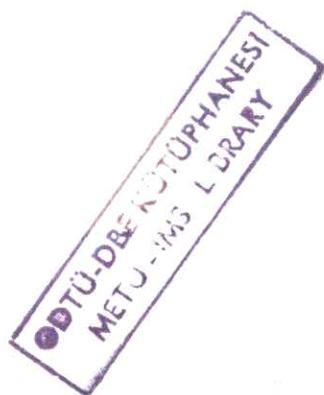


TÜBİTAK  
ULUSAL DENİZ ARAŞTIRMALARI PROGRAMI

KİLİKYA-ADANA HAVZASI KITA SAHANLIĞI GEÇ KUVATERNER  
ÇÖKELLERİNİN ARAŞTIRILMASI-I PROJESİ  
SONUÇ RAPORU

Proje Kod No: YDABÇAG-599/G

Hazırlayanlar:  
Vedat EDİGER  
Mahmut OKYAR  
S. Eda TEKİROĞLU  
Naci GÖRÜR  
Namık ÇAĞATAY



ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
ERDEMLİ/İÇEL

Nisan, 1999

## ÖZET

Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığı geç-Kuvaterner çökellerini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu araştırmada, onbir değişik transgressif depolanma ve kıyısal kum kamalanması olarak adlandırılan güncel bir depolanma bulunmuştur. Bölgeye ait tabankayanın düzensiz erozyon yüzeyine ve fay kontrollü yapılara sahip olduğu belirlenmiştir.

Çalışma sahası içerisinde en yaşlı transgresif depolanmanın geç-Kuvaterner öncesi dönemde, deniz seviyesi -180 m derinlikte iken, çökeldiği açıklanmıştır.

Geç-Kuvaterner döneme ait olduğu belirlenen on farklı transgressif depolanma ayrı edilmiş bulunmaktadır. Bu transgressif depolanmaların, aşağıdan yukarıya doğru, sırasıyla deniz seviyesi -138 m, -110 m, -95 m, -85 m, -60 m, -50 m, -45 m, -40 m, -32 m ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir. Bu depolanmalardan beş tanesi (deniz seviyesinin -138 m, -110 m, -85 m, -60 m ve -40 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökelenler) çalışma sahasının heryerinde gözlenmiştir. Diğer depolanmalar ise, sadece Göksu Deltası ve Anamur Körfezi açıklarında gözlenmiştir.

Güncel depolanmayı temsil eden kıyısal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır.

## **TEŞEKKÜR**

"Ulusal Deniz Araştırmaları Programı: Kilikya-Adana Havzası Kıta Sahanhığı Geç-Kuvaterner Çökellerinin Sismik Yöntemlerle Araştırılması-I" konulu ve "YDABÇAG 599/G" kod numaralı bu projenin gerçekleştirilmesi için Enstitümüze maddi destek sağlayan TÜBİTAK'a teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Bu proje kapsamında, gerekli olan gemi zamanı ve personel sağlanmasıında katkılarını esirgemeyen ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Prof.Dr. İlkay SALİHOĞLU'na, ve Müdür Yardımcısı Doç.Dr. Şükrü Turan BEŞİKTEPE'ye teşekkürlerimizi sunuyoruz.

R/V BİLİM gemisi kaptanı Kadri AN ve tüm gemi personeline, ayrıca Elektronik Müh. Mehmet DEMİREL'e sismik verilerin toplanması sırasında katkılarından dolayı teşekkürlerimizi sunuyoruz.

## İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
KAPAK	1
ÖZET	2
TEŞEKKÜR	3
İÇİNDEKİLER	4
ŞEKİLLER LİSTESİ	6
EKLER LİSTESİ	7
BÖLÜM 1: GİRİŞ	8
1.1. Araştırmmanın amacı ve önceki çalışmalar	8
1.2. Araştırma sahası ve kıyısal morfoloji	10
1.3. Akarsular ve iklim	12
1.4. Genel batimetrik durum	13
1.5. Doğu Akdeniz'in jeolojisi ve gelişimi	18
1.6. Kuzeydoğu Akdeniz'in stratigrafisi	20
1.6.1. Tersiyer öncesi	20
1.6.2. Tersiyer	22
1.6.2.1. Messiniyen paleo ortamı	23
1.6.3. Kuvaterner	23
1.6.3.1. Pleyistosen	24
1.6.3.2. Holosen	25
1.7. Kilikya-Adana Havzası kita sahanlığı sedimentolojisi	26
1.7.1. Sedimanların tane çaplarına göre sınıflandırılması	26
1.7.2. Sedimanların kökenlerine göre sınıflandırılması	26
1.7.3. Sediman birikme hızı	27
1.8. Deniz seviyesi salınımları	28
1.9. Kilikya-Adana Havzası'nın oşinografisi	29
1.9.1. Su kütelerinin özellikleri	29
1.9.2. Dolaşım sistemi ve akıntılar	30
BÖLÜM 2: ARAŞTIRMA CİHAZLARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER	33
2.1 R/V BİLİM	33
2.2. Konum bulma sistemi	33
2.3. Derinlik ölçme sistemi	34
2.4. Yüksek ayrımlı sismik yansıtma sistemi	35
2.5. Sismik stratigrafi yöntemi	37
2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları	39
BÖLÜM 3: SİSMİK BULGULAR VE TARTIŞMALAR	40
3.1. Bölgenin batimetrisi	40
3.1.1. Anamur Kanyonu	40
3.1.2. Anamur-Taşucu kayalık kıyı zonu	42
3.1.3. Göksu Deltası	42
3.1.4. Mersin Körfezi kumluk kıyı zonu ve delta karmaşası	44

## İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
3.1.5. İskenderun Körfezi	46
3.1.6. Hatay kayalık kıyı zonu	46
3.2. Dipaltı sismik istifi	47
3.2.1. Tabankaya	47
3.2.2. Geç-Kuvaterner öncesi depolanmalar	52
3.2.3. Geç-Kuvaterner dönemi depolanmaları	54
BÖLÜM 4: SONUÇLAR	65
KAYNAKLAR	69

## ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa no
Şekil 1.1: Araştırma sahasını gösteren harita.	11
Şekil 1.2: Doğu Akdeniz'in genel batimetrisi ve morfolojisi.	15
Şekil 1.3: Kilikya Adana Havzası kara kesiminin jeolojik haritası.	21
Şekil 2.1: Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi.	38
Şekil 2.2: Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansımaya türleri.	38
Şekil 3.1: Anamur denizaltı kanyonu ve bu kanyonun kıyıdıraki uzantısı.	41
Şekil 3.2: Göksu Deltası'nın batimetri haritası.	43
Şekil 3.3: Göksu Deltası'na ait topografik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği.	45
Şekil 3.4: Anamur Körfezi'ne ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	48
Şekil 3.5: Anamur Körfezi'ne ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	49
Şekil 3.6: Göksu Deltası'na ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	50
Şekil 3.7: Mersin Körfezi'ne ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	51
Şekil 3.8: Göksu Deltası'na ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	53
Şekil 3.9: Göksu Deltası'na ait yüksek ayırmalı sismik kayıt örneği ve yorumu.	60

## EKLER LİSTESİ

- EK-1: Yüksek ayırmalı siğ sismik hat haritası.
- EK-2: Derinlik haritası.
- EK-3: N7 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-4: N3 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-5: T11 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-6: M13 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-7: M20 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-8: A4 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-9: N13 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-10: N14 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-11: N9 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-12: Transgressif depolanmalara ait eski kıyı çizgileri haritası.
- EK-13: Kıyısal kum kamalanması haritası.

## BÖLÜM 1: GİRİŞ

### 1.1. Araştırmmanın amacı ve önceki çalışmalar

Neojen ve Kuvaterner yaşılı çökelleri ihtiva eden Kilikya-Adana Havzası yaklaşık olarak 1000 yılda 0.38 m'lik çökme hızına sahiptir (Aksu ve diğ., 1992). Ayrıca, bu havzadaki çökel serileri özellikle Kuvaterner'de oluşan buzul ve buzullar arası dönemlerdeki deniz seviyesi salınımlarından etkilenmiştir (Aksu ve diğ., 1992). Bu seriler deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde oluşmasına karşın, eski serilerin bir kısmı deniz seviyesinin alçaldığı dönemlerde erozyona uğramıştır. Dolayısıyla, Kilikya-Adana Havzasında bulunan Göksu, Seyhan ve Ceyhan deltalarının ve kıyı sahanlığının sedimentolojisi havzanın çökmesinden ve deniz seviyesi salınımlarından oldukça etkilenmiştir. Diğer taraftan, bu nehirlerin ağızlarının zamanla konumlarını değiştirmiş olması (Erol, 1993), depolanmanın ve buna bağlı olarak da deltaların gelişim yönünün, zaman içerisinde farklılıklar gösterdiğini ortaya koymuştur.

Bu proje kapsamında, doğu Akdeniz'de yer alan Kilikya-Adana Havzası Türkiye kıyı sahanlığının morfolojik ve sedimentolojik özellikleri, batimetrik ve yüksek ayııraklı (Uniboom) sismik verilerin ışığı altında incelenmiştir. Sismik veriler, sismik stratigrafik yöntemlerle yorumlanmış ve tabana ait bazı özellikler haritalanmıştır. Bu araştırmmanın, Türkiye ve Akdeniz'in diğer kıyılarda yapılacak olan Kuvaterner jeolojisine yönelik bilimsel çalışmalara katkıda bulunabileceğine, bunun yanısıra deltalarda meydana gelen kıyısal ilerlemelerin ve gerilemelerin yorumlanabilmesinin de, çevre koruma çalışmalarına yardımcı olabileceğine inanılmaktadır.

Üç farklı araştırmanın tamamlanması ile sonuçlandırılacak olan projenin, bu rapor kapsamında gerçekleştirilen kısmı, Kilikya-Adana Havzası'nın Türkiye kıyı sahanlığında yapılan çalışmaları ve elde edilen sonuçları içermektedir.

Kuzeydoğu Akdeniz'deki Kilikya-Adana Havzasında çeşitli araştırmacılar tarafından (Finetti ve Morelli, 1973; Morelli, 1973; Malovitsky ve diğ., 1974; Morelli ve diğ., 1975; Woodside ve Williams, 1977; Woodside, 1977; Evans ve diğ., 1978; Özhan, 1988) sismik araştırmalar yapılmış olmasına karşın, bu araştırmaların tamamı Kilikya-Adana Havzası'nın derin (>200 m) kesimlerinde gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, bu çalışmalar esnasında hava tabancası ve sparker sistemleri ses kaynağı olarak kullanılmıştır. Bu tür ses kaynakları iyi bir penetrasyon sağlayabilmekte ve bundan dolayı derin jeolojik yapıların incelenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak, yüksek penetrasyon gücüne sahip olan bu tür sistemlerin ayırymlılık özellikleri zayıf olduğundan (>3 m) dipaltındaki yapıların detaylı bir şekilde araştırılması pek mümkün olamamaktadır. Halbuki, güncel kıyı sahanlığı sedimentasyonun incelenmesi düşük penetrasyona sahip, buna karşın ayırymlılığı yüksek olan (<1 m) sismik yansımaya sistemlerinin kullanılması ile mümkün olmaktadır (Morelli, 1978; Colantoni ve diğ., 1981; Van Andel ve Lianos, 1984; Stefanon, 1985; Alexander ve diğ., 1986; Got ve diğ., 1987; Okyar, 1987, 1991; Okyar ve diğ., 1994; Canals ve diğ., 1988).

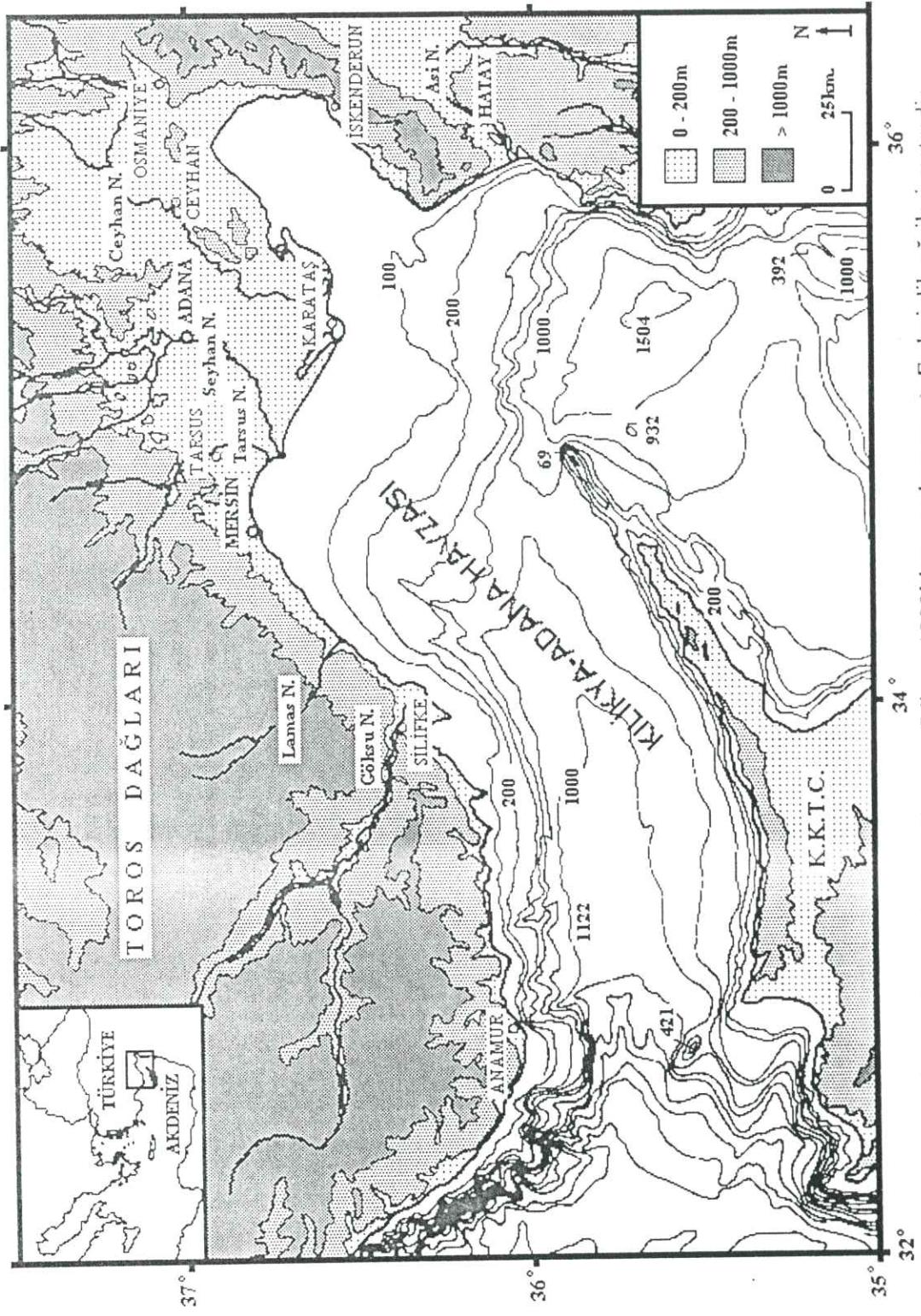
Kilikya-Adana Havzası'nın sığ kesimlerinde bazı küçük ölçekli yüksek ayırymlı sismik yansımıma çalışmaları gerçekleştirilmiş olmasına rağmen (MASU OŞİNOGRAFİ, 1975, 1977; ODTÜ-DBE, 1985, 1986; Alavi ve diğ., 1989; Bodur ve Ergin, 1989; Okyar, 1991; Aksu ve diğ., 1992; Ergin ve diğ., 1989, 1992a; Ediger ve diğ., 1993, Timur, 1996; Okyar ve Ediger, 1998) bu çalışmalar Kilikya-Adana Havzası kıyı sahanlığının tamamını kapsamamaktadır.

## 1.2. Araştırma sahası ve kıyısal morfoloji

Yaklaşık olarak -20 ve -200 m eş derinlik eğrileri arasında yer alan araştırma sahası, kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan Kilikya-Adana Havzası'nın Türkiye kıyılarını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Çalışma sahası, batıdan doğuya doğru Anamur Burnu ve Hatay/Suriye sınırı arasında yer alan kıta sahanlığını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Doğuda, İskenderun Körfezinden batıda Anamur Kanyonu'na kadar olan Kuzeydoğu Akdeniz'in Türkiye kıyı bölgesi Toros Dağlarıyla çevrilidir (Şekil 1.1). Genel olarak 1500 m yüksekliğe sahip olan Toros Dağları, yer yer 3500 metreden daha yüksek tepelere sahiptir. Bu dağlar, bölgenin tektoniğine ve bölgede denize ulaşan akarsuların aşındırma etkilerine bağlı olarak derin vadilere sahiptirler. Bölgede yapılan bazı araştırmalar, bu vadilerin yer yer deniz tabanında da uzandığını göstermiştir (Ediger ve diğ., 1993). Bu vadilerin deniz kıyısına ulaştığı bölgeler, akarsuların taşıdığı sedimanlarla oluşan geniş düzлüklerle kaplıdır. Bu düzлüklerin en önemlisi Göksu Deltası ve Seyhan-Ceyhan deltalarının oluşturduğu Adana ovasıdır. Bu durum, daha önce deniz gerilemesine maruz kalmış Adana ve İskenderun Neojen havzaları üzerine Ceyhan ve Seyhan'ın geniş kıyı düzлüklerinin (Çukurova) oluşması ile açıklanmaktadır (Evans, 1971; Erinç, 1978).

Akdeniz'in güney kıyılarında yer alan ovalar, başlıca nehirlerin delta ovaları ve onların geçtiği bölgeler hariç, genellikle dardır (Evans, 1971). Anamur'dan Taşucu Körfezi'ne doğru gidildikçe, Toros Dağları dik bir eğimle denize doğru dalmakta olduğundan kıyı kesiminde ovalar bulunmamaktadır. Buna karşın Taşucu Körfezi ile Mersin arasında yer alan bölgede Toros Dağları kıyıya paralel ve karanın iç kesimine biraz daha yakın uzanmaktadır. Bu bölgede, Göksu Deltası ve dar bir kıyısal düzлük bulunmaktadır. Mersin'den itibaren doğuya doğru ilerledikçe (Tarsus, Adana, Ceyhan



Şekil 1.1: Araştırma sahاسını gösteren harita (Okyar ve Ediger, 1998'den uyarlanmıştır). Eşdeğerlik eğrileri metredir

ve Osmaniye) Toros Dağları geniş bir yay çizerek karaya doğru sokulmaktadır.

Dolayısı ile bu bölgelerde geniş ova düzlükleri (Çukurova-Adana) ve deltalar (Seyhan ve Ceyhan) yer almaktadır. Osmaniye'den itibaren İskenderun, Hatay ve Suriye sınırına kadar olan bölgede ise Amanos Dağları genel olarak kıyıya paralel bir şekilde uzanmaktadır. Ancak, Amanos Dağları'nın karanın iç kesimlerine doğru sokulduğu bölgelerde, kıysisal düzlükler yer almaktadır.

Göksu, Seyhan ve Ceyhan deltalarının kıyı çizgilerinde meydana gelen değişiklikler ve akarsu ağızlarının zaman içerisinde gösterdiği bazı farklılıklar, bölgeye ait tüm haritalar incelendiğinde açıkça gözlenebilmektedir. Özellikle, delta alanlarında gözlenen menderes tipi akarsu yatakları ve bunların kalıntıları olan boynuz göller, bu değişimlerin önemli delilleridir. Bunun yanısıra, kıyı şeritlerinde yüksekliği yer yer 10 m'ye erişen kumulların varlığı buralarda kıyı aşınmasının hakim olduğunu göstermektedir (Erol, 1993).

### 1.3. Akarsular ve iklim

Kilikya-Adana Havzası'na dökülen en önemli ve devamlı akan akarsular batıdan doğuya doğru Göksu, Lamas, Tarsus, Seyhan, Ceyhan ve Asi nehirleridir (Şekil 1.1). Göksu, Lamas, Tarsus, Seyhan, ve Ceyhan nehirlerinin yıllık debileri sırasıyla 3095, 142, 1057, 5063, ve 3645 milyon  $m^3$  tür (EIE, 1989; 1981; DSİ, 1985). Suriye'den gelen Asi Nehri hakkında bir bilgi mevcut değildir. Bunun yanısıra, havzaya çok sayıda mevsimsel derelerde dökülmekte olup, bu dereler genel olarak kış ve bahar aylarında en yüksek debiye sahiptirler. Tüm bu dereler, drenaj alanlarından çakıl ve çamur boyutundaki malzemeleri taşıyarak, havzaya depolamaktadır. Aksu ve diğ. (1992) tarafından yapılan bir çalışmaya göre, Seyhan, Ceyhan, Göksu ve Tarsus nehirlerinin bir

yılda Kilikya-Adana Havzası'na taşıdığı sediman miktarı  $13\ 315 \times 10^3$  ton olarak açıklanmıştır.

Çalışma sahası, tipik Akdeniz iklimine sahiptir olup yazları sıcak ve kurak kışları ılıman ve yağışlıdır. Bölgenin hava sıcaklığı, Ocak ayında ortalama  $10^{\circ}\text{C}$  ile Temmuz ayında ortalama  $30^{\circ}\text{C}$  arasında değişmektedir (Meteoroloji Bülteni, 1970). Yıllık ortalama yağış miktarı 600 mm'dir ve ortalama nem 70% civarındadır (Meteoroloji Bülteni, 1970).

