

ZORUNLU REGRESYON, TRANSGRESYON VE SEDİMAN GETİRİMİNİN, HAVZA KENARI ÇÖKELME SİSTEMLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE İSTİF STRATİGRAFİK GELİŞİMİ ÜZERİNDEKİ KONTROLÜ, ERMENEK HAVZASI (ORTA TOROSLAR)

Ayhan ILGAR*

ÖZ.- Orta Toroslarda, Bozkır ve Aladağ naplarının üzerinde yer alan Ermenek Havzası, Erken Miyosen yaşlı gölssel kırıntılı kayalar (Yenimahalle formasyonu) ile Orta Miyosen yaşlı resifal şelf karbonatlarından (Mut formasyonu) kuruludur. Bu çalışma, Ermenek havzasının güney kenarındaki kırıntılı istifin fasiyes analizi ve istif stratigrafik incelenmesini konu almaktadır. İstifi oluşturan alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidirler. Bu çökeltme sistemleri düşey istif içinde pek çok kez tekrarlanırlar. Sedimanter süreçlerin yanı sıra, tektonik ve iklimle bağlı göl düzeyi değişimi ile havzaya gelen sediman miktarının, havza kenarı çökeltme sistemlerinin sedimantolojik ve istif stratigrafik gelişimi üzerindeki kontrolü bu çalışma ile irdelenmiştir. Fayla sınırlı olan havza güney kenarı istifi akarsu etkin alüvyon yelpazesi ve delta düzlüğü çökellerinden, kütle akması süreçlerinin hakim olduğu delta ön takım çökellerinden ve yüksek enerjili plaj ve kıyı yüzü çökellerinden oluşur. Gerileyen ya da ilerleyen istiflenme şekli oluşturan bu fasiyes birlikleri yüksek sıklıkta göl düzeyi değişimlerini yansıtır. Yenimahalle formasyonu içinde zorunlu regresyonu yansıtan erozyonel uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlanan dört adet istif tanımlanmıştır. Düşük su düzeyi sistem birimi, istif sınırları üzerinde yer alan alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşur. Alüvyon yelpazesi üzerinde aşmalı olarak yer alan ve gerileyen istiflenme şekli oluşturan Gilbert-tipi delta, kıyı yüzü ve plaj çökelleri 1. 2. ve 3. istifin transgresif sistem birimlerini oluşturur. 4. istif ise, düşük su düzeyi sistem biriminin üzerinde, yüksek su düzeyi sistem biriminin ilerleyen Gilbert-tipi delta çökelleri ile tanımlanır. İstifler, çökeltme evrimi boyunca göl düzeyi değişimlerine bağlı olarak gelişen paleocoğrafik değişimleri yansıtmaktadır. Fasiyes, sistem birimi ve istiflerin gelişimi, sedimanter süreçlerin yanı sıra tektonik, iklim ve havzaya taşınan sediman miktarı tarafından kontrol edilmiştir. Tektonik, havza içindeki çökme ya da yükselmeyi kontrol ederek su seviyesi ve çökeltme alanı hacminin değişimine; artmasına ya da azalmasına neden olmuştur. Havzadaki su miktarı ve havzaya taşınan sediman miktarı iklim denetiminde gerçekleşmiştir, istif içindeki fasiyeslerin dağılımı ve yanal gelişimi ise sediman miktarı ve beslenme alanı tarafından kontrol edilmiştir.

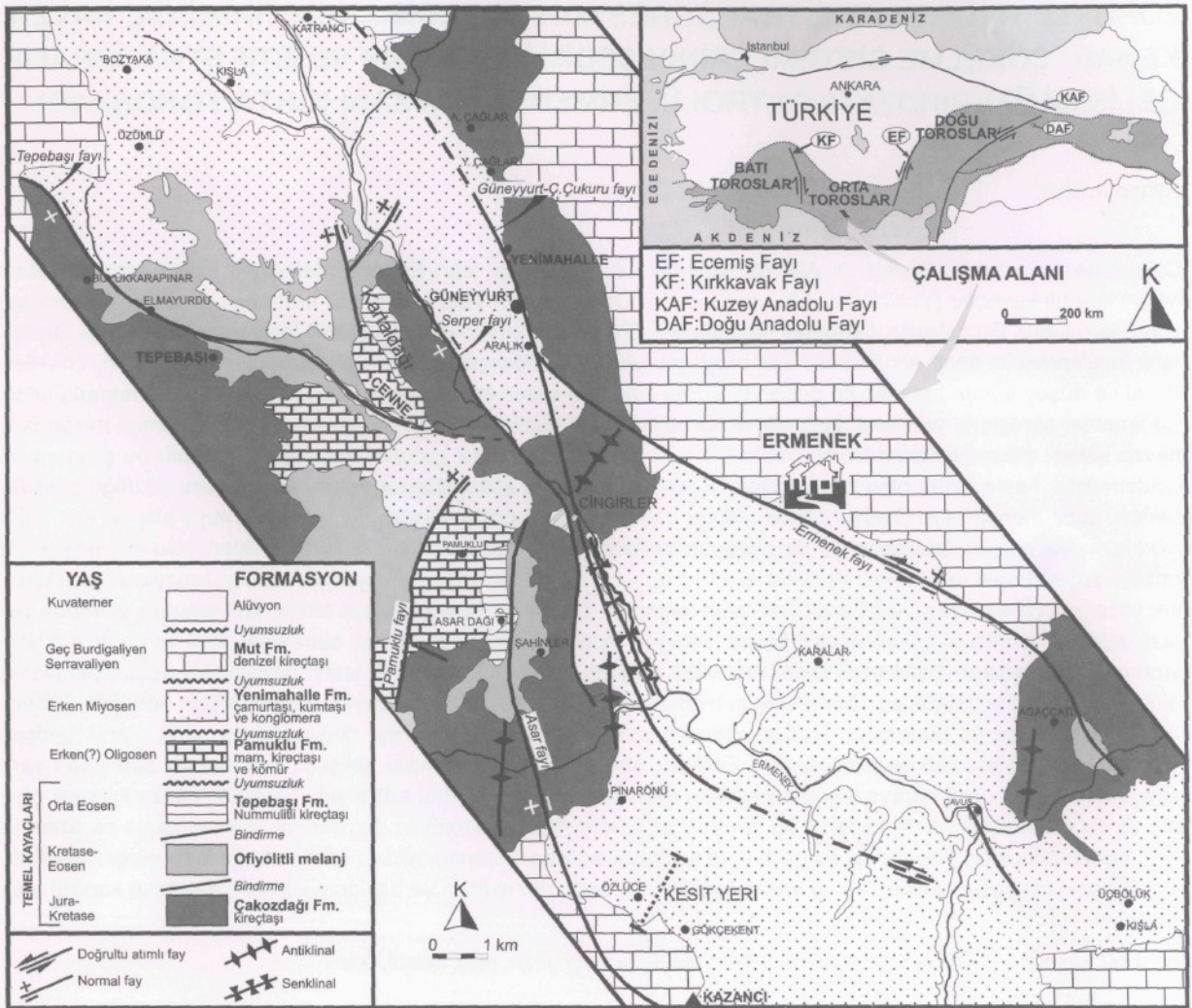
Anahtar kelimeler: Alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, kıyı yüzü, plaj, altistif, iklim

GİRİŞ

Bir tortul istifin evriminin anlaşılmasında, istif içinde tanımlanan fasiyeslerin ve sedimanter işlemlerin yanı sıra, bu istifi oluşturan çökeltme sistemlerinin su düzeyi değişimlerine karşı gösterdiği davranış ve bunun sonucunda ortaya çıkan ürünlerin de tanımlanması ve yorumlanması önemlidir. Denizel havzalar ile karşılaştırıldığında su ve havzaya giren malzeme miktarı yönünden kapalı sistemler olan göl havzaları, göl su düzeyi değişimlerine ve havzaya taşınan malzeme miktarına son derece duyarlıdır (Ilgar ve Nemeç, 2005). Bunun yanı sıra göl

düzeyi düşmesi ile bağlantılı zorunlu regresif değişimler, sediman getirmesi kontrollü normal regresif kıyı ilerlemeleri ve su düzeyi yükselimi ile ilişkili olarak gerileyen çökeltme sistemleri, havza ortasına oranla havza kenarında daha iyi gözlenen özelliklerdir.

Bu çalışma, Ermenek havzasının güney kenarında yüzeylenen kırıntılı istifin fasiyes analizi ve istif stratigrafik incelenmesini konu almaktadır. Bu sedimanter istifi oluşturan alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidirler. Bu



Şek. 1- Orta Toroslar içinde yer alan inceleme alanının bulduru ve Ermenek havzasının jeoloji haritası (Demirel 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).

çökme sistemleri düşey istif içinde pek çok kez tekrarlanırlar. Temeli oluşturan birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve Miyosen denizel kireçtaşları ile uyumsuz olarak örtülen bu çökeller, göl su düzeyi değişimlerine bağlı olarak gelişen yeni çökme ve erozyon alanlarının yanal olarak takip edilebildiği ve düşey istif içinde var olan tekrarlanmaların görülebildiği en iyi istif olma özelliğine sahiptir. Böylece, çökme sistemleri içinde cereyan eden sedimenter işlemlerin yanı sıra, tektonik ve iklim kontrollü olarak

su düzeyi değişimleri ile havzaya getirilen sediman miktarının havza kenarında gelişen çökme sistemlerinin sedimenter ve istif stratigrafi özelliklerinin gelişimi üzerindeki kontrolü ve etkisi bu çalışma ile gösterilmiştir.

JEOLOJİK KONUM

Ermenek havzası, batıda Kırkkavak fayı ve doğuda Ecemiş fayı ile sınırlanan Orta Toros kuşağı içinde yer almaktadır (Şek. 1). Toroslar içinde Özgül (1976) tarafından tanımlanan ve Kambriyen-Tersiyer aralığın-

da çökelmiş kaya birimlerini içeren birliklerin tamamı Orta Torosların Alanya-Hadım ilçeleri arasında kalan kesimde gözlenmektedir.

Ermenek havzası, Geç Eosen'de kuzeyden gelerek yerleşen Aladağ ve Bozkır napları üzerinde yer almaktadır (Özgül, 1976; Robertson, 2000; Andrews ve Robertson, 2001). Ermenek havzasının temelini oluşturan bu naplar Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melânj ile Eosen yaşlı siğ denizel çökellerden oluşmaktadır. Temel birimler üzerinde yanal yayılımı az olan Oligosen yaşlı gösel kireçtaşları (Pamuklu formasyonu) çökelmiştir (Şek. 1). Gösel karbonat çökeli, napların son hareketini işaret eden sıkışma tektoniği etkisi ile son bulmuş ve sonrasında gelişen gerilme tektoniği altında Ermenek havzası açılmaya başlamıştır. Erken Miyosen'de gösel kırıntılı çökeliğin geliştiği Ermenek havzası, Geç Burdigaliyen'de bölgesel ölçekte gelişen transgresyona bağlı olarak doğuda Mut havzası ile birlikte deniz istilasına uğramış ve her iki havzada karbonat çökeliği başlamıştır.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan ve ilk defa Gedik ve diğerleri (1979) tarafından tanımlanan Akitaniyen-Erken Burdigaliyen yaşlı Yenimahalle formasyonu, Ermenek havzasının kırıntılı göl çökellerini içermektedir (Şek. 1). Egemen olarak kilitaşı, kumtaşı, çakıltaşıdan oluşan ve istifin alt kesiminde kömür içeren Yenimahalle formasyonu, sunduğu fasiyes özellikleriyle yanal ve düşey yönde birbiriyle geçişli kıyıyüzü, plaj, delta ve alüvyon yelpazesi ortamlarındaki çökeliimleri yansıtmaktadır (İlgar, 2002; İlgar ve Nemeç, 2005).

YENİMAHALLE FORMASYONUNUN FASİYES BİRLİKLERİ

Ermenek havzasında çökelen Yenimahalle formasyonunun havza güney kenarı fasiyeslerinin incelendiği bu çalışmada,

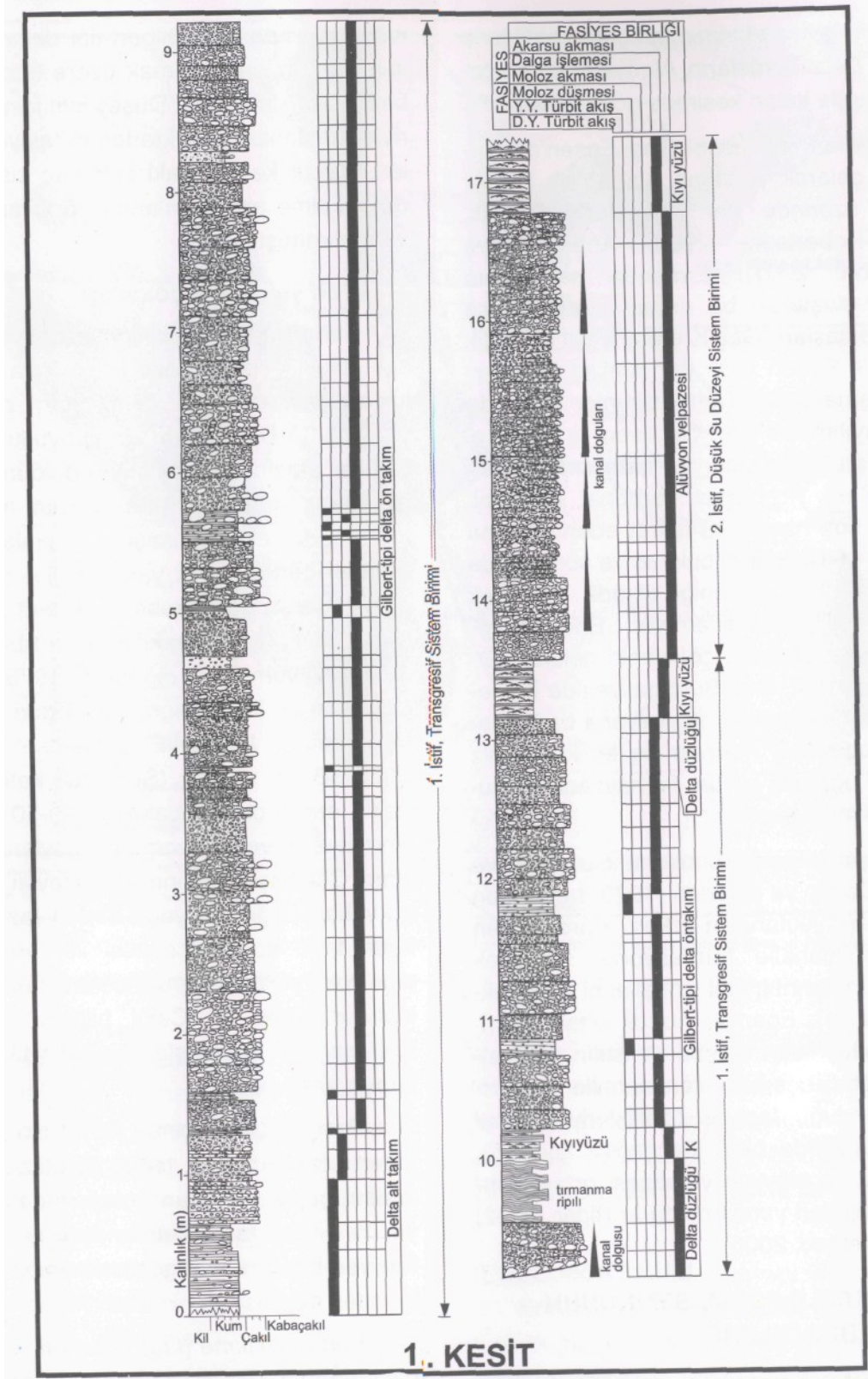
alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri olmak üzere dört fasiyes birliği tanımlanmıştır. Düşey istif içinde birbiriyle ardalanmış ve tekrarlanan fasiyes birlikleri, havza kenarındaki çökeli sistemi ya da çökeli alt ortamlarının tortulları olarak yorumlanmıştır.

