz yüzeyli bir kaya dilimi elde edilir. Delinen kuyunun çapına bağlı olarak bunun boyutu da tipik olarak 90 mm ile 150 mm arasındadır. Bu şekilde kesilen karotlar mevcut litolojiler, küçük ölçekli sedimenter yapılar ve makro ile iz fosiller hakkında hatırı sayılır bilgiler sağlarlar.

Petrol ve gaz aramaları ile hidrokarbon üretimi için kuyu geliştirmelerinde karotlar sismik yorumlamalara göre olası kaynak kayalar veya (daha da önemlisi) rezervuar kayaları olarak tespit edilen kısımları olan **hedef horizonlar** boyunca alınırlar. Karotlar genellikle stratigrafinin sadece bu kesiminden alınırlar. İstifin kalan kısmı jeofiziksel loglama yöntemlerine dayalı olarak yorumlanmalıdır (22.4). Bununla birlikte, kaya birimlerinin özelliklerinin farklı litolojiler arasında ayrım yapmaya izin vermeyen loglama yöntemlerinde meydana gelebildiği üzere, sadece jeofizik bilgiler kullanılarak tatmin edici düzeyde yorumlanamayan istiflerde devamlı karotlar alınabilir.

Petrol ve gaz aramalarının aksine, kömür ve maden aramalarında normalde tüm kuyu karotlanır. Karot çapı çoğu zaman küçük olup, sadece 40 mm civarındadır ve karotlar düşey olarak ortadan yarılamaz (Şekil 22.4). Karotun küçük boyutu ve eğrisel yüzeyinden dolayı sedimenter yapıların tanınması petrol ve gaz aramalarındaki olağan, daha büyük çaplı ve ortadan yarılmış karotlardakine kıyasla daha zordur fakat devamlı karotlama delinen istifin düşey yönde iyi bir şekilde loglanmasını sağlar.

### 22.2.3 Karot Loglaması

Sedimenter kayalardaki ayrıntıların karotlara dayalı olarak kaydedilme işlemi arazide mostra veren bir istifin grafik sedimenter logunu çıkarmaya çok benzer. Karot



**Şekil 22.4 Kuyudan alınarak yüzeye getirilen karotlar yeraltı katmanları hakkında bilgiler sağlarlar.**

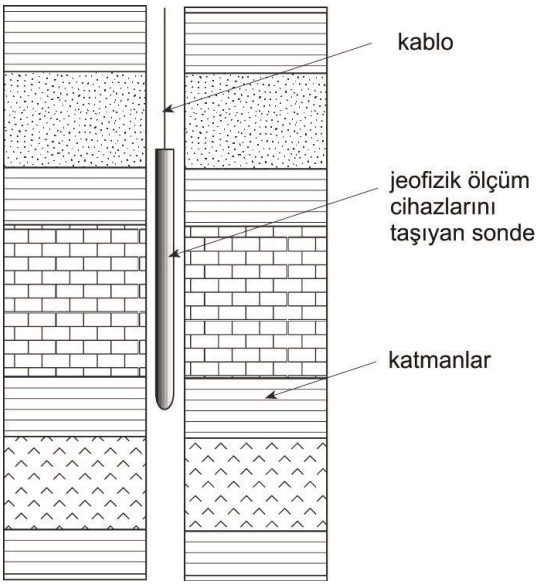
loglama föyleri şekil ve kapsam itibariyle arazide loglama föylerine (Şekil 5.3) benzer ve aynı tür (litoloji, tabaka kalınlığı, tabaka sınırları, sedimenter yapılar, biyojenik yapılar vs.) bilgiler kaydedilir. Ölçek genellikle 1:20 veya 1:50'dir. Karotlardan katmanlara ait bilgilerin kaydedilmesi birçok yönden arazideki tanımlamadan daha kolaydır. Karot veriminin iyi olması durumunda daha ince taneli litolojiler de dâhil olmak üzere istifin hemen hemen tamamı kayıt altına alınır. Arazide çamurtaşlarının bozuşmuş olması genellikle daha iri taneli tabakalara göre daha az korunmuş oldukları anlamına gelir fakat, her ne kadar karotlama sırasında ince taneli tabakalar daha çok kırılırlarsa da, bu durum karotlarda daha önemsiz bir problemdir. Karot alımında başlıca sınırlamalar karot çapıyla ilgilidir. Tabakaların yanal geometrisini görmek ve kanallar gibi özellikleri teşhis etmek mümkün değildir. Büyük sedimenter yapıların sadece bir kısmı görülebilir. Diğer taraftan, karotun kesilmiş düz yüzeyinde kırışıklık ölçeğindeki özellikler kolaylıkla görülebilir. Paleoakıntı verileri sedimenter yapılardan sadece delme süreci sırasında karotun yöneliminin kaydedilmesi durumunda elde edilebilir ki, bu da her zaman mümkün değildir. Karot ile mostra arasında önemli diğer bir fark, jeoloğun karot sandıkları üzerinde belki de bazen daha elverişli bir ortamda çalışma avantajıdır.

Karotların tamamı tabakalanmaya dik olmaz. Tabakaların eğimli olması durumunda karotlar tabakalanmayı bir açıyla keser. Buna göre, tüm tabaka sınırları ve sedimenter yapılar karotlarda eğimli olarak görülürler. Petrol ve gaz çıkarmada kuyu geliştirme aşamasında delme işlemi çoğu zaman yatay yön de dâhil olmak üzere herhangi bir açıda önceden belirlenmiş yönelimlerde (eğik sondaj) yapılır. Bu nedenle, eğimli ya da yataya çok yakın karotların yorumu için kuyunun eğim açısının bilinmesi gerekir.

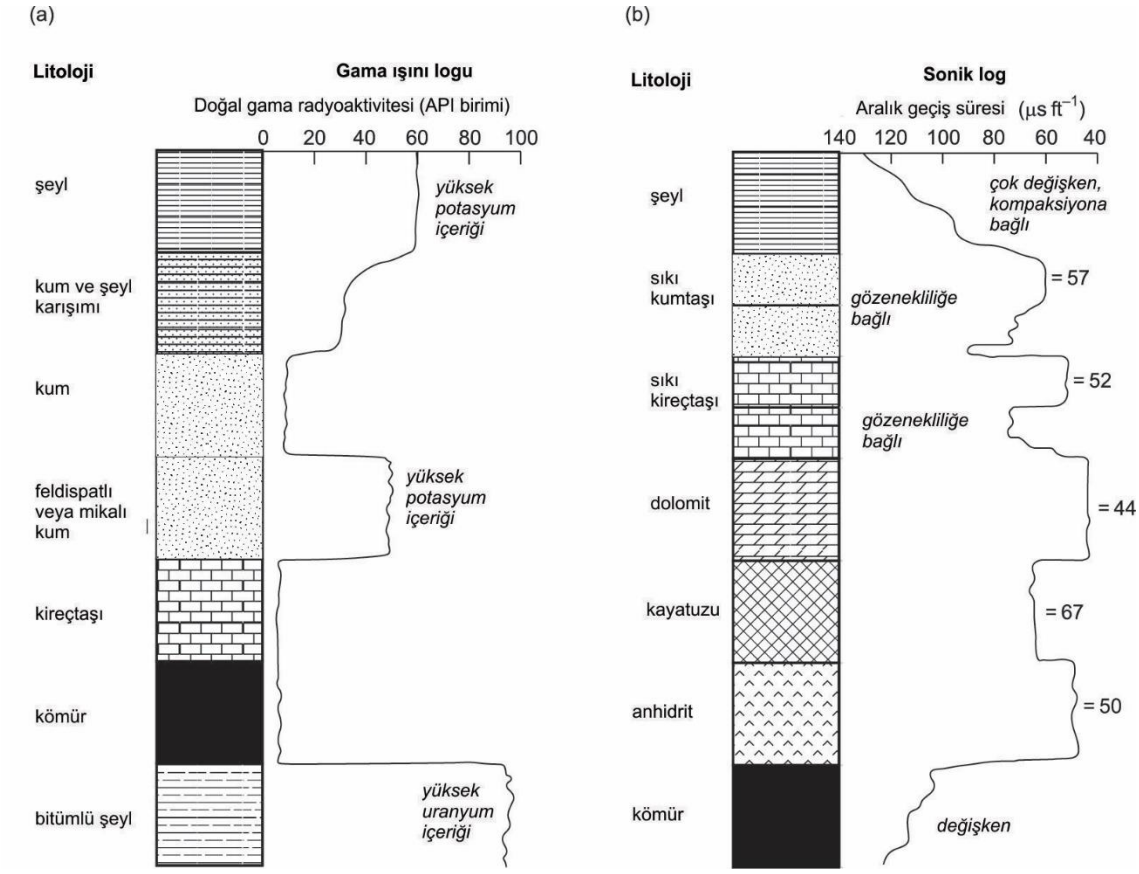
## 22.4 JEOFİZİK LOGLAMA

Kayaların fiziksel ve kimyasal özelliklerini ölçmek üzere geliştirilmiş, kuyu içine sarkıtılarak ölçüm alınan çok sayıda değişik **jeofizik loglama araçları** vardır. Bu aletler **sonde** adı verilen bir düzenek üzerine monte edilerek, sondaj takımı kuyudan çekildikten sonra kuyuya bir **kablo** marifetiyle indirilirler. Bu aletlerle yapılan ölçümler sonde yukarı doğru çekilirken yüzeyde kaydedilir (Şekil 22.5). Alternatif bir teknik de, loglama aletinin sondaj matkabı gerisine monte edilmesi ve ölçümlerin delgi devam ederken alınmasıdır.

Jeofizik loglama aletleri formasyonların **petrofiziksel** özelliklerini (kayaların ve içerdikleri akışkanın fiziksel özelliklerini) kaydedenler ve sedimentolojik bilgi sağlayan jeolojik aletler olmak üzere iki geniş kategoriye ayrılabilir. Tüm verilerin yorumlanması işlemine çoğu zaman **formasyon değerlendirmesi** denir. Formasyon değerlendirmesi yeraltındaki formasyonların doğasının ve özelliklerinin tanımlanması işlemidir. Bu aletler hakkında bazı özet bilgiler aşağıda verilmiş olup (bkz. ayrıca Şekil 22.6) daha ayrıntılı bilgiler için Rider (2002) gibi kaynaklara müracaat edilebilir. Bu aletlerin birçoğu günümüzde bir başkasıyla beraber kullanılmakta ve kum:çamur oranı, gözeneklilik, geçirgenlik ve hidrokarbon doygunluğu gibi birleşik çıktı sağlamaktadır.




**Şekil 22.5 Jeofizik aletler normalde bir kablo ucundaki bir sonde üzerine monte edilmiş olup, kayıtlar sondenin hareketi sırasında alınır.**




**Şekil 22.6 a) Gama ışını loglama aleti ile elde edilen bilgiye dayalı litoloji tanımlaması. b) Sonik log ile elde edilen verilerden litoloji ve gözeneklilik tanımlaması (Rider, 2002'den).**

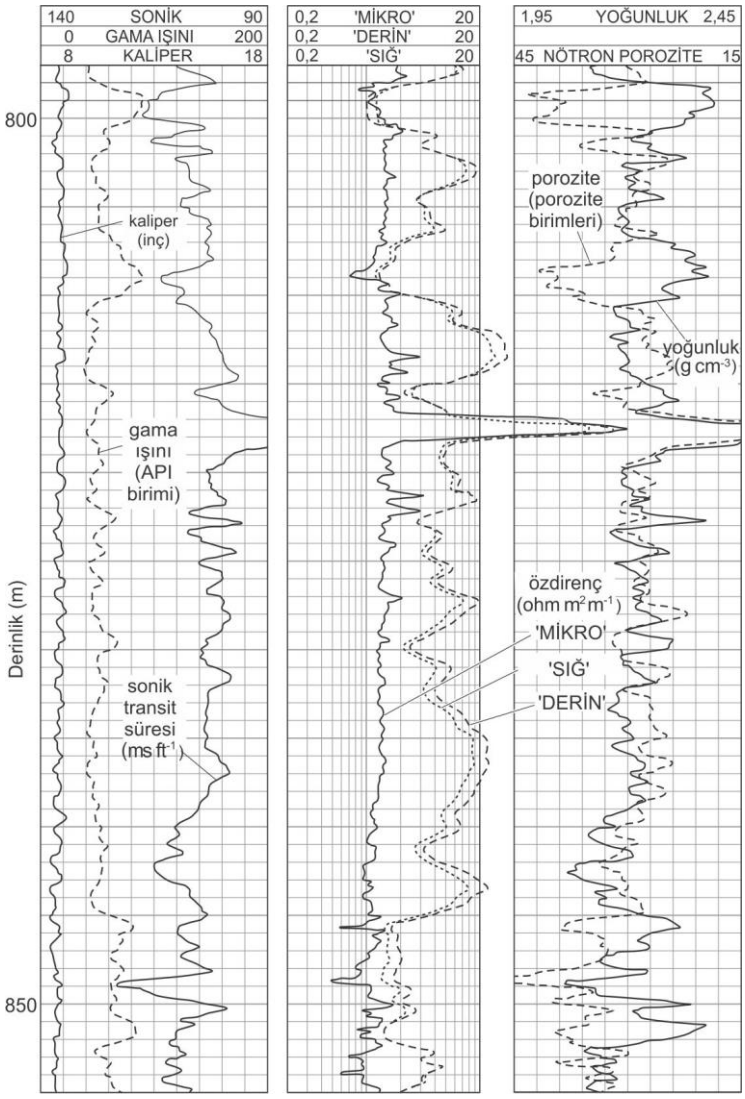
### 22.4.1 Petrofiziksel Loglama Araçları

#### Kaliper Logu

Kuyu çapı başlangıçta matkap boyutu ile belirlenmekle birlikte, geçilen formasyonların litolojik özelliklerine ve geçirgenliğine bağlı olarak değişebilir (Şekil 22.7). Çamurtaşı gibi daha az dayanımlı litolojilerde kuyu duvarı göçük yaparak ve kuyu çapında anormal bir genişlemeye neden olabilir. Kaliper logu ile sondaj çamuru birikmesi sonucunda kuyu çapının **çamur kabuklaşmasıyla** (mud cake) daraldığı kesimler de tespit edilebilir. Çamur kekleri sondaj çamurunda askıdaki katı maddelerden oluşur ve gözenekli ve geçirgen tabaka seviyelerinde oluşur. Bu kesimlerde sondaj sıvısı formasyon içine nüfuz ederek kuyu cidarında çamur bırakır.

#### Gama Işını Logu

Bu alet ile kayalarda potasyum, uranyum ve toryum izotoplarının çürümesinden gelen doğal gama ışıması kaydedilir. Bu aleti kullanmada asıl amaç yüksek miktarda potasyum içeren ve dolayısıyla doğal radyoaktivitesi yüksek olan çamurtaşları ile her ikisi de normalde radyoaktivitesi düşük olan kumtaşları ile kireçtaşlarını ayırt etmektir. Gama ışını logu çoğu zaman kırıntılı bir istifteki '**kum:şeyl oranını**' belirlemede kullanılır (petrofiziksel amaçlar açısından tüm çamurtaşlarının 'şeyl' olarak adlandırıldığına dikkat




**Şekil 22.7 Jeofizik loglama aletleriyle elde edilen değişik loglar.**

ediniz). Bununla birlikte, mika, feldispat, glokonit ve bazı ağır minerallerin de radyoaktif olduğu ve bu minerallerce zengin kumtaşlarının gama ışını loglaması ile çamurtaşlarından her zaman ayrılamayacağı belirtilmelidir. Uranyum çoğu zaman organik madde ile birlikte bulunduğundan, bu loglama aracı ile organik maddece zengin kayalar da tespit edilebilir. Organik madde içeriği yüksek çamurtaşları için bazen yüksek doğal radyoaktivitelerinden dolayı '**sıcak şeyller**' (**hot shales**) terimi kullanılır. **Spektral gama ışını logu** kil minerallerine ait sinyalleri organik madde ile ilişkili radyoaktiviteden ayırt edecek şekilde potasyum, toryum ve uranyumdan kaynaklanan radyoaktiviteyi ayrı ayrı kaydeder.

### Özdirenç Logları

**Özdirenç loglama** araçları kayaların ve gözeneklerdeki akışkanın elektriksel iletkenliğini ölçmede kullanılan bir dizi aletsel bileşenden oluşur. Sondenin bir ucundan verilen elektrik akımı kuyu

cidarında kayalardan geçirilerek sondenin diğer ucunda ölçülür. Yapılarında yüklü iyonlar bulunan killer (2.4.3) hariç, çoğu mineraller kötü iletkendir. Hidrokarbon ve tatlı suyun elektriksel iletkenliği düşük fakat tuzlu yeraltı suyunun elektriksel iletkenliği yüksek olduğundan, özdirenç ölçümleri gözenek sıvılarının bileşimi hakkında bilgiler sağlar. Özdirenç loglama aletleri genellikle kuyu cidarından farklı mesafelerdeki özdirenci ölçebilecek şekilde yerleştirilir. Bir **mikroözdirenç** loglama aleti kuyu duvarındaki özellikleri kaydeder. 'Sığ' bir loglama aracı kısa mesafedeki bilgileri derlerken, 'derin' loglama düzeneği de kuyudan çok uzaktaki formasyondan geçen akımı kaydeder (bunlara bazen **latere loglar** denir). Kuyu duvarından farklı mesafelerdeki okumaların karşılaştırılmasıyla sondaj çamurunun formasyona ne kadar nüfuz ettiğine ve dolayısıyla formasyonun geçirgenliğine dair bilgiler elde edilir. **İndüksiyon logları** elektriksel özellikleri akıma indüksiyon uygulamak suretiyle dolaylı olarak ölçen özdirenç loglama araçlarıdır.

**Sonik Log**

Bir formasyonun ses dalgası hızı bir kaynakta oluşturulan sesin kayalardan geçerek yakındaki bir kuyuda bulunan alıcı mikrofona ne kadar sürede ulaştığının ölçülmesine dayalı olarak belirlenir. Sonik log iki etmene bağlıdır. Birincisi, yoğunluğu yüksek malzemeler sesi daha hızlı iletirler. Meselâ, kömür yoğunluğu düşük bir madde, bazalt yoğunluğu yüksek bir kaya ve kumtaşları ile kireçtaşları da orta düzeyde yoğunluktaki kayalardır. İkincisi, formasyonun gözenekli olması durumunda toplam yoğunluk ve dolayısıyla sonik hız azalır. Buna göre, litolojinin bilinmesi durumunda gözeneklilik hesaplanabilir; tersi de doğrudur. Bu aletle belirlenen hızlar sismik yansıma profillerinde derinlik dönüşümünde kullanılabilir.

**Yoğunluk Logları**

Bu aletlerin çalışma prensibi bir kaynaktan gama ışını yayma ve formasyondan geçerek gelen ışımayı kaydetme şeklindedir. Dönen radyasyon miktarı ışın bombardımanına maruz kalan malzemenin elektron yoğunluğuyla orantılı olup, bu da formasyonun genel yoğunluğu ile orantılıdır. Litolojinin bilinmesi durumunda yoğunluk artan gözeneklilik ile birlikte azalacağından dolayı gözeneklilik hesaplanabilir. Bu nedenle, bu aletin uygulaması sonik loglama aletine benzer.

**Nötron Logları**

Bu loglama yönteminde bir kaynaktan nötronlar yayılır ve bir alıcı da dönen nötronların enerjisini ölçer. Nötronlar benzer kütleli parçacıklarla (bir hidrojen çekirdeğiyle) çarpıştığında enerji kaybederler. O nedenle, bu loglama aleti formasyonun hidrojen konsantrasyonunu etkin biçimde ölçer. Hidrojen çoğu zaman kayanın gözeneklerinde petrol veya su olarak mevcuttur (ikisinin de hidrojen iyonu konsantrasyonu yaklaşık aynıdır). Buna göre, nötron logu formasyonun gözenekliliğine dair bilgi sağlar. Bununla birlikte, kil minerallerinin yapısında da hidrojen iyonları bulunur. O yüzden, bu loglama aleti çamurtaşları veya çamurlu kumtaşları ile kireçtaşlarının gözenekliliği açısından güvenilir değildir.

**Elektromanyetik Yayılma Logları**

Formasyon sıvılarının dielektrik özellikleri bu aletle ölçülür. Mikrodalga vericileri formasyona bir elektromanyetik pals verir ve alıcılar da palsın sönümlenme miktarını ölçerler. Ölçümler formasyonun dielektrik sabitiyle ve dolayısıyla da formasyonda mevcut suyla ilişkilidir. Bu nedenle, gözenekli formasyonlarda petrol ile su bu alet ile ayırt edilir.

**Nükleer Manyetik Rezonans Logları**

Olağan gözeneklilik tayin teknikleriyle gözeneklerin boyutları ya da bu gözeneklerden akışkanın ne kadar kolay uzaklaştırılabileceği hakkında bilgi elde edilemez. Kılcal etki ile tanelerin yüzeylerine bağlanan sıvılar kolaylıkla uzaklaştırılamaz. Dolayısıyla, üretim için çekilebilir sıvılar değildirler. Ayrıca, gözeneklerin küçük olması durumunda formasyon daha çok sıvıyı bağlayacaktır. Nükleer manyetik rezonans (NMR) aleti su ve hidrokarbonlardaki hidrojen çekirdeklerini polarize eden kuvvetli bir manyetik alan üretme şeklinde çalışır. Manyetik alan kapatıldığında hidrojen çekirdekleri rahatlayarak önceki durumlarına dönerler fakat tane yüzeyleri ile etkileşimde oldukları zaman rahatlama süreleri uzar. Rahatlama periyodu sırasında üretilen elektromanyetik 'eko'nun ölçümü sıvının ne kadarının 'serbest' ve ne kadarının da tane yüzeyine bağlı ya da yüzeye yakın olduğunun bir ölçütü olarak

kullanılabilir. Alet palslı bir manyetik alan üretme ve ekoyu bir saniyelik zaman aralığında çok kez ölçme şeklinde çalışır.

### 22.4.2 Jeolojik Loglama Aletleri

#### Eğim Ölçüm Logu

Bu aletin sondesinde kuyu duvarının özdirencini ölçmeye yönelik dört veya altı parça bulunur. Bu parçalar sonde üzerine kuyu cidarının değişik kesimlerindeki özdirenç farkını ölçecek şekilde yerleştirilirler. Formasyonların yükselim veya çapraz tabakalanma gibi bir sebepten eğimli olması durumunda farklı, ölçümleri yatay özdirenç bileşeni ölçümleriyle karşılaştırmak suretiyle eğimin yönünü ve miktarını belirlemek mümkündür. Dolayısıyla, bu aletin katmanlanmanın sedimenter veya tektonik eğimini ölçme potansiyeli vardır.

#### Mikro Görüntüleme Aletleri

Çoğu zaman **kuyu tarayıcıları** olarak adlandırılan bu aletler de bir çeşit özdirenç aletleri olup, tüm kuyu cidarının özdirenç görüntüsünü sağlayan küçük, çok sayıda alıcı parçalardan oluşurlar. Elektriksel özelliklerde küçük ölçekli kontrastların bulunduğu (söz gelimi kil ve kumun ince tabakalı ardalanma gösterdiği) yerlerde sedimenter yapıları ve aynı zamanda kayadaki kırıkları görüntülemek mümkündür. Oluşturulan görüntüler kuyu cidarının yapay bir fotoğrafına benzer ise de, esasen özdirenç değişimlerini yansıtan bir 'harita'dır.

#### Ultrasonik Görüntüleme Logları

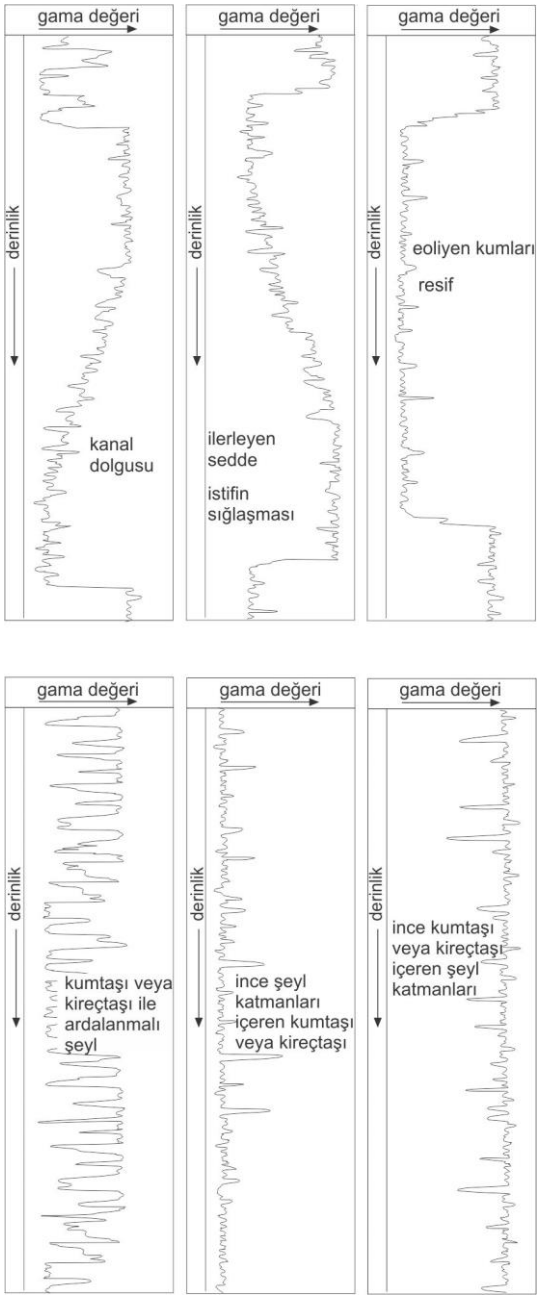
Kuyu içinde bir ultrasonik pals yayan vericiyi döndürmek ve sonra yansımış palsı bir alıcıyla kaydetmek suretiyle kuyu cidarında formasyonun akustik özelliklerinin yüksek çözünürlükte ölçülmesi mümkündür. Bu aletin ana kullanım amacı kuyu cidarındaki düzensizlikleri ve dolayısıyla kırıkların varlığını belirlemektir.

### 22.4.3 Logların Sedimentolojik Yorumlaması

Karotlardan elde edilen bilgilerin sınırlı olduğu durumlarda yeraltı formasyonlarının yorumlanması çoğu zaman kuyu logu verilerine dayalı olarak yapılır. Modern sistemler çoğu zaman verileri 'otomatik' olarak yorumlarsa da, sedimenter süreçleri anlamaya ve fasiyes analizine dayalı sedimentolojik bir yorumlama gereklidir.

Bazı litolojiler stratigrafik istifte kolaylıkla ayırt edilebilir şekilde belirgin log tepkileri verirler. Kömürün (söz gelimi) yoğunluğu düşük olduğundan, daha yüksek yoğunluklu bir kumtaşı ve çamurtaşı istifinde kolaylıkla tanınabilir (Şekil 22.6). Bir halit tabakası da yoğunluğunun düşük olmasından dolayı diğer evaporit çökelleri ve kireçtaşları arasından kolayca seçilebilir. Bazalt lavları gibi magmatik kayaların yoğunluğu diğer tabakalarınkinden açık ara yüksektir. Organik maddece zengin çamurtaşlarının doğal gama radyoaktivitesi yüksek olup, özellikle yüksek uranyum içeriğini yakalamada spektral gama ışını logunun kullanılması halinde diğer tabakalardan kolaylıkla ayırt edilebilir. Ancak, kuvars kumtaşı ve kireçtaşı da dâhil olmak üzere yoğunlukları, doğal radyoaktiviteleri ve elektriksel özellikleri benzer olan yaygın kayaların birçoğu bu loglar kullanılarak birbirinden kolaylıkla ayırt edilememektedir. Bu nedenle, kuyu kırıntıları ve karot bilgileri litolojik analizlerin çoğu zaman gerekli bir bileşenidir.

Yeraltı fasiyes analizinde en faydalı alet litolojik değişimleri yakalayabilen gama ışını logudur (Şekil 22.8). Gama değerinde yukarı doğru bir artış formasyondaki kil içeriğinin yukarı doğru arttığı anlamına gelir. Bu da alüvyal, gelgit veya deniz altı yelpaze ortamında yukarı doğru incelen bir kanal dolgusu şeklinde yorumlanabilir. İlerleyen kırıntılı kıyılarda, karbonat sığlığı istiflerinde ve deniz altı yelpaze loblarında görülen yukarı doğru irileşme deseni doğal gama logunda yukarı doğru azalım şeklinde kaydedilebilir. Bu eğilimleri kullanmada bir dezavantaj, bunların belli bir çökelme ortamına özgü olmamaları ve bireysel ortamları teşhis etmede diğer bilgilerin gerekli olmasıdır. Kuyu görüntüleme aletleri (tarayıcılar) kuyudaki tabakaların santimetre ölçeğinde ayrıntılarını verirler ve çapraz tabakalanma, yatay laminalanma, dalga ve kırışıklık laminalanması gibi sedimenter yapıların tanınmasını sağlayabilirler. Bu şekilde de, bu araçları kullanmak suretiyle ayrıntılı fasiyes analizi yapılabilir. Ancak, desenlerin yorumlanması her zaman kolay değildir ve güvenilir çoğu yorumlamalar karşılaştırma yapabilecek bazı karotların bulunması durumunda yapılabilir.




**Şekil 22.8 Kuyu kırıntılarından ve karotlardan teyit edici yeterli kanıt olması şartıyla, gama ışını izlerindeki eğilimler çökelme ortamı açısından yorumlanabilir.**

## 22.5 YERALTI FASİYESLERİ VE HAVZA ANALİZİ

Buraya kadar yapılan anlatımlara göre, bir yeraltı kaya istifinin tam bir stratigrafik ve sedimenter analizinin sismik yansıma verileri, karotlar, kuyu kırıntıları ve kuyu loglama araçlarının yorumlanmasından elde edilen bilgilerin kombinasyonu ile yapılabileceği açıktır. Petrol ve gaz rezervlerinin büyük çoğunluğu yeraltındadır. Buna göre, bu bölümde ele alınan teknikler ekonomik bakış açısından bu kaynakların işletilmesinde hayati öneme sahiptir. Derlenen verilerin mostralara ya da yeraltına ait olmasının bir önemi olmaksızın, sedimenter fasiyeslerin yorumlanma ilkeleri ve stratigrafik ilkelerin uygulanması aynıdır. Sismik yansıma verileri büyük ölçekli yapısal ve stratigrafik ilişkiler hakkında bilgiler sağlar. Sismik 3-B küp verilerinin uygulamaya girmesiyle yüzeyde mostralara saçılmış haldeki jeolojinin çok daha kapsamlı görüntüsü elde edilebilmektedir. Sondaj kuyularından elde edilen bilgiler dağınık ve tek boyutlu olmasına rağmen, yüzey mostralarında mevcut olandan daha kapsamlı bir sedimenter tarihçe kaydı sağlarlar ve bunların deneştirilmesinde sismik yansıma verileri de kullanılabilir. Bu teknikler konusunda daha ayrıntılı bilgi verilmesi bu kitabın amacının dışında olup, okuyucunun daha fazla bilgi için aşağıda listelenen makale ve kitaplara başvurması önerilir.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI

Bacon, M., Simm, R. and Redshaw, T. 2003. *3-D Seismic Interpretation*. Cambridge University Press, Cambridge.

Blackbourn, G.A. 2005. *Cores and Core Logging for Geologists*. Whittles Publishing, Caithness.

Brown, A.R. 2005. *Interpretation of 3-D Seismic Data* (6th Edition). Memoir 42, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Ellis, D.V. and Singer, J.M. 2007. *Well Logging for Earth Scientists* (2nd edition). Wiley, Chichester, 692 pp.

Emery, D. and Myers, K.J. (Eds) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.

Rider, M.H. 2002. *The Geological Interpretation of Well Logs (2nd edition)*. Whittles Publishing, Caithness.

# 23
# Sekans Stratigrafisi ve Deniz Seviyesi Değişimleri

Bilimde zaman zaman çığır açıcı teoriler geliştirilir. Yerbilimlerinde 1960'ların ortalarında levha tektoniği teorisinin geliştirilmesi derin bir yankı uyandırmış ve jeologların ve diğerlerinin etrafımızdaki dünyaya bakışlarını tamamen değiştirmiştir. Levha tektoniği teorisi tamamen evrensel, gezegenimizin davranışına dair birleştirici ve modern jeolojiyi destekleyen bir teoridir. Yaklaşık on yıl kadar sonra sekans stratigrafisi kavramının ortaya çıkması levha tektoniği teorisi kadar çarpıcı olmasa da sedimentoloji ve stratigrafi alanında sedimenter kayalar istifine dair algıları kökünden değiştirmiştir. Sekans (istif) stratigrafisinin temel ilkesi referans düzeyinde (genellikle deniz seviyesinde) bir değişimin hemen hemen tüm çökelme ortamlarındaki sedimentasyon desenlerinde değişim ile sonuçlanması şekildedir. Sedimentlerde (söz gelimi) deniz seviyesindeki bir değişimin bir kıyı düzlüğü, plaj, sığ şelf ve bir derin deniz vasıtasıyla ürettiği desen tanınabilirse, bu desenler kullanarak deneştirme yapılabilir. Bu bölümde sekans stratigrafisinin temel ilkeleri sunulmuş ve yöntemin uygulaması açıklanmıştır. Sunulan kavramlar bir yere kadar geleneksel stratigrafide uzun süredir geçerli olan fikirlere dayalı olmakla birlikte, yeni yaklaşımın bir parçası olarak bol miktarda yeni terimler takdim edilmiş ve bunlarla ilgili açıklamalar verilmiştir. Alışılagelmiş terimler bir kenara bırakıldığında, sekans stratigrafisi yaklaşımının sedimenter kaya istiflerine sağduyulu bir bakış olduğu görülebilecektir.

## 23.1 DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE SEDİMENTASYON

Dünyanın değişik yerlerinden derlenen kanıtlara göre kıyı çizgisinin pozisyonu sabit değildir. Hatta, jeolojik açıdan kısa zaman aralıkları olan tarihsel kayıtlarda bile değişmiştir. Yüzlerce veya binlerce yıl önce inşa edilmiş limanlar bazı yerlerde su altında kalmış, bazı yerlerde ise kıyıdan uzakta yüksek ve kuru alanlara dönmüştür. Bunun en belirgin birinci nedeni kabuğu düşey olarak hareket ettiren tektonik aktivite ve aynı zamanda levha hareketinden dolayı yatay

hareketlerdir. Deniz seviyesine göre kabuğun kendine ait bu aşağı ve yukarı hareketi tek bir faydan birkaç kilometrelik mesafe içindeki deniz seviyesini etkileyebilir ya da tüm kıtasal kenarları etkileyen büyük ölçekli bir **termo-tektonik** faaliyet olabilir. İkincisi, okyanuslardaki suyun hacmi değişebilir. **Östatik deniz seviyesi değişimi** (**östazi**) adı verilen bu durum (diğer faktörler arasında) kıtasal buzul takkelerinin erime ve donması soncunda gelişmektedir. Küresel ısınmanın deniz seviyesine etkileri konusunda yapılan tartışmalar bu problemin çoğu kimselerin dikkatini çekmesine neden olmuştur. Üçüncüsü, sedimentasyonun etkilerinin olmasıdır. Kıyıda yığılan kum, çakıl ve çamur kıyı çizgisinin önceki konumunun değişmesine neden olur.

Tektonik yükselim/sübsidans, östatik deniz seviyesinde yükselim/alçalım ve sedimentasyondan oluşan üç etmen ve bunların oluşum şekilleri, hızları ve birbiriyle nasıl etkileştikleri sedimentoloji ve stratigrafi açısından hayati önemi haizdir. Akarsu ve taşkın düzlüklerinden kıyı çizgilerine, şelflere ve hatta derin denizlere kadar değişen ortamlarda çökelen sedimentlerin özellikleri bir şekilde bu üç faktörden etkilenmektedir. Deniz seviyesi değişimleri ile sedimentasyon arasındaki ilişkiyi konu edinen çalışmalar için '**sekans stratigrafisi'** terimi kullanılmaktadır. İzleyen alt bölümlerde temel kavramlara dair ilkeler ele alınmış ve sonra değişen deniz seviyesi koşulları altında katmanlar arasındaki ilişkileri tanımlamak üzere geliştirilmiş terimlerden bazıları açıklanmıştır. Deniz seviyesi dalgalanmaları ve deniz seviyesinin eğrisinin bir deneştirme aracı olarak kullanılması da tartışılmıştır.

### 23.1.1 Kıyı Çizgisi Değişimleri

Üç değişkenin birbirinden ayrı tutulması durumunda beş değişik senaryo düşünülebilir (Şekil 23.1). Bir plajda büyüyen bir palmiye ağacına ve birkaç yüz metre uzakta deniz tabanında duran bir yengece neler olacağını bir düşününüz.

**1.** Östatik deniz seviyesi yükselimi: Palmiye ağacı suya batar ve yengeç de kendini daha derin bir suda bulur.

**2.** Östatik deniz seviyesi alçalımı: Palmiye ağacı kıyıdan belli bir mesafede büyümeye devam eder ve yengeç kendini daha sığ bir suda bulur.

**3.** Kabuğun yükselimi: Palmiye ağacı kıyıdan belli bir mesafede büyümeye devam eder ve yengeç kendini daha sığ bir suda bulur.

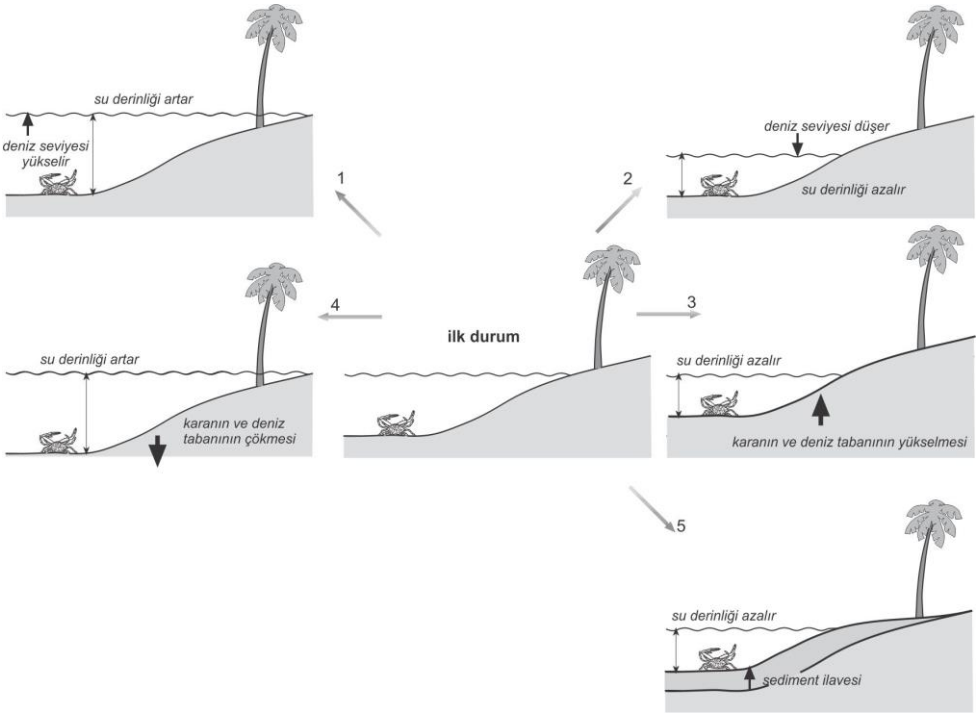
**4.** Kabuğun sübsidansı: Palmiye ağacı suya batar ve yengeç de kendini daha derin bir suda bulur.

**5.** Kıyıya sediment ilavesi: Palmiye ağacı kıyıdan belli bir mesafede büyümeye devam eder ve yengeç kendini daha sığ bir suda bulur (kıyının tamamen sedimentle dolmaması şartıyla yengecin yeni deniz tabanında yukarıda kalması).

Senaryolardan 1. ve 4.'nün birbirinin tamamen aynı olduğunu ve yeryüzünde sadece bir noktadan bakıldığında bu iki olası durumu birbirinden ayırt etmenin mümkün olmadığını belirtmek gerekir. Aynı durum 2. ve 3. senaryolar için de geçerli olup, bunların yerel ölçekte birbirinden ayırt edilmesi mümkün değildir ve çoğu zaman bunlardan herhangi biri ile 5. senaryo arasındaki fark çok belirgin olmayabilir. Deniz seviyesini denetleyen etmenler altbölüm 23.8'de ele alınmıştır. Ancak, bir tarafta tektonik yükselim ve östatik deniz seviyesi alçalımı ile diğer tarafta sübsidans ve östatik deniz seviyesi yükselimi arasındaki farkı ayırt etmek zor olduğundan, bir yerdeki katmanlara bakıldığında genellikle en iyi yol '**görece deniz seviyesi**nde' veya '**görece taban seviyesi**ndeki' değişimleri işaret etmektir. Bu nedenle, palmiye ağacının yutulması sebebe dair herhangi bir ima olmaksızın 'görece deniz seviyesi yükselimi'nin bir kanıtı olarak değerlendirilebilir. Aynı nedenle, yengeç bu durumda daha derin suda bulunur. Bu görece değişimlerin sedimentasyon süreçleri ve ürünleri üzerine etkisi ayrı bir konu olup, üçüncü önemli etmen olan sedimentasyon ile birlikte bir sonraki altbölümde ele alınmıştır.