Kilikya-Adana Havzası'nın Türkiye kıyıları, kış aylarında (Kasım-Mart) kuzeybatılı ve kuzeydoğulu rüzgarların (ortalama hız: 2.2 m/sn ve yıllık esme sayısı 3200), yaz aylarında ise (Nisan-Ekim) güneybatılı rüzgarların (ortalama hız: 4.5 m/sn ve yıllık esme sayısı 4271) etkisinde kalmaktadır. Genel olarak yıl içinde, bölgedeki etkin rüzgar yönü güneybatıdır (Çölaşan, 1968; Meteoroloji Bülteni, 1970; Ataktürk, 1980).

#### 1.4. Genel batimetrik durum

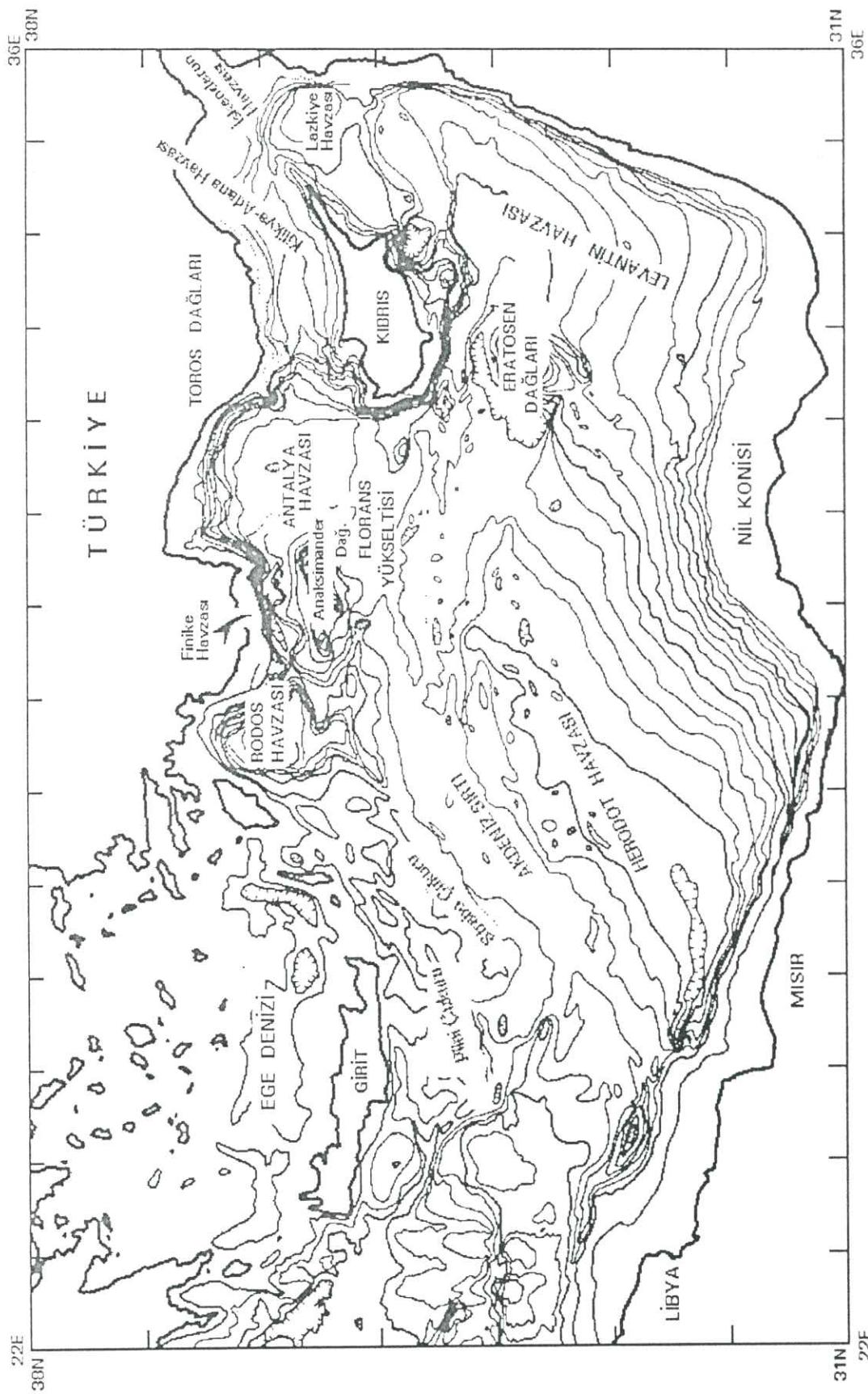
Doğu Akdeniz havzalarının güncel batimetrik haritaları, Wright ve diğ. (1975), Hall (1981), ve Hükümetlerarası Oşinografi Komisyonu (IOC, 1981) tarafından yayınlanmıştır.

Doğu Akdeniz'in genel batimetrik haritası incelendiğinde (Şekil 1.2), güney kıta kenarının (Mısır kıyıları önünde) Nil konisi ile az meyilli bir taban teşkil ettiği görülür. Bu az meyilli deniz tabanı, Afrika Kıtası'nın kuzeye doğru uzantısı olarak da yorumlanabilir. Buna karşılık, Doğu Akdeniz'in kuzey kıta kenarı yapısal olarak oldukça karışıkır. Dar bir şerit halinde uzanan ve eğimi oldukça fazla olan kıta yamaçları ve İtalya'dan başlayıp Kıbrıs'ı da içerisine alarak kuzeydoğu doğrultusunda

devam eden yay şeklindeki denizaltı sıradagları (Akdeniz Sırtı), Doğu ve Kuzeydoğu Akdeniz'in en ilginç topoğrafik yapılarıdır. Anaksimander Dağları, Batı Kıbrıs ve Florans Yükseltisi, Doğu Akdeniz'de rastlanan denizaltı dağlarına ve abisal tepelere birer örnek teşkil ederler. Bu topoğrafik karmaşıklık, kıta kenarları boyunca eski jeoloji devirlerinde meydana gelen, tektonik haraketlerin bir ürünüdür.

Kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan, Kilikya-Adana ve İskenderun havzalarının azami derinliği -1300 m olup, karadan denize doğru çok hafif bir meyil ile uzanarak genişliği 70 km'yi bulan, bir kıta sahanlığı teşkil ederler (Mulder ve diğ., 1975). Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığının doğu bölümü, batı bölümüne göre daha geniş ve az bir eğime sahiptir. Bu özelliğin en önemli sebebi, Türkiye'nin güney doğu kıyılarında yer alan ve yüksek debilere sahip olan Göksu, Seyhan ve Ceyhan nehirleri ve bu nehirlerin taşıdığı malzemedenir.

Kilikya-Adana Havzası'nın Kıbrıs'in kuzey bölgesinde uzanan kıta sahanlığı alanları, oldukça dar olup faylanmış, kayalık veya çok ince bir güncel sedimanla kaplanmıştır (ODTÜ-DBE, 1984; Okyar ve Ediger, 1997). Kilikya-Adana Havzası'nın batı kısmı ise, kesin bir kuzey-güney eğimli zemin sırtıyla Antalya Havzasından ayrılmaktadır. Bu kıta sahanlığının güney batısı, Kıbrıs tarafındaki yükselti zonundan, Kilikya-Adana ve doğu Kıbrıs (Lazkiye) havzalarına doğru ulaşan dar ve derin bir kanalla (-800 m derinlikte) ayrılmaktadır (Hall, 1981). Kıta sahanlığının sınırlarını belirleyen bu kısımda, konturların şeklinde bazı düzensizlikler gözlenebilmektedir (Şekil 1.2). Bu morfolojik değişimler, Kıbrıs'taki Girne Dağları ve Türkiye'deki Misis Dağları boyunca uzanan denizaltı rölyef zonundan kaynaklanmaktadır (Beltrandi ve Biro, 1975). Diğer taraftan, Adana ve İskenderun havzalarını birbirinden ayıran Girne-Misis sıradaglarının (Biju-Duval ve diğ., 1974) ve Güneydoğu Anadolu'daki Bitlis bindirmeye



**Şekil 1.2:** Doğu Akdeniz'in genel batimetrisi ve morfolojisi (Woodside, 1977'den uyarlanmıştır).

fayının, Girne dağları boyunca Kıbrıs'ın batısına kadar uzanan Neojen yayının bir parçası olduğu açıklanmıştır (Biju-Duval ve diğ., 1978).

Jackson ve McKenzie (1984)'e göre, İskenderun Körfezi'nin açılmasına Afrika ve Arabistan bağlantısının doğusunda yer alan Ölü Deniz transform fayı ile Doğu Anadolu faylarının uzantısal haraketleri sebep olmuştur. Şengör ve diğ. (1985), İskenderun Körfezinde güncel çatlak oluşuklarının varlığını destekleyen bazı jeolojik kanıtlar ortaya koymuştur.

Kıta sahanlığı ile derin havzaları birbirinden ayıran ve eğimleri oldukça fazla olan kıta yamaçları dar bir şerit halinde Doğu Akdeniz'i çevrelemekte ve genişliği ise Kuzeydoğu Akdeniz kenarlarında ortalama 10-50 km'yi bulmaktadır. Kıta yamacının alt sınırı, Mersin ve İskenderun körfezlerinde yaklaşık -500 m derinlikte görülmektedir. Kıta yamaçlarının meyilleri Doğu Akdeniz'de ortalama 1:10 iken, Türkiye önlerinde 1:24'e kadar değişmektedir (Emery ve diğ., 1966; Carter ve diğ., 1972).

Kıta sahanlığını ve yamacını yaran denizaltı kanyonlarından bazıları, kıta eteğine ve oradan da deniz tabanı düzlüklerine doğru uzanırlar (Hall, 1981; IOC, 1981). Bunlara özellikle Antalya Havzası'nın kuzey ve doğu kıyıları önünde (Antalya ve Gazipaşa arasındaki kıta yamacında) daha sık rastlanır. Kuzeydoğu Akdeniz'deki bu yapılar detaylı bir şekilde henüz çalışmamıştır. Bu denizaltı kanyonlarının büyük bir kısmı, kıta kenarlarındaki akarsu ve derelerin akış yönlerine uygun şekilde yerleşmişlerdir. Büyük olasılıkla, bunlar buzul çağındaki düşük deniz seviyeleri zamanında, kıta sahanlığı ve yamacı alanlarında kesilen kıyı şekillerinin uzantısıdır. Diğer bazı denizaltı kanyonlarının önceleri karasal vadiler olarak oluşukları ve ardından kıta kenarları ile birlikte çökerek sular altında kaldıkları açıklanmıştır

(Beydoun, 1977). Örneğin, İsrail kitä yamaçları, kısmen Neojen döneminde, birkaç kilometrelük çökme hareketine maruz kalmıştır (Gvirtzman ve Buchbinder, 1978).

Anamur kıyıları önünde karadan denize doğru uzanan Anamur denizaltı kanyonunun, bu alandaki büyük bindirme fayının uzanımında bulunan Sultançayı Vadisi'nin eksenile aynı doğrultuda olduğu açıklanmıştır (Ediger, 1987). Bu bölgede yapılan araştırmalar, kanyon üst sınırının yaklaşık -50 m su derinliğinden başlayarak -100 m derinliğe kadar uzandığını göstermiştir. Bu özellik, kanyon başlangıcındaki drenaj sisteminin karmaşık yapısını ve kanyonun karasal kökenini izah etmektedir. Kanyonun -50 m'den daha sıç kesimleri, güncel sedimanlarla örtülüdür (Ediger, 1987). Levantin Denizi kıyılarında, benzer özellikte kanyonlara rastlanılmıştır (Goedicke, 1972; Beydoun, 1977).

Kilikya-Adana Havzasında yer alan denizaltı kanyonları, yapısal olarak kuzeydeki Adana ve Mut Havzaları'nın uzanımlarıdır (Bizon ve diğ., 1974; Beltrandi ve Biro, 1975; Evans ve diğ., 1978; Shaw ve Bush, 1978). Havzanın bir çok yerindeki dikey farklılıkların nedeni olarak, düşey atımlı faylanmalar ve tuz tektoniği gösterilmiştir (Lort ve Gray, 1974; Smith, 1977; Evans ve diğ., 1978). Kıbrıs'ta gerçekleştirilen jeolojik çalışmalar, Girne Dağları boyunca güncel tektonik yükselmelerin varlığını ortaya koymuştur (Robertson, 1977; Pınar-Erdem ve İlhan, 1977). Havzanın, Kıbrıs ada yayı boyunca gelişen tektonik hareketler sonucunda oluştuğu, yaygın olan diğer bir görüştür (Jackson ve McKenzie, 1984). Oluşma sürecinin ise, geç-Kretase'de başladığına inanılmaktadır.

Kitä etekleri, genellikle, Kuzeydoğu Akdeniz'de çok az gelişmiştir (Carter ve diğ., 1972). Bu bölgenin bilinen en önemli kitä eteği Antalya Havzasında yer almasına karşın, Kilikya-Adana Havzasında önemli bir kitä eteği gelişimi gözlenmemiştir.

Doğu Akdeniz'in en iyi bilinen abisal düzluğu, şüphesiz ki, Akdeniz Sırtı'ının güneyinde yer alan ve dar uzun bir şerit halinde uzanan Herodot abisal düzlüğüdür. Buna karşın, Kuzeydoğu Akdeniz'de derin çukurlar oluşmuştur. Güneydeki abisal düzükler Kilikya-Adana Havzasında mevcut değildir. Bunun nedeni ise, kuzeydeki kıta kenarının halen devam etmekte olan tektonik hareketidir.

### 1.5. Doğu Akdeniz'in jeolojisi ve gelişimi

Bugünkü Akdeniz Havzası'nın, Miyosende doğu Avrupa'dan Himalaya bölgесine kadar uzanan; Atlantik Okyanusu'nu Hint Okyanusu'na bağlayan; bunun yanı sıra Alp tipi dağ oluşumları sırasında tahrip olunan eski bir ekvatorial okyanusun (Tetis) kalıntısı olduğu kabul edilmektedir (Baird, 1971; Dewey ve diğ., 1973; Görür ve diğ., 1995; Hsü, 1977; Şengör ve diğ., 1985). Bu uzun süren tektonik olaylar da, Avrasya ve Afrika kıtaları birbirleriyle çarpışarak, irili ufaklı birçok plakalara ayrılmıştır. Akdeniz'in Levantin ve İyon havzaları bu gelişmelerin birer ürünüdür.

Genelde, Akdeniz bölgesinin jeolojik oluşumunun tarihçesinde iki ana safha kabul edilebilir; erken-Alp (veya Mesozoyik) ve geç-Alp (veya Tersiyer) safhaları (Laubscher ve Bernoulli, 1977).

Daha önceki araştırmacılara göre, (Dewey ve diğ., 1973; Biju-Duval ve Dercourt, 1980; Dixon ve Robertson, 1985), Anadolu plakası küçük birimlere ayrılmış ve bu birimler arasında oluşan oluklar, Alp tipi dağ oluşumunu takip eden, tektonik hareketler nedeniyle kapanmıştır.

Mesozoyik esnasında oluşan en önemli olay, Afrika ve Avrasya plakaları arasında uzanan ve çeşitli araştırmacılar tarafından okyanusal kabuk olarak yorumlanan Mezoge'a'nın daralmasıdır (Biju-Duval ve Dercourt, 1980). Afrika'nın Avrasya'ya hızlı

yaklaşması sonucunda, Mezogeia geç-Kretase'de kapanmıştır. Bu olay ise; Tersiyer devri başlangıcındaki dağ oluşumlarından kaynaklanan ofiyolit yerleşmelerine ve Trodos karmaşığının saat yönünün tersine dönmesine (Clube ve dig., 1985); güney sınırı boyunca yanal atımlı hareketlere ("Neojen'deki yay yapısı" Robertson ve Woodcock, 1980) ve güneye doğru geniş bindirmelere (Biju-Duval ve dig., 1978) yol açmıştır.

Afrika ve Avrasya plakalarının hızlı yaklaşım safhası, Tersiyer'de de devam etmiştir. Kıtaların bu yaklaşmaları sonucunda, Güneydoğu Anadolu ve Afrika'nın kuzeydoğu uç noktası kısmen geç-Eosende birleşmiştir (Smith ve Woodcock, 1982). Tersiyer'deki diğer önemli tektonik hareketler; Neojen yay boyunca bazı bindirmeler ve sıkışmalar, Messiniyen tuzluluk krizinden önce Floransa yükseltisinin batıya doğru yukarı kıvrılması ile eş zamanda oluşan Girne-Misis kuşağının yükselmesidir (Schiettecatte, 1971; Biju-Duval ve dig., 1978). Deniz havzalarının çökmesine neden olan düşey hareketlerin ve havzaların içindeki Pliyosen-Kuvaterner depolanmaların gene Tersiyer devrinde başladığı öne sürülmüştür (Stanley, 1977).

Levha tektoniği açısından, Kılıkya-Adana, Lazkiye ve İskenderun Havzaları, Avrasya ve Afrika plakalarının çarışma sınırının kuzeyinde bulunmaktadır (McKenzie, 1970). Bundan yola çıkarak, doğu Akdeniz'in bir Mesozoyik Tetis'in kalıntısı olduğu öne sürülmektedir (Şengör, 1980). Hsü (1977) ve Woodside (1977)'e göre, bu iki plakanın çarşımı ve Neojen'de başlayan çökme hareketleri doğu Akdeniz'de yer alan havzaların oluşum nedenidir. Mulder ve dig. (1975)'de, doğu Akdeniz'de yer alan tüm Neojen havzalarının bu günü konumlarının büyük ölçüde geç-Miyosen ve erken-Pliyosen yaşlı tektonik hareketlerle ilişkili olduğunu göstermişlerdir.

## 1.6. Kuzeydoğu Akdeniz'in stratigrafisi

Kuzeydoğu Akdeniz'in kara kesiminde yer alan jeolojik formasyonlar (Şekil 1.3), çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Ternek, 1953, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; DSİ, 1978; Gedik ve diğ., 1979; Ketin, 1983; Yalçın ve Görür, 1984; Kapur ve diğ., 1990).

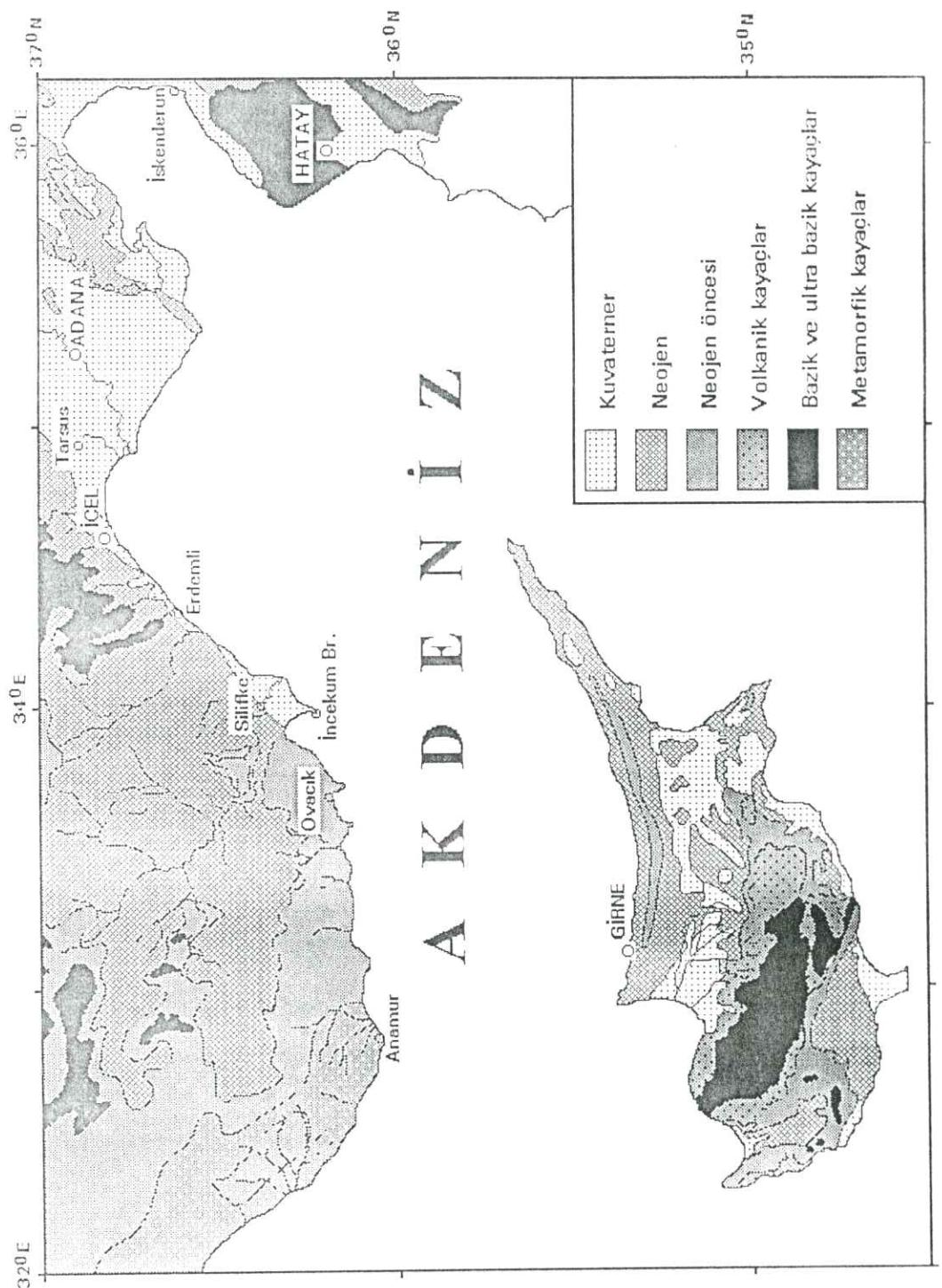
Bölgeyi temsil eden ve çeşitli jeolojik zamanlarda oluşan kayaç ve sedimanlara ait stratigrafik birimlere aşağıda deðinilmektedir. Deðişik yerlerde farklılıklar gösteren bu stratigrafik birimler oluþtuðları devirlere göre, alttan (yaþlı) üste (genç) doğru olmak üzere üç gurupta toplanmıştır: Tersiyer öncesi, Tersiyer ve Kuvaterner.