Alüvyon yelpazesi çökelleri

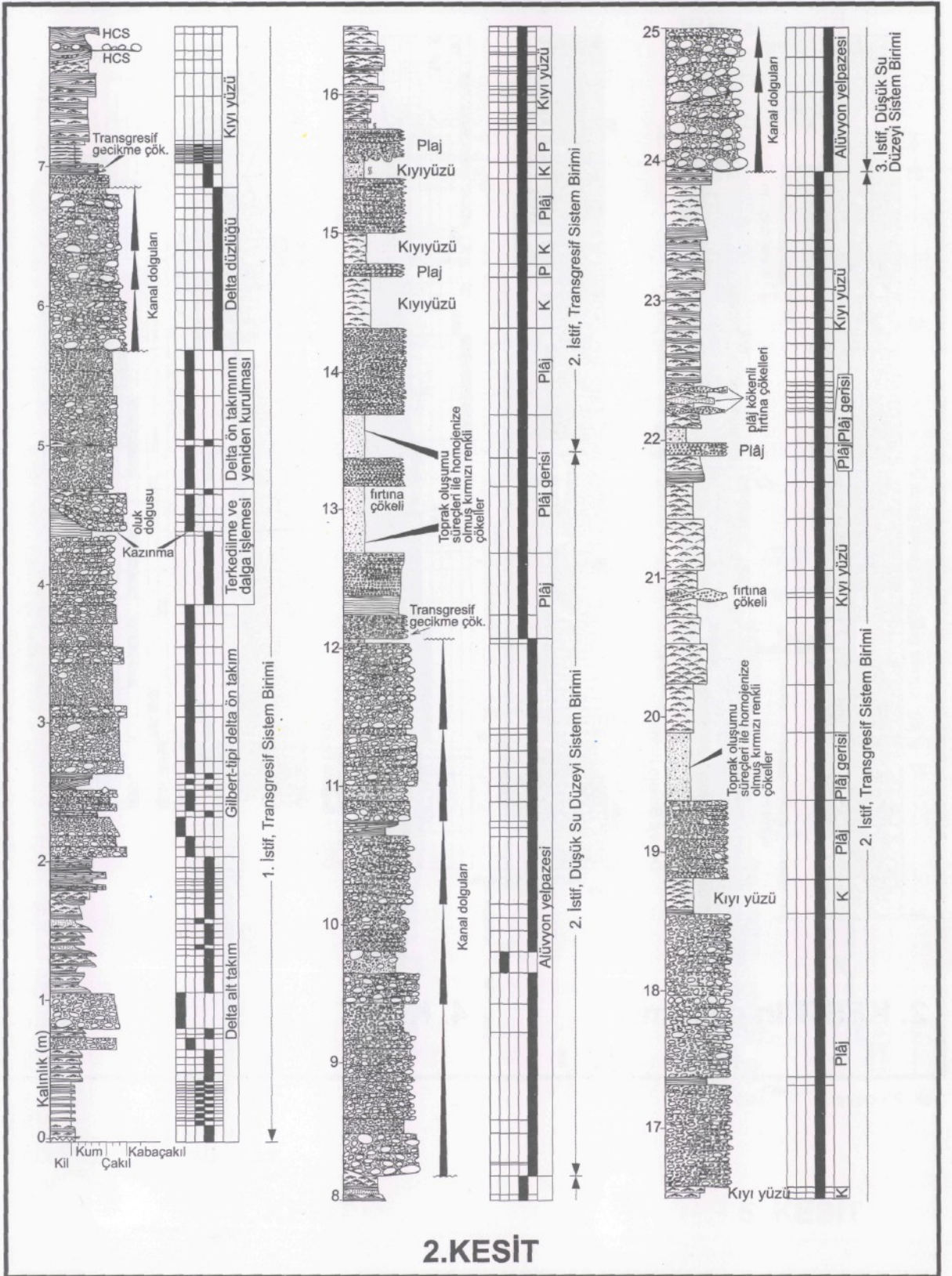
Tanım: Fasiyes birliğinin hakim litolojisini çakılcık-çok iri çakıl boyutunda, çoğunlukla tane destekli çakıltaşları oluşturur (Şek. 2, 3A-D). Ufak-iri kum boyutlu taneler, çakıllar arasındaki boşlukları doldurur. Ayrıca birkaç tabakada orta-iri kum matriksli, matriks destekli çakıltaşları tanımlanmıştır. Taneler genel olarak yarı köşeli - yuvarlak olup yassı ve küresel şekillere sahiptir (Şek. 3D). Yassı çakıllarda a(t)b(i) binik dizilimi (Harms ve diğerleri, 1975, 1982; Collinson ve Thompson, 1982) görülür. Masif, kabaca katmanlı, düzlemsel paralel (Şek. 3B) ve çapraz (Şek. 3C) katmanlanmaya sahip olan tabakalar (10-50 cm) aşınmaz ve/veya aşınmalı yüzeylerce sınırlanır. Çakıltaşları aşınmalı yüzeyler üzerinde yukarı doğru bir yada birden fazla tabakada tane boyu incilmesi ile tanımlanan pek çok "yukarı doğru incelen paketler" oluşturur (Şek. 2). Çakıl bileşenleri Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ve ofiyolitik kayalardan türemedir.

Fasiyes birliği içinde ikincil olarak gözlenen ufak - çok iri taneli kumtaşları düzlemsel çapraz katmanlı olup, tabakalar bir ya da birden fazla katman takımı içerirler. Fasiyes birliği, kanal gecikme ve bar çökellerinden oluşur.

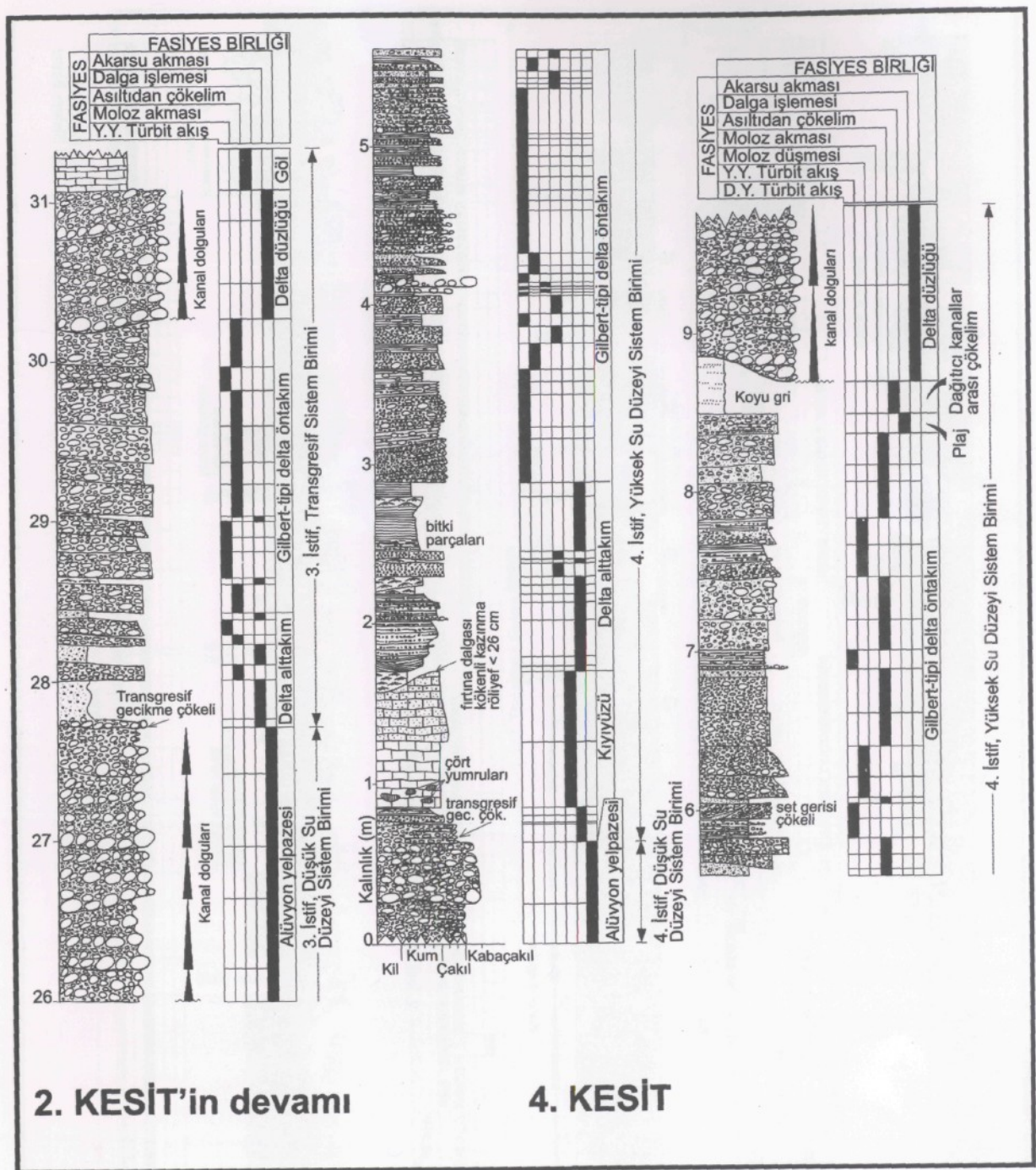
Kanal gecikme (lag) çökelleri. - Erozyonal taban yüzeylere sahip olan ve tek ya da birkaç sıra çakıl dizisi oluşturan, orta çakıl - blok boylu (maksimum 17 cm) bu çökeller



Şek. 2- Havza güneyinde ölçülen sedimantolojik kesitler ile bu kesitlerde belirlenen fasiyes, fasiyes birliği ve şekil 6 ile bağlantılı sistem birimi ve istiflerin dağılımı.



Şek. 2 - devamı



Şek. 2 - devamı

kanal tabanında ya da yeniden işleme (reaktivasyon) yüzeyleri üzerinde bulunurlar (Şek. 2, 3B ve C). Tane destekli bir çatı oluşturan ve taneler arası boşlukların orta kum-çakılcık tarafından doldurulduğu bu çökellerde düzenlenmemiş çakılların varlığının yanı sıra orta-iri çakıllı tanelerde yer yer a (t) b (i) binik dizilimi görülür.

Kanal barı çökeller.- Kanal barı çökelleri tüm alüvyon yelpazesi istifinin %80-95'ini oluşturur. Kanal barı çökellerini masif ya da kabaca katmanlı çakıltaşı yaygıları, düzlemsel eğimli çakıltaşı tabakaları, düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşı ve çapraz katmanlı kumtaşları oluşturur (Şek. 2, 3B ve C). Katman düzlemi gelişmemiştir, ancak katmanlanmalar tane boyu, boylanma ve matriks değişimi vasıtasıyla izlenir. Kalınlıkları birkaç dm (10-45 cm) olan bu çökeller aşınmasız düzlemsel tabanlı olup, genelde dış bükey üst yüzeylere sahiptir. Uzunlamasına gelişmiş tek çakıl yaygıları havza yönünde daha belirgin katmanlı ve ince taneli, havza kenarı yönünde ise masif ve kaba taneli bir yapıya sahiptir. Benzer yapıdaki bazı çökellerde aynı geometri içinde tane boyunda yukarı doğru kabalaşma gözlenir.

Düzlemsel eğimli çakıltaşı aşınmasız, düzlemsel alt ve üst yüzeylere sahip olup, katmanlar tabaka yüzeylerine paralel ya da düşük eğim açılarıdır. Eğim açıları 27°-30° olarak ölçülen tabakalar kabaca katmanlı çakıltaşı yaygıları üzerinde gelişmeye başlar ve yanal-düşey yönde benzer çökellere geçer.