### 23.1.2 Deniz Seviyesi ve Sedimentasyon

Sedimenter kayalarda fosilleşmiş palmiye ağaçları bulabilmemize rağmen, kıyı çizgisinin konumu ve suyun görece derinliğine dair kanıtlar çoğunlukla sedimentlerin kendisinden elde edilir. Bölümler 12 ve 16'da kıyı çizgisine göre farklı konumlarda ve deniz suyunun farklı derinliklerinde çökelmiş sedimentlere ait karakteristik fasiyesler ele alınmıştır. Buradan hareketle sedimenter fasiyesleri incelemek suretiyle kıyı çizgisine göre suyun derinliğini/konumunu ortaya koyabilirsek, bu fasiyeslerdeki kıyı çizgisi/su derinliğine ait görece değişimleri de belirleyebiliriz. Esasen, katmanların görece deniz değişimleri açısından analizi sadece önce fasiyes analizinin yapılması durumunda gerçekleştirilebilir. Bir istifteki tüm tabakalar analiz edilip kitabın başlarında tanımlanan yaklaşımları da



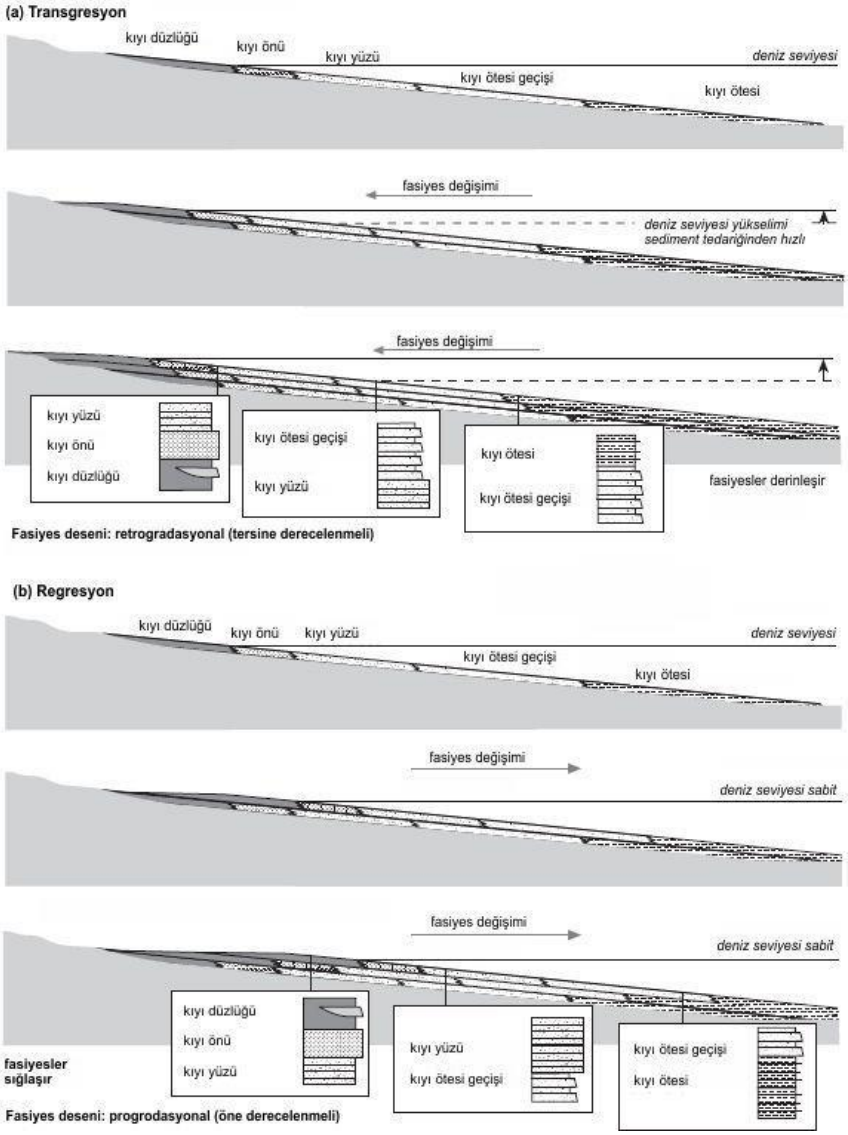

**Şekil 23.1 Görece deniz seviyesi (bir noktadaki su derinliği) değişimleri kabuğun yükselimi veya sübsidansı, su miktarında artış veya azalım ya da deniz tabanına sediment ilavesinden ileri gelebilir. Bilginin sadece bir kaynaktan elde edilmesi durumunda değişimden hangi mekanizmanın sorumlu olduğunun belirlenmesi çoğu zaman mümkün değildir.**

kullanarak çökelme ortamına göre sınıflandırıldıktan sonra, deniz seviyesi değişimlerinin bunların çökelimi üzerindeki etkileri göz önüne alınabilir.

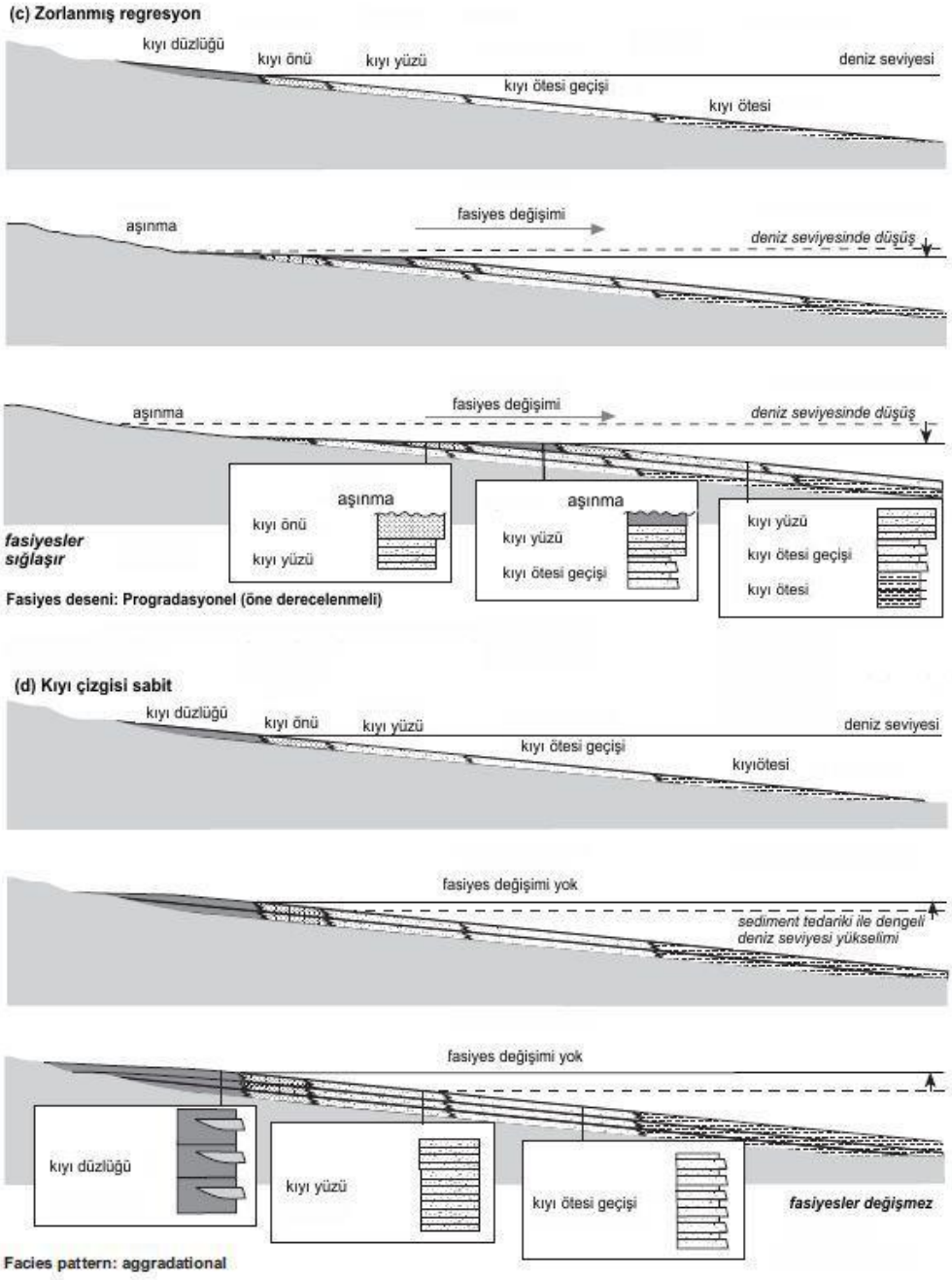
### 23.1.3 Transgresyon, Regresyon ve Zorlanmış Regresyon

Görece bir deniz seviyesi yükseliminde kıyı çizgisinin karaya doğru ilerlemesine **transgresyon** denir (Şekil 23.2a). Kıyıda sediment çökelimi sonucunda kıyı çizgisinin deniz tarafına çekilmesine de **regresyon** denir (Şekil 23.2b). Ancak, kıyı çizgisi gerilemesinin deniz seviyesindeki alçalımdan dolayı ortaya çıkan durumuna **zorlanmış regresyon** denir (Şekil 23.2c). Kıyı çizgisindeki bu değişimlere tepki katmanlarda korunabilir. Fasiyeslerdeki değişimlerin bir istifin tamamında olması durumunda değişimler ya kıyı çizgisinin karaya doğru ilerlemesini (transgresyonu) ya da kıyı çizgisinin deniz tarafına doğru ilerlemesini (regresyonu; aksi takdirde zorlanmış regresyonu) işaret eder.

Transgresyon şartları altında kıyı çizgisi daha önce kara olan alana ilerler ve kıyı düzlüğü çökelleri plaj çökelleriyle örtülür. Benzer şekilde, daha önceki plaj bu durumda su altında kaldığından, plaj (ön kıyı) çökelleri de kıyı önü çökelleriyle örtülürler. Fasiyeslerin sığdan derin denize doğru değişimindeki desenlerin aynısı şelfin tamamında görülür (Şekil 23.2a). Bu nedenle, bir dizi tabaka istifinde transgresyon izlerini (fasiyeslerce işaret edildiği üzere) çökelme ortamının yukarı doğru daha derin olma eğiliminden belirlemek mümkündür. Bir regresyon olması durumunda düşey kesitte görülen desen tersine döner. Deniz görece deniz seviyesi düşümünden (zorlanmış regresyondan) ya da daha fazla sediment ilavesinden dolayı (regresyon) sığlaşırken fasiyesler şunu gösterir: Kıyı önü fasiyesi üzerine ön kıyı çökelleri gelir, kıyı ötesi geçiş sedimentleri de kıyı önü çökelleri ile üzerlenir (Şekil 23.2b, c). Bazı durumlarda




**Şekil 23.2 a) Deniz seviyesinin sediment tedarikinden daha hızlı yükselmesi durumunda kıyı çizgisi karaya doğru ilerler. Transgresyon olarak adlandırılan bu süreçte sediment deseni gerilemelidir (retrogradasyonel). b) Herhangi bir deniz seviyesi değişimi olmayan yere sediment gelmesi durumunda kıyı çizgisi deniz tarafına doğru çekilir. Regresyon olarak adlandırılan bu süreçte sediment deseni ilerlemelidir (progradasyonel). c) Deniz seviyesinde alçalım zorlanmış regresyon ve gerilemeli sediment deseni ile sonuçlanır ve aşınma yüzeyleri içerebilir. d) Kıyı çizgisinin uzun süre aynı pozisyonda kaldığı durumlar genellikle nadir olup, sedimentlerde bir birikme deseni oluşturacak şekilde görece deniz seviyesi ile sediment tedariki arasında bir denge gerektirir.**




**Şekil 23.2 (Devam)**

bir zorlanmış regresyon kıyı ve en sığ denizel çökellerin aşınma kanıtlarıyla basit regresyondan ayırt edilebilir: Deniz seviyesi alçalırken akarsu kıyı çizgisine doğru yeni bir yol bulurken daha eski kıyı çökellerini aşındırmak zorunda kalabilir. Ancak, her zaman gerçekleşmeyen bu durum sediment tedarik hızlarına ve ön kıyı/kıyı önünün eğimine bağlıdır.

### 23.1.4 Depolanma Alanı Kavramı

**Depolanma alanı** (accomodation space) kavramının esası, sedimentlerin malzeme birikimine elverişli yerlerde çökelmesidir. Bir yerin birikime elverişliliği görece deniz değişimleri tarafından denetlenir (Muto ve Steel, 2000). Sığ deniz ortamlarında görece deniz seviyesindeki bir yükselim bir depolanma alanı açar ve bu alan daha sonra bir denge profiline erişene kadar sedimentle dolar. **Denge profili** görece deniz seviyesine göre kavramsal bir depolanma yüzeyi olup, sığ deniz ortamındaki herhangi bir noktada sedimentasyon bu noktaya erişene kadar devam eder. Bu yüzeyin yukarısında çökelen malzeme dalgalar ve gelgit akıntıları gibi süreçlerle yeniden işlenir. Denge profili görece deniz seviyesine göre farklı ortamlarda farklı konumlardadır: Ön kıyıda deniz seviyesinde, kıyı önünde deniz seviyesinden birkaç metre aşağıda olup, buradan sonra kıyıdan uzaklaştıkça derinleşir.

Sığ denizel ortamlarda depolanma alanı östatik deniz seviyesi yükselimi, tektonik sübsidans ve deniz tabanı sedimentlerinin kompaksiyonu da dahil olmak üzere deniz seviyesinde görece yükselim ile sonuçlanan mekanizmalardan herhangi biri tarafından oluşturulur. İlave sedimentle alanın dolmasından ya da görece deniz seviyesini düşüren tektonik veya östatik mekanizmalardan dolayı depolanma alanı daralır. Depolanma alanı değişim hızı görece deniz seviyesi ve sediment tedarikindeki görece değişimler tarafından denetlenir. Görece deniz seviyesi düşüşüne maruz kalan yerlerdeki sedimentler sıklıkla aşınırlar ve bu durum negatif depolanma alanı koşulu olarak düşünülebilir.

Depolanma alanı ve denge profilleri fikri flüvyal ortamlara da uygulanabilir. Olgun bir akarsu memba kesimlerini aşındırarak sedimentleri aşağı mansap kesimlerinde bir denge profili oluşana kadar çökeltirken ana kanalda ne aşınma ne de çökelme söz konusudur. Bu koşullarda ana kanal yukarısındaki dağlık alanda aşınma devam etmekle birlikte, sedimentler akarsuyla denize taşınır. Bu profil aşınma ile sonuçlanan ve profilin belli bir kesiminde negatif depolanma oluşturan bir deniz seviyesi düşümü ile ya da denge konumuna dönene kadar kanallarda ve setüstü alanlarda sediment birikimine izin veren depolanma alanı oluşturan deniz seviyesi yükselimiyle bozulabilir.

Bu kavram depolanma alanının büyüklüğünün göldeki su seviyesi tarafından denetlendiği yerlerdeki göller ve bunları besleyen akarsular gibi denizel olmayan sistemlere de uygulanabilir. Aşağıdaki açıklamalarda depolanma alanı görece deniz seviyesi açısından ele alınmış olup, tanımlanan depolanma sistemleri ya denizel ya da denizle bağlantılı sistemlerdir. Aynı ilke gölsel sistemlere de uygulanabilir. Büyük göllerin çökelleri göl seviyesindeki görece değişimler açısından değerlendirilebilir. Küresel östazi göllerdeki su seviyesini doğrudan denetlemese de, yağış/sellenme ile buharlaşma arasındaki denge göldeki su miktarını ve dolayısıyla göl seviyesini denetlediğinden dolayı, iklimsel denetimler de önemlidir.

### 23.1.5 Deniz Seviyesi Değişim Hızları ve Sediment Tedariki

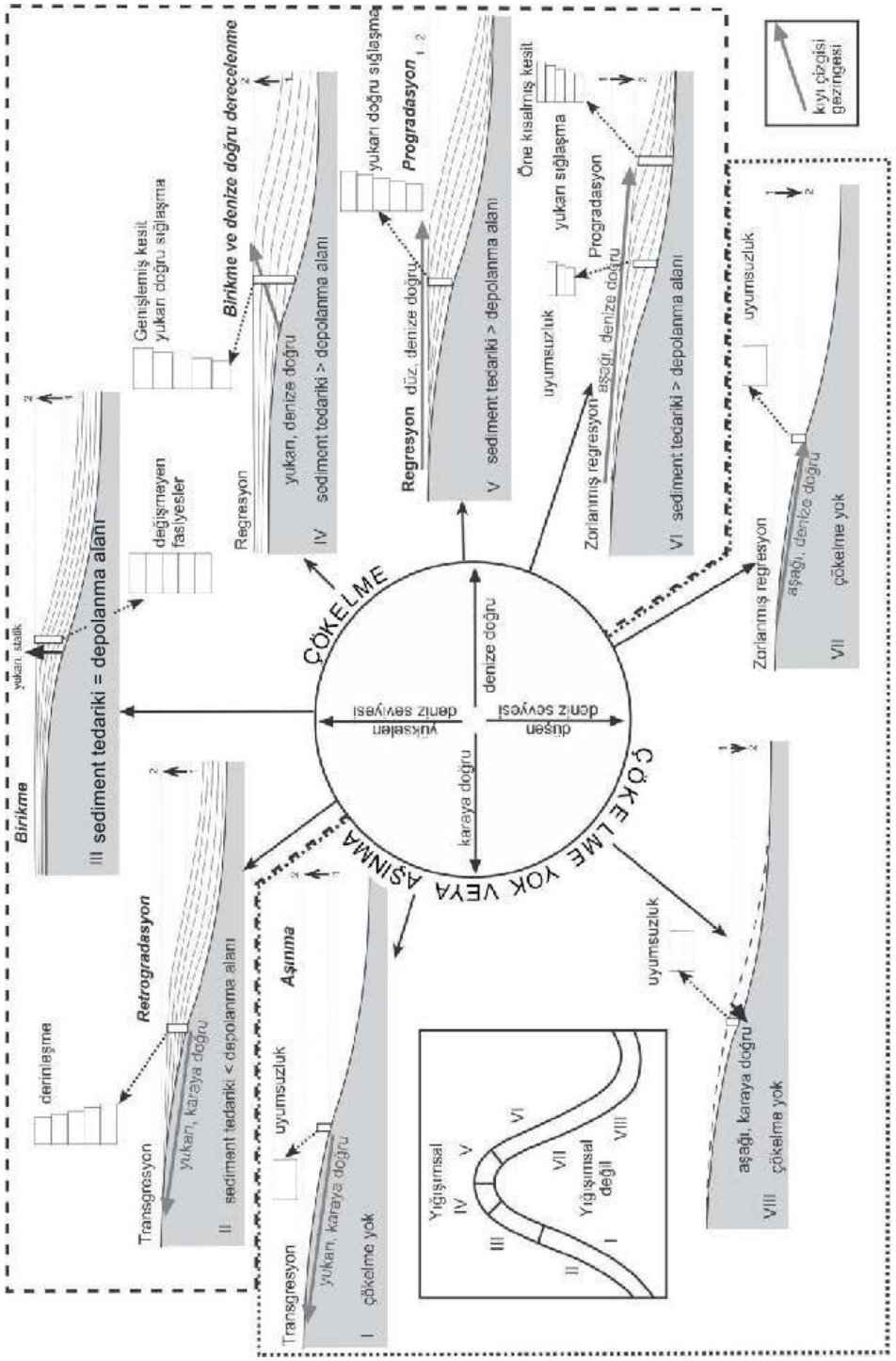
Önceki alt bölümlerde görece deniz seviyesinde bir yükselim olması durumunda kıyı çizgisinin karaya doğru ilerleyeceği belirtilmişti. Esasen, gerçekte durum böyle değildir: Sediment tedarik hızının deniz seviyesindeki yükselim hızını aşması durumunda kıyı çizgisi deniz tarafına doğru hareket edecektir. Benzer şekilde, sediment tedarik ve deniz seviyesi değişim hızlarının dengede olması halinde kıyı çizgisinin pozisyonu değişmez (Şekil 23.2d). Deniz seviyesinin (ya sübsidanstan ya da östatik deniz seviyesindeki yükselimden dolayı) yükseldiği durumda farklı katmansal geometrilere neden olan birkaç değişik durum tasavvur edilebilir (Şekil 23.3).

**I.** Sediment tedarik hızının çok düşük olması durumunda kıyı çizgisi herhangi bir çökelme olmadan olası bir aşınmayla birlikte karaya doğru hareket eder.

**II.** Orta düzey sediment hızlarıyla birlikte deniz seviyesinde yükselim hızının yüksek olması durumunda kıyı çizgisi karaya doğru ilerlerken çökelme gerçekleşir.

**III.** Sedimentasyon hızının yüksek olması ve deniz seviyesinin de o kadar hızlı olduğu durumda alan sedimentle dolar ve kıyı çizgisi yerinde kalır.

**IV.** Yüksek sedimentasyon hızlarında deniz seviyesi yükseliyor olsa bile kıyı çizgisi denize doğru ilerler.




**Şekil 23.3 Sediment tedarikinin farklı görece miktarları ve görece deniz seviyesi değişimleri sonucunda oluşabilen sedimentasyonun olası değişik desenleri bu diyagramda özetlenmiştir. Farklı kombinasyonlara tepkiler mostralarda veya sondaj kuyularında görülen katmanlar istifi şeklinde ya da bölgesel enine kesitlerde görülen geometriler olarak veya kıyı çizgisi gezingeleri açısından ifade edilen sismik yansıma profilleri cinsinden açıklanmıştır. Sekiz ana senaryo (I-VIII) tespit edilmiştir.**

**V.** Deniz seviyesinin durağan olduğu dönemlerde sediment ilavesi kıyı çizgisinin denize doğru ilerlemesine neden olur.
**VI.** Düşük hızlardaki deniz seviyesi düşüşünde ve/veya sediment tedarikinde yüksek hızlarda kıyı çizgisi denize doğru ilerlerken çökelme olur.
**VII.** Deniz seviyesi düşüş hızının nispeten yüksek ve sedimentasyon hızının düşük olması durumunda çökelme olmaz, aşınma olabilir.
**VIII.** Deniz seviyesi düşüşü sırasında aşınmaya maruz kalan bir kıyı çizgisi teorik olarak bu kategoriye düşebilir.

**Kıyı Çizgisi Gezingesi**

Görece deniz seviyesi yükselimi/alçalımı ile sediment tedariki arasında şekil 23.3'de görülen farklı ilişkiler transgresyon (I ve II), regresyon (IV ve V) ve zorlanmış regresyon (VI ve VII) şeklinde bölümlenebilir. Bu terimler kıyı çizgisinin konumundaki değişimi işaret ederler. O nedenle, bunlardan hiç biri kıyı çizgisinin sabit kaldığı III numaralı duruma uymaz. Bu farklı ilişkileri değerlendirmenin bir başka yolu **kıyı çizgisi gezingesi**dir (Helland-Hansen ve Martinsen, 1996). Şekil 23.3'deki oklar kıyı çizgisinin bir yatay referansa göre gezingesini işaret ederler ve bu yazarların önerdiği şemada 0º'lik bir kıyı çizgisi gezingesi düşey pozisyonda sıfır değişimi (geometri V), -90º'ye yuvarlatılmış negatif değerler kıyı çizgisinin görece konumunun daha düşük bir kota değiştiği yerleri (geometriler VI ve VII) ve pozitif değerler de (+1º ile +179º arası) kıyı çizgisinin daha yüksek rakıma değiştiği yerleri işaret eder. -89º ile +89º arasındaki değerler kıyı çizgisinin denize doğru ilerlediği senaryoları (regresyonu) temsil ederler. +90º'den büyük değerler de kıyı çizgisinin karaya doğru ilerlediği (transgresyon) durumlardır. Bu şema sismik yansıma profillerine (22.2.5) kolaylıkla uygulanabilir ve yeraltı stratigrafisini görece deniz seviyesi değişimleri cinsinden yorumlamada kullanılabilir.

**Depolanma Yamacı, Kıyı Üstü ve Kıyı Ötesi**

Yukarıdaki senaryoların hepsinde önemli olan deniz seviyesi yükselim/alçalımı ile sediment tedarikinin görece hızlarıdır. Göz önüne alınması gerekli bir diğer etmen de kenarın **fizyografisi**, yani hem kıyı üstündeki karanın hem de kıyı ötesindeki deniz tabanının eğimidir. Kıyı üstü eğiminin düşük olması durumunda deniz seviyesi yükselimi sırasında kıyı çizgisi karada daha fazla ilerleyecektir. Benzer şekilde, depolanma alanı mevcut sedimentle daha kolay dolacağı için, deniz seviyesi düşüşü sırasında tatlı eğimli bir deniz tabanı da kıyı çizgisi deniz tarafında daha fazla ilerleyecektir. Deniz tabanı batimetrisi ile deniz seviyesi yükselim ve alçalım döngüleri sırasında sedimentlerin dağılımı arasındaki ilişkinin diğer yönleri altbölüm 23.2'de ele alınmıştır.

**23.1.6 İlerleme, Birikme ve Gerileme**

Transgresyon, regresyon ve zorlanmış regresyon kavramları kıyı çizgisi pozisyonundaki değişimleri işaret eder. Buna bakmanın bir başka yolu da deniz seviyesi yükselimi sırasında, deniz seviyesi durağan iken ve deniz seviyesinin düşüşü sırasında çökelen tabakaların dizilimini göz önüne almak ve bu katmanlar içindeki fasiyeslerin zaman ve mekândaki görece konumlarına bakmaktır. Depolanma alanı açılma hızının sediment tedarikiyle tam anlamda dengelendiği durumda (Şekil 23.3, geometri III) profil boyunca tüm ortamlardaki sedimentler karakter değişimi olmadan birikeceklerdir: Ön kıyı çökelleri üzerine daha fazla ön kıyı çökeli, kıyı önü çökelleri üzerine daha fazla kıyı önü çökeli vb. gelecektir. Bu duruma sedimenter istifte **birikme** ya da agredasyon denir (Şekil 23.3). Depolanma alanından daha hızlı sediment alan kıyılar zaman içinde kıyı önü çökelleri üzerinde ön kıyı çökelleri, kıyı ötesi geçiş zonu fasiyesi üzerinde kıyı önü çökelleri vb. şeklinde gelişirler. Fasiyeslerin istifte yukarı doğru sığlaşan bu desenine **ilerleme** (progradasyon) denir ve IV, V ve VI numaralı sediment geometrileri ile belirgindir (Şekil 23.3). Oluşumun yukarı ve dışarı doğru olduğu IV numaradaki ilerleme ile ilerlerken aşağıya inen VI deseni arasındaki bir ayrım yapılabilir. Sediment tedarikine göre depolanma alanı oluşma hızının yüksek olduğu yerlerde (senaryo II) (ön kıyı fasiyesi üzerine kıyı önü fasiyesi vb. şeklinde istif ilerlemeli bile olsa) desen derin çökellerden biri olacaktır. İstifte bu duruma **gerileme** veya retrogradasyon denir ve transgresyonun karakteristik bir özelliğidir (Şekil 23.3).

Sekans stratigrafisi yaklaşımını kullanarak katmanlar istifini değerlendirmede temel yaklaşım tabakalarda bu desenleri aramaktır. İstifte gerilemeli bir

desen transgresyondan dolayı depolanma alanında bir büyümeyi işaret eder. İlerlemeli bir desen de depolanma alanında sediment tedarikine göre bir azalım hızını ifade eder ve deniz seviyesi düşüşü, deniz seviyesi durağanlığı ya da nispeten yavaş deniz seviyesi yükselimi sırasında oluşum şeklinde yorumlanabilir. Depolanma alanı oluşumu ve sediment tedariki arasında özel koşullu bir denge gerektirmelerinden dolayı birikmeli desenler nispeten daha az yaygındırlar. Bir katmanlar istifinde bu desenlerin tanınması tabakaların görece deniz seviyesi değişimlerine göre gruplara ayrılmasını mümkün kılar.

### 23.1.7 Deniz Seviyesi Değişim Döngüleri

Dünyanın değişik yerlerinde değişik yaşlardaki katmanların analizleri pek çok yerde deniz seviyesi değişim döngülerine dair kanıtlar olduğunu göstermektedir. Deniz seviyesindeki dönüşümlü yükselim ve alçalım dönemleri zaman içinde depolanma alanı değişimlerini gösteren bir sinüs eğrisi ile temsil edilebilir (Şekil 23.4). Sediment tedarikinin sabit olduğunu varsayarak (durum gerçekte öyle olabilir veya olmayabilir fakat bu varsayım en basit senaryodur) ilerleme, birikme ve gerileme desenleri eğrinin farklı kesimleri ile eşleştirilebilir. Şekil 23.3'de görünen farklı katmansal geometriler de şekil 23.4'deki eğri ile ilişkilendirilebilir. Depolanma alanı değişim hızına kıyasla sediment tedarikinin nispeten yüksek veya nispeten düşük oluşuna bağlı olarak iki durum göz önüne alınabilir.

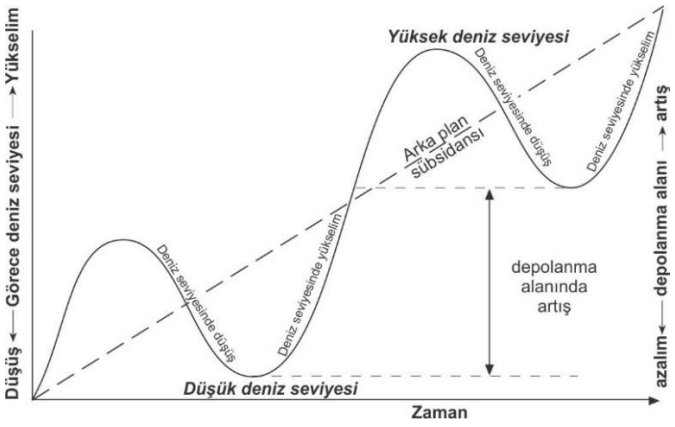
**1.** Yüksek sediment tedarik hızında çökelme döngünün tamamında gelişebilir. II numaralı katmansal geometri transgresyon sırasında oluşur. III ve IV numaralı geometriler deniz seviyesi yükselim hızı yavaşlarken oluşur. Deniz seviyesi yükselimi durduğu zaman V numaralı geometri, görece deniz seviyesi düştüğü zaman da VI numaralı geometri ortaya çıkar.

**2.** Düşük sediment tedariki ve/veya deniz seviyesinde hızlı değişim koşulları altında deniz seviyesinde düşüş sırasında (geometri VII) aşınma meydana gelebilir; transgresyon sırasında aşınmanın geliştiği durumlar da olabilir (geometri I).

Şekil 23.4'deki eğrinin şekli ikinci döngünün tabanının birincinin tabanından daha yukarıda olduğunu ön plana çıkarır. Bunun anlamı, depolanma alanında zaman içinde genel bir artış olduğu ve net bir sediment birikimi olabilmesi için bu durumun gerekli olduğudur. Eğer ikinci döngünün tabanındaki deniz seviyesi birincininki ile aynı seviyeye düşmüşse ve eğer deniz seviyesi düşmesi sırasında aşınma gerçekleşmiş ise, ikinci döngüde daha önce çökelen tüm sedimentler tamamen uzaklaştırılmış olabilir. Bu nedenle, bir sedimentasyon döngüsünün korunabilmesi için zaman içinde net bir depolanma alanı oluşum koşulu gereklidir.

## 23.2 DEPOLANMA SEKANSLARI VE SİSTEM TRAKTLARI

Buraya kadar yapılan anlatımlarda kullanılan terimler sekans stratigrafisinin ortaya çıkmasından önce kullanılan terimlerdir. Deniz seviyesi değişimlerini tanımlamada kullanılan transgresyon ve regresyon gibi terimler uzun zamandır kullanımda olup, katmanların bazen litolojilerin tekrarlı döngüleri şeklinde dizildiği fikri 19. yüzyılda ortaya çıkmıştır. Sekans stratigrafisi kavramlarının gelişimiyle sedimenter jeolojiye çok




**Şekil 23.4 Deniz seviyesi değişiminde görece deniz seviyesinde uzun dönem artış ile birleşen bir sinüsoidal eğri görece deniz seviyesinde yükselim (ve dolayısıyla transgresyon) ve görece deniz seviyesi düşüş periyodları (regresyon) ile sonuçlanır.**

sayıda yeni terim girmiştir. Her ne kadar başlangıçta bu yeni terminolojiler biraz ürkütücü görünse de, genelde oldukça mantıklı ve kavramlarla ilişkilendirilmesi de kolaydır. Sekans stratigrafisi terimleri görsel olarak sunmak, uygulanmasını takdim etmek ve fasiyes değişimlerinin görece deniz seviyesindeki değişimlerle nasıl ilişkilendirilebildiğini göstermek için, deniz seviyesi ve sediment tedariki değişim hızları açısından her birinin belli koşullar içerdiği iki çeşit kıta kenarı göz önüne alınmıştır. Bu iki vakıa analizi sekans stratigrafisi kitaplarında en çok gösterilen örnekler ise de (örnek: Coe, 2003; Cateneaunu, 2006), deniz seviyesi yükseliş ve düşüş hızlarına, sediment tedarikindeki değişimlere ve şelfin batimetrisinin şekline bağlı olarak, bu ikisinin değişik durumları da mümkün olmanın ötesinde yaygındır.

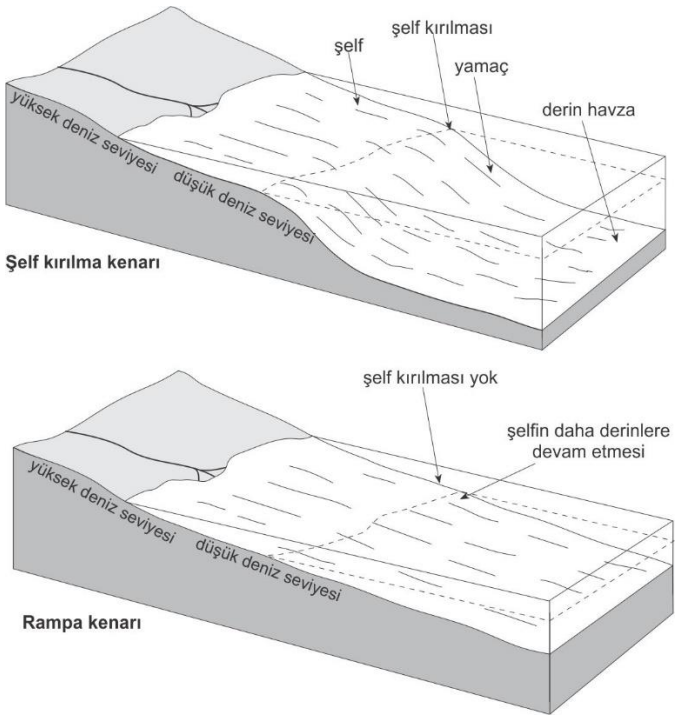
**1.** Belirgin bir şelf kırılması içeren kıta kenarı: Sediment tedariki sabit kabul edilir ve deniz seviyesi düşüşü sırasında şelfte aşınma olacak şekilde deniz seviyesi şelf kenarının altına düşer (Şekil 23.5). Şelf kenarının ötesinde bir yamaç ile deniz seviyesi döngüsünün belli aşamalarında sediment alan daha derin bir havza bulunur.

**2.** Eğiminde belirgin bir değişim olamayan rampalı bir kıtasal şelf: Sediment tedarikinin yine sabit ve döngünün tamamında çökelme oluşacak şekilde nispeten yüksek olduğu düşünülür (Şekil 23.5). Daha derin bir alan bulunabilirse de, rampadaki deniz seviyesi dalgalarından kuvvetlice etkilenmez.

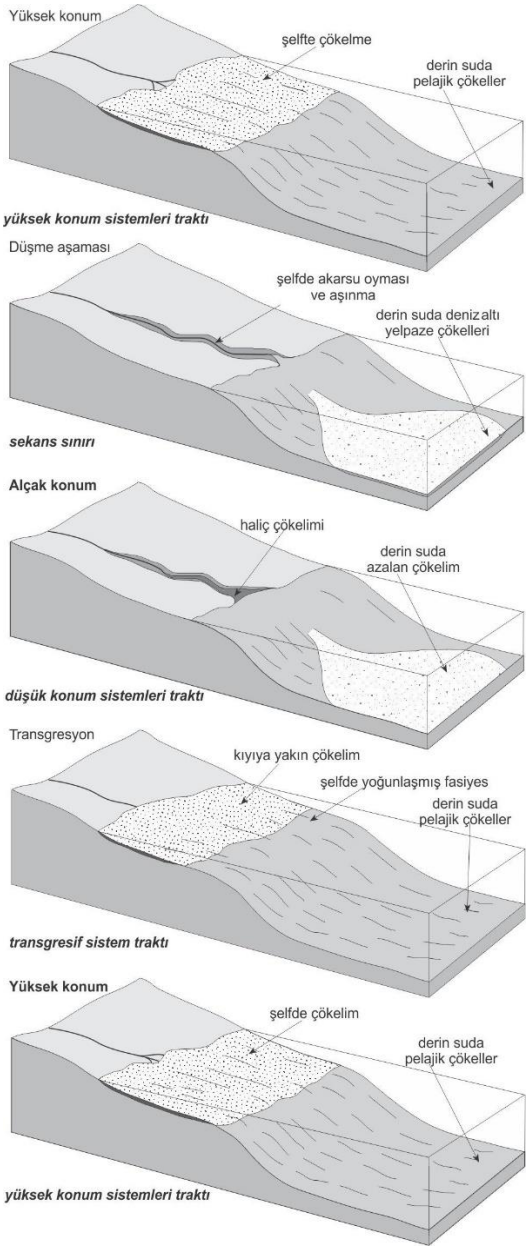
### 23.2.1 Şelf Kırılma Kenarı Depolanma Sekansı (Şekil 23.6)

#### Yüksek Düzey

**Yüksek düzey** döngü sırasında yüksek deniz seviyesi dönemi olup, bu dönemde çökelen katmanlara yüksek düzey sistemler traktı (YST/HST) denir (**sistemler izi** sekans stratigrafisinde depolanmalı sekans aşaması sırasında çökelen katmanlar için kullanılır). Şelfte kıyı çizgisi deniz tarafına doğru ilerlerken tabakalar ya birikmeli ya da ilerlemeli desen gösterirler. Sediment iç ülkeden (hinterland) akarsular vasıtasıyla temin edilir ve birikmenin çoğu şelf üzerinde gerçekleşerek sedimentin çok az bir kısmı daha derin havzaya erişir.




**Şekil 23.5 Deniz seviyesi dalgalanmalarının olduğu durumda her biri farklı stratigrafik desen ile sonuçlanan iki ana kıtasal kenar türü tespit edilmiştir. a) Şelf kırılma kenarları daha derin havza tabanına kadar inen fazla eğimli bir yamaç ile sınırlanmış sığ şelf alanlarıdır. b) Rampa kenarlarının şelf kenarında belirgin bir değişimi yoktur.**




**Şekil 23.6 Deniz seviyesinde şekil 23.4'deki deseni takip eden ve şelf kırılma kenarını etkileyen değişimler farklı aşamalarda oluşan bir dizi sistemler traktı ile sonuçlanır. Deniz seviyesinin şelf kenarı seviyesinin altına düşmesi durumunda düşük düzey derin havza türbiditleri ile karakterize edilir.**

### Sekans Sınırı

Deniz seviyesi alçalımı sırasında akarsular daha önceki döngüde çökelen sedimentleri oyarken şelfte aşınma meydana gelir. Aşınmanın lokalize olduğu yerlerde akarsular **gömük vadileri** oluştururlar. Bu aşınma bir uyumsuzluk meydana getirir ve sekans stratigrafisi açısından bir **sekans sınırı** (SS/SB) oluşturur. Önceki depolanma sekansının sonunu ve yeni bir sekansın başlangıcını işaret eder. Depolanma sekansları ardıl sekans sınırları arasında uzanan tabakalar istifi olarak tanımlanırlar. Deniz seviyesinin şelf kenarı seviyesine alçalması durumunda hem iç ülkeden akarsularla gelen kırıntılar hem de şelften aşınan malzeme şelf kenarının ötesine taşınır. Bu sedimentler alçalan deniz seviyesi döneminde havza tabanında bir deniz altı yelpazesi şeklinde türbiditler istifi oluşturur. Havza tabanı istifinde sekans sınırını işaretleyecek bir uyumsuzluk bulunmaz. O nedenle, bir sonraki sekansın başlangıcı **deneştirilebilir uyumluluk** tarafından işaretlenir. Bu uyumluluk yanal olarak şelfte sekans sınırı oluşturan uyumsuzluğa eşdeğer bir yüzeydir.

### Düşük Düzey

Düşük deniz seviyesi dönemi için **düşük düzey** terimi kullanılır. Bu dönemin çökellerine de **düşük düzey sistemleri traktı** (DST/LST) denir. Görece deniz seviyesi yavaşça yükseliyor ise de, sediment tedarik hızı nispeten yüksektir. Akarsular şelfte aşınma yapmazlar fakat şelf baypas edilmeye devam eder. Sedimentler **havza tabanı yelpazesi** üzerinde türbiditler şeklinde çökelmeye devam eder (bunlara **düşük düzey yelpazeleri** de denir). Sedimentler yamacın tabanında yelpazenin üzerinde yığılmaya başlarlar ve sonuçta bir **düşük düzey kaması** oluştururlar (Şekil 23.6'da gösterilmemiştir). Bu çökellerdeki tabakalar deseni başlangıçta ilerlemeli iken, deniz seviyesi yükselim hızı artarken düşük düzey kamasında birikmeli olurlar.

### Transgresif Yüzey

Görece deniz seviyesi yükseliminden dolayı depolanma alanı oluşum hızının boşluğu dolduracak sediment tedarik hızını aştığı noktaya transgresif yüzey (TY/TS) denir. Depolanma alanı sediment tedarikini geçerken sedimenter istif içindeki gerilemeli desenlerin başlangıcını işaret eder. Sediment tedarikinin nispeten düşük olması durumunda transgresif yüzey aşınmalı

olabilir. Transgresyon sırasında oluşan aşınma yüzeylerine **transgresif aşındırma yüzeyleri** (ravinement surfaces) denir. Bunların oluşma nedeni kara yüzeyini basan sığ su yüksek dalga enerjisinin yüzeyi aşındırabilmesidir.

**Transgresif Sistemler Traktı**

Görece deniz seviyesi yükseliminin sediment tedarik hızından daha hızlı olduğu dönemlerde şelfte çökelen sedimentlere **transgresif sistemler traktı** (TST) denir. Kıyı çizgisi karaya doğru ilerlediğinden dolayı gerilemeli bir desen sunarlar. Bu durumda şelfte daha fazla depolanma alanı bulunduğu için havza tabanına daha fazla sediment verilmez. Görece deniz seviyesi yükseliminde gömük vadileri deniz suyu basarken haliçler oluşur. Haliç sedimentasyonu (13.6) transgresif sistemler için karakteristiktir. Taban seviyesinde membaa doğru daha fazla bir yükselim flüviyal çökellerin vadilerde birikimi için depolanma alanları üretir.

**Maksimum Taşkın Yüzeyi**

Deniz seviyesi yükselimi yavaşlarken depolanma sistemi depolanma alanının sediment tedariki ile dengelendiği noktaya erişir. Bu durum meydana geldiği zaman transgresyon durur ve kıyı çizgisi başlangıçta durağanlaşır ve sonra denize doğru çekilmeye başlar. Kıyı çizgisinin kara içine doğru bu en derin nüfuzu için **maksimum taşkın yüzeyi** (MTY) denir. Bunun döngüde en yüksek deniz seviyesini temsil etmediği, en yüksek deniz seviyesinin daha sonra yüksek düzey sistemler traktında meydana geldiği unutulmamalıdır. Kıyı çizgisine yakın yerde geniş depolanma alanları bulunduğundan, maksimum taşkın yüzeyi noktasına yaklaşılırken şelfin dış kısmı da sediment kıtlığı çeker. Şelfte çok düşük sedimentasyon hızları otijenik glokonit ve fosforit konsantrasyonları (11.5.1, 3.4), fosilce zengin kondanse tabakalar (11.3.2) ve sert zeminler (hard ground) ile sağlam zeminlere (firm ground) (11.7.4) ait deniz tabanı çimentolanması kanıtları da dahil olmak üzere çok sayıda özellik vasıtasıyla teşhis edilebilir.

**Yüksek Düzey**

Şelf sedimentasyonunun birikmeli ve ilerlemeli desenlere dönüşü maksimum taşkın yüzeyi yukarısında yüksek düzey sistemler traktının başlangıcını işaret eder. Devamlı görece deniz seviyesi yükselimi karasal bölgede depolanma alanı üretir. Flüvyal depolanma artık gömük vadilerle sınırlı değildir (transgresif sistemler traktı ile karşılaştırınız) ve kıyı düzlüğünün geniş alanlarında akarsularda ve setüstü alanlarında çökelme ile sonuçlanır.