### 1.6.1. Tersiyer öncesi

Bölgemin Tersiyer öncesi jeolojisi ile ilgili çok az çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre, Tersiyer öncesine ait Mesozoyik hatta Paleozoyik yaþlı olan, ofiyolitik, plütonik ve volkanik türdeki kayaçlarla, pelajik çevreye ait kalkerli ve silisli sedimanter kayaçlar birlikte bulunmaktadır.

Kretase süresince, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun havzalarının, en önemli jeolojik olayları, levha hareketleri, kıvrımlanmalar ve faylanmalardır. Bunun yanısına, pelajik kireçtaşları, radiyolitler, resifal kireçtaşları ve ofiyolitler en yaygın kayaç türleridir (Biju-Duval ve diğ., 1974, 1977; Lort, 1977; Robertson ve Woodcock, 1981a, 1981b; Ketin, 1983).

Mesozoyik yaþlı ofiyolitlerin, Kuzeydoğu Akdeniz'in jeolojik evriminde önemli bir yeri vardır. Bu ofiyolitlerin Kıbrıs Trodos Masifi'nde üst-Kretase yaþlı olduğu, fakat Türkiye'nin güney sahillerinde ise daha yaþlı olduğu (üst-Triyas, Kretase) bilinmektedir. Ancak bu yaþ farkına rağmen, gravimetrik ve manyetik analizler, her iki bölge



Şekil 1.3: Kilikeya-Adana Havzası kara kesiminin jeolojik haritası (çesitli kaynaklardan uyarlanmıştır)

ofiyolitlerinin de deniz altında Kilikya-Adana ve Antalya havzalarına kadar uzandığını göstermektedir (Woodside ve Bowin, 1970). Ayrıca, Toros'un platform karbonatlarının ve ofiyolit içeren Antalya karmaşık kayaç gruplarının da, güney Akdeniz'deki Anaksimander Dağları'na ve Batı Antalya Havzası'na kadar uzandıklarıda belirlenmiştir (Nesteroff, 1973).

### 1.6.2. Tersiyer

Anadolu ve Afrika-Arabistan levhalarının çarşılması, Alpin tipi dağ oluşumu, havzalarının oluşması ve bu havzalarda evaporitik formasyonların birikmesi doğu Akdeniz'in Tersiyer zamanının en önemli jeolojik olaylarıdır.

Paleojen'de, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun havzalarını kapsayan bölgelerdeki ofiyolit karmaşalarının; ofiyolitik breşlerle, resifal karbonatlarla, ruditlerle ve arenitlerle örtülü oldukları tahmin edilmektedir. Eosen'de ise, detritik ve organik kireçtaşı çökelleri; ofiyolitik oliostromlarla ve fliş tipi sedimanlarla tanınmaktadır. Ayrıca, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun çukurluklarının havza durumuna geçmeleri de yine Eosen devri sonlarındadır.

Üst-Tersiyer, daha ziyade Miyosen yaşı evaportitlerle temsil edilmekte olup, bu çökeller sadece doğu Akdeniz'in değil, bütün Akdeniz havzalarının ortak bir özelliğidir (Nesteroff, 1973; Biju-Duval ve diğ., 1974; Mulder ve diğ., 1975; Gvirtzman ve Buchbinder, 1976; Evans ve diğ., 1978). Miyosen evaportitlerinin kalınlığı bölgelere göre değişmektedir (Malovitsky ve diğ., 1974; Woodside, 1977; Baroz ve diğ., 1978). Mesela, Antalya Havzasında takriben 2500 m kalınlık gösteren evaportit tabaka, güney eteğinde (Florensa yükseltisi), yok denecek kadar azdır (Hsü ve diğ., 1978).

Adana Havzası'nın derin yerlerinde ise evaporitik tabakaların kalınlığı 1000 m'ye kadar ulaşmaktadır (Schmidt, 1961; Mulder ve diğ., 1975).

#### 1.6.2.1. Messiniyen paleo ortamı

Üst-Miyosen devrinde kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun havzaları birer tuz gölü konumunda olup, bu havzalarda evaporitik, deltayik ve pelajik seriler birikmiştir (Mulder ve diğ., 1975; Gvirtzman ve Buchbinder, 1976).

Mulder ve diğ. (1975), Cita ve diğ. (1978), tuz havzalarının Alpin tektonik olayları tarafından kontrol edildiğini belirtirken, diğer araştırmacılar evaporitlerin derin deniz ortamında (Ryan ve diğ., 1973; Hsü ve diğ., 1978) veya sıçan deniz ortamında (Nesteroff, 1973; Gvirtzman ve Buchbinder, 1978) çökeldiklerini izah etmişlerdir.

Antalya Havzası'nın güney eteginde gerçekleştirilen araştırmaların sonucunda, Messiniyen evaporitik tabakalarının, üst-Miyosen yaşı dolomitik marn, jips, anhidrit, kaya tuzu, marn-kumtaşı ve silt taşı aratabakaları ile örtüldüğü saptanmıştır. Fakat üst-Miyosen ile daha sonraki Pliyosen çökelleri arasındaki uymazlık (Woodside, 1977), üst-Miyosen çökellerinin erozyon ile aşındığını göstermektedir (Hsü ve diğ., 1978). Ayrıca İskenderun ve Adana havzalarında Miyosen ve Pliyosen arasındaki sınırın -1000, -2000 m derinlikte, Antalya Havzasında ise bu sınırın -2000, -5000 m derinlikte olduğu bulunmuştur (Woodside, 1977).

#### 1.6.3. Kuvaterner

Doğu Akdeniz Havzası'nı kaplayan Kuvaterner yaşı gevşek veya taşlaşmamış çökellerin başlıcaları; karasal kaynaklı kıl, silt ve kumlar, organikce zengin çamurlar ve

sapropeller, volkan külleri ve rüzgarla taşınan malzemedir (Stanley, 1977). Türkiye'nin güney kıyıları boyunca, akarsular tarafından taşınan sedimanlar ve yumuşakçalarlı kum ve çakıl taraçaları önemli sediman tiplerini oluştururlarken, havzaların orta kısımları, akarsuların taşıdığı ince taneli sedimanlardan oluşmaktadır.

Jeofiziksel bulgular incelendiğin de, Pliyosen'den bugüne kadar çökelen sedimanların kalınlığı Antalya ve Kilikya-Adana havzalarında 1000 m'ye kadar ulaşırken, kıta sahanlığına doğru gidildiğinde bu kalınlık 250 m'den daha az olmaktadır. Adana ve İskenderun havzalarında ise Pliyosen-güncel tabakaların kalınlığı kıta sahanlığında 250 m'den az iken, havza derinliğinde 500 m'ye kadar ulaşmaktadır.

Türkiye'nin güney kıyılarında Kuvaterner sedimentasyonunun baskın olduğu bölgeler, batıdan doğuya doğru; Antalya kıyı düzluğu; Göksu Deltası, Erdemli-Mersin kıyı düzlüğü; Seyhan-Ceyhan Delta düzlüğü ve İskenderun Körfesi kıyı düzlüğü olarak bilinmektedirler (Evans, 1971). Kıyıdan uzak bölgelerde ise bu sedimentasyonun hakim olduğu bölgeler batıdan doğuya doğru; Rodos, Finike, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun havzalarıdır. Bu havzaların her biri, dere ve akarsuların getirdiği çok miktardaki karadan taşınan sedimenlerle dolmaktadır.

#### 1.6.3.1. Pleyistosen

Pleyistosen, Alpin türü bölgelerde, buzul ve buzul arası dönemlerle tanınılmaktadır. Würm buzullaşması, Anadolu'nun dağlık bölgelerinde yerleşenlerin içinde en önemlisi olarak bilinmektedir.

Bölgede, Pleyistosen yaşılı sedimanların en çok bilinenleri nannofosilli marn içeren sapropeller ve az miktarda volkanik küllerdir (Herman, 1972; Hsü ve diğ., 1978; Williams ve Thunnel, 1979; Mullineaux ve Lohman, 1981). Antalya Havzası eteğinde

(Hsü ve diğ., 1978) ve Kilikya-Adana Havzasında (Buckley ve diğ., 1982; Shaw ve Evans, 1984) yapılan sondajlarda Pleyistosen sapropellerine rastlanmıştır. Pleyistosen'in orta-Würm safhasında, Antalya Havzası yöresinde oluşan sapopellere kalkerli çamurların içinde rastlanması, (Malovitsky ve diğ., 1974) ancak geç-Würm safhasındaki sapopellere ise, hem kalkerli hem de silisik çamurların içinde rastlanması iki buzul arası dönemde farklı mikrofauna ortamının varlığını göstermektedir.

Pleyistosen sapopellerine, Kuzey Akdeniz'in diğer bölgelerinde de rastlanmıştır. Mesela Rodos Havzasında yapılan sondajlarda, karasal kökenli klastikler, türbiditler, volkan külleri ve kalkerli çamurlar içeren tabakalar arasında sapopellere rastlanmıştır (Herman, 1972).

#### 1.6.3.2. Holosen

Dördüncü çağ olarak da bilinen Holosen devrinde, buzulların geri çekilmesi ve denizlerin yükselmesi sonucunda, yeni kıyı şekilleri meydana gelmiştir. Akarsu ve dalga etkisiyle, kıyılarda deltalar, taşma ovaları ve kumsal kıyı düzlükleri oluşmuştur.

Kuzeydoğu Akdeniz'in Holosen devrine ait en önemli güncel sediman tipleri, kalkerli ve çamurlu kumlar ile kumlu çamurlardır. Jeofiziksel araştırmalar sonucunda, Kuzeydoğu Akdeniz'in tabanını kaplayan Holosen tabakaların kalınlığının 33-330 cm arasında değiştiği ve sıçrulanlardan derinlere doğru kalınlıklarının artmış oldukları belirlenmiştir (Malovitsky ve diğ., 1974).

## **1.7. Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığı sedimentolojisi**

### **1.7.1. Sedimanların tane çaplarına göre sınıflandırılması**

Kuzeydoğu Akdeniz'de tane çaplarına göre; çakılı kum, çamurlu kum, kumlu çamur ve çamur gibi sediman türleri mevcuttur (Malovitsky ve diğ., 1974; Shaw ve Bush, 1978).

Genellikle, Rodos, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun havzalarının derin bölgelerinde ufak taneli çamurlar oldukça fazladır. Bu havzalardan kıyılara doğru gidildikçe, sedimanların daha iri tanelerden oluşan çakılı kumlar ihtiva ettiği görülür. Kilikya-Adana Havzası'nın bazı derin kesimlerinde iri taneli çakılı kumlara da rastlanmaktadır. Bunlar, genellikle kıta yamacından kayarak derin kesimlerde depolanan sedimanlar olarak bilinmektedirler.

Mersin Körfezi'nin sıç kesimlerinde, çamurla karışık kalkerli kumlar baskın olan sediman türleridir (ODTÜ-DBE, 1986; Bodur, 1987). Mersin Körfezi'nin diğer kıyı bölgelerinde, mesela Lamas Çayı'nın ağzında (Ebren, 1982; Ergincan, 1985) ve Erdemli kıyılarında (Gülümser, 1978; Diren, 1985), yapılan sedimentolojik çalışmalarında da çakılı ve kumlu çamurlara rastlanmıştır. Mersin Körfezi' nin kıta sahanlığının büyük bir kısmı çakılı kum, kumlu çamur ve çamurlardan oluşan güncel sedimanlarla kaplıdır (ODTÜ-DBE, 1984, 1985; Ediger, 1991).

### **1.7.2. Sedimanların kökenlerine göre sınıflandırılması**

Kuzeydoğu Akdeniz'de, karasal ve biyojenik kökenli sedimanlar bulunmaktadır (Emelyanov, 1972). Volkán tüfü ve külliği ihtiva eden sedimanlar ise genellikle orta Akdeniz'de bulunmaktadır (Emelyanov, 1972).

Karasal kökenli sedimanların, karalar üzerindeki ayrışma, bozusma ve erozyon olayları sonucu akarsularla denize taşınarak kıyılara yakın yerlerde çakıl ve kum olarak, açıklarda ise silt ve kil olarak çökeldikleri bilinen bir geçektir. Kilikya-Adana Havzası'na dökülen en önemli nehirler Ceyhan, Seyhan, Göksu, Tarsus ve Asi olup bunlar büyük miktarlarda karasal kökenli sedimanları taşımaktadırlar. Ayrıca, Kilikya-Adana Havzası'na Nil Nehrinden de sediman taşıdığı belirtilmiştir (Venkatarathnam ve Ryan, 1971).

Bileşimlerinde, parçalanmış kavkı ve kabuklar; yosun, mercan, sünger gibi bentik ayrıca, derin deniz bölgelerinde çökelen planktonik organizmaların kabuk ve iskeletlerinin baskın olarak bulunduğu sedimanlar, biyojenik kökenli sedimanlardır. Kilikya-Adana Havzasındaki, sedimanların biyojenik bileşimlerinin başlıcaları planktonik mollusklar, foraminiferalar ve ostrakodlardır (Alavi, 1980). Mersin Körfezi'nin sığ kesimlerindeki sedimanların biyojenik bileşimi, çoğulukla pelesipod, gastropod, annelida, foraminifera, bryozoa, ekinoderm ve kalkerli Alglerdir (Bodur, 1987). Anamur Körfezi sedimanları da bu tür biyojenik bileşimleri bulundurmaktadır (Ediger, 1987).

### 1.7.3. Sediman birikme hızı

Kilikya-Adana Havzasında,  $^{14}\text{C}$  izotopu ve foraminifera stratigrafisi yöntemleri ile yapılan yaş tayinleri sonucunda, 1000 yılda 3 ila 28 cm arasında değişen (ortalama 1000 yılda 18 cm) sediman birikme hızı tespit edilmiştir (Buckley ve diğ., 1982). Antalya Havzası'nın güney yamacında çökelme hızı, paleontolojik (Hsü ve diğ., 1978) ve jeofiziksel (Malovitsky ve diğ., 1974) araştırmalardan elde edilen bilgilere göre, 1000 yılda 2.2 ila 10 cm arasında değişmektedir. Antalya Havzası'nın diğer bölgelerinde

ve Rodos Havzasında ise sedimanın birikme hızının 1000 yılda takriben 10 cm olduğu, sismik yansımaya (Wong ve Zarudzki, 1969) ve radyokarbon (Herman ve diğ., 1969) verileri ile, hesaplanmıştır. İskenderun Körfezinde ise sediman birikme hızı 1000 yılda 10-20 cm arasında değişmektedir (Malovitsky ve diğ., 1974).

### 1.8. Deniz seviyesi salınımları

Jeolojik devirler boyunca dünya denizlerinin seviyesi birçok salınımlara maruz kalmışlardır. Çeşitli araştırmacılar deniz seviyesindeki bu salınımların nedenlerini östatik, izostatik ve jeoidal olarak üç geniş gruba ayırmışlardır (Erinç, 1963; King, 1972; Bowen, 1978; Kennett, 1982; Komar, 1976; Vail ve diğ., 1977). Ancak, günümüzde Kuvaterner de meydana gelen deniz seviyesi salınımlarının glasikal östatik etkenlerden kaynaklandığına inanılmaktadır (King, 1972; Shepard, 1973; Komar, 1976; Bowen, 1978; Kennett, 1982). Bunlar iklim değişikliği sonucunda okyanuslardaki su kütlesinin azalması veya çoğalması ile meydana gelen hareketlerdir. Sıcaklığın çok düşüğü bir buzul devri esnasında, buharlaşma ile okyanusların kaybettiği suyun büyük bir kısmı karalar üzerinde karlar ve buzullar halinde alkonulmaktadır. Bunun sonucunda okyanus seviyeleri düşer. Buna karşın, karalar üzerindeki karların ve glasiyelerin büyük ölçüde eridikleri veya tamamen ortadan kalktıkları sıcak bir dönemde, kar ve buzulların erimesinden meydana gelen su okyanusların kütlesine katılır ve sonuçta deniz seviyesi yükselir (Erinç, 1963).

Kuvaterner döneminde oluşan deniz seviyesi salınımları esnasında su seviyesinin, bu günde seviyeye nazaran, -130 m'ye ya da derinlere düşüğü öne sürülmektedir (Emiliani ve Flint, 1980; Chappell ve Shackleton, 1986). Diğer taraftan, son buzul çağının (last glacial epoch) günümüzden yaklaşık 70 000-80 000 yıl önce

başladığı ve deniz seviyesindeki en fazla alçalmanın (-100m, -130m), son buzul çağının maksimumunda (last glacial maximum), meydana geldiği (18 000-20 000 yıl önce) açıklanmış bulunmaktadır. 18 000-20 000 yıl önce meydana gelen ve deniz seviyesinin en düşük değerine ulaştığı bu dönemde aynı zamanda geç-Kuvaterner ya da Flandrien transgresyonun başlangıcı olarak kabul edilmektedir. Türkiye'de dahil olmak üzere dünyanın hemen her bölgесine ait bugünkü kıyı çizgilerinin sahip oldukları, genel görünümleme ve özelliklerine, deniz seviyesinin son yükselme hareketi olan Flandrien transgresyonu sonucunda ulaştıkları bilinmektedir (Erinç, 1963).

Türkiye ve Doğu Akdeniz kıyılarda yapılmış olan araştırmalarda (Erinç, 1978; Erol 1981; Pirazzoli, 1991; Pirazzoli ve diğ., 1991) deniz seviyesinin son buzul çağında (18 000-20 000 yıl önce), -90 m'ye kadar düşüğü ve hemen ardından da evreler halinde yükserek bugünkü düzeyine yaklaşık 7000 yıl kadar önce erişmiş olduğu açıklanmıştır. Bir çok araştırmacı tarafından, günümüzden 7000 ila 5000 yıl öncesi arasında tarihlendirilen bir dönemde deniz seviyesinin bu günde konumundan 2 ila 3m'lik bir yüksekliğe ulaşmış olduğu öne sürülmüş ve bu ılıman yağışlı dönemde Klimatik Optimum olarak isimlendirilmiştir (Erinç, 1978). Bu dönem ise küçük salınımlı deniz seviyesi değişimlerinin izlediği ve günümüzden yaklaşık 3000 ila 2000 yıl öncesi bir dönemde deniz seviyesinin bu günde konumuna ulaşlığı açıklanmıştır.

## 1.9. Kilikya-Adana Havzası'nın oşinoğrafisi

### 1.9.1. Su kütlelerinin özellikleri

Doğu Akdeniz'in yüzeyden tabana doğru sahip olduğu önemli su kütleleri sırasıyla, Atlantik Suyu, Levantin Ara Suyu ve Dip Akdeniz Suyu dur (Arhan, 1987; Özsoy ve diğ., 1987, 1989).

Atlantik Okyanusundan kaynaklanan Atlantik Suyu, Levantin Havzasında 38.0 ile 38.9% arasında bir tuzluluk değeri ile tanımlanmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarında rüzgar etkisiyle oldukça homojen bir yapıya sahip olup, kalınlığı yer yer 300 m'ye ulaşmaktadır (Özsoy ve diğ., 1987, 1989). Atlantik Suyu'nun düşük tuzluluk değerlerine, genel olarak bahar ve yaz aylarında Türkiye kıta sahanlığında rastlanmakta ve kalınlığı 20 ile 100 metre arasında değişmektedir. (Özsoy ve diğ., 1987).

Levantin Havzasında oluşan ve batıya doğru hareket eden su kütlesi Levantin Ara Suyu olarak adlandırılmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarındaki kuzyeyli rüzgarların etkisiyle oluşmaktadır. Türkiye kıta sahanlığında ortalama 39.1% tuzluluk, 15.5°C lik sıcaklık değeriyle temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Dip Akdeniz Suyu, Levantin Ara Suyu'nun altında yer almaktadır. Bu su kütlesi, tahminen Adriyatik Suyu ve güney Ege Suyundan oluşmaktadır. Doğu Akdeniz Suyu, 38.7% lik tuzluluk ve 13.6°C lik sıcaklık değeri ile temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Türkiye kıyılarının kıta sahanlıklarında rastlanan nispeten soğuk ve az tuzlu suların nedeni olarak kıyısal akarsu girdileri düşünülmektedir. Deniz yüzey sularının akarsu ağızlarından uzak kısımlardaki sıcaklık ve tuzluluk değerleri, rüzgar etkisiyle dikey karışımın bölgede etkili olduğunu ve akarsu etkisinin giderek kaybolduğunu göstermektedir (ODTÜ-DBE, 1986).

