

Küçük Menderes delta kompleksi ve gelişiminde aktif tektonizma etkileri

Küçük Menderes river delta complex and the effects of active tectonism on it's development

SUNGU L. GÖKÇEN
NİZAMETTİN KAZANCI
DOĞAN YAŞAR
NURAN GÖKÇEN
EMEL BAYHAN

D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
A.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Küçük Menderes Delta Kompleksi (Pleyistosen-Güncel), Kuşadası körfezinde, üst üste depolanmış dört delta istifinden (D1-4) oluşmaktadır. Her istif üzerindeki denizel tortullar veya bir aşınma yüzeyi ile ayrılır. Güncel Küçük Menderes deltası (D1) bu kompleksin en genç üyesi olup, Geç Holosen'den beri ilerlemektedir. Sismik ve sondaj verileri, del tay ik tortul kamalarını veren kıyı çizgisi değişimlerinin Güncel şelf kenarı ile mevcut kıyı arasında olduğunu gösterir. Son büyük transgresyon Holosen'de olup kıyı bugünkünden 11 km kadar geriye çekilmiştir.

Delta kompleksi depolanma ile eş zamanlı ve genç faylarla kesilmiştir. Büyük ve diri faylar körfezin kuzey kesiminde daha belirgindir. Güncel deltanın su altı bölümü de kuzeybatıya doğru gelişmektedir. Bu ilişki grabenin (Küçük Menderes grabeni) kuzey kenarının daha aktif olduğunu ortaya koyar. Benzer durum, Pleyistosen-Holosen süresince, Grabenin güney ve kuzey kenarlarının aralarla aktifleşerek delta depolanmasını kontrol ettiği ve tekçe delta istiflerinin bazılarının güneybatıya, bazılarının da kuzeydoğuya doğru ilerlediği anlaşılmaktadır. Bu durum global deniz seviyesi değişimleri yanında, aktif tektonizmanın da Küçük Menderes Delta Kompleksinin gelişmesini etkilediğini açıklamaktadır.

ABSTRACT: Küçük Menderes River Delta Complex, which developed in a large graben (Küçük Menderes Graben) through Pleistocene-Holocene time, consists of four, superimposed delta sequences (D1=4). Each sequence was separated by fine-grained, marine sediments and / or an erosion surface characterizing a sea transgression.

The recent Küçük Menderes river delta (D1) with a large subaerial plain, the youngest member of the complex, has prograded since Late Holocene. Core and seismic data, collected from the gulf of Kuşadası, display that sea-level changes were typical during the Pleistocene and Holocene time, and shoreline prograded up to Recent shelf-break (=130 m water depth) three times at least, after abrupt transgression periods. The last waste sea transgression was in Late Holocene and sea water advanced towards the east, up to 11 km.

The delta complex was disturbed by many synsedimentary and post-sedimentary fractures, which are mostly down-faults. The active and relatively bigger ones are observed in the northern part of the gulf. Submarine sector, particularly prodelta areas of the recent delta (D1) has been growing towards the same direction, however the formers, apparently, D3 and D4 sequences, developed mostly in southern side of the Kuşadası gulf occupying the Küçük Menderes graben. This recognised relation presents that active graben tectonism importantly affected the deltaic deposition, in addition to global sea-level changes.

GİRİŞ

Delta kompleksi, aynı akarsu ile oluşturulmuş üst üste gelişen delta istifleri olup, duraysız havza kenarlarının tipik tortullarıdır. Oluşumlarına tesir eden faktörler "yıkıcı" ve "yapıcı" olmak üzere iki genel grupta toplanır (Elliott, 1978; Coleman ve Prior, 1982;

Coleman ve Robertz, 1988). Yıkıcı faktörler delta fasiyelerini çeşitlendiren, delta ilerlemesini yavaşlatan ve bazan deltayı boğan tesirlerdir. Tersine yapıcı faktörler delta ilerlemesini hızlandırır ve çoğu kez ideal bir regresif oluşumuna yol açar. Bunlar arasında aktif tektonizmanın özel bir yeri vardır ve bazı hallerde delta ilerleme-

sini hızlandırdığı gibi, bazan da tersine işler. Aktif tektonizma su seviyesi değişimlerini, özellikle de taban topografyasını kontrol ederek delta geometrisini etkilemektedir (Leeder ve Gowthorpe, 1987; Leeder ve diğ., 1988). Hatta bazı küçük graben ve yarı-grabenlerdeki delta komplekslerinin tekçe üyeleri doğrudan aktif tektonizma dönemlerini temsil edebilmektedir (Nemec ve Steel, 1988; Colella ve Prior, 1990). Büyük boyutlu denizel deltalarda ise tektonizmanın etkileri ancak delta fasiyeslerinin yorumuna bağlı kalmaktadır. Özellikle Kuvaterner yaşlı deltalarda bu durum vardır. Çünkü deniz seviyesi" değişimleri dünya ölçeğindedir ve buzul dönemleri nedeniyle deltadaki tektonik tesirler maskelenmiştir.

Bu yazıda incelenecek olan Küçük Menderes Delta Kompleksi, aktif tektonizmanın delta gelişimine etkilerini ortaya koyan güzel bir örnektir ve güncel deltanın adıyla tanınmaktadır.

Güncel Küçük Menderes deltası, kompleksin en genç üyesi olup, Küçük Menderes grabeninin batı ucunda büyümektedir (Şekil 1A). Deltayı oluşturan akarsuyun (K.Menderes nehri) ana kolları ile boşaldığı Kuşadası körfezinin eş derinlik haritası şekil 1'de verilmiştir. Bu güncel deltanın, aynı akarsuyun oluşturduğu eski delta kamalarını örttüğü önceki çalışmalarda da ortaya konulmuştur (Aksu ve Piper, 1983; Aksu ve diğ., 1987; 1990).

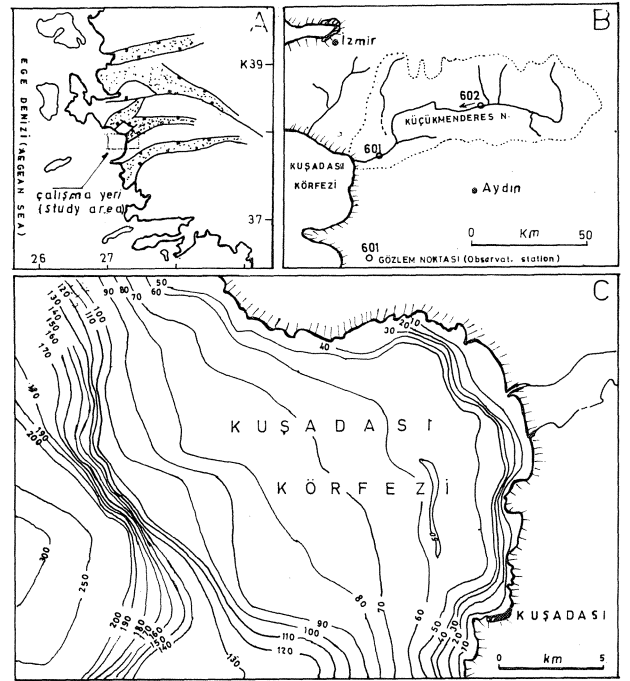
Bu çalışmanın esas materyalini deltanın sualtı bölümlerinden alınan sismik kayıtlar ve karot örnekleri teşkil eder. Jeofizik incelemeler D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsünün R/V K.Piri Reis gemisiyle 1987 yazında, kıyı şeridinden açıkta 150 km²'lik bir alanda yapılmıştır (Şekil 2). Bu alanda yaklaşık 60 km uzunluğunda sismik yansınma kayıtları ve 15 ayrı noktadan gravite sondajı ile örnekler alınmıştır. Sismik incelemeler için enerji kaynağı olarak 40 inch²'lük hava tabancası kullanılmış ve kayıtlar 3,5 kHz olarak yapılmıştır. Karotlar Benthos gravite örnekleyicisi ile toplanmış ve klasik sedimentoloji yöntemleri ile incelenmiştir. Tortulların mineralojik bileşim incelemesi, ayrıntıları Yaşar (1989)'da verilen yöntemle hazırlanmış ince kesitler üzerinde yapılmıştır.

GÜNCEL ORTAM ve DEPOLANMA ŞARTLARI

Küçük Menderes deltasının oluşumuna tesir eden güncel ortam özellikleri aşağıdaki gibidir.

Küçük Menderes Nehri

Küçük Menderes Delta Kompleksini oluşturan 150 km uzunluğundaki bu nehrin etkili drenaj/yağış alanı 3255 km² olup, akaçlanan alanda büyük oranda Menderes Masifinin kayaçları bulunmaktadır. Nehrin büyük kolları yoktur (Şekil 1B). Yukarı ve orta yatakta örgülü,



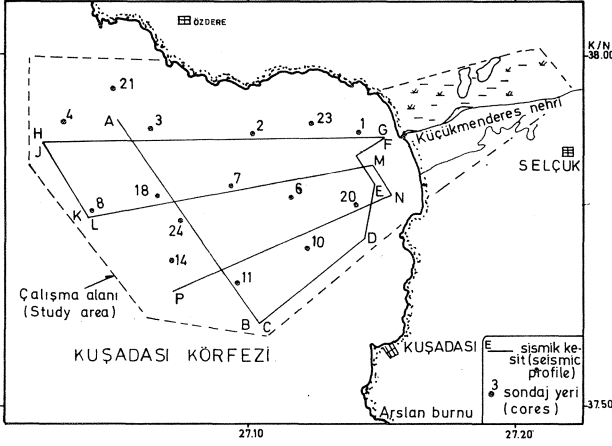
Şekil 1. Çalışma alanının yeri (A), Küçük Menderes nehrinin drenaj alanı (B) ve Kuşadası körfezinin batimetrik haritası (C).

Figure 1. Location of the study area (A), drainage area and main branches of Küçük Menderes river, and bathymetric map of the Gulf of Kuşadası (C).

aşağı yatakta (yaklaşık 20 km) menderesli olarak akar. Selçuk-izmir karayolunun 3. km'sindeki demiryolu köprüsünün ayağındaki Elektrik İşleri Etüd İdaresi'ne ait 601 nolu gözlem istasyonundan (Şekil 1B) alınan ölçümlere göre, akarsuyun rejimi çok değişiktir. 1952-1986 arasında ortalama akım 13,9 m³ / sn olmasına karşılık, 1986 ortalama akımı 7,1 m³ / sn'dir (EİEİ, 1990). 1972-84 arasında ortalama akım 14,5 m³ / sn, taşıdığı ortalama tortul yük ise 13 kg/sn olup bunun % 89 kadarı askı yüklerdir (EİEİ, 1987'den hesaplanmıştır). Gözlem süresi içinde en fazla yatak yükü Mart-Mayıs aylarında taşınırken, Temmuz-Ekim arasında yatak yükü bulunmadığı ve bu aylarda bazı yıllar akımın durduğu gözlenmiştir. 1934'de inşa edilen büyük drenaj kanalı nehri kuzey ve güney kol olarak ikiye bölmüş (Şekil 3), ve son yıllarda artan sulama kanalları nehri tortul ve akım rejimini büyük ölçüde değiştirmiştir. Halen nehir suları bu iki koldan ayrı ayrı denize ulaşmaktadır.