**23.2.2 Rampa Kenarı Depolanma Sekansı (Şekil 23.7)**

**Yüksek Düzey**

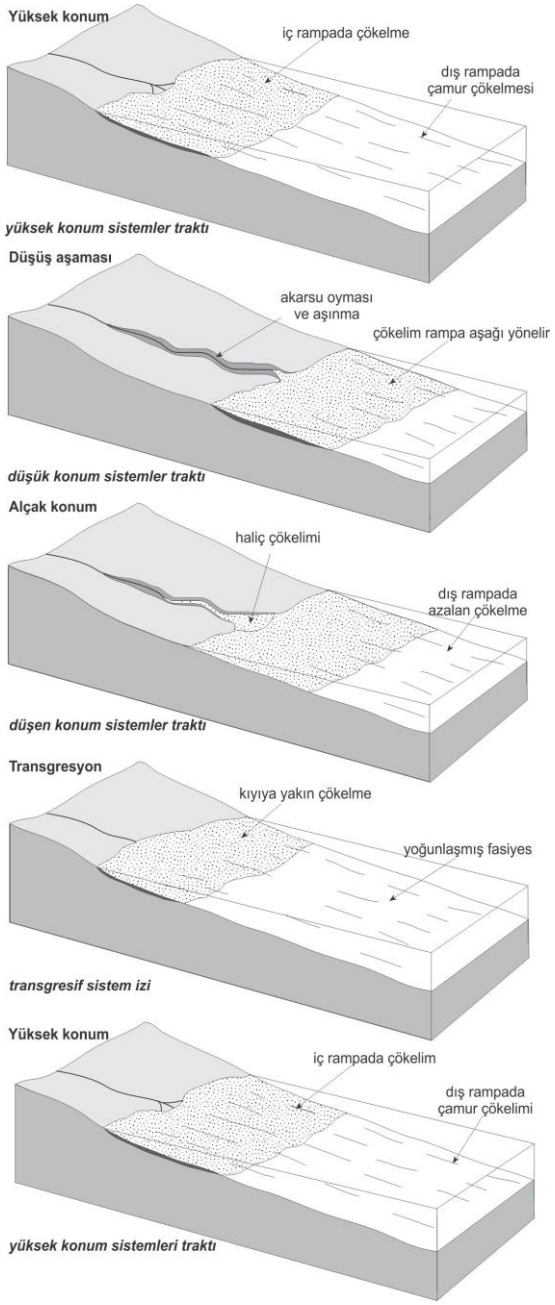
Bir rampa kenarında yüksek düzey çökelimi esasen şelf kırılma örneğindeki ile aynı olup, çökelme kenarın iç kısmında birikmeli desenden ilerlemeli desene doğrudur.

**Sekans Sınırı**

Bir rampa istifinde sekans sınırı deniz seviyesi alçalımının neden olduğu aşınmanın ilk kanıtının bulunduğu yüzeydir (Coe, 2003). Aşınma karaya bakan uçta başlar ise de, deniz tarafına doğru ilerledikçe devamlı çökelme söz konusudur. Burada katman geometrisi yukarı doğru ilerleme ve aşağı doğru yayılma şeklindedir (örnek: Şekil 23.3'de IV-VI numaralı geometriler). Katmansal geometrideki bu değişimin pratikte her zaman teşhis edilmesi kolay olmayabilir. Van Wagoner vd. (1990) gibi yayınlarda özetlenen şelf kırılma kenarları için orijinal şemalarda yüksek düzeyin deniz seviyesi düşümünün ilk aşamalarına doğru devamlı olduğu değerlendirilmiş ve sekans sınırı şelfte aşınmanın yaygın olduğu zamana ait noktaya yerleştirilmiştir. Bu yaklaşımın rampa kenarına uygulanması durumunda deniz seviyesi alçalımı sırasında çökelen istif içinde bir noktaya yerleştirilmesi gerekir. Hunt ve Tucker (1992) sekans sınırının düşen deniz seviyesi döneminde çökelen tüm katmanların yukarısına yerleştirildiği alternatif bir şema önermişse de, bu durum sekans sınırının şelf kırılma ortamındaki havzada çökelen katmanlar paketi içerisinde olduğu bir durum meydana getirir.

**Düşme Evresi Sistemleri Traktı**

Görece deniz seviyesinin düşmeye başlamasından itibaren düşmenin durduğu noktaya kadar olan zaman aralığında çökelen sedimentler **düşme evresi sistemler traktı** (DSSİ) oluştururlar (Plint ve Nummedal, 2000).




**Şekil 23.7 Deniz seviyesinde şekil 23.4'deki deseni takip eden, bir rampa kenarını etkileyen değişimler değişik aşamalarda oluşmuş bir dizi sistemler traktı ile sonuçlanır. Düşük düzey sırasında çökelme rampa aşağı yöne kayar.**

Sedimentler iç ülkeden akarsularla ve ayrıca rampanın karaya doğru kısmından aşınmayla temin edilir. Akarsularla aşınma rampanın karaya doğru kesimi ile kıyı çizgisi arasında gömük vadiler oluşturabilir. Kıyı çizgisi denize doğru ilerler ve görece deniz seviyesi düşerken aşağı düşer. Dolayısıyla, katmanların

geometrisi ilerlemeli ve aşağı doğru basamaklanmalıdır. Hunt ve Tucker (1992) tarafından önerilen alternatif şema koşullarında bu çökellerin sekans sınırı altında olduklarının değerlendirildiği ve bunların **zorlanmış regresif kama sistemleri izi** (ZRKSİ) olarak adlandırıldıkları belirtilmelidir.

**Düşük Düzey**

Düşük düzey sistemler traktı deniz seviyesi yükseliminin erken evrelerinde çökelir. Rampanın iç kesimi bu evrede aşınmalı değildir ve gömük vadilerdeki su seviyesi yükselmeye başlar. Rampanın dış kesimlerindeki yükselme hızı arttıkça ve kıyı çizgisi deniz tarafına ilerlemeyi durdurduğu ve durağanlaştıkça birikmeli (aggradational) hale gelir.

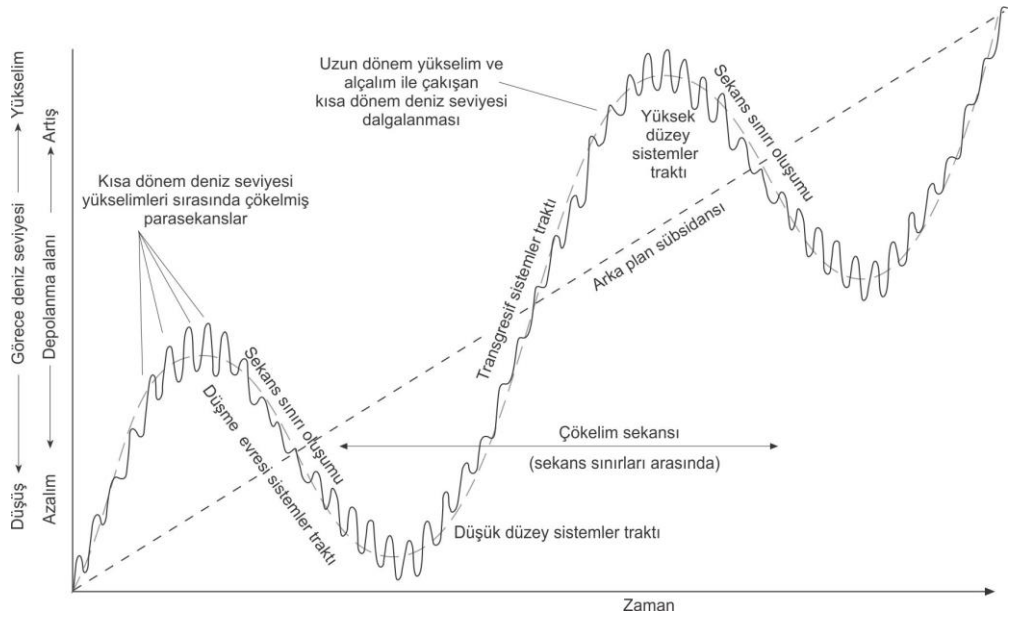
**Transgresif Yüzey, Transgresif Sistemler Traktı, Maksimum Taşkın Yüzeyi ve Yüksek Düzey**

Deniz seviyesinin bu aşamalarındaki sedimentasyon süreçleri ve desenleri esasen şelf kırılma kenarı depolanma sekansınınki ile aynıdır.

## 23.3 PARASEKANSLAR: SİSTEM TRAKTLARININ BİLEŞENLERİ

### 23.3.1 Parasekanslar

Şekil 23.6 ve 23.7'de verilen sistem izlerinin her biri birkaç katmanlar paketi içerir. Paketlerin her biri tabakaların ilerlemeli desen gösteren bir döngüsü olup, bu depolanma döngüleri sekans stratigrafisi terminolojisinde **parasekanslar** olarak bilinir. Bunların oluşma nedeni, deniz seviyesindeki gerçek değişimin şekil 23.4'deki gibi düzgün sinüsoidal olmasıdır. Deniz seviyesi değişimi düzgün eğrinin de işaret ettiği gibi düzenli olarak değişen hızlarda yükselmez veya düşmez fakat daha kısa aralıklı aşamalar dizisi şeklinde gerçekleşir. Kısa dönemli bir desenin daha uzun eğilimli bir desen ile çakıştırılmasıyla oluşan bir eğrinin şekli depolanma alanlarında parasekansların varlığıyla işaret edilen değişimleri hesaba katabilir (Şekil 23.8). Depolanma sekans eğrisinin yükselen kanadı sırasında çakışan eğri deniz seviyesinin daha yavaş yükseldiği veya hiç yükselmediği dönemlerle ayrılan kısa süreli hızlanmış görece deniz seviyesi yükselimiyle ortaya




**Şekil 23.8 Daha yüksek frekanslı deniz seviyesi dalgalanmasının şekil 23.4'deki eğri ile çakıştırılmasıyla transgresyon ve regresyon genel eğilimleri içinde deniz seviyesi kısa dönem yükselim ve alçalımlar deseni ortaya çıkar. Bu kısa dönem dalgalanmaları düşme evresi sırasında bile küçük miktarlarda depolanma alanlarının oluşmasıyla sonuçlanır.**

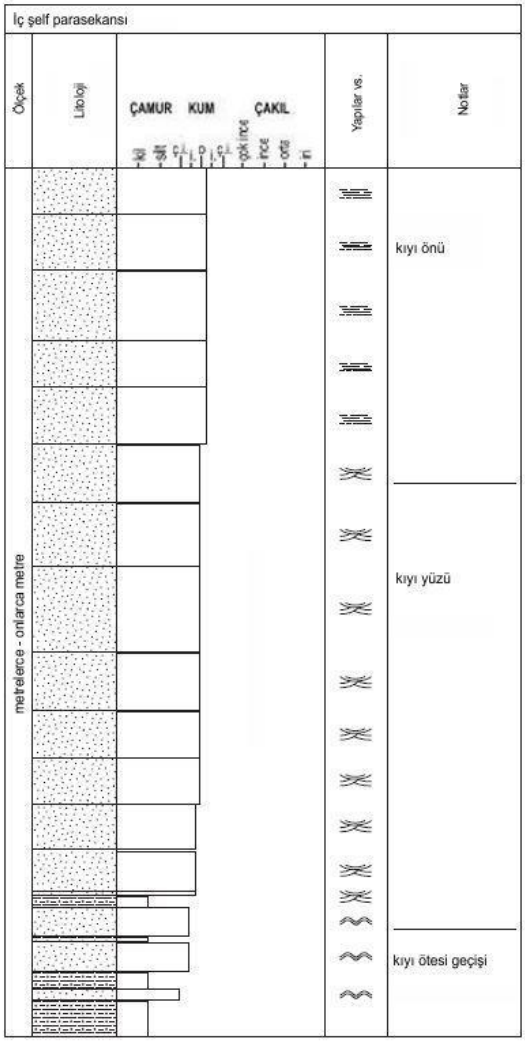
çıkar. Eğrilerin düşen kanatta çakıştırılmasıyla görece deniz seviyesinin bir miktar depolanma alanı oluşturmaya yetecek kadar yükseldiği kısa dönemler ortaya çıkarılır.

**Parasekans Sınırları**

Parasekanslar küçük miktarda gelişen depolanma alanlarının oluşması ve sonra sedimentle doldurulmasıyla çökelmiş tabakalar paketidir. Bir istifte parasekans sınırı bir fasiyesin görece deniz seviyesinde ani bir artışı ifade eden daha sığdan daha derin su çökelimine değişimi (söz gelimi ön kıyıdan kıyı ötesi geçişe değişim fasiyesi) belirlemekle işaretlenir. Parasekans sınırını işaretleyen bu yüzeye **taşkın yüzeyi** denir ('maksimum taşkın yüzeyi' ile karıştırılmamalıdır).

**Parasekans Kalınlığı**

Taşkın yüzeyleri arasında ölçülen parasekans kalınlığı görece deniz seviyesi tarafından denetlenir. Genellikle metreler ile on metreler dolayındadır (Şekil 23.9). Oluşturulan depolanma alanı bir sonraki taşkın yüzeyi oluşana kadar sedimentle doldurulur. Parasekans içindeki tabakalar istifi için üç olasılık vardır. Taşkın olayları arasında deniz seviyesinin durağan olması halinde her bir fasiyes kuşağını temsil eden tabakaların kalınlığı o fasiyes kuşaklarının derinlik aralıklarına eşdeğer olacaktır. Meselâ, ön kıyının 0 ile 2 m arasındaki derinliği kaplaması durumunda ön kıyı çökellerinin kalınlığı 2 m, kıyı önü fasiyesinin derinliği 2 ile 15 m arasında ve kıyı önü fasiyesinin kalınlığı da 13 m vb. şeklinde olacaktır. Ancak, parasekans çökelim döneminde deniz seviyesinin yavaşça yükselmesinin devam etmesi durumunda (transgresif sistemler izinde meydana gelebildiği gibi) bu fasiyes birimlerinin her biri daha kalın olacaktır. Bu durum parasekans içinde bir **genişlemiş dizi** olarak değerlendirilebilir. Diğer taraftan, parasekans oluşumu sırasında düşen deniz seviyesi ön kıyı fasiyesinde belki sadece 1 m ve kıyı önü çökellerinde de 6 m gibi daha ince birimler ile sonuçlanır. Parasekans içinde böyle bir **daraltılmış dizi** düşme evresi sistemler traktının bir özelliğidir. Parasekansta mevcut fasiyesler ve tabakaların kalınlıkları da çökelmenin olduğu şelfteki konum

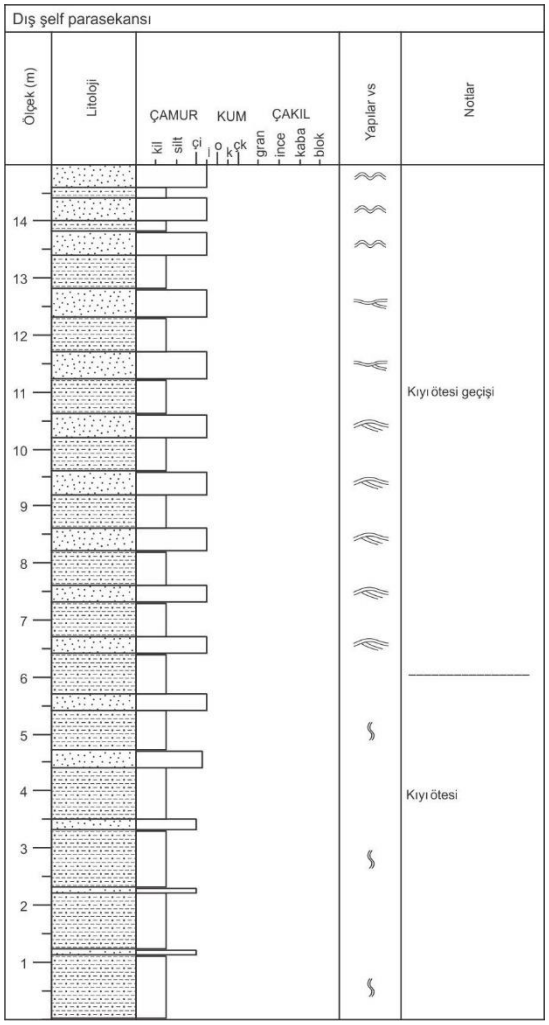



**Şekil 23.9 Bir iç şelf sığ denizel ortamındaki bir parasekansa ait şematik bir grafik sedimenter log.**

tarafından denetlenir. Parasekans daha ıraksak ortamda daha ince taneli fasiyeslerden oluşur (Şekil 23.10).

**Parasekans Setleri**

Her ne kadar bir bireysel parasekans içsel ilerlemeli tabaka deseni gösterse de toplamda ilerlemeli, birikmeli




**Şekil 23.10 Bir kıyı ötesi şelfi sığ denizel ortamındaki parasekansa ait şematik bir grafik sedimenter log.**

ya da gerilemeli desenler gösteren **parasekans setleri** şeklinde düzenlenmiş olabilirler (Şekil 23.10). İlerlemeli bir parasekans setinde yukarı doğru giden ardışık parasekansların her biri daha sığ su fasiyesleri (yani genel itibariyle yukarı doğru sığlaşma) gösterirler. Gerilemeli parasekans setleri istif yukarı derinleşen bir eğilim gösteren parasekanslardan oluşurlar. Bunun anlamı, daha yukarıda bulunan parasekansın en üst katmanı alttaki parasekansın en üstünü oluşturan tabakanınkinden daha derin bir su fasiyesidir. Birikmeli parasekans setlerinde tüm bireysel parasekanslar toplamda bir sığlaşma veya derinleşme eğilimi olmaksızın aynı fasiyes döngüsünü gösterirler.

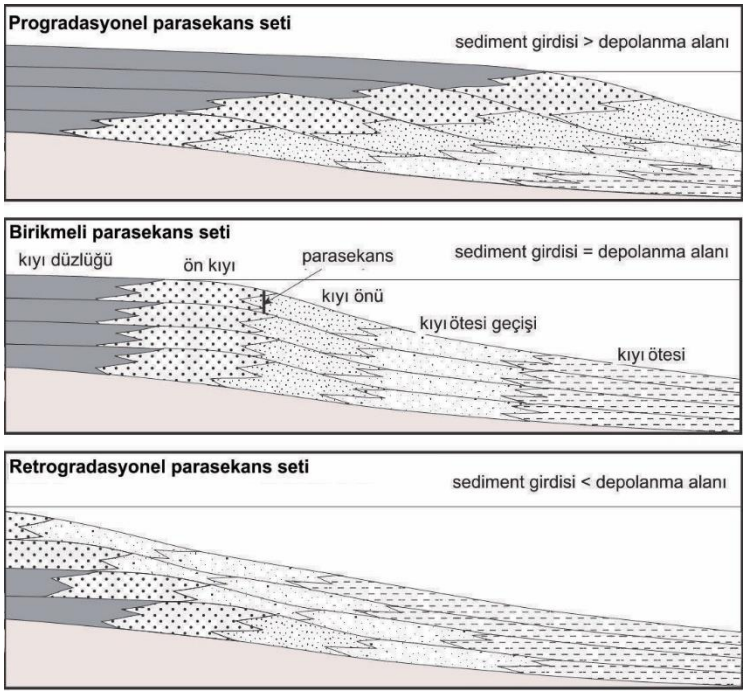
**Parasekans Setleri ve Sistemler Traktı**

Parasekans setleri içindeki eğilimler bunları oluşturan sistemler izinin bir belirtisidir (Şekil 23.11). Bir yüksek sistemler izi birikmeli ile ilerlemeli arasında parasekans setleri içerir; bir transgresif sistemler izi gerilemeli eğilimli parasekans setleriyle karakterize edilir ve bir alçak sistemler izi de parasekans setleri içinde ilerlemeli ile birikmeli eğilimlerle temsil edilir. Bir sistemler izi birden fazla parasekans setlerinden oluşabilirse de, aynı iz içindeki tüm setler aynı eğilimi gösterirler. Düşme evresi sistemler traktlarında parasekanslar düşey olarak istiflenme yerine yanal olarak düzenlenirler (Şekil 23.12). Bir düşme evresi sistemler traktı içindeki parasekanslar arasındaki ilişkiler sediment tedarik hızı ile ilişkili deniz seviyesi değişim hızına bağlıdır. Yüksek sedimentasyon hızı veya yavaş deniz seviyesi düşümünde bireysel parasekanslar **bitişik düşme evresi sistemler traktı** oluşturmak üzere birbirine yaslanırlar. Buna karşılık, daha hızlı deniz seviyesi düşüşü ve/veya düşük sediment tedariki **ayrılmış düşme evresi sistemler traktı** ile sonuçlanır (Şekil 23.12).

### 23.3.2 Sekanslar ve Parasekanslar: Ölçekler ve Değişimler

Kalınlığı metrelerle on metreler arası olan parasekanslardan kalınlığı birkaç on metreye kadar çıkan parasekans setleri ve sistemler izinden oluşan depolanma sekanslarının kalınlığının yüz metreler veya daha fazla düzeyde olması beklenebilir. Depolanma sekanslarının kalınlığı oluşan depolanma alanının büyüklüğüne bağlı olarak birkaç metreden birkaç yüz metreye kadar değişir. En büyük depolanma alanları bazı sedimenter havza tiplerinde gelişen büyük ölçekli tektonik sübsidansın olduğu yerlerde gelişirler (Bölüm 24). Tektonik açıdan duraylı yerlerde ve deniz seviyesi değişimlerinin küresel östatik dalgalanmalara bağlı olduğu yerlerde depolanma alanları daha küçük olma eğilimindedir. Görece deniz seviyesi değişim mekanizmaları ve büyüklükleri altbölüm 23.8'de ele alınmıştır.

Depolanma sekanslarının düzenlenmesine dair Altbölüm 23.2'de sunulan iki kavramsal model




**Şekil 23.11 Parasekans takımları oluşturan parasekansların istiflenme desenleri farklı sistemler traktlarının bir özelliğidir.**

idealleştirilmiş durumlar olup, sadece olası senaryoları temsil ederler. Ölçekteki değişimlere ek olarak çökellerin özelliklerinde ve sekans gelişimini denetleyen değişkenlere bağlı olarak katmanların düzenlenme biçiminde çok büyük değişimler söz konusudur. Bu değişkenler: a) Görece deniz seviyesi değişiminin büyüklüğü, b) görece deniz seviyesi değişiminin hızı, c) sediment tedariki, ve d) kenarın fizyografisini kapsar. Bu değişkenlerin farklı kombinasyonlarıyla çok sayıda katmansal desenler gelişebilir ise de, göz önünde bulundurulması gereken birkaç husus vardır.

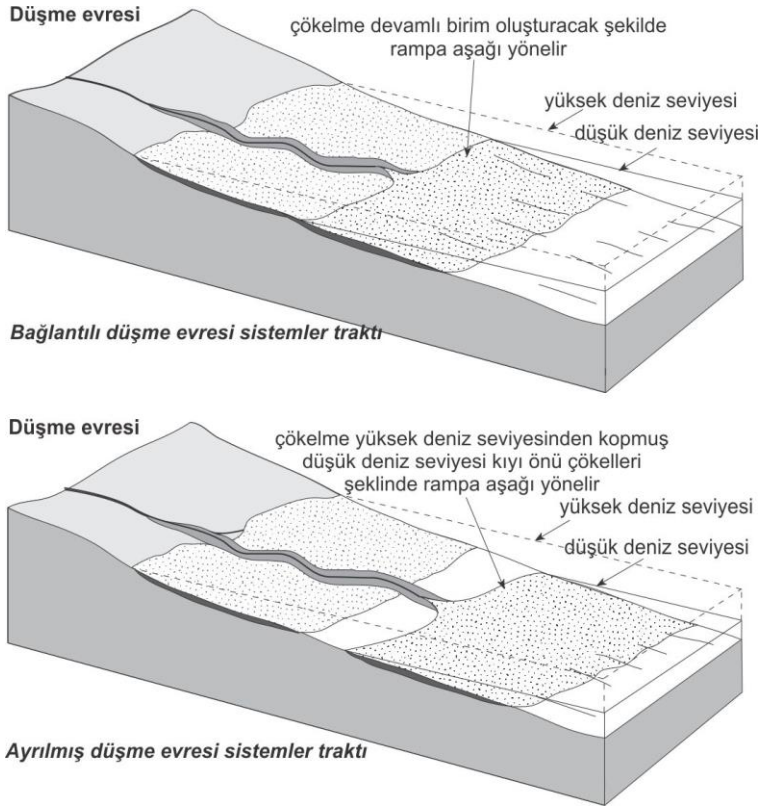
**1.** Görece deniz seviyesindeki hızlı değişimler sistemler izlerinin tamamen devre dışı kalmasına neden olabilir. Söz gelimi, deniz seviyesinde hızlı bir yükselim transgresyon sırasında hiç bir çökelme olmayacak şekilde düşük düzey sistemler traktı üzerine doğrudan gelen yüksek düzey çökelleri şeklindeki bir istif ile sonuçlanır. Ayrıca, görece deniz seviyesinin transgresyondan sonra aniden düşmesi durumunda yüksek seviye çökelleri olmayabilir ve benzer şekilde görece deniz seviyesinde düşüşten hemen sonra yükselime geçiş durumunda düşük düzey sistemler izi temsil edilmeyebilir.

**2.** Kenarın fizyografisi ve görece deniz seviyesi değişiminin büyüklüğü sığ denizel ortamlarda meydana gelen çökelmenin oranını belirler. Şelf kırılması deniz seviyesinin en düşük noktası altında olan çok geniş şelfli kenarlarda rampa tipi geometriler hâkim olup, sedimentasyonun çoğu şelf üzerinde depolanır ve az bir kısmı havzaya erişir. Tersine, dar şelfler çok fazla sediment tutmazlar. Sadece yüksek düzey çökelleri bulunabilir; çökelmenin çoğu havza tabanında gelişir.

**3.** Sedimentasyon hızları önemlidir. Çünkü, hızın düşük olması durumunda depolanma alanı dolmaz ve ilerleme bastırılır. Ancak, yüksek sedimentasyon hızlarında istife daha çok ilerlemeli geometriler hâkim olur.

## 23.4 KARBONAT SEKANS STRATİGRAFİSİ

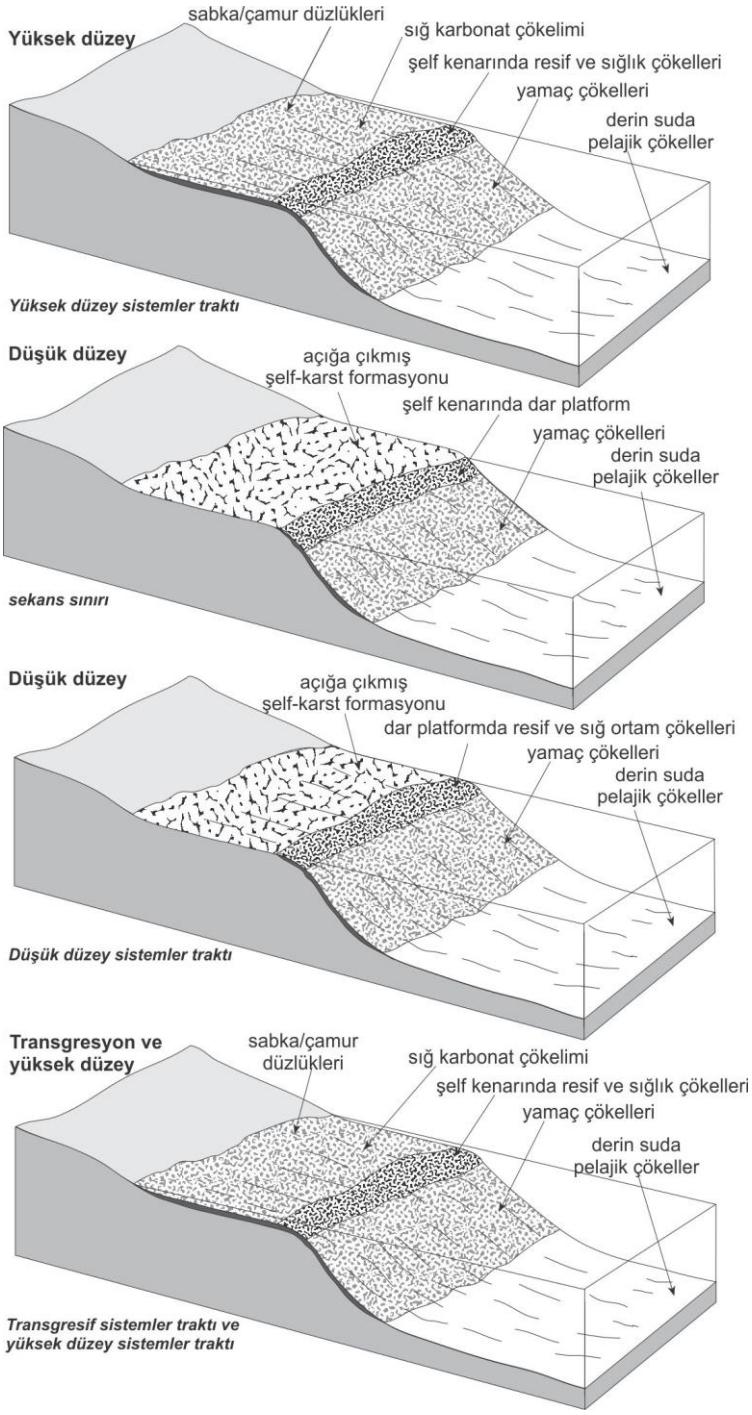
Karbonat depolanma sistemleri ile karasal kırıntılı ortamların davranışı arasındaki temel fark sediment tedarikinin denetimidir. Kırıntılı depolanma sistemlerine gelen sedimentlerin başlıca kaynakları aşınma zamanlarında malzemenin arttığı iç ülkeler ile malzemenin yeniden işlendiği kenarlardır. Aktif havza kenarlarında alüvyal yelpaze destekli yelpaze deltaları gibi küçük ölçekli depolanma sistemlerinde rölyef, sediment temini ve görece deniz seviyesi arasında yakın bir bağ bulunabilir. Ancak, her ne kadar iklim, deniz




**Şekil 23.12 Bir rampadaki düşme evresi sistemler traktı (DEST) değişik depolanma desenleri gösterebilir. Deniz seviyesi düşüşünün sediment tedarikine kıyasla nispeten yavaş olması durumunda tüm rampadaki çökelme devamlı istif şeklinde bitişik DEST oluşturur. Nispeten hızlı deniz seviyesi düşüşü de ayrılmış DEST ile sonuçlanır.**

seviyesi ve aşınma hızları arasında bazı bağlar olsa da, kıta düzeyindeki büyük ölçekli sediment tedariki büyük ölçüde görece deniz seviyesi dalgalanmalarından bağımsızdır. Bunun aksine, karbonat ortamlarında malzeme temini başlıca su sıcaklığı, tuzluluk, besin stoku, askıda sediment içeriği su derinliği ve üretim için mevcut şelf alanı gibi biyojenik üretkenliği (15.1.1) denetleyen etmenlere bağlıdır (Tucker ve Wright, 1990). Görece deniz seviyesindeki dalgalanmalar hem su derinliğini hem de şelf alanını denetler. Buna göre, karbonat çökelme sistemlerinde görece deniz seviyesi ile sediment tedariki arasında doğrudan bir bağ söz konusudur. Geniş bir sığ su alanı bulunması halinde çok miktarda sediment üretilirse de, bu alanın daralması halinde sediment stoğu da düşer.

Görece deniz seviyesi yükselim ve alçalım döngüsü sırasında bir kenarlı karbonat şelfteki katmanlar deseni şekil 23.13'de verilmiştir. Buradaki sistemler izlerinin karakteri görece deniz seviyesi yükselimine ve karbonat üretimine bağlıdır. Deniz seviyesi yükselimi hızlı ise, şelf su baskınına uğrar ve transgresif sistemler izi ince bir gerilemeli tabakalar paketinden oluşur. Dış şelf alanı sediment kıtlığı çekerek maksimum taşkın yüzeyini işaret eden kondanse tabakalar ve sert zeminlerin gelişimine izin verir. İzleyen yüksek seviye sistemler izi birikmeli ile ilerlemeli arasında olur. Karbonat üretimi görece deniz seviyesinin yavaş yükselim koşullarına ayak uydurarak birikmeli ile ilerlemeli arasında tabakalar deseni geliştirir. Transgresif sistemler izi maksimum taşkın yüzeyi gelişmeden ilerlemeli yüksek düzey sistemler traktına geçer. Deniz seviyesinde şelf veya rampa karbonat sedimentlerinin açığa çıkması ile sonuçlanan bir düşüş normalde çözünme, karstlaşma, toprak gelişimi ve/veya karasal evaporit oluşumunun varlığıyla teşhis edilebilir. Deniz seviyesinde daha küçük düşüşler, kurak bölgelerde hipersalin koşullara ve ılıman iklimlerde de azalan tuzluluğa yol açacak şekilde, dolaşımı şelf lagünü düzeyine kısıtlama ile sonuçlanabilir. Hangi yolla olursa olsun, bu koşullar altında su kimyasındaki değişimler lagün




**Şekil 23.13 Kenarlı karbonat şelfin deniz seviyesindeki değişimlere tepkiler. Kırıntılı sistemler traktından önemli bir fark, çoğu karbonat malzemesinin biyojenik kökenli olması ve sığ suda oluşmasından dolayı karbonat üretkenliğinin değişmesidir. Yüksek düzey ve transgresif sistemler traktları sırasında geniş sığ su alanları daha fazla sedimentin oluşmasını sağlar. Buna karşılık, karbonat sedimentlerinin düşme evresi ve düşük düzey üretimi çok daha azdır.**

organizmalarında azaltılmış biyoçeşitlilik şeklinde yansıtılır. Su seviyesinin şelf kenarı altına düşmesi karbonat üretim alanını dramatik biçimde düşürerek yamaç üzerinde bir yamaya dönüştürür. Sonuçta, yamacın topuğunda bir miktar yeniden çökelmiş malzeme hariç, düşme evresi ve düşük düzey ile ilişkili sedimentasyon çok az olabilir.

Karbonat rampaları genellikle karbonat üretiminin düşük olduğu alanlardır (Bosence ve Wilson, 2003). Üretkenlik transgresyon sırasında deniz seviyesi yükselimine ayak uyduramayabilir. Bu durumda transgresif sistemler traktı gerilemeli parasekans setleri içerir. Kondanse tabakalar ve/veya sert zeminlerle işaretlenen bir maksimum taşkın yüzeyinin gelişmesi olasıdır. Yüksek seviyede deniz seviyesi yükselim hızında bir azalma parasekans setlerine birikmeli ile ilerlemeli karakter kazandırır. Kenarlı şelflerin aksine, düşme evresi ve düşük düzey sistemler traktlarının çökelimi sırasında sedimentasyon devam eder. Parasekanslar da aşağı doğru basamaklı bir geometri ile ilerlemeli karakter gösterirler. Rampanın iç kısımlarının açığa çıkması ise çözünme ve karst oluşumu ile sonuçlanır.

Karbonat depolanma sistemlerindeki parasekanslar normalde yukarı doğru sığlaşan özellik gösterirler. Tipik olarak düşük gelgit zonunda çökelmiş, vaketaşından irileşerek pakettaşına ve sonra da daha sığ suda yüksek enerjili dalgalarla yeniden işlenmiş zondaki tanetaşlarına geçen bileşimindeki tabakalardan oluşurlar. Gerilemeli veya ilerlemeli paketin bir kısmını oluşturan parasekanslar büyük oranda ince taneli fasiyeslerle birlikte daha kalın olma eğilimindedirler. Buna karşılık, ilerlemeli parasekans setlerindeki parasekanslar daha sığ suya ait tanetaşı fasiyesiyle yukarı doğru incelme eğilimindedirler.

## 23.5 DENİZEL OLMAYAN HAVZALARDA SEKANS STRATİGRAFİSİ

Okyanuslarla bağlantılı olmayan havzalarda görece deniz seviyesinin sedimentasyon üzerine bir etkisi yoktur. Kalıcı bir merkezi göl içeren havzadaki çökelme görece deniz seviyesi denetimine benzer şekilde o göldeki su seviyesinden etkilenir. İklim göllerdeki suyun hacmini doğrudan denetler. Daha kurak bir iklime değişim su stoğunda azalmaya ve buharlaşmada artışa neden olur. Sonuçta göl seviyesi düşer. Bu taban düzeyi dalgalanmaları küresel östazidekinden daha büyük olabilir. Havzadaki flüvyal ve gölsel depolanma sistemleri depolanma alanı ayrıca tektonik sübsidans tarafından da denetlenir. Rüzgârla savrulmuş kum birikme alanlarındaki depolanma alanı rüzgâr sönümlenme alanını kısıtlayan su seviyesi tarafından denetlenir (Kocurek, 1996).

## 23.6 SEKANS STRATİGRAFİSİNDE ALTERNATİF ŞEMALAR

Sekans stratigrafisindeki tanımları ve terminolojiyi araziye ve yeraltı jeolojisine uygulayan yerbilimciler arasında genel bir fikir birliği olmayışı belki de sekans stratigrafisinde geçen kavramların nispeten yakın geçmişte ortaya çıkmasının bir sonucudur. Sekans stratigrafisindeki modellerin tarihçesi ve gelişimi ile kavramsal yaklaşımlar ve yöntemlerin bir özeti Nystuen (1998)'de verilmiştir. Galloway (1989)'in 'sekans sınırı'nın maksimum taşkın yüzeyine oturtulduğu 'genetik sekans' yaklaşımında olduğu gibi, sekans sınırını döngünün tamamen farklı bir kısmına oturtan şemalar gözden düşmüştür. Bu bölümde sunulan yaklaşım kısmen 'Exxon modeli'ne dayanır. Bu modelin orijinali sismik yansıma profillerinde görülen yeraltı stratigrafisinin analizinde bir araç olarak geliştirilmiş (Payton, 1977; Vail vd., 1977; Jervey, 1988) ve sonra sedimenter istiflere genişletilmiştir (Van Wagoner vd., 1988, 1990). Bu modeller üzerinde Coe (2003) ve Cateneaunu (2006) tarafından sunulan yenilemeler de kullanılmış ve Exxon şemasında sekans sınırında aşınma olup (tip 1) olmadığına (tip 2) bağlı olarak 'tip 1 ve tip 2' sekansları kavramı gibi orijinal fikirlerin bazılarına girilmemiştir. Alt bölüm 23.2.2'de belirtildiği gibi, özellikle kenarda devamlı çökelmenin olduğu yerdeki bir ortamda sekans sınırının nereye oturtulması gerektiği problemi olmak üzere, deniz seviyesi düşüşü sırasındaki olayların analizinde kullanılan değişik yaklaşımlar vardır (örnek: Hunt ve Tucker, 1990; Posamentier ve Morris, 2000). Helland-Hansen ve Martinsen (1996)'de özetlenen kıyı çizgisi gezinge kavramı (özellikle sismik yansıma profillerindeki) katmansal ilişkilerin değerlendirilmesi için bir alternatiftir. Bu kavram kenarın fizyografisi ile birlikte depolanma alanı oluşma ve sediment tedariki artma/azalma görece hızlarını değerlendirmeyi esas alır. İncelemenin ve jeolojik ortamın ölçeğine bağlı olarak belli durumlara en iyi uyan değişik yaklaşımlar mevcut olup, tek başına hiç bir şemanın tüm durumlar için ideal olduğu düşünülmez.

## 23.7 SEKANS STRATİGRAFİSİ UYGULAMALARI

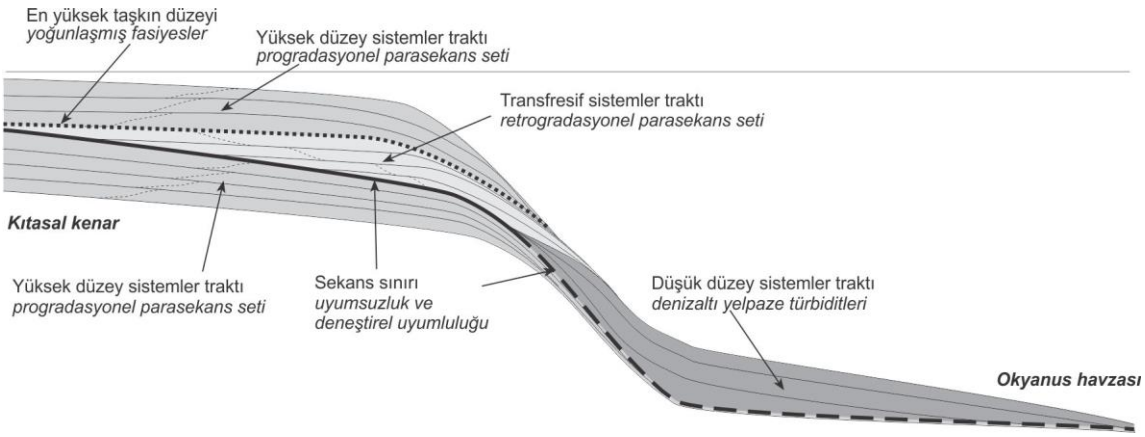
Sedimenter istiflerin analizinde sekans stratigrafisi yaklaşımını kullanmanın avantajlarından biri değişik veri türlerine uygulanabilmesi ve farklı kaynaklara ait bilgileri birleştirmede yardımcı olmasıdır. Grafik sedimenter loglar kullanılarak arazide, benzer şekilde sondaj karotları ve kuyu loglarını (22.4.3) kullanarak yeraltına ve yeraltı stratigrafik ilişkilerinin görüntülerini sağlayan sismik yansıma profillerine (22.2.5) uygulanabilir. Desenler genel bir model ile ilişkilendirilebilir (örnek: Şekil 23.14) ve hem düşey hem yanal olası eğilimler hakkında tahminler yapılabilir.

### 23.7.1 Sismik Kesitlerin Sekans Stratigrafik Analizi

Sekans stratigrafisi yaklaşımının ilk olarak en iyi oturtulduğu yer sismik yansıma profillerinin analizi olmuştur (Payton, 1977; Vail vd., 1977; Jervey, 1988). Katmansal geometrideki değişimler deniz seviyesindeki değişim ile kolayca ilişkilendirilebilmektedir. Şelfte onlap ilişkileri (22.2.5) transgresyon için karakteristik iken, geniş alanlara yayılmış bir uyumsuzluk bir sekans sınırı olarak teşhis edilip yorumlanabilir, ilerleyen klinoformlar yüksek düzey sırasında oluş ve daha birçok örnek gösterilebilir. Sismik yansıma profillerinin çözünürlük derecesi (22.2.4) parasekansların nadiren teşhis edilebileceği anlamına gelir. Buna göre, yorumlama depolanma sekansları ölçeğinde olur. Analizler şelfteki uyumsuzluklar ve katmansal geometride gerilemeliden ilerlemeliye değişim ile teşhis edilebilen maksimum taşkın yüzeyleri şeklindeki sekans sınırları gibi anahtar stratigrafik yüzeylerin tespit edilmesi yoluyla gerçekleştirilir. Maksimum taşkın yüzeyleri arasındaki düşey mesafe sedimentin çökelim sonrasında sıkışmış olması (18.2.1) şartıyla görece deniz seviyesi değişiminin büyüklüğünü belirleme aracı olarak kullanılabilir. Stratigrafik yüzeyler arasında katmanların geometrisinden belirlenen kıyı çizgisi gezingeleri görece deniz seviyesi değişimi ve sedimentasyon hızları hakkında bilgi toparlamada kullanılabilir.