Keskin taban dokanaklı, düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşlarında çapraz katmanlar 13°-22° eğim açısına sahip olup, bu çökeller maksimum 90 cm kalınlıktadır. Düzlemsel çapraz katmanlı kumtaşlarında

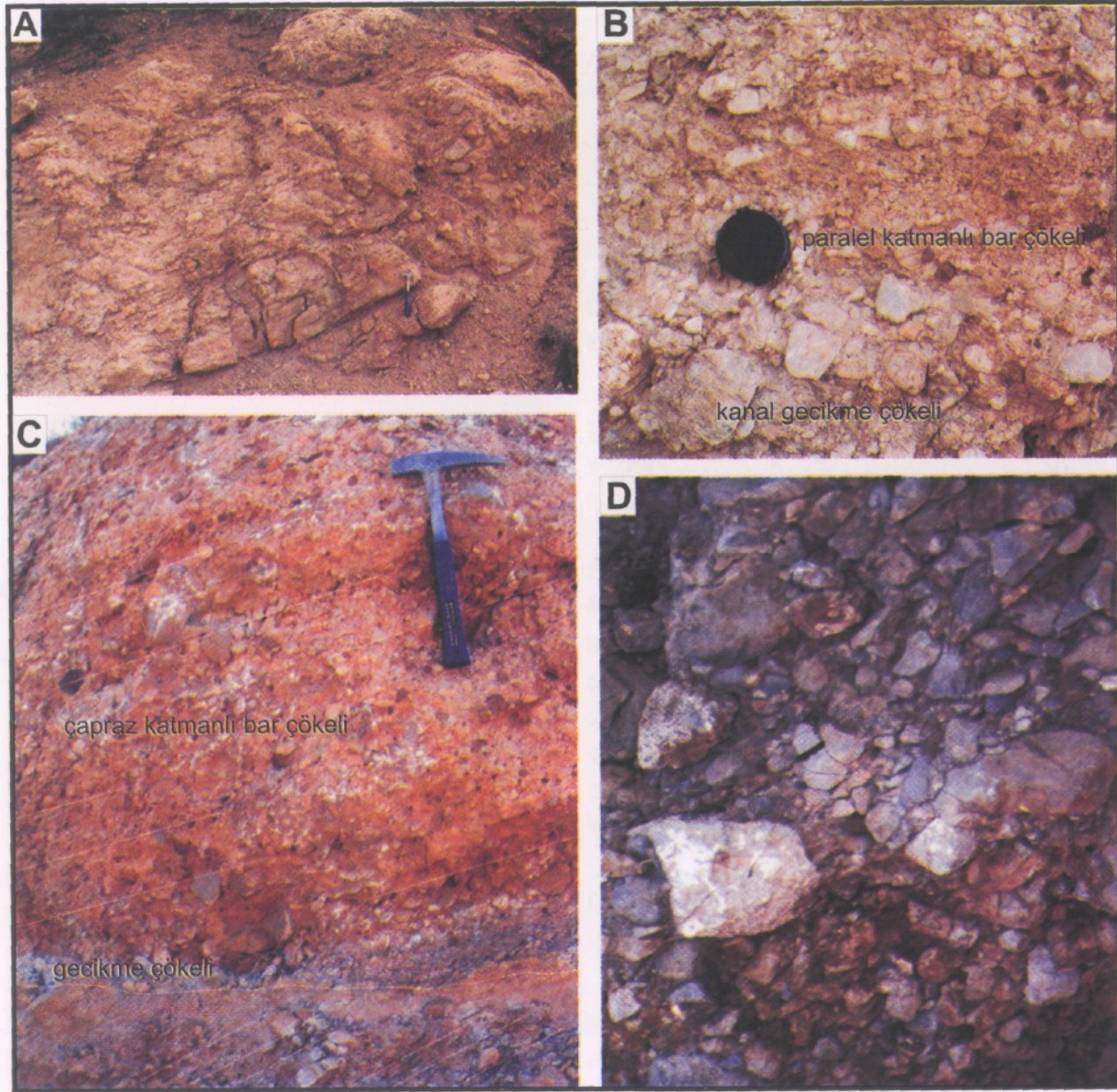
ise katman eğim açıları genelde 14°den düşüktür.

Yorum: Yukarı doğru incelen istifler oluşturan, aşınmalı taban yüzeyli, tane destekli, masif - kabaca düzlemsel katmanlı, çapraz katmanlı, yuvarlak-yarı yuvarlak ve yassı-küresel şekilli tanelerden oluşan çakıltaşı ile düzlemsel çapraz katmanlı kumtaşları örgülü akarsu çökellerini (Miall, 1977; Rust, 1978; Nemec ve Steel, 1984) oluşturmaktadır.

Erozyonal taban yüzeyler üzerinde tek ya da birkaç sıra çakıl dizisinden oluşan çökeller kanal tabanı gecikme çökelleri olarak yorumlanmıştır (Nemec ve Postma, 1993). Bu çökeller kanal taşını sırasındaki maksimum erozyon sonrasında akarsu tabanında çökelen hareketliliği az yatak yükü çökelleri olarak tanımlanmıştır (Nemec ve Postma, 1993). Tane destekli çakıllar içinde görülen kumlar, yatak yükünün çökeliyi sırasında eş zamanlı olarak bu malzeme içinde hapsedilen ince taneli sedimanların çökeliyi ve sonradan kaba taneler arasına elenerek girmiş malzemelerden oluşmuştur (Carling, 1984; Frostick ve diğerleri, 1984).

Kaba taneli gecikme çökelleri üzerinde görülen kabaca katmanlı çakıltaşı yaygıları alüvyon yelpazelerinin örgülü dağıtıcı kanalları içinde görülen çakıllı uzunlamasına barlar (Boothroyd ve Ashley, 1975; Hein ve Walker, 1977; Miall, 1977; Rust, 1978) olarak yorumlanmıştır. Tane yönlenmesi ve biniklenme çakılların akıntılar tarafından yuvarlanarak sürüklenme (tractional rolling) süreciyle yatak yükü şeklinde taşındığını göstermektedir (Harms ve diğerleri, 1975; Walker, 1975; Harms ve diğerleri, 1982).

Örgülü akarsu fasiyeslerine sahip olan çökellerin havza kenarından havza içine;



Şek. 3- Alüvyon yelpazesi çökellerini oluşturan çakıltaşları ile bu çakıltaşlarında belirlenen fasiyesler.

- A- Alüvyon yelpazesi çökelinin genel görünümü.
- B- Alüvyon yelpazesi çökelinin fasiyesleri. Kanal tabanı gecikme çökellerini oluşturan çakıl-kabaçakıl boyutlu taneler kabaca katmanlı uzunlamasına bar çökelleri tarafından örtülür. Objektif kapağı 5 cm.
- C- Düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşları bir aşınma yüzeyi ile bir diğer kanal tabanı gecikme çökeli ve enine bar çökelleri olarak yorumlanan düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşları tarafından üzerlenir. Çapraz katman açısı 25-30° ve çekiç boyu 33 cm.
- D- Tane destekli çakıltaşlarında yarı-köşeli tanelerin yakın görünümü.

doğru kalınlığının azalması, kama şekilli bir geometri oluşturması, maksimum tane boyu ve katman kalınlığında görülen incelmeye ve paleoakıntı yönündeki dağılım, bu çökel

istifinin akarsu etkin alüvyon yelpazesi (Fernandez ve diğerleri, 1988; Marzo ve Anadon, 1988; Evans, 1991; Nemec ve Postma, 1993; Singh ve diğerleri, 2001;

Vincent, 2001) sistemi olduğunu göstermektedir. Yukarı doğru incelen istifler oluşturan kanal tabanı gecikme ve bar çökelleri bu yelpaze sisteminin dağıtıcı kanal çökellerini oluşturmaktadır. Akarsu etkin alüvyon yelpazeler, Collinson (1996) tarafından yelpaze yüzey süreçlerinde sürekli akarsu akışlarının hakim olduğu sistemler olarak tanımlanır.

Uzunlamasına bar çökelleri içinde büyük açıklı çapraz katmanlanma olmaması, bar gelişiminin dik alüvyon yelpazesi yamaçlarında güçlü akarsularla gerçekleştiğini göstermektedir (Eynon ve Walker, 1974; Ramos ve Sophena, 1983; Nemec ve Postma, 1993).

Alüvyon yelpazesi istifinin çoğunlukla üst kesiminde gözlenen çapraz katmanlı çakıltaşları uzunlamasına barların yanıl büyüme yüzeylerini oluşturmaktadır. Bu çökeller ve beraberinde gözlenen çapraz katmanlı kumtaşları alüvyon yelpazesinin ana dağıtıcı kanallarında akarsu taşkınının azalma dönemlerinde gelişmişlerdir (Collinson, 1970; Miall, 1977; Fernandez ve diğerleri, 1988).

Uzunlamasına barlarla ilişkili olan ve ana akış yönüne göre yanıl yönde gelişen düzlemsel eğimli çakıltaşı tabakaları "bar kenarı çığlanma yüzeyi çökelleri" olarak tanımlanır (Evans, 1991). Bu çökeller kanal içinde akış hızının azalması ya da bar yüksekliğinin artması sonucu bar üzerinde sediman taşınamamasına ve bar gelişiminin yanıl değişimine bağlanmaktadır. Az görülmekle birlikte benzer çökelimler alüvyon yelpaze başındaki hendeklerde derin ana kanallar içindeki büyük yatak şekillerinin göçüne bağlanmaktadır (Miall, 1977).

Gilbert-tipi delta çökelleri

Bu fasiyes birliğı, Gilbert-tipi deltaların üçlü mimarisini oluşturan delta düzlüğü, delta ön takımı ve delta alt takımı çökellerinden kuruludur. Havzaya doğru ilerleyen normal regresif delta çökelleri altta ve üstte göl çökelleri ile sınırlanır. Deltanın bölümlerini oluşturan ilgili çökeller aşağıda tanımlanmıştır.

Delta düzlüğü çökelleri

Tanım: Deltaların su dışı bileşenini oluşturan delta düzlüğü çökelleri aşınmalı bir yüzey boyunca havzaya doğru eğimli delta ön takım çökelleri üzerinde yer alırlar (Şek. 2, 4A). Delta düzlüğü ve delta ön takım çökelleri arasındaki erozyonal açısal ilişki, bu çökellerin akarsu etkin deltalar olduğunu yansıtmaktadır (Colella, 1988). Delta düzlüğü çökelleri kızıl-kahve renkli konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı litolojilerinden oluşurlar (Şek. 2, 4A). Havzaya doğru incelen ve kara yönünde kalınlaşan bu çökeller kaba taneli akarsu dağıtıcı kanal çökelleri ve dağıtıcı kanallar arası set üstü ve taşkın düzlüğü çökellerinden oluşmaktadır. Alüvyon yelpazesi çökelleri ile benzer özelliklere sahip olan dağıtıcı kanal çökelleri bir önceki bölümde tanımlanmıştır.

Dağıtıcı kanallar arası çökeller koyu gri, kızıl ve açık kahve renkli kumtaşları, silttaşları ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Düzlemsel paralel ve ondülasyonlu tabakalanmaya ve katmanlanmaya sahip bu çökellerde sedimanter yapıları tırmanma ripılları ve normal derecelenme oluşturmaktadır (Şek. 2, 4A).

Yorum: Dağıtıcı kanal çökelleri ile ilişkili olan kızıl-kahve renkli kumtaşları ve çamurtaşları ağız barlarını, set üstü ve taşkın düzlüğü çökellerini oluşturmaktadırlar.

Bu çökeller dağıtıcı kanaldan ayrılan akarsu taşkını süreçleri ile taşınarak çökeltilmişlerdir. Yüksek oranda asıltı yükü/yatak yükü taşınması sırasında asıltıdan itibaren hızlı çökeli mi yansıtan tırmanma ripılları, akarsu-göl etkileşimindeki delta çökellerinde (Jopling ve Walker, 1968) ve Mississippi deltası sualtı ve su üstü akarsu setlerinde tanımlanmıştır (Coleman ve Gagliano, 1965).

Delta ön takım çökelleri

Tanım: Havzaya doğru eğimli (12-27) tabakalardan oluşan delta öntakım çökelleri yukarı doğru kalınlaşan ve kabalaşan istifler oluştururlar (Şek. 2, 4A-C). Değişik kalınlıklarda (2.5-13 m) gözlenen ve havza yönünde kalınlaşan bu çökeller, egemen olarak çakıltaşı ve seyrek oranda kumtaşı kaya türlerinden oluşur (Şek. 2, 4B).

Çakıltaşlarını oluşturan yarı yuvarlak-yuvarlak taneler çakılçık-iri çakıl boy lu olup; yassı, küresel ve disk şekillidirler (Şek. 2, 4B). Matriks ve tane destekli bir dokuya sahip olan çakıltaşlarında taneler arası boşluk ufak kum-çakılçık boyu malzeme ile doldurulur. Matriks destekli ve masif çakıltaşlarında genel olarak orta-kötü derecede boylanma görülürken; tane destekli, katmanlı ya da dereceli çakıltaşları orta-iyi derecede boylanmaya sahiptir.

Tabaka kalınlıkları çoğunlukla 15-35 cm (maksimum 95 cm) arasında gözlenir. Genel olarak düzlemsel paralel tabaka sınırlarına sahip olan çakıltaşları içsel olarak masif, kabaca katmanlı, düzlemsel paralel katmanlı, normal ya da ters dereceli olarak gözlenir (Şek. 2, 4A-C). Kabaca katmanlı çakıltaşlarında katmanlanma, tane boyu ve/veya bağlayıcı malzeme farklılığı ile ayrılır. Normal dereceli tabakalar genel olarak erozyonal taban yüzeylere sahiptir.

Delta ön takım çökelleri içinde tanımlanan kumtaşları düzlemsel paralel tabakalı ve çoğunlukla düzlemsel paralel katmanlı olup, tabaka kalınlıkları 3-25 cm arasında değişmektedir (Şek. 2, 4B). Birkaç tabakanın üst yüzeyinde dalga ripilli çapraz laminalanma görülür.

Oluk (chute) ve ard takım (backset) çökelleri

Delta ön takım çökelleri üzerinde değişik kalınlıklarda (25-93 cm), aşınmalı taban yüzeyli pek çok oluk (chute) çökeli görülmektedir. Oluk çökelleri enine kesitlerinde mercek ya da dil şekilli bir geometriye (Şek. 2, 4F), boyuna kesitlerinde ise mercek şekilli bir geometriye sahiptir. Oluk çökelleri başlıca çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşur. Oluk çökellerinin gerisinde ise havza kenarına doğru eğimli ard takım (backset) çökelleri yer alır (Şek. 2, 4D). Orta çok kaba tane boy lu kumtaşından oluşan ard takım çökelleri düzlemsel paralel katmanlıdır. Üst üste gelişmiş farklı oluklara ait ard takım çökelleri birbiri üzerinde amalgamasyonlu olarak yer alır.

Yorum: Delta ön takım çökellerinin oluşumu yüksek ve düşük yoğunluklu türbit akış ile moloz akması gibi kütle akması işlemleri tarafından kontrol edilmiştir.

Aşınmalı taban yüzeyli ve normal derecelenmeli çakıltaşları delta ön takım çökelleri içindeki yüksek yoğunluklu türbit akışı (YYTA) çökellerini (Lowe, 1982) oluşturmaktadır. Kaba çakıldan başlayıp tabaka üstüne doğru ufak çakıla ve zaman zaman düzlemsel paralel katmanlı kumtaşlarına doğru gelişen derecelenme Bouma istifinin Ta ve Tb bölümlerini oluşturur. Bu çökellerin oluşumu delta üst yamacının çökmesi ile ani olarak hareketlenen sedimanların oluştur-

duğu türbit akışlara (Nemec ve diğeri, 1999) ve/veya moloz akmalarının seyrelmesi ve türbit akışlara dönüşmesine bağılı olarak gelişmiştir.

Düzlemsel paralel katmanlı, 5-40 cm tabaka kalınlığına sahip, ufak çakıllı kumtaşları ve ufak çakıllı çakıltaşları, düşük yoğunluklu türbit akış çökellerini oluşturmaktadır. Sürüklenmeli akışlarla oluşan bu çökeller Bouma istifinin Tb bölümünü yansıtır. Bu çökellerin oluşumu bağılı olarak uzun sürekliliği olan ve akış boyunca gücünü sürdüren türbit akıntılara bağlanır ve delta öntakımlarının sürekli çökmesi ya da havzaya akarsu girdisi ile ilişkilidir (Bornhold ve Prior, 1990; Nemec, 1990).