Bugünkü tortul yükün azlığına karşılık, Küçük Menderes nehrinin oluşturduğu büyük bir deltası vardır ve drenaj alanı / delta düzlüğü oranına göre, hiç olmazsa 1934 öncesi, fazla yük taşıyan nehirler (Coleman ve Roberts, 1988) grubuna girmektedir.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 2. Çalışmada kullanılan sondajların ve sismik profillerin yerleri
Figure 2. Location of cores and seismic profiles used in this study.

Kuşadası Körfezi

Küçük Menderes Delta Kompleksinin yerleştiği Kuşadası körfezi genelde Ege Denizi'nin oseonografik yapısına sahip olmakla beraber bazı bölgesel özellikler de sunar. Tuzluluk ortalaması % 038 olup, nehir boşalım ağzında % 020 ye düşer. Yüzeysel su sıcaklığı 15-

23 °C arasında değişir. Gel-git ile su seviyesi değişimi çok belirgin olmayıp, 15-60 cm arasında, ortalama 20 cm'dir. Rüzgâr yönleri değişiktir. Kış aylarında KD yönlü rüzgârlar, yaz aylarında ise güneybatı ve batı yönünden gelenler etkilidir. Yıllık ortalama dalga yüksekliği 0.6 m, boyu 150 m kadar, fırtınalı dönemlerde ise 3 m yüksekliğe ve 50 m dalga boyuna ulaşabilir (Aksu ve diğ., 1987). Körfezde önemli gelgit ve âip akıntıları tespit edilmemiştir. Halihazırda dalga-egemen bir kıyı çizgisine sahiptir. Düzenli ve düz bir taban topografyası vardır (Şekil 1C).

Küçük Menderes Deltası

Güncel Küçük Menderes deltası, aynı isimli graben içine yerleşmiştir (Şekil 1, 3). Şu anda Gallway (1975) sınıflandırmasına göre dalga-egemen delta olarak ilerlemektedir. Yaklaşık olarak 50 km² su dışı, 45 km² kadar su içi alanı vardır.

Deltanın su dışı bölümünün morfolojik durumu şekil 3'de gösterilmiştir. Karaya doğru sınırı, nehrin yapay bir kanalla (1934) ikiye ayrıldığı kesimden başlar. Hem nehir ve hem de kanal eski delta düzlüğü ve taşkın ovası tortulları üzerinde akar (Erinç, 1955). Kanalin kuzeyindeki alan (delta düzlüğü) büyük ölçüde göller ve bataklıklar ile kaplıdır (ŞekiB). Bunlardan Elaman gölü/bataklığı eski bir kıyı lagününü temsil eder (Erinç, 1955; Bozbay ve diğ.,1986). Yörenin deniz seviyesinden yüksekliği bazı yerlerde 0.5 m'ye kadar düşmekte ve bu nedenle bataklık alanlar zaman zaman genişlemektedir.

ÖZELLİK

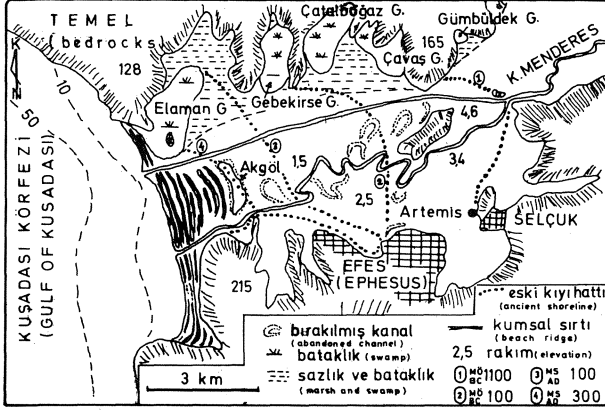
ÖLÇÜ/MİKTAR/ARALIK

Akarsu drenaj alanı / yağış alanı 1	3255 km ²
K. Menderes nehri su başalımı ¹	
(1952 - 86 arası ortalaması)	13,9 m ³ /sn
(1972 - 84 arası ortalaması)	14,5 m ³ /sn
Taşman tortul yük (1972-84 arası ortalama) ¹	13 kg/sn
Boşalım ağzında asıltı yükü ²	550 ppm
Boşalım ağzından 50 m açığa-^	
ışık geçirgenliği (gözlem diski/secchi disc)	1 m
Nehir boşalım ağzında-^ akıntı hızı	75 cm/sn
Delta su dışı alanı^	50 km ²
Delta sualtı alanı^	45 km ²
Delta ilerleme hızı (1969-1990) ³	0.2 m/yıl

- 1) EİEİ -1987 ve 1990'dan hesaplama
- 2) DSİ ve Seyir - Hidrografi Dairesi Başkanlığının gözlem istasyonundan
- 3) Yazarların gözlemi
- 4) Aksu ve diğ. 1990 Şekil 22'den hesaplama
- 5) Erinç 1955'den

Çizelge 1. Güncel Küçük Menderes deltasının rejim özellikleri

Table I. Regime characteristics of the active Küçük Menderes river delta.



Şekil 3. Güncel Küçük Menderes deltasının karasal bölümünün Jeomorjolojisi (Kraft ve diğ., 1981'den değiştirilerek).

Figure 3. Geomorphological map of subaerial sector of the recent Küçük Menderes river delta (modified from Kraft et al., 1981).

Yapay kanalın güneyinde asıl nehir menderesli olarak akar ve küçük akma gölleri ile bırakılmış menderes kanalları gözlenir (Şekil 3). Akgöl bu tür bir akma gölü (ox-bow lake) temsil eder ve deniz seviyesinden 40 cm kadar aşağıdadır (Şekil 3).

Yerleşim ve tarımsal faaliyetler delta düzlüğünü büyük ölçüde tahrip etmiştir. Eski gözlemler (Shindler 1904, Kraft ve diğ. 1977 ve 1981'de), bugünkü kıyı çizgisinden 1.5 km kadar geriye bir alanda kıyı kordonları/kumsal sırtları ve kumulların bulunduğunu belirtmektedir. Kumsal sırtları (beach ridges) kıyıya paralel olup bazılarının yüksekliği 1 metreyi geçmektedir (Darkot, 1938; Eisma, 1962). Kumsal sırtları/kıyı kordonları aksi ağız barlarının dalgalarla işlenmiş ürünleridir. Bunlar tipik olarak dalga-egemen kıyı çizgisini ve buradaki deltayik oluşumu temsil ederler (Elliott, 1978). Buna karşılık, delta düzlüğü kenarında bulunan Efes ve Artemis klasik şehirlerindeki (Şekil 3) kazı ve temizleme çalışmalarında kıyı kordonlarına rastlanmamıştır (Kraft ve diğ., 1977). Bunun anlamı; Küçük Menderes deltasının daha önce akarsu-egemen olarak ilerlerken, yaklaşık MS 300'den itibaren dalga-egemen hale dönüştüğüdür. Bu durum nehir yükünün azalmasına bağlanabilir ve fakat Akdeniz'in pek çok güncel deltasında bu rejim değişikliği tespit edilmektedir (örn. Oomkens, 1970; El Sohby ve diğ., 1988). Özetle, delta ilerleme hızı zaman içinde yavaşlamaktadır (Çizelge 1).

Delta kökenli eski kumsal sırtları yaklaşık 4.5-5 km'lik bir uzanım içinde görülür (Şekil 3). Bu durum, dalga tesirleriyle birlikte, nehir ağzının yanal yönde yer değiştirdiğini de göstermektedir. Nehrin terkettiği yerde dalgalar tortulları işleyerek geniş plajlı kıyıları oluşturmuştur.

Hali hazırda, boşalımı zaten az olan nehir sularının iki kola ayrılması ve çok az yatak yükü getirilmesi delta oluşum hızını düşürmüştür (max. 0.5 m/yıl, ortalama 0.2 m/yıl). Dalga-egemen dönemlerde (son 1600 yıl) bu hızın yaklaşık 1 m/yıl, daha önceki akarsu egemen dönemde ise 2.5 m/yı kadar olduğu hesaplanmaktadır (Çizelge 1).

Güncel deltanın sualtı bölümü sınırlı bir alan kaplar (yaklaşık 45 km²). Sualtı platformunun derinliği 0-10 m olup, yaklaşık 250 m genişlikte ve 1250 m uzunluktadır. Bu dar platforma karşılık -60 m derinliğe kadar (Şekil 1C) uzanan delta ilerisi (prodelta) alanı olduğu sismik yansıma ve karot örneklerinden anlaşılmaktadır. Delta önü nispeten fazla ve fakat delta ilerisi az eğimli, düzenli bir topografyaya sahiptir (Şekil 1C).

SİSMİK STRATİGRAFİ

Bu çalışmada kullanılan sismik kesitlerin uzunluğu 60 km kadardır ve başlıca dört boyuna, üç enine hattan oluşur (Şekil 2). Sismik yansımaların yorumu Mitchum ve diğ. (1977)'de verilen esaslara göre yapılmıştır.

İncelenen kesitlerde, Küçük Menderes delta kompleksinin birbiri üzerine gelmiş en az dört delta istifinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 4-7). Aynı bir delta gelişim evresini temsil eden her istif (D) üzerindeki geniş yayımlı transgresif tortullar veya aşınma yüzeyleriyle ayrılır (Şekil 4-7). Transgresif tortullar yer yer oldukça kalın ve sismik kesitlerde yatay-paralel yansımalarla belirginleşirler. Deltayik kompleksin kesitlere yansımış kalınlığı havza yönünde artar ve yaklaşık -70 ile -100 m batimetrik derinlikler arasında en kalın olduğu gözlenir.