### 23.7.2 Grafik Sedimenter Logların Sekans Stratigrafik Analizi

Bir sedimenter kayalar istifinin görece deniz seviyesi değişimleri açısından yapılan analiz prosedürü tüm kesitlerin fasiyes analizleri ile başlamalıdır. Mostra ve karotlar üzerinde çalışırken bu işlem her bir tabaka içindeki litolojiyi, sedimenter yapıları ve biyojenik faaliyetleri incelemek ve bunları her bir katmanın çökelme ortamını belirlemede kullanmak şeklide yapılır. Kitabın daha önceki bölümlerinde ele alınan depolanma fasiyesini ve fasiyes topluluklarını çökelme ortamıyla ilişkilendirmenin ilkeleri kullanılmıştır. Sonraki aşamada parasekansları teşhis etmede fasiyeslerde ve fasiyes topluluklarındaki eğilimler kullanılabilir.




**Şekil 23.14 Bir depolanma sekansında sistemler traktı içindeki katmansal geometrilerin ve desenlerin özeti.**

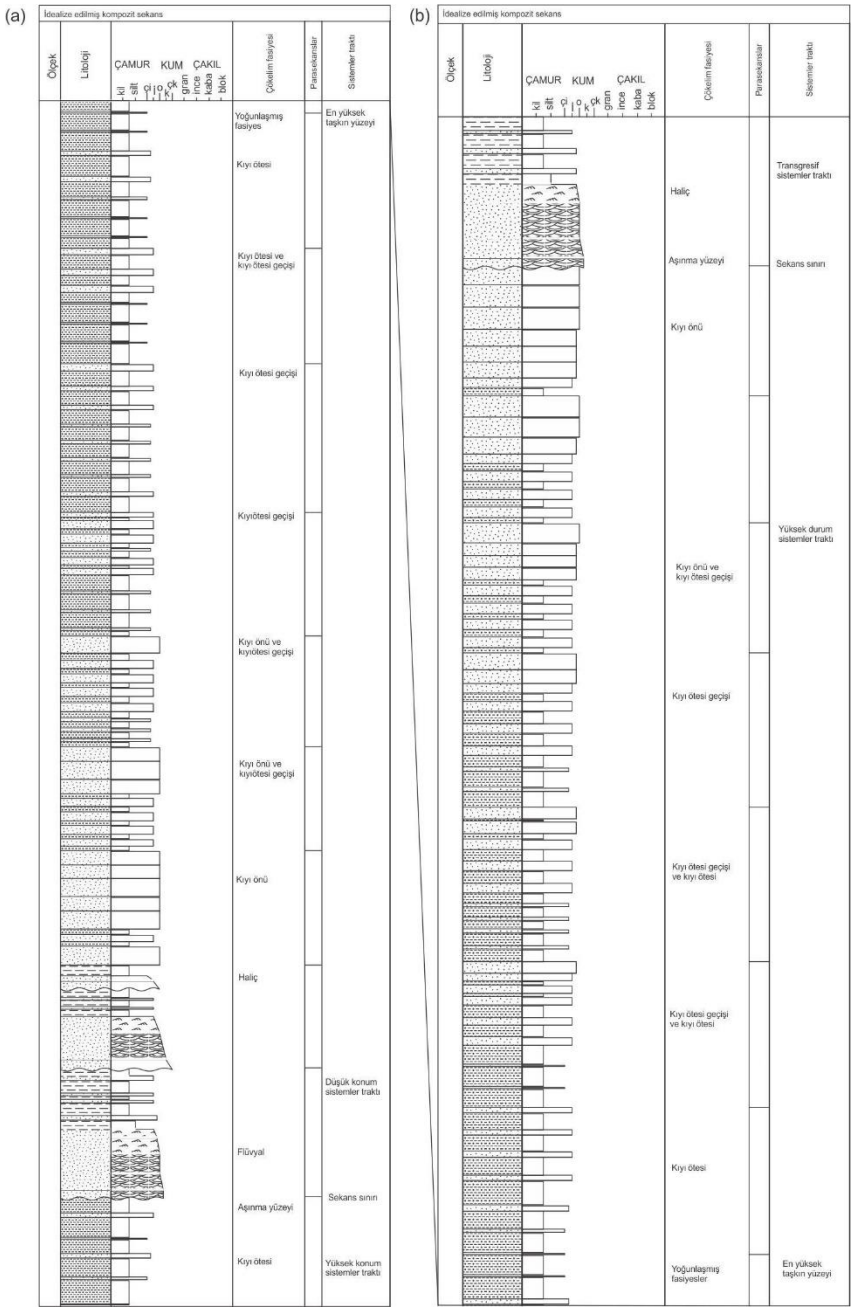
Parasekanstaki tabakaların yukarı doğru sığlaşma deseni göstermesi beklenebilir; yani, istifte alttan yukarı gidildiğinde fasiyeslerin daha sığ sudaki çökelimini gösterir. Taşkın yüzeyleri sığdan derin su fasiyeslerine nispeten ani değişimlerle teşhis edilebilir. Parasekanslar teşhis edildikten sonra parasekans setleri halinde gruplanabilirler ve setler içindeki eğilimler belirlenebilir. Daha yüksek fasiyes parasekansların sette daha aşağıda bulunanlara kıyasla genellikle daha sığ suları işaret etmesi ilerlemeli bir eğilim olarak değerlendirilir. Parasekansta yukarı doğru derinleşme durumu gerilemeli bir eğilimin işaretidir. Parasekanstaki setlerin tamamının aynı aralıktaki fasiyesleri göstermesi halinde eğilim birikmelidir. Sonraki adımda parasekans setleri içindeki eğilimlerle sistemler izi belirlenir ve dolayısıyla tüm istif sistemler izlerine ve depolanma sekanslarına bölünebilir (Şekil 23.15).

Sekans sınırları ve maksimum taşkın yüzeyleri gibi anahtar yüzeylerin tespit edilmesi sedimenter istiflerin analizinde önemli bir adımdır (Şekil 23.14 ve 23.15). Sekans sınırının doğası kenar üzerindeki görece karaya doğru/denize doğru lokasyona bağlıdır. Ortadan dışa doğru olan bölgelerde yüzey kıyı ötesi fasiyesinden ya da yüksek düzey sistemler izini önceleyen kıyı ötesi geçiş fasiyesinden sekans sınırının yukarısındaki transgresif sistemler izinin haliç çökellerine olan ani değişimi işaret edebilir. Haliçler akarsu vadilerinin basılmasıyla (13.6) oluştuklarından, haliç fasiyeslerinin varlığı sekans stratigrafisi analizinde genellikle çok yararlı bir belirteçdir ve bu nedenle de transgresyonun bir özelliğidir. Sekans sınırı kara içerisine doğru daha ileride tamamıyla flüvyal çökeller içinde kalabilir ve teşhis edilmesi zor olabilir. Bu durumda en iyi belirteç transgresyon sırasında flüvyal kanallarla dolmuş bir gömük vadinin varlığıdır. Derin havza çökellerinde bir aşınma yüzeyi bulunmaz ve sekans sınırı da deneştirilebilir uyumluluk yoluyla tanınır. Bu sedimentasyon düzeyi altında ince tane ve pleajik koşullar hâkim olmakla birlikte, sınırda bir havza tabanı yelpazesinde çökelmiş türbiditlerin başlangıcı şelfteki aşınmanın başlangıcını ve baypası işaret eder.

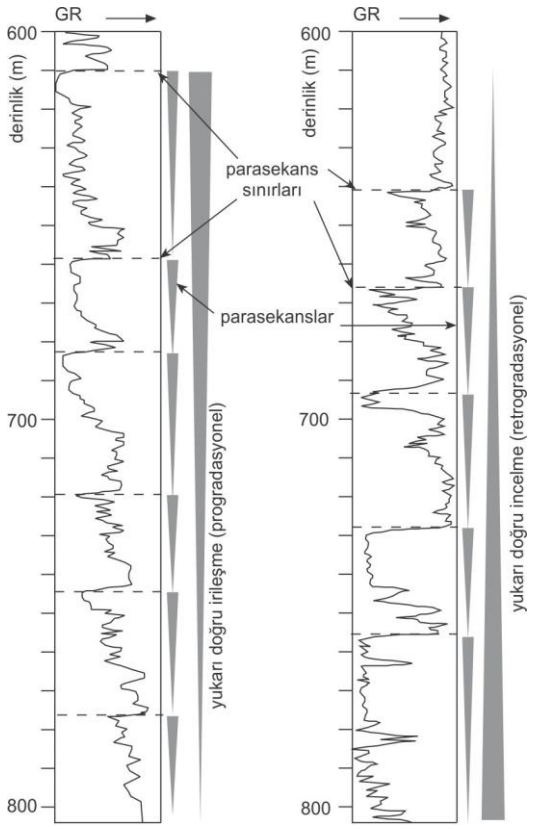
Karbonat istiflerindeki tüm katmanların su derinliği cinsinden analiz edilmesinde ve daha sonra parasekansların, parasekans setleri içindeki desenlerin ve sistem izlerinin teşhis edilmesinde de aynı ilkeler uygulanır. Rampalar ve şelfler üzerindeki sekans sınırı karstik yüzeyler şeklindeki atmosferik koşul kanıtları sayesinde seçilebilir. Düşük seviye sırasında azalan sediment tedariki sekans sınırındaki sedimentasyonda ille de önemli bir artış anlamına gelmediğinden, daha derin su ortamında deneştirilebilir uyumluluğun teşhis edilmesi kolay olmayabilir. Deniz seviyesi yükseliminin nispeten hızlı olduğu durumda maksimum taşkın yüzeyi kondanse tabakalar ve/veya sert zeminlerle belirlenebilir fakat diğer durumlarda transgresif ve yüksek düzey sistemler traktları arasında belirgin bir yüzey tanımlamak mümkün olmayabilir.

### 23.7.3 Jeolojik Logların Sekans Stratigrafik Analizi

Sekans stratigrafisi analizinde en yararlı petrofiziksel loglama aracı gama ışını logudur (22.4.1). Bu yöntem istif içindeki kum ve çamurun görece oranlarını değerlendirmede kullanılır. Genel anlamda daha kumlu istifler çamurlu sedimentlerden daha sığ denizel çökelmeyi işaret eder. Bu nedenle, gama ışını logunda değerlerdeki yukarı doğru azalma eğilimi kum içeriğindeki artışın bir işareti olarak alınabilir ve dolayısıyla yukarı doğru sığlaşan bir istif olarak yorumlanır (Şekil 23.16). Okumalardaki ani bir artış daha yüksek bir çamur içeriği anlamına gelir ve bu da bir taşkın yüzeyinin (yani parasekans sınırı) kanıtı olarak kullanılabilir. Parasekans setlerine ait gama ışını logundaki kum ve çamur içeriği eğilimleri istifteki ilerleme, gerileme ve birikme desenlerini tespit etmede kullanılabilir (Şekil 23.16). Tabanda kum içeriğinde ani artışlarla (düşük gama log değeri) karakterize edilen ve birkaç metre kalınlığında giderek çamurca daha zengin (yüksek gama log değerleri) bir eğilim ile devam eden kanal dolgusu istiflerinin teşhis edilmesi sonuçta birer sekans sınırı belirteçleri olan fluvyal ve haliç fasiyeslerinin tespitinde önemli düzeyde yardımcı olabilir. Maksimum taşkın yüzeyleri de spektral gama loglarından (22.4.1) glokonit konsantrasyonu işaret eden karakteristik bir potasyum artışı sayesinde belirlenebilir. Görüntüleme araçları gibi diğer jeofizik loglar çökelme ortamını yorumlamada ve dolayısıyla stratigrafik analizinde yardımcı olabilecek daha fazla bilgiler sağlayabilir.




**Şekil 23.15 İdealleştirilmiş bir depolanma sekansına ait şematik sedimenter log. Pratikte mostrada görülen ya da yeraltında bulunan istif çoğu zaman sistemler traktlarındaki kalınlıklarda hatırı sayılır değişimlerle birlikte bu tüm desenin sadece belli kısımlarını içerir. a) İstifin alt kısmı. b) İstifin üst kısmına devam.**




**Şekil 23.16 Gama ışını loglarının parasekanslar ve sistemler izi açısından yorumlanması.**

### 23.7.4 Sekans Stratigrafisi İlkelerini Kullanarak Kesitlerin Deneştirilmesi

Sekans stratigrafisi yaklaşımını kullanmanın faydaları mostra kesitlerini ya da aralarında onlarca kilometre mesafe bulunan kuyuları deneştirmede daha çok ön plana çıkmıştır. Bölüm 19'da litostratigrafik analizdeki sınırlamalar tartışılmıştı. Bu yaklaşımın bir zaman çerçevesi sağlamadığı ve dolayısıyla bu anlamda değerinin sınırlı olduğu açıktır. Biyostratigrafik teknikler (Bölüm 20) katmanları yaşa dayalı olarak deneştirmede önemli bilgiler sağlarlar fakat, mevcut çözünürlük yüzlerce metre kalınlıktaki katmanların aynı biyozun içinde kalması ve aynı zamanda karasal, sığ denizel ve derin denizel ortamları deneştirmenin bu farklı çökelme ortamlarında çökelen tabakalarda farklı fosiller bulunmasından dolayı her zaman kolay olmaması anlamına gelebilir. Radyometrik yaşlandırmanın depolanma yaşını vermede kullanılabilecek malzeme bulmadaki problemlerden dolayı deneştirmedeki değeri daha da azdır (21.2). Görece deniz seviyesindeki değişimleri sekans stratigrafik yaklaşımda bir şablon olarak kullanmak suretiyle diğer tekniklere özgü bazı problemlerin üstesinden gelinebilir.

Görece deniz seviyesindeki değişimler genellikle nispeten geniş alanlarda ve hatta küresel düzeyde olabilir (fazla bilgi için bkz. 23.8). Akarsulardan kıyı düzlüklerine, şelflere ve kıta kenarlarına komşu derin deniz alanlarına kadar tüm ortamlardaki sedimentasyonu etkiler. Bu ortamlardan birinde deniz seviyesi yükselimine ya da alçalımına dair kanıtlar bulunması halinde diğerlerinde de işaretler olmalıdır. Deneştirme farklı senaryolardaki desenleri kıyaslamaya dayalı olarak yapılabilir. Kıyı fasiyeslerinde görülen ilerlemeli bir desen kıyı ötesi zonda ve kıyı ötesi geçiş zonundaki bir ilerlemeli desen ile eşleşir ve bu şekilde aynı fosilleri içermeseler bile ikisi deneştirilebilir. Şelfte aşınmalı uyumsuzluklar ya da derin sularda deneştitilebilir uyumluluklar olarak görülen sekans sınırları geniş alanlarda izlenebilir. Maksimum taşkın yüzeyleri şelfin dış kısımlarında sediment kıtlığı ve kıyıya daha yakın kesimde parasekans setlerinde gerilemeliden ilerlemeliye değişim desenleri şeklinde kanıtları bulmak suretiyle takip edilebilir. Sekans stratigrafisinin kullanıldığı deneştirme sürecine dair bir teorik örnek şekil 23.17'de verilmiştir.

Desenlerin ve anahtar yüzeylerin teşhis edilmesine dayalı deneştirmeler sadece sürece yardımcı olabilecek bazı ilave bilgiler mevcut olduğu zaman yapılabilir. Genel zamansal çerçeveyi çıkarmada çoğu durumda biyostratigrafik bilgiye gerek duyulur. Deneştirilen kesitlerin yaklaşık aynı yaşta olup olmadıklarının bilinmesi gerekli olmakla birlikte, tek bir biyozon içinde birkaç çökelme sekansı bulmak mümkün olduğundan, sekanslara bakılarak daha yüksek çözünürlükler elde edilebilir. Yeraltında kuyular arasında genel bir deneştirme bunların yerlerini sismik yansıma profilinde bulmak ve sonra bunlar arasındaki yansıtıcı yüzeyleri takip etmek suretiyle başarılabilir.

Sekans stratigrafisinin en faydalı uygulamalarından biri de öngörü aracı olarak kullanılabilmesidir. Şekil 23.17'deki dört kesiti göz önüne alınız. Sadece üç şelf istifi mevcut olsa bile, derin havza kesitinde görülene benzer istifin var olduğuna dair bir öngörüde bulunmak mümkündür. Çünkü, sekans sınır uyumsuzluğu şelf

üzerinde bir çökelme olmadığını, dolayısıyla derin suda türbiditlerin olabileceğini işaret eder. Benzer şekilde, aynı mantıktan yola çıkarak diğer kesitlerden herhangi birinin olmaması durumunda orada ne olabileceğinden hareketle bir öngörüde bulunulabilir. Bu öngörü avantajı özellikle yeraltı stratigrafik analizinde çok değerlidir. Bir sismik yansıma ölçümü katmanların genel deseni hakkında bilgiler sağlamakla birlikte, tek bir sondaj kuyusu bile hem sedimenter istifte hem de sismik profilde sekans stratigrafisi ilkelerini kullanmak suretiyle bir alandaki fasiyes dağılımları hakkında bir tahmin yapmaya yeterli bilgi sağlayabilir. Kuyulardan gelen daha fazla bilgi ile saha için depolanma modeli daha sağlıklı ve (umulur ki) daha doğrudur.

## 23.8 DENİZ SEVİYESİNDEKİ DALGALANMALARIN NEDENLERİ

Bu bölüme giriş kısmında görece deniz seviyesindeki değişimler için tektonik ve küresel östazi olmak şeklinde iki ana neden gösterilmişti. Yükselim ve sübsidans hiç bir zaman küresel ölçekte gelişmez. Hemen her zaman yerel ölçekte gelişen bu olayların olası en büyük etkileri bir kıtanın sadece bir kısmı ile sınırlıdır. Bununla birlikte, levha tektoniği süreçlerinin de göz önünde bulundurulması gerekli küresel ölçekte deniz seviyesini etkileyen yönleri vardır. Östazi okyanuslardaki suyun hacminde meydana gelen değişimleri içeren küresel bir olaydır. Dolayısıyla, deniz seviyesindeki bir yükselim ve alçalım dünyadaki tüm kıyılarda aynı zamanda meydana gelecektir. İzleyen altbölümlerde deniz seviyesinde dalgalanmalarla sonuçlanan değişik mekanizmalar ele alınmıştır.

### 23.8.1 Deniz Seviyesindeki Yerel Değişimler

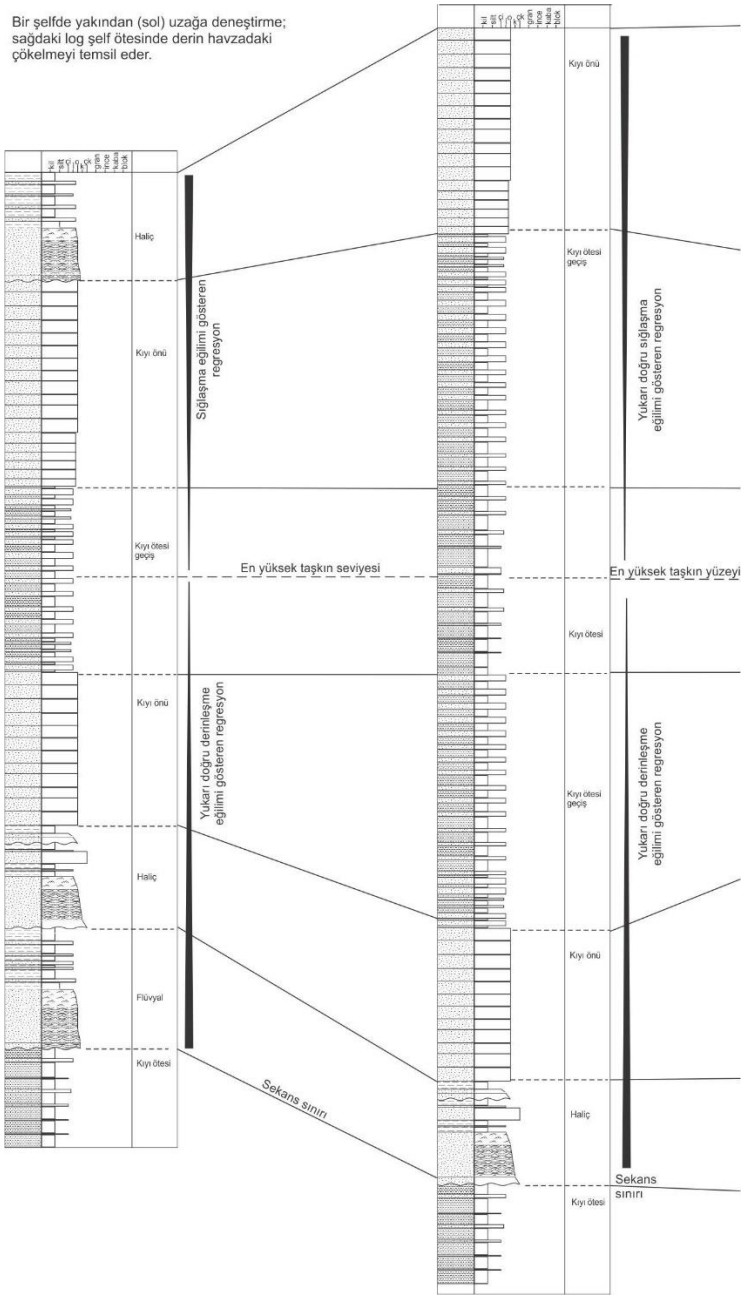
Kıtaların kenarlarına etki eden tektonik kuvvetler ve ilişkili termal etkiler kara kütlesinin deniz seviyesine göre yükselmesine veya alçalmasına sebep olur (Şekil 23.18). Riftli havzalarda bloklar rift içerisinde aşağı doğru hareket eder fakat kanatlar boyunca bloklar yükselebilir. Bu durum faylanmış bloklardan hangisinin kıyı tarafında bulunduğuna bağlı olarak deniz seviyesinde görece bir yükselim veya alçalıma yol açabilir. Okyanus havzalarının kıyılarındaki pasif kenarlar boyunca kıtasal kabuk zaman içinde soğuyup ve büzülerek bu kenarlar boyunca deniz seviyesinde görece bir yükselime neden olur. Deniz seviyesindeki görece yükselim ve alçalımlar okyanusal kabuğun yitim zonunda tüketildiği aktif kıta kenarlarında da meydana gelebilir. Bu durumların hepsinde deniz seviyesi değişimleri termal veya tektonik olaydan etkilenen bölgede lokalize olur. Rift havzaları durumunda bu alan sadece birkaç kilometre genişlik ile sınırlı olabilir ise de, pasif kenarlarda sübsidans kıtanın tüm kenarını etkileyebilir. Bu lokalize olayların etkileri dünyanın değişik yerlerindeki diğer kıyılara kadar yayılamaz.

### 23.8.2 Buzul Östazisi

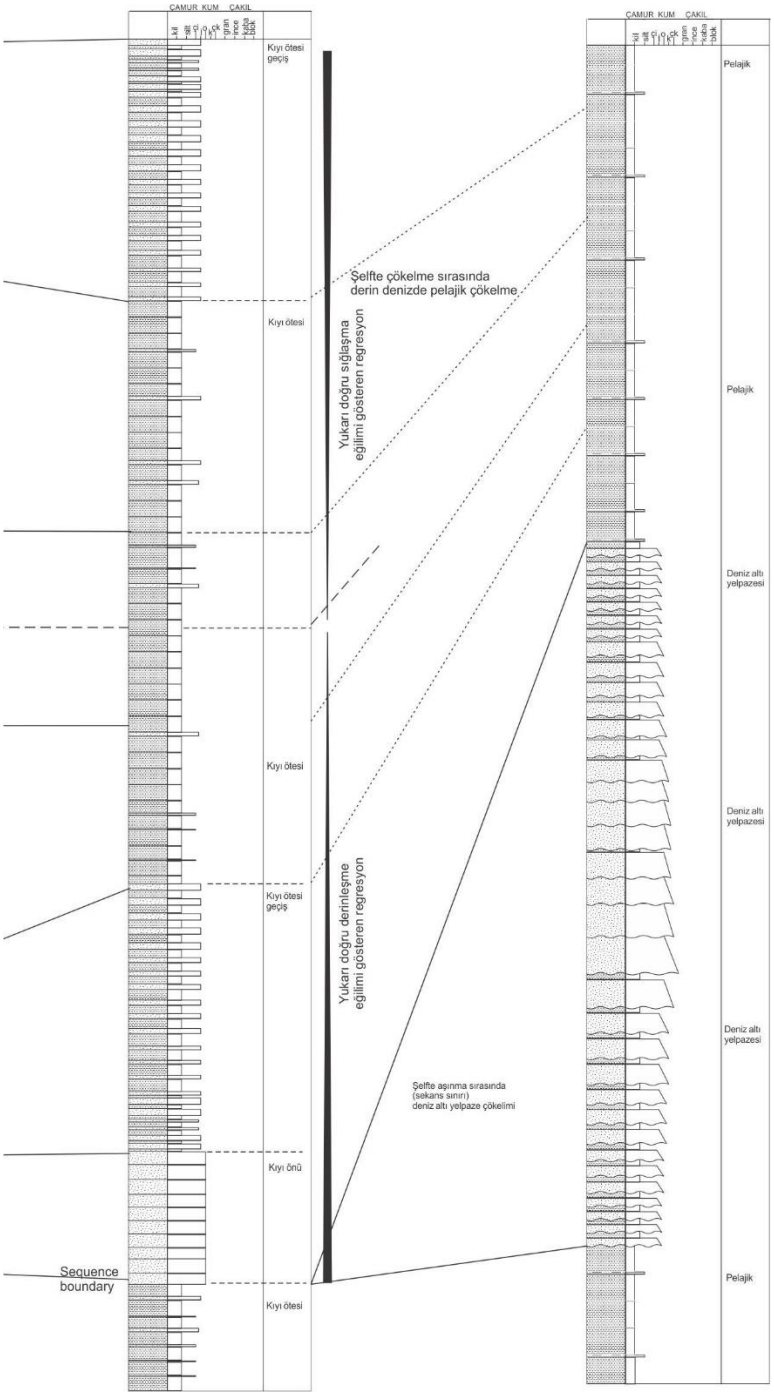
Kutuplardaki kıtasal buz takkesinin erimesi okyanuslara tüm yerkürede deniz seviyesinde birkaç on metre yükselime neden olacak kadar büyük miktarlarda su bırakabilir. Yerküredeki tatlı suyun en büyük kısmı Güney Kutbu'nda Antartika kıtasındaki buz kalkanları ve takkelerinde tutulmaktadır. Bunların kalınlığı bazı yerlerde binlerce metreyi bulur. Kuzey yarıküredeki karasal buz Grönland'da ve çok daha azdır. Kutup buzunun geri kalan kısmı eridiği zaman deniz suyu seviyesini değiştirmeyen suda yüzer buz dağları şeklindedir. Bunun nedeni, su seviyesinden yukarıda kalan kısmın, buz kütlesi eridiği zaman meydana gelen hacim azalması ile telafi edilmesidir.

Kuvaterner'de kutuplardaki buz kalkanlarının hacimce genişleyip daralarak denizlerde dünya çapında onlarca metre değişime neden olduğu çok sayıda kanıt vardır. Pleistosen'deki buzul çökelleri Kuzey Avrasya'da ve Kuzey Amerika kıtalarında bazı bölgelerin buzul kalkanlarıyla kaplı olduğunun bir kanıtıdır. Diğer yerlerde yükselmiş plajlar gibi morfolojik özellikler buzul arası dönemlerdeki daha yüksek deniz seviyesinin tanıklarıdır. Buzul çağı koşulları ile buzul çağları arası dönem koşullarında meydana gelen dalgalanmalar Pleistosen'de meydana gelen periyodik küresel soğuma ve ısınmalara atfedilmektedir. İklim değişimi, buz birikimi/erimesi ve küresel deniz seviyesi değişimleri arasındaki bağ Kuvaterner'de **glasiyo-östatik mekanizma** ile iyi oturtulmuştur (Chappell ve Shackleton, 1986; Matthews, 1986).

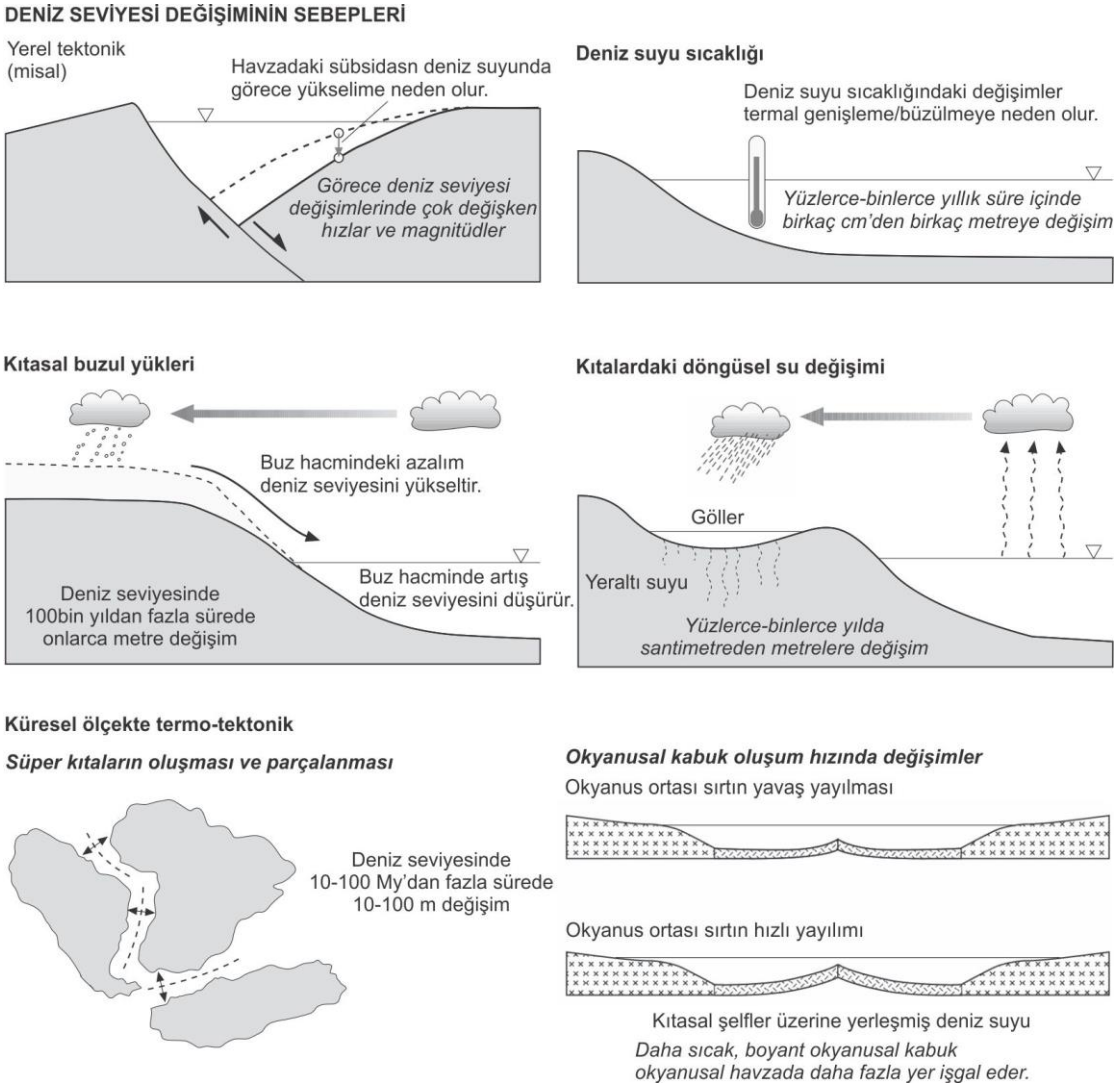
Glasiyo-östazi bu nedenle Yeryuvarı'nın tarihçesinde daha soğuk iklim dönemlerinde kutuplarda su depolayan buz takkelerinin bulunduğu zamanlarda küresel deniz seviyesi değişimlerini açıklayabilen bir mekanizmadır. Karasal buzul takkelerinde deniz seviyesinde yüz metreden fazla yükselime yetecek kadar




**Şekil 23.17 Kıyı ve deniz ortamlarının değişik kesimlerindeki loglar arasında sekans stratigrafisi ilkelerini kullanarak deneştirme yapmaya dair bir hipotetik örnek. Deneştirmenin şelfin ve havzanın farklı yerlerinde aynı zamanda farklı fasiyeslerin olacağı esasına göre yapıldığına dikkat ediniz.**




**Şekil 23.17 (Devam)**




**Şekil 23.18 Tektonik ve iklimsel etmenlerle ilişkili deniz seviyesi değişiminin çok sayıda olası nedeni vardır. Değişimlerin yaklaşık büyüklüğü ve oluşum hızları her bir durum işin açıklanmıştır.**

suyun depolandığı zamanlar olmuştur. İklim değişikliklerinin nispeten hızlı olmasından dolayı, glasiyo-östazinin gerçekleştiği zaman dilimi de önemlidir (Plint vd., 1992). Sonuçta, deniz seviyesi değişimi binlerce yıl içinde gelişebilir ve buzul dönemi ile buzulsuz dönem arasındaki süre Pleistosen'de on binlerce - yüzbinlerce yıl düzeyindedir. Bu nedenle, iklim kaynaklı glasiyo-östazi küresel deniz seviyesinde çabuk ve sık gelişen dalgalanmalara neden olabilir.

### 23.8.3 Deniz Seviyesi Değişiminin Termotektonik Nedenleri

Yerkürede tektonik levhaların konumları sürekli değişmekte, uzun dönem aralıklarında kıtalar birleşerek süperkıtaları meydana getirmekte ve daha sonra kıtasal kütle bölünerek daha küçük parçalara ayrılmaktadır. Süper kıtanın kırılması sırasında yeni okyanus ortası sırtlar gelişmektedir. Bu genç okyanusal kabuk nispeten

sıcak ve batmaz (boyant) olup, okyanus ortası sırtlarının deniz seviyesinden derinlikleri 2000-2500 m civarındadır. Bu nedenle, okyanusal havzalarda batarak üzerinde 4000-5000 m su derinliği oluşturan daha yaşlı, daha soğuk okyanusal kabuktan daha fazla alan kaplar. Okyanuslarda yayılma sırtlarının toplam uzunluğunun büyük olması durumunda okyanus havzalarının daha büyük bir kesimi okyanusal kabuk tarafından oluşturulacak ve bu da okyanus suyunun kıta kenarları üzerine daha fazla çıkmasına neden olacaktır (Şekil 23.18). Bu nedenle, bu dönemler deniz seviyesinin yüksek olduğu dönemlerdir. Tersine, süper kıta oluşumu sırasında yayılma sırtlarının toplam uzunluğu azalacak ve bu da okyanuslardaki su depolama kapasitesini arttıracak ve sonuçta deniz seviyesini düşürecektir. Deniz tabanı yayılma hızındaki değişimler bu sebeplerin birçoğundan dolayı östatik deniz seviyesi değişimlerine de yol açarlar. Yayılma hızları yüksek olduğu zaman okyanus havzalarında daha fazla sıcak kabuk bulunur ve deniz seviyesinin yükselmesi ile sonuçlanır. Daha düşük yayılma hızları sonucunda deniz seviyesinde alçalma olur.

Bu tektono-östatik mekanizmalardan dolayı deniz seviyesinde yüz metreden fazla değişimler meydana gelebileceği tahmin edilmektedir (Plint vd., 1992). Bununla birlikte, küresel tektonikteki bu değişimler çok yavaş gelişir. Süper kıta birleşme ve parçalanma döngüleri yüz milyonlarca yıl alabilir, yayılma hızlarındaki değişimler de muhtemelen onlarca milyon yıllık zaman aralıklarında gelişir. Dolayısıyla, bu mekanizmaların neden olduğu deniz seviyesi yükselim veya alçalımları da yavaş olacaktır.

### 23.8.4 Küresel Deniz Seviyesi Değişiminin Diğer Nedenleri

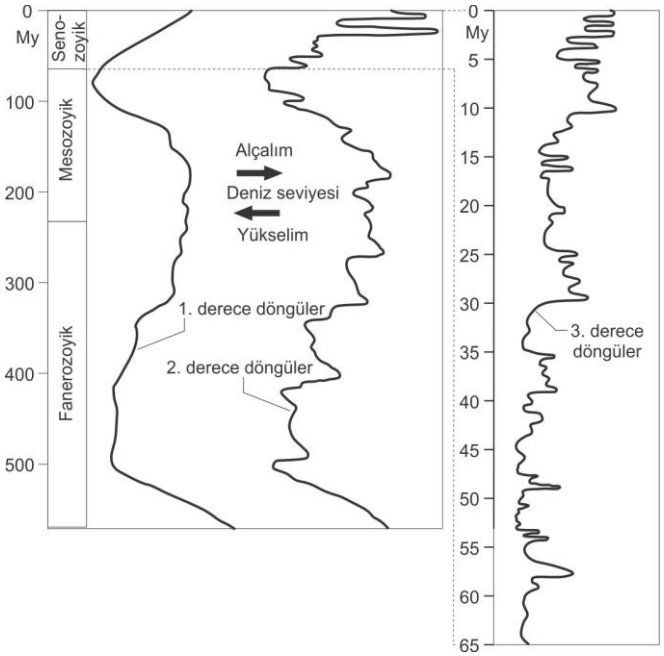
Glasiyo-östazi iklim tarafından kontrol edilir. Kutupsal buzul takkesi hacimlerindeki değişime ek olarak okyanuslardaki küresel sıcaklık da iklimle birlikte değişir. Su ısındığı zaman hacmi genişler. Küresel atmosferik sıcaklıkta bir artış, her ne kadar tüm okyanus sularını etkilemek için bir derin su dolaşımı gerekli ise de, okyanusların ısınmasına neden olur. Ancak, sıcaklıkta birkaç derece santigrat artış deniz seviyesinde sadece birkaç metrelik bir östatik yükselime neden olur. Dolayısıyla, okyanuslardaki bu termal hacim değişimlerinin etkisi çok sınırlıdır. Yerküre'deki suyun (hidrosfer) kıtalarda akarsular, göller ve yeraltı suyu şeklinde bulunan kısmının okyanuslarda bulunan suya oranındaki değişimi de deniz seviyesinde benzer küçük etkiler meydana getirir (Plint vd., 1992).

### 23.8.5 Deniz Seviyesinde Değişim Döngüselliği

Exxon'daki yerbilimcilerin dünyanın değişik yerlerine ait sismik yansıma profilleri, sondajlar ve mostra kesitleri verilerine dayalı olarak yaptıkları analiz 'küresel deniz seviyesi eğrisi' olarak yayınlanmıştır (Vail vd., 1977; Haq vd., 1987; 1988). Bu eğriler üzerinde zamanlama ve küresel eşzamanlılık açısından bazı farklı düşünceler olmakla birlikte (örnek: Miall, 1992, 1997), Fanerozoyik boyunca deniz seviyesi dalgalanmalarında bir hiyerarşi olduğu görülmektedir. Deniz seviyesi yükselim ve alçalım döngülerine dair diğer araştırmacılar görüş bildirmişler (Hallam, 1963; Pitman, 1978; Worsley, 1984) ve bu döngüleri meydana getiren mekanizmalar önermişlerdir. Uzun dönem eğilimlerinden kısa dönem değişimleri çıkartıldığı takdirde çok sayıda döngüsellik olduğu görülebilir (Şekil 23.19).

#### Birinci Derece Döngüler

Fanezoroyik'in tamamı için düzleştirilmiş küresel deniz seviyesinde (Şekil 21.19) Kambriyen'de bir yükselim eğilimi, erken Ordovisiyen'de bir pik ve devamında Paleozoyik'in sonuna kadar muntazam bir düşüş eğilimi görülmektedir (Boggs, 2006). Grafikte Jura'da hafif bir yükselim, bunu takiben Kretase'de keskin bir artış ve Geç Kretase'de küresel deniz seviyesinde zirve yapmış bir pik görülmektedir. Kretase'deki bu pik daha sonra muntazam bir düşüş ile günümüzdeki deniz seviyesine kadar devam etmektedir. Bu eğri ile Fanerozoyik'teki kıtasal parçalanma ve bütünleşme desenleri arasında kuvvetli bir ilişki vardır (Vail vd., 1977; Wosley vd., 1984). Süper kıta parçalanması erken Paleozoyik'te meydana gelmiş ve Permiyen'de Pangea süper kıtası oluşmadan önce yayılma uzun süre devam etmiştir. Kambriyen'de kıta kütleleri arasında yeni yayılma merkezleri açılırken deniz seviyesi yükselmiş ve kıtalar Paleozoyik sonunda tekrar bir araya geldiklerinde tekrar düşmüştür. Pangea'nın parçalanması ve özellikle de Gondwana'yı oluşturan parçaların yayılması Güney Amerika, Afrika, Antartika, Avustralya ve Hint kıtaları arasında yeni okyanus sırtlarının ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu




**Şekil 23.19 Birinci, ikinci ve üçüncü derece deniz seviyesi değişimlerinin şekil 23.18'de özetlenen tektonik ve iklimsel etmenlere bağlı küresel işaretler olduğu düşünülmektedir (Vail vd., 1977'den).**

dönemde deniz seviyesi kıtalar Geç Kretase'de tekrar bir araya gelene kadar keskin biçimde yükselmiştir. Geç Kretase'deki olaylar sonucunda Hint ve Avrasya levhaları daha batıda çarpışarak Tetis Okyanusu'nu kapatmış ve Alpin dağ kuşağını oluşturmuştur.

**İkinci Derece Döngüler**

Yüzlerce milyon yıllık zaman dilimlerini gösteren birinci derece döngüler üzerine çakıştırıldığında onlarca milyon yıllık yükselim ve alçalımlardan oluşan bir desen ortaya çıkar. İkinci derece deniz seviyesi değişimlerinin nedenlerinin okyanus ortası sırtlarının okyanuslardaki su seviyesinde onlarca milyon yıl aralıklara karşılık gelen yayılma hızlarındaki değişimler olduğu düşünülmektedir (Hallam, 1963; Pitman, 1978). Neojen'deki daha kısa süreli küresel döngüler buzullaşma döngülerine bağlı olabilir.