Delta ön takım çökellerini oluşturan aşınmasız ya da çok zayıf aşınmalı taban yüzeyli, matriks (kum matriks) ve tane destekli, a(p) ya da a(p) a(i) uzun tane yönelmeli, masif, derecesiz ya da ters dereceli çakıltaşları kohezyonsuz moloz akması çökelleri (Nemec ve Steel, 1984; Nemec, 1990) olarak yorumlanmıştır. Moloz akması çökellerinde tabaka üst yüzeylerinde normal derecelenmenin bulunmaması bağılı olarak düşük hareketliliğe sahip yavaş moloz akışını ve akıntının üst kesiminde türbülansın gelişmediğini göstermektedir (Hampton, 1972). Moloz akması çökelleri olasılıkla dik yamaçlı delta ön takım çökellerinin, buldukları yerde duraysızlaşması ve yer çekimine bağılı olarak yıkılması sonucu hareketlenmesi ile oluşmuştur. Bu yıkılmalara bağılı olarak delta önlerinde pek çok slump çökeli (Şek. 2, 4E) ve oluklar gelişmiştir.

Oluklar içinde dış bükey üst yüzeyli ve mercek şekilli geometrilere sahip, kütle halinde katılan moloz akması çökelleri ve az da olsa yüksek yoğunluklu türbit akış çökelleri yer almaktadır. Oluk ağzını tıkayan mo-

loz ve türbit akış çökellerinin oluşturduğu set gerisinde karaya doğru eğimli düzlemsel paralel katmanlı çökeller gelişmiştir. Ard takım çökellerinin oluşumu set gerisinde oluşan çukurluk alan dolana ve engel asılana kadar sürmüştür. Düzlemsel paralel katmanlı ard takım çökelleri düşük yoğunluklu türbit akışlar ile taşınmış ve çökeltmiştir. Oluk ve set çökellerinin oluşumu hidrolik sıçrama (hydraulic jump) işlemlerine bağlanmış ve bu süreç Nemec (1990) tarafından tartışılarak açıklanmıştır.

Moloz akması, yüksek ve düşük yoğunluklu türbit akış çökellerinin birlikteliği, Gilbert-tipi deltaların dik sualtı yamaçları (öntakımları) için karakteristiktir (Nemec, 1990; Nemec ve diğeri, 1999). Dik eğime sahip (20°) ön takım çökelleri, akışın gravite kontrollü makaslama kuvvetleriyle sürdürüldüğünü gösterir (Sohn, 2000).

Delta alt takım çökelleri

Delta ön takımlarının teğetsel olarak havza çökellerine geçtiği yerde çökelen alt takım çökelleri başlıca kumtaşı olmak üzere ön takımdan türeyen çakıltaşı ve havzaya ait ince tabakalı çamurtaşlarından oluşur (Şek. 2, 4C). Kumtaşları çoğunlukla çok ufak-orta kum, daha az oranda ise kaba-çok kaba kumlardan oluşur ve seyrek oranda tane boyu 1.5 cm ye kadar varan çakıllar içerir. Tabakalar normal dereceli ve düzlemsel paralel katmanlı olup, tabaka üst yüzeylerinde akıntı ripıllı çapraz laminalar bulunur. Bu çökeller dik delta önlerini geçip havzaya taşınan düşük yoğunluklu türbit akış çökelleri olarak yorumlanmıştır.

Alt takım çökelleri içinde tanımlanan çakıltaşları tane destekli olup, yarı köşeli-yuvarlak, çakılcık-ufak çakıllı tanelerden oluşur. Bu çökeller 10-45 cm tabaka kalınlığında olup mercek şekilli geometrilere sahiptir. Masif, derecelenme göstermeyen ve

uzun çakılların a(p) dizilime sahip olduğu bu çakıltaşları, kohezyonsuz moloz akması çökellerini oluşturmaktadır. Normal derecelenmeye sahip birkaç ince çakıltaşı tabakası ise delta ön takımını ve oluk çökellerini geçip düşük eğimli delta alt takımında taşıdığı malzemeyi hızla çökeltten yüksek yoğunluklu türbitakış çökellerini oluşturmaktadır.

Plaj ve plaj gerisi çökelleri

Tanım: Plaj ve plaj gerisi çökelleri egemen olarak çakılcık-çok iri çakıllı çakıltaşlarından oluşmaktadır (Şek. 2, 5A ve B). İyi yuvarlaklaşmış disk, küre ve yassı şekilli tanelerden oluşan çakıltaşları (7-118 cm) tane destekli bir dokuya sahiptir (Şek. 2, 5A ve B). Ancak çakıllar arası çoğunlukla ufak kum boyu taneler ile doludur. Aşınmalı - aşınmasız, düzlemsel ya da dalgalı tabaka sınırlarına sahip olan çakıltaşları iyi derecede katmanlı olup katmanlanma düzlemsel paralel ya da düşük eğim açılıdır (3°-6°). Katmanlar benzer tane boyuna ve/veya tane şekline sahip olan çakıllardan oluşur. Her bir katman kendi içinde iyi boyolanmaya sahiptir (Şek. 2, 5A).

Fasiyes birliğini oluşturan birkaç çakıltaşı tabakasında disk ve yassı şekilli tanelerden oluşan şekilsel seçilme (shape sorting) gözlenmiştir. Yassı ve disk şekilli tanelerde havzaya doğru (K-KD yönüne) eğimli binik dizilimler görülmektedir (Şek. 5A). Bazı çökellerde altta çok iri taneli kumtaşı ile başlayıp yukarı doğru kabalaşarak çakılcık-ufak çakıllı çakıltaşlarına geçen, yukarı doğru kabalaşan istifler görülür.

Fasiyes birliği içinde tanımlanan kırmızımsı kahve rengine sahip çamurlu silttaşları ve kumlu çamurtaşları masif yapıda olup katmanlanma içermezler (Şek. 2). Bol miktarda iyi yuvarlaklaşmış iri-çok iri

kum ve çakılcık boyu taneler barındıran bu çökeller dokusal terslenmeye sahiptirler. Çakılcıklı çakıltaşları kabaca katmanlı olup yassı ve disk ve şekilli tanelerce zengindir (Şek. 2).

Yorum: Çakıltaşlarının iyi gelişmiş katmanlardan oluşması ve çakılların iyi boylanmış-yuvarlaklaşmış olması, bu çökellerin plaj (beachface) çökelleri olduğunu göstermektedir (Bluck, 1967, 1999; Clifton, 1973; Massari ve Parea, 1988; Postma ve Nemec, 1990). Bu özellik çakılların dalgalar ve fırtınalar tarafından işlenmesi ve yıkanması ile oluşur. Çakılların tane boyu ve şekilsel seçilmesi plajın hem oluşması hem de bozulması sırasında gerçekleşir (Postma ve Nemec, 1990). Dalga ve fırtınalar tarafından kıyıya taşınan tanelerden disk şekilli olanlar kıyı gerisinde kolayca çökelerken; çubuk ve küresel şekilli taneler yuvarlanarak plajın alt kesimine taşınarak kaba çakıllı kumtaşlarını (outer-frame facies Bluck, 1999) oluşturur (Şek. 5B). Çakıllarda görülen havzaya doğru eğime sahip binik dizilim (Şek. 5A) normal hava koşullarında karaya doğru gelişen güçlü akıntıları (swash currents) yansıtmaktadır. Normal hava koşulları süresince taneler kıyıya doğru taşınarak plajın büyümesini ve dikleşmesini sağlarken, fırtına süreçleri taneleri plajdan uzaklaştırıp plaj profilini düzleştirir (Walker ve Plint, 1992). Yukarı doğru kabalaşan plaj çökelleri, gelişen ve ilerleyen plaj istifini yansıtmaktadır (Maejima, 1988; Nemec ve Steel, 1984; Massari ve Parea, 1988; Rasmussen, 2000).

Disk ve yassı şekilli tanelerce zengin olan kabaca katmanlı çakılcıklı çakıltaşları "kıyı sırtı" (berm) çökellerini oluşturur. Zaman zaman fırtına işlemlerine maruz kalan plaj çökelleri, güçlü fırtına dalgaları ile aşındırılıp kara yönünde taşınırlar. Karaya taşı-

nan bu malzemelerden disk ve yassı şekilli olanların daha kolay çökelişi ile "kıyı sırtı" çökelleri oluşur (Postma ve Nemec, 1990; Bluck, 1999). Dokusal terslenmeye sahip kırmızımsı kahve rengine sahip çamurlu silttaşı ve kumlu çamurtaşları da benzer süreçler ile plaj gerisine taşınarak bu ortamda çökelen kaba taneli malzemeler arasından ince taneli malzemelerin elenmesi sonucunda oluşur (Bluck, 1967). Bu çökeller toprak oluşum süreçleri ile tekdüze hale gelmişlerdir. Folk (1968)'a göre iyi yuvarlaklaşmış tanelerin dokusal terslenmeye sahip çökeller oluşturması, iyi boylanmış plaj çökellerinin güçlü fırtına dalgaları ile bozulmasının ürünüdür.

Kıyı yüzü çökelleri

Tanım: Kıyı yüzü çökellerinin hakim litolojisini oluşturan çok ufak-kaba taneli ve iyi derecede boylanmış olan kumtaşları 2-67 cm arasında değişen kalınlıklara sahip olup, yanall yönde devamlıdır (Şek. 2, 5C ve D). Keskin ve zaman zaman aşınmalı taban dokanağa sahip olan tabakaların alt ve üst yüzeyleri genel olarak düzlemsel paralel ve dalgalıdır. Bu fasiyes birliğinin ana sedimenter yapılarını düzlemsel paralel katmanlanma (PPS-planar parallel stratification), dalga ripilli çapraz laminalanma, seyrek oranda görülen tümseksi (hummocky) ve teknesli (swaley) çapraz katmanlanma (HCS-hummocky cross stratification ve SCS-swaley cross stratification) ve yuvarlanan tane ripilları (rolling grain ripples) oluşturmaktadır (Şek. 2. 5C-F). Düzlemsel paralel katmanlanma, yataya paralel ve/veya çok düşük eğim açılı (1-5°) olarak gözlenmekte ve katman setleri çok düşük açı ile birbirlerini keser konumda bulunmaktadır. Dalga ripilları birkaç mm-birkaç cm ripil yüksekliğine sahiptirler. Bu çökeller içinde çoğunlukla tabanda düzlemsel paralel laminalanma ile

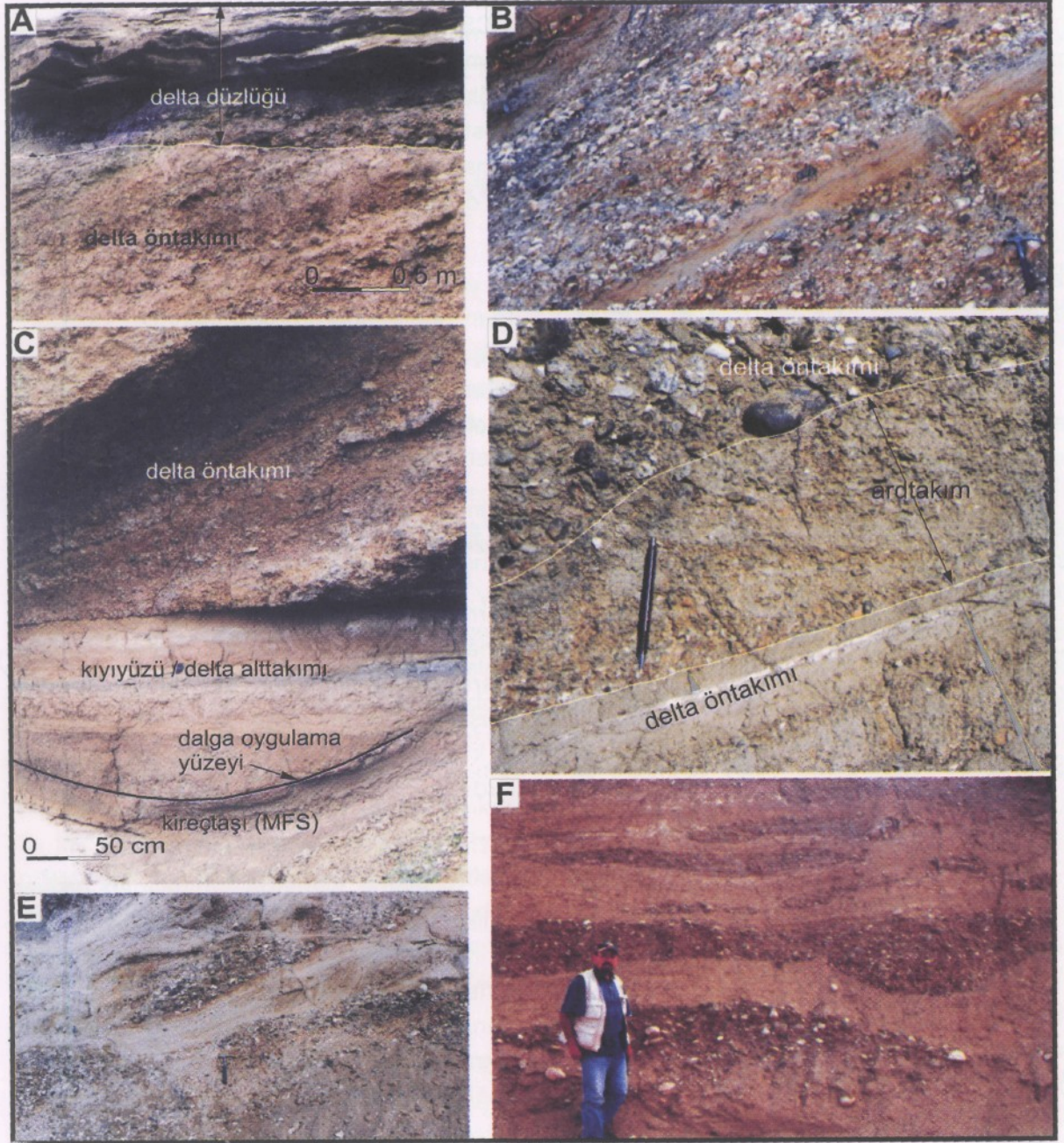
başlayıp ripil çapraz laminalanma ile devam eden ve tane boyu yukarı doğru incelen tek bir . tabaka ya da amalgamasyonlu katmanlanmalar görülmektedir (Şek. 2).

Tümseksi çapraz katmanlı kumtaşları aşınmalı dalgalı veya düzlemsel taban ve üst yüzeylere sahiptir. Kumtaşları içinde biri diğeri içine uygulanan HCS'li katman setleri, amalgamasyonlu HCS'yi oluşturmaktadır. HCS'li birkaç kumtaşı tabakası içinde tabakalanmaya paralel ve tek sıra halinde dizilmiş tane boyu 11 cm'ye ulaşan çakıllar yer almaktadır. Fasiyes birliğini oluşturan bazı kumtaşları düzlemsel paralel, ripil çapraz, HCS ve SCS katmanlanma birlikteliği sunmaktadır.