### 1.9.2. Dolaşım sistemi ve akıntılar

Doğu Akdeniz'de saat yönünün tersine bir dolaşımın hakim olduğu, çok eskiden beri bilinmektedir (Wüst, 1961; Lacombe and Tchernia, 1972). Bu dolaşım sistemine göre, yüzey akıntıları, İsrail, Lübnan ve Suriye kıyıları boyunca ilerleyerek; İskenderun

Körfezi önlerine gelmekte ve buradan da batıya dönerek, Türkiye'nin güney kıyılarını izlemektedir. Türkiye'nin güney kıyıları boyunca batıya doğru ilerleyen bu ana akıntıının varlığı güncel gözlemler ile kanıtlanmış bulunmaktadır (Ünlüata ve dig., 1978, 1980, 1983). Bu gözlemlere göre; Mersin-Göksu arasındaki kıyısal kesimde bulunan Erdemli önlerinde, batı yönlü ve  $10 \text{ ms}^{-1}$ 'lik bir akıntıının varlığı tespit edilmiştir. Göksu Deltası'nın batısında yer alan sıç kesimlerde ve Akkuyu Körfezi civarında ise, bu akıntıının hızında belirgin bir azalmanın olduğu ve akıntı yönünün belirginliğini giderek kaybettiği gözlenmiştir (Ünlüata ve dig., 1983). Göksu Deltası'nın batı kesiminde akıntı hızındaki azalmanın, kıyısal geometri ve topografik yapılardan kaynaklandığı tespit edilmiştir (Ünlüata ve dig., 1983). Göksu Deltası civarında taban yapısının geniş tabanlı bir koni şeklinde olması, akıntı hızındaki azalmanın en önemli nedeni olarak gösterilmiştir (Ünlüata ve dig., 1983). Buna karşın, Göksu Nehri etki alanının batıya doğru yönelmiş olması, batı yönlü akıntıların buralarda hakim olduğunu göstermektedir (Collins ve Banner, 1979).

Çalışma sahasını etkileyen ve yukarıda bahsedilen genel akıntı sistemi, İskenderun ve Taşucu körfezlerine girdikten sonra farklı döngülere sahip olmaktadır. Bölgede meydana gelen bu farklı döngülerin kontrol eden en önemli faktör, körfezlerin girişinde etkili olan rüzgar yönünde zaman içinde meydana gelen farklılıklar (İyiduvar, 1986; Latif ve dig., 1989). Özellikle, yaz aylarında karadan denize ve denizden karaya esen rüzgarlar körfezlerin içinde mevcut akıntı sistemlerini etkilemektedirler. Akdeniz'in genel akıntı sistemi körfezlerin önünden geçerken, güney bölgelerinde yeni bir döngü yaratmakta ve bu döngünün etkisiyle körfezlerin içinde ters yönlü yeni döngülerin oluşmasına neden olmaktadır. Temmuz ve Eylül aylarında, körfezlerin güney bölgelerinde saat yönünde ve büyük ölçekli döngüler buna karşın

körfezlerin kuzey bölgelerinde saat yönü tersinde ufak ölçekli döngüler oluşmaktadır (İyiduvar, 1986; Latif ve diğ., 1989). Kasım ve Mayıs aylarında, körfezlerin güneyinde saat yönünün tersine, kuzeyinde ise saat yönünde döngüler oluşmaktadır. Ağustos ve Nisan aylarında ise, körfezlerin büyük bir kısmını etkileyen, saat yönünün tersi istikametinde ve kıyıları takip eden bir akıntı sistemi gözlenmiştir (İyiduvar, 1986; Latif ve diğ., 1989). Göksu Deltası ve Taşucu Körfezi civarındaki küçük ölçekli döngüler, batı yönlü hakim akıntılar ve Göksu Nehri'nin etki alanı sedimanlarının birikiminde ve taşımımında önemli rol oynamaktadır (ODTÜ-DBE, 1984). Ancak bu durum mevsimlere göre farklılıklar göstermektedir. Özellikle, ilkbahar aylarında nehir debisinin fazla olması nedeniyle nehir etki alanı geniş bir bölgeye yayılmaktadır. Buna karşın, sonbahar aylarında, batı yönlü akıntı etkisinin baskın olduğu ve nehrin etki alanının sadece batıya yöneldiği gözlenmiştir (ODTÜ-DBE, 1984).

Kilikya-Adana Havzası'nın kıyı zonunu etkileyen ve sediman taşımımında önemli olan akıntı sistemlerinden birisi de kıyı boyu akıntısıdır. Mevsimlere göre ve bazen gece gündüz farkına göre değişen rüzgar yönleri, kıyı boyu akıntılarının yönünü belirlemekte ve bu akıntılar kimi zaman kıyıya paralel ve doğu yönlü, kimi zaman ise batı yönlü olmaktadır. Bölgede etkili olan gel git olayları, bölgenin oşinografik ve sedimentolojik özelliklerini etkileyebilecek boyutta değildir.

## BÖLÜM 2: ARAŞTIRMA CİHAZLARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER

### 2.1. R/V BİLİM

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen araştırmaya ilişkin batimetrik ve yüksek ayırmalı (Uniboom) sismik veriler ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne ait R/V BİLİM gemisi ile toplanmıştır.

1983 yılında hizmete giren R/V BİLİM gemisi, 1985 yılından itibaren açık deniz araştırmalarında aktif olarak kullanılmaya başlanmıştır. 40 m boyunda ve 433 gross tonluk gemi 14 bilim adamı ve 12 gemici ile 45 günlük sefere çıkabilecek kapasitededir. Gemi 820 HP dizel motoru ile çalışmaktadır. Normal seyir hızı 10 knots'dır. Gemide GPS sistemi ile 60 ve 30 mil mesafeli iki standart radar vardır. Gemi oşinografik (fiziksel, kimyasal, biyolojik, jeolojik ve jeofiziksel) araştırmalar için gerekli donanımlara sahiptir.

### 2.2. Konum bulma sistemi

Veri toplama sırasında, geminin rotasının ve istenilen andaki mevkisinin saptanmasında, R/V BİLİM gemisine monte edilmiş olan Trimble marka (NT200D) global konum belirleme sistemi (GPS) kullanılmıştır.

Bu sistemin en büyük özelliği, sistemin kendi içerisinde yerleştirilmiş olan iki elektronik devrenin bulunmasıdır. Bunlardan birinin (nautical chart reader) aracılığı ile çalışılacak bölgenin bütününen ekran üzerinde görülebilmesi sağlanmakta ve ayrıca geminin izlediği rotanın aynı ekran üzerinde takip edilebilmesi mümkün olmaktadır. Diğer devre ise, elde edilen tüm verileri (enlem/boylam, hız, zaman vb.) depolamaktadır.

NT 200D GPS sistemi 12/24 VDC ile çalışmakta olup, hassasiyeti  $\pm 25$  m civarındadır. Sistemin veri kazanç süresi 1 dakikanın altında olup, veriler 1 saniye aralıklarla yenilenmektedir.

### 2.3. Derinlik ölçme sistemi

Araştırma bölgesindeki derinlik okumaları, R/V BİLİM gemisine monte edili, JMC (Model F-830) marka derinlik ölçer cihazı kullanılarak elde edilmiştir. Bu cihaz yardımıyla bir hat boyunca veya herhangi bir noktada ölçülmek istenilen derinlik değerleri sayısal ve analog olarak izlenebilmektedir. Isıya hassas kağıt üzerine derinlik değişimleri bir profil şeklinde kayıt edilebilmektedir. Ayrıca renkli monitor yardımı ile taban profillerinin gözlenme imkanı vardır. JMC echo-sounder sistemi 2600 m'lik su derinliğine kadar çalışma kapasitesine sahiptir. Ayrıca sistemin, çalışma koşullarına göre seçilebilen ve farklı frekanslara (28 ve 200 kHz) sahip olan transducer'i bulunmaktadır.

Derinlik ölçümlerini etkileyen en önemli iki faktör, su kolonundaki ses hızı değişimleri (deniz suyunun tuzluluğuna, sıcaklığına ve derinliğine bağlıdır) ile gel-git olaylarının yarattığı su seviyesi değişimleridir. Derinlik ölçümleri sırasında, ortalama 1500 m/sn'lik ses hızı değeri baz alınmıştır. Gel-git olaylarından kaynaklanan değişimler ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsündeki su eşeli ile ölçülmüş ve bu değişimin  $\pm 25$  cm civarında olduğu belirlenmiştir. Bu değişim değeri ise çok küçük olup cihazın hata sınırları içinde kalmaktadır.

Araştırma sahasındaki derinlik değerleri, yüksek ayırmalı sismik yansımaya profillerine ait tüm hatlar (Ek 1) boyunca ölçülmüştür. Derinlik haritasının (Ek 2) çiziminde derinlik ölçerlerden elde edilen değerlere ilave olarak, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığıncı üretilen haritalardaki (SHOD, 1981a; 1981b) ve

daha önceki çalışmalarındaki (Okyar, 1991; Okyar ve Ediger, 1998) derinlik değerleride gözönüne alınmış ve böylelikle çalışma sahasının batimetrik haritası detaylı olarak hazırlanmıştır.

#### 2.4. Yüksek ayırmalı sismik yansımama sistemi

Çalışma sahasında deniz tabanının dip altı yapısını araştırmak amacıyla, konumları belirlenen yüksek ayırmalı sismik yansımama profillerine ait tüm hatlar (Ek 1) boyunca, EG&G Uniboom Sığ Sismik Tarama sistemi kullanılmıştır. Bu sistem esas olarak; enerji kaynağı (Model 234), ses kaynağı (Model 230-1), hidrofon (Model 265) ve sismik kayıt alıcı (Model 255) ünitelerinden oluşmaktadır.

Enerji kaynağı, enerji depolayan ve sisteme enerji gönderen bir ünitedir.  $230\pm30$  VAC elektrik akımı ile çalışmaktadır. Bu akım özel bir sistemle 3.5 kV'luk doğru akıma çevrilmekte ve kapasitörlerde enerji (çalışma koşullarına göre 100, 200 ve 300 Joule olarak ayarlanabilmektedir) toplanmasına neden olmaktadır. Sismik kayıtçıdan gelen tetikleme (trigger) sinyali ile kapasitörlerde depolanan bu enerji, ses kaynağına iletilmektedir.

Ses kaynağı, katamaran adı verilen ve su yüzeyine yakın olarak çekilebilmesini sağlayan, küçük bir araç üzerine monte edilmiş olup; geminin küçük tarafından halatlar yardımı ile çekilmektedir. Enerji kaynağından gelen güç, bir kablo ile ses kaynağına iletilir. Ses kaynağı elektromekanik bir düzenek olup, yassı bir elektrik sargası ile bunun altında bulunan metal bir plaka ve lastik bir diyaframdan oluşmaktadır. Sargasdan geçen enerjinin boşalımı sonunda meydana gelen manyetik alan, bir darbe halinde metal levhayı iterek 0.2 milisaniyelik, geniş bantlı (400 Hz-14 kHz) akustik bir basınç darbesi oluşturur. Bu özellikteki bir akustik dalga ise,

tabandan itibaren 75 m derinliğe kadar kayıt alınmasını sağlayabilir. Sistemin ayrımlılığı (resolution) 30 cm civarındadır.

Hidrofon, 25 mm çaplı, 4.6 m uzunlukta ve özel bir sıvı ile dolu, plastik bir borusuna eşit aralıklarla dizilmiş sekiz adet tranducer elementinden oluşmaktadır. Çalışmalar esnasında hidrofon, teknenin arkasında ve ses kaynağından belirli bir uzaklıkta çekilmektedir. Ses kaynağından çıkararak deniz tabanı ve daha derinlerden yansıyan akustik dalgalar, transducerler tarafından elektrik akımına dönüştürülmektedir. Hidrofonun hassasiyeti -70db/volt/mikrobar, band genişliği 100 Hz-10 KHz, çıkış empedansı ise 2000 ohm'dur.

Sismik kayıtçı, NDK ve MYLAR tipindeki özel kağıtlar üzerine analog kayıt yapabilmekte ve 230VAC ile çalışmaktadır. Kayıt genişliği 22 cm, kayıt yoğunluğu 20-80 çizgi/cm dir. Yüksek ayırmalı sismik yansımıma sisteminin tüm elemanları ile irtibatlı olan bu kayıtçı, değişik çalışma koşullarına göre gerekli düzenlemeleri sağlayabilme imkanını da vermektedir. Bu kayıtçı ünitesi, sistemin en kompleks elemanı olup, sadece kayıt mekanizması işlevini değil, diğer ünitelerin fonksiyonlarıyla ilgili proses ve düzenleme işlerini de gerçekleştirmektedir.

Katamaran üzerinde ve su içinde (yüzeye yakın olarak) çekilmekte olan ses kaynağında akustik dalga üretilmesine ilişkin zamanlama görevleri de sismik kayıtçı tarafından yürütülmektedir. Ses kaynağından çıkış, deniz tabanına ve dip altındaki jeolojik yapılardan yansıyarak, hidrofona gelen akustik dalgaların oluşturduğu elektrik akımlarının kayıt kağıdı üzerinde, gidiş-dönüş zamanına bağlı bir iz bırakmaları sağlanmaktadır. Farklı derinliklerde yer alan ve değişik özelliklerde bulunan jeolojik yapılardan yansıyarak geri dönen akustik dalgalar, gerek gidiş-dönüş zamanı ve gerek taşındıkları enerji seviyelerine göre farklı olacak kayıt izleri oluşturmaktadır. Ard arda oluşan bu kayıt izleri vasıtasyyla deniz dibi ve dip altının sürekli profilleri elde

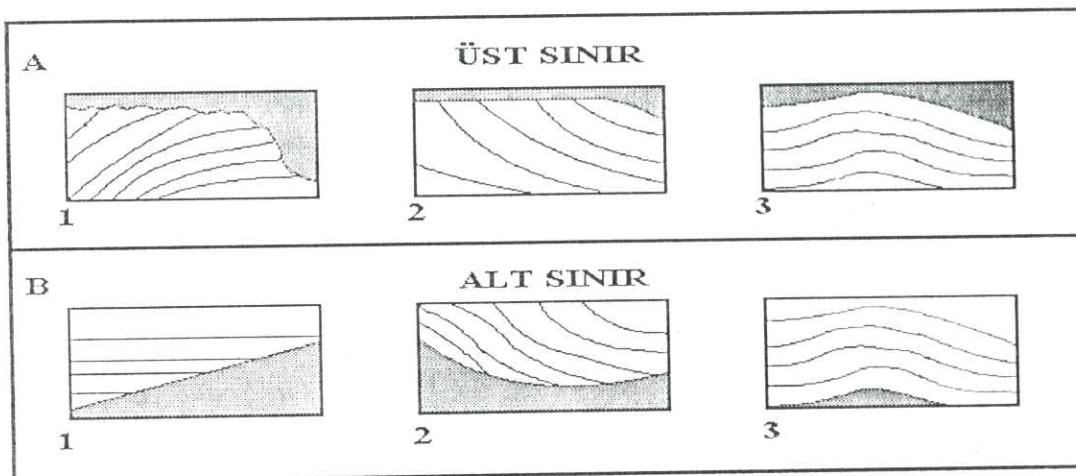
edilmektedir. Bu profillerin gidiş-dönüş zamanı cinsinden kayıt edilme kademeleri, 50, 100, 200 ve 400 milisaniye halinde ayarlanabilmektedir.

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen Uniboom sığ-sismik profil alma işlemleri sırasında farklı çökel serileri tespit edilerek yorumlanmış (Ekler 3-11) ve haritalanmıştır (Ekler 12-13). Tüm bu hesaplamalar sırasında ses hızı, su için 1500 m/s ve sediman için ise 1700 m/s olarak alınmıştır.

## 2.5. Sismik stratigrafî yöntemi

Bu çalışmaya ait yüksek ayrımlı sismik yansımıma kayıtlarının yorumlanmasında sismik stratigrafî metod uygulanmıştır. Exxon araştırma grubunca 1970'li yılların ortalarında öne sürülen ve son yıllarda kavramları oldukça genişletilerek endüstride geniş bir kullanım alanı bulan bu yöntem, sismik yansımıma kesitlerinden faydalılarak jeolojik bilgilerin, stratigrafî kullanımıyla, elde edinilmesi ilkesine dayanmaktadır. Genelde sismik yansımalar tabaka yüzeyleri veya uyumsuzluklar boyunca oluşan yeterince güçlü akustik empedans (hız x yoğunluk) farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Vail ve Mitchum, 1977). Dolayısı ile yansımalar, çökellerin ve çökel ortamlarının belirleyicidirler.

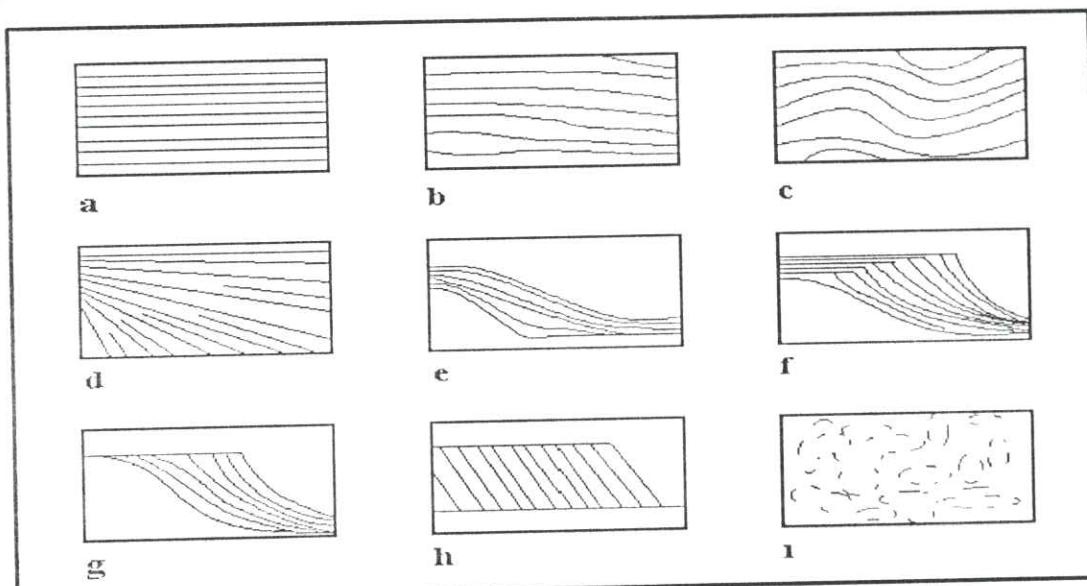
Sismik stratigrafî yorumlamada ilk aşama, seri (sequence) analizi olup (Mitchum, 1977), çökel serilerinin (depositional sequence) ayırt edilmesidir. Çökel serileri, uyumsuzluk yüzeyleri ve/veya bunların korele edilebilen uyumlu yüzeyleriyle sınırlanmışlardır (Mitchum ve diğ., 1977a). Çökel serileri içerisindeki sismik yansımaların bu yüzeylerde sona ermeleri, çökel serilerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Yansımaların, serilerin alt ve üst yüzeylerindeki sona erme durumlarına göre kullanılan terimler Şekil 2.1'de gösterilmiştir.



**Şekil 2.1:** Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi (Mitchum ve diğ., 1977a).

A. Tabakaların çökel serisinin üst sınırı ile olan ilişkisi. **A1.** Aşınma kesilmesi (erosional truncation). **A2.** Üstte sona erme (toplap). **A3.** Üst yüzeye uyumlu (top-concordance).

B. Tabakaların çökel serisinin alt sınırı ile olana ilişkisi. **B1.** Tabanda yatay sona erme (onlap). **B2.** Tabanda eğik sona erme (downlap). **B3.** Alt yüzeye uyumlu (base-concordance).



**Şekil 2.2:** Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansımalar (Mitchum ve diğ., 1977b).

a. Düz paralel. b. Paralele yakın. c. Dalgalı paralel. d. Uzaklaşan (divergent). e. S şeklinde (sigmoid). f. S şeklinde ve yatık (complex sigmoid-oblique). g. Yatık sıyrıma (oblique-tangential). h. Yatık paralel (oblique parallel). i. Karmaşık (chaotic). Bu yansımalar türlerinden e, f, g ve h aynı zamanda ilerleyen (prograding) yansımalar olarak da adlandırılmaktadır.

Fasiyes analizi, sismik stratigrafik yorumlamada ikinci aşama olup, çökel serileri içerisindeki farklı sismik yansımaların belirlenmesidir (Mitchum ve diğ., 1977b). Sismik yansımaların belirlenmesinde kullanılan parametreler; yansımının şekli, sürekliliği, amplitüdü, frekansı, ve sismik hızıdır. Ancak, bu parametrelerden yansımıya şekli sismik kesitlerde kolaylıkla görülebildiğinden fasiyes analizinde esas olarak alınmaktadır. Fasiyes analizi esnasında en çok karşılaşılan yansıma şekilleri Şekil 2.2'de gösterilmiştir.