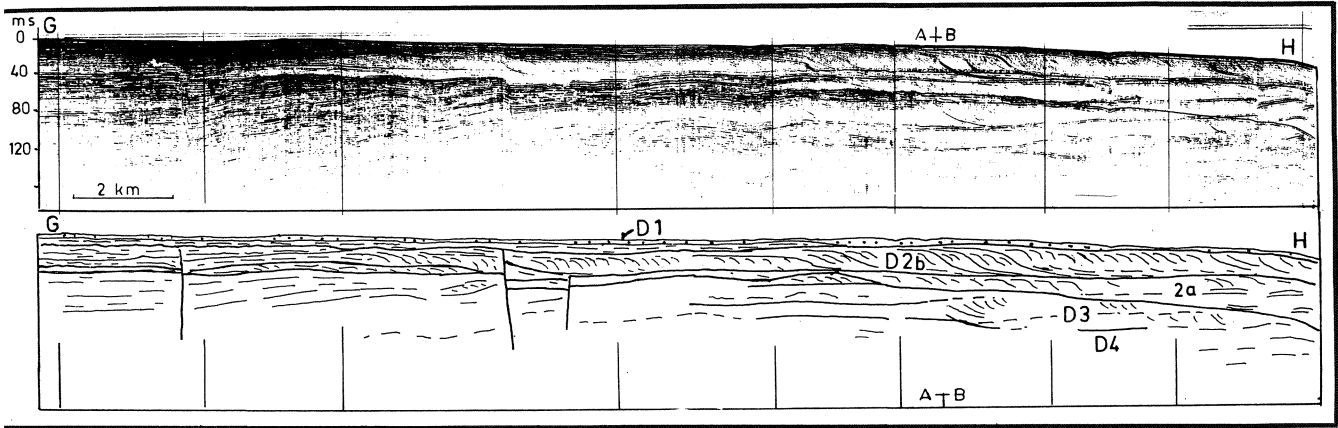
Üstten itibaren ilk iki istife ait (D1 ve D2) sismik yansımaların çok açık olmasına rağmen son ikisi (D3 ve D4)'nin yansımaları oldukça gölgelenmiştir (Şekil 4-7) ve bu nedenle aşağıda D3 ve D4 beraber değerlendirilmiştir (Sismik yansımalarda eğik ve kesilmiş kayıtların, deltayik tortulları; delta istifinin klinotemlerini temsil ettiği kabul edilmiştir).

Birinci İstif (D1)

Sismik kesitlerde en üstte görülen istiftir (Şekil 4-7). Kalın denizel tortullar üzerine yerleşmiştir. İstif kalınlığı alttakilere nispetle azdır ve açık deniz yönünde hızla incilir. Bu seviyedeki sismik yansımalar karaya yakın kesimlerde eğimli, açık deniz yönünde ise yataya yaklaşmaktadır. Kıydan itibaren yaklaşık 10. km'den sonra bütünüyle incilir ve yataya yansımalarla temsil edilir. Aynı şekilde, Kuşadası körfezinin kuzey yarısında istif kalınlığı güney kesimlere göre daha fazladır (Şekil 4-7).

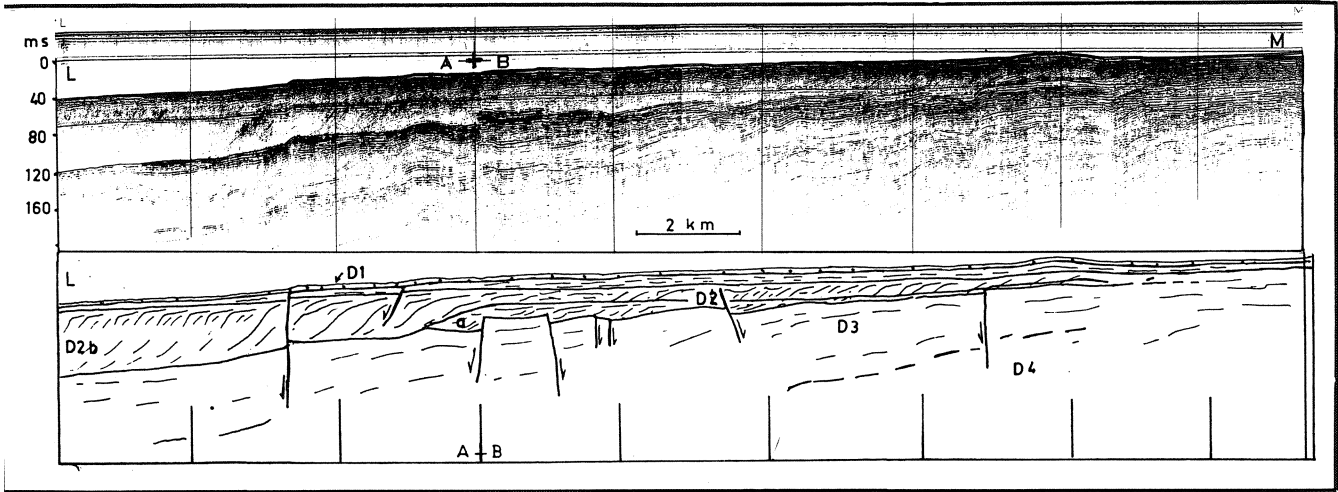
Bu sismik seviyeye, deltayik kompleksin en genç üyesi olan D1 istifine karşılık gelir, büyük olasılıkla Holosen/Güncel deltanın su altı kesimlerini temsil etmektedir. Yansımaların yataya dönüştüğü alanlarda deltayik depolanma son bulmuştur.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 4. GH sismik kesiti ve yorumu

Figure 4. Seismic profile GH and its interpretation



Şekil 5. LM sismik kesiti ve yorumu

Figure 5. Seismic profile LM and its interpretation

İkinci İstif (D2)

Kompleksin en iyi gelişmiş ve kayıtlarda klinotemlerin çok belirgin şekilde görüldüğü seviyedir (Şekil 4-7). Bu günkü kıyı çizgisinden şelf kenarına kadar uzanır ve -80. m ile -110. m arası en kalın bulunduğu yerlerdir (Şekil 4,6). Geniş bir aşınma yüzeyinin ayırdığı iki alt seviye/istiften (D2a ve D2b) oluşmaktadır (Şekil 4-3). Her bir alt istifte klinotemlerin süreksizliği ve farklı açılar değerleri tipiktir. Bunlardan üstteki d2a alt istifi, Aksu ve diğ. (1987)'nin 3 no'lu delta lobuna, D2b de aynı yazarların 2 no'lu delta lobuna karşılık gelebilir.

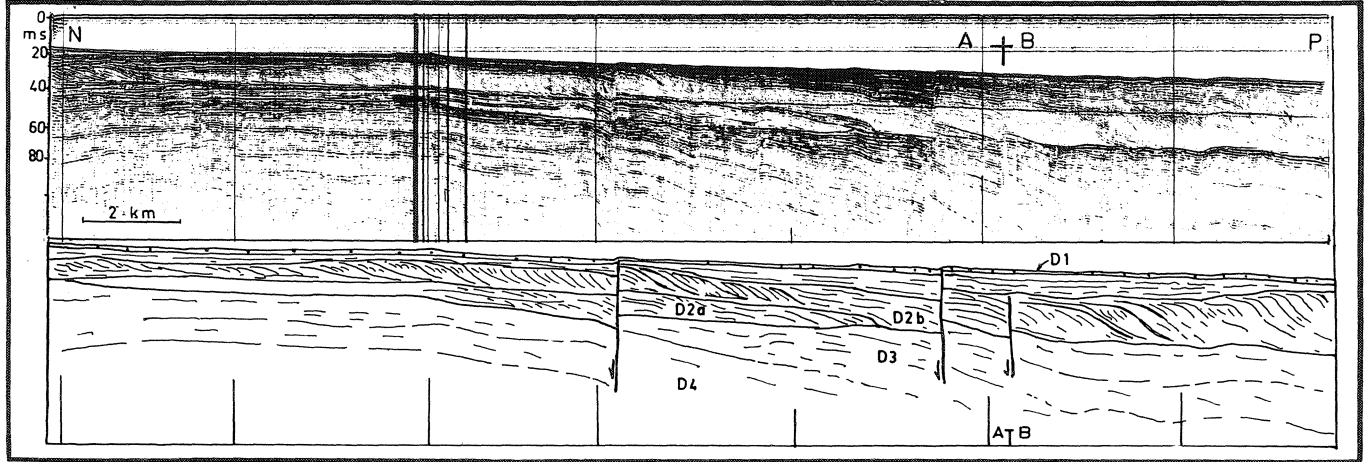
İki alt istifin (D2a, D2b) gelişimleri birbirine uyumlu değildir. Bunlar, muhtemelen çok hızlı bir kıyı gerilemesi ile ayrılmış delta istifini (D2) temsil ederler ve fakat ayrılmadan sonra depolanma farklı doğrultularda

yoğunlaşmıştır. Üstteki D2a istifi Gh kesitinde en kalın, Pn kesitinde ise çok incedir. Tersine alttaki D2b istifi ise PN kesitinde çok tipik iken GH kesitinde gözlenmemektedir (Şekil 4-7). Bu ilişki D2 istifinin, önce güneybatıya doğru ilerleyen bir delta lobu teşkil etmiş iken (D2b), ani bir sübidans sonrasında, kuzeybatıya ilerleyen bir delta lobu (D2a) olarak çökeldiğini göstermektedir. İkisi arasında yalnızca aşınma yüzeyinin bulunuşu deniz tabanı çöküşünün hızlı oluşuna bağlanabilir. Bu tür istiflenme şekli graben kontrollü göllerde tipiktir (Kazancı, 1988).