**Üçüncü Derece Döngüler**

Fanerozoyik'in tamamındaki stratigrafik kayıtlarda deniz seviyesinde bir ile on milyon yıl arasında değişen periyodlarda birkaç on metre büyüklüğünde gelişen değişimler tespit edilmiştir (Şekil 23.19). Deniz seviyesi dalgalanmalarında bu üçüncü derece döngüselliğe neden olabilecek mekanizmalar hakkında genel bir fikir birliği oluşmamıştır (Plint vd., 1992). Birden fazla mekanizma da olabilir. En az olası mekanizmaların okyanus ortası sırtlardan yayılan malzemenin hacmi ve süresi olduğu düşünülmektedir. Çünkü bu süreç çok yavaş gelişmektedir. Okyanuslardaki suların termal genişlemesi ve büzülmesi ve karalarda su hacmindeki değişimler belirtilen büyüklüklerde değişimler meydana getiremezler. Daha olası bir mekanizma glasiyo-östazidir. Çünkü, kısa bir zaman aralığında deniz seviyesinde üçüncü derece döngüye uygun büyüklükte bir değişim meydana getirebilir (Vail vd., 1977; Haq vd., 1988). Ancak, bu mekanizma kıtalardaki kutup bölgelerinde buzul takkelerinin bulunmasını gerektirir. Her ne kadar bunun için Ordovisiyen-Siluriyen, Karbonifer-Permiyen ve Neojen-Kuvaterner'deki majör buzul dönemlerine ait bol kanıt var ise de, diğer periyodlarda olduğuna dair şüpheler vardır. Özellikle de, orta Kretase Fanerozoyik'teki en ılık devirlerden biridir. Her ne kadar küresel deniz seviyesi dalgalanmalarına dair işaretler varsa da, bu zamanda buz takkeleri olup olmadığı konusunda şüpheler vardır. Üçüncü derece döngü eğrisi ile ima edilen sıklık ve büyüklükler meydana getirebilecek diğer mekanizmalar sadece bireysel havzalara uygulanabilir. Bir havzaya etkiyen

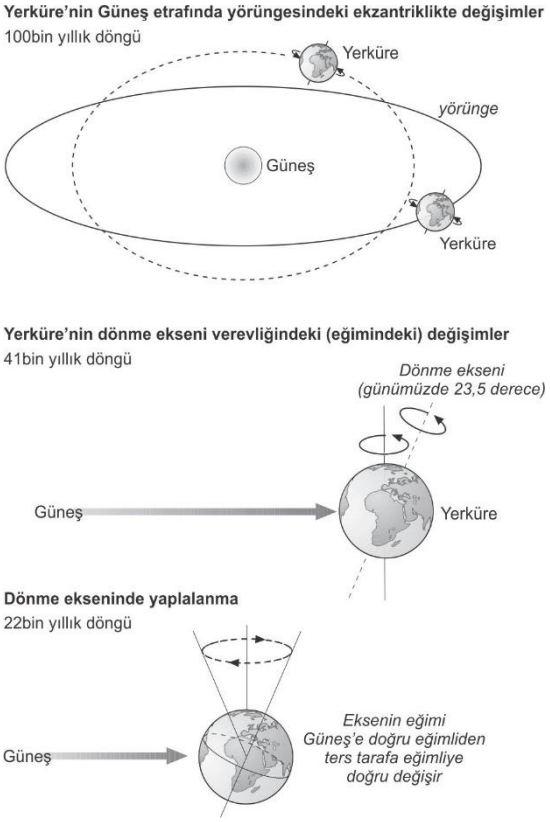
bölgesel tektonik gerilmelerdeki değişimler, her ne kadar bu değişimlerin oluşum hızları iyi bilinmiyorsa da, havza boyutunda bir sübsidansa ya da yükselime neden olabilir (Cloetingh, 1988).

Depolanma sekanslarını meydana getiren deniz seviyesi yükselim ve alçalım döngülerinden sorumlu uygun büyüklük ve aralıklarda olduklarından dolayı, üçüncü derece döngülerin sekans stratigrafisiyle özel bir ilişkisi vardır. Tüm sedimenter havzalardaki depolanma sekanslarının tamamının küresel deniz seviyesi değişimine bir tepki olarak meydana gelmediği de özellikle belirtilmelidir. Yerel tektonik faaliyetler de depolanma sekansları oluşturmak için gerekli görece deniz seviyesi dalgalanmalarını meydana getirebilirler. Çoğu durumda da küresel östatik ve tektonik mekanizmalarının depolanma sekanslarında kaydedilen deniz seviyesi değişimlerinden birlikte sorumlu olması daha muhtemel gözükmektedir.

### 23.8.6 Deniz Seviyesinde Kısa Dönem Değişimleri

Bu üç döngüsellik derecesine ek olarak deniz seviyesinde daha kısa süreli değişimler de tespit edilmiştir. Bunlar 200.000 ile 500.000 yıl süren dördüncü derece döngüler ile 10.000 ile 200.000 yıl süren beşinci derece döngülerdir. Her ne kadar Kuvaterner'de çok daha yüksek düzeylerde kısa dönem deniz seviyesi değişimleri olmuşsa da, bu döngülerdeki deniz seviyesi değişim büyüklükleri birkaç metreden başlayıp 10 ile 20 m arasına kadar çıkmaktadır. Stratigrafik kayıtlarda görece deniz seviyesinde birkaç metrelik değişimlere sıklıkla rastlanmış olup, sekans stratigrafisi terminolojisinde bunlara parasekanslar denilmektedir.

Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişimleri ayrıntılı bir şekilde kaydedilmiş ve oksijen izotop kayıtlarından (21.5.3) paleosıcaklıklarla ilişkilendirilmiştir. Bu bulgular küresel iklimdeki değişimlerin buz kütlelerinde onlarca-yüzlerce bin yıllık aralıklarla dönemsel yığılmalar ve erimeler olduğunu göstermiştir. Bu küresel iklim değişimleri Yeryuvarı'nın güneş etrafında kendi yörüngesindeki davranışı ile dönme eksenindeki değişimleler ilişkilendirilmiştir. Buna göre, üç yörüngesel ritim tespit edilmiştir. Bu ritimlerin tekrarlanma aralıkları matematikçi Milankovitch tarafından hesaplanmış olup, yaygın adıyla **Milankovitch döngüleri** olarak bilinirler (Şekil 23.20). En uzun dönem ritmi Yeryuvarı'nın güneş etrafında




**Şekil 23.20 Milankovitch döngüleri. Yerküre'nin güneş yörüngesindeki egzantirikliği, Yerküre'nin dönme eksenindeki verevlik ve dönme eksenindeki yalpalanma küresel iklimde onbinlerce yıllık döngülere neden olabilir.**

dönme yörünge dış merkezliğinden dolayı yaklaşık 100.000 yıldır. Buradaki dışmerkezlilik yörüngenin elips şeklinde olması ve şeklinin zamanla değişmesi demektir. Yerküre'nin kendi ekseni etrafında dönmesi iki değişik desen gösterir. Dönme ekseni Yeryuvarı'nın güneş etrafında dönme düzlemine göre verev olup, eksen eğiklik açısı her 40.000 yılda bir 21,5° ile 24,5° arasında değişmektedir. En kısa ritim 21.000 yıldır. Bunun nedeni, dönme eksenindeki 'yalpalama' olup, dönen bir topacın davranışı gibi düşünülebilir. Diğerlerinden bağımsız veya birlikte gelişebilen bu üç döngünün küresel iklimde soğuma ve ısınma döngülerine ve

dolayısıyla deniz seviyesi değişimlerine kuvvetli etkileri olduğu düşünülmektedir.

### 23.8.7 Deniz Seviyesi Değişimlerinin Küresel Eş Zamanlılığı

Vail vd. (1977) ile Haq vd. (1987) tarafından sunulan deniz seviyesi eğrileri başlangıçta küresel işaretler olarak değerlendirilmiştir. Bunların teşhis edildiği tabakaların yaşlandırılmasıyla eğrinin kendisinin bir deneştirme aracı olarak kullanılabileceği iddiaları ortaya atılmıştır. Buna göre, bir tabakalar istifinde (söz gelimi erken Oligosen olsun) deniz seviyesi düşüşüne dair kanıt bulunması durumunda deniz seviyesi düşüşü ile oluşan sekans sınırı 'küresel' deniz seviyesindeki düşüşlerden biriyle eşleştirilmek suretiyle yaşlandırılabilir. Deneştirme için bu yaklaşımın kullanımına çok sayıda itiraz gelmiştir. Birincisi, incelenen kesitteki sekans sınırı yerel görece deniz seviyesindeki düşüşün bir sonucu olabilir ve küresel östazi ile bir ilişkisi bulunmayabilir. İkincisi, bazı araştırmacıların yayınlanmış bu grafiklerde gösterilen deniz seviyesi dalgalanmalarının gerçekte küresel işaretler olduğuna dair tereddütleri vardır. Üçüncüsü, çoğu sedimenter istifler biyostratigrafik olarak yaşlandırılırlar ve bunlar radyometrik yaşlarla ilişkilendirildiğinde çoğu durumda yüzbinlerce yıllık hatalar olabildiği bilinmektedir. Buna göre, bu döngülerin yaşlandırılmasında bazı döngülerin uzunluğu bu hata aralığına düşer. Dolayısıyla, eğri üzerinden belirlenen yaşların doğruluk derecesi belirsizdir (Miall, 1992; 1997). Her ne kadar son zamanlarda belli bölgeler için deniz seviyesi eğrileri yayınlanmışsa da (Hardenbol vd., 1998), depolanma sekanslarının yaşlandırılmasının küresel deniz seviyesi eğrisiyle karşılaştırılma prosedürü büyük ölçüde gözden düşmüştür. Belli bir kıtasal kenar için bir deniz seviyesi eğrisi oluşturmak ve bu eğriyi o kenarın tamamında bir deneştirme aracı olarak kullanmak akla yatkın olabilir fakat ayrıntılı bir küresel deneştirme muhtemelen uygun değildir. Diğer taraftan, stratigrafik kayıtların çoğu kısımlarında küresel östazi işaretleri bulunduğu konusunda fazla bir şüphe olmayıp, Senozoyik'in ikinci yarısında gerçekten de küresel işaretler vardır.

## 23.9 SEKANS STRATİGRAFİSİ: ÖZET

Sedimenter istiflerin sekans stratigrafisi yaklaşımıyla analizinin geniş kitlelerce kabul edilmesi ve kullanılması biraz zaman almıştır. Bu yaklaşımın gelişiminin ilk evrelerinde problemlere neden olan iki husus vardır. Birincisi, kavram başlangıçta küresel östatik deniz seviyesi eğrisinin tayin edilebileceği ve katmanları deneştirmede kullanılabileceği düşüncesi ile ilişkilendirilmiştir. Eğri hakkındaki şüpheler yöntem hakkında da şüpheler doğurmuş ise de, ortada bir küresel deniz seviyesi eğrisi olsun veya olmasın, sekans stratigrafisinin dayanağını oluşturan ilkeler esasen sağlam ve geçerlidir (Posamentier ve James, 1993). Yaklaşımın kabul edilmesinin önündeki ikinci engel de kavramlar gelişirken ortaya çıkan yeni terimlerin sayıca çokluğu idi. Bu terimlerin bolluğu bir nebze de olsa sekans stratigrafisini olduğundan daha karmaşık görünmesine neden olmuştur. Her şeye rağmen sekans stratigrafisi sedimenter istiflerin analizi için gerçekte oldukça kolay ve zarif bir yaklaşımdır. Özellikle hidrokarbon endüstrisinde olmak üzere sekans stratigrafisi günümüzde yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Sekans stratigrafisi ilkeleri ve uygulamalarına dair kapsamlı bilgiler içeren kitaplar mevcuttur.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI


Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.

Coe, A.L. (Ed.). 2003. *The Sedimentary Record of Sea-level Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

De Boer, P.L. and Smith, D.G. (Eds) 1994. *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Special Publication 19, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Emery, D. and Myers, K.J. (Eds) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.

Miall, A.D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin.

Posamentier, H.W. and Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*: *Concepts and Applications*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrop: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. Methods in Exploration Series 7, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

# 24
# Sedimenter Havzalar

Sedimenter havzalar binlerce-milyonlarca kilometre kare alanda yüzlerce-binlerce metre kalınlıktaki istiflerin oluştuğu sediment birikme bölgeleridir. Sedimenter havzaların oluşumu levha tektoniği tarafından kontrol edilmektedir. Dolayısıyla, havzaların sınıflandırılması normalde bu havzaların pozisyonlarının levhaların dağılımı ile olan ilişkisine ve tektonik süreçlere bağlı olarak yapılır. Her havzanın kendine has özellikleri vardır. Bir rift vadisinde gelişen sedimentasyon ve stratigrafik istifin özelliklerinin bir okyanus hendeğindekinden belirgin şekilde farklı olduğu görülebilir. Bu nedenle, bir stratigrafik istif levha tektoniği açısından yorumlanabilir ve sedimenter kayaları daha geniş bir çerçeve içine oturtur. Bir havzadaki sedimenter kayalardaki kayıtlar bölgenin tektonik tarihçesi hakkında bilgiler sağlar. Ayrıca, iklim, taban seviyesi ve sediment tedariki gibi çökelimi denetleyen diğer faktörlerin etkilerini de yansıtırlar.

## 24.1 SEDİMENT BİRİKMESİNİ DENETLEYEN ETMENLER

Sedimentlerin nerede ve nasıl korunduğu meselesi muhtemelen çökelme ortamlarından önce tartışılmaya başlanmıştır. Çünkü, sedimentler sadece akarsu, göl, delta, haliç veya benzeri başka bir yerde birikerek meydana gelen tabakalar istifi olmak durumunda değildir. Esasen, sonuçta sedimenter kayıtların bir parçası olacak olan çökellerin korunması bir kural olmaktan ziyade bir istisnadır. Çökellerin geçişli karakterinin en bariz görüldüğü yerler yüksek bölgelerdir. Birkaç bin yıl önce gerilemeye başlayan buzulların geride bıraktığı çökeller bazı güncel arazi şekillerini oluşturan yanal ve uç morenler gibi bildik morfolojiler olmakla birlikte bunların geliştiği yerler aşınmaya maruz kalan alanlar olup, stratigrafik kayıtlarda buzul özellikleri olarak korunamazlar. Benzer şekilde, bugün akarsularda, haliçlerde, deltalarda ve kıyılarda gördüğümüz sedimentler çoğunlukla açık denizlerde bir şelf veya derin deniz ortamında çökelmek üzere taşınma halinde olan malzemelerdir.

Birinci bölümde sunulan ‘bugün geçmişin anahtarıdır’ kavramının uygulanması zor olabilir. Çünkü, güncel çökelme ortamlarında gördüğümüz olaylar sedimenter kayaların oluşumu ile sonuçlanan olayları temsil etmek zorunda değildir. Meselâ, gelgit akıntıları haliçlerde çapraz tabakalı kum seddeleri

oluşturabilir fakat buradaki kumlar akarsu tarafından bir miktar malzeme de eklenecek şekilde gelgitlerle binlerce yıl boyunca ileri-geri yıkanabilir, bunların bir kısmı denize taşınabilir. Bu süreçlerden bir katmanlar seti oluşabilmesi için başka bir şeyin, genellikle de ortamda bir değişiklik olması gerekir. Küçük ölçekte bu başka şey akarsuyun avülsiyon yoluyla pozisyon değiştirerek eski yatağını terk etmesi ya da iklim değişikliğinden dolayı eski göl kıyısı çökellerini su ve daha fazla sediment ile örtecek şekilde kıyı çizgisinde bir değişim şeklinde olabilir. Diğer taraftan, büyük ölçekte bu olay yerkabuğunun düşey konumunda yerel ve bölgesel değişimlere neden olan, sonuçta sedimentlerin katmanlar şeklinde korunmasını sağlayan bir **tektonik sübsidans**tır (çökmedir).

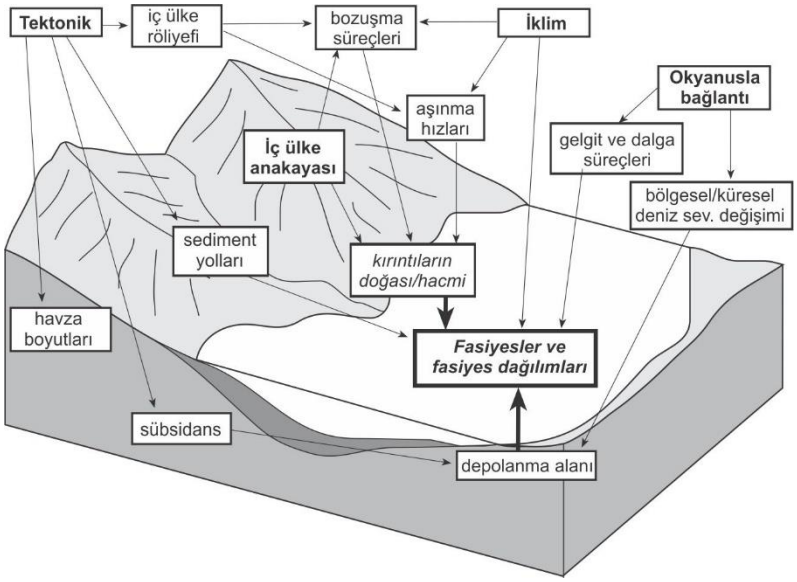
### 24.1.1 Tektonizma ve Sedimenter Havzalar

Depolanma alanı oluşumunda tektonik sübsidansın önemi sekans stratigrafisi (23.1.4) çerçevesinde ele alınmış olmakla birlikte, bu sürecin ifade ettiği anlam daha geniştir. En basitinden şöyle düşününüz: Yeryüzünde 'alçak' alanları meydana getiren tektonik olaylar olmazsa sedimentler bir yerde uzun süre birikebilir mi? Bir stratigrafik istif oluşturan sedimenter kayalar oluşabilir mi? Sedimentlerin biriktiği yerlere **sedimenter havzalar** denilmektedir. Bunların boyutu birkaç kilometreden başlayıp gezegenin yarısına kadar çıkabilir. Bir 'havza' aynı zamanda kara yüzeyinde çanak şeklinde jeomorfolojik bir yapı da olabilir. Böyle yapılar her zaman sediment biriktiren yerler olmayabilir. Bir havzanın jeolojik açıdan bir anlam ifade edebilmesi için çökelen katmanların korunması ve Yerküre'nin tarihçesinde çökelme ortamlarına ait kayıtların mevcut olması gerekir.

Yerbilimciler 19. yüzyılın sonlarında ve 20. yüzyılın başlarında sediment birikimi açısından önemli yerler keşfetmişlerdir. Bu alanlar o tarihlerde **jeosenklinal**ler olarak adlandırılmış ve yerkabuğunda katmanlar istifinin önce korunduğu, sonrasında da deforme olduğu geniş alanlara yayılımlı 'aşağı doğru kıvrımlar' olarak tanımlanmışlardır. Levha tektoniği teorisinin ortaya çıkmasıyla birlikte jeosenklinal kavramı devre dışı kalmış, sedimenter havzalar levha tektoniği ilkelerine göre sınıflandırılmıştır (Ingersoll, 1988; Busby ve Ingersoll, 1995).

### 24.1.2 İklim Sediment Tedariki ve Taban Seviyesi Denetimleri

Sediment birikimi için depolanma alanı oluşumunda tektoniğin rolü sedimentoloji ve stratigrafi açısından hayati derecede önemli olmakla birlikte sedimentin hacim, tür ve dağılımını denetleyen çok sayıda başka etmenler de vardır. Bu etmenler şekil 24.1'de özetlenmiştir. İklim, tektonik, temel jeolojisi ve okyanus




**Şekil 24.1 Sedimenter havzalarda çökelme fasiyesleri ve bunların üç boyuttaki dağılımları iklimsel ve tektonik etmenler ile birlikte iç ülkedeki temel kayalarının karakteri ve okyanuslar ile olan bağları tarafından belirlenir.**

bağlantısı/taban seviyesinin hepsi de tüm sedimenter havza türlerinin içinde veya etrafında etkileşen ve havza dolgusu istiflerin özelliklerini denetleyen etmenlerdir.

**Okyanuslarla Bağlantı ve Deniz Seviyesi Değişimleri**

Deniz seviyesinde görece değişimlerin rolü Bölüm 23'de sekans stratigrafisi tartışmalarında ele alınmıştır. Sığ denizel ortamlarda deniz seviyesi sediment birikimi için uygun depolanma alanı büyüklüğünü doğrudan etkilemekle kalmaz, flüvyal çökelme ve derin deniz çökelimini de etkiler. Havzaların bazıları tamamen karada bulunduğundan ve okyanuslarla hiç bir bağlantısı veya doğrudan su alışverişi olmadığından dolayı deniz seviyesindeki değişimlerin tüm havzaları etkilemesi söz konusu değildir. İçsel akaçlamalı bu havzalar (ya da **kapalı** veya **endoreik havzalar**) başta riftler, ön ülke havzaları ve doğrultu atımlı havzalar olmak üzere değişik tektonik ortamlarda gelişebilirler (bkz. aşağıda). Gölsel koşullar tarafından denetlenebilirlerse de daha kurak iklimlerde flüvyal ve eoliyen süreçler hâkimdir (Nichols, 2005).

**İklimin Bozuşma, Taşınma ve Çökelme Üzerine Etkileri**

İklimin süreçler üzerinde bir denetim etmeni olarak önemi çok sayıda değişik yüzey süreçleri ve çökelme ortamları kapsamında ele alınmıştır. Bozuşma süreçleri suyun varlığına ve sıcaklığa bağlıdır (6.4). Ilık, nemli koşullarda daha fazla miktarda kil minerali ve süspansiyon içinde iyon halinde bulunurken, daha soğuk iklimlerde daha iri kırıntılı malzemeler oluşur. Hem suyun varlığı hem de sıcaklık iklime bağlı unsurlar olduğundan su, buz veya rüzgârla sediment taşınımı da iklim tarafından kontrol edilir. Tüm karasal ortamlarda ve çok sayıda kıyı ortamlarındaki çökelme süreçleri iklime duyarlıdır. Ilık veya tropikal bir ortamda oluşan kırıntılı lagünler (13.3.2) ile kurak bir ortamda oluşan bir evaporit lagünü (15.2.2) arasında bir karşılaştırma yapıldığında depolanma fasiyeslerini belirlemede iklimin önemi kendiliğinden ortaya çıkar.

**Sediment Temininde Anakaya ve Topoğrafyanın Rolü**

Sediment temininin malzemenin hem hacmi hem de özelliği açısından ayrıca bir önemi vardır. Akarsu tarafından kum getirilmediği zaman bir deltada çökelme olmayacağı ortadadır. Benzer şekilde, çökelecek çakıl bulunmadığı zaman bir plajda yuvarlak çakıllar içeren bir ön kıyı kütlesi gelişemez. Bir bazaltik kayadan bozuşma ve aşınma yoluyla türemiş çökeller kireçtaşı arazisinden türemiş çökellerden çok farklı olacaktır. Tüm çökelme ortamlarındaki tüm fasiyeslerin özellikleri mevcut sedimentin tane boyu, kırıntının mineralojik ve petrografik özellikleri ve suyun kimyası tarafından belirlenir. Sediment tedariki ile depolanma alanı arasındaki ilişki Bölüm 23'de görece deniz seviyesi değişimleri kapsamında değerlendirilmiştir. Bununla beraber, temin edilen sediment miktarının tüm havza dolgusunun karakteri üzerine etkisi önemlidir. Sedimentin varlığı başlıca iç ülkedeki tektonik süreçler tarafından belirlenmekle birlikte iklim ve anakaya özellikleri de rol oynar. Sediment tedarik miktarının tektonik sübsidans hızını aşması halinde havza dolar (**aşırı dolmuş**) ve fasiyesler sığ denizel ya da karasal karaktere dönüşür. Sübsidans hızına kıyasla düşük bir sediment tedarikinde **dolmamış** ya da **beslenimsiz havza** ile sonuçlanır. Bir denizel konumda bu havzalar başlıca derin su fasiyesleri biriktirirler. Dolmamış karasal havzalar deniz seviyesi altında kalabilirler (örnek: Dead Sea, Ürdün ve Death Valley, ABD).

### 24.1.3 Sedimenter Havzaların Tektonik Konum Sınıflaması

Tektonik levhaların hareketi sonucunda iki kıtasal kabuğun çarpıştığı yerlerde dağ silsileleri, okyanusal kabuğun kıta kenarlarında tüketildiği yerlerde yitim zonları ve bunlarla ilişkili volkanik yaylar, birbirinden uzaklaşan levhaların olduğu yerlerde okyanuslar ve levhaların bir sınır boyunca hareket ettiği yerlerde de büyük faylar meydana gelir. Bu farklı tektonik konumların tamamı aynı zamanda sedimentlerin birikebildiği yerler olup, bunlara dayalı olarak üç ana havza oluşumu tanımlanabilir:

**1.** Levhalar arasında bölgesel genişleme ile ilişkili havzalar
**2.** Yakınsayan levha sınırlarındaki havzalar ve
**3.** Doğrultu atımlı levha sınırları ile ilişkili havzalar.

Buradan sonraki açıklamalarda bu ana havza tipleri ve bunlar arasındaki geçişler levha tektoniği yaklaşımı açısından ele alınmıştır. Bu açıklamalarda okuyucunun levha tektoniği süreçleri ile kıtasal ve okyanusal litosfer hakkında temel bilgilere sahip olduğu ve yapısal jeolojideki terimleri bildiği kabul edilmiştir. Gerek

güncel ve gerekse eski havzaların tektonik konumlar açısından ayrıntılı değerlendirilmelerine göre (Ingersoll, 1988; Busby ve Ingersoll, 1995) en az 20 çeşit havza teşhis edilebilir. Bunlardan başka, tektonik süreçlerin (söz gelimi) kabuksal genişlemenin verev olduğu ve hem rift ortamı hem de doğrultu atımlı ortam özelliklerini yansıttığı karmaşık yerlerde melez türler gelişebilir.

## 24.2 LİTOSFERİK GENİŞLEME İLE İLİŞKİLİ HAVZALAR

Tektonik levhaların hareketi litosferin kimi yerde genişleme ve kimi yerlerde de sıkışma altında olduğu alanlarla sonuçlanır. Kıtasal kabuk içindeki yatay gerilme yüzey katmanlarında gevrek kırılmaya neden olurken, litosferin daha alt kesimlerindeki uzama sünek akmaya neden olur. Bu genişlemenin ilk evrelerinde tipik olarak sediment birikme alanları olan riftler oluşur. Genişlemenin devam etmesi halinde kıtasal kabuk tamamen yırtılarak bazaltik mağma sokulumu gerçekleşir ve genişleme zonunda yeni bir okyanusal kabuk oluşur. 'Proto-okyanusal hendek' adı verilen bu evre okyanusal havza oluşumunun ilk aşamasıdır. Havza gelişirken riftin yakaları da pasif levha sınırları haline dönüşürler. Bununla birlikte, tüm kabuksal genişlemeler aynı yolu izlemez. Kıtasal rift havzaları okyanus oluşmadan uzun süre rift olarak kalabilirler. Okyanusun oluşabilmesi için **riftten kaymaya geçiş** süreci gereklidir. Bu da özellikle alçalmayı sağlayan kuvvetlerin zayıfladığı durumlarda mümkündür.

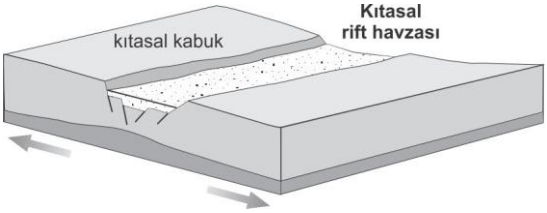
Litosferik genişlemenin olduğu bir tektonik konum genellikle bir 'sıcak nokta' ile ilişkilidir. Bu noktalar manto içinde termal sorguçlar vasıtasıyla artan ısı akısı alanlarıdır. Bir sorguç üzerinde kıtasal litosferin yırtılması üç kollu bir yapı oluşturur. Bu kollardan her biri üzerinde genişleme meydana gelir. Üçlü eklem adı verilen bu noktalar için günümüzden bir örnek, Doğu Afrika Rift Vadisi, Kızıl Deniz ve Aden Körfezi'nin birleştiği Afar Üçgeni'dir. Genişlemeli bu üç rejim sırayla kıtasal rift, proto-okyanusal çukur ve genç okyanus havzası şeklindeki gelişmenin farklı aşamalarını temsil eder. Afrika'nın diğer tarafında merkezi Nijer Deltası olan daha eski bir üçlü eklem vardır. Kollardan ikisi güney Atlas Okyanusu'nu oluştururken, üçüncüsü 'başarısız' olan Benue Çukuru'dur. Burası daha sonra kıta içi bir sübsidans alanına dönüşmüştür.

Litosferik genişlemelerin hepsi de sıcak nokta ve okyanus oluşumu ile ilişkili değildir. ABD'ndeki Havza ve Sırt (Basin and Range) provensinde olduğu gibi, astenosferik yükselimden dolayı yüksek ısı akısı ve kalınlaşmış kabuk alanları da kabuğun üst katmanının domlaşmasından dolayı geniş yayılımlı rift havzası gelişim bölgeleridir. Bundan başka, yay-hendek sistemlerinde (24.3) yerel tektonik kuvvetler genişlemeden dolayı kabuğun riftleşmesine, yay içi sonrasında yay gerisi havzaların oluşumuna yol açarlar.

### 24.2.1 Rift Havzaları (Şekil 24.2)

Genişleme bölgelerinde kıtasal kabuk kırılarak **rift**ler oluşturur. Riftler genişlemeli (normal) faylarla sınırlanmış yapısal vadilerdir (Şekil 24.3) (Leeder, 1995). Riftin ekseni gerilme yönüne yaklaşık paraleldir. Faylanmayla aşağı düşen bloklara **graben**, yukarı çıkanlara da **host** denir. Sınır fayları düzlemsel veya listrik olabilir. Sınırlardan birinde yer değiştirme miktarının daha fazla olması durumunda bu vadiler için **yarı graben** terimi kullanılır. Kabuktaki yapısal zayıflık ve riftleşmeyle ilişkili yüksek ısı akısı volkanik aktivite ile sonuçlanabilir. Bölgesel ısı akısı ve rifti sınırlayan fayların görece hareketlerinden dolayı rift yakalarının yükselimiyle rift vadileri için yerel sediment kaynakları gelişir.

Rift vadilerinde sedimentasyonu denetleyen faktörler rift yakası rölyefini ve dolayısıyla malzemenin hazır hale gelmesini ve ayrıca sedimentlerin havzaya varış yollarını belirleyen tektonik etmenler ile bozuşmayı, taşınma için gerekli suyu ve rift havzasındaki fasiyesleri etkileyen iklimdir (Nichols ve Uttamo, 2005). Okyanuslarla bağlantı da önemlidir. Kalifornia'da denizden ayrılmış, alüvyal yelpaze, çöl kumulu ve buharlaşmalı göl ortamlarının baskın olduğu




**Şekil 24.2 Rift havzaları kıtasal kabuğun genişlemesiyle oluşur. Sedimentler riftin yanlarından geldiği gibi riftin ekseni boyunca akan akarsularla da getirilebilirler.**

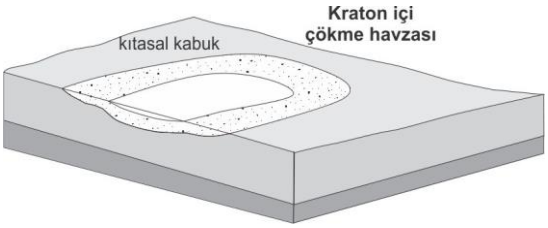


**Şekil 24.3 Rift vadileri havzayı oluşturan genişlemeli faylara ait dik kenarlar ile karakterize edilirler (Afrika Rift Vadisi).**

bir kurak iklim alanı olan Death Valley bir **karasal rift vadisi**dir. Bunun aksine, Yunanistan'daki Corinth Körfezi bir **denizel rift** olup, yelpaze deltası ve daha derin denizel kırıntı çökelim alanıdır (Leeder ve Gawthorpe, 1987). Kırıntılı malzeme temini az olan genişlemeli havzalar karbonat çökelim alanları olabilirler. Riftlerdeki sedimentasyon desenleri havza derinleşirken, ayrı havzalar birleşirken ve denizel ortam ile bağlantı kurulduğunda gelişir (Gawthorpe ve Leeder, 2000).

### 24.2.2 Kraton İçi Havzalar (Şekil 24.4)

Kıtasal blok içinde levha sınırlarından uzak kesimlerde veya orojenik bölgelerdeki geniş sübsidans alanlarına **kraton içi havzalar** denir (Klein, 1995). Kratonik kabuk tipik olarak eski ve düşük rölyeflidir. Geniş alanlar kaplamakla birlikte sübsidans miktarı düşük ve hızı da yavaştır. Sübsidans mekanizması bir havzadan diğerine değişir. Bunların bir kısmı belirgin olarak öncül riftleşme episodlarıyla ilişkili iken bazılarının bir ilişkisi yoktur. Kıtasal kabuk içinde riftleşme durduktan sonra bölgenin termal rejimi değişir. Kıtasal kabuk genişlediği zaman incelir ve bu da daha sıcak manto malzemenin yüzeye yaklaşmasını sağlar. Bu nedenle, **jeotermal gradyan**ın (sıcaklığın derinliğe göre değişim oranının) yüksek olduğu riftler yüksek ısı akısı alanlarıdır. Riftleşme durduğu zaman jeotermal gradyan azalır ve rift bölgesindeki kabuk soğumaya başlar, büzüşür ve bunların soncunda **termal sübsidans** gelişir.



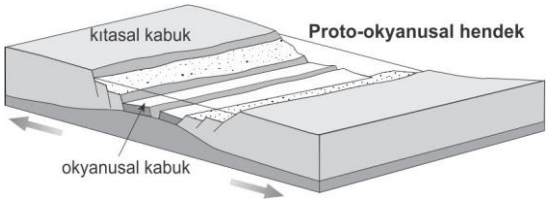

**Şekil 24.4 Kraton içi havzalar kıtasal kabuk içindeki geniş sübsidans bölgeleridir. Tipik olarak sığ ve geniş yayılımlı alanlardır.**

Öncül bir rift tarihçesi olmayan kraton içi havzalar termal sübsidans ürünleri de olabilirler. Manto içindeki sıcaklık dağılımında yitimi uzun zaman alan soğuk kabuk bloklarının kalıntıları ile ilişkili düzensizlikler aşağı yönde hareketin devam ettiği alanlar meydana getirirler. Bu alanların üzerine denk gelen kratonik bölgeler sübsidansa maruz kalabilir ve sonuçta geniş ve sığ havzalar meydana gelebilir. Kraton içi havzaların oluşumu için uzun dalga boylu litosferik burkulma mekanizması da önerilmiştir.

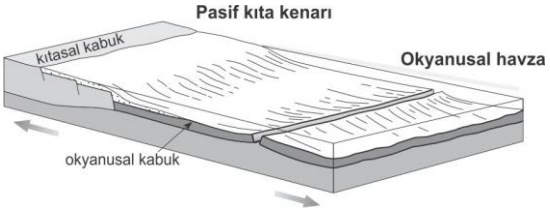
Her ne kadar komşu okyanusun basmasıyla geniş bir epikontinental deniz oluşabilirse de, kraton içi havzalarda karşılaşılan sedimentler daha çok flüvyal ve gölsel karakterlidir. Artan sıcaklık göllerde buharlaşmayı arttırarak geniş alanlar içerisindeki suyu azaltabildiğinden dolayı, tamamen karasal ortamda yer alan kraton içi havzalar iklimsel dalgalanmalara çok duyarlıdır.

### 24.2.3 Proto-Okyanusal Çukurlar: Riftten Okyanusa Geçiş (Şekil 24.5)

Kıtasal kabuk içinde devam eden genişleme incelmeye ve sonunda tamamen yırtılmaya neden olur. Rift ekseninde bazaltik mağma yüzeye yükselir ve yeni okyanusal kabuk oluşmaya başlar. Rift sisteminin iki yarısı arasındaki ince şerit halindeki bazaltik kabuğa **proto-okyanusal çukur** denir (Leeder, 1995). Bu miktarda bir genişleme meydana gelene kadar havza kısmen veya tamamen deniz suyu ile dolar. Hendek de kıtasal bloklar arasındaki dar bir deniz yolu şekline dönüşür. Bu deniz yoluna sediment temini çukurun halen kısmen yükselmiş durumunda olan yakalarından gelir. Akarsular hendeğin ekseni boyunca türbidit akıntıları yoluyla şelf alanlarına ve daha ötedeki derin sulara sediment taşırlar. Havza oluşumunun erken




**Şekil 24.5 Bir riftte genişlemenin devam ettiği durumda litosfer incelir ve proto-okyanusal çukurda denizel sedimentasyonun meydana geldiği okyanusal kabuk oluşmaya başlar.**




**Şekil 24.6 Okyanusal havzanın kenarında gömülerek okyanus havzasının pasif kenarını oluşturan incelmiş bir kıta kabuğu bulunur.**

dönemlerinde açık okyanusla bağlantı kesikli olabilir. Buharlaşmanın yüksek olduğu kurak bölgelerde havza periyodik olarak kuruyabilir. Böyle durumlarda evaporitler istifin bir kısmını oluşturabilir. Havza gelişiminin bu aşaması pasif kenar istifinin taban kesimindeki jips ve halit tabakalarıyla teşhis edilebilir.

### 24.2.4 Pasif Kenarlar (Şekil 24.6)

Kıtasal kabuk ile yayılma sırtları boyunca okyanusal kabuğa geçiş bölgelerine **pasif kenarlar** denir. Buradaki 'pasif' terimi okyanuslar ile kıtalar arasında yitimin geliştiği 'aktif' kenarlara zıt anlamda kullanılmıştır. Kıtasal kabuk bu bölgede çoğu zaman incelmiş olup, altındaki kabuğun tamamı okyanusal kabuktan oluşan okyanusal havzaya geçmeden önce bir geçiş kabuğu olabilir. **Geçişli kabuk** ilk okyanusal çukur gelişimi sırasında bazaltik mağmanın kıtasal kabuktaki bir yayılma zonuna enjeksiyonu yoluyla gelişir. Pasif kenarın sübsidansının ana nedeni yayılan sırttaki ısı merkezi uzaklaştıkça litosferin devamlı soğumasıdır. Kabuk üstünde biriken sediment yığınından ileri gelen yük artışı da bu sürece katkı sağlar (Einsele, 2000).

Pasif kenar morfolojik olarak kıtasal şelf ve yamaçtan oluşur (Şekil 11.1). Kırıntılı sediment girdisi çoğunlukla komşu kıtasal kara alanından sağlanır. Bu nedenle, şelfe gelen malzemenin özellikleri ve hacmi kıta üzerindeki topoğrafya ve drenaj deseni tarafından denetlenir. Çöllere komşu alanlarda kırıntılı malzeme gelişi az ve sedimentasyon hızı düşüktür. Bu tür kenarlara **aç kenarlar** denilmektedir. Bunun aksine, büyük bir akarsu sistemi çok büyük miktarlarda kırıntı taşıyarak kenarda büyük bir deltaik sediment kaması meydana getirebilir. Karasal kırıntılı malzemenin olmadığı durumda şelfte büyük miktarlarda biyojenik karbonat çökelimi gelişebilir. Biriken malzemenin hacim ve özellikleri yerel iklim koşullarına bağlı olacaktır.

Pasif kenarlar hem karbonat hem de kırıntılı sediment birikimi açısından önemli alanlardır. Yayılım alanları yüz binlerce kilometre kare, kalınlıkları binlerce metre olabilir. Çökelmenin çoğu 100 m'ye kadar olan su derinliklerinde geliştiğinden, deniz seviyesindeki östatik değişimlerden ileri gelen etkilere duyarlıdırlar. Deniz seviyesinde onlarca metreyi bulan dalgalanmalar pasif kenarlardaki sedimentasyon desenini önemli ölçüde değiştirir ve deniz seviyesi yükselim veya alçalım etkileri pasif kenar istiflerinde büyük mesafelerde deneştirilebilir.

### 24.2.5 Okyanusal Havzalar (Şekil 24.6)

Okyanus ortası sırtlarda oluşan bazaltik kabuk sıcak ve nispeten batmaz niteliktedir (boyantdır). Yayılma sırtları boyunca meydana gelen mağmatizmadan dolayı havza boyutu giderek büyürken daha yaşlı olan kabuk sıcak okyanus ortası sırttan giderek uzaklaşır. Kabuğun soğumasıyla yoğunluğu artar ve görece boyantı azalır. Dolayısıyla, kabuk sırttan uzaklaştıkça batar. Okyanus ortası sırtların derinliği tipik olarak 2500 m civarındadır. Okyanusal havzanın derinliği sırtlardan uzaklaştıkça artar ve bazaltik kabuğun yaşlı ve soğuk olduğu yerlerde 4000-5000 m derinlikleri bulabilir.

Okyanus tabanı düz bir yüzey değildir. Yerel topoğrafyada farklılıklar oluşturan transform faylarıyla ötelenmiş yayılma sırtlarının dağılımı düzensizdir. İzole volkanlar ve Hawaii Adaları'ndaki gibi sıcak noktalar (manto sorguçları) ile ilişkili dizi volkanlar yeraltı dağlarını ve bazı yerlerde adaları oluştururlar. Bu

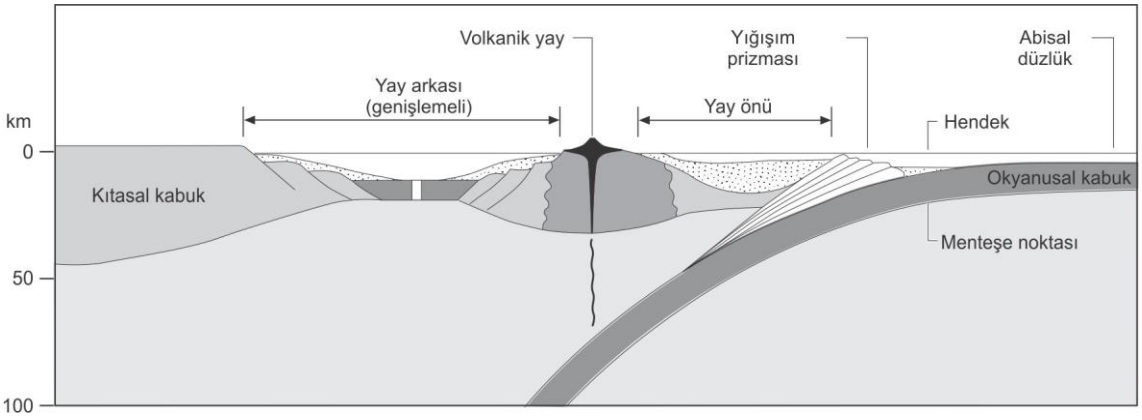
bölgelerde volkanik kayaların oluşumuna ek olarak sığ deniz ortamı bir karbonat üretim ve resif alanı olabilir. Okyanusal havzaların daha derin kesimlerinde sedimentasyon daha çok pelajik olup, ince taneli biyojenik kırıntılar ve killerden oluşur. Havzanın kenarlarına doğru karasal kırıntılı malzeme türbiditler şeklinde çökelebilir.

### 24.2.6 Üzerleyen Levhalar

Çoğu okyanusal kabuk konverjan levha sınırlarında dalar. Ancak, okyanusal kabuğun bir parçasının kıtasal veya diğer bir okyanusal kabuğun üzerine gelecek şekilde levha **üzerine itildiği** durumlar da vardır. **Ofiyolitler** böyle durumlarda okyanusal kabuğun korunmuş parçalarıdır (Gas, 1982). Ofiyolitler bir okyanusal havzada oluşan bir stratigrafik istifi ya da yay gerisi havzadaki bir dolguyu temsil edebilirler. Ofiyolit karmaşıklarının okyanusal kabuk ve derin deniz sedimentleriyle ilgili somut deliller sağlaması ancak derin okyanuslardaki sondajlardan sonra mümkün olmuştur. Bir ofiyolit istifi alt okyanusal kabuğa ait ultrabazik ve bazik sokulum kayaları (peridotitler ve gabrolar) ve okyanus tabanında oluşan bazaltik yastık lavları besleyen doleritik dayklar ağından oluşur. Okyanus ortası sırtta veya yakınında lavlar üzerine derin denizde sedimentleri gelir. Deniz tabanı yayılmasının KDD'nin yukarısında olması durumunda bu sedimentler ince taneli pelajik kireçtaşları olarak korunan kalkerli oozlar şeklinde çökelirler. KDD altında çökelen kırmızı killer ve silisli oozların taşlaşmasıyla kırmızı çamurtaşları ve çörtler oluşur. Volkanik bacalara yakın yerlerde hidrotermal çökeller şeklinde oluşan metalik cevher konsantrasyonları yaygındır.