Sismik stratigrafik yorumlamanın en son aşaması çökel serileri ile deniz seviyesi değişimlerinin korele edilmesidir. Sismik stratigrafide çökel serilerinin sınırlarının, genel olarak, deniz seviyesindeki alçalma-yükselme hareketleriyle ilgili olduğu kabul edilmektedir (Vail ve Mitchum, 1977). Deniz seviyesinde meydana salınımların zamansal olarak bilinmesi ile de, çökel serisinin hangi yaşıta olabileceği hakkında yorum yapma imkanı doğmaktadır.

## 2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları

Global konum belirleme sistemi (GPS) ile elde edilen veriler enstitümüz tarafından hazırlanan GeoSoft programı ile bilgisayara aktarılmıştır. Bu verilere ilave olarak, sismik kesitlerden yorumlanan tabaka kalınlıklarına ait ölçüm değerleri Quattro Pro 1991 Version 3.0 (Borland International Inc.) ve Microsoft Excel for Windows 95 Version 7.0 (Microsoft Corp.) yazılımları aracılığı ile bilgisayar ortamına aktarılmışlardır. Haritaların çiziminde Surfer (Win32) Version 6.02 (Golden Software Inc.), şekillerin çiziminde ise Microsoft Paint Windows 95 (Microsoft Corp.) yazılım programları kullanılmıştır. Haritaların ve şekillerin basımı HP Design Jet 350C çizicisi ile gerçekleştirilmiştir.

## BÖLÜM 3: SİSMİK BULGULAR VE TARTIŞMALAR

### 3.1. Bölgenin batimetrisi

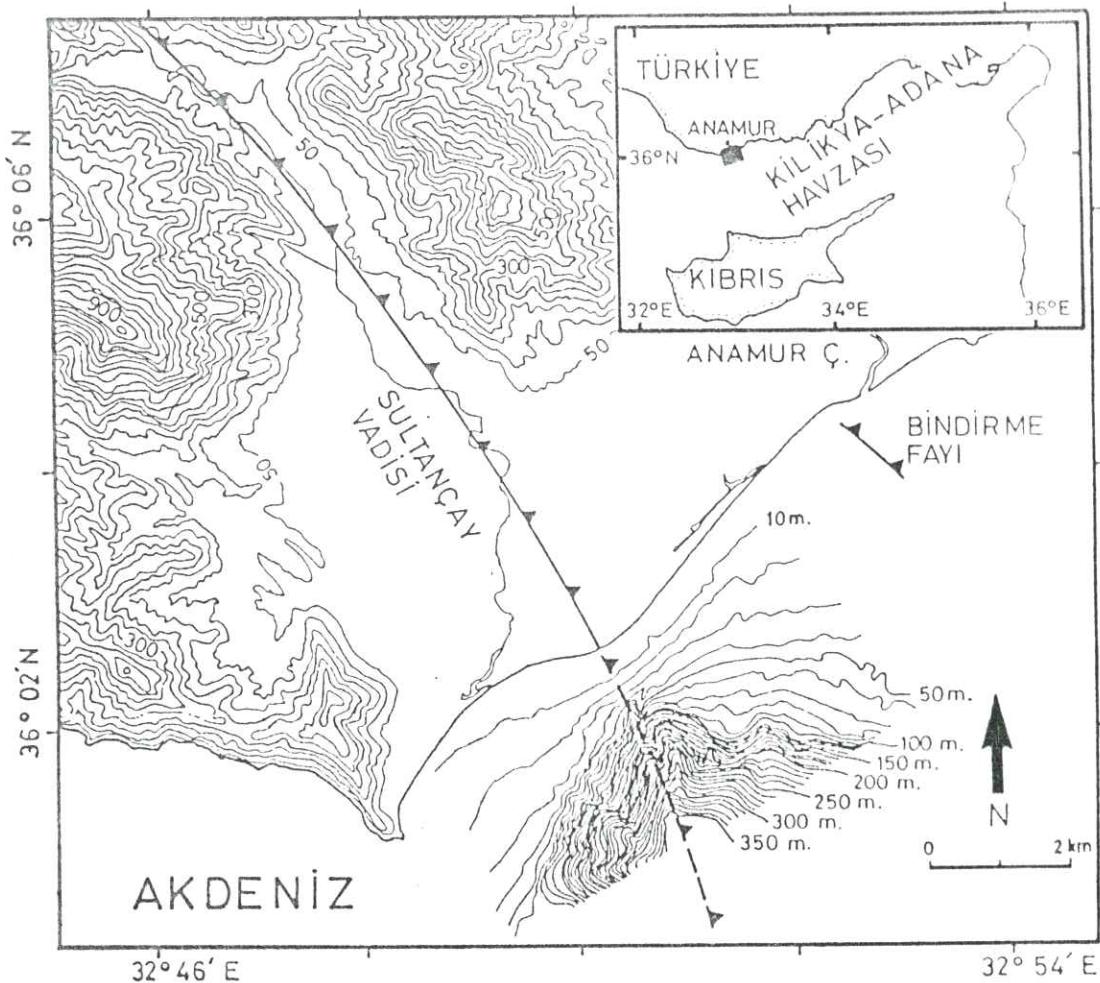
Türkiye kıyı sahanlığının Kilikya-Adana Havzasında yer alan kısmının batimetrisinden bahsederken (Ek 2), çalışma alanını farklı bölgelere ayırarak incelemek bölgenin morfolojik özelliklerinin daha yakından tanınmasına imkan sağlayacaktır. Bu anlamda yapılan çalışmalar öncelikle, Anamur Kanyonu, Anamur-Taşucu kayalık kıyı zonu, Göksu Deltası, Mersin Körfezi kumlu kıyı zonu ve delta karmaşası, İskenderun Körfezi, ve Hatay kayalık kıyı zonu bölgeleri üzerine yoğunlaştırılmıştır. Çalışma sahasının batısından doğusuna doğru bu bölgelerin batimetrik özelliklerine, daha önce gerçekleştirilen araştırmalar ışığında, aşağıda deñinlmektedir.

#### 3.1.1. Anamur Kanyonu

Kıyıda Sultançay Vadisi ve bu vadinin deniz altındaki uzantısı boyunca etkili olan bindirme fayının sonucunda oluşan duvarları oldukça dik ve simetrik olmayan vadiye Anamur Kanyonu adı verilmiştir (Ediger ve dig., 1988, 1993). Bu kanyon, Kilikya-Adana Havzası'nın Türkiye kıyılarında yer alan tek ve en önemli kanyon yapısıdır.

Anamur Kanyonunda iki önemli taban topoğrafyası göze çarpmaktadır (Şekil 3.1). Bunlardan birincisi, kıyı boyunca uzanan ve kanyon sınırına kadar devam eden az eğimli alan (kıta sahanlığı) ve ikincisi ise kanyon sınırından tabana kadar devam eden ve • çok eğimli alandır (kanyon).

Kıta sahanlığı, batı kıyısında -50 m su derinliğine kadar, doğu kıyısında ise -100 m su derinliğine kadar uzanmaktadır (Şekil 3.1). Bu az eğimli alanlar, kanyonun



Şekil 3.1: Anamur denizaltı kanyonu ve bu kanyonun kıyıdırı uzantısı (Ediger ve diğ., 1993'den uyarlanmıştır).

kuzeydoğu ve güneybatı kısımlarında oldukça geniş bir yer kaplamaktadır. Kita sahanlığının güneybatısı yaklaşık  $1.2^{\circ}$  lik bir eğime, kuzeydoğusu ise  $2.5^{\circ}$  lik bir eğime sahiptir. Sismik ve batimetrik verilere göre, kita sahanlığının taban topografyası oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir (Ediger ve diğ., 1988, 1993).

Simetrik olmayan bir yapıya sahip olan kanyonun yamaçları, gerek bindirme fayının gerek ufak çaplı fayların etkisiyle ve gerekse kanyon yamacında meydana gelen sediman hareketleri nedeniyle de oldukça düzensiz bir yüzey şekline sahiptir. Kanyonun güneybatı duvarında ise bu eğim  $13.6^{\circ}$  ye kuzeydoğu duvarında ise  $12.2^{\circ}$  ye ulaşmaktadır (Ediger ve diğ., 1988, 1993).

### **3.1.2. Anamur-Taşucu kayalık kıyı zonu**

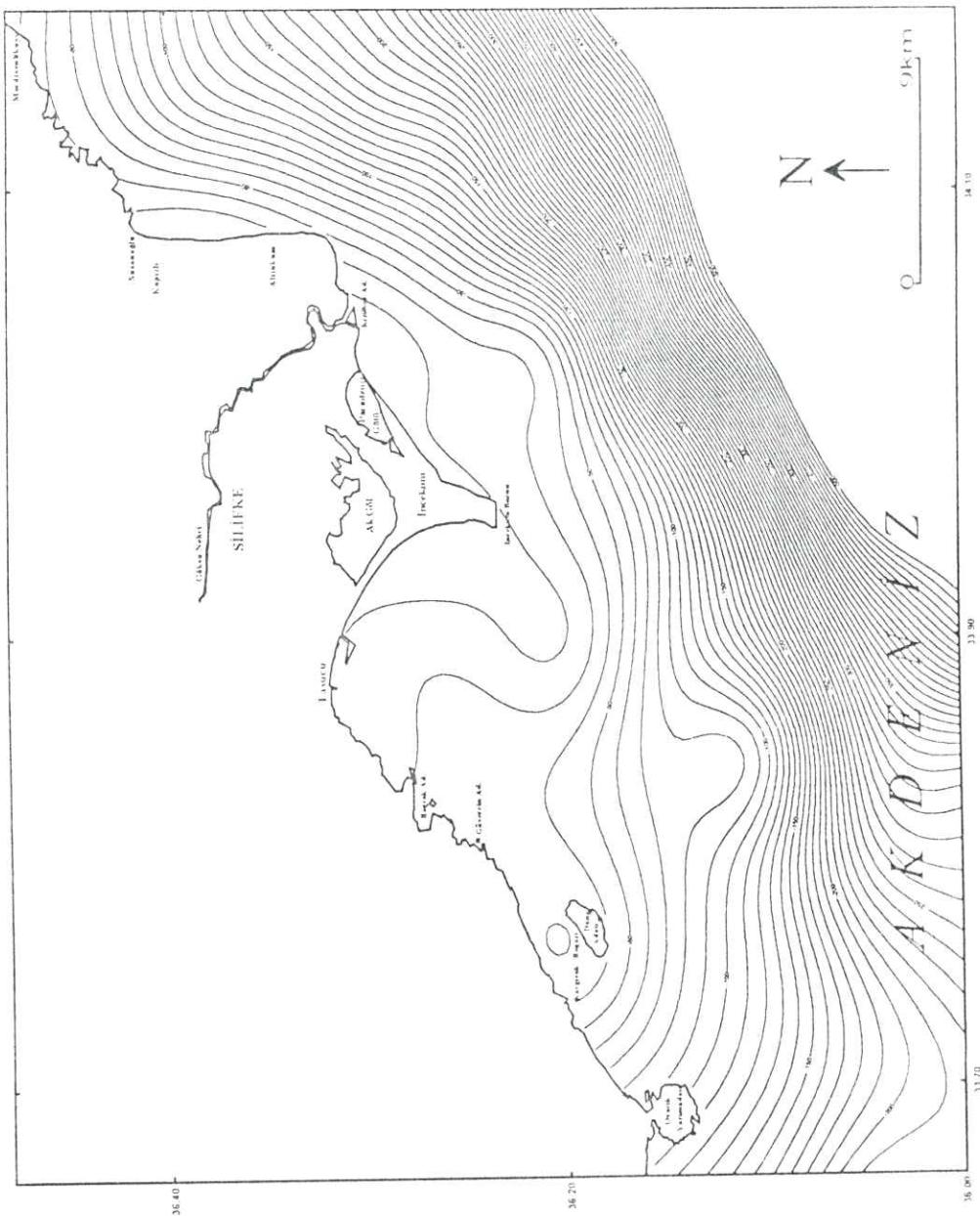
Anamur Kanyonu-Taşucu Körfezi arasında kalan bölge (Ek 1), kumsallarla kaplı olan kıyıların dışında, genel olarak denize dik bir şekilde inen kayalık bir yapıya sahiptir. Ancak, bazı yerlerde tabankayanın eğimi üzerinde biriken sedimanlar nedeniyle, nispeten azalmaktadır. Bu bölgedeki deniz tabanının eğimi, batıdan doğuya doğru, azalmakta dolayısı ile kıta sahanlığı genişlemektedir (Ek 2). Bu da muhtemelen, doğuda yer alan ve sediman girdisi bakımından önemli bir yer tutan Göksu Nehrinden kaynaklanmaktadır.

### **3.1.3. Göksu Deltası**

Göksu Deltası'nın detaylı batimetri haritası incelendiğinde (Şekil 3.2), -250 m'den daha sıçrınan kesimlerde, eş derinlik eğrilerinin bölgenin paleotopoğrafyasına, sedimentasyon hızına ve bölgede hakim olan akıntı sistemine bağlı olarak gelişen Göksu Deltası'nın denize doğru uzanımına uyumlu olarak şekillendiği gözlenmektedir (Okyar ve Ediger, 1998).

-20 m ve -30 m eşderinlik eğrilerinin, Taşucu Körfezi içerisinde taban eğimi çok az olan geniş bir alan kaplamaktadır. Bu eşderinlik eğrilerinin görünümleri, İncekum Burnu'nun deniz altındaki uzanımını andırmaktadır.

Taşucu Körfezi içerisinde, deniz tabanı oldukça az bir eğime ( $0.2^{\circ}$ ) sahiptir. İncekum Burnu'nun doğusunda ise deniz tabanı eğimi yaklaşık olarak  $0.4^{\circ}$  dir (Okyar ve Ediger, 1998). Az eğimli deniz tabanı topografyası genel olarak, Göksu Nehri'nin denize ulaştığı noktanın batı bölgesinde yer almaktadır. Bu da muhtemelen, sedimanların batı yönlü Akdeniz akıntısıyla taşınarak, bu alanlarda depolanmasından kaynaklanmaktadır. Göksu Nehri'nin denize döküldüğü yerin doğusunda kalan deniz



Sekil 3.2: Göksu Deltasıının batimetri haritası (Okyar ve İ-diger, 1998'den uyarlanmıştır)

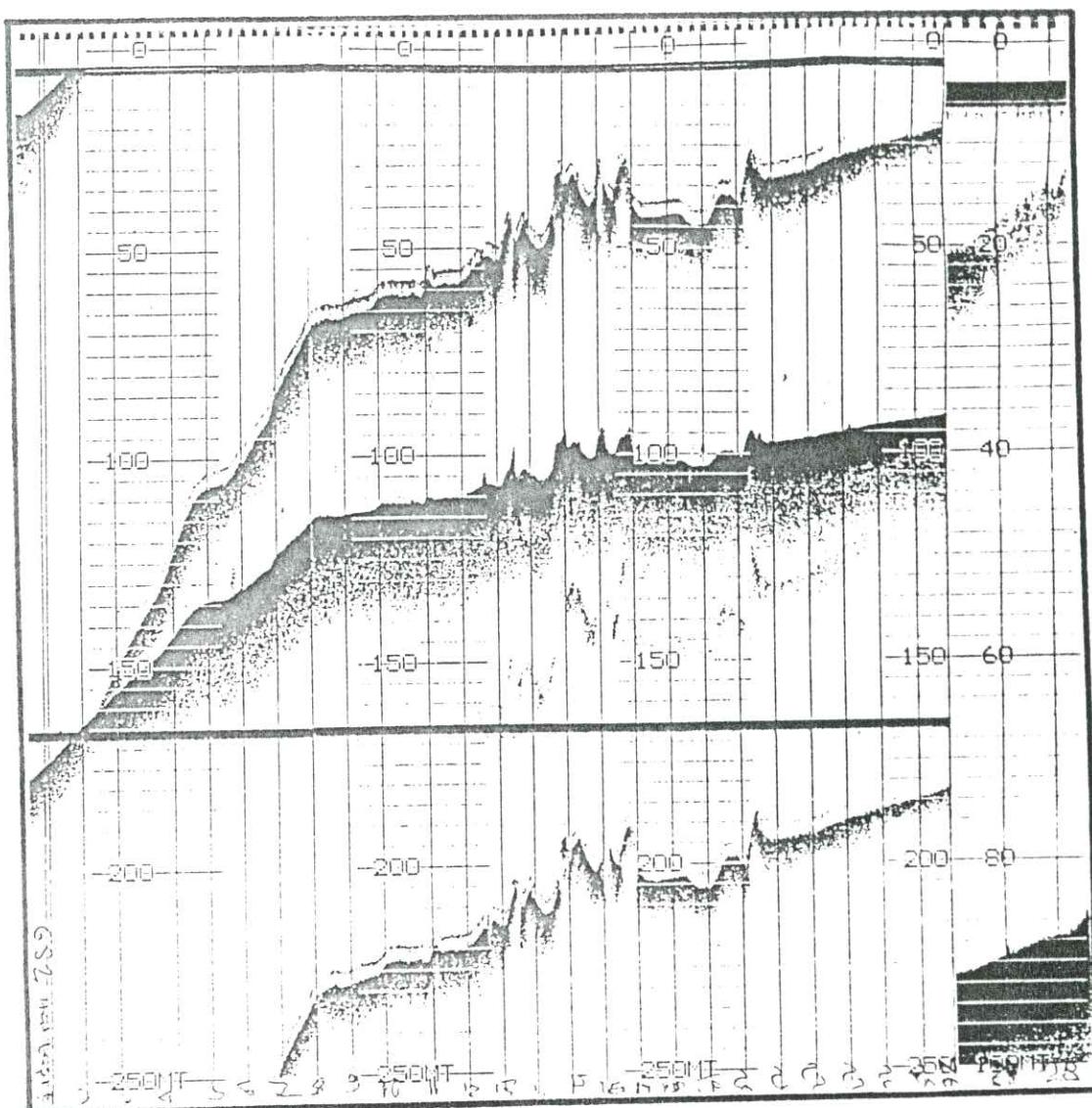
tabanının eğimi  $1^{\circ}$  den fazladır. Genel olarak, Göksu Nehri'nin denize döküldüğü bölgenin batı kısmında yer alan deniz tabanı doğuya nazaran daha düşük eğimli bir topoğrafya sahiptir. Bu ise yukarıda açıklandığı gibi, sedimanların bölgede hakim akıntı sistemleriyle doğudan batıya doğru taşınmasından ve bu alanlarda depolanmasından kaynaklanmaktadır (Okyar ve Ediger, 1998).

-80 m'den daha derin olan kesimlerde deniz tabanı eğiminin bölgelere göre farklılıklar göstererek aniden arttığı gözlenmiştir. Körfez içerisinde -120 ile -175 m derinlikler arasında deniz tabanının eğimi  $2^{\circ}$  ye, deltanın doğusunda ise -83 ile -133 m derinlikleri arasında deniz tabanının eğimi  $14.5^{\circ}$  ye ulaşmaktadır. Bu tür farklılıklar araştırma sahasının doğu kesimlerinde sediman taşınınının, batı kesimlerinde ise sediman birikiminin hakim olmasından kaynaklanmaktadır (Okyar ve Ediger, 1998).

Deltaya ait bir diğer özellik ise, deniz tabanından yaklaşık -85, -110 m derinlikler arasında gözlenen topografik düzensizliklerdir (Şekil 3.3). Bu düzensizlikler, deniz tabanından itibaren 1 m ile 10 m yüksekliklere ulaşmaktadır. Bunlar muhtemelen, deltanın batı kesiminde Göksu Nehrinden kaynaklanan yüksek sedimantasyon nedeniyle oluşan kayma ve/veya çökme olaylarının sonucudur (Okyar ve Ediger, 1998).

### 3.1.4. Mersin Körfezi kumluk kıyı zonu ve delta karmaşası

Göksu Deltası'nın doğusunda başlayan ve Karataş Burnu'na kadar devam eden bu alanda göze çarpan en önemli batimetrik özellik, eş derinlik eğrilerinin batıdan doğuya doğru genişlemesidir (Ek 2). Göksu Deltası civarında kıyıdan 8.4 km açıkta olan -200 m eş derinlik eğrisi Seyhan Nehri önlerinde 43 km açıktadır (Okyar, 1991). Bu da bize kita sahanlığının batıdan doğuya doğru genişlediğini göstermektedir. Genel olarak -50 m ve -100 m eş derinlik eğrileri arasında karbonat zonu olarak adlandırılan



**Şekil 3.3:** Göksu Deltası'na ait topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği (GS2 hattı; Ek 1) (Okyar ve Ediger, 1998).

zonda (Ediger ve diğ., 1997) taban yapısı erozyondan kaynaklanan düzensizliklere sahiptir.

Bu alanda, kita sahanlığının kıyıdan -85 m su derinliğine kadar olan kısmının taban eğimi  $1.3^{\circ}$  ye ulaşmakta ve -85 m ile -200 m derinlikler arasında ise  $0.5^{\circ}$  olmaktadır. Yüksek sedimentasyondan dolayı doğuya doğru genişleyen kita sahanlığının kıyıdan -150 m derinliğe kadar olan eğimi  $0.3^{\circ}$ , -150 m ile -200 m derinlige kadar olan eğimi ise  $0.7^{\circ}$  civarındadır (Okyar, 1991).

Tarsus, Seyhan ve Ceyhan nehirlerinden taşınan sedimanların depolandığı kita sahanlığı alanları oldukça geniş bir yer kaplamakta olup bu bölgede ortalama eğim değeri  $0.3^{\circ}$  dir. Ayrıca, kita sahanlığının -100 m'den daha derin kısımlarında taban topoğrafyasında akma ve kayma olaylarından kaynaklanan düzensizlikler yer almaktadır (Okyar, 1991).