Her iki alt istifte de, yüksek su seviyesi (high stand) ve hızlı şelf kenarı değişmelerini gösteren birçok tortul kaması bulunmaktadır (Şekil 4,5). Ancak bunların yanal ilişkilerini kontrol etmek mümkün olmamıştır. AB ke-

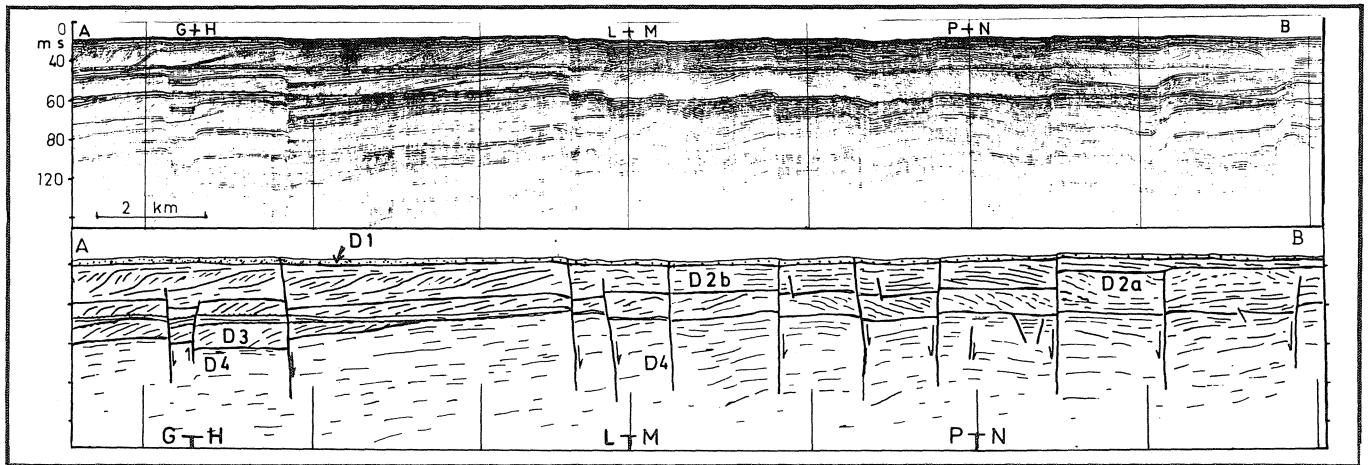
skinde ise bu istifin klinotemleri farklı yönlere eğilmektedir (Şekil 7). Bu durum (kesit yönü düzeltmelerine rağmen) deltayik depolanmayı kontrol eden önemli taban topografyası değişikliklerini ortaya koymaktadır.

yüze ulaşmayan kesikliklerdir ve çoğunluğu D2 istifi içinde gözlenir (Şekil 4-7). Bir bölümü de yüze ulaşan ve muhtemelen diri faylanmalardır. Deltayik kompleksin bir graben içinde yerleştiği düşünülürse bunların varlığı olağandır. Ancak, bu kesitlerde nispeten az oluşarı



Şekil 6. PN sismik kesiti ve yorumu.

Figure 6. Seismic profile PN and its interpretation.



Şekil 7. AB sismik kesiti ve yorumu.

Figure 7. Seismic profile AB and its interpretation.

Diğer İstifler: (D3, D4)

Daha önce de belirtildiği gibi bu istiflere ait yansımalar çok belirgin değildir ve çoğu yerde transgresif çökeline ait olanla karışmışlardır. AB ve PN kesitlerinde nispeten daha açık görülürler (Şekil 6,7). Derin sismik çalışmalar (T. Shell, 1979) da da yeterince açık değildir; ancak yine de üst üste gelen deltayik istifleri ifade ederler. Yanal yönde güncel kıyı çizgisinden şelf kenarına kadar ve belkide daha ötelere uzanışları dikkat çekicidir. Bunların özelliklerinin ortaya konulması için daha ayrıntılı çalışmalara gerek vardır.

Kırıklar

Sismik kayıtlarda çokça kırık hatları tespit edilmiştir. Bunların bir bölümü depolanma ile eş zamanlı,

(Şek.4-6) kırık hatlarının kesit doğrultularına paralel olmasıyla açıklanabilir; nitekim enine kesitte kırık yoğunluğu çok daha fazla gözükmektedir (Şekil 7).

Enine kesitte, körfezin orta ve orta-güney yarısında, kırıklarla sağlanmış bir yükselti alanı görülür. Bu alanın iki tarafında D2 istifine ait klinotemler farklı yönlere eğimi göstermektedir (Şekil 7). Bu yükselti alanının varlığı derin sismik çalışmalarda da gözlenmiştir. (Türkiye Shell, 1979). Deltayik depolanmadan önce de var olan bu alan, yükselmesini Geç Pleyistosen'e kadar sürdürmüştür.

Alman sismik kayıtlarda önemli sayılabilecek kayma-oturma yapılarına rastlanmamıştır. Kırıklarla ilgili olabilecek tek özellik diri/genç faylanmalarını körfezin kuzey yarısında daha belirgin oluşudur.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

DELTALAR

Sismik stratigrafi incelemeleri ve güncel delta üzerine sağlanmış bilgiler değerlendirildiğinde, kompleks içinde Pleystosen ve Holosen yaşlı deltaların bulunduğu anlaşılmaktadır,

Pleystosen Deltaları

Bunlar sismik kesitlerdeki D2, D3 ve D4 seviyeleriyle temsil olunan delta istifleridir. Her biri bir tansgresyon evresini izleyen dönemde gelişmiştir. Delta başlangıçları güncel kıyı çizgisini aşmaz ve fakat güncel şelf kenarını aşar ve Kuvarterner'deki global su seviyesi değişimleri ile birlikte tektonizma kontrolünde gelişmişlerdir. Tekçe istiflerin aşırı kaim olmayışı dikkat çekicidir. Her bir delta için yaş verisi elde edilememiştir. Aksu ve diğ.(1987), Ege kıyılarında benzer deltapayık depolanmaların olduğunu ve bunların Üst Pleystosende gelişmiş olabileceklerini belirtirler. Bu bilgi ile Cita ve diğ. (1977)'nin Kuvarterner'deki büyük, global deniz seviyesi değişimleri için verdikleri zaman değerleri birleştirilirse bu deltaların son 190 000 yıl içinde geliştikleri söylenebilir.

Holosen Deltası / Güncei Delta

Geç Holosen-Güncel aralığında oluşmuş ve gelişimini halâ sürdüren Küçük Menderes deltasıdır. Sismik kesitlerde D1 seviyesi olarak bulunmaktadır. Yukarıda belirtildiği gibi su altı bölümü körfezin kuzeybatı yarısında ilerlemektedir.

Deltaların Tortul Özellikleri

Küçük Menderes delta kompleksinin tortul yapısı

üzerine veriler sınırlıdır ve bugüne kadar yalnızca iki örnek incelenebilmiştir (Aksu ve diğ.,1990). Bu çalışmada şekil 2'de görülen yerlerden 15 adet örnekleme yapılarak bilgi edinilmeğe çalışılmıştır. Örnekleme 67 mm çaplı gravite tüpü ile karot alımı şeklinde yürütülmüş ve sondaj yerleri, su derinliği, karot uzunluğu Çizelge 2'de gösterilmiştir. Genelde, karotların boylarının kısa oluşu sebebiyle delta kompleksinin üst kesimlerine ait veriler toplanmış olup, kıyıya yakın yerlerde yalnızca D1 istifinden, açıklarda ise D1 ve D2 istifinden örnekleme yapılabilmektedir (Şekil 8,9).

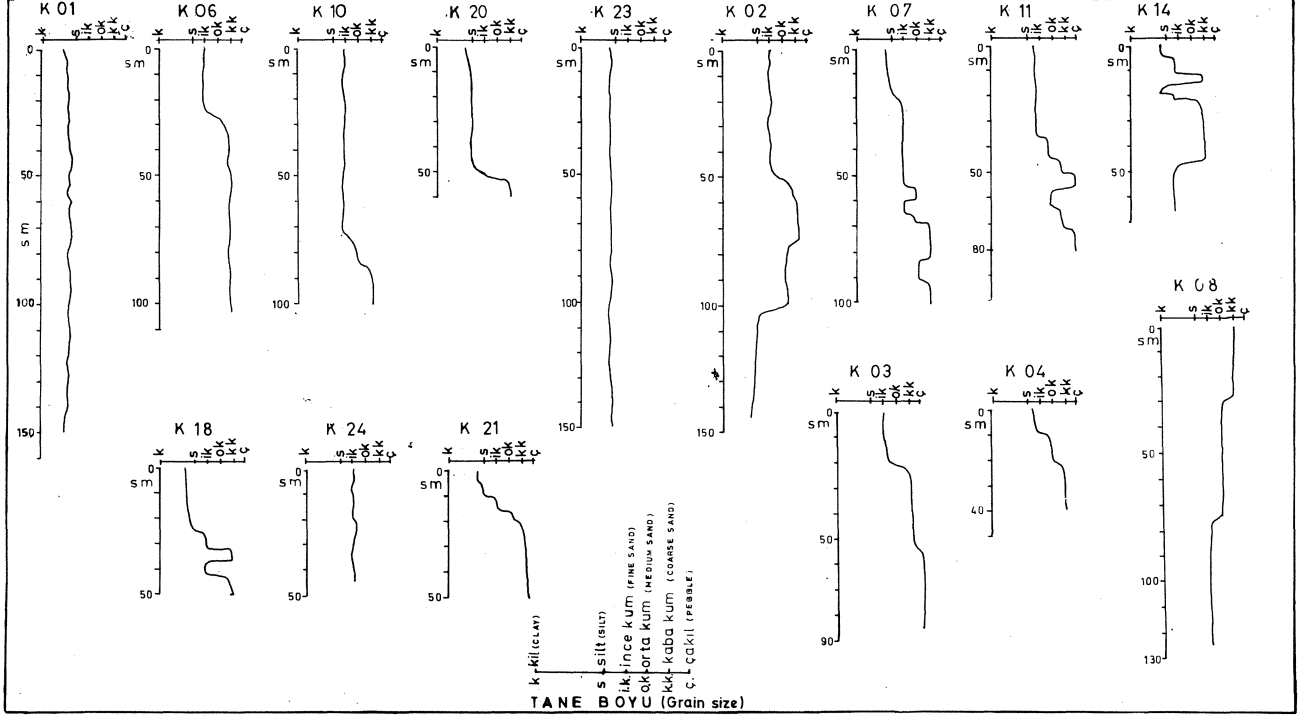
Karot örneklerinde tortul yapılar çok belirgin değildir. İnce taneli düzeylerde paralel laminalanma, kaba taneli bölümlerde ise ince tabakalanma ve normal derecelenme seçilmektedir. Mikro-deformasyon yapıları kaba taneli düzeylerde rastgele dağılmıştır.