## 24.3 YİTİMLE İLGİLİ HAVZALAR

Konverjan sınırlarda okyanusal levhaların bulunması durumunda yitim meydana gelir (Şekil 24.7). Dalan levha üzerleyen levhanın altında manto içine doğru alçalır. Üstteki levha bir okyanusal litosfer parçası olabileceği gibi bir kıtanın kenarı da olabilir. Dalan levha yitim zonuna girmek üzere bükülürken iki levha arasında **okyanus hendeği** adı verilen bir hendek meydana gelir. Alçalan levha aşağı doğru inerken ısınır ve kısmi ergimeye uğrar. Bu şekilde oluşan mağma üzerleyen levha içinde yükselerek yüzeyde **volkanik yay** olarak adlandırılan bir dizi volkan oluşturur (Şekil 24.8). Dalan




**Şekil 24.7 Okyanusal kabuğun okyanus hendeğinde daldığı ve dalan levhanın derinlerde ergiyerek bir volkanik yayın oluşmasına neden olduğu yerlerde yay-hendek sistemi gelişir. Genişlemeden dolayı sübsidans gelişmesi durumunda sedimentler hendekte, yay ile hendek arasında ve yay ardı havzada birikebilir (ayrıca bkz. yay ardı havzalar, şekil 24.13).**



**Şekil 24.8 Yay-hendek sistemi yayı oluşturan volkanlar zincirini kapsar.**

levha 90-150 km arasındaki derinliklere ulaştığında mağma oluşmaya başlar. **Yay-hendek boşluğu** (okyanus hendeğinin ekseni ile volkanik yay hattı arasındaki mesafe) yitim açısına bağlı olup, bu mesafe yüksek açılarda 50 km'den yitimin daha az açılı olduğu durumlarda 200 km'ye kadar çıkabilir.

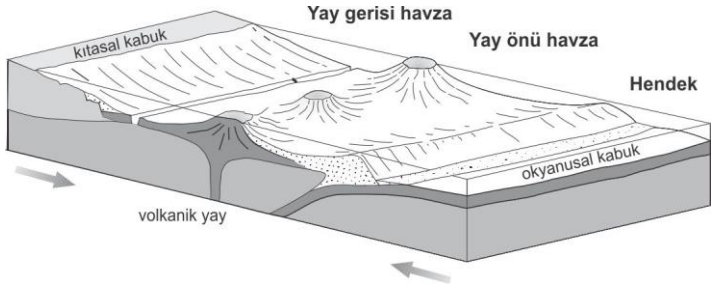
Yay-hendek sistemleri levha yakınsama sınırlarıdır. Ancak, mağmanın yüzeye çıkarak volkanik faaliyet meydana getirebilmesi için aktif yayın üst levhasının genişleme durumunda olması gerekir. Genişleme miktarı dalım açısı tarafından etkilenen levha yakınsaması ve yitimin görece hızları tarafından denetlenir. Yitim açısının yüksek olması durumunda yakınsama hendekteki yitimden daha yavaş olur. Üst levha da net genişleme durumunda olup **genişlemeli yay ardı havzası** oluşur (Dickinson, 1980). Dalan levhanın yaşlı ve soğuk bir kabuk olması durumunda yüksek açılı bir dalım gerçekleşir. Bununla birlikte, yay gerisi bölgelerin hepsi de genişlemeli değildir. Bazıları nötür iken diğer bazıları da yay masifinin kenarlarındaki bindirme hareketinden dolayı fleksürel havza oluşum alanlarıdır (yay gerisi havzalar).

### 24.3.1 Hendekler (Şekil 24.9)

Okyanus hendekleri okyanusal levhanın yitim zonuna girerken büküldüğü yerlerdeki uzun ve hafif eğrisel çukurluk alanlarıdır. Hendeğin iç kenarı yay-hendek sisteminde üzerleyen levhanın ilerleyen kenarı tarafından oluşturulur. Güncel hendeklerin taban derinliği deniz seviyesinden 10.000 m kadar derinlere inebilmektedir. Bu derinlik okyanus tabanlarının ortalama batimetrisinin yaklaşık iki katıdır. Bunlar aynı zamanda dar, 5 km kadar genişlikte alanlar olmakla birlikte uzunlukları binlerce km olabilir. Kıtasal kabuğun etekleri boyunca gelişen hendekler komşu kara alanlarından türemiş sedimentlerle dolma eğilimindedir. Pelajik çökeller dışındaki malzeme kaynağı sadece volkanik yay adaları olan okyanus içi hendekler çoğu zaman sediment kıtlığı çekerler. İri malzemelerin bu hendeklere taşınması özellikle hendek ekseni boyunca uzun mesafeler akabilen türbidit akıntıları şeklindeki kütle akmaları yoluyla gerçekleşir (Underwood ve Moore, 1995).

### 24.3.2 Yığışım Kompleksleri

Okyanusal kabuk üzerinde ve bir hendekte biriken katmanların tahripkâr levha sınırında kabukla birlikte dalması gerekmez. Dalan levha üzerindeki sedimentler kısmen veya tamamen kürenerek üzerleyen levhanın ilerleyen kenarında birikerek bir **yığışım karmaşığı** ya da **yığışım prizması** oluşturabilir. Okyanusal




**Şekil 24.9 Yay önü havzaları, hendekler ve genişlemeli yay ardı havzaları komşu yaydan volkanoklastik malzeme ve ayrıca üzerleyen levhanın kıtasal kabuk olması durumunda karadan türemiş kırıntılı malzeme alırlar.**

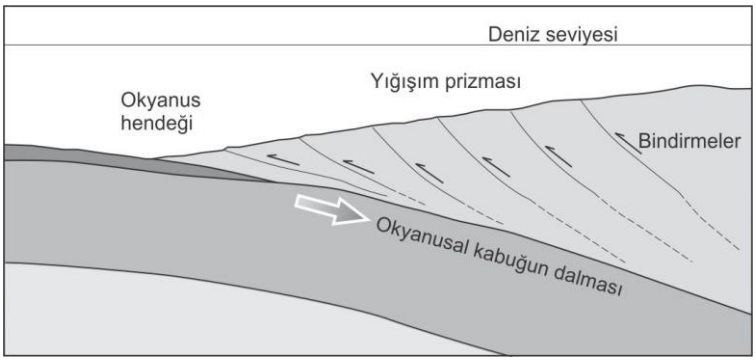
sedimentler ve hendek sedimentlerinin bu prizmaları ya da kamalarının en iyi geliştiği yerler hendekte kalın sedimentlerin olduğu yerlerdir (Einsele, 2000). Dalan bir levha üzerleyen levhanın kenarına başta pelajik sedimentler ve türbiditler olmak üzere okyanusal havza çökelleri getiren bir taşıyıcı bant olarak düşünülebilir. Bazı yerlerde bu sediment yitim zonunda aşağı taşınır fakat diğerlerinde dilimlenerek üzerleyen levha üstünde yığılan katmanlar destesi şeklinde birikir (Şekil 24.10).

### 24.3.3 Yay Önü Havzalar (Şekil 24.9)

Bir yay önü havzasının iç kenarı volkanik yayın kenarı ve üst levhanın ilerleyen kenarı üzerinde oluşan yığışım karmaşığının dış sınırıdır. Buna göre, yay önü havzanın genişliği yay-hendek boşluğu tarafından denetlenir; bunu da belirleyen dalım açısıdır. Havzanın altında okyanusal kabuk ya da kıtasal kenar bulunabilir (Dickinson, 1995). Bir yay önü havzada birikebilen sedimentlerin kalınlığı kısmen yığışım kompleksinin yüksekliğine bağlıdır. Bu yüksekliğin deniz seviyesine yakın olması durumunda yay önü havza o seviyeye kadar dolabilir. Yay önü havzadaki sübsidans sadece sediment yükünden ileri gelir. Havzaya gelen sedimentlerin ana kaynağı volkanik yay olup, yayın kıtasal kabuk içinde bulunması durumunda ise iç ülkenin kayalarıdır. Pelajik sedimentler dışında tek kırıntı kaynağı ada yayı volkanik zinciri olduğundan, okyanus içi yaylar çoğu zaman sediment kıtlığı çekerler. Bir yay önü havza kırıntılı malzeme tedarikinin yeterli olması durumunda tabanda derin su çökellerinden yukarı doğru sığlaşan delta çökellerine ve en üstte de flüvyal çökellere değişen çökeller içerir (MacDonald ve Butterworth, 1990). Çoğu durumda volkanoklastik moloz bulunması olasıdır.

### 24.3.4 Yay Gerisi Havzalar (Şekil 24.9)

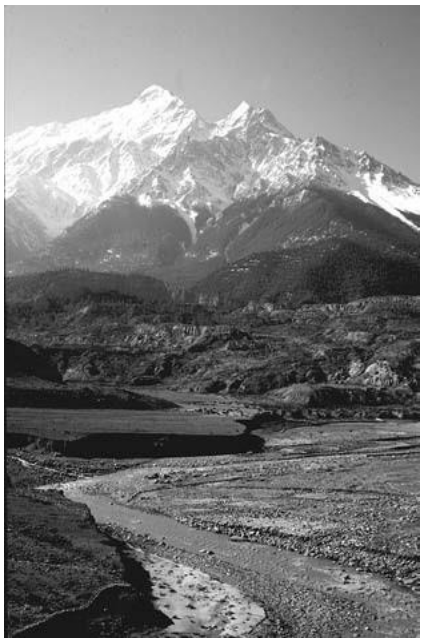
Genişlemeli yay gerisi havzalar dalan levhanın dalma açısının büyük ve yitim hızının da levha yakınsama hızından büyük olduğu yerlerde oluşurlar. Kabuğun daha sıcak ve daha zayıf olduğu bölgede riftleşme gelişir. Bu aşamada bir 'yay içi havza' gelişir. Bunlar her iki tarafı volkanlarla sınırlanan ve başlıca volkanizmadan türeme malzemenin birikme alanı olan geçici genişleme havzalarıdır. Daha fazla genişleme yayın iki parçaya bölünmesine neden olur. Bunlardan biri üzerinde volkanizmanın devam ettiği ve yitim zonuna daha yakın olan aktif yay, diğeri de kalıntı yaydır. Kalıntı yay ile aktif yay arasındaki uzaklaşma devam ederken iki yay parçası arasında bazaltik kabuk oluşturan yeni bir yayılma merkezi gelişir. Bu yay gerisi havza aktif yayda yenilenen riftleşme hendeğe yakın yerde yeni bir yayılma hattı oluşturana kadar yayılma yoluyla büyümeye devam eder. Yeni bir yay arkası havza oluştuğu zaman eskisi terk edilir. Bu havzaların ömrü nispeten kısa olup, Batı Pasifik'te Senozoyik yaşlı yay gerisi havzalarda oluşum ve terk edilme zamanları arasındaki süre 20 My civarındadır. Genişlemeli yay arkası havzalar okyanusal veya kıtasal levhalarda oluşabilirler (Marsaglia, 1995). Okyanusal levhada oluşan yay gerisi havzanın ana sediment kaynağı aktif volkanik yaydır. Kalıntı levha aşınarak deniz seviyesine kadar geriledikten sonra sağladığı kırıntı miktarı azalır. Havzanın kenarlarından birinde ya da her iki tarafında bir kıtasal kabuk olması durumunda daha fazla miktarda malzeme gelir. Yay gerisi havzalar tipik olarak tam dolmamış durumdadırlar. İçerdikleri çökeller de başlıca volkanoklasitk ve pelajik kökenli derin deniz sedimentleridir.




**Şekil 24.10 Bir okyanus hendeğinde çökelen sedimentler hem üzerleyen levhadan türemiş malzeme hem de pelajik malzeme içerirler. Yitim devam ederken dalan levha üzerindeki sedimentler sıyrılır ve deforme olmuş sedimenter malzemelerden bir yığışım prizması gelişir.**

## 24.4 KABUKSAL YÜKLEME İLE İLGİLİ HAVZALAR

Bir okyanusal havza okyanusal kabuğun yitimden dolayı tümüyle kaybolmasıyla tamamen kapandığı zaman iki kıtasal kenar birbirine yaklaşırlar. Yoğunluğu düşük ve kalın bir litosferik levha batamayacak kadar boyant olduğundan, iki kıtasal levha karşılaştığı zaman yitim meydana gelmez. Bu levhaların çarpışmasıyla litosfer kalınlaşarak bir dağ kuşağı veya bir **orojenik kuşak** meydana gelir. Afrika Levhası'nın kuzeye doğru hareketi sonucunda aradaki Tetis Okyanusu kapanmış ve sonuçta Avrasya Levhası ile çarpışma ürünü olan Alp Dağları meydana gelmiştir. Himalayalar da (Şekil 24.11) Hint Levhası'nın kuzeye doğru hareketi ve bir dizi çarpışmasının ürünleridir. Çarpışan iki kıtasal levha kenarının uçlarının incelmiş, pasif kenarlar olması muhtemeldir. Kısalma başlangıçta litosferin kalınlığını önce 'normal' değere getirir, sonra daha fazla kalınlaşma olur. Kabuk kalınlaşırken deformasyona uğrar. Bu sırada kabuğun alt kısımlarında metamorfizma gelişir, orojenik kuşağın çekirdeğindeki malzeme ana fay düzlemleri boyunca dışarı doğru hareket eder. Dağ kuşağının daha sığ düzeylerinde düşük açılı faylar da (bindirmeler) kayaları kuşağın merkezinden dışarı doğru hareket ettirirler. Kabukta büyük derinliklere kadar inen faylarla ilgili **kalın kabuklu tektonik** ile **ince kabuklu tektonik** (yüzeysel bindirme fayları) birleşerek kütleyi yanal yönde hareket ettirirler ve dağ kuşağına komşu alanda bir **yükleme** oluştururlar. Bu kabuksal yükleme sonucunda da periferal ön ülke havzası gelişir.



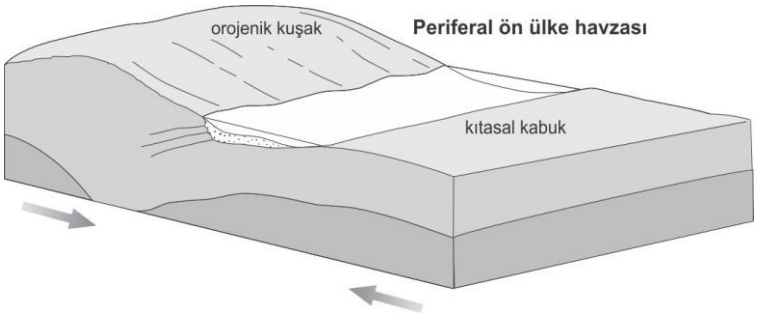
**Şekil 24.11 Dünyadaki büyük dağlık bölgeler orojenik kuşağın oluştuğu levha çarpışma alanlarında meydana gelirler.**

Kabuksal yükleme iki kıtasal kabuk parçasının çarpıştığı yerler dışında da gelişebilir. Okyanusal kabuk ile kıtasal kabuk çarpışma ortamlarında üzerleyen kıtasal levhadaki kısalma ve yitim ile ilişkili mağmatizma da bir dağ kuşağı oluşturabilir. Güney Amerika kıyıları boyunca uzanan And Dağları kabuk kalınlaşması ve batıdaki dalımla ilişkili mağma sokulumu sonucunda yükselmiştir. Bu ortamların dağ zincirlerinin karaya doğru tarafındaki bindirme kuşakları yüklemeye neden olur ve sonuçta 'yay gerisi' ön ülke havzaları (retroarc foreland basins) meydana gelir.

### 24.4.1 Periferal Ön Ülke Havzaları (Şekil 24.12)

Orojenik kuşağın herhangi bir tarafında ya da her iki tarafında ön ülke kabuğunun yüklenmesi bir kirişin desteksiz ucuna yükleme yapıldığı zaman meydana gelen aşağı doğru eğilmeye benzer bir bükülmeye neden olur. Kabuk tamamen desteksiz değildir fakat litosferin altındaki manto/astenosferin hareketli olmasından dolayı yüklenen kabuk fleksürel deformasyona uğrayarak bir **periferal ön ülke havzası** oluşturur. Havzanın genişliği yükün miktarına ve ön ülke litosferinin fleksürel rijitliğine (bir ucuna yükleme yapıldığı zaman bükülebilme kolaylığına) bağlıdır (Beaumont, 1981). Rijit (tipik olarak daha yaşlı ve daha kalın) litosfer geniş ve sığ bir havza oluşumu şeklinde tepki verirken, daha genç ve daha ince olan litosfer daha kolay bükülerek daha dar ve daha derin bir hendek oluşturur. Yükün artmasıyla havza derinliği de artar.

Ön ülke havzası oluşumunun ilk evrelerindeki çarpışmadan sonra kabuk sadece 'normal' kalınlığa erişene kadar kalınlaşır (bu kabuk daha önce pasif kenarda incelmişti). Her ne kadar bu durum ön ülkede bir yüklemeye ve litosferik bükülmeye yol açsa da, orojenik kuşağın kendisi bu aşamada deniz seviyesinden yukarıda değildir; bu aşamada orojenik kuşağın aşınmasıyla havzaya sadece az miktarda kırıntı gelir. Bu nedenle, erken ön ülke havzası sedimentleri derin sularda




**Şekil 24.12 İki kıtasal levhanın çarpışmasıyla kabuğun kalınlaştığı yerde bir orojenik kuşak meydana gelir. Bu durum kabukta her bir tarafa ilave bir yük gelmesiyle sonuçlanır ve kabuğun aşağı doğru bükülmesine neden olarak periferal ön ülke havzalarını meydana getirir.**

sübsidansın tedarik miktarını aştığı durumda çökelirler. Bu aşamada türbiditler tipiktir. Orojenik kuşağın daha olgun olduğu ve bir dağ zinciri inşa ettiği zaman ön ülke havzasına gelen sediment miktarı artar. Her ne kadar ön ülke üzerindeki yük artsa da, sediment miktarı normalde fleksürel sübsidans hızını aşar. Ön ülke stratigrafisi tipik olarak derin sudan sığ denize doğru ve sonra ön ülke sedimentasyonunun son aşamalarında baskın olan karasal sedimentasyon ile devam eder (Miall, 1995).

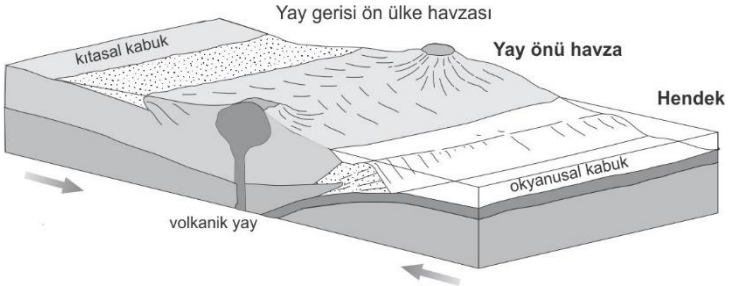
Bir ön ülke havzası dolgusuna ait stratigrafi havza evrilirken havzanın kenarında devam eden bindirme ve dolayısıyla yüklemeden dolayı karmaşık bir hal alır. Daha fazla yük bindikçe havza zamanla daha da genişler ve kenarda daha sonra meydana gelen deformasyon erken havza çökellerinden bir kısmını içerir. Daha yaşlı havza katmanlarının aşınma ve yeniden işlenme yoluyla daha genç çökellere karışması yaygın bir durumdur. Sonuç olarak, havzaya ait eksiksiz bir istifi tek bir profilde görmek mümkün değildir. Bazı durumlarda bindirme havza kenarı ile sınırlı olmayıp havzayı **sırtta taşınan havzalar**a (**piggy-back basins**) bölebilir (Ori ve Friend, 1984). Bindirme yaygılarının tepesinde yer alan bu yapılar tüm bindirmelerin önünde yer alan **ön çukurlar**dan (**foredeep**) farklıdırlar.

### 24.4.2 Yay Ardı Ön Ülke Havzaları (Şekil 24.13)

Kıtasal mağmatik yayda kabuğun kalınlaşması kayaların bindirmeler boyunca karaya doğru ilerlemesine neden olur. Kabuğun yayın ters tarafında hendeğe doğru yüklenmesi fleksüre ve bir havzanın oluşumuna neden olur. Bu havzalara yayın gerisindeki konumlarından dolayı **yay ardı ön ülke havzaları** denir. Yükleme başladığı zaman kıtasal kabuk deniz seviyesine yakındır. Dolayısıyla, sedimentasyonun çoğu flüvyal, kıyı ve sığ deniz ortamlarında gerçekleşir. Dağ kuşağı bindirmeleri vasıtasıyla havza kenarının daha fazla yüklenmesiyle ve artan sedimenter yükle daha da gelişen devamlı bir sübsidans oluşur. Kırıntıların ana kaynağı dağ kuşağı ve volkanik yaydır.

## 24.5 DOĞRULTU ATIMLI TEKTONİK İLE İLİŞKİLİ HAVZALAR

Bir levha sınırının düz bir çizgi şeklinde ve görece levha hareketinin de bu çizgiye paralel olması halinde doğrultu atımlı levha sınırlarında ne bir yükselim ne de bir havza oluşumu söz konusudur. Ancak, bu tür levha sınırları düz olmadığı gibi hareket de safi paralel değildir. Sınırlar tek bir fay hattı yerine çatallanan ve birbirini üzerleyen bir bireysel faylar ağı şeklindedir. Lokalize sübsidans ve yükselim zonları sediment




**Şekil 24.13 Kabuğun kalınlığı bir kıta kenarındaki volkanik yaya mağma ilavesiyle artarak yay gerisinde kabukta fleksüre ve yay gerisi ön ülke havzası oluşumuna neden olur.**

birikimi için depresyonlar ve bunları besleyecek kaynaklar meydana getirirler (Christie-Blick ve Biddle, 1985).

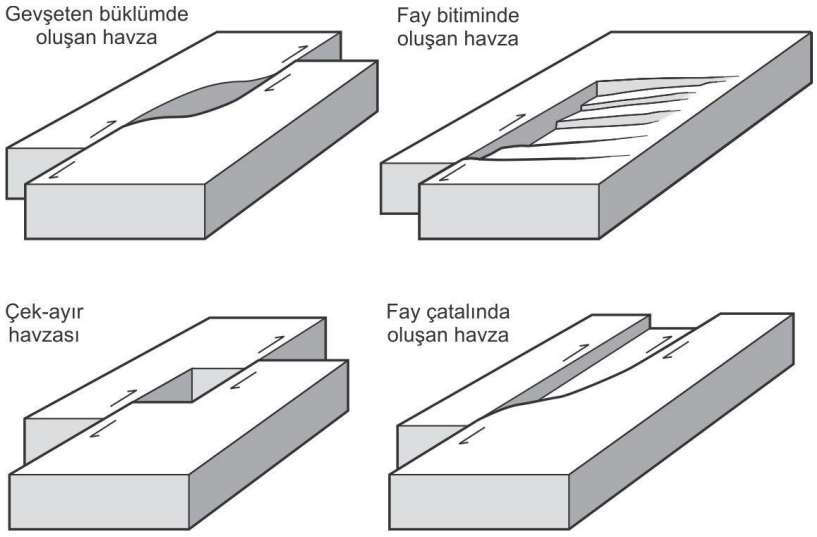
### 24.5.1 Doğrultu Atım Havzaları (Şekil 24.14)

Doğrultu atım kuşaklarındaki çoğu havzalar genellikle **transtansiyonel havzalar** şeklinde adlandırılırlar. Oluşum mekanizmaları üç çeşittir (Reading, 1980). Birincisi, iki ayrı fayın aşmalı konumlanmasıyla faylar arasında **çek ayır havzalar** olarak bilinen genişleme bölgeleri meydana gelebilir. Bu tür havzalar görüntüde dikdörtgen veya paralelkenar şekillidirler. Genişlikleri ve uzunlukları sadece birkaç km ile birkaç on km arasındadır. Özellikle rift havzalarıyla karşılaştırıldıklarında anormal derecede derindirler. İkincisi, fayların çatallandığı yerlerde iki kol arasında bulunan genişleme zonu bir havza oluşturur. Üçüncüsü, tek bir fay hattının eğriselliği ya (yerel olarak kısalan) **sıkıştıran büklümler** şeklinde ya da (yerel olarak genişleyen) **gevşeten büklümler** şeklinde büklümler ile sonuçlanır. Gevşeten büklümler elips şekilli sübsidans zonları oluştururlar. Çoğu doğrultu atım havzaları kabukta derinlere kadar inen faylarla sınırlandırılmışlardır. Faylanma sadece kabuğun üst kısmını etkilediğinden dolayı 'ince kabuklu' doğrultu atımlı havzalar bir istisnadır.

Derin faylarla sınırlanmış doğrultu atımlı havzalar nispeten küçük olup, alanları genellikle yüz ile birkaç bin kilometre kare arasındadır. Başka mekanizmalarla oluşmuş aynı büyüklükteki havzalara kıyasla çoğu zaman daha kalın istifler içerirler. Sübsidans genellikle hızlı olup, birkaç milyon yılda birkaç km kalınlıkta katmanlar birikebilir (Allen ve Allen, 2005). Kenarlar tipik olarak iri taneli fasiyes (alüviyal yelpazeler ve yelpaze deltaları) çökelme alanları olup, yanal olarak çok kısa mesafede karasal ortamın gölsel çökellerine veya denizel çökellere geçerler. Stratigrafik kayıtlarda fasiyesler çok değişkendirler ve kısa mesafelerde yanal fasiyes değişimleri sunarlar. 'İnce kabuklu' doğrultu atımlı havzalar daha geniş ve nispeten sığdırlar (Royden, 1985).

## 24.6 KARMAŞIK VE MELEZ HAVZALAR

Havzalar birden fazla tektonik rejim arasındaki etkileşim ürünleri olduklarından, tüm havzalar yukarıda özetlenen basit kategoriler içinde sınıflandırılamaz. Bu durumun en çok yakınsayan veya ıraksayan bir levha sınırında bir doğrultu atım bileşeninin olduğu yerlerde gelişir. Bu nedenle, bir havza bir yandan (söz gelimi) periferal ön ülke özellikleri gösterirken diğer yandan doğrultu atımlı harekete dair kuvvetli belirteçler de sunabilir. Levha hareketleri çoğu zaman ortogonal veya paralel olmadıklarından dolayı bu tür durumların gelişmesi normaldir. Levhalar arasında verev yakınsama ve verev genişleme örneklerine sıkça rastlanır.




**Şekil 24.14 Doğrultu atımlı ortamlardaki havzalar değişik mekanizmalar yoluyla oluşabilirler. a) Gevşeten büklüm, b) fay sonlanması, c) fay ötelemesi (genellikle çek-ayır havzası olarak anılır), d) faylar arasındaki bağlantı yerinde. Her bir durum için fayların görece hareketinin terslenmesi durumunda sonucun sübsidans yerine yükselim olacağına dikkat ediniz.**

## 24.7 STRATİGRAFİDE TEKTONİK KAYITLAR

İnsanın zaman ölçeğiyle kıyaslandığında tektonik kuvvetler çok yavaş hareket ederler. Ancak, jeolojik zaman çerçevesinde gezegenin yüzeyi devamlı bir değişim halindedir. Rift havzaları oluşarak proto-okyanusal çukurlara evrilir ve sonunda pasif kenarlarla çevrili okyanusa dönüşürler. Onlarca-yüzlerce milyon yıl sonra okyanus havzaları kenarlar civarında okyanusal kabuğu tüketen yitim zonlarıyla birlikte kapanmaya başlar. Okyanusların son kapanış evresinde kıtasal çarpışma gerçekleşir ve orojenik kuşaklar oluşur. Levha hareketlerinin zaman içindeki bu desenlerine **Wilson Döngüsü** denir (Şekil 24.15) (Wilson, 1966). Kıtalar yeni bir riftleşme ile kırılırken tüm Wilson döngüsü yeniden başlar. Olayların bu nispeten düz gelişen sıralaması verev ve doğrultu atımlı levha hareketleriyle karmaşıklaşabilir; kabuğun belli kesimleri yüzlerce milyon yıldan fazla bir süre özellikle levha sınırına komşu alanlarda olmak üzere farklı tektonik konumlara maruz kalabilir.

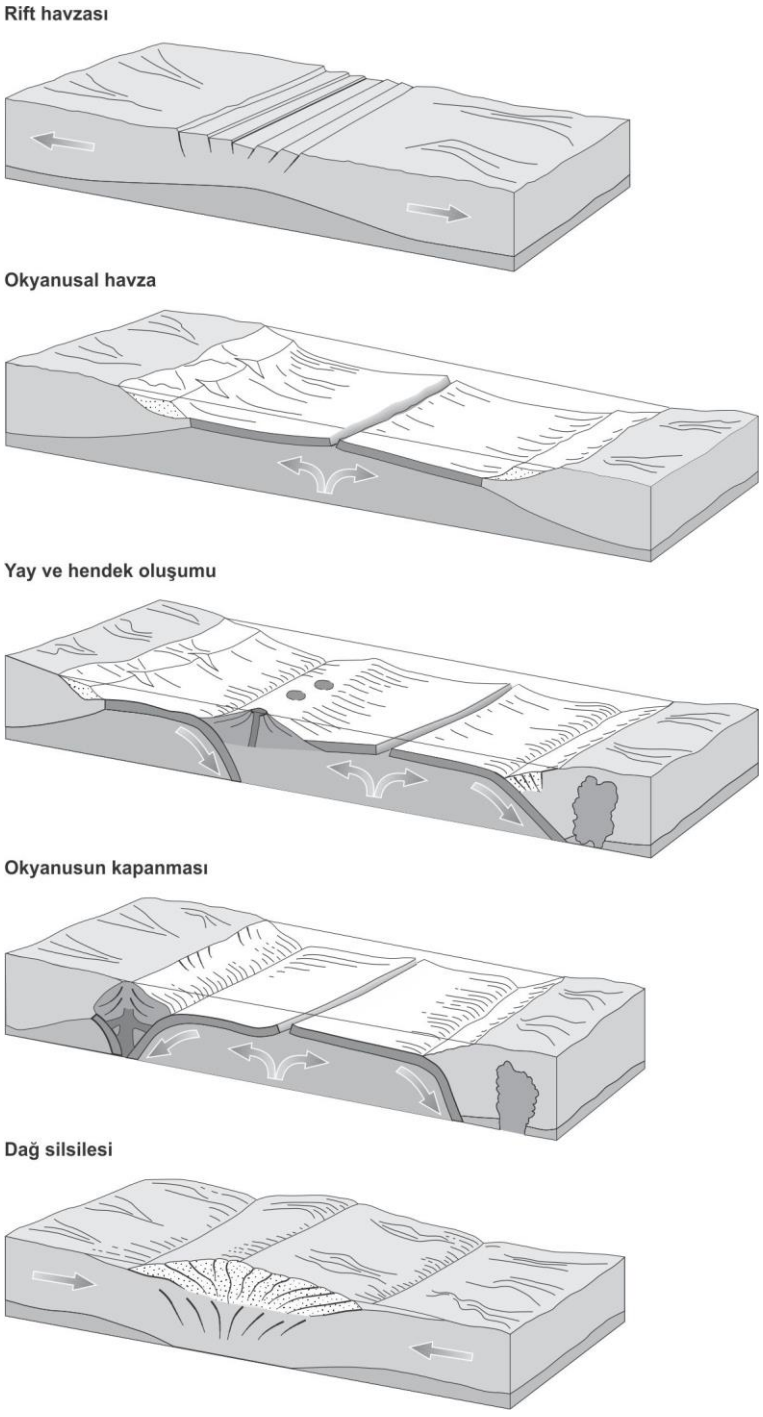
Değişen tektonik konumlara ait kayıtlar stratigrafi içinde korunur. Meselâ, Wilson Döngüsü'ndeki rift havzası çökelleri temel üzerine gelen akarsu ve göl çökelleri ile teşhis edilebilir; evaporitler proto-okyanusal çukuru işaretleyebilir ve kalın bir sığ denizel karbonat istifi ve kırıntılı çökeller pasif kenar çökelimini kaydederler. Bu pasif kenarın daha sonra bir yitim zonuna dönüşmesi durumunda volkanizma meydana gelir. Bu esnada kenar da yayla ilişkili bir sığ denizel yay önü bölgesine dönüşür; sedimentleri de yaydan türer. Okyanus havzasının tamamen kapanmasıyla orojenik kuşaktan kaynaklanan yükleme kabuğun bu aynı kesiminde bir ön ülke fleksürü ile sonuçlanabilir ve çökelme ortamı da derin su fasiyeslerinden biri haline dönüşür. Dağ kuşağı yükselirken ön ülke havzasına daha çok sediment gelir ve stratigrafi de yukarı doğru sığlaşan bir desen sergiler.

Herhangi bir yaştaki herhangi bir istife ait depolanma tektonik konumunu belirlemede sediment birlikteliklerine ait özellikler için benimsenen ilkelerin aynısı kullanılabilir. Bu nedenle, bir istifin sedimenter ve stratigrafik analizinde amaç bunların çökeldiği havzanın türünü belirlemek ve sonra değişen tektonik ortamlar için sedimenter özelliklerdeki değişimleri birer belirteç olarak kullanmaktır. Böylelikle, sedimenter ve stratigrafik analizi levhaların zaman içindeki görece hareketleri hakkında bilgi sağlayan paleomanyetik çalışmalarla ve bitkiler ile hayvanların dağılımına dair bilgiler veren paleobiyocoğrafik çalışmalarla birleştirmek suretiyle levhaların jeolojik zamandaki hareket tarihçeleri ortaya konabilir. Bir bölgenin jeolojik tarihçesi günümüzde tipik olarak bölgesel tektonik gelişimde farklı evreleri yansıtan aşamalara bölünmektedir. Meselâ, Kuzeydoğu Amerika'da ve Kuzeybatı Avrupa'daki Paleozoyik katmanları Iapetus Okyanusu içinde ve kenarlarında oluşan denizel çökellere, bu okyanus kapanırken hendeklerde ve yay ile ilişkili havzalarda çökelen sedimenter istiflere ve Kaledoniyen orojenezini takiben Devoniyen'de başlıca bir süper kıta içinde genişlemeli ve doğrultu atımla ilişkili havzalarda çökelen kırmızı tabakaların kalın sekansına bölünür.

Tektonik konumun değişebilme sıklığı bir bölgenin levha kenarlarına göre konumuna bağlı olarak değişir. Tektonik konumun uzun jeolojik zaman aralıklarında değişmeden kaldığı yer sadece duraylı kıtasal alanın orta kesimidir. Örnek olarak, Avustralya kıtasının orta kesimi 400 milyon yıl boyunca levha kenarı tektonik kuvvetlerine maruz kalmamış ve bu sürenin son dönemlerinde çok yavaş bir sübsidansla bir kraton içi havza olan Eyre Gölü Havzası gelişmiştir. Levha kenarlarına yakın havzaların ömrü tipik olarak birkaç on milyon yıldır. Batı Pasifik'teki yay ardı havzaların yaklaşık 20 milyon yıldır aktif olduğu düşünülmektedir. Bunun aksine, Atlas Okyanusu'nun pasif kenarları 200 milyon yıldan fazla bir süredir kıtaların kenarlarındaki sedimentasyon alanlarıdır.

## 24.8 SEDİMENTER HAVZA ANALİZİ

Bir sedimenter istif önce bireysel tabakaların veya tabaka topluluklarının çökelme ortamı cinsinden (Bölümler 7-10 ve 12-17) ve sonra da bir zaman ölçeği ve bir de katmanlar için bir deneştirme aracı kullanmak suretiyle (Bölümler 19-23) zaman içindeki değişimler çerçevesinde ele alınabilir. Zaman içinde depolanma fasiyeslerinin alansal dağılımı ve çökelme ortamındaki değişimler tektonik ortama bağlıdır (bkz. yukarıda). Dolayısıyla, bir alanın kapsamlı bir sedimentolojik ve stratigrafik analizi havza ortamı çerçevesinde gerçekleşmelidir. **Sedimenter havza analizi** jeolojinin sedimenter havzanın bir bütün olarak evrimi için bir model geliştirmek üzere sedimenter kayalar istifini




**Şekil 24.15 Rift havzası ve okyanus havzası oluşumunu takiben havza kapanımı ve orojenik kuşak oluşumunu kapsayan bir genişlemenin Wilson Döngüsü (Wilson, 1966'dan uyarlanmıştır).**

denetleyen tüm etmenleri dikkate alan tarafıdır (Şekil 24.16). Havza analizine dair daha kapsamlı bilgiler Allen ve Allen (2005) gibi kitaplarda bulunabilir. Aşağıda konuyla ilgili özet bilgiler verilmiştir.

### 24.8.1 Yapısal Analiz

Bir sedimenter istif içindeki deformasyon desenleri bölgede çökelme sırasında ve sonrasında var olan kabuksal gerilmeler hakkında bilgi verir. **Sinsedimenter faylar** ve kıvrımlar, çökelme sırasındaki tektonik aktivitenin kanıtıdır: istifin bir katmanı, sedimentasyon sırasında genişlemeyi (normal faylar gibi) veya istif birikirken sıkıştırma kuvvetlerinin kanıtlarını (ters faylar veya kıvrımlar) gösterebilir. Bu **büyüme yapıları** oluşumlarının istifte belli bir stratigrafik birim ile sınırlı olduğu gerçeğinden hareketle teşhis edilebilir. Her ne kadar sistemler içinde yerel değişimler sıkça meydana gelse de, genelde rift havzaları gibi genişlemeli ortamlar bu sinsedimenter yapıların tanınmasına dayalı olarak sıkışma rejimi altında oluşan havzalardan ayırt edilebilir. Tüm istifi etkileyen yapısal özellikler havzada çökelme sırasında etkin tektonik kuvvetlerin kanıtı olmanın yanında bölgenin levha tektoniği tarihçesi hakkında da bilgi verirler.

### 24.8.2 Jeofizik Verileri

Sismik yansıma ölçümlerinden (22.2) elde edilen bilgiler istifin yapısal analizinde kullanılabilecek yeraltı yapısal veriler sağlar. Diğer jeofizik veriler yeraltındaki kayaların manyetik özellikleri ve havza bölgesindeki gravitasyonel alan şiddetindeki değişim bilgileridir. Bir bölgedeki **manyetik ölçümler** sedimenter istifin altındaki kayaların özelliklerini ortaya koyabilir. Genel anlamda ifade etmek gerekirse, okyanusal kabuktaki kalıntı manyetizma kıtasal kabuktakinden daha yüksek olup, havza altındaki kabuk katmanlarının belirlenmesine izin verir. Yüzeyde herhangi bir noktada Yerküre'nin manyetik alanının şiddeti o noktada yeraltında bulunan kayaların yoğunluğu tarafından denetlenir. Bu nedenle, **gravite ölçümleri** yoğunlukları mağmatik veya metamorfik kayalarınkinden düşük olmasından dolayı mevcut sedimenter kayaların kalınlığı hakkında bir fikir verir. Bu sebeplerden dolayı jeofizik ölçümler değişik havza türlerini (meselâ genişlemeli yay gerisi havzalarının tabanında okyanusal kabuk bulunur) birbirinden ayırmada ve havzada gelişen sübsidans miktarını belirlemede önemli bir rol oynar (doğrultu atımlı ortamlardaki havzalardaki sedimenter istifler genellikle çok kalındır).

### 24.8.3 Termal Tarihçe

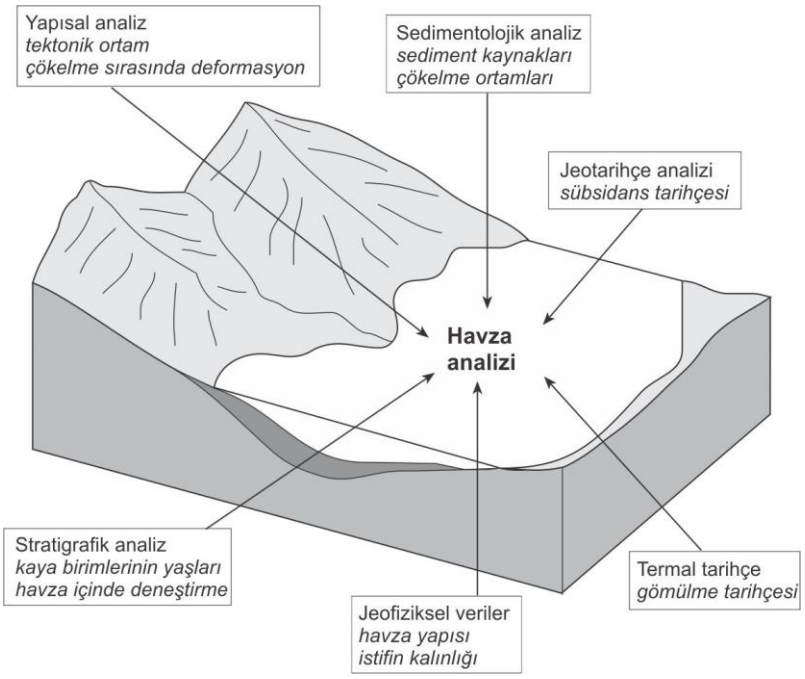
Sedimentlerin gömülmesi derinlik ile birlikte artan sıcaklık etkilerini içeren diyajenetik değişimler ile sonuçlanır (18.2). Bir sediment kütlesinin maruz kaldığı sıcaklık fizyon iz analiziyle (6.8) ve sedimentlerde mevcut organik maddenin vitrinit yansıma özellikleri (3.6.2) yoluyla belirlenebilir. Buna göre, bir sediment kütlesinin gömülme tarihçesi gömülen malzemenin eriştiği en büyük sıcaklığı kaydettikleri için bu paleotermometreler yardımıyla yeniden kurulabilir ve bu bilgi de sedimentin gömülme derinliğini çıkarmada kullanılabilir. Bu gömülme tarihçesi bilgilerini katmanların yaşı ile birleştirerek havzadaki sübsidans hakkında bilgi edinilebilir ve bu havza oluşumuyla ilişkilendirilebilir.

### 24.8.4 Stratigrafik Analiz

Bir havzadaki katmanların görece ve mutlak yaşlandırması 19.-23. Bölümler'de tanımlanan teknikler kullanılarak yapılabilir. Bu teknikler havza tarihçesi için havzanın ilk oluşmaya başladığı (havzanın tabanında yer alan kayaların yaşı) ve sedimentasyonun durduğu (en genç katmanların korunduğu) zamanı ve ayrıca bunlar arasındaki olayları işaret eden bir zaman çerçevesi sağlarlar. Sediment birikme hızı, ya da başka bir ifadeyle yaşlandırılabilir iki seviye arasında çökelen katmanların kalınlığı, havza ortamı için karakteristik bir belirteç olabilir. Meselâ, rift havzası sedimentleri genellikle pasif kenar çökellerinden daha hızlı birikirler. Sediment birikiminde daha kısa bir zaman ölçeğindeki değişimler görece deniz seviyesini yansıtabilir (Bölüm 23).

### 24.8.5 Sedimentolojik Analiz

Bir istifteki sedimentlerin dağılımı ve özellikleri havza ortamını yansıtır. Havzaların sedimentolojik analizi için kaynak alan çalışmaları, fasiyeslerin ve paleoortamların dağılımları ve havzanın evrimi




**Şekil 24.16 Havza analiz teknikleri.**

sırasında bunların zaman içindeki değişimleri olmak üzere üç ana husus göz önüne alınabilir.

Bir havza analizi için anahtar bileşen tektonik konum hakkında bilgi veren kaynak alan çalışmalarıdır (5.4.1). Yay ardı ve yay önü havzalar gibi yaylarla ilişkili havzaların mağmatik yaydan türeme volkanik malzeme içermesi kuvvetle muhtemeldir. Kıtasal kabuk içindeki rift havzaları çevresindeki kraton alanlarından türeme malzeme içerirler ve plütonik mağmatik veya metamorfik kökenli kırıntılar içermesi olasıdır. Periferal ön ülke havzaları normalde yüksek oranda 'dağ oluşum süreçlerinin bir parçası olarak yükselmiş ve sonrasında aşınmış' yeniden işlenmiş sedimenter kayalar içerirler. Kırıntı bileşiminde zamanla meydana gelen değişimler iç ülke kaynak alanındaki aşınma derinliği belirteçleri olabilir ve dolayısıyla bir orojenik kuşağının yükselimi ve tepesinin açılması hakkında bilgi sağlarlar.