Kıyı yüzü çökelleri içinde tanımlanan ve seyrek olarak görülen silttaşları da düzlemsel paralel katmanlı ve ripil çapraz laminalı olup 4-37 cm arasında kalınlığa sahiptir.

Kumtaşları ve silttaşlarının yanı sıra kıyı yüzü çökelleri içinde birkaç çakıltaşı tabakası tanımlanmıştır. Çakıltaşı-çok ufak çakıl boyuna sahip olan çakıltaşları ($D_{max} < 3.5$ cm) tane destekli olup, taneler iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmışlardır. Çakıltaşlarının taban yüzeyleri keskin dokanaklı, erozyonel ve dalgalıdır. Tabaka kalınlığı dalgalılığa uygun olarak değişmektedir. Çakıltaşları içinde kabaca düşük eğim açılı çapraz katmanlanmalar görülmektedir.

Tüm bu çökeller genel olarak yukarı doğru kalınlaşan ve tane boyu kabalaşan istifler oluşturmaktadır. İstif içinde yukarı doğru kalınlaşma ve tane boyu kabalaşması ile birlikte tabanda düzlemsel katmanlanma ile başlayıp yukarı doğru HCS, SCS ve dalga ripilllarının gelişimine doğru genel bir eğilim görülür. Her bir paket plaj çökelleri tarafından üzerlenmektedir.



Şek. 4- Gilbert-tipi delta çökellerini oluşturan bölümler ile bu bölümlerde gözlenen yapısal özelliklerin görünümü.

A- Gilbert-tipi delta çökellerinde delta düzlüğü ve delta öntakım çökelleri arasındaki açılal ilişki. Delta düzlüğü çökelleri düzlemsel katmanlı kanal çakıltaşlarından ve tırmanma ripilli kumtaşlarından oluşur.

B- Moloz akması çökellerinden ve türbiditik kumtaşlarından oluşan delta ön takım çökelleri.

C- Delta ön takım ve alt takım çökellerinin ilişkisi. Düzlemsel ön takım çökelleri teğetsel olarak alt takım çökellerine geçiyor. Alt takım çökelleri dalga uygulama yüzeyi oluşturarak maksimum sellenme yüzeyini oluşturan kireçtaşları üzerinde yer alıyor.

D- Ufak çakıllı ard takım çökelleri delta öntakım çökelleri üzerinde yer alıyor. Ard takım çökelleri moloz akması ürünü çakıltaşlarınca örtülüyor. Kalem 15 cm

E- Delta öntakımında gözlenen slump çökelleri.

F- Delta öntakım çökellerinin doğrultuya paralel kesitinde görülen moloz akması ürünü oluk dolgusu çakıltaşları ile bu çökeller arasında yer alan çakıllı kumtaşları.

Yorum: Düzlemsel paralel katmanlanma, amalgamasyonlu HCS, SCS ve dalga ripilli çapraz laminalanma içeren kumtaşları normal dalga tabanı üzerindeki sığ su ortamında çökemişlerdir. Bu ortamda normal hava koşullarında gelişen çökelim zaman zaman gelişen fırtına süreçlerinden etkilenmiş olup, fırtına sırasında yüksek enerji koşullarında oluşan sedimanter yapılar gelişmiştir.

Tümseksi ve teknesi çapraz ve düzlemsel paralel katmanlıkumtaşlarınınbirlikteği, bu fasiyes birliğinin sediman yüklü, yüksek enerjili akıntılarca çökertildiğini göstermektedir (Dott ve Bourgeois, 1982; Brenchley, 1985). Bu akıntılar yüksek enerjili salınımlı akıntılar (oscillatory current) ve tek yönlü akıntılar (unidirectional currents) değişen etkileşimi sonucu gerçekleşir. Bu tip hidrodinamik koşullar kıyıyüzü üzerinde fırtına olayları sonucu gerçekleşir (Dott ve Bourgeois, 1982; Allen, 1985; Nottvedt ve Kreisa, 1987; Morton, 1988; Duke ve diğerleri, 1991). Çamurtaşı aratabakaları içermeyen amalgamasyonlu fırtına çökellerinin varlığı ve dalga ripillerinin sıklığı, sediman çökelinin normal dalga tabanı üzerinde sığ, çok çalkantılı ve kıyı çizgisine yakın bir ortamda gerçekleştiğini göstermektedir (Walker ve Plint, 1992; Ainsworth ve Crowley, 1994). Bu ortamda çamur çökeli ve korunumu güçtür.

Pek çok örnekte SCS'li kumtaşları, HCS'li kumtaşları üzerinde yer alır. SCS, fırtına dalgaları vasıtasıyla HCS'nin olduğu su derinliğinden daha sığ bir su derinliğinde ve normal dalga tabanı üzerinde oluşur (Leckie ve Walker, 1982). Ölçülen istiflerde tabaka kalınlığı ve tane boyunun yukarı doğru artması, kabalaşması ve beraberinde sedimanter yapısal gelişimin PPS den

HCS, SCS ve dalga ripillerine geçmesi, zaman içinde su derinliğinin yukarı doğru sığlaşmasını ve kıyıyüzünün ilerlemesini göstermektedir. (Dam ve Surlyk, 1993; Ainsworth ve Crowley, 1994; Johannessen ve diğerleri, 1995; Seidler ve Steel, 2001).

Kumtaşı istifi içinde az oranda görülen iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış çakıltaşları muhtemelen fırtına olayları sırasında plaj çökellerinin aşındırılıp şiddeti artan "rip" akıntılarıyla kıyı yüzü alanlarına taşınmasıyla oluşmuştur.

Kıyı yüzü çökellerinin iyi derecede boylanmış kumtaşları içinde tek sıra halinde gözlenen iyi yuvarlaklaşmış, küresel çakıl ve kaba çakıllar Bluck (1999) tarafından normal tane boyutunun çok üzerinde büyük taneler anlamında "outer frame" taneler olarak adlandırılmıştır. Bu taneler küresel oluşları sebebiyle dalga ve fırtına akıntılarıyla kolayca üst kıyı yüzü ortamına taşınmışlardır.

İSTİF STRATİGRAFİSİ

İnceleme alanında tanımlanan fasiyes birlikleri yanal yönde birbirlerine geçiş gösterirler ve düşey istif içinde pek çok kez tekrarlanırlar. Çökelleme sürecindeki regresif ve transgresif gelişimleri yansıtan bu geçiş ve tekrarlanmalar yüksek çözömlü göl düzeyi değişimlerinin belirlenmesine olanak sağlar. Bu amaçla havza kenarı çökel paketi "istif stratigrafisi" açısından (Posamentier ve diğerleri, 1988; Van Wagoner ve diğerleri, 1988) incelenerek dört adet istif tanımlanmıştır. Uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlanan istifler "düşük su düzeyi", "transgresif" ve "yüksek su düzeyi" sistem birimlerinden oluşmaktadır. Sistem birimlerinin ayrımı "transgresif aşındırma yüzeyleri" (ravine-ment surface) ve "maksimum sellenme yü-

zeyleri" ile; sistem birimlerini oluşturan alt istiflerin ayrımı ise "sellenme" yüzeyleri kullanılarak yapılmıştır.

HAVZA GÜNEY KENARINDA TANIMLANAN İSTİFLER VE SİSTEM BİRİMLERİ

1. İstif (S1)

İstif sınırı ve düşük su düzeyi sistem birimi (LST).- Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları üzerinde uyumsuz olarak yer alan akarsu etkin alüvyon yelpazesi çökelleri "düşük su düzeyi sistem birimini" oluşturmaktadır (Şek. 2, 6). Bu sistem birimi, kaba taneli kazınma vadisi dolguları ve ilerleyen ya da yığılan parasekans istiflenme şekilleriyle tanımlanır (Posamentier ve Vail, 1988; Van Wagoner ve diğerleri, 1988; Helland-Hansen ve Gjølberg, 1994). Alüvyon yelpazesi çökelleri ve temel kayalar arasındaki, keskin taban dokanaklı, aşınmalı uyumsuzluk yüzeyi 1. sekansın alt sınırını oluşturmaktadır. Alüvyon yelpazesi çökeli akarsu kazınmasının sona ermesine bağlı olarak gelişmiştir. Kaide seviyesinin yavaş yükselime bağlı olarak akarsu aşındırması durmakta ve akarsu içinde taşınan kaba taneli sedimanlar kazınma vadileri içinde çökelmektedirler (Posamentier ve Vail, 1988).

Transgresif sistem birimi (TST).- Düşük su düzeyi sistem birimine ait alüvyon yelpazesi çökelinin üzerinde beş adet Gilbert-tipi delta çökeli tanımlanmıştır. En üst delta çökelinin üzerinde ise, transgresif gecikme çökeli ile başlayan kıyı yüzü ve plaj çökelleri yer almaktadır (Şek. 2, 6). Yukarı doğru sığlaşan ve gölsel sellenme yüzeyleri ile sınırlanan her bir delta ve kıyı yüzü-plaj çökeli, istif içinde tanımlanan altistifleri oluşturmaktadır. Bu altistifler, ani transgresyonlar ile ardalanan normal regresif gelişimleri yansıtmaktadır. Ancak tüm altistifler

alttan üste doğru bir bütün olarak karaya doğru gerileyen istiflenme şekli oluştururlar. Göl su düzeyinin yükselmesine bağlı kıyı çizgisinin kara yönünde yer değiştirmesi sonucu gelişen bu çökel paketi transgresif sistem birimini oluşturmaktadır. Transgresif gecikme çökellerinin üzerinde ve kıyı yüzü çökellerinin tabanında yer alan çamurtaşları ve ufak taneli kumtaşları (Şek. 2, 6) maksimum sellenme yüzeyini oluşturmaktadır.

2. İstif (S2)

İstif sınırı ve düşük su düzeyi sistem birimi (LST).- İstif sınırını oluşturan uyumsuzluk yüzeyinin üzerinde yer alan akarsu etkin alüvyon yelpazesi çökelleri düşük su düzeyi sistem birimini oluşturmaktadır (Şek. 2, 6). Birinci istife ait kıyı yüzü ve Gilbert tipi delta çökelleri üzerinde erozyon ile tanımlanan bu uyumsuzluk yüzeyi, göl su düzeyinin ani olarak düşmesine bağlı olarak gelişen "zorunlu regresyonu" yansıtır. Zorunlu regresyon ile kıyı çizgisi havza yönünde yer değiştirerek eski çökelme alanları ve bu dönemde çökelen sedimanlar yüzeylenmiş ve bunun sonucu olarak ise birinci sekansın transgresif kıyı yüzü ve Gilbert-tipi delta çökellerinin bir kısmı aşındırılmıştır. Düşük su düzeyi döneminde, göl su seviyesindeki bağlı yükselime bağlı olarak su dışı alanlarda önce akarsu erozyonu sona ermiştir. Bunu takip eden dönemde kazınma vadileri ile birlikte diğer su dışı alanlarda akarsu etkin alüvyon yelpazesi çökelmiştir (Şek. 2, 6).

Transgresif sistem birimi ve kondanse istif (TST).- Alüvyon yelpazesinin üzerinde yer alan kıyı yüzü ve plaj çökelleri, gölsel sellenme yüzeyleri ile sınırlanan sekiz adet altistif oluşturur (Şek. 6). Sellenme yüzeyi üzerinde kıyı yüzü ile başlayıp yukarı doğru plaj çökellerine geçen her bir altistif, havza-

ya doğru kıyı yüzü ve plaj ilerlemesini (normal regresyon) yansıtır. Bu altistifler, istif içerisinde altta plaj gerisine ait çökeller ile başlayıp üste doğru kıyı yüzü fasiyesine geçen ve havza derinleşmesini yansıtan ve karaya doğru gerileyen altistif takımını oluşturur (Şek. 2, 6). Gerileyen altistif takımı ve yukarı doğru derinleşen çökel paketi, transgresif sistem birimi olarak yorumlanmıştır (Şek. 2, 6). Transgresif sistem birimi, düşük su düzeyi şartlarını yansıtan alüvyon yelpazesi çökelleri üzerinde dalga aşındırma yüzeyi (wave ravinement surface) olarak yorumlanan transgresif gecikme çökelleri ile başlar. Transgresif sistem biriminin üst seviyelerine doğru ince taneli malzeme çökelinin hakim olması ve en üst seviyede gözlenen kireçtaşı bandı (Şek. 2, 6), maksimum sellenme dönemini yansıtır ve bu kireçtaşı maksimum sellenme yüzeyini oluşturur. Göl su düzeyinin en yüksek seviyeye ulaşmasına bağlı olarak gelişen maksimum transgresyon, kırıntılı malzeme çökelinin kıyıya yakın alanlarda sınırlamış ve normal dalga tabanı altında yarı-pelajik, pelajik çökelim (Changsong ve sitian, 1991) ile birlikte kondanse istif çökelmeye başlamıştır (Loutit ve diğerleri, 1988).

Delta çökelinin ikinci istif içinde gelişmemiş olması, besleyici sistemin geçici olarak yanıl yönde yer değiştirmesine bağlanmaktadır. Çünkü üçüncü ve dördüncü sekanslar içinde yeniden havza içine doğru ilerleyen delta sistemleri gelişmiştir.

3. İstif (S3)

istif sınırı ve düşük su düzeyi sistem birimi (LST).- Üçüncü istifin tabanında yer alan alüvyon yelpazesi çökelleri, aşınmalı keskin dokanaklı bir uyumsuzluk yüzeyi ile 2 istifin transgresif sistem birimini oluşturan

kıyı yüzü ve plaj çökellerini örter (Şek. 2, 6). Ancak uyumsuzluk yüzeyi boyunca derin kazınma vadileri görülmez. İstif sınırını havza kenarında uyumsuzluk yüzeyi, havza içine doğru ise bu uyumsuzluğun eşlenik uyumlu yüzeyi oluşturur. Bu sınır, ikinci sekansın maksimum sellenme yüzeyini oluşturan kireçtaşı üzerinde yer alır (Şek. 2, 6). Uyumsuzluk yüzeyi üzerinde yer alan alüvyon yelpazesi çökelleri düşük su düzeyi sistem birimini oluşturur. Kaba taneli yakın-sak çökellerin, iraksak çökeller üzerinde keskin dokanaklı olarak bulunması zorunlu regresyonun en belirgin özelliği olarak tanımlanır (Posamentier ve diğerleri, 1992). Göl su seviyesinin düşmesi sonucu gelişen zorunlu regresyon ile birlikte kıyı çizgisinin havza yönünde yer değiştirmesi, kıyı yüzü ve plaj çökellerinden oluşan havza birimlerinin yüzeylenmesine neden olmuştur. Böylece eski çökelleme alanları akarsuyun sediman taşıma ve aşındırma alanları haline gelmiştir. Zorunlu regresyon sonrası göl su düzeyinin yavaş yükselimi ile birlikte akarsu aşındırması sonlanıp alüvyon yelpazesi gelişimi başlamıştır. Tüm bu süreçlerin doğal sonucu olarak alüvyon yelpazesi çökelleri havzaya ait kıyı yüzü ve plaj çökellerinin üzerinde yer almıştır (Şek. 2, 6).