Tane Boyu Dağılımı Tüm karot örnekleri öncelikle tane boyu açısından incelenmiştir. Bunun için herbir karot boyuna yanlandıktan sonra 5'er cm'lik bölümlere ayrılmış ve elek analizi yardımıyla her bölümün ortalama tane boyu bulunarak, karot uzunluğunca tane boyu değişimi tespit edilmiştir (Şekil 8). Boylanma belli düzeylerde iyi gelişmiş ve fakat karot uzunluğu içinde kötüdür. Özellikle kıyıda açıklardaki örneklerde (Şekil 2) kum ve şiltlere çakılların karıştığı gözlenir (Şekil 8). Aynı şekilde kalın kumlu tabakaların içine silt-killerin karıştığı ve karotlarda bunların aralanma gösterdiği tespit edilmektedir. Benzer olarak kıyıya yakın örneklerde (1,23,20) kalın çamur seviyeleri silt-ince kumlarla

Sondaj No (core number)	Sondaj koordinatları Core coordinates		Su derinliği (m) (Water depth)	Karot boyu (m) (Core length)
	Enlem (altitude)	Boylam (Longitude)		
1	27°14'00"	37°57'33"	30	1.50
2	27°10'00"	37°57'35"	63	1.45
3	27°06'20"	37°57'42"	70	0.80
4	27°03'00"	37°58'00"	95	0.37
6	27°11'51"	37°56'06"	60	1.07
7	27°09'00"	37°56'00"	70	0.94
8	27°04'00"	37°55'33"	100	1.22
10	27°12'30"	37°54'30"	65	0.95
11	27°09'24"	37°53'24"	75	0.80
14	27°06'45"	37°54'00"	82	0.65
18	27°06'50"	37°56'00"	90	0.50
20	27°14'00"	37°55'00"	55	0.60
21	27°06'50"	37°56'00"	75	0.47
23	27°12'20"	37°58'00"	59	1.50
24	27°07'50"	37°55'20"	90	0.45

Çizelge 2. İncelemesi yapılan karot yerleri.

Table 2. Core locations used in the study.



Şekil 8. İncelenen karotlardaki tane boyu dağılımı. Genelde üst seviyelerde ince taneler ağırlıktadır. Sondaj yerleri ve fasiyelerdeki dağılım için Şekil 2,10 ve 11 ile karşılaştırınız.

Figure 8. Grain-size distribution along the cores. Note that relatively finer-grained sediments are typical in upper parts of the cores. Correlate with figures 2,10 and 11.

bölünür. Tane boyu incelemelerinin en çarpıcı sonucu, silt ve kil boyu tanelerin istifin en üstünde ve karaya yakın kesimlerde ağırlıkta oluşudur. Bunlar açık deniz yönünde azalırken kum ile çakıl boyu taneler artarak, kalın seviyeler oluşturmaktadırlar (Şekil 8). Bu durum tüm karot örneklerinin aynı delta istifine ait olmadığını ortaya koymaktadır.

Mineralojik Özellikleri İncelenen örneklerin mineralojik yapıları oldukça sadedir. Herhangi bir otijen oluşuma rastlanmamış olup tüm taneler karadan aktarılmamıştır. Bolluklarına göre kuvars taneleri birinci sırada, metamorfik kayaç parçaları ikinci sıradadır. Bunları magmatik kayaç parçaları ve fillosilikatlar izler (Çizelge 3). Ağır mineral nispeti oldukça düşüktür ve başlıcaları granat, zirkon, turmalin, biyotit, stavrolitir. Ağır mineraller bilhassa kıyıya yakın sondajlarda nispeten daha fazla izlenmiştir (Çizelge 4).

İncelenen örneklerde kil boyu tanelerin bolluğuna karşılık mineral çeşitliliği yoktur. Başlıca simektit, illit

ve klorit ile bunların 14s-14k tipleri gözlenebilmiştir (Çizelge 5). Simektit en bol bulunan mineraldir ve güncel olarak derin bölgelerde yoğunlaşma gösterir.

Deltayık tortulların mineralojisi, kaynak alandaki Menderes Masifi kayaçlarını yansıtmaktadır. Çeşitli kayaç parçaları ve kuvarslar yatak yükü olarak delta önü alanlarda depolanırken, kil mineralleri askı yük olarak açıklara kadar iletilebilmişlerdir. Ağır minerallerin iri taneli seviyelerde bolca gözlenmesi, sellenme evrelerinde yatak yükleriyle birlikte taşındıklarını ortaya koyar.

Fosil Topluluğu ve Organik Madde Tüm karot örnekleri, Kuvaterner-Güncel yaş aralığında bulunan yaygın bir fosil topluluğu içermektedir (Çizelge 6). Çoğunluğu ostracod ve foraminifer türünden olup, kıyı ve açık deniz formları karışmış olarak gözlenir. Buna rağmen soğuk ve sıcak iklim dönemlerini ayırt eden formlar belli düzeylerde toplanmaktadır (Yaşar, 1989). Karışma sebebi dip akıntıları ve sellenmelerdir. Çünkü bu düzeylerde bolca ağır mineral gözlenir. Bazı karotlarda,

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

hiçbir deformasyon izi görülmemesine rağmen, farklı seviyelerinde farklı ortam fosilleri yoğunlaşmıştır. Örneğin 7, 8 ve 11 no'lu karotların alt düzeylerinde çok sığ ortam fosilleri (*Ammonia beccarii*, *Cyprides torosa*, *C. pubera* gibi) üstlerde ise açık deniz formlarının yaygın bulunuşu (Çizelge 6) tipiktir. Bu durum, iklimle birlikte hızlı su seviyesi değişmelerini ifade eder.

Delta tortulları iki tür organik madde kapsamaktadır. Birinci grup organik kırıntılı tanelerdir ve boyları 0.05-3 mm arasında değişir. Bunlar bitki kök, dal ve gövde parçalarıdır. Kömürleşme göstermezler. Tane boylarının

SONDAJLAR (CORES)	KUVARS (QUARTZ)		FELDS.		KAYAÇ PARÇ.		
	tek kristalli	çok kristalli	playyoklaz	ortoklaz	KAYAÇ PARÇ.		
					metamorfik	tortul	magmatik
1	-	-	-	-	-	-	-
2	++	++	-	-	++	-	-
3	+	+	+	-	++	+++	+
4	++	++	+	+	+++	+	++
6	+	-	+	-	+	-	-
7	+++	+++	+	+	+	-	+
8	+	-	-	-	++	++	++
10	+++	+++	+	-	++	++	+++
11	+++	+++	++	++	++	+	+++
14	++	+	+	+	++	+++	+
18	++	++	+	+	++	+++	+
20	+	+	+	+	++	++	+
21	++	++	+	+	++	+	++
23	-	-	-	-	-	-	-
24	++	+	+	+	++	-	-

Çizelge 3. Deltayik tortullarının temel tane bileşenlerinin bollukları.

+++ çok bol, ++ bol, +seyrek, - yok

Table 3. Abundance of basic grain constituents of deltaic sediments.

+++ more common, ++ common, + rare, -free.

iriliğine karşılık ince taneli tortullar (süt, kil) içinde boldurlar. Seyrek olarak kumlu düzeylerde de rastlanmıştır. İkinci grup organik madde ise, ince taneli tortullarda organik çamur laminaları olarak bulunmaktadır. Siyah renklidirler ve karaya yakın örneklerde lamina kalınlığı nispeten fazladır (Şekil 9). Bu organik laminalar büyük ihtimalle yerinde; kıyı bataklığı, lagün veya dağıtım kanalları arası koylarda oluşmuşlardır (Wright, 1978) ve sonraki dönemde deltayik tortullarla örtülmüşlerdir.

Sondajlar (Cores)	AĞIR MİNERALLER (HEAVY MINERALS)										
	granat	epidot	zoisit	stavrolit	apatit	disten	biyotit	klorit	tremolit	zirkon	turmalin
1	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+
2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	+	+	-	+	-	-	++	-	-	+	+
6	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	+	-	-	-	+	-	-	-	-	+	+
8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-
11	-	-	-	+	-	-	+	+	-	-	-
14	+	+	+	-	-	-	+	-	+	-	-
18	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+
20	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
21	+	-	-	-	-	+	-	-	+	+	+
23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	+	-	+	-	-	-	++	-	-	-	-

Çizelge 4. Deltayik tortullarında başlıca ağır mineraller ve bollukları ++bol, +seyrek, -yok

Table 4. Heavy minerals and their abundance of deltaic sediments ++ Common, + rare, - free

Tortul Fasiyeler

İncelenen karot örneklerinde tane boyu dağılımı, mineralojik yapı ve organik madde içeriği esas alınarak, iki temel topluluk içinde dört tortul fasiyes ayırılmıştır. Bunlar;

- 1- İnce taneli tortullar: a) Sade çamurlar
b) Organik maddeli çamurlar
- 2- Kaba taneli tortullar: a) Sade çamurlar
b) Kumlu çakıllar

SONDAJLAR (CORES)	KİL MİNERALLERİ (CLAY MINERALS)				
	simektit	illit	klorit	14S-14K	14S-14C
1	5	4	1	-	E
2	5	5	-	-	-
3	6	4	1	-	E
4	6	4	E	-	-
6	4	4	1	-	-
7	3	5	1	-	E
8	5	4	1	-	E
10	4	6	E	-	-
11	4	5	1	-	E
14	6	3	1	-	E
18	6	3	1	-	E
20	3	5	2	-	-
21	4	4	1	1	-
23	3	5	2	-	-
24	8	2	E	-	-

Çizelge 5. Deltayik tortullarda başlıca kil mineralleri ve bağıllı bollukları, E ender.

TabSe S. Basic clay minerals and their relative abundance of the deltaic sediments. E rare.

Fasiyes 1 a- Sade Çamurlar Bunlar İnce-orta laminalı çamurlar olup, gri esmer renklidirler. Bazı düzeylerde şiltler, bazı düzeylerde killer ağırlıktadır. Siltli düzeylerde yer yer çapraz laminalanma, genelde ise paralel laminalanma belirgindir. Killi seviyelerde laminalanmanın bozulduğu (belki karot alımı sırasında) gözlenir. Bu litofasiyes genelde delta ilerisi ortamları temsil etmekte olup çoğunlukla asıltıdan çökelmişlerdir. Siltli seviyelerin bir bölümü, özellikle çapraz laminalı kesimleri ise fırtınalı dönemlerde gelişen fırtına tortullarını ve /veya türbid akıntı ürünlerini işaret ederler (Elliott, 1978; Wright, 1978). Bu fasiyes deltapik istifin en üst kesimlerinde tipik olup kara yönünde kalınlaşır. Ekserisi Dİ delta istifine ait tortullardır (Şekil 9).