Havza istifinin stratigrafik zaman çerçevesi (24.8.4) ortaya konulduktan sonra havza istifi her biri farklı zaman aralıklarında çökelmiş katman paketlerine bölünebilir. Bireysel bir paket içinde fasiyeslerin dağılımı o zaman aralığındaki paleoortamların dağılımına dair bir resim ortaya koyar ve dolayısıyla da paleocoğrafya çıkarılabilir. Farklı havza türlerinin değişik sedimentasyon desenleri göstermeleri beklenebilir. Meselâ, bir rift veya doğrultu atımlı bir havzanın kenarlarında alüviyal yelpazeler veya yelpaze deltaları gibi iri taneli fasiyesler bulunması, bir yay ardı havzanın bir kenarında volkanoklastik çökeller apronu olması ve pasif kenar istifinin de sığ denizel kırıntılı veya karbonat fasiyeslerince baskın olması beklenebilir.

Fasiyes dağılımlarındaki değişimleri ve zaman içindeki paleocoğrafi desenleri denetleyen ana unsur havzanın tektonik konumudur. Periferal ön ülke havzaları ve yay önü havzaların ikisi de tipik olarak havza istifinin alt kesiminde derin su fasiyesleri içerirler ve yukarı doğru sığ denizel veya karasal çökellere geçerler. Bunun aksine, riftler ve yay ardı havzalar çoğu zaman riftleşmenin erken evrelerinde oluşan kıtasal çökellerden sığ denizel ve bazen de derin deniz fasiyeslerine giden ilerlemeli bir değişim sunarlar. Bu nedenle, bir havza içinde değişen paleocoğrafya hem havzanın hem de onu çevreleyen alanın tektonik evrimini yansıtır.

### 24.8.6 Jeotarihçe Analizi

Bir havzanın sübsidans ve sedimentasyon tarihçesinin nicel çalışması **jeotarihçe analizi** olarak bilinir (Allen ve Allen, 2005). Sediment birikirken istifin alt kesimindeki malzemeler kompaksiyona uğrar (18.2.1). Dolayısıyla, her bir katman biriminin kalınlığı zamanla azalır. Kompaksiyon etkisi litolojiye bağlı olarak büyük ölçüde değişir. Kilce zengin sedimentlerin hacminde zaman içinde %80'e varan azalımlar meydana gelebilir. Kumtaşlarındaki porozitede kompaksiyon sonucunda tipik olarak %10-20 düzeyinde hacim kaybı meydana gelir. Bir havzadaki sübsidans tarihçesi, sedimenter istifin bir dizi '**dekompaksiyon** (**decompacting**)' aşaması ve fasiyesle birlikte paleontoloji çalışmalarına dayalı olarak, sedimentasyonun oluştuğu su derinliği olan **paleobatimetri**nin hesaba katılması yoluyla hesaplanabilir. Gömülme tarihçesi hakkında daha fazla bilgi katmanların termal tarihçesinin bir ölçüsü olan fizyon izi analizi (6.8) ve vitrinit yansıma çalışmalarından (3.6.2 ve 18.7.2) elde edilebilir. Jeotarihçe analizi zaman içinde gözeneklilik ve geçirgenlik değişimlerine ve istifin herhangi bir kısmının petrol ve gaz oluşumu (18.7.3) için kritik olan termal tarihçesine dair bilgi vermesinden dolayı hidrokarbon aramalarında önemlidir.

## 24.9 SEDİMENTER KAYITLAR

Sedimentoloji kayaların süreçler ve ortamlar açısından yorumlamasına yardımcı araçları sağlar. Bu çökelme ortamları jeolojik zaman içinde stratigrafik ilkeler ve analitik teknikler çerçevesinde değerlendirilirler. Mostralarda doğrudan, yeraltında sondajlar ve ölçümler yoluyla elde edilen kaya kayıtlarına ait bilgileri kullanarak yapılan sedimentolojik ve stratigrafik analizler Yeryuvarı'nın tarihçesini verilerin izin verdiği ölçüde yeniden kurmamıza yarayan araçları sağlarlar.

## YARDIMCI OKUMA KAYNAKLARI


Allen, P.A. and Allen, J.R. 2005. *Basin Analysis: Principles and Applications* (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.

Busby, C. and Ingersoll, R.V. (Eds) 1995. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Oxford.

Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget* (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.

Ingersoll, R.V. 1988. *Tectonics of sedimentary basins*. Geological Association of America Bulletin, 100, 1704–1719.

Miall, A.D. 1999. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 3rd edition. Springer-Verlag, Berlin.

# Kaynaklar


Adams, A.E. and Mackenzie, W.S. 1998. A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks under the Microscope. Manson Publishing, London.

Adams, A., Mackenzie, W. and Guilford, C. 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. Wiley, Chichester.

Aigner, T. 1985. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3, Springer-Verlag, Berlin.

Allen, J.R.L. 1965. The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, 35, 139–185.

Allen, J.R.L. 1972. A theoretical and experimental study of climbing ripple cross lamination with a field application to the Uppsala esker. Geografiska Annaler, 53A, 157–187.

Allen, J.R.L 1974. Studies in fluviatile sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. Geological Journal, 9, 181–208.

Allen, J.R.L. 1982. Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis, Vol. 1. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam.

Allen, J.R.L. 1994. Fundamental properties of fluids and their relation to sediment transport processes. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). Blackwell Science, Oxford; 25–60.

Allen, P.A. 1997. Earth Surface Processes. Blackwell Science, Oxford, 404 pp.

Allen, P.A. and Allen, J.R. 2005. Basin Analysis: Principles and Applications (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.

Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I. (Eds) 1996. Salt Tectonics. Special Publications 100, Geological Society Publishing House, Bath.

Amorosi, A. 2003. Glaucony and verdine. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 331–333.

Anderton, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects (Eds Brenchley, P.J and Williams, B.P.J). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 31–47.

Anderton, R. 1995. Sequences, cycles and other nonsense: are submarine fan models any use in reservoir geology? In: Characterization of Deep Marine Clastic Systems (Eds Hartley, A.J. and Prosser, D.J.). Special Publication 94, Geological Society Publishing House, Bath; 5–11.

Astin, T.R. 1991. Subaqueous shrinkage or syneresis cracks in the Devonian of Scotland reinterpreted. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 850–859.

Augustinus, P.G. 1989. Cheniers and chenier plains: a general introduction. Marine Geology, 90, 219–229.

Baas, J.H. 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of small-scale bedforms in very fine sand. Sedimentology, 41, 185–209.

Baas, J.H. 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. Sedimentology, 46, 123–138.

Bada, J.L. 1985. Amino acid racemisation dating of fossil bones. Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 13, 241–268.

Basu, A. 2003. Provenance. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 544–549.

Bathurst, R.G.C. 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction: Sedimentology, 34, 749–778.

Beaumont, C. 1981. Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65, 291–329.

Belknap, D.F. 2003. Salt marshes. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 586–588.

Benn, D.I. and Evans, D.J.A. 1998. Glaciers and Glaciation. Arnold, London.

Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C. 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (Eds Dott, R.H. and Shaver, R.H.). Special Publication 22, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 129–160.

Bhattacharya, J.P. 2003. Deltas and estuaries. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 195–203.

Bhattacharya, J.P. and Davies, R.K. 2001. Growth faults at the pro-delta to delta front transition, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. Marine and Petroleum Geology, 18, 525–534.

Bhattacharya, J.P. and Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. Sedimentology, 50, 187–210.

Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. 1992. Deltas. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 157–178.

Bierman, P.R. 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review

from the geomorphic perspective. Journal of Geophysical Research, 99, 13,885–13,896.
Blair, T.C. 2000*a*. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining fans, Death Valley, California. Sedimentology, 46, 1015–1028.
Blair, T.C. 2000*b*. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology, 46, 913–940.
Blair, T.C. and McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research, A64, 450–589.
Blatt, H. 1985. Provenance studies and mudrocks. Journal of Sedimentary Petrology, 55, 69–75.
Blatt, H., Middleton, G.V. and Murray, R.C. 1980. Origin of Sedimentary Rocks (2nd edition). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
Blatt, H., Berry, W.B. and Brande, S. 1991. Principles of Stratigraphic Analysis. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
Boggs, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (4th edition). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
Bohacs, K.M. and Suter, J. 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks; fundamental controls and paralic examples. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81, 1612–1639.
Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. and Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic–geochemical framework. In Lake Basins through Space and Time (Eds Gierlowski-Kordesch, E.H. and Kelts, K.R.). Studies in Geology 46, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 3–34.
Bohacs, K.M., Carroll, A.R. and Neal, J.E. 2003. Lessons from large lake systems – thresholds, nonlinearity, and strange attractors. In: Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time (Eds Chan, M.A. and Archer, A.W.). Geological Society of America Special Paper 370, Boulder, CO; 75–90.
Boothroyd, J.C. 1985. Tidal inlets and tidal deltas. In: Coastal Sedimentary Environments (Ed. Davis, R.A.) Springer-Verlag, Berlin; 445–533.
Boothroyd, J.C. and Ashley, G.M. 1975. Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: Glaciofluvial and Glaciomarine Sedimentation (Eds Jopling, A.V. and McDonald, B.C.). Special Publication 23, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 193–222.
Boothroyd, J.C. and Nummedal, D. 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 641–668.
Bosence, D.W.J. 2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. Sedimentary Geology, 175, 49–72.
Bosence, D.W.J. and Wilson, R.C.L. 2003. Carbonate depositional systems. In: The Sedimentary Record of Sea-Level Change (Ed. Coe, A.L.). Cambridge University Press, Cambridge; 209–233.
Bosscher, H. and Schlager, W. 1992. Computer simulation of reef growth. Sedimentology, 39, 503–512.
Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam.
Bovis, M.J. 2003. Avalanche and rock fall. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 31–34.
Bown, T.M. and Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and overbank suites, I. Depositional sequences and lateral relations of alluvial paleosols. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 587–601.
Bøtter-Jensen, L. 1997. Luminescence techniques: instrumentation and methods. Radiation Measurements, 27, 749–768,
Braithwaite, C. 2005. Carbonate Sediments and Rocks. Whittles Publishing, Dunbeath.
Braun, J., van der Beek, P. and Batt, G. 2006. Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Cambridge University Press, Cambridge.
Bridge, J.S. 1978. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers. Sedimentary Geology, 20, 1–16.
Bridge, J.S 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Science, Oxford.
Bridge, J.S. and Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology, 26, 617–644.
Briere, P.R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms. Journal of Arid Environments, 45, 1–7.
Brookfield, M.E. 1992. Eolian systems. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 143–156.
Burbank, D.W. and Pinter, N. 1999. Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. Basin Research, 11, 1–6.
Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. and Waugh, B. 1985. Clastic diagenesis. In: Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects (Eds Brenchley, P.J and Williams, B.P.J). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 189–228.
Burns, S.J., Mackenzie, J.A. and Vasconcelos, C. 2000. Dolomite formation and biochemical cycles in the Phanerozoic. Sedimentology, 47, 49–61.
Busby, C. and Ingersoll, R.V. (Eds) 1995. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Oxford.
Bustin, R.M. and Wu¨ st, R.A.J. 2003. Maturation, organic. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 425–429.
Calvert, S.E. 2003. Iron-manganese nodules. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 376–379.

Cant, D.J. 1982. Fluvial facies models. In: Sandstone Depositional Environments (Eds Scholle, P.A. and Spearing, D.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 31, 115–138.

Carey, S.N. 1991. Transport and deposition by pyroclastic flows and surges. In: Sedimentation in Volcanic Settings (Eds R.V. Fisher and G.A. Smith). Special Publication 45, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 39–57.

Carney, J.L. and Pierce, R.W. 1995. Graphic correlation and composite standard databases as tools for the exploration biostratigrapher. In: Graphic Correlation (Eds Mann, K.O. and Lane, H.R.). Special Publication 53, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 23–43.

Carson, M.A. 1977. Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. Earth Surface Processes and Landforms, 2, 363–380.

Carter, A. and Moss, S.J. 1999. Combined detrital-zircon fission-track and U–Pb dating: a new approach to understanding hinterland evolution. Geology, 27, 235–238.

Cas, R.A.F, and Wright, J.V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Unwin Hyman, London.

Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam.

Chappell, J. and Shackleton, N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324, 137–140.

Cheel, R.J. and Leckie, D.A. 1993. Hummocky crossstratification. In: Sedimentology Review 1 (Ed. Wright, V.P.). Blackwell Scientific Publications, Oxford: 103–122.

Christie-Blick, N. and Biddle, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation (Eds Biddle, K.T. and Christie-Blick, N.). Special Publication 37, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 1–34.

Church, M. and Jones, D. 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: Gravel-bed Rivers (Eds Hey, R.D., Bathurst, J.C. and Thorne, C.R.). Wiley, Chichester; 291–324.

Clarkson, E.N.K. 1993. Invertebrate Palaeontology and Evolution (3rd edition). Allen and Unwin, London.

Clifton, H.E. 2003. Coastal sedimentary facies. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 149–157.

Clifton, H.E. 2006. A re-examination of facies models for clastic shorelines. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 293–337.

Cloetingh, S. 1988. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 19–29.

Coe, A.L. (Ed.). 2003. The Sedimentary Record of Sea-level Change. Cambridge University Press, Cambridge.

Collinson, J.D. (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. Journal of Sedimentary Petrology, 39, 194–221.

Collinson, J.D. 1986. Alluvial sediments. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 20–62.

Collinson, J.D. 2003. Deformation structures and growth faults. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 193–195.

Collinson, J.D., Martinsen, O.J., Bakken, B. and Kloster, A. 1991. Early fill of the Western Irish Namurian Basin: A complex relationship between turbidites and deltas. Basin Research, 3, 223–242.

Collinson, J.D., Mountney, N. and Thompson, D. 2006. Sedimentary Structures. Terra Publishing, London.

Conway-Morris, S. 1992. The early evolution of life. In: Understanding the Earth, a New Synthesis (Eds Brown, G.C., Hawkesworth, C.J. and Wilson, R.C.L.). Cambridge University Press, Cambridge; 436–457.

Dalrymple, R.W. 1984. Morphology and internal structure of sandwaves intheBayof Fundy. Sedimentology,31,365–382.

Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 195–218.

Dalrymple, R.W. and Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tidedominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews, 81, 135–174.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, 62, 1130–1146.

Darwin, C. 1859. The Origin of Species by Means of Natural Selection. John Murray, London.

Davis, R.A. Jr and Fitzgerald, D.M. 2004. Beaches and Coasts. Blackwell Science, Oxford.

DeCelles, P.G. 1988. Lithologic provenance modelling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. Geology, 16, 1039–1043.

De Paolo, D.J. and Ingram, B.L. 1985. High resolution stratigraphy with strontium isotopes. Science, 217, 938–941.

Dickin, A.P. 2004. Radiogenic Isotope Geology (2nd edition). Cambridge University Press, Cambridge.

Dickinson,W.R. 1980. Plate tectonics and key petrologic associations. In: The Continental Crust and its Mineral Deposits (Ed. Strangway, D.W.). Special Paper 20, Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 341–360.

Dickinson, W.R. 1995. Forearc basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 221–262.

Dickinson, W.R. and Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2164–2182.

Dott, R.H. Jr and Bourgeois, J. 1982. Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences. Geological Society of America Bulletin, 93, 663–680.

Douglas, R.G. 2003. Oceanic sediments, In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 481–492.

Doyle, P. and Bennett, M.R. 1998. Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy. Wiley, Chichester.

Doyle, P., Bennett,M.R. and Baxter, A.N. 1994. The Key to Earth History: an Introduction to Stratigraphy. Wiley, Chichester.

Drewry, D.D. 1986. Glacial Geologic Processes. Arnold, London.

Droser, M.L. and Bottjer, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. Journal of Sedimentary Research, 56, 558–559.

Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonate Rocks (Ed. Ham, W.E.). Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 108–121.

Edwards, L.R., Chen, J.H. and Wasserburg, G.J. 1986. $^{238}U$–$^{234}U$–$^{230}Th$–$^{232}Th$ systematics and the precise measurement of time over the past 500 000 years. Earth and Planetary Science Letters, 81, 175–192.

Eicher, D.L. 1976. Geologic Time (2nd edition). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Einsele, G. 2000. Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.

Ekdale, A.A. and Bromley, R.G. 1991. Analysis of composite ichnofabrics: an example in uppermost Cretaceous Chalk of Denmark. Palaios, 6, 232–249.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. and Pemberton, S.G. 1984. Ichnology: the Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. Short Course Notes 15, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK.

Eldredge, N. and Gould, S.J. 1972. Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. In: Models in Paleobiology (Ed. Schopf, T.J.M) Freeman, Cooper, San Francisco; 82–115.

Elliott, T. 1986. Deltas. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 113–154.

Embry, A.F. and Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on north-eastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19, 730–781.

Emery, D. and Myers, K.J. (Eds) 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford.

Eugster, H.P. 1985. Oil shales, evaporites and ore deposits. Geochimica Cosmochimica Acta, 49, 619–635.

Eugster, E.P. and Hardie, L.A. 1978. Saline lakes. In: Lakes: Chemistry, Geology, Physics (Ed. Lerman, A.). Springer-Verlag, Berlin; 237–293.

Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology (2nd edition). Wiley, New York, 589 pp.

Faure, G. and Mensing. T.M. 2004. Isotopes: Principles and Applications (3rd edition). Wiley, New York.

Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R.E. and Kulikov, E.A. 2005. The Grand Banks landslide generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modelling. Marine Geology, 215, 45–57.

FitzGerald, D.M. and Buynevich, I.V. 2003. Barrier Islands. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 43–48.

Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas.

Folk, R.L. and Lynch, F.L. 2001. Organic matter, putative nannobacteria and the formation of ooids and hardgrounds. Sedimentology, 48, 215–229.

Fowler, C.M.R. 2005. The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

Fralick, P. and Barrett, T.J. 1995. Depositional controls on iron formation associations in Canada. In: Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading (Ed. Plint, A.G.). Special Publication 22, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 137–156.

Friedman, G.M., Sanders, J.E. and Kopaska-Merkel, D.C. 1992. Principles of Sedimentary Deposits: Stratigraphy and Sedimentology. Macmillan, New York.

Friend, P.F. 1978. Distinctive features of some ancient river systems. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 531–542.

Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of floodingbounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, 125–142.

Gass, I.G. 1982. Ophiolites. Scientific American, 247, 122–131.

Gawthorpe, R.L. and Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, 12, 195–218.

Gischler, E. and Lomando, A.J. 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. Sedimentary Geology, 110, 277–297.

Glenn, C.R. and Garrison, R.E. 2003. Phosphorites. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 519–526.

Gradstein, F. and Ogg, J. 2004. Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next! Lethaia, 37, 175–181.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H-P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Powell, J., Plumb, K.A., Raffi, I., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van, Dam J., Veizer, J., van Kolfschoten, Th. and Wilson, D. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge.

Gribble, C.D. and Hall, A.J. 1999. Optical Mineralogy, Principles and Practice. Routledge, London.

Hailwood, E.A. 1989. Magnetostratigraphy. Special Report 19, Geological Society of London.

Hallam, A. 1963. Major epirogenic and eustatic changes since the Cretaceous and their possible relationship to crustal structure. American Journal of Science, 261, 164–177.

Hambrey, M.J. 1994. Glacial Envionments. UCL Press, London.

Hambrey, M.J. and Glasser, N.F. 2003. Glacial sediments: processes, environments and facies. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 316–330.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, 1156–1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. and Van Wagoner J.C.). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 71–108.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. and Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (Eds de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R.). Special Publication 60, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 3-13.

Hardie, L.A. 1996. Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. Geology, 24, 279–283.

Hart, B.S. and Plint, A.G. 1995. Gravelly shoreface and beach deposits. In: Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading (Ed. Plint, A.G.). Special Publication 22, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 75–90.

Harvey, A.M., Mather, A.E. and Stokes, M. (Eds) 2005. Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Special Publication 251, Geological Society Publishing House, Bath.

Hasiotis, S.T. 2002. Continental Trace Fossils. Short Course Notes 51, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK.

Hazeldine, R.S. 1989. Coal reviewed: depositional controls, modern analogues and ancient climates. In: Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels (Eds Whateley, M.K., and Pickering, K.T.). Special Publication 41, Geological Society Publishing House, Bath; 289–308.

Helland-Hansen, W. and Martinsen, O. 1996. Shoreline trajectories and sequences: a description of variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research, 66, 670–688.

Hess, J., Bender, M.L. and Schilling, J-G. 1986. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from the Cretaceous to the present. Science, 231, 979–984.

Heward, A.P. 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D–Stephanian B coalfields, northern Spain. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 669–702.

Hiscott, R.N. 2003. Latest Quaternary Baram Prodelta, Northwestern Borneo. In: Tropical Deltas of Southeat Asia – Sedimentology, Stratigraphy and Petroleum Geology (Eds Sidi, F.H., Nummedal, D., Imbert, P., Darman, H. and Posamentier, H.W.). Special Publication 76, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 89–107.

Horton, B.K. and DeCelles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold–thrust belts, Basin Research, 13, 43–63.

Hounslow, M.W. 1997. Significance of localised pore pressures to the genesis of septarian concretions. Sedimentology, 44, 1133–1147.

Hoyt, J.H. 1967. Barrier Island Formation. Geological Society of America Bulletin, 78, 1123–1136.

Hsü, K.J. 1972. The origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. Earth-Science Reviews, 8, 371–396.

Hughes, D.A. and Lewin, J. 1982. A small-scale flood plain, Sedimentology, 29, 891–895.

Humphrey, J.D. and Quinn, T.M. 1989. Coastal mixing zone dolomite, forward modeling and massive dolomitization of platform-margin carbonates. Journal of Sedimentary Petrology, 59, 438–454.

Hunt, D. and Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, 81, 1–9.

Ingersoll, R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. Geological Association of America Bulletin, 100, 1704–1719.

James, N.P. 2003. Neritic carbonate depositional environments. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 464–475.

James, N.P. and Bourque, P-A. 1992. Reefs and mounds. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R. G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 323–348.

Jeans, C.V. 1995. Clay Mineral Stratigraphy in Palaeozoic and Mesozoic Red Bed Facies Onshore and Offshore UK. Special Publication 89, Geological Society, London; 31–55.

Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. and Van Wagoner J.C.). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 47–69.

Johns, D.R., Mutti, E., Rosell, J. and Seguret, M. 1981. Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain, Geology, 9, 161–164.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T. 1996. Shallow clastic seas. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 232–280.

Jones, B. and Desrochers, A. 1992. Shallow platform carbonates. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds. Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 277–302.

Kearey, P. and Vine, F.J. 1996. Global Tectonics (2nd edition), Blackwell Science, Oxford, 333 pp.

Kendall, A.C. 1992. Evaporites. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 375–409.

Kendall, A.C. and Harwood, G.M. 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 281–324.

Kiessling, W. 2003. Reefs. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 557–560.

Klein, G.D. 1995. Intracratonic basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 459–478.

Knauth, L.P. 1979. A model for the origin of chert in limestone. Geology, 7, 274–277.

Knauth, L.P. 1994. Petrogenesis of chert. Reviews of Mineralogy, 29, 233–258.

Kocurek, G.A. 1996. Desert aeolian systems. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 125–153.

Krauskopf, K.B. 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York, 617 pp.

Krumbein, W.C. and Pettijohn, F.J. 1938. Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century-Crofts, New York. (Reprinted by Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Reprint Series 18, Tulsa, OK.)

Krumbein, W.C. and Sloss, L.L. 1951. Stratigraphy and Sedimentation. Freeman, San Francisco, 497 pp.

Leeder, M.R. 1975. Pedogenic carbonate and floodplain accretion rates: a quantitative model for alluvial, aridzone lithofacies. Geological Magazine, 112, 257–270.

Leeder, M.R. 1995. Continental rifts and proto-oceanic troughs. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 119–148.

Leeder, M.R. 1999. Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, Oxford.

Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half graben basins. In: Continental Extensional Tectonics (Eds Coward, M.P. and Dewey, J.F). Special Publication 28, Geological Society, London; 271–284.

Lees, A. 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. Marine Geology, 19, 159–198.

Lewis, D.G. and McConchie, D. 1994. Analytical Sedimentology. Chapman and Hall, New York, London.

Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52, 279–297.

Lowenstein, T.K. and Hardie, L.A. 1985. Criteria for the recognition of salt pan evaporates. Sedimentology, 32, 627–644.

Lutgens, F.K. and Tarbuck, E.J. 2006. Essentials of Geology (9th edition). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Macdonald, D.I.M. and Butterworth, P.J. 1990. The stratigraphy, setting and hydrocarbon potential of the Mesozoic Sedimentary Basins of the Antarctic Peninsula. In: Antarctic as an Exploration Frontier (Ed. St. John, B.). Studies in Geology 31, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 1001–125.

Machel, H.G. 2003. Dolomites and dolomitization. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 235–243.

Mack, G.H., James, W.C. and Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols, Bulletin of the Geological Society of America, 105, 129–136.

Mackenzie, F.T. 2003. Carbonate Mineralogy and Geochemistry. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 91–100.

Maizels, J.K., 1989. Sedimentology, palaeoflow dynamics and flood history of jo¨kulhlaup deposits: palaeohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 59, 204–223.

Maizels, J. 1993. Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. In: Current research in fluvial sedimentology (ed C.R. Fielding). Sedimentary Geology, 85, 299–325.

Major, J.J. 2003. Debris flow. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 186–188.

Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. Earth-Science Reviews, 53, 149–196.

Mange, M.A. and Maurer, H.F.W. 1992. Heavy Minerals in Colour. Chapman and Hall, London, 147 pp.

Mange-Rajetzky, M.A. 1995. Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. In: Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation (Eds Dunay, R.E. and Hailwood, E.A.). Special Publication 89, Geological Society Publishing House, Bath; 23–30.

Marsgalia, K.M., 1995. Interarc and backarc basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 299–330.

Masson, D.G. 1994. Late Quaternary turbidite current pathways to the Madeira Abyssal Plain and some constraints on turbidity current mechanisms. Basin Research, 6, 17–33.

Masson, D.G., Kidd, R.B., Gardner, J.V., Huggett, Q.J. and Weaver, P.P.E 1992. Saharan continental rise: facies distribution and sediment slides. In: Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises (Eds Poag, C.W. and de Graciansky, P.C.). Van Nostrand Reinhold, New York; 327–343.

Matthews, R.K. 1986. Oxygen isotope record of ice-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea level fluctuation. In: Inter-regional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation (Ed. Schlee, J.S.). Memoir 36, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 97–107.

Mazullo, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deepsea sediments. Journal of Sedimentary Research, 70, 10–23.

McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: Sedimentology of Coal and Coalbearing Sequences (Eds Rahmani, R.A. and Flores, R.M.). Special Publication 7, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 13–42.

McCave, I.N. 1984. Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies (Eds Stow D.A.V. and Piper D.W.J.). Special Publication 15, Geological Society, London; 35–69.

McKee, E.D. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In: Global Sand Seas (Ed. McKee, E.D.). United States Geological Survey Professional Paper, 1052, 1–19.

McKee, E.D. and Ward, W.C. 1983. Eolian environment. In: Carbonate Depositional Environments (Eds Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H.). Memoir 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 132–170.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 597–604.

Miall, A.D. 1992. Exxon global cycle chart: an event for every occasion. Geology, 20, 787–790.

Miall,A.D. 1995. Collision-related foreland basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 393–424.

Miall, A.D. 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag, Berlin.

Miall, A.D. 1999. Principles of Sedimentary Basin Analysis (3rd edition). Springer-Verlag, Berlin.

Middleton, G.V. 1973. Johannes Walther's law of correlation of facies. Bulletin of the Geological Society of America, 84, 979–988.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Turbidites and Deep Water Sedimentation. Short Course Notes, American Geophysical Institute–Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists.

Miller, J.M.G. 1996. Glacial sediments. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 454–484.

Miller, R.M.C., McCave, I.N. and Komar, P.D. 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, 24, 507–527.

Milliken, K.L. 2003. Diagenesis. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 214–219.

Mitchum, R.M., Vail, P.R. and Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. Payton, C.E.). Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 117–134.

Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. and Pratt, B.R. (Eds) 1995. Carbonate Mud-mounds, Their Origin and Evolution. Special Publication 23, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

Morrow, D.W. 1999. Regional subsurface dolomitization: models and constraints. Geoscience Canada, 25, 57–70.

Morton, A.C. 2003. Heavy minerals. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 356–358.

Morton, A.C. and Hallsworth, C.R. 1994. Identifying provenancespecific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 90, 241–256.

Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds) 1991. Developments in Sedimentary Provenance Studies. Special Publication 57, Geological Society Publishing House, Bath.

Mozley, P. 2003. Diagenetic structures. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 219–225.

Mullins, H.T. and Cook, H.E. 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for palaeoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. Sedimentary Geology, 48, 37–79.

Muto, T. and Steel, R.J. 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. Sedimentary Geology, 130, 1–10.

Mutti, E. 1992. Turbidite Sandstones. Agip Instituto di Geologia, Universita di Parma, Milano.

Nemec, W. 1990*a*. Deltas – remarks on terminology and classification. In: Coarse-grained Deltas (Eds Colella, A. and Prior, D.B.). Special Publication 10, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 3–12.

Nemec, W. 1990*b*. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coarse-grained Deltas (Eds Colella, A. and Prior, D.B.). Special Publication 10, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 29–73.

Nesse, W.D. 2004. Introduction to Optical Mineralogy. Oxford University Press, Oxford.

Nichols, G.J. 1987. Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. Geological Magazine, 124, 121–133.

Nichols, G.J. 2005. Sedimentary evolution of the Lower Clair Group, Devonian, west of Shetland: climate and sediment supply controls on fluvial, aeolian and lacustrine deposition. In: Petroleum Geology: North West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference (Eds Dore´, A.G. and Vining, B.A.); 957–967.

Nichols, G.J. and Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. Sedimentary Geology, 195, 75–90.

Nichols, G.J. and Thompson, B. 2005. Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. Sedimentology, 52, 571–585.

Nichols, G.J. and Uttamo, W. 2005. Sedimentation in a humid, interior, rift basin: the Cenozoic Li Basin, northern Thailand. Journal of the Geological Society, London, 162, 333–348.

Nickling, W.G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). Blackwell Science, Oxford; 293–350.

Ninkovich, D., Shackleton, N.J., Abdel-Monem, A.A., Obradovich, J.D. and Izett, G. 1978. K–Ar age of the late Pleistocene eruption of Toba, North Sumatra. Nature, 276, 574–577.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature 1983. North American Stratigraphic Code, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 841–875.

Nurmi, R.D. and Friedman, G.M. 1977. Sedimentology and depositional environments of basin centre evaporites, Lower Salina Group (Upper Silurian) Michigan Basin. In: Reefs and Evaporites – Concepts and Depositional Models (Ed. Fisher, J.H. ). Studies in Geology 5, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 23–52.

Nystuen J.P. 1998. History and development of sequence stratigraphy. In: Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications (Eds Gradstein, F.M. Sandvik, K.O. and Milton, N.J.). Special Publication 8, Norwegian Petroleum Society, Oslo;31–116.

Oberha¨nsli, R. and Stoffers, P. (Eds) 1988. Hydrothermal activity and metaliferous sediments on the ocean floor. Marine Geology (Special Issue), 84, 145–284.

O'Brien, P.E. and Wells, A.T. 1986. A small, alluvial crevasse splay. Journal of Sedimentary Petrology, 56, 876–879.

Ori, G.G. and Friend, P.F. 1984. Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. Geology, 12, 475–478.

Orton, G.J. 1996. Volcanic environments. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 485–567.

Orton, G.J. and Reading, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology, 40, 475–512.

Oudin, E., and Constantinou, G. 1984. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits. Nature, 308, 349–353.

Owen, G. 2003. Ball-and-pillow (pillow) structures. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 39–40.

Patterson, R.J. and Kinsman, D.J.J. 1982. Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along the Arabian (Persian) Gulf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66, 28–43.

Pauley, J.C. 1995. Sandstone megabeds from the Tertiary of the North Sea. In: Characterization of Deep Marine Clastic Systems (Eds Hartley, A.J. and Prosser, D.J.). Special Publication 94, Geological Society Publishing House, Bath; 103–114.

Payton, C.E. (Ed.) 1977. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Pejrup, M. 2003. Flocculation. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 284–285.

Pemberton, S.G. and MacEachern, J.A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada. In: Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits (Eds Van Wagoner, J.C. and Bertram, G.T.). Memoir 64, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 429–476.

Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. and Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 47–72.

Percival, C.J. 1986. Paleosols containing an albic horizon: examples from the Upper Carboniferous of northern England. In: Paleosols: their Recognition and Interpretation (Ed. Wright, V.P.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 87–111.

Pettijohn, F.J. 1975. Sedimentary Rocks (3rd edition). Harper and Row, New York.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. 1987. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J. 1989. Deep Marine Environments; Clastic Sedimentation and Tectonics. Unwin Hyman, London.

Pilkey, O.H. 1988. Basin plains: giant sedimentation events. In: Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events (Ed. Clifton, H.E.). Geological Society of America Special Paper, 229, 93–99.

Pitman, W.C. 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. Geological Society of America Bulletin, 89, 1387–1403.

Plint, A.G. 1988. Sharp-based shoreface sequences and offshore bars of the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea-level. In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 357–370.

Plint, A.G. and Nummedal, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Sedimentary Responses to Forced Regressions (Eds Hunt, D. and Gawthorpe, R.L.). Special Publication 172, Geological Society Publishing House, Bath; 1–17.

Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H. and Walker, R.G. 1992. Control of sea level change. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 15–26.

Porebski, S.J. and Gradzinski, R. 1990. Lava-fed Gilbert-type delta in the Plonez Cove Formation (Lower Oligocene), King George Island, West Antarctica. In: Coarse-grained Deltas (Eds Colella, A. and Prior, D.B.). Special Publication 10, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 335–351.

Posamentier, H.W. and James, N.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Sequence Stratigraphy and Facies Associations (Eds Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P.). Special Publication 18, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 3–18.

Posamentier, H.W. and Morris, W.R. 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Sedimentary Responses to Forced Regressions (Eds Hunt, D. and Gawthorpe, R.L.). Special Publication 172, Geological Society Publishing House, Bath; 19–46.

Pratt, B.R., James, N.P. and Cowan, C.A. 1992. Peritidal carbonates. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 303–322.

Press, F. and Siever, R.1986. Earth (2nd edition). W.H. Freeman, New York, 649 pp.

Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Buck, S., Bond, J., Mange, M. and Still, J. 1998. Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies: aids to correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. Petroleum Geoscience, 4, 7–16.

Purser, B., Tucker, M.E. and Zenger, D. (Eds) 1994. Dolomites – a Volume in Honour of Dolomieu. Special Publication 21, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.

Pye, K. 1987. Aeolian Dust and Dust Deposits. Academic Press, London.

Qing, H. and Mountjoy, E.W. 1992. Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'ile barrier, Western Canada Sedimentary Basin. Geology, 20, 903–906.

Ravnãs, R. and Furnes, H. 1995. The use of geochemical data in determining the provenance and tectonic setting of ancient sedimentary successions: the Kalva°g Melange, western Norwegian Caledonides. In: Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading (Ed. Plint, A.G.). Special Publication 22, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 237–264.

Rawson, P.F., Allen, P.M., Brenchley, P.J., Cope, J.C.W., Gales, A.S., Evans, J.A., Gibbard, P.L., Gregory, F.J., Hailwood, E.A., Hesselbo, S.P., Knox, R.W. O'B., Marshall, J.E.A., Oates, M., Riley, N.J., Smith, A.G., Trewin, N. and Zalasiewicz, J.A. 2002.. Stratigraphical Procedure. Professional Handbook, Geological Society Publishing House, Bath, 58 pp.

Raymo, M.E. and Ruddiman, W.F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate: Nature, 359, 117–122.

Read, J.F. 1985. Carbonate platform facies models. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1–21.

Reading, H.G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip systems. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones (Eds Ballance, P.F. and Reading, H.G.). Special Publication 4, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 7–26.

Reading, H.G. (Ed.) 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (3rd edition). Blackwell Science, Oxford.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 154–231.

Reading, H.G. and Levell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary record In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 5–36.

Reading, H.G. and Richards 1994. Turbidite systems in deepwater basin margins classified by grain size and feeder system. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 78, 792–822.

Reid, I. and Frostick, L.E. 1985. Beach orientation, bar morphology and the concentration of metalliferous placer deposits: a case study, Lake Turkana, Kenya. Journal of the Geological Society of London, 142, 837–848.

Reineck, H.E. and Singh, I.B. 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. Sedimentology, 18, 123–128.

Reineck, H.E. and Singh, I.B. 1980. Depositional Sedimentary Environments (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.

Reinson, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 179–194.

Renard, F. and Dysthe, D. 2003. Pressure solution. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 542–543.

Retallack, G.J. 2001. Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.

Rider, M.H. 2002. The Geological Interpretation of Well Logs (2nd edition). Whittles Publishing, Caithness.

Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. Sedimentology, 47, 179–214.

Rink, W.J. 1997. Electron spin resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. Radiation Measurements, 27, 975–1025. Ross, D.J. and Skelton, P.W. 1993. Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review. In: Sedimentology Review 1 (Ed. Wright, V.P). Blackwell Science, Oxford; 73–91.

Royden, L. 1985. The Vienna Basin: a thin-skinned pullapart basin. In: Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation (Eds Biddle, K.and Christie-Blick, N.).

Special Publication 37, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 319–338.

Russell, A.J. and Knudsen, Ó. 2002. The effects of glacier outburst flood flow dynamics on ice-contact deposits: November 1996. jo¨kulhlaup, Skeiðoara´rsandur, Iceland. In: Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient (Eds Martini, I.P., Baker, V.R. and Garzo´n, G.). Special Publication 32, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 67–84.

Salvador, A. 1994. International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure (2nd edition). The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America.

Scheffers, A. and Kelletat, D. 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide – a review. Earth-Science Reviews, 63, 83–92.

Schminke, H.V., Fisher, R.V and Waters, A.C. 1973. Antidune and chute-and-pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. Sedimentology, 20, 553–574.

Scholle, P.A. 1978. A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Consituents, Textures, Cements and Porosities. Memoir 27, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.

Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D. 2003. Cements and cementation. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 110–119.

Scholle, P.A., Arthur, M.A. and Ekdale, A.A. 1983. Pelagic environments. In: Carbonate Depositional Environments (Eds Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H.). Memoir 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 620–691.

Schumm, S.A. 1968. Speculations concerning palaeohydraulic controls of terrestrial sedimentation. Geological Society of America Bulletin, 79, 1573–1588.

Schumm, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system; sedimentologic implications. In: Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments (Eds Ethridge, F.G. and Flores, R.M.). Special Publication 31, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 19–29.

Schutz, L. 1980. Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. New York Academy of Science Annals, 338, 515–532.

Seilacher, A. 2007. Trace Fossil Analysis. Springer, Berlin.

Shackleton, N.J. 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, 280, 169–182.

Shaw, A.B. 1964. Time in Stratigraphy. McGraw-Hill, New York.

Simonson, B. 2003. Ironstones and iron formations. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 379–385.

Simpson, S. 1975. Classification of trace fossils. In: The Study of Trace Fossils (Ed. Frey, R.W.). Springer-Verlag, Berlin; 39–45.

Smith, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: examples from western Canada. In: Modern and Ancient Fluvial Systems (Eds Collinson, J.D. and Lewin, J.). Special Publication 6, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 155–168.

Smith, D.G. and Smith, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosing river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 50, 157–164.

Smith, G.A. and Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. In: Sedimentation in Volcanic Settings (Eds Fisher, R.V. and Smith, G.A.). Special Publica-tion 45, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 59–70.

Smith, N.D. 1978. Some comments on terminology for bars in shallow rivers. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 85–92.

Smith, R.B. and Braile, L.W. 1994. The Yellowstone hotspot. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 61, 121–187.

Southard, J.B. 1991. Experimental determination of bedform stability. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 19, 423–455.

Sparks, R.S.J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23, 146–188.

Spears, D.A. 2003. Bentonites and tonsteins. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 61–63.

Stanley, S.M. 1985. Rates of evolution. Palaeobiology, 11, 13–26.

Stow, D.A.V. 1979. Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotia deep water margin. Sedimentology, 26, 371–387.

Stow, D.A.V. 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In: Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects (Eds Brenchley, P.J. and Williams, B.P.J.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 67–94.

Stow, D.A.V. 1986. Deep clastic seas. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 400–444.

Stow, D.A.V. 1994. Deep-sea processes of sediment transport and deposition. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). Blackwell Science, Oxford; 257–291.

Stow, D.A.V. 2005. Sedimentary Rocks in the Field: a Colour Guide. Manson, London.

Stow, D.A.V. and Lovell, J.P.B. 1979. Contourites; their recognition in modern and ancient sediments. Earth-Science Reviews, 14, 251–291.

Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. Deep seas. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 395–453.

Stow, D.A.V., Fauge`res, J-C., Viana, A. and Gonthier, E. 1998. Fossil contourites: a critical review. Sedimentary Geology, 115, 3–31.

Stubblefield, W.L., McGrail, D.W. and Kersey, D.G. 1984. Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf. In: Siliciclastic Shelf Sediments (Eds Tillman, R.W. and Siemers, C.T.). Special Publication 34, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK; 1–23.

Sturm, M. and Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: Modern and Ancient Lake Sediments (Eds Matter, A. and Tucker, M.E.) Special Publication 2, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 147–168.

Swan, A.R.H. and Sandilands, M. 1995. Introduction to Geological Data Analysis. Blackwell Science, Oxford.

Talbot, M.R. and Allen, P.A. 1996. Lakes. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed.Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 83–124.

Talling, P.J. and Burbank, D.W. 1993. Assessment of uncertainties in magnetostratigraphic dating of sedimentary strata. In: Applications of Palaeomagnetism to Sedimentary Geology (Eds Aı¨ssauoi, D.M., McNeill, D.F. and Hurley, N.F.). Special Publication 49, SEPM (Society for SedimentaryGeology), Tulsa, OK; 59–69.

Tanner, P.W.G. 2003. Syneresis. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 718–720.

Tanner, L.H. and Hubert, J.F. 1991. Basalt breccias and conglomerates in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Fundy Basin, Nova Scotia: differentiation between talus and debris-flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 15–27.

Taylor, C.M. 1990. Late Permian – Zechstein. In: Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea (Ed. Glennie, K.W.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 153–190.

Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A. and Koster, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification – terminology, description, interpretation and significance. Sedimentary Geology, 53, 123–179.

Trendall, A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: Precambrian Sedimentary Environments: a Modern Approach to Ancient Depositional Systems (Eds Altermann W. and Corcoran, P.L.). Special Publication 33, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 33–66.

Tucker, M.E. (Ed) 1988. Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 pp.

Tucker, M.E. 1991. Sedimentary Petrology (2nd edition). Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Tucker, M.E. 1992. Limestones through time. In: Understanding the Earth, a New Synthesis (Eds Brown, G.C., Hawkesworth, C.J. and Wilson, R.C.L.). Cambridge University Press, Cambridge; 347–363.