Türkiyenin güney kıyılarında etkin olan genel Akdeniz akıntı sistemi ile kıyı boyu akıntı sistemi bu bölgenin kıyı ve taban topoğrafyasının şekillenmesini ayrıca sediman depolanmasını kontrol eden en önemli faktörlerdir. Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin taşıdığı sedimanlar, Akdeniz akıntısının etkisiyle bölgenin batısına doğru daralarak ilerleyen kita sahanlığı üzerinde depolanmaktadır.

### 3.1.5. İskenderun Körfezi

İskenderun Körfezi'nin en derin kısmı -80 m civarında olup, körfez girişi -100 m'lik eş derinlik eğrisiyle sınırlanmıştır (Ek 2). Körfezin güneydoğu kıyılarındaki eş derinlik eğrileri, kuzeybatı kıyılarına göre birbirlerine daha yakındır. Derinliğin asimetrik bir yapıda olması ve derinliğe göre körfezin ekseninin güneydoğu kıyılarına yakın olması kuzeybatı kıyılarından kaynaklanan yüksek sedimentasyondandır. İskenderun Körfezi'nin, kuzeybatı kıyılarında ortalama  $0.09^{\circ}$  lik bir eğime sahip olan deniz tabanının güneydoğu kıyılarında ise eğim değeri  $0.75^{\circ}$  ve  $0.2^{\circ}$  arasındadır.

### 3.1.6. Hatay kayalık kıyı zonu

Akıncı Burnu-Samandağ arasında kalan bölge (Ek 2), kumsallarla kaplı olan kıyıların dışında, genel olarak denize dik bir şekilde inen kayalık bir yapıya sahiptir. Ancak, bazı yerlerde tabankayanın üzerinde gelişen sediman depolanmaları nedeniyle,

tabanın dik olan eğimi nispeten azalmaktadır. Bu bölgedeki deniz tabanı eğimi Akıncı Burnu istikametinden, Samandağına doğru artmaka dolayısı ile kış sahanlığı genişlemektedir.

### **3.2. DİPALTI SİSMİK İSTİFİ**

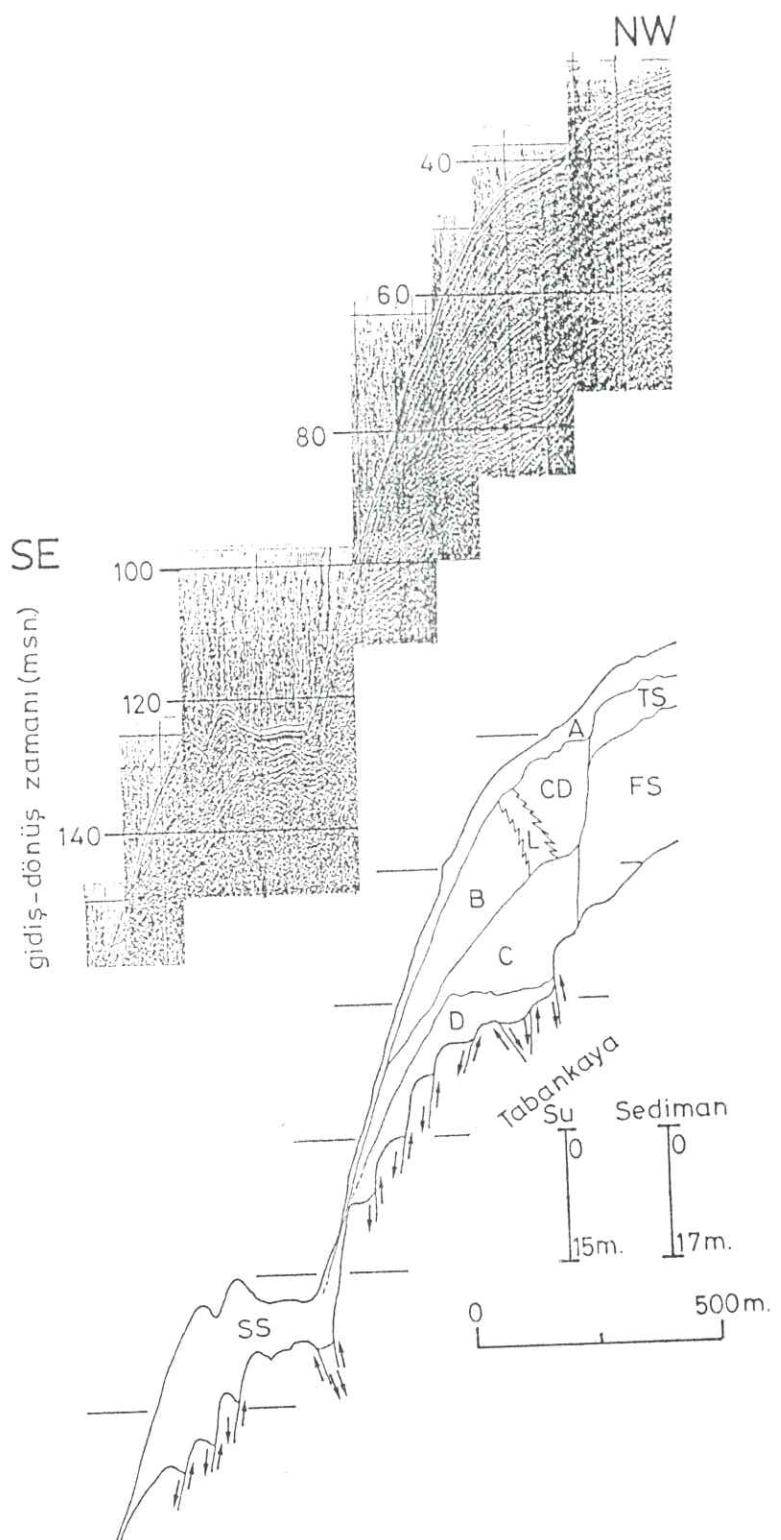
#### **3.2.1. Tabankaya**

Elde ettiğimiz sismik kayıtların çok azında gözlenebilen tabankaya karmaşık yansımalarını ile tanımlanabilmştir (Ekler 3, 11). Tabankaya hakkında çok detaylı bilgi elde edemeyişimizin sebebi, bu çalışmada kullanılan sistemin penetrasyonun düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Sadece kayalık kıyı zonlarına karşılık gelen alanlardan elde ettiğimiz kayıtlarda tabankayalar gözlenebilmekte, buna karşın sedimentasyonun çok yüksek olduğu kumlu kıyı zonlarında bu yapılar gözlenmemektedir. Genel olarak, düzensiz erozyon yüzeyine ve fay kontrollü yapılara sahip olan tabankaya kıyıda yer alan jeolojik formasyonların deniz altındaki devamı niteliğindedir.

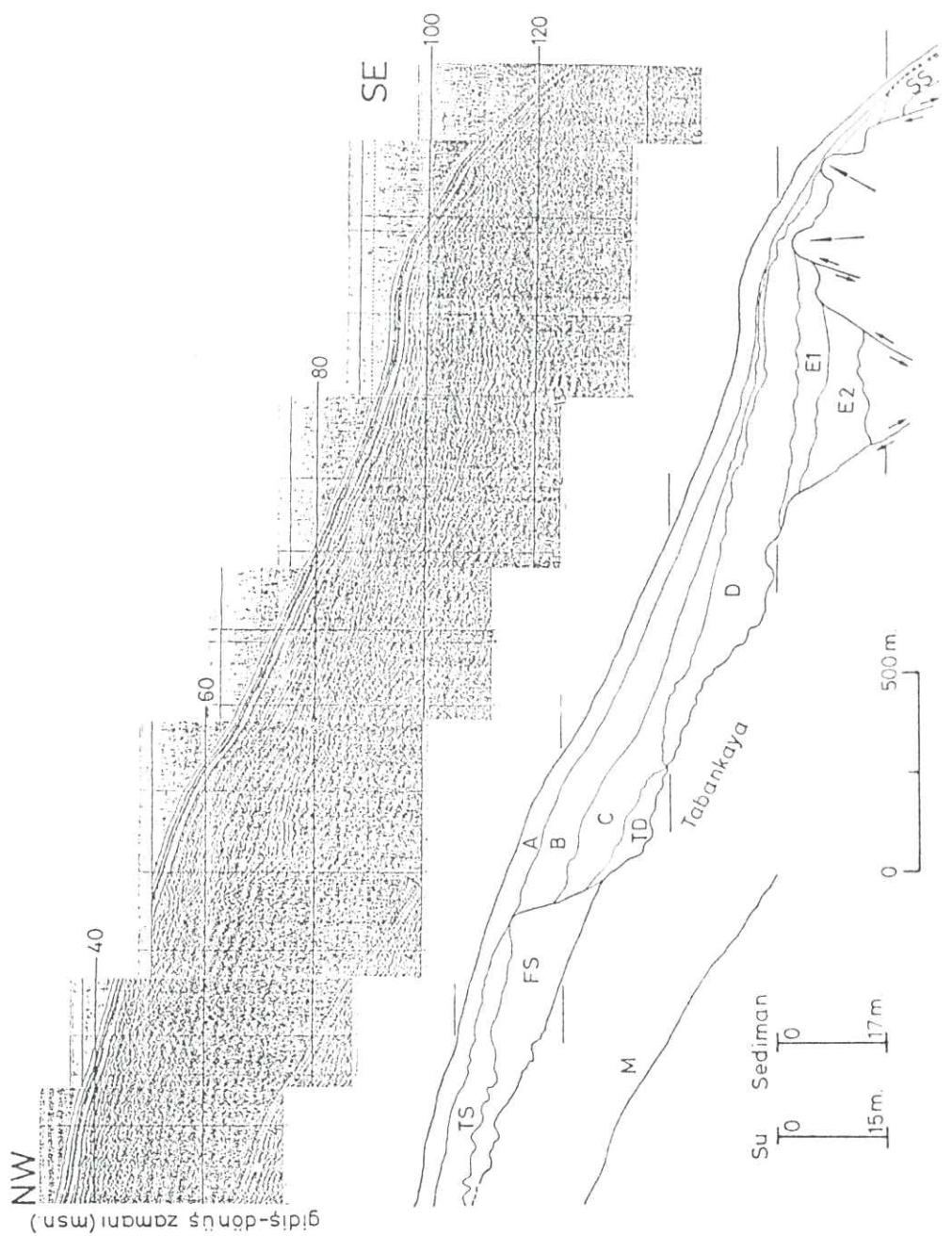
Geç-Kratese ve erken-Tersiyer arasında gelişen bindirme fayı, Anamur Kanyonu'nun oluşmasında ve gelişmesinde önemli bir rol oynamış ve tabankayanın şekillenmesine neden olmuştur (Ediger ve diğ., 1993; Şekiller 3.4-3.5).

Taşucu Körfezi'nin kayalık batı kıyısından elde edilen sismik kayıtlarda (Şekil 3.6) tespit edilen tabankayanın (S) bölgede yaygın olan Permiyen yaşı (kireçtaşısı) olduğu sonucuna varılmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

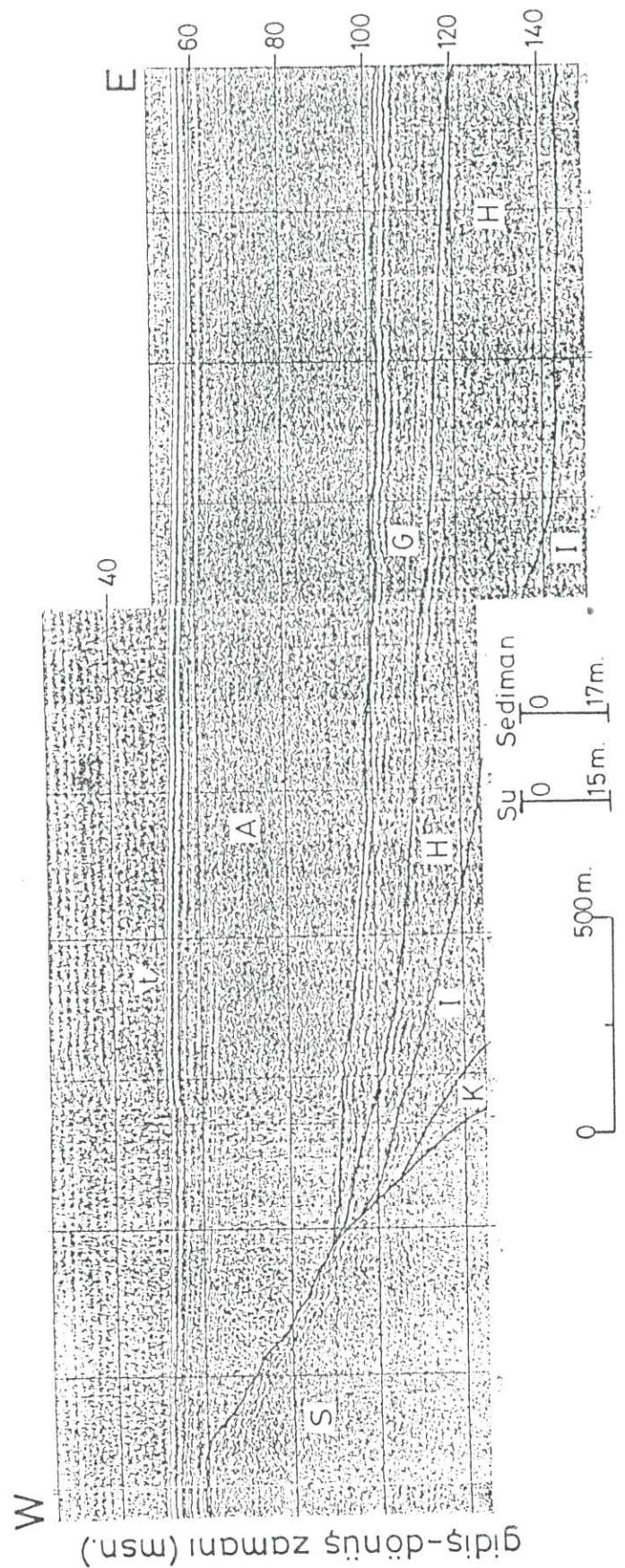
Mersin Körfezinden elde edilen sismik yansımaya profillerinin, mevcut sıç ve derin sondaj loglarıyla birleşik yorumlanması sonucunda, Miyosen yaşı tabankaya'nın (A) varlığı ortaya konulmuştur (Şekil 3.7). Miyosen yaşı tabankaya litolojik olarak,



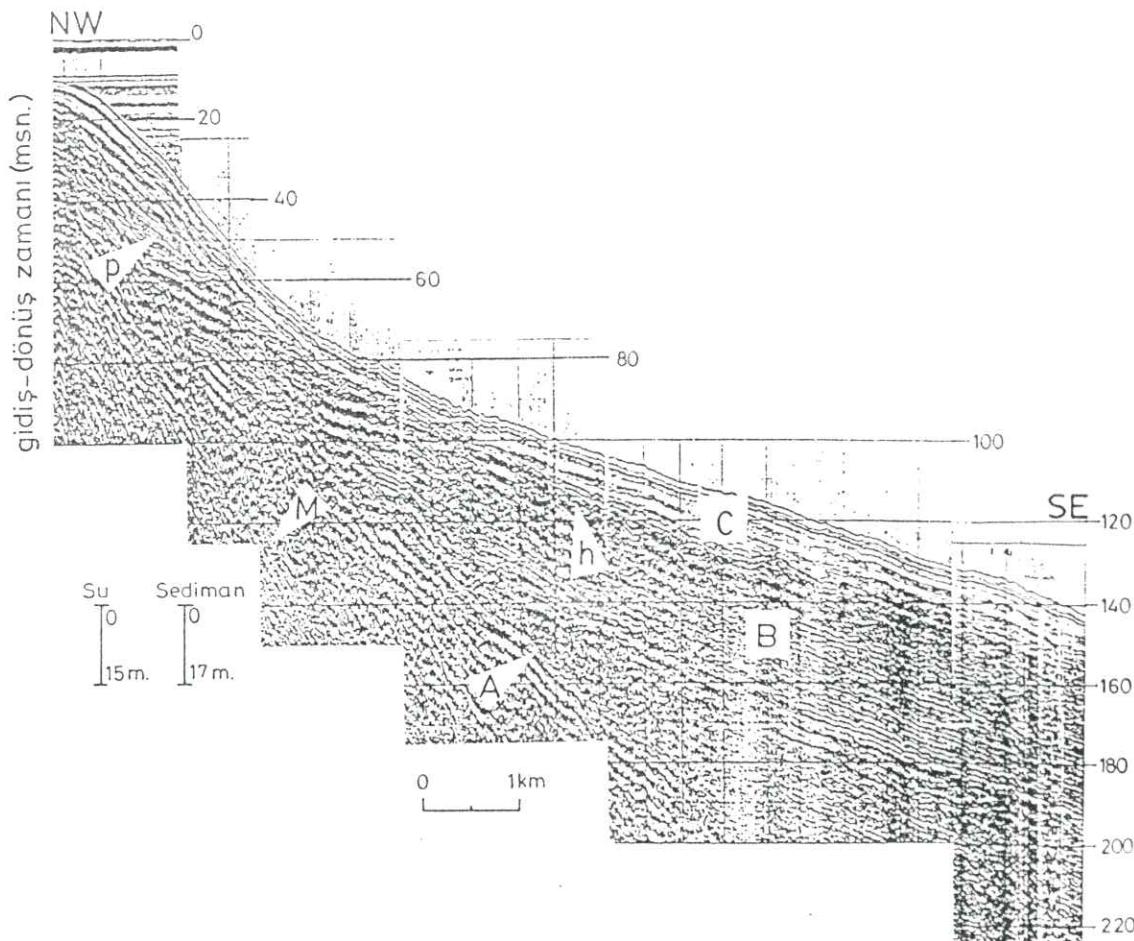
Şekil 3.4: Anamur Körfezi'ne ait yüksek ayrımlı sismik kayıt örneği ve yorumu (Ediger ve diğ., 1993).



Sekil 3.5: Antamur Körfezi'ne ait yüksek ayırmalı sismik kavşık örneği ve yorumu (Ediger ve dig., 1993)



Sekil 3.6: Göksu Deltası'na ait yüksek ayrımlı sisnik kayıt örneği (GS12 hattı, Ek 1) ve yorumu (Okyar ve Ediger, 1998)



Şekil 3.7: Mersin Körfezi'ne ait yüksek ayrımlı sismik kayıt örneği (M16 hattı; Ek 1) ve yorumu (Okyar, 1991).

kıyısal kesimlerde mostra veren marl ve kireçtaşlarına karşılık gelmektedir (Okyar, 1991).

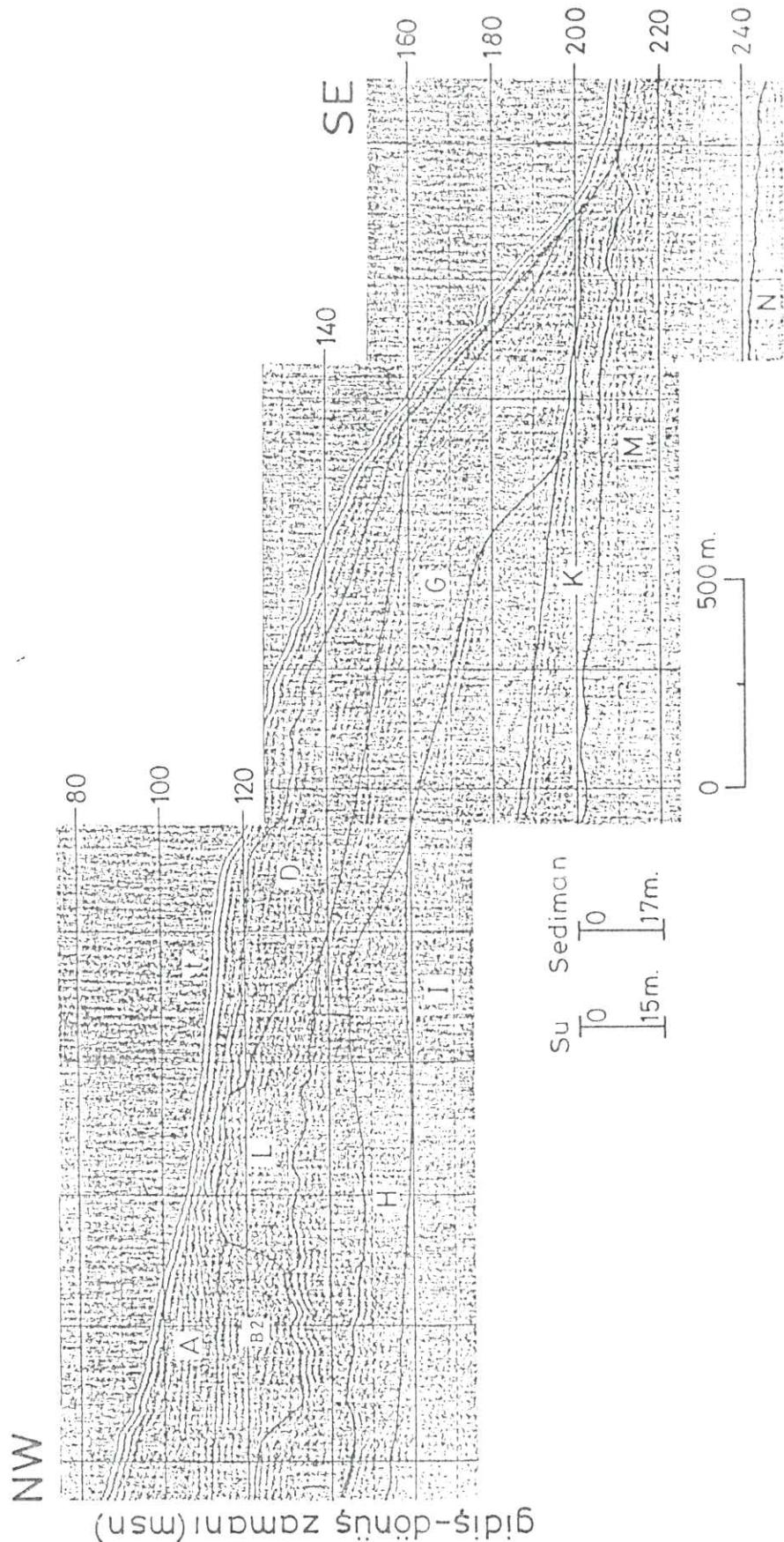
Hatay kayalık kıyı zonlarından elde edilen sismik kaytlarda (Ek 11), tabankaya dar bir alanda gözlenebilmekte ve çok anı bir eğimle gözden kaybolmaktadır. Bu özelliklerinden dolayı, bu alanlardan elde edilen kaytlardaki tabankayalar hakkında detaylı bilgiler elde edilememiştir. Buna karşın, bu anı eğimlerin bölgenin tektonik yapısıyla yakından ilgili olduğu söylenebilir (Kızılkoca, 1994; Kazan, 1994).