Transgresif sistem birimi ve kondanse istif (TST).- Alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan düşük su düzeyi sistem birimi, Gilbert-tipi delta çökelleri ile örtülür. Yukarıya doğru kalınlaşan ve kabalaşan bir altistif oluşturan delta çökeli normal regresif gelişime bağlı kıyı ilerlemesini yansıtır. Alüvyon yelpazesi ve delta çökelleri arasındaki transgresif gecikme çökelleri (Şek. 2, 6) dalga aşındırma yüzeyini oluşturur. Delta düzlüğü çökellerinin üzerinde kıyıyüzüne ait kireçtaşları yer alır. Havzaya taşınan sediman miktarındaki azalmaya bağlı olarak gelişen ve kondanse istif oluşturan kireçtaşı, maksimum sellenme yüzeyi olarak yorum-

lanmıştır. Dalga aşındırma yüzeyi ve maksimum sellenme yüzeyi arasındaki çökelti paketi, transgresif sistem birimini oluşturmaktadır.

4. İstif (S4)

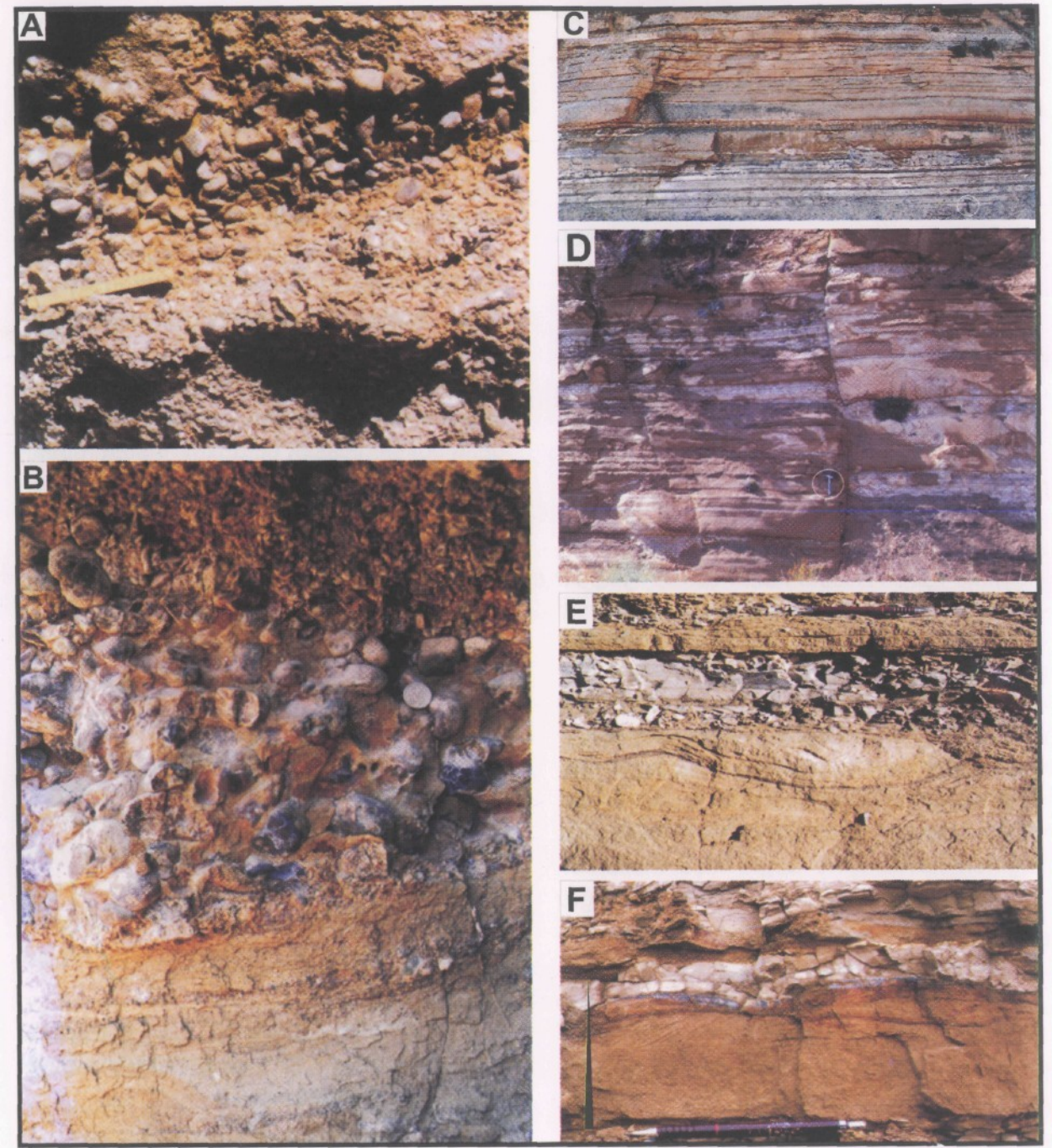
İstif sınırı ve düşük su düzeyi sistem birimi (LST).- Üçüncü istifin maksimum sellenme yüzeyini oluşturan kireçtaşı üzerinde, keskin taban dokanıklı ve uyumsuz olarak yer alan alüvyon yelpazesi çökeli, dördüncü istifin düşük su düzeyi sistem birimini oluşturur (Şek. 2, 6). Bu sistem biriminin, alttaki kıyı yüzü ve delta çökelleri üzerindeki aşınmalı taban yüzeyi göl su seviyesindeki düşmeyi ve zorunlu regresyonu yansıtır. Göl su düzeyinin ani olarak düşmesi sonucu delta ve kıyı yüzü çökelleri yüzeylenmiş ve bu çökellerin bir kısmı aşındırılmıştır. Göl su düzeyindeki yeniden yükselmeye bağlı olarak akarsu aşındırması sona erip, kazınma vadileri içinde alüvyon yelpazesi çökelmeye başlamıştır. Düşük su düzeyi kamasını oluşturan alüvyon yelpazesi çökeli, havza kenarında kalın olmasına rağmen havza içine doğru kısa mesafede kamalanmaktadır. Bu durum havzaya doğru kıyı yüzü çökelleri içinde derin kazınma vadilerinin (incised valley) oluşması ile açıklanabilir (Wasson, 1977). Böylece göl su düzeyinin yükselmeye başlaması ile ilk olarak kazınma vadileri dolmaya başlamış, daha sonra ise alüvyon yelpazesi havzaya doğru gelişimini sürdürmüştür. Ancak göl düzeyinin yükselmeye devam etmesi ile alüvyon yelpazesi havza içine doğru daha fazla ilerleyemeden kamalanmıştır.

Yüksek su düzeyi sistem birimi (HST) - Alüvyon yelpazesi çökellerinin üzerinde yer alan ve dalga işlemesine bağlı oluşan transgresif gecikme çökelleri, dalga aşın-

dırma yüzeyini oluşturur. Bu yüzey üzerinde 10 cm kalınlıkta dalga işlemeli kumtaşı tabakası ve onunda üzerinde 83 cm kalınlıkta kireçtaşı tabakası yer alır. Göl su seviyesinin yükselmesine bağlı olarak havzaya taşınan kırıntılı malzeme miktarının azalması sonucu çökelen bu kireçtaşı, kondanse istifi ve maksimum sellenme yüzeyini oluşturur. Su düzeyinin ani yükselimi sonucu istif içinde transgresif sistem birimi gelişmeden göl maksimum sellenme düzeyine erişmiştir. Maksimum sellenme yüzeyi üzerinde yer alan ve havzaya doğru ilerleyen Gilbert-tipi delta çökeli, yüksek su düzeyi sistem birimini oluşturur. Havza kenarında alüvyon yelpazesi çökelleri üzerinde aşmalı (onlap) olarak bulunan bu sistem birimi, havza yönünde kalınlaşarak kıyı yüzü çökelleri üzerinde aşağı aşmalı (downlap) olarak yer alır (Şek. 2, 6). Yeni bir zorunlu regresyon ile yüzeylenen delta istifinin delta düzlüğü ve ön takım çökellerinin bir kısmı aşındırılmıştır. Bu aşınma yüzeyi, yüksek su düzeyi sistem biriminin ve dördüncü istifin üst sınırını oluşturur. İstif sınırı üzerinde havza kenarında alüvyon yelpazesi gelişmiştir. Denizel transgresyon sonucu delta, alüvyon yelpazesi çökelleri ve temel kayalar üzerinde Mut formasyonunun kireçtaşları çökelmiştir.

GÖL DÜZEYİ DEĞİŞİMİ VE SEDİMAN MİKTARININ FASİYES GELİŞİMİ ÜZERİNDEKİ KONTROLÜ

Havza içinde tanımlanan alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidirler. Bu fasiyes birlikleri düşey istif içinde pek çok kez tekrarlanırlar. İstifi oluşturan fasiyes birliklerinde gözlenen yanal ve düşey değişimler ve tekrarlanmalar, havzanın dolgulanma sürecinde, değişen su sev-



Şek. 5- Plaj ve kıyı yüzü çökellerini oluşturan kayaçların sedimanter yapısal ve dokusal özellikleri.

- A- İyi boylanmış çakılcık, ufak-kaba çakıllı çakıltaşı katmanlarından oluşan plaj çökelleri. Ölçek 20 cm.
- B- Dalga işlemeli, paralel katmanlı kaba taneli kumtaşları küresel çakıllarca zengin kumtaşları (outer-frame facies) tarafından üzerlenir. Bu çökellerin üzerinde paralel katmanlı, iyi boylanmış ufak çakıllı çakıltaşlarından oluşan plaj çökelleri yer alır.
- C- Kıyı yüzü çökellerini oluşturan ince tabakalı, ufak-orta kum boylu, paralel katmanlı kumtaşları ve ince katmanlı silttaşları.
- D- Kıyı yüzü çökellerini oluşturan ufak-kaba taneli genelde kalın tabakalı kumtaşları.
- E- Düzlemsel paralel katmanlı ve birleşik akıntı ripilli kumtaşları ve silttaşları. Kalem boyu: 15 cm.
- F- Düzlemsel paralel katmanlı ve ripil çapraz katmanlı kumtaşları ve silttaşları. Kalem boyu: 15 cm.

yelerine karşılık gelişen çökeltme süreçlerini ve sistemlerini yansıtır.

Posamentier ve Vail, (1988)'e göre istif içindeki katman şekli ve fasiyes dağılımı, çökeltme alanının büyüklüğü ve zaman içinde çökeltme alanındaki değişim miktarı tarafından kontrol edilir. Çökeltme alanının büyüklüğü ve bu alanın değişimi ise, regresyon, transgresyon ve sediman getirimi tarafından belirlenir. Su düzeyinin sabit kalması ya da yükselmesi sırasında gelişen normal regresyon ve su düzeyinin düşmesi sonucu gelişen zorunlu regresyon ile kıyı çizgisi havza yönünde yer değiştirir (Posamentier ve diğerleri, 1992).

Havza kenarı çökelt paketi içinde tanımlanan istifler, çökeltme evrimi boyunca görülen ve göl düzeyi değişimlerine bağlı olarak gelişen paleocoğrafik değişimleri yansıtmaktadır (İlgar, 2002; İlgar ve Nemec, 2005). İstif sınırlarını oluşturan uyumsuzluk yüzeyleri, zorunlu regresyon yüzeylerini işaret etmektedir (Şek. 6). Bu yüzeyler göl su düzeyinin düşmesine bağlı olarak gelişmiştir. Göl su düzeyinin düşmesi sonucu havza konfigürasyonu değişmiş, bu değişim su dışı erozyon ve su altı çökeltme alanlarının yeniden kurulmasına yol açmıştır. Göl su düzeyinin düşmesi ile kıyı çizgisi havza yönünde yer değiştirmiş, bir önceki dönemde çökeltlen sedimanlar yüzeylenmiş ve erozyona açık hale gelmiştir. Bunun sonucu olarak 1. ve 3. sekansın transgresif kıyı yüzü ve Gilbert-tipi delta çökeltlerinin bir kısmı aşındırılmıştır. Benzer şekilde 2. sekansın plaj ve kıyı yüzü çökeltlerinin bir bölümü ile 4. sekansın delta düzlüğü ve ön takım çökeltleri kısmen aşındırılmıştır (Şek. 6). Göl düzeyinin bağıl olarak yeniden yükselmeye başlaması ile su dışı alanlarda önce akarsu erozyonu sona ermiştir. Bunu takip eden

dönemde, kazılmış vadiler ile birlikte diğer su dışı alanlarda akarsu etkin alüvyon yelpazesi çökeltleri gelişmiştir. Böylece, düşük su düzeyi sistem birimini oluşturan alüvyon yelpazesi çökeltleri, erozyonal taban yüzeyli ve keskin dokanıklı olarak plaj, kıyı yüzü ve delta çökeltleri üzerinde gelişmiştir (Şek. 6).

Göl su düzeyinin düşmesine bağlı olarak su dışına yükselen alanlarda aşınma sonucu kazılmış vadiler gelişirken, su altında ise normal ve fırtına dalga tabanlarının alçalmasına bağlı olarak çökeltme ortamındaki enerji koşulları değişmiştir. Böylece nispeten sakin çökeltme alanlarında, artan enerji ile birlikte su altı aşınmaları gerçekleşmiştir. Su altı aşındırmasının gelişmediği durumlarda ise istif sınırı boyunca havza içinde çökeltlen yakınsak fasiyesler nispeten ıraksak fasiyesler üzerinde keskin dokanıklı olarak yer almışlardır. Havzanın kuzey kenarında istif sınırı boyunca üst kıyı yüzü çökeltlerinin, kıyı ilerisi-geçiş ortamı çökeltleri üzerinde keskin dokanıklı ve zaman zaman erozyonal taban yüzeyli olarak yer aldığı görülür (İlgar, 2002; İlgar ve Nemec, 2005). Pek çok çalışmada tanımlanan (Eyles ve Clark, 1986; McCrory ve Walker, 1986; Rosenthal ve Walker, 1987) benzer fasiyes özellikleri, Plint (1988) tarafından düşük su düzeyi sistem birimi olarak yorumlanmıştır.