Tucker, M.E. 1996. Sedimentary Rocks in the Field (2nd edition). Wiley, Chichester, 153 pp.

Tucker, M.E. 2003. Sedimentary Rocks in the Field (3rd edition). Wiley, Chichester.

Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

Turner, P. 1980. Continental Red Beds. Elsevier, Amsterdam. Udden, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. Geological Society of America Bulletin, 25, 655–744.

Underwood, M.B. and Moore, G.F. 1995. Trenches and trench-slope basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins (Eds Ingersoll, R.V. and Busby, C.J.). Blackwell Science, Oxford; 179–220.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. and Masson, D. 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. Journal of Geophysical Research, 102, 20305–20323.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 4; global cycles of relative changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. Payton, C.E.). Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

VanWagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P. R., Sard, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea Level Changes: an Integrated Approach (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 39–45.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrop: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. Methods in Exploration Series 7, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Wal, A. and McManus, J. 1993.Wind regime and sand transport on a coastal beach-dune complex, Tentsmuir, eastern Scotland. In: The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems (Ed. Pye, K.). Special Publications 72, Geological Society Publishing House, Bath; 159–171.

Walker, R.G. 1992. Facies models. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 1–14.

Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: introduction. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 1–17.

Walker, R.G. and James, N.P. (Eds) 1992. Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland.

Walker, R.G. and Plint, A.G. 1992. Wave- and stormdominated shallow marine systems. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds Walker, R.G. and James, N. P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 219–238.

Walsh, S., Gradstein, F. and Ogg, J. 2004. History, philosophy, and application of the Global Stratotype Section and Point (GSSP). Lethaia, 37, 201–218.

Waltham, D.A. 2000. Mathematics: a Simple Tool for Geologists (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.

Walther, J. 1894. Einleitung in die Geologicals Historische Wissenschaft, Bd 3, Lithogenesis der Gegenwart. Fischerverlag, Jena; 535–1055.

Warren, J. 1999. Evaporites: their Evolution and Economics. Blackwell Science, Oxford.

Warren, J.K. and Kendall, C.G. St.C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings – modern and ancient. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1013–1023.

Warren, W.P. and Ashley, G.M. 1994. Origins of the icecontact stratified ridges (eskers) of Ireland. Journal of Sedimentary Research, A64, 433–449.

Wasson, R.J. and Hyde, R. 1983. Factors determining desert dune type. Nature, 304, 37–339.

Wells, N.A. and Dorr Jr, J.A. 1987. A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. In: Recent Developments in Fluvial Sedimentology (Eds Ethridge, F.G., Flores, R.M. and Harvey, M.D.). Special Publication 39, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 51–61.

Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30, 377–394.

Wescott, W.A. and Ethridge, F.G. 1990. Fan deltas – alluvial fans in coastal settings. In: Alluvial Fans: a Field Approach (Eds Rachocki, A.H. and Church, M.). Wiley, Chichester; 195–211.

Whitham, A.G. and Sparks, R.S.J. 1986. Pumice. Bulletin of Volcanology, 48, 209–223.

Whittington, H.B. and Conway-Morris, S. (Eds) 1985. Extraordinary fossil biotas: their ecological and evolutionary significance. Philosophical Transactions of the Royal Society, Series B, 311, 1–192.

Wignall, P.B. 1994. Black Shales. Oxford University Press, Oxford.

Willis, B.J., Bhattacharya, J.B., Gabel, S.L. and White, C.D. 1999. Architecture of a tide-influenced delta in the Frontier Formation of central Wyoming, U.S.A. Sedimentology, 46, 667–688.

Wilson, I.G. 1972. Universal discontinuities in bedforms produced by the wind. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 667–669.

Wilson, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? Nature, 211, 676–681.

Wilson, M.E.J. 2005. Development of equatorial delta-front patch reefs during the Neogene, Borneo. Journal of Sedimentary Research, 75, 114–133.

Wilson, M.E.J. and Lokier, S.W. 2002. Siliciclastic and volcaniclastic influences on equatorial carbonates: insights from the Neogene of Indonesia. Sedimentology, 49, 583–601.

Wilson, M.E.J. and Vecsei, A. 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. Earth-Science Reviews, 69, 133–168.

Wise, S. 2003. Calcite compensation depth. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 88–89.

Woodroffe, C.D. 2003. Coasts: Form, Process and Evolution. Cambridge University Press, Cambridge.

Worsley, T.W., Nance, D. and Moody, J.B. 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. Marine Geology, 58, 373–400.

Wright, V.P. 1986. Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. Sedimentology, 33, 221–241.

Wright, V.P. and Burchette, T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford; 325–394.

Wright, V.P. and Tucker, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. In: Calcretes (Ed. Wright, V.P.). Reprint Series 2, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford; 1–22.

Wüst, R.A.J. and Bustin, R.M. 2003. Kerogen. In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 400–403.

Yang, C-S. and Nio, S-D. 1985. The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. Sedimentology, 32, 41–57.

Yechieli, Y. and Wood, W.W. 2002. Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. Earth-Science Reviews, 58, 343–365.

Zalasiewicz, J., Smith, A., Brenchley, P., Evans, J., Knox, R., Riley, N., Gale, A., Gregory, F.J., Rushton, A., Gibbard, P., Hesselbo, S., Marshall, J., Oates, M. Rawson, P. and Trewin, N. 2004. Simplifying the stratigraphy of time. Geology, 32, 1–4.

# Dizin


2-B inceleme 336
3-B inceleme 336
aa 264
abisal düzlük 164
abisal zon 164
acı 157
açık çatılı çakıltaşı 145
açık hava dalga tabanı 165
aglomera 42
agrega taneleri 33
agregalar 6
ağır mineral analizi 79
ağır mineraller 11
ahermatipik mercanlar 32
akaçlama havzası 130
akıntı kırışıklıkları 51
akış ayrılma noktası 51
akış bağlantı noktası 51
akış çizgileri 51
akış ekseni belirteçleri 75
akış parçalaması 265
akışkanlar dinamiği 45
akışkanlaşma 274
akifer 122
akma tilleri 106
akritarklar 320
akustik empedans 336
alabaster 37
albit 18
alçak gelgit 166
alçak gelgit-yüksek gelgit döngüleri 166
alet izleri 65
alev yapısı 278
alg 32
alın seti 189
Alizarin Kırmızısı-S 30
allo-stratigrafik birimler 302
alt ortamlar 182
alt türler 313
alüviyal 130
alüviyal düzlük 130
alüviyal yelpazeler 141
ammonitler 319
ammonoidler 319
anabranş-yapan 131
anaerobik 40, 154
analiz filtresi 14
anastamozlu 131
anhidrit 37
ani sel baskınları 96
anizotrop mineral 16
anoksik 172
anortit 18
antidün çarpraz tabakalanma 57
antidünler 57
antrasit 293
antropojenik faaliyet 98
apatit 38
Apatit Fizyon İz Analizi 100
ara tabakalı 66
aragonit 29
aralıklı denge 314
ardışık aralıklı biyozon 315
arenit 10
arenitli 10
argon-argon yaşlandırması 326
arkoz 13
arkozik arenit 13
asetat soyulmaları 30
askı yükü 46
aşama 299
aşınmalı kıyılar 199
aşırı basınçlı 274
atlama izleri 66
avulslar 138
avülsiyon 138
ayıklama etkisi 117
ayırma baloncukları 51
ayrılmadan kaymaya geçiş 384
ayrılmış düşme evresi sistemler traktı 364
ayrım zonu 51

bağlamtaşı 34
balanidler 31
bantlı demir oluşukları 39
bariyer adası 203
bariyer resifi 235
barkan kumulları 119
basık 9
bariyer resifi 235
basınç çözeltisi 281
basınç çözülmesi 281
basınç ergime noktası 105
bataklıklar 292
batimetri 163
batiyal zon 164
batma noktaları 170
baypas (sarplıklı) kenarları 237
belemnitler 31
bentik 31, 172, 317
bentonik 317
bentonitler 292
berm 201
Bernoulli denklemi 47
Bernoulli etkisi 46
beslenimsiz havza (sediment açısından) 383
beslenimsiz kenarlar (sediment açısından)386
beslenimsiz kırışıklık (sediment açısından) 52
beslenimsiz sahanlıklar (şelfler) (sediment açısından) 216
bileşik seddeler 132
bileşimsel olgunluk 27
biniklenme (imbrikasyon) 9
birikme (agredasyon) 356
birikme zonu 102
birinci döngü çökeli 27
birincil akıntı lineasyonu 57
birincil çört 259
birincil gözeneklilik 282
birincil sedimenter yapılar 274
birleşik akış 218
bitişik düşme evresi sistemler traktı 364
bitümlü 293
biyoerozyon 235
biyofasiyes 81
biyohermler 233

biyojenik 29
biyojenik kırıntılar 12
biyostratigrafik birim 302
biyotit 11
biyozon 315
boğa gözü deseni 243
bolluk biyozonları 315
boşluk (zamansal) 309
boşluklar (zamansal) 309
Bouma istifi 62
boylanma 23
boyuna seddeler 131
bozunma sabiti 325
bozuşma süreçleri 89
brakiyopodlar 31, 319
breş 7
breşik çakıltaşı 7
bryozoa 32
buz çekirdekli morenler 109
buz dağları (aysbergler) 104
buz-ıraksak glasiyo-denizel sedimentler 111
buz kamaları 110
buz sahanlıkları 103, 110
buz takkeleri 103
buz-yakınsak glasiyo-denizel sedimentler 111
buz yaygıları 103
buzul çevresi (periglasiyal) 96
buzul çevresi zonu (periglasiyal zon) 110
buzul dalgalanması 105
buzulaltı kanalları 106
buzulda bulunan kanallar 108
buzulüstü moloz 106
büyüme fayları 275
büyüme yapıları 395

cam formdan kristal forma geçme 291
CCD 259
Chalk (The) 237
cins 313
cinsler 313
Coriolis kuvveti 88
Coulter Sayacı 25
Cruziana 173
Curie Noktası 330

çadır yapıları 148, 232
çakıltaşı 7
çakmak 38, 284
çamur 21
çamur çatlakları 64
çamur diyapirizması 278
çamur düzlükleri 207
çamur kayası 21
çamur keki 344
çamur kırıntıları 136
çamur loglaması 342
çamur örtüeri 168
çamur pulları 65
çamur yongaları 65
çamurlu çakıltaşı 8
çamurtaşı 21
çapraz katmanlaşma 67
çapraz kumullar 119
çapraz kutuplar 16
çapraz lamina 51
çapraz laminalanma 51, 67
çapraz tabakalanma 67
çapraz tabakalar 54
çatallanma deseni 138
çatıtaşı 34
çek ayır havzalar 392
çekilen gelgit 167
çekilen gelgit deltaları 207
çevrelenmiş (kapalı) havza 138
çift kavkılı mollusklar 31
çift kırılma rengi 16
çift kutuplu akıntılar 167
çift kutuplu desen 168
çimento 282
çimentolanma 282
çizgisel kumullar 119
çökel sorguçu 183
çökelim döngüleri 27
çöl 116
çöl gülü 160
çöl verniği 116
çört 19
çözelti (solüsyon) 91
çözünme breşi 291

dağ buzulu 102
dağ eteği buzulu 105
dağıtım kanal arası koyları 183
dalga 58
dalga aşındırması düzlüğü 200
dalga denetimli haliçler 208
dalga sönümleyen kıyılar 199
dalga tabanı 58
dalgalanmalı hareket 58
dalgalı sönme 17
dalgalı tabakalanma 67
dallı 138
damla deseni 244
daraltılmış istif 363
darcy birimi 296
debi 130
deflasyon 116
değişken (mekanik veya kimysal açıdan yeryüzü oluşumları için) 27
delta 179
delta döngüleri 194
delta düzlüğü 183
delta tepesi 183
delta yamacı 183
demir harici 30
demir oluşumları 39
demirkabuğu 149
demirli kumtaşı 12
demirtaşları 39
dendritik 138
deneyler 31
denge profili 354
dengeli dolgulanmış göl 160
deniz altı dağı 248, 270
deniz altı kanal seddesi 252
deniz altı kanyonları 248
deniz altı yelpaze kanalları 251
deniz altı yelpazesi 250
deniz buzu 110
denizel rift 385
deniz suyu modeli (dolomitleşme) 289
denudasyon (aşınma) 95
depolanma 354
depolanma alanı 354
depolanma ikilisi 143, 159
depolanmalı kenarlar 237
depolanmalı kıyılar 199
derecelenme 49
derin deniz çörtü 259
derinlik dönüşümü 337
desenli zemin 110
devir 298
devrik çapraz tabakalanma 276
dış rampa 239
didolomitleşme 290
diferansiyel kompaksiyon 280
dil şekilli seddeler 132
dil şekilli kırışıklıklar 51
dilinim 21
dinoflagellatlar 320
dinokistler 320

dirençli litolojiler 8
dirsek seddesi 135
diskonformite 302
disksi (diskoid) 9
diyajenez 279
diyamikt 106
diyamiktit 106
diyamikton 106
diyapirizma 278
diyatomit 161, 320
diyatomlar 38, 320
dogerler 284
doku 23
dokusal olgunluk 26
dolmamış göl 160
dolmamış havza 383
dolomit 29
dolomitleşme 289
dolotaşı 29
donma çatlaması 90
donma-çözünme eylemi 90
downlap 340
döküntü (kayşat, çarşak) 44, 94
döner gelgitler 167
draa 120
dreikanter (üçkenar) 116
drenaj alanı 130
drenaj yapıları 276
drumlin 109
Dunham Sınıflaması 34
durağanlık (yavaşlama) 314
duraylı izotoplar 333
duricrust (sert mineral kabuğu) 149
düren 41
düşme moreni 108
düşmetaşı 111
düşük akış aşaması 130
düşük akış rejimi 57
düşük düzey kaması 359
düşük düzey sistemleri traktı 359
düşük düzey yelpazesi 359
düşük etki sistemi 249
düz sırtlı kırışıklıklar 51
düzlemsel çapraz laminalanma 52
düzlemsel çapraz tabakalanma 54
düzlemsel laminalanma 56
düzlemsel tabaka 57
düzlemsel tabakalanma 56

ebeveyn izotop 325
eğim ölçüm logu 347
eğimlenmiş heterolitik katmanlanma 210
ekinidler 31, 319
ekinodermler 319
elektromanyetik yayılma logu 346
elektron dönme rezonansı 333
elütriasyon 267
elütriasyon boruları 277
endoreik (kapalı) 138
endüksiyon logları 346
engel oyuntuları 66
engellenmiş havzalar 242
engeltaşı 34
enine seddeler 131
enterolitik 231
eojenetik çimentolar 281
eojenez 293
eoliyen 114
eoliyen 114
eoliyen kırışıklıkları 118
eoliyen kumulları 118
eoliyen ortamlar 114
eoliyenitler 118, 229
eonlar 298
epikontinental denizler 164
epilimniyon 154
epirik denizler 164
epoklar 299
epsilon çapraz tabakalanma 136
epsomit 38
erg 116
erime moreni 109
erime tilleri 106
erime zonu 102
erozyonel kırpma (kesme) 340
erozyonel zon 129
eskerler 109
eşboyutlu 9
eş-çökelim fayları 395
eş-çökelim yapılar 275
eş-set 67
eşzaman aralıklı biyozon 315
evaporitler 6, 36

fabrik 24
farklı dönemlere ait birim 304
fasiyes 2
fasiyes analizi 81
fasiyes dizilimi 83
fasiyes istifi 83
fasiyes topluluğu 81
fekal pelletler 33
feldispat 17
feldispatik (arkozik) vake 13
feldispatik arenit 13
fenestra 232
fenestral oyuklar 232
ferroan 30
fırtına dalga tabanı 165
fırtına denetimli sahanlıklar (şelfler) 217
fırtına sırtı 201
fi ölçeği 7
fiam 42
filetik aşamacılık 314
filetik transformasyon 314
filetik yokoluş 314
fillosilikatlar 18
filojeni 314
fisür dolguları 277
fitoplankton 38
fiziksel bozuşma 90
fizyografi 350
fizyon izi yaşlandırması 100
flüviyal 130
flüviyal dağıtım sistemleri 138
fonksiyonel morfoloji 173
foraminiferal ooz (balçık) 258
Foraminiferler 31, 319
foramol 228
formasyon (stratigrafi) 304
formasyon değerlendirmesi 343
fosforit 38, 171
fosil yakıtlar 292
fotik zon 226
frankolit 38
freatik patlama 265
freatik zon 288
fretomagmatik patlamalar 264
Froude sayısı 57
füzen 41

gama ışını logu 344
gastropodlar 31, 319
gaz sızıntıları 296
geçirgenlik 282
geçiş kabuğu 386
gelgit akıntıları 166
gelgit demetleri 169
gelgit denetimli haliçler 208
gelgit denetimli sahanlıklar (şelfler) 217
gelgit dereleri 207
gelgit sınırı 210
gelgit suyu buzulları 110

gelgit şişkinliği 165
gelgit üstü zonu 230
gençleşme 304
genişlemeli yay ardı havza 388
genişlemiş istif 363
geri çekilme (reflü) modeli (dolomitleşme) 289
gerinmiş kuvars 17
geriye hareket (retrogradasyon) 356
geriye hareket eden bariyerler 207
gevşeten büklüm 392
gevşetme (önceden sıkışmış olanın) 397
gidiş-dönüş zamanı 336
Gilbert tipi deltalar 189
girdap kırışıklıkları 59
glasiyal (buzul) çizikleri 95
glasiyal aşındırma (buzul aşındırması) 95
glasiyal esneme (buzul esnemesi) 113
glasiyal gerileme (buzul gerilemesi) 103
glasiyal koparma (buzul koparması) 95
glasiyo-denizel 110
glasiyo-östazi 373
glasiyo-östazik mekanizma 373
globuller (glaebules) 148
glokoni 39, 171
glokonit 39, 170
Glossifungitler 174
goniatit 319
göç 337
göçme 93
göçme izi 275
göçmüş tabakalar 275
göl suyu katmanlanması 154
gölbilim 152
gölsel (lakustrin) 151
gömük vadiler 359
gömülme modelleri (dolomitleşme) 289
görece deniz seviyesi 350
götit 39
gözeneklilik 282
graben 384
granülometrik analiz 24
graptolitler 318
gratikül 14
gravite akmaları 61
gravite ölçümleri 395
grinalit 39
grovak 13
grup (stratigrafi) 305
gül diyagramı 77
günlük gelgit eşitsizliği 166
günlük gelgitler 166
hadal zon 165
haliç 179
halit 37
hamur (matriks) 8
hamur destekli 8
hamursuz çakıltaşı 145
hava tabancası 336
havza tabanı yelpazesi 359
Hawai püskürmeleri 269
hazne kristali 37
HCS 218
hedef katmanlar 342
hematit 39
hemipelajik 260
hendek 388
hendek 51
hermatipik mercanlar 32
herringbone çapraz tabakalanma 168
heterolitik 210
heyelan 93
hidrofonlar 336
hidrokarbon göçü 295
hidrokarbon kapanı 295
hidrokarbon olgunlaşması 293
hidrokarbonlar 293
hidroklastitler 265
hidrolik açıdan düz 50
hidrolik açıdan pürüzlü 50
hidrolik sıçrama 57
hidroliz 91
hidrolojik olarak açık 152
hidrolojik olarak kapalı 152
hidrotermal çökeller 261
hidrovolkanik süreçler 265
hipersalin 157
hipolimniyon 154
hiyaloklastit 265
hiyatüs 309, 321
Hjulström diyagramı 47
holotip 312
homoklinal rampalar 239
horstlar 384
hörgüçsü çapraz tabakalanma 218
humus 92
hümik kömür 293
ılıman (sıcak tabanlı) buzullar 102
ılıman 89

iç rampa 237
içsel deformasyon 104
ignimbrit 266
iki kenar (zweikanter) 116
iki modlu desen 168
ikinci döngü çökeli 27
ikincil çörtler 284
ikincil gözeneklilik 282
ikizlenme 16
iknofasiyes 81, 174
iknofauna 173
ilerleme (buzul ilerlemesi) 103
ilerleme 183, 356
ilerleyen bariyerler 207
illit 22
illit kristalliliği 287
ilüviasyon 147
ince kabuk tektoniği 390
ince kesit 13
indirgeme lekeleri 285
indirgeyici koşullar 147
inertinit 41
intraformasyonel çakıltaşı 8
intraklastlar 33
iskelet parçaları 30
itki moreni 108
iz fosil 173
izokron (eşyaşlı) seviye 322
izokron (eşyaşlı) yüzey 302
izopak çimento 290
izostatik yükselim 99
izotopik fraksiyonlanma 333
izotoplar 325
izotrop mineraller 16

jeofiziksel loglama araçları 343
jeofiziksel teknikler 335
jeofonlar 336
jeokronoloji 298
jeokronolojik birimler 297
jeosenklinaller 382
jeostrofik akıntılar 170
jeotarihçe analizi 396
jeotermal gradyan 101, 385
jips 37
jokulhlaup 109

kaba tane gecikme çökeli 131
kabarma (feç) 58

kablolu loglama aletleri 343
kabuk yüklemesi 390
kaçma oyukları 174
kahverengi kömür 293
kakma izleri 66
kaldera 270
kaldırma kuvveti 47
kalın kabuk tektoniği 390
kalıntı manyetizma 331
kalıplar 216
kaliper logu 344
kalkan volkanlar 269
kalkerli 29
kalkerli ooz (balçık) 258
kalkrit 148
kalsedon 19
kalsit 29
kalsit denge derinliği 259
kame taraçaları 109
Kameler 109
kanal 65, 130
kanal kömürü 41
kandit grubu 22
kaolinit 22
kapalı havza 383
karasal kökenli 92
karasal kökenli kırıntılı malzeme 5
karasal rift vadisi 385
karbon 14 yaşlandırması 332
karbonat atolü 227
karbonat bankları 227
karbonat çamurtaşı 34
karbonat çamuru 33
karbonat çamuru tepesi 236
karbonat fabrikası 226
karbonat kaplaması 231
karbonat lagünleri 229
karbonat platformları 226
karbonat rampası 228, 237
karbonat sığlıkları 233
karbonat şelfi 227
karbonat üretkenliği 225
karbonat yamaçları 257
karbonatit 29
karbonatlar 29
karbonatlı kumtaşı 12
karbonlu 40
karesel (kuvadratik) hizalanma 166
karışan zon modeli (dolomitleşme) 289
karışık yük 135
karmaşık (stratigrafi) 306
karofitler 161
karot loglaması 343
karst 97
karşı akış kırışıklıkları 55
katabatik rüzgârlar 115
katajenez 294
kataklaz 280
katran kumları 41
kaval yapısı 65
kavlama 91
kaya döngüsü 87
kaya düşmesi 44, 93
kaya unu 95
kayalık çöl 116
kayatuzu 37
kaynak alan (provenans) 79
kaynak kayalar 41
kaynaklanmış bariyer 203
kaynaklanmış tüf 266
kemojenik okyanusal çökeller 261
kemostratigrafi 329
kenarı olmayan karbonat sahanlıkları 228, 239
kenarları olan sahanlık (şelf) 228, 237, 240
kerojen 41
keskin uç sınırları
kılçıksı çapraz tabakalanma 168
kırgıbayır 97
kırıntı daykları 277
kırıntılar 5
kırıntılı mineral taneleri 10
kırıntılı sedimentler 5
kırışıklık teknesi 51
kırışıklık tepesi 51
kırmızı alg 32
kırmızı algler 32
kırmızı tabakalar 125
kısa süreli 130
kısa süreli göller 153, 158
kısmi aralıklı biyozon 315
kıta içi sabkaları 160
kıta yamacı 163
kıtasal şelf 164
kıtasal yükselim 163
kıyı çizgisi 199
kıyı çizgisi gezingesi 356
kıyı düzlüğü 202
kıyı gerisi 201
kıyı önü 165
kıyı ötesi geçiş zonu 165
kıyı ötesi zonu 165
kıyıboyu süpürmesi 200
kıyı çıkıntısı 203
kil 21
kil mineralleri 21
kimyasal bozuşma 91
kinetik eleme 64
kireç çamuru 33
kireçtaşları 28
klarin 41
klinoformlar 339
klivaj 15
kloralgal (yeşil alglerle ilgili) 228
klorit 22
klorofit 32
klorozoan 228
klorür gölleri 157
kohezif 23
kokolitler 32, 320
koltuktaşı (*kömürün üzerine oturduğu*) 149
kolüviyal yelpazeler 141
kompaksiyon 279
kondanse kesitler 171, 236
konkav-konveks dokanaklar 281
konodontlar 320
konturitler 257
konvolut laminasyon 276
konvolut tabakalanma 276
koprolitler 38
korelatif (deneştirilebilir) uyumluluk 359
koy başı deltası 208
koyak yüzeyleri 360
koyun kayası (koyun sırtı) 95
kozmojenik izotoplar 333
kömür 40
kömür derecesi 41, 293
kömür metanı 295
kömür sınıfı 293
kraton 385
kraton içi havzalar 385
krinoidler 31, 319
kritik hız 47
krizofit 32
kron 299
kronostratigrafi 298
kronostratigrafik birim 302
ksenolitler 303
kum 10
kum dalgaları 221
kum sırtları 217, 221
kum şeritleri 221

kum volkanları 277
kum:şeyl oranı 345
kumlu çakıltaşı 8
kumtaşı 10
kumullar 54
kurak 116
kurtosis 25
kuru dere 138
kuru dere çakılları 138
kuru yarı-tropik 89
kuruma çatlakları 64
kuş gözü kireçtaşı 232
kutup bölgeleri 89
kutup buzulları 103
kuvars 17
kuvars arenit 13
kuvars vake 13
kuytu tarafı 51
kuyu kırıntıları 341
kuyu tarayıcıları 347
kül (kömür) 40
kül (volkanik) 42
kül akması 266
kül bulutu dalgası 267
kül içeriği 293
kümes teli yapısı 231
Küresel Standart Kesit ve Nokta 301
küresellik 23
kütle akmaları 60
kütle spektrometresi 326

Lagerstätte (olağanüstü korunmuş çökel) 318
lagünler 205
lahar 268
laminer akışlar 45
lapilli 42
lapillitaşı 42
latere loglar 346
lateritler 97, 149
lav 263
lazer granülometrisi 25
liesegang bantları 285
limonit 39
Linnaean Sistemi 312
linyit 293
liptinit 41
listrik fay 275
litik arenit 13
litik kırıntılar 10
litik vake 13
litodem 306
litodemik birimler 306
litofasiyes 81
litoral zon 165
litostratigrafi 302
litostratigrafik birimler 301
log spektral gama ışını logu 345
lös 22, 126
maar 269
magmatik patlamalar 264
magnetit 39
makro-gelgit 166
mangan yumruları 40
mangrovlar 205
manto sorguçları 272
manyetik kutup terslenmesi 330
manyetik ölçümler 395
manyetometre 331
manyetostratigrafi 330
manyetostratigrafik birim 302
Markov analizi 84
maseraller 41
megatabakalar (megatürbiditler) 249
megayelpazeler 141
melez havzalar 392
menderesli 131
menisküs çimentosu 290
menzil biyozonları 315
mercan atolleri 236
mercanlar 32, 319
merceksi tabakalanma 67
merkez lagün 209
mermer 29
Mesiniyen tuzluluk krizi 245
metajenez 294
meteorik su 290
mezo-gelgit 166
mezojenetik çimento 281
mika 18
mikalı kumtaşı 12
mikrit 33
mikritleşme 3
mikro görüntüleme araçları 347
mikro özdirenç 348
mikrofosiller 317
mikro-gelgit 166
mikroklin 17
mikrokuvars 38
miktobiyal matlar 32
Milankovitch döngüsü 379
mimari 139
mimari bileşenler 251
mirabilit 38
maksimum taşkın yüzeyi 360
Mohs skalası 11
mollusklar 31
moloz akmaları 45, 61
moloz akması çığı 268
monomikt 8
montmorillonit 22
moren 108
morfometrik 313
muskovit 11
nanofosiller 320
nanoplankton 32
nanoplankton oozu (balçığı) 258
nektonik 317
nemli ekvatoryal 89
neomorfizma 290
Neptüniyen daykı 277
Nereites 176
neritik zon 164
nokta dokanaklar 281
nokta sayımı 21
normal derecelenme 49
normal manyetik polarite 330
nötron logu 346
nuée ardente (bir çeşit volkanik bulut) 266
nunataklar 103
nükleer manyetik rezonans logu 348

offlap 340
ofiyolit 387
oksijen izotop stratigrafisi 333
oksitlenme 91
okyanus çukurları 163, 387
okyanus tabanı 163
olgunluk 26
oligomikt 8
olistolit 257
oluk kalıpları 66
oluk kanalı 136
ombotrofik (yağış beslenimli) bataklıklar 292
onkoidler 32, 156
onlap 340
ooidler 33
oolitik kireçtaşı 33
opal 259
opal denge derinliği 260
opalin silika 284
Ophiomorpha 173
optik özellikler 14
optik uyarmalı lüminesans 333

ornatma 283
ornatma fabrikleri 284
orojenik kuşak 88, 390
orta kısım moreni 108
orta-rampa 238
ortoklas 17
ortokonglomera 8
ostrakodlar 320
otijenik 12
otobreşleşme 265
otoklastik 264
oval 9
oygular 173
oygular 173
oyulma izleri 65

ön çukur 391
ön kıyı 165
ön resif 235
örgülü akarsu 131
örgülü düzlükler 134
örtü kayalar 295
örtü tabakası 278
örtü tabakası basıncı 279
östatik deniz seviyesi değişimi 350
östazi 350
özdirenç loglaması 345

pahoehoe 264
pakettaşı 34
paleoakıntı belirteci 75
paleoakış 75
paleobatimetri 397
paleocoğrafya 3
paleomanyetizma 330
paleoortamlar 81
paleosol 148
palinomorf 320
palustrin (bataklık ortamı) 155
panel diyagramları 74
parakonglomera 8
parasekans setler 363
parasekans sınırları 363
parasekanslar 362
parmaklanan resifler 235
pasif kenarlar 386
patlama (atış) noktası 336
pcl 57
pedojenez 146
pelajik 258
pelajik çökeller 258
pelajik kireçtaşı 258
Pele'nin gözyaşları 269
Pele'nin saçı 269
peloidler 33
periferal ön ülke havzası 390
periyod 299
permafrost 97, 110
perofizik 343
petrol 41
petrol sızıntısı 296
petrollü kum 41
petrollü şeyl 41
petrolojik/petrografik mikroskop 14
pırtlamış yaygı 277
pirit 39
piroklastik 42, 264
piroklastik akıntılar 266
piroklastik istilalar 266
piroklastik yağma çökelleri 265
pişmiş kenar 271
pizoidler 33
plajioklas feldispatlar 17
planktonik 31, 172, 317
plaser mineral 19
playa gölü 158
pleokroizm 16
Pliniyen tipi püskürme 268
poikilotopik 285
polarizan filitre 14
polimikt 8
politermal buzullar 105
pomza 42
popülasyon parçalanması 314
porifera 32
potasyum feldispat 17
potasyum ferrisiyanür 30
potasyum-argon yaşlandırması 325
prodelta 183
proto-okyanusal çukurlar 385
provinsiyalizm (faunal coğrafik izolasyon) 317

'Q, F, L' 13

radyoaktif yarılanma ömrü 325
radyokarbon yaşlandırması 325, 332
radyolarya 38, 319
radyolaryalı çört 259
radyometrik yaşlandırma 325
rampa 228
rasemizasyon 334
regolit 90
regresyon 351
renyum-osmiyum yaşlandırması 328
reotrofik (akıntı beslenimli) bataklıklar 292
resif gerisi 235
resifler 233
Reynolds sayısı 45
rezonans 166
rift 384
rizokresyon 148
rölyef 95
rubidyum-stronsiyum yaşlandırması 327
rudist 234
rudit 8
ruditli 8
rüzgar ablasyonu 96

saaryum-neodimyum yaşlandırması 328
sabka 231
sahanlık (şelf) kenarı kırılması 164
sahanlık (şelf) tipi yelpaze deltası 188
salkımtaşı 33
sandur 109
sandur düzlüğü 109
sandurlar 109
sapropel 40
sapropelik kömür 293
sarımtaşı 34
sarı-yeşil alg 32
SCS 218
sedde 139
sedimenter fasiyes 80
sedimenter havza analizi 393
sedimenter havzalar 382
sedimenter log 70
sefalopod 31
seif (boyuna) kumulları 119
sekans sınırı 359
sekans stratigrafisi 350
sekme izi 66
selenit 37
semirme, 382
septeriyan yapıları 284
serbest akış 50
seriler (stratigrafi) 299
serpulid 32
sert zemin (hardground) 178
sert zemin 178
sesil 317
set seviyesi akış 130

setüstü 130
setüstü akış131
seviye düşme evresi sistemleri traktı 360
seyelan 143
shelf kenarları olan karbonat sahanlığı (şelfi) 228
sıcak şeyller 345
sıcaklık değişimi 90
sıçrama (saltasyon) 46
sıkıştıran büklüm 392
sınır katmanı 50
sınır katmanı ayrımı 51
sırtlar ve oluklar 66
sırtlı düzlükler 202
sırtta taşınan (piggy-back) havza 391
sıvılaşma 275
siderit 29
silindir girdabı 54
silisi-klastik sedimentler 5
silisli ooz (balçık) 38, 259
silkrit 149
sill 271
silt 21
silttaşı 21
silvit 37
sinerez (büzülme) çatlakları 65
sintaksiyel palazlanma 382
sinüs (eğrisel) kırışıklıkları 51
sirk buzulu 105
sismik fasiyes 340
sistem (stratigrafi) 299
sistemler izi 358
siyah bacalar 261
siyah şeyl 172
siyanobakteriler 32
sizigi 166
Skolitos 173
skorya 269
skorya akıntısı 266
skorya konisi 269
smektit grubu 22
soda 157
soda gölleri 157
soğuk tabanlı buzullar 104
sonda 343
sondaj düzeneği 341
sonik hız 336
sonik log 346
soy biyozonu 315
Sölenteralar 32
sönme (optik) 16
speleotem 288
stilolitler 288
Stokes Yasası 49
stratigrafik çerçeve 85
stratigrafik kapanlar 295
stratotip 305
stratovolkanlar 270
streamer 336
stromatolitler 32
stromatoropoidler 32
Stromboli püskürmeleri 269
stronsiyum izotopları 329
su altı ağız seddesi 183
su tablası 122
suit (stratigrafi) 306
su verme parçalanması 265
sülfat gölü 157
sülfat indirgemesi 287
süngerler 32
süper kritik 57
sürekli 130
sürtünmeli sürüme 46
süspansiyon (askı) 46
sütun yapıları 277
süturlu dokanaklar 281

şamozit 39
şeyl 21
şeyl diyapirizması 279
şişen killer 22

tabaka 305
tabaka seti 67
tabaka şekli 50
tabaka şekli stabilite diyagramı 57
tabaka yapıları 276
taban basması 266
taban kayması 105
taban molozu 106
taban tilleri 106
taban yapıları 65
takson 312
takson aralığı biyozonu 315
taksonlar 312
talveg 131
tane akmaları 64
tane arası gözeneklilik 282
tane destekli 8
tane düşmesi 118
tane içi gözeneklilik 282
tanetaşı 34
tane yüzeyi donması 117
taramalı elektron mikroskobu 22
taşan göl 160
taşan havza 383
taşkın bazaltı 269
taşkın düzlüğü 130
taşkınlar 130
taşlaşma 6, 279
taşma kumu 257
taşma yüzeyi 363
tatlı su gölleri 153
tatlı tölyefli sırtları 207
tebeşir 236
tefra 42
tek türlü topluluklar 160
tek yönlü göstergeler 75
teknemsi çapraz laminasyon 52
teknemsi çapraz tabakalanma 55, 218
tektonik çökme 382
telojenetik çimentolanma 281
TEM 22
tempestitler (fırtına çökelleri) 170
tepe 51
tepe seti 189
terk edilme fasiyesi 193
terkedilmiş kanal gölü 137
termal çökme 385
termohalin akıntılar 170
termoklin 154
termokronoloji 100, 329
termolüminesans 333
termotektonik 350
ters derecelendirme 49
terslenmiş manyetik polarite 330
tırmanan kırışıklıklar 53
til 106
til yaygısı 110
tillit 106
tip alan 305
tip kesit 305
tonştaynlar (tonsteins) 292
top ve yastık yapıları 278
topaklanmak 23
toplap 340
topluluk biyozonları 315
toprak sürümesi (kripi) 93
transfer zonu 129
transgresif gecikmeler 223
transgresif sistemler traktı 360
transgresif yüzey 359
transgresyon 351
transtansiyonel havzalar 392

traverten 157, 288
trilobit 318
Tripanitler 173
trombolitler 32
trona 38, 157
tsunami 170
tufa 157
turba 40
tuz bataklığı 207
tuz bataklıkları 292
tuz büyümesi 90
tuz devleri 244
tuz diyapirizması 278
tuz tektoniği 278
tuzla 230
tuzlalar 157
tuzlu (tuzla) 157
tuzlu göl 153
tüf 42
tüf halkası 269
tüf konisi 269
tüm kayaç yaşlandırması 327
tünel vadiler 110
tür 312
türbidit 62
türbidit akımları 45
türbidit akıntıları 61
türbidit yaygıları 253
türbülans süprüntüleri 51
türleşme 314
tüysü (flaser) tabakalanma 67

uç moren 108
uç morenler 108
uç yelpazeler 138
Udden-Wentworth tane boyu ölçeği 7
ultrasonik görüntüleme logu 347
uranyum serisi yaşlandırması 332
uranyum-kurşun yaşlandırması 327
uyumsuzluklar 302, 339
uzakta dikleşen rampa 239
uzun dokanaklar 281

üst akış rejimi 57
üst grup (stratigrafi) 305
üye (stratigrafi) 304
üzerlemiş (litosferik) dilimler 387

vadi buzulu 105
vadoz zon 288
vakeler 13
vaketaşı 34
varvlar 156
vibrasis 336
viskoz alt katman 50
vitren 41
vitrik (camsı) 42
vitrinit 41
vitrinit yansıması 41
volkan bombaları 42
volkanik bloklar 42
volkanik breş 42
volkanik yay 386
volkanoklastik 41
volkanoklastik çökeller 41
volkanoklastik sedimentler 6, 41
vulkaniyen püskürmeleri 269

Wentworth Ölçeği 7
Wilson Döngüsü 393

X-ışını difraktometresi 23
XRD 23

yağmur almayan bölge 99
yalancı antiklinaller (psödo-antiklinal) 232
yalancı şekil (psödomorf) 291
yalancı yokoluş 314
yalıtaşı 229
yama resifleri 236
yamaç apronu 256
yamaç molozu konisi 44, 94
yamukluk 25
yanal göç 135
yanal moren 108
yanal yığışım yüzeyleri 135
yansıma 41
yansıtıcı kıyılar 199
yansıtıcı sonlanımlar 339
yansıtıcılar 337
yansıtıcılar 339
yapısal kapanlar 295
yarı bitümlü 293
yarı graben 384
yarı kararlı akışlar 250
yarı kritik 57
yarı kurak 116
yastık lav 264
yaşlar 299
yatak seti 189
yatık kıvrımlı çapraz tabakalanma 276
yavru izotop 325
yay ardı havzalar 389
yay ardı önülke havzaları 391
yay önü havzası 389
yay-hendek boşluğu 388
yayılı yarıklar139
yel tarafı 51
yelpaze başı kanyonu 142
yelpaze deltası 182
yelpaze tepesi 142
yelpaze topuğu 142
yeniden etkinleşme yüzeyi 169
yeraltı suyu 91, 122
yerleşme tilleri 106
yeşil algler 32
yeşim 38
yığılma açısı 44
yığışım karmaşığı 389
yığışım lapillisi 42
yığışım prizması 389
yığma (istifleme) 337
yıkama yaygısı 94
yıkayarak aşma çökelleri 206
yıkayarak aşmalar 204
yıldız kumulları 119
yıllık gelgit döngüsü166
yivler 66
yoğunluk akıntıları 61
yoğunluk logu 346
yok oluş (türler) 314
yosun kömürü (torbanit) 41
yukarı doğru tane incelmesi 50
yukarı doğru tane irileşmesi 50
yukarı doğru sığlaşma 183
yumrular 284
yumrular 284
yumuşak sediment deformasyonu 274
yuvarlaklık 23
yuvarlanan tane kırışıklıkları 59
yuvarlanma 46
yük kalıpları 278
yük topları 278
yüksek akış aşaması 130
yüksek etkinlik sistemi 249
yüksek seviye (su seviyesi) 358
yüksek seviye sistemler izi 358
yüksek yoğunluklu türbidit akıntıları 64
yüksek gelgitler 166
yükselen gelgit deltası 206
yükselen gelgit kabarma akıntısı 167

yükselmiş plajlar 113
yüzentaş 34

zaman sınırları 307
zamansal çerçeve 307
zemin dalgalanması 267
zerofitler 207
zikzak yapıları 66
Zirkon Fizyon İz Analizi 100
zon fosili 315
Zoophycos 176
zooplankton 38
zorlanmış regresif kama sistemleri bölgesi 362
zorlanmış regresyon 351

Sedimenter kayalar Yerküre'nin tarihindeki ortamsal değişimler hakkında en önemli bilgileri içerirler. Değişen iklimleri, tektonik levhaların hareketini ve deniz seviyesindeki değişimleri birkaç bin yıldan milyar yıla değişen zaman aralığında kaydederler. Tamamen gözden geçirilmiş ve güncellenmiş bu baskıda okuyucu sedimentoloji ve stratigrafi ilkeleri ile tanıştırılmış ve çökeller ile tortul kayaların yorumlanmasına dair araçlar verilmiştir. Sedimentlerin önce oluşum, taşınma ve çökelme süreçleri göz önüne alınmış ve sonra çölden derin denizlere, resiflerden akarsulara kadar tüm sedimenter ortamlar için kavramsal modeller geliştirmek üzere bu süreçlerin uygulaması gösterilmiştir.

Sedimentoloji ve stratigrafinin tüm yönleri için kapsamlı bir giriş sağlamak üzere stratigrafi ilkelerini kullanmada bugüne kadar ele alınan farklı yaklaşımlar da değerlendirilmiştir. Metin ve şekiller konuya tamamen yeni olan herkesin erişebileceği şekilde tasarlanmıştır.

**YARDIMCI CD-ROM**
Kitabın yazar tarafından hazırlanmış ilave görsel malzemeler içeren bir de CD-ROM eki vardır.

**Gary Nichols** önceleri Londra'daki Royal Holloway Üniversitesi'nde sedimentoloji ve stratigrafi okuturken son zamanlarda Svalbard'daki (Norveç) University Center'da da dersler vermektedir. Yazarın fasiyesler ve sedimenter havzalar alanındaki araştırma ilgisi onu her kıtaya sürüklemiş ve çok değişik ortamlarda çökelmiş farklı yaşlardaki çok değişik sedimenter kaya çeşitlerine dair önemli tecrübeler kazandırmıştır.

**Kapak resmi :** Orta Spitsbergen'deki Skansbukta'da Svalbard'da Arktik takım adalarının bir parçasını oluşturan Paleozoyik kireçtaşları.

**Kapak tasarımı :** SCW–tarafından yapılmıştır. www.scw.uk.com
**Kapak uyarlama :** Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Matbaası

ISBN : 978-605-9516-79-2

Maden Tetkik ve Arama
Genel Müdürlüğü
www.mta.gov.tr

WILEY-BLACKWELL
www.wiley.com/wiley-blackwell