### 3.2.2. Geç-Kuvaterner Öncesi Depolanmalar

Bu araştırmada elde edilen sismik kayıtların yorumlanması sonucunda, Anamur Burnu önlerinde yaklaşık -160 m, Hatay kıyısı önlerinde ise yaklaşık -189 m derinlikte başlayan ve açıklara doğru uzanan bir seviye gözlenmiştir (Ek 5). Bu seviye Anamur Burnu-Hatay bölgeleri arasında kalan kıyı ötesi alanlarda ortalama olarak 180 m derinlikte başlamaktadır. Ancak, doğu Akdeniz'de yapılan çeşitli sismik araştırmalarda (Okyar, 1991; Ergin ve diğ., 1992a, 1992b; Ediger ve diğ., 1993; Okyar ve Ediger, 1998) ve yayınlanmış bulunan deniz seviyeleri eğrilerinde (Milliman ve Emery, 1968; Arbouille ve Stanley, 1991), geç-Kuvaterner dönemine ait, bu seviyelerde bir deniz seviyesi alçamasına rastlanılmamıştır. Bundan dolayı, bu seviyenin geç-Kuvaterner öncesi dönemlerde depolandığı düşünülmektedir. Bu seviyenin, derin sismik sistemleriyle daha detaylı çalışılması, bu seviye hakkında daha sağlıklı ve ayrıntılı bilgilerin elde edilmesine imkan sağlayacaktır.

Bu seviye, Göksu Deltasında en yaşlı çökel serisi olarak adlandırılan ve geç-Kuvaterner öncesi dönemde depolandığı açıklanan (Okyar ve Ediger, 1998), N- ve M-fasiyelerine karşılık gelmektedir (Şekil 3.8). Bu fasiyeler sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın yansımaya şekilleriyle ayırt edilmiştir (Okyar ve Ediger, 1998). M-fasiyelerinin, sığ sularda kalınlığının 30 m'ye derin sularda ise kalınlığının 7 m'ye kadar ulaşlığı açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). M-fasiyelerinin üst yüzeyinin, kanal/vadi türü çukurluklarla kesilmiş olduğuna dikkat çekilerek bu fasiyelerin geç-Kuvaterner öncesinde depolandığı ve son buzul çağının esnasında da deniz seviyesinin düşmesiyle aşınmaya uğradığı açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

Anamur Körfezinde, Ediger ve diğ. (1993) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarında da, iki farklı fasiyes (TS ve FS) ayırt edilmiştir (Şekiller 3.4-3.5). Anamur



Sekil 3.8: Gökse Deltası'na ait yüksek avrulmuş sıvınik kavşağı (Göksu) havuz, Ek 1 ve vortumu (Okyanus) ve Edirne (msn)

Kanyonu'nun sığ kesimlerinde uzanan bu fasiyeslerin, geç-Kuvaterner öncesi dönemde oluşan eski bir deltanın kısımları, delta önü (foreset) ve delta üstü (topset), olduğu açıklanmıştır (Ediger ve dig., 1993). Kanyon eğiminin başladığı yerlerde bu fasiyeslerin kamalanarak sona erdikleri belirlenmiştir. Sismik kayıtlarda, yatık-, karmaşık-yansıma şekilleri gösteren, TS-fasiyesinin ortalama kalınlığının 5 m olduğu hesaplanmıştır. Sismik kayıtlarda, S şeklinde ve karmaşık yansıma şekilleri gösteren, FS-fasiyesinin kalınlığının, kanyonun güneybatısında 17 m, kuzeydoğusunda ise 11 m olduğu hesaplanmıştır. Bu eski deltanın toplam kalınlığının da, kanyonun kuzeydoğusunda 12 m'ye güneybatısında ise 23 m'ye ulaşmış olduğu belirlenmiştir. (Ediger ve dig., 1993). Bu deltanın da geç-Kuvaterner öncesinde depolandığı ve son buzul çağında deniz seviyesinin düşmesiyle aşınmaya uğradığı açıklanmıştır (Ediger ve dig., 1993).

### **3.2.3. Geç-Kuvaterner Dönemi Depolanmaları**

**1. Transgressif Depolanma:** Sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın yansıtma şekilleri ile tanımlanan (Ekler 4-5, 7), bu depolanma Anamur Burnu önlerinde yaklaşık -138 m, Hatay kıyısı önlerinde ise yaklaşık -141 m derinlikte başlamakta ve açıklara doğru uzanmaktadır. Anamur Burnu-Hatay bölgeleri arasında kalan kıyı ötesi alanlarda, ortalama olarak -138 m derinlikte gözlenen bu depolanma, muhtemelen kita sahanlığındaki sedimanların, son buzul çağındaki alçalmalar sırasında (akma ve kayma olaylarının etkisiyle) daha derinlere taşınmaları sonucunda oluşmuştur. Bu türden bir depolanma, doğu Akdeniz de bu güne degen yapılan çalışmalarında (Okyar, 1991; Ergin ve dig., 1992a, 1992b; Ediger ve dig., 1993; Okyar ve Ediger, 1998), ayırt

edilememiştir. Bu nedenle, ileride yapılacak olan detaylı araştırmalar bu depolanma hakkında daha sağlıklı bilgilerin elde edilmesine imkan sağlayacaktır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -138 m'de durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisi Ek 12'de verilmiştir. Doğu Akdeniz'e ait yayınlanmış bulunan deniz seviyesi değişim eğrilerine göre (Arbouille ve Stanley, 1991), bu kıyı çizgisi günümüzden yaklaşık 20 000 yıl önceki bir dönemi temsil etmektedir. Bu kıyı çizgisi, Anamur Kanyonundan Taşucu Körfezi'ne kadar olan alanlarda ve Hatay sahillerinde, günümüz kıyı çizgisine paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır. Ayrıca, bu kıyı çizgisinin uzanımından, İskenderun Körfezi'nin henüz sular tarafından istila edilmediği anlaşılmaktadır. Bu eski kıyı çizgisi, delta alanlarında ve yüksek sedimentasyonun bulunduğu alanlarda günümüz kıyı çizgisinden oldukça uzaklaşmaktadır (Ek 12).

**2. Transgressif Depolanma:** Sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın yansımı şekilleri ile tanımlanan (Ekler 4-7, 11), bu depolanma Anamur Burnu önlerinde yaklaşık -92 m, Hatay kıyısı önlerinde ise yaklaşık -113 m derinlikte başlamakta ve açıklara doğru uzanmaktadır. Derinlikler arasındaki bu farklılığın yüksek sedimentasyondan veya faylanmadan kaynaklandığı tahmin edilmektedir. Anamur Burnundan Taşucu Körfezi'ne doğru 22 m, Mersin Körfezi'nin orta kesiminde 16 m, Hatay kıyısı önlerinde, güneye doğru, 6 m'lik alçalmalar gözlenmiştir. Anamur Burnu-Hatay bölgeleri arasında kalan kıyı ötesi alanlarda, ortalama olarak -110 m derinlikte gözlenen bu depolanmanın, son buzul çağının sonrası yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -110 m'de durduğu dönemde oluştuğu tahmin edilmektedir. Bu türden bir depolanma, doğu Akdeniz'de bugüne dek yapılan çalışmalar (Okyar, 1991; Ergin ve diğ., 1992a, 1992b; Ediger ve diğ., 1993; Okyar ve Ediger, 1998), ayırt edilememiştir. Bu

nedenle, ileride yapılacak olan detaylı araştırmalar bu depolanma hakkında daha sağlıklı bilgilerin elde edilmesine imkan sağlayacaktır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -110 m'de durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisi Ek 12'de verilmiştir. Doğu Akdeniz e ait yayınlanmış bulunan deniz seviyesi değişim eğrilerine göre (Arbouille ve Stanley, 1991), bu kıyı çizgisi günümüzden yaklaşık 18 000 yıl önceki bir dönemi temsil etmektedir. Bu kıyı çizgisi, Anamur Kanyonundan Taşucu Körfezi'ne kadar olan alanlarda ve Hatay sahillerinde, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır. Bu dönemde de İskenderun Körfezi'nin henüz sular tarafından istila edilmediği, kıyı çizgisinin uzanımından anlaşılmaktadır. Bu eski kıyı çizgisi, delta alanlarında ve yüksek sedimentasyonun bulunduğu alanlarda şimdiki kıyı çizgisinden oldukça uzaklaşmaktadır (Ek 12).

**3. Transgressif Depolanma:** Bu depolanma, Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarда bulunan, K-fasiyesine karşılık gelmektedir (Okyar ve Ediger, 1998). Sismik kayıtlarda (Şekiller 3.6, 3.8), bu fasiyesin görünümü itibarıyle eski bir delta izlenimini verdiği ve S şeklinde yansımalar sergilediği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ölçülebilin, azami kalınlığı 18 m olan bu fasiyesin, son buzul çağının sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin, günümüzden 17 000 yıl önce, -95 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ayrıca, bu fasiyesin Taşucu Körfezi içerisinde güneydoğudan-kuzeybatı yönüne doğru aniden incelerek 85 m'lik toplam derinlikte tabankaya üzerinde sona erdiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

Sadece Göksu Deltası civarındaki sismik kayıtlarda gözlenebilen bu döneme ait kıyı çizgisi alansal olarak haritalanamamıştır.

**4. Transgressif Depolanma:** Sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın yansımıza şekilleri ile tanımlanan (Ekler 4, 6-7, 11), bu depolanma Anamur Burnu önlerinde yaklaşık -84 m, Hatay kıyısı önlerinde ise yaklaşık -91 m derinlikte başlamakta ve açıklara doğru uzanmaktadır. Derinlikler arasındaki bu farklılığın yüksek sedimantasyondan veya faylanmadan kaynaklandığı tahmin edilmektedir. Benzer şekilde, Anamur Burnu-Taşucu Körfezi'nin orta kesiminde 13 m, Mersin Körfezi'nin batısından doğusuna doğru 2 m, İskenderun Körfezi'nin kuzeydoğu kısmında 8 m ve Hatay kıyısı önlerinde, güneye doğru 3 m'lik alçalmalar gözlenmiştir. Anamur Burnu-Hatay bölgeleri arasında kalan kıyı ötesi alanlarda, ortalama olarak -85 m derinlikte gözlenen bu depolanmanın, son buzul çağının sonrası yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -85 m'de durduğu dönemde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Fay kontrollü, Anamur Kanyonunda karmaşık-yansıma şekilleriyle ayrıt edilen ve eski bir gölsel depolanma olarak yorumlanan E-fasiyesinin (Şekil 3.5), son buzul çağının sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -85 m'de durduğu esnada, kıyıdıraki geçiş zonunda, oluştuğu açıklanmıştır (Ediger ve dig., 1993). Aşağıdan yukarıya doğru E2 ve E1 gibi iki farklı birimi içeren E-fasiyesinin toplam kalınlığının 11 civarında olduğu belirlenmiştir (Ediger ve dig., 1993).

Deniz seviyesinin ortalama olarak -85 m'de durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisi Ek 12'de verilmiştir. Doğu Akdeniz'e ait yayınlanmış bulunan deniz seviyesi değişim eğrilerine göre (Arbouille ve Stanley, 1991), bu kıyı çizgisi günümüzden yaklaşık 16 000 yıl önceki bir dönemi temsil etmektedir. Bu kıyı çizgisi, Anamur

Kanyonundan Taşucu Körfezi'ne kadar olan alanlarda ve Hatay sahillerinde günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır. Bu dönemde İskenderun Körfezi'nin su altında kalmaya başladığı ve körfez girişinde iki ufak adacığın olduğu kıyı çizgisinin uzanımından anlaşılmaktadır. Bu eski kıyı çizgisi, delta alanlarında ve yüksek sedimentasyonun bulunduğu alanlarda şimdiki kıyı çizgisinden oldukça uzaklaşmaktadır (Ek 12).

**5. Transgressif Depolanma:** Sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın kesikli yansımı şıkları ile tanımlanan (Ekler 4, 6-11), bu depolanma Anamur Burnu önlerinde yaklaşık -54 m, Mersin ile İskenderun Körfezlerinin geçiş zonunda ise yaklaşık -69 m derinlikte başlamakta ve açıklara doğru uzanmaktadır. Derinlikler arasındaki bu farklılığın yüksek sedimentasyondan veya faylanmadan kaynaklandığı tahmin edilmektedir. Benzer şekilde, Anamur Burnundan Taşucu Körfezi'ne doğru 8 m, Mersin Körfezi'nin orta kesiminde 17 m, İskenderun Körfezi'nin kuzeybatı sahilinde ise 6 m'lik alçalmalar gözlenmiştir. Bu depolanmanın, son buzul çağının sonrası yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -60 m'de durduğu dönemde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Anamur Kanyonunda, deniz seviyesinin -60 m'de durduğu dönemde çökelen, iki farklı fasiyes belirlenmiştir (Ediger ve diğ., 1993). Karmaşık yansım şıkları gösteren D-fasiyesinin (Şekiller 3.4-3.5) denizel ortamda çökeldiği, buna karşın basit tabakalı yansım şıkları gösteren TD-fasiyesinin (Şekil 3.5) ise kıyı ardındaki yamaçların erozyonu nedeniyle çökeldiği açıklanmıştır (Ediger ve diğ., 1993). D- ve TD-fasiyelerinin ortalama kalınlıkları sırasıyla 6 ve 4 m olarak hesaplanmıştır.

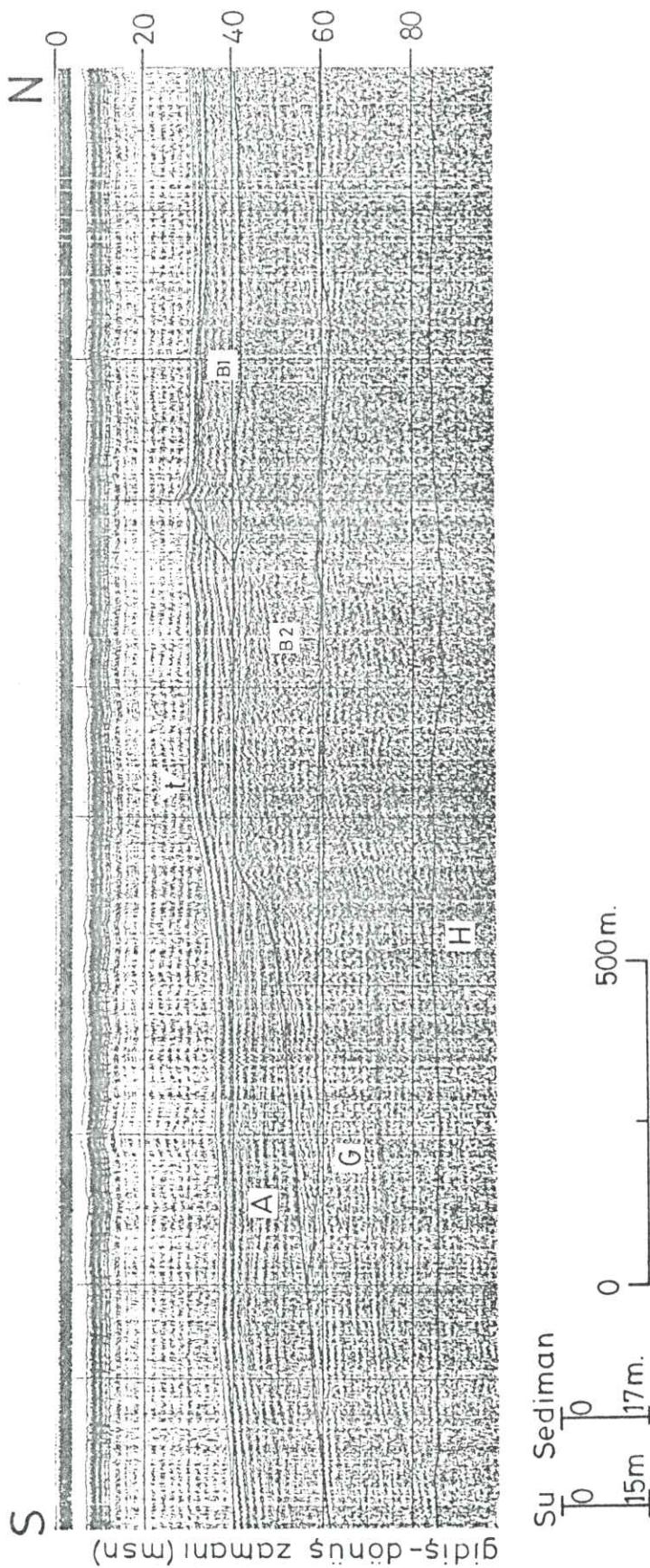
Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarında, S-şeklinde yansımalar sergileyen ve görünümü itibariyle eski bir delta izlenimini veren I-fasiyesinin

(Şekiller 3.6, 3.8), son buzul çağının ardından yükselmeye başlayan deniz seviyesinin, günümüzden 12 500 yıl önce, -60 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Bu fasiyesinin ölçülebilen azami kalınlığı 20 m olarak bulunmuştur. (Okyar ve Ediger, 1998).

Deniz seviyesinin ortalama olarak -60 m'de durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisi Ek 12'de verilmiştir. Bu kıyı çizgisi, yukarıda açıklandığı gibi, günümüzden yaklaşık 12 500 yıl önceki bir dönemi temsil etmektedir. Bu kıyı çizgisi, Anamur Kanyonundan Taşucu Körfezi'ne kadar olan alanlarda ve Hatay sahillerinde günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır. Bu dönemde İskenderun Körfezi oldukça belirginleşmiş ve bu günkü şecline yakın bir şekil almıştır. Bu eski kıyı çizgisi, delta alanlarında ve yüksek sedimantasyonun bulunduğu alanlarda pek farklılık göstermemektedir (Ek 12).

**6. Transgressif Depolanma:** Bu depolanma, Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarında bulunan, H-fasiyesine karşılık gelmektedir (Okyar ve Ediger, 1998). Sismik kayıtlarda (Şekiller 3.6, 3.8-3.9), bu fasiyesin görünümü itibarıyle eski bir delta izlenimini verdiği ve S şeklinde yansımalar sergilediği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ölçülebilen, azami kalınlığı 24 m olan bu fasiyesin, son buzul çağının sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin, günümüzden 11 500 yıl önce, -50 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ayrıca, bu fasiyesin Taşucu Körfezi içerisinde güneydoğudan-kuzeybatı yönüne doğru tabankaya üzerinde sona erdiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

Sadece Göksu Deltası civarındaki sismik kayıtlarda gözlenebilen bu döneme ait kıyı çizgisi alansal olarak haritalanamamıştır.



**Sekil 3.9:** Göksu Deltası'na ait yüksek ayrımlı sismik kayıtları örnek (GS6 hattı, Ek 1) ve yorumu (Okyar ve Ediger, 1998)

**7. Transgressif Depolanma:** Bu depolanma, Anamur Körfezinde ve Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarda bulunan, C- ve G-fasiyeslerine karşılık gelmektedir (Okyar ve Ediger, 1998). Basit dizilimli paralel yansımaya şekli ile tanımlanan Anamur Körfezi C-fasiyesinin (Şekiller 3.4-3.5) son buzul çağının ardından yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -45 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Ediger ve diğ., 1993). Bu fasiyesin, ortalama kalınlığının 10 m olduğu hesaplanmıştır (Ediger ve diğ., 1993).

Göksu Deltasında bulunan G-fasiyesi (Okyar ve Ediger, 1998) S-şeklinde yansımaya şekilleri ile ayırt edilmiştir (Şekiller 3.6, 3.8-3.9). Ölçülebilin, azami kalınlığı 30 m olan bu fasiyesin, görünümü itibariyle eski bir delta izlenimi verdiği ve son buzul çağının sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin, günümüzden 11 000 yıl önce -45 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ayrıca, bu fasiyesin Taşucu Körfezi içerisinde güneydoğudan-kuzeybatı yönüne tabankaya üzerinde sona erdiği gözlenmiştir (Okyar ve Ediger, 1998).