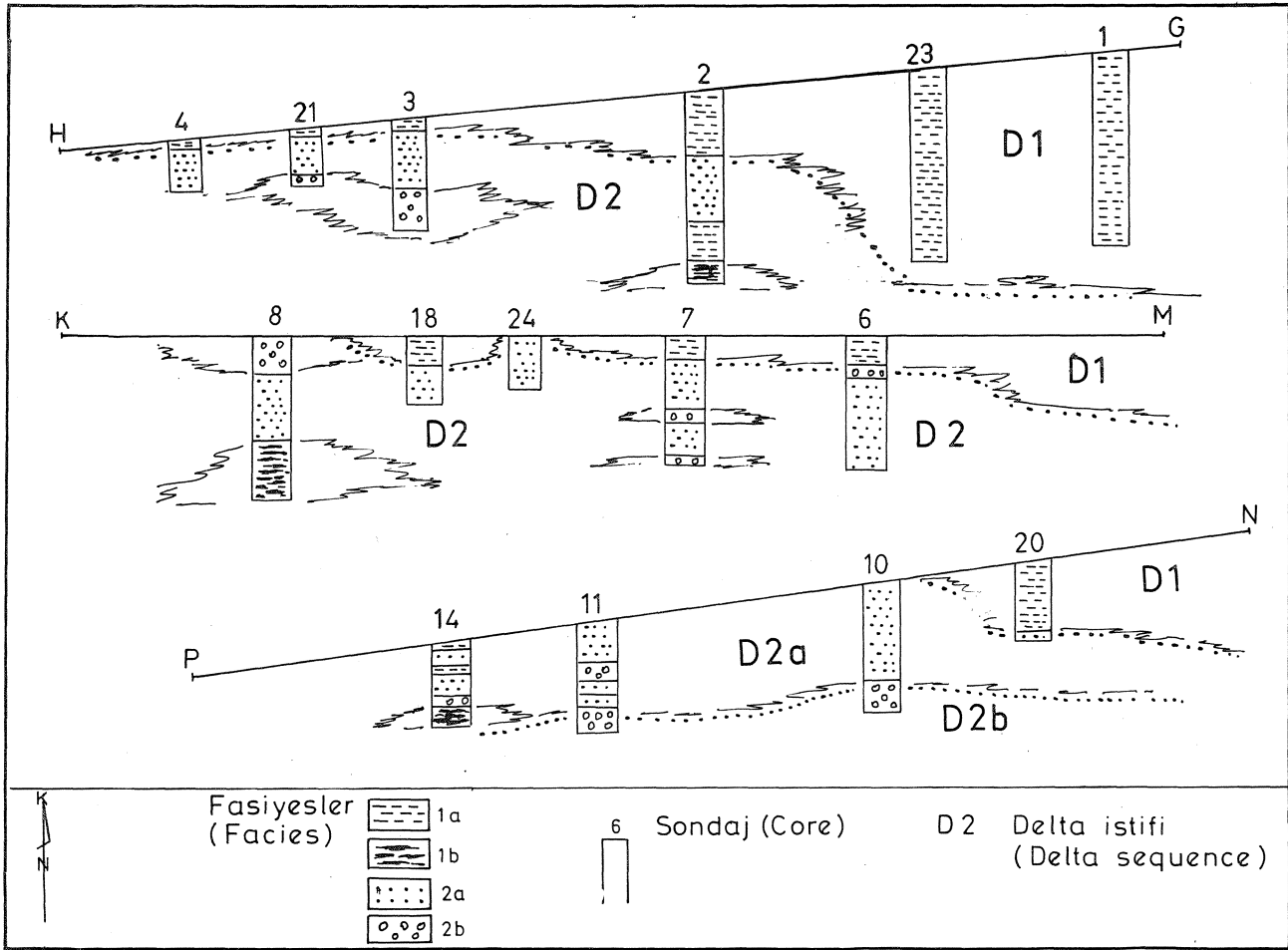
ÖRNEK NO (SAMPLE NO)		8-90	8-10	11-70	11-10	7-70	7-10	6-70	6-10	2-90	2-10	1-90	1-10
OSTRAKOD	FOSİLLER (FOSSILS)												
	Cyprideis torosa (JONES)												
	Cyprideis littoralis (BRADY)												
	Cypris pubera MUELLER												
	Loxococoncha bairsti MUELLER												
	Xestoleberis aurantia (BAIRD)												
	Xestoleberis communis MUELLER												
	Henryhowella asperina (REUSS)												
	Bairdia longevaginata MUELLER												
	Pterygocythereis jonesii (BAIRD)												
	Cytherella vandenboldi SISSINGH												
	Cytherella laevis (BRADY)												
	Callistocythere elegans (MUELLER)												
	Acanthocythereis hystrix (REUSS)												
	Paracytheridea sp.												
	Loxococoncha alta RUGGIERI												
	Cytheropteron cf. punctatum BRADY												
	Urocythereis favosa ROEMER												
	Leptocythere sp.												
	Semicytherura cf. sulcata MUELLER												
	Cytheridea neopolitana KOLLMANN												
	Cytheropteron alatum (SARS)												
	Aurila convexa (BAIRD)												
	Henryhowella sarsii (MUELLER)												
	Bythoceratina bensoni RUGGIERI												
	Carinocythereis antiquata (BAIRD)												
	Hiltermannicythere rugosa (COSTA)												
	Callistocythere discrepens (MUELLER)												
	Bosquetina rhodiensis SISSINGH												
	Buntonia sublatissima (NEVIANI)												
	Cytheropteron rotundatum (MUELLER)												
	Aurila speyeri (BRADY)												
	Elphidium albiimblicatum (WEISS)												
	Ammonia punctata granosa (SEQUENZA)												
Elphidium crispum (LINNE)													
Elphidium fichtelium (d'ORBIGNY)													
Quinqueloculina cf. pulchella d'ORBIGNY													
Triloculina sp.													
Spiroloculina communis CUSHMAN ve TODD													
Nonion sp.													
Biloculina sp.													
Textularia sp.													
Ammonia beccarii (LINNE)													
Hyalinea balthica (SCHROETER)													
Neoglobobadrina pachyderma EHRENBERG													
Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)													
Globigerinoides cf. tenellus PARKER													
Globigerinoides bulloides CRESCENTI													
Globigerina sps													
Globigerinoides conglobatus (BRADY)													
Orbulina universa d'ORBIGNY													

Çizelge 6. Deltayik tortullarda saptanmış ostrakod ve foraminifer türleri ve bollukları, Ç-çok bol, B-bol, A-az, E-ender.

Table 6. Ostracod and foraminifer species determined in core sediments, Ç-more common, B-common, A-fair, E-rare.

Fasiyes S b- Organik Maddeli Çamurlar Kıvrımlı organik tane ve organik çamur laminaları ihtiva eden ince taneli tortullardır. Koyu esmer veya siyah renkli, ince-orta kalınlıkta paralel laminalıdır. Asıltıdan çökelen tanelerin yerli organik maddeyi hızla örtmeleri sonucu ortaya çıkmıştır. İstiflerde önemli kalınlık oluşturmaz ve fakat tanımsal özellikleri vardır. Transgresif dönemlerde boğulmuş kıyı lagün ve bataklığını temsil ederler (Wright, 1978). İncelenen örneklerde, kıyıda açığındaki karotlarda ve deltapik istifin nispeten orta düzeylerinde bulunuşu ilginçtir (Şekil 9). Bu fasiyesin Doğu Akdeniz derin deniz sondajlarında tespit edilen sapropelitik fasiyeslerle (Cita ve diğ., 1977) deney-tirilmesi güç ise de bazı benzerlikler dikkat çekicidir. Cita ve diğ. (1977) sapropelitik fasiyesin Akdeniz'de beş ayrı seviye teşkil ettiğini ve her seviyenin transgresif istiflerin tabanında bulunduğunu belirtirler. Yapılan izotop çalışmalarıyla kapalı ortamların (stegnan) ürünü oldukları ve Kuvaterner içinde M.Ö. 250 000., 195 000., 128 000., 75 000., 64 000., 32 000.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 9. Tortul fasiyeslerin düşey dağılımı. Tüm sondajlar D-B yönlü, sismik profillere paralel üç hat üzerine getirilmiştir. Fasiyeslerin kara yönünde kalınlaşması tipiktir. Şekil 11 ile karşılaştırınız.

Figure 9. Facies distribution in cores. Note that lines H-G, K-M and P-N which carry core sites are roughly parallel to seismic profiles (see Fig. 2).

ve 13 000. yıllardaki deniz yükselmelerine karşılık geldiği ortaya konulmuştur. Bu çalışmada tespit edilen organik çamurlarda izotop çalışması ve yaş tayini yapılamamıştır, fakat stratigrafik deneştirmelerle son büyük transgresyon (MÖ 13 000) sırasında örtülen ortamları işaret etmesi beklenebilir.

Fasiyes 2 a- Sade Kumlar Deltayik istifin hacim olarak en yaygın fasiyesi olup, özellikle kıydan açığındaki karotların alt ve orta düzeylerinde gözlenirler (Şekil 9, 10). Bunlar genelde yıkanmış, killi tortul ihtiva etmeyen kumlardır. Tekçe tabakaları 3-15 cm arasında değişir. Derecelenme ve paralel İabakalanma tipiktir. Bazı düzeylerde zayıf ters derecelenme bulunur. Açık deniz yönünde fasiyesin kalınlaştığı izlenir (Şekil 9). Bu fasiyes delta önu tortullarını temsil eder.

Fasiyes 2 b- Kumlu Çakıllar: Bir önceki fasiyes (fasiyes 2a) içinde ince çakıllı seviyeler şeklinde gözlenir. Bazı kesimlerde kum nispeti artar ve aynı za-

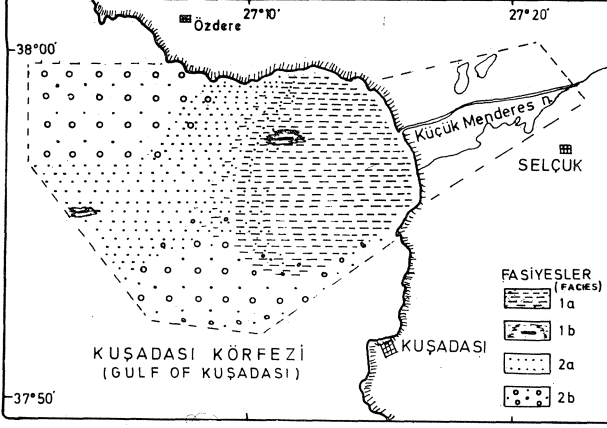
manda iri, kırıntılı organik taneler de (bitki artıkları) karışmıştır. Tabaka alt yüzeyleri düzensiz (aşmalı), tabaka içi normal derecelenmelidir. Çakıllar orta-iyi yuvarlaklaşmış ve fakat kötü boylanmalıdır. Maksimum tane boyu 4 cm kadardır. Karotlardaki dağılımı çok düzenli değildir ve alt kesimlerde gözlenir (Şekil 9). İnce tabakalı seviyeler yatak yüklerinin taşındığı kanalların gecikme çökellerini, kaim tabakalı kesimler ise sellenme evrelerinde getirilen kaba yüklerin ürünü olması beklenmektedir (Elliott, 1978; Wright, 1978).