Göl düzeyinin düşmesi ve zorunlu regresyona bağlı olarak sediman çökeltme alanı ve hacmi azalırken; su düzeyinin yükselmeye başlaması ile göl yüzey alanı ve sediman çökeltme alanı ve hacmi artmış ve havza derinleşmeye başlamıştır. Transgresyona bağlı olarak düşük su düzeyi sistem birimini oluşturan alüvyon yelpazesi çökeltleri üzerinde dalga aşındırma yüzeyi (wave ravinement surface) gelişmiştir (Şek. 2, 6). Bunun sonucunda alüvyon çökeltleri işlen-

miş ve transgresif gecikme çökelleri oluşmuştur. Göl su düzeyinin yükselmeye devam etmesi ile kıyı kuşağını oluşturan fasiyesler kara yönünde yer değiştirmiştir. Böylece transgresif sistem birimine ait çökeller, düşük su düzeyi sistem birimi ve istif sınırı üzerinde aşmalı olarak yer almışlardır (Şek. 6).

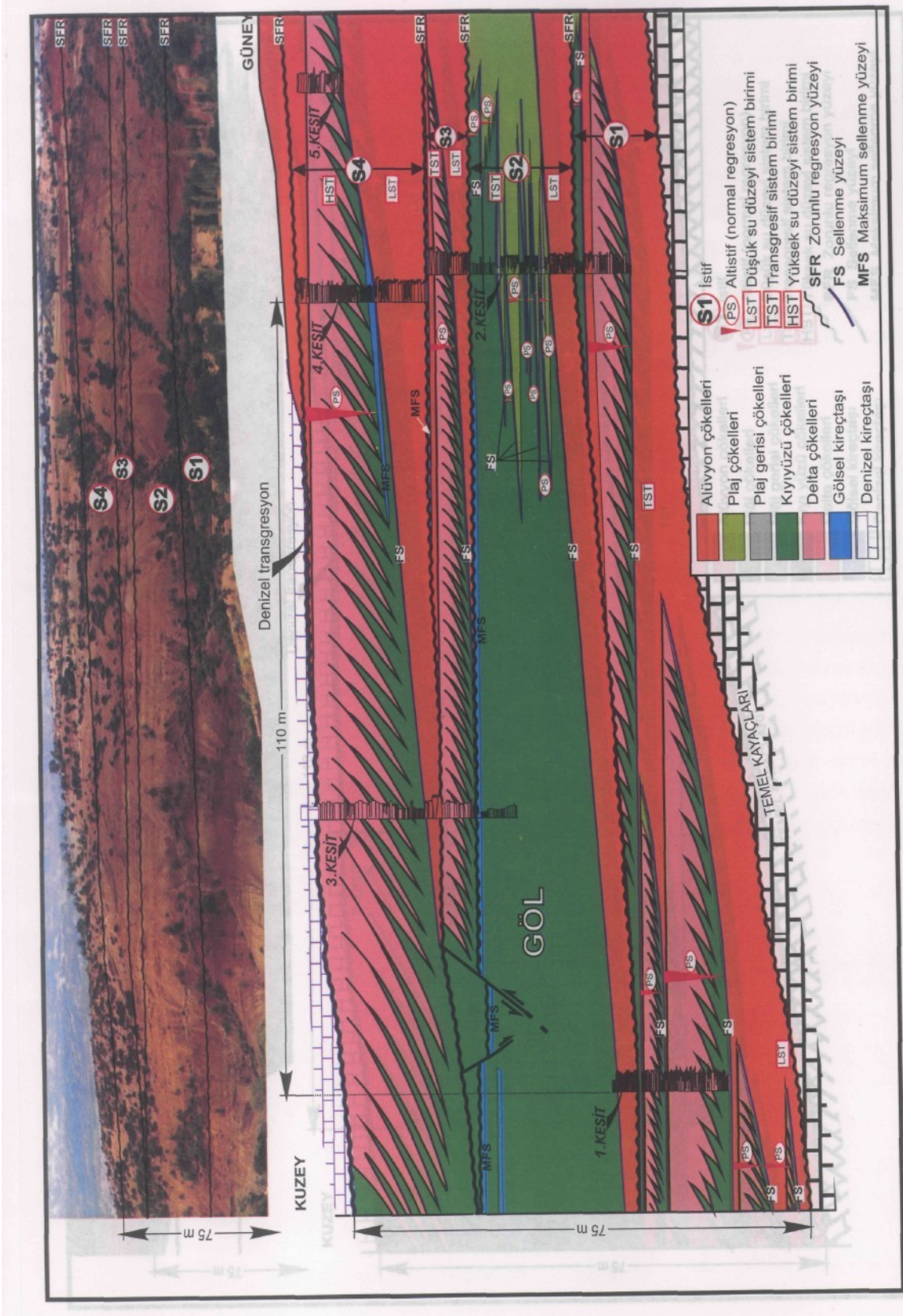
Göl düzeyinin ani ya da aralıklı olarak yükselmesinin çökeltme sistemleri üzerindeki etkisi farklı olmuştur. Su düzeyinin aralıklı yükselmesine bağlı olarak, her yeni göl düzeyinde havzaya doğru ilerleyen altistifler gelişmiştir. Bu altistifler bir bütün olarak, 1. 2. ve 3. istiflerde görüldüğü gibi gerileyen istiflenme şekli oluşturmuştur (Şek. 6).

Göl su düzeyinin ani olarak yükselmesi ise, havza içinde gerileyen istiflenme şekli oluşmadan göl transgresyonunun maksimum sellenme düzeyine erişmesine neden olmuştur (Şek. 6). Böylece, düşük su düzeyi sistem birimi üzerinde maksimum sellenme yüzeyi ile birlikte doğrudan yüksek su düzeyi sistem birimi gelişmiştir. Transgresyonun maksimum düzeye erişmesi ile kırıntılı malzeme çökeli mi kıyıya yakın alanlarda gerçekleşmiş, havza kesiminde ise pelajik çökeltme bağı olarak kireçtaşı çökeltmiştir (Şek. 6). Kireçtaşı çökeli mi kondanse istifi ve maksimum sellenme dönemini yansıtmaktadır (Loutit ve diğerleri, 1988).

Göl su düzeyinin yükselmesi ve havza derinleşmesi, beraberinde fasiyes değişimine neden olmuştur. Böylece istif içinde altta transgresif gecikme çökellerinden, üstte maksimum sellenme yüzeyine doğru nispeten sığ su fasiyeslerinden daha derin fasiyeslere geçiş gözlenmiştir (Şek. 2, 6).

Havza kenarındaki fasiyes tipleri ve dağılımları, göl düzeyi değişimlerinin yanı sıra havzaya taşınan sediman miktarı tarafından da kontrol edilmiştir. Göl düzeyi değişimleri çökeltme havzasının büyüklüğünü etkilerken, burada oluşan sedimanter fasiyesin dağılımı ve türü havzaya giren sediman miktarıyla kontrol edilmiştir (Hovius ve Leeder, 1998). Havzaya taşınan sediman miktarı ve çökeltme alanı arasındaki oran ise çökellerin istiflenme şeklini (ilerleyen, gerileyen, yığılan) (Postma, 1995) ve istif tiplerinin oluşumunu belirler (Changsong ve diğerleri, 2001). 1. 2. ve 3. istifin transgresif sistem birimleri içinde tanımlanan altistifler normal regresif kıyı ilerlemelerini, bu altistiflerin gerileyen istiflenme şekli oluşturması ise göl düzeyi yükselmelerini işaret eder.

Steel ve diğerleri, (2000) ile Seidler ve Steel (2001)'e göre transgresyon döneminde görülen normal regresif gelişimler yüksek oranda sediman getirimini yansıtır. Buna bağlı olarak 1. ve 3. istiflerin transgresyon döneminde havzaya doğrudan sediman getirimine bağlı olarak Gilbert-tipi deltalar gelişmiştir (Şek. 6). Sediman getiriminin sadece kıyı boyu akıntılara bağlı olduğu 2. istifin transgresyon döneminde ise kıyı yüzü ve plaj çökelleri oluşmuştur (Şek. 6). Bu durum sediman getiriminin, çökeltmenin istifinin fasiyes gelişimi ve geometrisi üzerindeki kontrolünü yansıtmaktadır. Göl su düzeyinin nispeten duraylı olduğu 4. istif döneminde ise havza maksimum alansal genişliğe ve derinliğe erişmiş olmasına rağmen sediman getiriminin yüksek oluşuna bağlı olarak maksimum normal regresif kıyı ilerlemesi gelişmiştir (Şek. 6).



Şek. 6- Havza güney kenarında, sedimentolojik kesitlerin ölçüldüğü mostranın fotoğraf görünümü. Bu mostrada ölçülen sedim antolojik kesitlerde, fasiye biriklerinebağlı olarak oluşturulan korelasyon paneli ile bu panelde belirlenen istiflerin ve sistem birimlerinin dağılımı. Sedimentolojik kesitler şekil 2'de detaylı olarak gösterilmiştir.

TEKTONİZMA VE İKLİM KONTROLLÜ GÖL DÜZEYİ OYNAMALARI VE SEDİMAN GETİRİMİ

İstif içindeki katman şekli ve fasiyes dağılımını belirleyen çökme alanının büyüklüğü ve bu alanın zaman içindeki değişim miktarı, gösel alanlarda tektonizma, iklim ve havzaya taşınan sediman miktarı tarafından belirlenir. Dolayısıyla çökme sistemleri içinde cereyan eden sedimenter işlemlerin yanı sıra, tektonizma ve iklim, havza kenarı çökme sistemlerinin sedimentolojik ve istif stratigrafik gelişimini kontrol eder.

Tektonizma, havza içindeki çökme ya da yükselmeyi kontrol ederek su seviyesi ve çökme alanının (accommodation space) değişimine, artmasına ya da azalmasına neden olmuştur. Sınırlı su miktarına ve bağlı olarak sığ derinliklere sahip olan gösel çökme alanları havza tabanındaki değişimlere son derece duyarlıdır (İlgar ve Nemec, 2005). Dolayısıyla, havzadaki tektonizmaya bağlı değişim, kıyı kuşağı çökme sistemlerinde hızlı regresif ve transgresif gelişimlere neden olur. Sonuç olarak tektonizma, çökel dolgusunun istif stratigrafik gelişimini kontrol eder.

Ermenek havzasında çökme ile eş zamanlı gelişen tektonik özellikler; a) Havza güney kenarındaki eğim atımlı normal büyüme fayları, b) havza kuzey kenarından havza ortası ve güneydoğusuna doğru uzanan doğrultu atımlı sol yönlü deformasyon ve c) havza ortasında büyüme kıvrımının gelişimidir (Şek. 1). Büyüme fayları, havza çökellerinde havza kenarına doğru gelişmiş tittleşme ve büyük ölçekli slump yapıları geliştirmiştir. Doğrultu atımlı deformasyon ise havza içi yükselimi oluşturmuştur.

Su düzeyi düşmesine bağlı olarak gelişen zorunlu regresyon ve sonrasında çökelen kalın akarsu-etkin alüvyon yelpazesi istifi, regresyonun iklim değişiminden ziyade tektonik tittlemeye bağlı olarak geliştiğini göstermektedir. Çünkü iklim değişiminin neden olduğu regresyon su dışı alanlarda alüvyon çökeliminin gerçekleşmemesine ya da az gelişmesine yol açacaktır (İlgar ve Nemec, 2005).

İklim, havzadaki su miktarını ve havza ya taşınan sediman miktarını belirlemiştir. Havza kenarında kalın bir akarsu-etkin alüvyon yelpazesinin ve tabanda kömür çökelinin gelişmiş olması, Erken Miyosen dönemindeki yerel ılıman iklimi göstermektedir. Transgresif sistem birimleri içinde altistifler ile belirlenen normal regresyonlar (Gilbert-tipi delta ve kıyı yüzü ilerlemeleri) havzaya yüksek oranda getirilen sediman miktarını ve iklimsel etkiyi gösterir. Bunun yanı sıra delta ve kıyı ilerlemelerine bağlı olarak birkaç kıyı çizgisi hattının (shoreline trajectory) yatay düzlem yerine eğimli düzlem oluşturması, küçük göl düzeyi değişimlerini ve çökelim sırasındaki olası iklim etkisini yansıtmaktadır.

Tektonizma, havzaya taşınan sediman miktarı ve iklimin, havza dolgulanma evrimi ve fasiyes birliklerinin gelişimi üzerinde doğrudan etkisinin olmasının yanısıra, bu değişkenlerden bir ya da birkaçının birbiri üzerinde olan etkisi de fasiyes ve istif gelişimlerini dolaylı olarak kontrol etmektedir. Tektonizma, havzanın çökme ya da yükselmesine olan doğrudan etkisinin yanı sıra aynı zamanda kaynak alanın yükselip alçalması yolu ile havzaya taşınan sediman miktarını da belirlemektedir. Ayrıca, yelpaze deltalara çakılca zengin malzeme sağlanması ve bu sedimanların havza işlemleri

tarafından zayıf oranda dağıtılması da havza kenarı çökel geometrisini etkilemektedir (Marzo ve Steel, 2000).

Genel olarak yüksek oranda sediman sağlanmasından dolayı 1. 2. ve 3. sekanslar içinde transgresif sistem birimleri kalındır. Fakat havza yönünde ise yüksek su düzeyi sistem birimi (4. istif) kalındır. Geometrideki bu farklılık transgresyon sırasında kıyı çizgisi gerisinde sedimanların çökeliminden kaynaklanır. Fakat regresyon sırasında sedimanlar su dışı alanlar boyunca taşınır ve önemli orandaki sediman havzaya katılır (Marzo ve Steel, 2000).

SONUÇLAR

Bu çalışma ile çökeltme sistemleri içinde cereyan eden sedimanter işlemlerin yanı sıra, tektonizma ve iklim kontrollü olarak su düzeyi değişimleri ve sediman getirim miktarının havza kenarı çökeltme sistemlerinin sedimantolojik ve istif stratigrafik gelişimi üzerinde zaman içindeki etkisi ve kontrolü incelenmiştir. Erken Miyosen yaşlı Yenimahalle formasyonu, Ermenek havzasında çökelen gölsel kırıntılı kayalardan oluşmaktadır. Bu formasyon içinde tanımlanan alüvyon yelpazesi, Gilbert-tipi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri yanal yönde birbirlerine geçiş gösterirler ve düşey istif içinde pek çok kez tekrarlanırlar. Çökeltme sürecindeki regresif ve transgresif gelişimleri yansıtan bu geçiş ve tekrarlanmalar yüksek çözömlü göl düzeyi değişimlerinin belirlenmesine olanak sağlamıştır. Bu çalışmada, zorunlu regresyonu yansıtan uyumsuzluk yüzeyleri tarafından sınırlanan dört adet istif tanımlanmıştır. İstifler, çökeltme evrimi boyunca göl düzeyi değişimlerine bağlı olarak gelişen paleocoğrafik değişimleri yansıtmaktadır.

Bu istifler, "düşük su düzeyi", "transgresif" ve "yüksek su düzeyi" sistem birimlerinden oluşmaktadır. İstif sınırları üzerinde yer alan alüvyon yelpazesi çökelleri, düşük su düzeyi sistem birimini oluşturur. Düşük su düzeyi sistem birimi delta, plaj ve kıyı yüzü çökelleri üzerinde aşınmalı ve keskin taban dokanaklı olarak yer alır. Transgresif sistem birimi, 1., 2. ve 3. istiflerde, alüvyon yelpazesi çökelleri üzerinde aşmalı olarak yer alır. Bu sistem birimi, transgresif aşındırma yüzeyi ve maksimum sellenme yüzeyi arasında, gerileyen istiflenme şekli oluşturan altistiflerden oluşmaktadır. 4. istif içinde tanımlanan yüksek su düzeyi sistem birimi, havzaya doğru kalınlaşarak ilerleyen Gilbert-tipi delta çökeltiminden oluşur.

Fasiyes, sistem birimi ve istiflerin gelişimi, sedimanter işlemlerin yanı sıra tektonizma, iklim ve havzaya taşınan sediman miktarı tarafından kontrol edilmektedir. Tektonizma, havza içindeki çökme ya da yükselmeyi kontrol ederek su seviyesi ve çökeltme alanının değişimine, artmasına ya da azalmasına neden olmuştur. Göl su düzeyinin düşmesi sonucu gelişen zorunlu regresyon ve sonrasında çökelen kalın akarsu-etkin alüvyon yelpazesi istifi, regresyonun iklim değişiminden ziyade normal faylanmayla ilişkili tektonik tiltlenmeye bağlı olarak geliştiğini göstermektedir. Zorunlu regresyonun ardından su düzeyinin yeniden tektonik kontrollü olarak ani ya da aralıklı yükselimi, sedimanter fasiyeslerin istiflenme şeklini belirlemiştir. Havzaya taşınan sediman miktarıyla da ilişkili olarak su düzeyinin aralıklı yükselimi, transgresif sistem biriminin oluşumuna; hızlı yükselimi ise ani transgresyon sonrası yüksek su düzeyi sistem biriminin gelişimine neden olmuştur.

Havzadaki su miktarı ve havzaya taşınan sediman miktarı iklim denetiminde gerçekleşmiştir. Havza kenarında kalın bir akarsu-etkin alüvyon yelpazesinin ve tabanda kömür çökelinin gelişmiş olması, Erken Miosen dönemindeki yöresel ılıman iklimi göstermektedir. Transgresif sistem birimleri içinde altistifler ile belirlenen normal regresyonlar (Gilbert-tipi delta ve kıyıüzü ilerlemeleri) havzaya getirilen yüksek oranda sediman miktarını ve iklimsel etkiyi yansıtmaktadır.

İstif içindeki fasiyeslerin dağılımı ve yanal değişimi ise getirilen sediman miktarı ve beslenme alanı tarafından kontrol edilmiştir. Havzaya doğrudan malzeme gelişimi delta gelişimine, sedimanın havza içindeki dağıtımını ise kıyı yüzü ve plaj gelişimlerine neden olmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, MTA tarafından yürütülen "Ermenek (Karaman)-Mut-Gülnar (Mersin) Arasında Kalan Tersiyer havzasının Jeolojik ve Sedimantolojik İncelenmesi" projesi kapsamında yapılan doktora tez çalışmasından elde edilmiştir. Projenin oluşturulmasına sağladıkları katkılardan dolayı Gürkan Tunay ve Yavuz Hakyemez'e; saha çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğüm Şükrü Yurtsever ve Bora Gürçay'a; verilerin yorumlanması aşamasında tartışma olanağı bulduğum Wojtek Nemec, Mustafa Karabıkoğlu, Nizamettin Kazancı, William Helland-Hansen ve Ron Steel'e teşekkür ederim.

Yayına verildiği tarih, 21 Mayıs 2003

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ainsworth, R.B. ve Crowley, S.F. 1994. Wave-dominated nearshore sedimentation and 'forced' regression: post-abandonment facies, Great Limestone cyclothem, Stainmore, UK. *Journal of Geological Society of London*, 151, 681-695.
- Ailen, P.A., 1985. Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. *Nature*, 313, 562-564.
- Andrews, T. ve Robertson, A.H.F., 2001. New sedimentary, structural and igneous geochemical evidence for the origin and tectonic emplacement of the Beyşehir-Hoyran-Hadim nappes, southern Turkey. 4th. Int. Symposium of Eastern Mediterranean Geology, Isparta, 16-17.
- Bluck, B.J., 1967. Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 128-156.
- _____, 1999. Clast assemblages, bed-forms and structure in gravel beaches. *Transaction. R. Society Edinburgh, Earth Science*, 89, 291-332.
- Boothroyd, J.C. ve Ashley, G.M., 1975. Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. Jopling, A.V. ve McDonald, B.C. (ed), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation da. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists. Special Publication*, 23,193-222.
- Bornhold B. ve Prior D.B., 1990. Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River delta, British Columbia, Canada. Colella, A. ve Prior, D.B.(ed).*Coarse-Grained Deltas da. International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 10, 169-181.
- Brenchley, P.J., 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9, 369-396.
- Carling, P. A., 1984. Deposition of fine and coarse sand in an open-work gravel bed. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 41, 263-270.

- Changsong, L., Qi, Y. ve Sitian, L., 1991. Structural and depositional patterns of the Tertiary Baise Basin, Guang Xi Autonomous Region (southeastern China): a predictive model for fossil fuel exploration. Anadon, P., Cabrera, L. ve Kelts, K. (ed). Lacustrine Facies Analysis. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 13, 75-92.
- _____; Eriksson, K.; Sitian, L.; Yongxian, W.; Jianye, R. ve Yanmei, Z., 2001. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlian Basin, northeast China. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 85, 2017-2043.
- Clifton H.E., 1973. Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. Sedimentology, 20, 173-187.
- Colella, A., 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. Nemec, W. ve Steel, R.J. (ed). Fan Deltas - Sedimentology and Tectonic Settings de. Blackie and Son, London, London, 50-74.
- Coleman J.M. ve Gagliano S.M., 1965. Cyclic sedimentation in the Mississippi river deltaic plain. Transactions Gulf Coast Association Geological Society., 14, 67-80.
- Collinson, J.D., 1970. Bed forms of the Tana river, Norway. Geogr. Ann. 52A, 31-55.
- _____, 1996. Alluvial sediments. Reading, H.G. (ed). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- _____; Collinson, J.D. ve Thompson, D.B., 1982. Sedimentary Structures. Ailen ve Unwin, London, 207 s.
- Dam, G. ve Surlyk, F., 1993. Cyclic sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. ve Ailen, G.P. (ed). Sequence Stratigraphy and Facies Associations da. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18, 419-448.
- Dott, R.H. Jr. ve Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Geological Society of America Bulletin, 93, 663-680.
- Duke, W.L.; Arnott, R.W. ve Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification; new insights on a stormy debate. Geology, 19, 625-628.
- Evans, J.E., 1991. Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Formation, Washington State, U.S.A. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 732-755.
- Eyles, N. ve Clark, B.M., 1986. Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin. Geology, 14, 679-682.
- Eynon, G. ve Walker, R.G., 1974. Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario; a model for bar growth in braided rivers. Sedimentology, 21, 43-70.
- Fernandez, L.P.; Agueda, J.A.; Colmenero, J.R.; Salvador, C.I. ve Barba, P., 1988. A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. Nemec, W. ve Steel, R.J. (ed). Fan Deltas-Sedimentology and Tectonic Setting de. Blackie and Son, London, 75-83.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, 170p.
- Frostick, L.E.; Lucas, P.M. ve Reid, I., 1984. The infiltration of fine matrices into coarse-grained alluvial sediments and its implications. Journal of the Geological Society, London, 141, 955-965.
- Gedik, A.; Birgili, Ş.; Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979. Mut-Ermenek-Silifke yöresinin Jeolojisi ve Petrol Olanakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 7-26.
- Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 775-793.
- Harms, J.C.; Walker, R.G. ve Spearing, D., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and

- Stratification Sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Lecture Notes 2, Tulsa.
- Harms, J.C.; Southard, J.B. ve Walker, R.G., 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Lecture Notes 9, Tulsa.
- Hein. F.J. ve Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of Stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, 562-570.
- Helland-Hansen, W. ve Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. Sedimentary Geology 92, 31-52.
- Hovius, N. ve Leeder, M.R., 1998. Clastic sediment supply to basins. Basin Research, 10,1-5.
- Ilgar, A., 2002. Ermenek (Karaman) Miyosen Yaşlı Karasal Çökel Sistemlerinin Sedimantolojik Evrimi (Orta Toroslar - Türkiye). Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, 127 s., Ankara.
- _____, ve Nemeç, W. 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. Gilbert Kelling, Alastair Robertson ve Frans van Buchem (ed). Cenozoic Sedimentary Basins of South Turkey de. Sedimentary Geology, Special Publication, 173, 233-275.
- Johannessen, E.P.; Mjos, R.; Renshaw, D.; Dalland, A. ve Jacobsen, T., 1995. Northern limit of the "Brent delta" at the Tampen Spur- a sequence stratigraphic approach for sandstone prediction. Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P. ve Mathieu, C. (ed). Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin. Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 5, 213-256.
- Jopling, A.V. ve Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple - drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology, 36,821-825.
- Leckie D.A. ve Walker R.G., 1982. Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. Bulletin of American Association of Petroleum Geology, 66, 138-157.
- Loutit, T.S.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. ve Baum, G.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.S.C. (ed). Sea-Level Changes: an integrated Approach da. Society of Economic Paleontologists and Mineraloists. Soecial Publication. 42. 183-213.
- 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.
- Maejima, W., 1988. Marine transgression over an active alluvial fan: The Early Cretaceous Arida Formation, Yuasa-Aridagawa Basin, Southwestern Japan. Nemeç, W. ve Steel, R.J. (ed). Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. Blackie and Son, 303-317, London.
- Marzo M. ve Anadon P., 1988. Anatomy of a conglomeratic fan-delta complex: the Eocene Montserrat Conglomerate, Ebro Basin. northeastern Spain. Nemeç, W. ve Steel, R.J. (ed). Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. Blackie and Son, 318-340, London.
- _____, ve Steel, R.J., 2000. Unusual features of sediment supply-dominated, transgressive-regressive sequences: Paleogene clastic wedges, SE Pyrenean foreland basin, Spain. Sedimentary Geology, 138, 3-15.
- Massari, F. ve Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy microtidal marine environment. Sedimentology 35, 881-913.
- McCrorry, V.L.C. ve Walker, R.G., 1986. A storm and tidally influenced prograding shoreline; Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. Sedimentology, 33, 47-60.
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided river depositional environment. Earth Science Review, 13, 1-62.

- Morton, R.A., 1988. Nearshore responses to great storms. Clifton, H.E. (ed.). *Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events* da. Geological Society of America, Special Paper, 299, 7-22.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. Colella, A., Prior, D.B. (ed). *Coarse-Grained Deltas* da. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10, 29-73.
- _____ ve Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. Koster, E.H. ve Steel, R.J. (ed). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* de. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir, 10, 1-31.
- _____ ve Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. Marzo, M. ve Puigdefàbregas, C. (ed). *Alluvial Sedimentation* da. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 17, 235-276.
- _____; Lonne, I. ve Blikra, L.H., 1999. The Kregnes moraine in Gauldalen. west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin. *Boreas*, 28, 454-476.
- Nottvedt, A. ve Kreisa, R.D., 1987. Model for the combined flow origin of hummocky cross bedding. *Geology*, 15, 357-361.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. *Bulletin of Geological Society, Turkey*, 19, 65-78.
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based snoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. Wilgus. C. K., Hastings. B. S., Posamentier, H., Van Wagoner. J., Ross. C.A. ve Kendall, C.G.St.C. (ed). *Sea-Level Changes: an integrated approach* da. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 357-370
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. ve Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. Wilgus. C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A. ve Kendall, C.G.S.C. (ed). *Sea-Level Changes: An integrated Approach* da. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 109-124.
- Posamentier, H.W. ve Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II-Sequence and Systems Tract Models. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A. ve Kendall, C.G.S.C. (ed). *Sea-Level Changes: An integrated Approach* da. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 125-154.
- _____; Ailen, G.P.; James, D.P. ve Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 76, 1687-1709.
- Postma, G., 1995. Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes. *Sedimentary Geology*, 98, 3-12.
- _____ ve Nemec, W., 1990. Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology* 37, 907-920.
- Ramos A. ve Sopena A., 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). Collinson, J.D. and Lewin, J. (ed). *Modern and Ancient Fluvial Systems* de. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6, 301-312.
- Rasmussen. H., 2000. Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorenç del Munt depositional system: recognition and development. *Sedimentary Geology*, 138, 71-98.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (ed). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* da. Geological Society London, Special Publication, 173, 97-138.

- Rosenthal L.R.P. ve Walker R.G. 1987. Lateral and vertical facies sequences in the Upper Cretaceous Chungo Member, Wapiabi Formation, southern Alberta. *Canadian Journal of Sedimentary Petrology*, 24, 771-783.
- Rust B.R., 1978. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: Diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Canadian Journal of Earth Science*, 14, 175-184.
- Seidler, L. ve Steel, R.J., 2001. Pinch-out style and position of tidally influenced strata in a regressive-transgressive wave-dominated deltaic sandbody, Twentymile Sandstone, Mesaverde Group, NW Colorado. *Sedimentology* 48, 399-414.
- Singh, A.K.; Parkash, B.; Mohindra, R.; Thomas, J.V. ve Singhvi, A.K., 2001. Quaternary alluvial fan sedimentation in the Dehradun Valley piggy-back basin, NW Himalaya: tectonic and palaeoclimatic implications. *Basin Research*, 13, 449-471.
- Sohn, Y.K., 2000. Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis. *Sedimentary Geology*, 130, 45-64.
- Steel, R.; Rasmussen, H.; Eide, S.; Neuman, B. ve Siggerud, E., 2000. Anatomy of high-sediment supply, transgressive tracts in the Vilomara composite sequence, Sant Llorenç del Munt, Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 138, 125-142.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M. Jr.; Vail, P.R.; Sarg, J.F., Loutit, T.S. ve Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A. ve Kendall, C.G.S.C. (ed). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* da. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45.
- Vincent, S.J., 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology*, 48, 1235-1276.
- Walker, R.G., 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 737-748.
- _____ ve Plint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. Walker, R.G., James, N.P. (ed) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 219-238.
- Wasson, R.J. ve 1977. Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent Valley, Tasmania. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 147-168.