Fasiyeslerin Yana! ve Düşey İlişkileri

Karotlar üzerinde ayrıntılan dört adet tortul fasiyesin yanal ve düşey ilişkileri, ardalanan deltayik depolanmayı açıkça belirtmektedir (Şekil 10, 11). Şekil 9 ile Şekil 4-6 karşılaştırılırsa açıkça görüleceği gibi fasiyesler D1 ve D2 istiflerine aittir.

Karaya yakın bölümlerde fasiyes 1a oldukça kaimdir ve kuzey batıya doğru artan kalınlık, güneydoğuya

doğru inceler. Tersine, ağız barlarını temsil eden fasiyes 2a ve 2b aynı yönde kalınlaşır (Şekil 9). Fasiyeslerin alan içindeki dağılımları göreceli olarak şekil 1 l'de verilmiştir. Fasiyes la'nın yaygın olduğu kesimler D1 istifi ni (güncel delta), açık deniz yönündeki fasiyes 2a, 2b ise D2 istifi ni ortaya koymaktadır.



Şekil 10. Karotlardaki kalınlıklarına göre tortul fasiyeslerin saha dağılımı. Kıyıda açığıdaki fasiyesler (fas.2) kaba taneli ve stratigrafik olarak daha yaşlıdır. Kıyıya yakın olanlar güncel delta tortullarıdır (Metne bakınız).

Figure 10. Areal distribution of the sedimentary facies according to their thicknesses in cores only. Facies 1a, which is close to the shoreline, is relatively younger and it represents submarine sector of the recent delta (see text for details)

TARTIŞMA ve SONUÇLAR: DELTA KOMPLEKSİNİN GELİŞİMİ

Delta ların üst üste gelişerek bir kompleks teşkil etmeleri sık rastlanan bir oluşum değildir. Bu bakımdan Kuvaterner yaşlı Küçük Menderes delta kompleksi, deltayik depolanmanın esasları ve kompleks oluşumuna yol açan olayların anlaşılması bakımından ayrıntılı incelenmesi gereken iyi bir örnektir. Buradaki tortul kayıtlardan bölgenin tektonik tarihçesi ve Kuvaterner'deki global deniz seviyesi değişimleri için veriler ortaya konulabilir. Ancak bu kompleks yeterince incelenmemiştir ve aşağıdaki bulgular daha ayrıntılı tartışmalara başlangıç teşkil edebilir.

Havza Özellikleri

Ege bölgesini etkileyen genişleme tektoniği ve genç tortul havzaların teşekkülü eskiden beri bilinmektedir (örn. Mc Kenzie, 1972; Brinkman, 1976, Dewey ve Şengör, 1979). Bu havzaların (örn. Bakırçay, Gediz, Madra, K. Menderes, B. Menderes) ortak özelliği yaşlı dolgulara (Neojen ve Kuvaterner) sahip bulunmasıdır. Kuvaterner yaşlı sığ denizel tortulların depolanmasında

iklim değişimleri önemli olmakla birlikte, tektoniğin de depolanmayı etkilediği ve çoğu yerde ikisinin ayrımının güçleştiği gözlenmektedir (Erol, 1969; 1976; Gökçen, 1976; Kraft ve diğ. 1980). Bu durum Küçük Menderes delta kompleksinde de belirgindir. Küçük Menderes delta kompleksinin oluştuğu Kuşadası körfezi, Üst kenarları fay zonları halindedir. Körfezin ortasında, grabenin güney kenarına nispeten - yakın, D-B uzamlı bir yükselti bulunmaktadır ve esas grabeni iki küçük grabene böler (Turkse Shell, 1979). Grabenle birlikte gelişen bu yükselti alanı Pleyistosen sonlarına kadar depolanmayı kontrol eden önemli bir havza topografyası oluşturmuştur. Ancak del tayik kompleksin son safhasında üzeri örtülebilmüş ve bugünkü gömülü halini almıştır (Şekil 7).

Küçük Menderes grabeni yaklaşık 3000 m kalınlıkta bir dolguya sahiptir. Bunun 2500 m kadarına Neojen yaşlı ve akarsu kökenli tortullar olduğu sanılmaktadır (Turkse Shell, 1979). Bu havza dolgusu pozitif alanın güneyinde daha kalındır ve grabenin güney kenarının kuzey kenarına göre daha aktif olduğunu işaret eder. Graben dolgusunun Kuvaterner'e ait bölümünün üst seviyelerini deltayik kompleks teşkil eder. Alt seviyelerinin niteliği ise belli değildir. Aynı şekilde bu Kuvaterner dolgunun yanıl uzanımı ve fasiyes özellikleri de açık değildir. Karada çok az bir kesiminin bulunduğu dikkate alınarak, bugünkü şelfin Pleyistosen'deki depolanmalarla oluştuğu, Kuvaterner'de şelf kenarının çok daha ilerlerde olduğu çıkarılabilir. Benzer sonuç komşu havzalarda da elde edilmiştir (Aksu ve diğ., 1987; 1990).

Deltayik Kompleksin Oluşumu

Bu çalışmadaki tortul ve sismik incelemeler ile önceki araştırma sonuçları (örn. Cita ve diğ., 1977; Kraft ve diğ. 1980; 1981, Turkse Shell, 1979; Aksu ve diğ., 1978; 1990) Küçük Menderes delta kompleksinin aşağıdaki sıra içinde geliştiğini göstermektedir.

1) Günümüzden yaklaşık 190 000 yıl önce ilk büyük transgresyon meydana gelmiş ve deniz bugünkü kıyılara kadar ilerlemiştir. Su seviyesinin sabitleşmesinden sonra D4 delta istifi oluşmuş ve kıyı bugünkü şelf kenarına kadar ilerlemiştir.

2) İkinci belirgin deniz ilerlemesi yaklaşık 120 000 yıl öncedir ve bunu takiben D3 delta istifi gelişmiştir. D4 ve D3 istiflerine ve bunları sınırlayan transgresif tortullara ait yansımalar sığ sismik kesitlerde çok net değildir (Şekil 4-7). Derin sismik kesitlerde ise üst seviyelerle karışmış vaziyettedir. Yukarıdaki zaman aralıkları Akdenize ait genel iklim değişikliklerine dayalı olarak (Cita ve diğ. 1977; Sür, 1980) öngörülmüştür.

3) Üçüncü büyük deniz ilerlemesi yaklaşık 60 000 yıl öncedir. D4 ve D3 istifleri ile bunları aralayan denizel tortullar havzayı büyük ölçüde düzleyerek daha geniş bir şelf oluşmasını sağlamışlardır. Bu geniş şelf üzerine D2 istifinin birinci lobu (D2a) ilerlemiştir. Bu sırada grabenin güney kenarı daha aktif gözükmektedir. Çünkü D4

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

ve D3 istifleri bu kenar yakınında daha kalın bulunduğu gibi, d2a lobu da aynı tarafa doğru ilerleme göstermiştir ve kalın istif oluşturur.

4) D2a lobu güney yarıda aktif şekilde büyürken (yaklaşık bugünkü -80 m derinliklere kadar), ani bir subsidansla delta lobu boğulmuş ve ilerlemesi kesilmiştir. Bu transgresyonla deniz seviyesi yaklaşık -40 m bölgesine kadar yükselmiş ve sabitleştikten sonra yeniden delta ilerlemesi başlamıştır (D2b). Subsidans zamanı yaklaşık 30 000 yıl öncedir. Subsidansı takiben ikinci delta lobu (D2b) ilerlemesi, birincinin aksine kuzeybatıya doğrudur (Şekil 4-7). Transgresyonun geniş ölçekli olmayışı, delta ilerlemesinin önce güneybatıya iken sonradan kuzeybatıya yönelmesi, su seviyesi yükselimi inde graben tektoniğinin özellikle kuzey kenardaki çökmelerin etkin olduğunu ortaya koymaktadır. Halihazırda da kuzey kenar daha aktiftir.

5) D2 delta istifinin ilerlemesi oldukça uzun zaman almış ve kıyı çizgisi bugünkü şelf kenarından (-110 m) ötelere ulaşmıştır. Yaklaşık M.Ö. 13 000 yıllarında son büyük transgresyon başlamış ve kıyı bu günden 11 km kadar daha içerilere ilerlemiştir.

6) Kıyı çizgisi M.Ö. 6000-3000 yılları arasında sabitleşmiş ve tekrar D4 delta istifinin oluşu-muyla birlikte yeniden ilerlemeğe başlamıştır. Bu ilerleme (delta oluşumu, D4) halen sürmektedir. Küçük Menderes deltası adı verilen bu oluşumun yaklaşık 50 km kadar su dışı delta düzlüğü bulunmaktadır. Antik yerleşim yerleri; Efes, Artemision, kıyının sabitleştiği dönemlerde - M.Ö.3000-kurulmuş ve sonradan karada kalmışlardır (Kraft ve diğ.,1977; 1981). Bu delta-D4-MS 300 yıllarına kadar akarsu-egemen delta olarak büyürken, sonradan dalga-egemen delta haline dönüşmüştür ve devam etmektedir (Darkot, 1939; Eiesma, 1962; Aksu ve diğ. 1987). Deltadaki bu rejim değişikliği, belki de su dışı delta düzlüğünün çok genişlemiş olmasına ve burada aşırı yatak yükü tutulmasına bağlıdır.

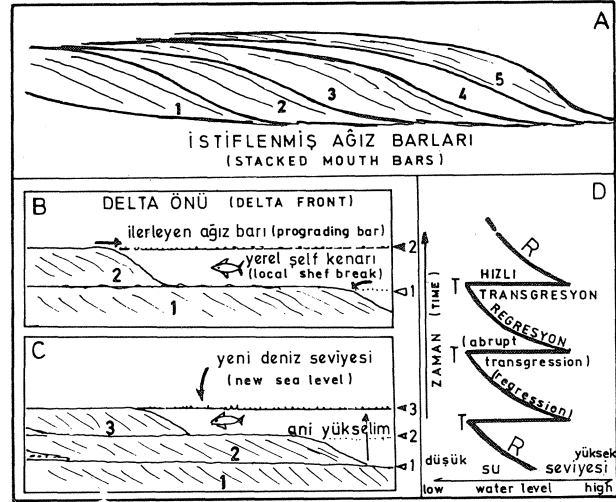
Deitayik Depolanmada Tektonizma İzleri

Deltayik depolanmaya doğrudan tesir eden faktörlerin başında havza geometrisi, tortul sağlamlılığı ve iklim gelir (Elliott, 1978; Coleman ve Prior,1982, vb). Tektonizma bunlardan ilk ikisini etkileyerek dolaylı etki eder. Özellikle havza kenarlarının morfolojisini değiştirerek delta geometrisini ve fasiyeslerini çeşitlendirir (Kazancı, 1990). İncelenen Küçük Menderes delta kompleksindeki büyük deniz seviyesi değişimlerinin zamanları (MÖ 190-, 120-, 60-, 13 000). Üst Pleyistosendeki global iklim değişimleri ile kompleksin ana istiflerini (D 1-4) ayıran transgresyonlar tektonik değil global deniz seviyesi değişimlerinin sonucudur. Yalnızca D2a ve D2b alt istiflerinin oluşumunu doğuran hızla tarmşgresyon bunun dışındadır.

Komplekse ait sismik kayıtlarda en açık yansımalar D2 istifine aittir(Şekil 4-7). Bu kesitlerde (D2a,b) sigmoidal şekilli, üst üste binmiş delta-önü tortullarının

varlığı görülür (Şekil 5). İstif stratigrafisi açısından bunlar arasındaki sigmoidal dokanak transgresyon istiflerinin sigmoidal konumları, delta ilerlemesinin zaman zaman yamacının yerel şelf kenarı haline dönüştüğünü göstermektedir (Kazancı,1988). Bu gelişimde (Şekil 11) su seviyesi yükselmelerinin (subsidans) sebebi tektonizmadır ve depolanmada duraklamalara sebep olmuştur. Bu şekilde ağır barı tekrarlanmalarının grabenler için tipik olduğu belirtilmektedir (Kazancı,1988). Ara yüzeylerde aşınma ve denizel tortul gözlenmeyişi transgresyon hızının yüksek oluşumuna bağlanabilir.

Şekil 4'de üstlenmiş delta-önü istifleri çok tipiktir ve enaz 12 adet sayılmıştır. Kesit uzunluğu dikkate alınırsa sayısının daha da artması beklenir. Bu istiflenme tarzı, ana grabenin önce güney kenarının, sonra kuzey kenarının (veya denizaltı yükseltisi ile yarılmış güneydeki ve kuzeydeki küçük grabenlerin) D2 deltasının depolanımı sırasında aktif olduğunu gösterir. Sık sık tekrarlanan çökmeler delta istifinin kalınlaşmasını engellemiş ve üst üste binen küçük lobların gelişmesini sağlamıştır. D4 ve D3 istiflerinde bu tarz depolanmanın varlığı sisimik kayıtlardaki eksiklikler sebebiyle



Şekil 11. D2 istifinde tektonizma tesirleri. A) İstiflenmiş sigmoidal ağız barları (1, 2, 3,...), B, C) İlerleyen ağız barlarının ani yükselen su seviyesi nedeniyle gerilemesi ve yenisinin gelişmesi, D) Su seviyesi-transgresyon (T)-regresyon (R) ilişkileri (ölçeksiz) (Kazancı 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 11. Tectonic effects on the development of the sequence D2. A) Stacked mouth bars (longitudinal profiles), B, C) Drowning and renewing of mouth bar progradation by abrupt sea-level rises, D) Relations between transgression (T) and mouth-bar progradation. (not to scale) (modified from Kazancı, 1988).

gözlenebilmiştir, ancak sayıları değişse bile bulunmaları beklenmektedir.

Özetle, Kuşadası körfezinde deltayik kompleksin oluşumunu doğuran ana transgresyonlar global deniz seviyesi yükselmelerini temsil ederler. Her bir delta istifi içindeki küçük transgresyon yüzeyleri ise graben tektoniğinin ürünüdür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın (S.L.G.) yönetiminde yürütülen üniversite projesinin bir bölümüdür, sismik kayıtlar R / V Koca Piri Reis gemisiyle alınmıştır. Yazarlar, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Direktörlüğüne, gemi mürettebatına, sismik kesitlerin yorumuna katkıda bulunan Prof.Dr.Turan Kayıran (A.Ü.) ve Sami Derman'a (TPAO), makaleyi titizlikle inceleyen ve yararlı önerilerde bulunan dergi editör ve hakemlerine teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksu, A.E. ve Piper, D.J.W., 1983, Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey: *Mar. Geol.*, 54, 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T., 1987, Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey: *Sediment. Geol.*, 52, 227-250.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J.W., 1990, Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area: *Jeofizik*, 4, 3-36.
- Bozbay, E., Kozan, A.T., Bircan, A. ve Ögdüm, F., 1986, Küçük Menderes Havzasının (batı ve orta bölümü) jeomorfolojisi. *M.T.A.Rap. no 8008* ank
- Brinkman, R., 1976, *Geology of Turkey*, Elsevier, Amsterdam, 158 s.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C, Robert, D., ve Diğ., 1977, Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean: *Quaternary Res.*, 8, 205-235.
- Colella, A. ve Prior, D.B., 1990, Coarse-Grained Deltas, *IAS Spec. Pub.* 10, 375s.
- Coleman, J.M. ve Prior, D.B., 1982, Deltaic Sand Bodies (3.Baskı), *AAPG Education Course Series*, 15, 171s.
- Coleman, J.M. ve Roberts, H.H., 1988, Deltaic coastal wetlands: *Coastal Lowlands: Geology and Geotechnology*'da (Eds. W.J.M. Van Der Linden ve dig.), *Kluwer Acad. Pub.*, s. 1-24.
- Darkot, B., 1983, Ege Haliçlerinin Menş ve tekâmülü: *İstanbul Üniv. Yay. no 62*, 112s.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and the surrounding regions; complex multiplate

and continuum tectonics in a convergent zone: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, 84-92.

- EİEİ, 1987, Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları: *EİE Genel Müdürlüğü, Yay. no 87-44*, 495s. Ankara.
- EİEİ, 1990, 1986 yılı akım değerleri: *EİEİ Genel Müdürlüğü, Yay. no 90-10*, 360s., Ankara.
- Eisma, D., 1962, Beach ridges near Selçuk, Turkey; *Tijdschr. K. Nederl. Aard. Gen.*, 79, 234-246.
- Elliott, T., 1978, Deltas: *Sedimentary Environments and Facies*' da (Ed. H.G. Reading), *Blackwell Pub.*, Oxford, 94-142.
- El Sohby, M.A., Mazen, S.O., Abou-Shook, M. ve Bahr, M.A., 1988, Coastal development of Nile Delta: *Coastal Lowlands; Geology and Geotechnology*' da (Eds. W.J.M. Van Der Linden ve dig.), *Kluwer Acad. Pub.*, s. 175-180.
- Erinç, S., 1955, Gediz ve Küçük Menderes delta-larının jeomorfolojisi: *IX. Coğrafya Meslek Haftası, Tebliğler, Türk Coğrafya Kur. Yay.*, no 2, s. 33-36.
- Erol, O., 1969, Anadolu kıyılarında Holosen'deki değişmeler hakkında gözlemler: *Coğrafya Araş. Derg.*, 2, 89-102.
- Erol, O., 1976, Quaternary shoreline changes on the Anatolian coasts of the Aegean Sea and related problems: *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 459-468.
- Galloway, W., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems: *Deltas* (Ed. M.L.S. Broussard)'da, *Houston Geol. Soc.*, s. 87-98.
- Gökçen, N., 1976, A paleontological and paleoecological investigation of the Post-glacial Madra Çayı deposits in the northeastern coasts of the Aegean Sea: *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 469-475.
- Kazancı, N., 1988, Repetitive deposition of alluvial fan and fan-delta wedges at a fault-controlled margin of the Pleistocene-Holocene Burdur Lake graben, southwestern Anatolia, Turkey: *Fan Deltas; Sedimentology and Tectonic Setting* (Eds. W. Nemeç ve R.J. Steel)'da *Blackie, Glasgow*, s. 186-196.
- Kazancı, N., 1990, Bouldery fan-delta sequences in the Pleistocene and Holocene Burdur Basin, Turkey; the role of basin-margin configuration in sediment entrapment and differential facies development: *Coarse-Grained Deltas* (Eds. A. Colella ve D.B. Prior)' da *Intern. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub.*, 10, 185-198.
- Kraft, J.C., Aschenbrenner, S.E. ve Rapp, Jr G.,

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

- 1977, Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites: *Science*, 195,941-947.
- Kraft, J.C., Kayan, İ. ve Erol, O., 1980, Geographic reconstructions in the environs of ancient Troy: *Science* 209, 776-782.
- Kraft, J.C., Aschenbrenner, S.E. ve Kayan, İ., 1981, Geç Holosen kıyı değişmelerinin Yunanistan ve Türkiye'de arkeolojik yerleşme yerleri üzerine etkileri: *Coğrafya Araşt. Derg.*, 10, 105-122.
- Leeder, M.R. ve Gawtorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block / half graben basin: *Extensional Tectonics* (eds.P.L. Hancock, M.P. Coward ve J.F. Dewey)'da, *Spec. Pub. Geol. Soc.Lond.*, 28, 139-152.
- Leeder, M.R., Ord, D.M. ve Collier, R., 1988, Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings; implications for interpretation of basin-fills: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting* (Eds. W.Nemec ve R.J. Steel)'da, Blackie, Glasgow, s. 173-185.
- Lowe, J.J. ve Walker, M.J.C., 1984, *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, London, 387 s.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *GeophysJ. R. Astron.Soc*, 30, 109-185.
- Miall, A., 1984, *Principles of Basin Analysis*: Springer, New York, 490s. ments, Longman, London 387 s.
- Mitchum, R.AJr., Vail, P.R. ve Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global change of sea level. Part 2; The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C.E.Playton)'da, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 25, s. 53-62.
- Nemec, W. ve Steel, R.J., 1988, *Fan Deltas; Sedimentology and Tectonic Setting*, Blackie, Glasgow, 444s.
- Oomkens, E., 1970, Depositional sequences and sand distribution in the Postglacial Rhône delta complex: *Deltaic Sedimentation; Modern and Ancient* (Ed. J .P.Morgan ve R.H. Shaver)'da, *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Pub.*, 15, s. 198-212.
- Sür, Ö., 1980, Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişiklikleri ve nedenleri: *Coğrafya Araşt. Derg.*, 9, 23-32.
- Turkse Shell, 1979 Ege ruhsatlan terk raporu: Petrol Dairesi Arşivi, Kutu no, 460, Ankara.
- Yaşar, D., 1989, Küçük Menderes deltası delta önü istifinin stratigrafik ve sedimentolojik evrimi I; *Sedimentoloji: Yüksek Lisans Tezi*, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enst., 83s. İzmir.
- Wright, L.D., 1978, *River deltas: Coastal Sedimentary Environments* (Ed. R.A. Davis, Jr.)'da, Springer, New York, s. 5-63.
- Makalenin Geliş Tarihi : 13.8.1990
Yayma Veriliş Tarihi : 21.12.1990