Sadece Anamur Körfezi ve Göksu Deltası civarındaki sismik kayıtlarda gözlenebilen bu döneme ait kıyı çizgisi alansal olarak haritalanamamıştır.

**8. Transgressif Depolanma:** Sismik kayıtlarda karmaşık ve paralele yakın yansımaya şekilleri ile tanımlanan (Ekler 6-11), bu depolanma Anamur Burnu ve Hatay kıyısı önlerinde yaklaşık -39 m derinlikte başlamakta ve açıklara doğru devam etmektedir. Ancak, bu depolanma İskenderun Körfezi'nin güneydoğu kıyısı önlerinde -32 m, kuzeybatı kıyısı önlerinde ise 47 m derinlikte başlamaktadır. Bu doğrultudaki alçalmanın sebebinin, Ceyhan Deltasından kaynaklanan yüksek sedimentasyon ve Karataş Fayından kaynaklandığı tahmin edilen tektonik alçalma olduğu

düşünülmektedir. Ayrıca bu transgressif depolanma da, Anamur Burnundan Taşucu Körfezi'ne doğru 4 m, Mersin Körfezi'nin batısından doğusuna doğru 7 m'lik alçalmalar gözlenmiştir. Ortalama olarak -40 m derinlikte gözlenen bu depolanmanın, son buzul çağının sonrası yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -40 m'de durduğu dönemde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Anamur Kanyonunda, deniz seviyesinin -40 m'de durduğu dönemde çökelen, üç farklı fasiyes (B, CD ve L; Şekiller 3.4-3.5) belirlenmiştir (Ediger ve diğ., 1993). Basit dizilipli paralel yansımış şekilleri gösteren, B-fasiyesinin denizel ortamda çökeldiği, kanyonun güneybatısında 8 m, kuzeydoğusunda ise 5 m kalınlığa sahip olduğu açıklanmıştır (Ediger ve diğ., 1993). Sırasıyla, paralel-içbükey ve paralel-dışbükey yansımış şekilleri ile tanımlanan, CD-, L-fasiyelerinin ise kanyonun güneybatısında çökeliş oldukları açıklanmıştır (Ediger ve diğ., 1993). CD-fasiyelerinin kıyı arasında çökeldiği ve ortalama 12 m kalınlıkta olduğu, L-fasiyelerinin ise bir geçiş ortamında çökeldiği (karasal ve denizel) ve ortalama 11 m kalınlıkta olduğu açıklanmıştır (Ediger ve diğ., 1993).

Deniz seviyesinin ortalama olarak -40 m'de durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisi Ek 12'de verilmiştir. Doğu Akdeniz'de ait yayınlanmış bulunan deniz seviyesi değişim eğrilerine göre (Arbouille ve Stanley, 1991), bu kıyı çizgisi günümüzden yaklaşık 10 500 yıl önceki bir dönem temsil etmektedir. Bu kıyı çizgisi Anamur Kanyonundan Taşucu Körfezi'ne kadar olan alanlarda ve Hatay sahillerinde günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır. Bu dönemde İskenderun Körfezi iyice belirginleşmiş ve bu gündeşme yakın bir şekil almıştır. Bu eski kıyı çizgisi, delta alanlarında ve yüksek sedimentasyonun bulunduğu alanlarda pek farklılık göstermemektedir (Ek 12).

**9. Transgressif Depolanma:** Bu depolanma, Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarda bulunan, D-, L- ve B2-fasiyeslerine (Şekiller 3.8-3.9) karşılık gelmektedir (Okyar ve Ediger, 1998). Eşzamanlı olarak yorumlanan, bu fasiyeslerin deniz seviyesinin -32 m'de durduğu dönemde, günümüzden 9500 yıl önce, depolandıkları açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Birbirlerine nazaran yanal geçiş gösteren bu fasiyeslerin, karmaşık ve paralele yakın yansımıma şekilleri içerdikleri gözlenmiştir (Okyar ve Ediger, 1998). Ölçülebilen azami kalınlığı 24 m olan D-fasiyesinin denizel ortamda çökeldiği açıklanmıştır. Kara tarafında B2 ve deniz tarafında da D-fasiyesleri tarafından sınırlanmış olduğu tesbit edilen L-fasiyesinin, bu iki fasiyes arasında hem karasal hem de denizel çökelleri ihtiva eden bir geçiş zonunu oluşturduğu öne sürülmüştür (Okyar ve Ediger, 1998). L-fasiyesinin azami kalınlığı 16 m olarak hesaplanmıştır. Eski bir deltanın deniz seviyesi üzerinde kalan kısmı olarak yorumlanan ve karasal çökellerden meydana geldiği açıklanan B2-fasiyesinin ise, azami kalınlığı 18 m olarak hesaplanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

Deniz seviyesinin -32 m'de durduğu döneme ait ve sadece Göksu Deltası sismik kesitlerinde yorumlanan kıyı çizgisi alansal olarak haritalanamamıştır.

**10. Transgressif Depolanma:** Bu depolanma, Göksu Deltası önlerinde gerçekleştirilen sismik çalışmalarda bulunan, B1-fasiyesine (Şekil 3.9) karşılık gelmektedir (Okyar ve Ediger, 1998). Sismik kaytlarda (Şekil 3.9), bu fasiyesin görünümü itibariyle eski bir delta izlenimini verdiği, karmaşık ve paralele yakın yansımalar sergilediği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998). Ölçülebilen, azami kalınlığı 10 m olan bu fasiyesin, son buzul çağının sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin, günümüzden 8500 yıl önce, -23 m'de durduğu dönemde çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

Sadece Göksu Deltası civarındaki sismik kaytlarda gözlenebilen bu döneme ait kıyı çizgisi alansal olarak haritalanamamıştır.

**Kıyısal Kum Kamalanması:** Bölgeye ait en genç depolanmayı temsil eden bu fasiyes, sismik kaytlarda karmaşık ve paralel yansımayaşları ile tanımlanmaktadır (Ekler 3-11). Bu depolanmayı kontrol eden faktörler; karasal girdi miktarı, taban morfolojisi ve oşinografik koşullardır. Sedimentolojik analizler, kıyısal kum kamalanmasını meydana getiren materyallerin tane boyunun kıyıdan aşağı doğru küçüldüğünü göstermektedir (Ediger ve diğ., 1997).

Bu depolanma, kayalık yapıya sahip Anamur Burnu-Dana Adası kıyılarında, İskenderun Körfezi'nin güneydoğu kıyılarında ve Akıncı Burnu-Samandağ kıyılarında oldukça dar alanlar kaplamaktadır (Ek 13).

Diğer taraftan, Göksu Deltası civarında bu depolanma şeklärinin deltanın uzanımına uyumlu olması bu alanda sediman dağılımının Akdeniz'in genel akıntı rejimi ile ilgili olduğunu göstermektedir. Kıyısal kum kamalanması, Göksu Deltası'nın doğusundan itibaren, Seyhan-Ceyhan Delta kompleksine yaklaşıkça kıyıdan uzaklaşarak, denize doğru, geniş bir alan kaplamaktadır (Ek 13). İskenderun Körfezi'nin kayalık güneydoğu kıyılarında dar bir alan kaplayan kıyısal kum kamalanması, körfezin kuzeybatı kıyılarında geniş alanlar kaplamaktadır (Ek 13). Bu ise Ceyhan Nehri sedimentasyonundan kaynaklanmaktadır. Kıyısal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır (Okyar ve Ediger, 1998).

## BÖLÜM 4: SONUÇLAR

Kilikya-Adana Havzası kita sahanlığı geç-Kuvaterner çökellerini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu proje kapsamında aşağıdaki bilgiler elde edilmiştir.

Kita sahanlığının batimetrisi bölgenin tektoniği, paleotopoğrafyası, sedimentasyon ve akıntı rejimleri tarafından kontrol edilmektedir. Kıyıda Sultançay Vadisi ve bu vadinin deniz altındaki uzantısı boyunca etkili olan bindirme fayının sonucunda oluşan Anamur Kanyonu, Kilikya-Adana Havzası'nın Türkiye kıyılarda yer alan tek kanyon yapısıdır. Anamur Kanyonu-Taşucu Körfezi arasında kalan bölgedeki, kita sahanlığı batıdan doğuya doğru genişlemektedir. Bu da muhtemelen, doğuda sediman girdisi bakımından önemli bir yer tutan, Göksu Nehrinden kaynaklanmaktadır. Göksu Deltası civarındaki deniz tabanı topoğrafyası, Göksu Nehir ağzının batısında ve doğusunda farklılıklar göstermektedir. Göksu Nehir ağzının batısında uzanan deniz tabanının eğiminin doğuya nazaran daha az olması, sedimanların batı yönlü Akdeniz akıntısıyla taşınarak, bu alanlarda depolandıklarını göstermektedir. Aynı şekilde, Göksu Nehir ağzının batısındaki deniz tabanında yükseklikleri 10 m'ye kadar ulaşan topografik düzensizlikler, yüksek sedimentasyondan kaynaklanan kayma ve/veya çökme olaylarını göstermektedir. Göksu Deltası'nın doğusunda başlayan ve Karataş Burnu'na kadar devam eden Mersin Körfezi kumluk kıyı zonu ve delta karmaşası alanında göze çarpan en önemli batimetrik özellik, eş derinlik eğrilerinin batıdan doğuya doğru genişlemesidir. Bu bölgedeki kita sahanlığı, Tarsus, Seyhan ve Ceyhan nehirlerinden taşınan sedimanların depolanması sebebiyle oldukça az bir eğimle geniş bir alan kaplamaktadır. Ayrıca, kita sahanlığının 100 m'den daha derin kısımlarında taban topoğrafyasında akma ve kayma olaylarından kaynaklanan düzensizlikler göze çarpmaktadır. İskenderun Körfezi'nin en derin kısmı -80 m civarında olup, körfez girişi

-100 m'lik eş derinlik eğrisiyle sınırlanmıştır. Körfezin kuzeybatı kıyısı önünde uzanan deniz tabanının, güneydoğudakine nazaran daha az bir eğime sahip olması, körfezin kuzeybatısında sediman birikiminin hakim olduğunu göstermektedir. Akıncı Burnu-Samandağ arasında uzanan deniz tabanının eğimi, güneye doğru ilerledikçe artmaka dolayısı ile kita sahanlığı daralmaktadır.

Bu çalışmada kullanılan sismik sistemin penetrasyonun düşük olması nedeniyle, tabankaya hakkında çok detaylı bilgi elde edilememiştir. Ancak, sismik kayıtların çok azında gözlenebilen tabankaya karmaşık yansımalarıyla tanımlanabilmiştir. Genel olarak, düzensiz erozyon yüzeyine ve fay kontrollü yapılara sahip olan tabankaya kıyıda yer alan jeolojik formasyonların deniz altındaki devamı niteliğindedir. Tabankayanın, Taşucu Körfezi civarında Permiyen yaşı kireçtaşlı formasyonundan, Mersin Körfezi civarında ise Miyosen yaşı marl ve kireçtaşlı formasyonlarından oluştugu sonucuna varılmıştır.

Çalışma sahası içerisinde en yaşlı transgresif depolanmanın geç-Kuvaterner öncesi döneme (deniz seviyesi -180 m derinlikte iken) ait olduğu tahmin edilmektedir. Bu döneme ait depolanma, Anamur Kanyonu'nun sığ kesimlerinde eski bir delta özelliği göstermektedir.

Diğer taraftan, çalışma sahası içerisinde, geç-Kuvaterner döneme ait olduğu tahmin edilen 10 farklı transgressif depolanma bulunmaktadır. 1. Transgressif Depolanmanın 20 000 yıl önce (deniz seviyesi -138 m iken), 2. Transgressif Depolanmanın 18 000 yıl önce (deniz seviyesi -110 m iken), 3. Transgressif Depolanmanın 17 000 yıl önce (deniz seviyesi -95 m iken), 4. Transgressif Depolanmanın 16 000 yıl önce (deniz seviyesi -85 m iken), 5. Transgressif Depolanmanın 12 500 yıl önce (deniz seviyesi -60 m iken), 6. Transgressif

Depolanmanın 11 500 yıl önce (deniz seviyesi -50 m iken), 7. Transgressif

Depolanmanın 11 000 yıl önce (deniz seviyesi -45 m iken), 8. Transgressif

Depolanmanın 10 500 yıl önce (deniz seviyesi -40 m iken), 9. Transgressif

Depolanmanın 9 500 yıl önce (deniz seviyesi -32 m iken) ve 10. Transgressif

Depolanmanın 8 500 yıl önce (deniz seviyesi -23 m iken) oluşukları tahmin

edilmektedir. Güncel depolanmayı temsil eden kıyısal kum kamalanmasının ise,

günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı

andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır. Ancak, transgressif depolanmaların çökelme

zamanlarıyla ilgili bilgiler, daha önceki çalışmalar baz alınarak elde edildiğinden,

tahminidir. Bu nedenle, kesin verilerin elde edilebilmesi için her bir depolanmaya ait

karot numunelerinin alınması ve bunlar üzerinde yaş tayinleri yapılması gerekmektedir.

Bu ise başlı başına bir bilimsel araştırmayı gerektirmektedir.

Transgressif depolanmalardan beş tanesi (deniz seviyesinin -138 m, -110 m, -85 m, -60 m ve -40 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökelenler) çalışma sahasının heryerinde gözlenmiştir. Ayrıca, bu depolanmaların kıyı yönündeki kamalanma noktaları da belirlenerek, depolanmaların meydana geldiği dönemlere ait eski kıyı çizgileri haritalanmıştır. Bu haritadaki, eski kıyı çizgilerinin birbirini kesmemesi bölgedeki sedimentasyon hızıyla deniz seviyesinin yükselme hızı arasında her dönem de bir dengenin olduğunu ve bu dengenin korundugunu göstermektedir. Ayrıca, eski kıyı çizgilerinin kayalık kıyı zonlarında birbirlerine oldukça yaklaştıkları, yüksek sedimentasyona sahip bölgelerde ise birbirlerinden oldukça uzaklaştıkları görülmüştür. Diğer taraftan, Anamur Burnundan Hatay yönüne doğru sedimentasyonun artması ve/veya faylanmalar nedeniyle bu depolanmaların kıyı tarafına doğru kamalanma derinliklerinin de arttıkları gözlemlenmiştir.

Deniz seviyesinin -95 m, -50 m, -45 m, -32 m ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökelen depolanmalar sadece Göksu Deltası ve Anamur Körfezi açıklarında gözlenmiştir. Özellikle, bu depolanmalardan dört tanesinin (deniz seviyesinin -95 m, -50 m, -45 m, ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökelenler) eski bir delta niteliği gösterdikleri belirlenmiştir.

Çalışma sahasındaki en genç depolanmanın (kıyasal kum kamalanması) ise günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bu günkü konuma ulaştığı andan itibaren çökelmeye başladığı belirlenmiştir. Sedimentolojik analizler, kıyasal kum kamalanmasını meydana getiren malzemelerin tane boyunun kıyıdan aşağı doğru küçüldüğünü göstermektedir.

Bu çalışma sırasında elde edilen sismik kayıtlarda, büyük ölçekli bir faylanmanın izine rastlanılmış olmaması, bölgenin güncel tektonik bakımından durağan bir devrede bulunduğu göstermektedir. Ancak, kullanılan sismik sistemin penetrasyonunun düşük olması (<75 m) ve bölgedeki yüksek sedimentasyon, daha derin kesimlerde olması muhtemel fayların izlenmesine imkan vermemiştir. Göksu Deltası, Mersin ve İskenderun Körfezlerine ait sismik verilerde bazı faylanmalar gözlenmiştir. Bu faylanmaların aşırı sedimentasyon nedeniyle oluştuklarına inanılmaktadır. Çok geniş bir alanı kaplayan çalışma sahasından elde edilen kayıtların yoğunluğu, faylanmalar arasında eşlemelerin yapılabilmesine imkan sağlayamamıştır.

## KAYNAKLAR

- Aksu A.E., A. Uluğ, D.J.W. Piper, Y.T. Konuk and S. Turgut (1992). Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and İskenderun Basins: northeast Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 104: 55-71.
- Alavi S.N. (1980). Micropaleontological studies of recent sediments from the Cilician Basin (NE-Mediterranean). Ph.D. Thesis, University of London, 223p.
- Alavi S.N., V. Ediger and M. Ergin (1989). Recent sedimentation on the shelf and upper slope in the Bay of Anamur, southern coast of Turkey. *Mar. Geol.*, 89: 29-56.
- Alexander C.R., C.A. Nittrouer and D.J. De Master (1986). High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 6: 337-357.
- Arbouille D. and D.J. Stanley (1991). Late Quaternary evolution of the Burullus lagoon region, north-central Nile delta, Egypt. *Mar. Geol.*, 99: 45-66.
- Arhan M. (1987). On the large scale dynamics of the Mediterranean outflow. *Deep-Sea Res.*, 34/7: 1187-1208.
- Ataktürk S.S. (1980). Atmospheric Variability and Air-Sea Interactions in the Northern Margins of Cilician Basin. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 84p.
- Baird D.W. (1971). Review of Mediterranean Alpine Tectonics. In: (A.S. Campbell, editor), *Geology and History of Turkey*. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.139-158.

- Baroz F., D. Bernoulli, B. Biju-Duval, J.J. Bizon and J. Letouzey (1978). Correlations of the Neogene formations of the Florence Rise and of northern Cyprus: paleogeographic and structural implications. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(1): pp. 903-926.
- Beltrandi M.D. and Ph. Biro (1975). The geology and geophysics of the İskenderun Basin offshore southern Turkey. Rapp. Comm. Int. Mer. Medit. 23: 31-33.
- Beydoun Z.R. (1977). The Levantine Countries; The geology of Syria and Lebanon. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.319-353.
- Biju-Duval B., J. Letouzey, L. Montadert, P. Courrier, F. Mugniot and J. Sancho (1974). Geology of the Mediterranean Sea Basins. In: (C.A. Burk and C.L. Drake, editors), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Berlin, pp.695-721.
- Biju-Duval B., J. Dercourt and X. Le Pichon (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: (B. Biju-Duval and L. Montadert, editors), Structural History of the Mediterranean Basins. Editions Technip, Paris, pp.143-164.
- Biju-Duval B., J. Letouzey and L. Montadert (1978). Structure and evolution of the Mediterranean Basins. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(1): pp. 951-984.

- Biju-Duval B. and J. Dercourt (1980). Les bassins de la Mediterranee oriental representent-ils les restes d'un domaine oceanique, la Mesogee, ouvert au Mesozoique et distinct de la Tethys?. Bull. Soc. Geol. France, 22/1: 43-60.
- Bizon G., B. Biju-Duval, J. Letouzey, D. Monod, A. Poisson, B. Özer, and E. Öztümer, (1974). Nouvelles Precisions Stratigraphiques Concernant les Bassins Tertiaires du Sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana). Inst. Franç. Petrole Rev., 29/3: 74-140.
- Bodur M.N. (1987). Recent inshore sedimentation in the Bay of Mersin. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 132p.
- Bodur M.N. and M. Ergin (1989). High resolution seismic reflection studies of the Quaternary coastal deposits in the Bay of Mersin (Turkey), NE Mediterranean. European Geophysical Society XIV General Assembly, 13-17 March 1989 Barcelona. Spec.Issue (*Annales Geophysicale*), p.15.
- Bowen D.Q. (1978). Quaternary Geology, A stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Pergamon Press Ltd., Headington Hill Hall, Oxford England, 221p.
- Buckley H.A., L.R. Johnson, N.J. Shackleton and R.A. Blow (1982). Late Glacial to Recent cores from the eastern Mediterranean Sea. Deep-Sea Res., 29: 739-766.
- Canals M., E. Catafau and J. Serra (1988). Sedimentary structure and seismic facies of the inner continental shelf north of the Ebro Delta (northwestern Mediterranean Sea). Cont. Shelf Res., 8: 961-977.

- Carter T.G., J.P. Flanagan, C.R. Jones, F.L. Marchant, R.R. Murchison, J.H. Rebman, J.C. Sylvester and J.C. Whitney (1972). A new bathymetry chart and physiography of the Mediterranean Sea. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.1-23.
- Chappell J. and N.J. Shackleton (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324/13: 137-140.
- Cita M.B., R.C. Wright, W.B.F. Ryan and A. Longinelli (1978). Messinian Paleoenvironments. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(1): pp.1003-1035.
- Clube, T.M.M., K.M. Creer and A.H.F. Robertson (1985). Paleorotation of the Troodos microplate, Cyprus. *Nature*, 317: 522-525.
- Colantoni P., A. Fabbri and P. Gallignani (1981). Seismic-stratigraphic interpretation of high-resolution profiles: some applied examples. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 23: 89-106.
- Collins M.B. and F.T. Banner (1979). Secchi disc depths; suspensions and circulation, north-eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 31: M39-M46.
- Çölaşan U.E. (1968). *Türkiye Yer Rüzgarları*. Türkiye Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Dewey J.W., W.C. Pitmann, W.B.F. Ryan and J. Bonnin (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Diren G. (1985). Effect of waves on grain size distribution along nearshore zone of Erdemli beach, Mersin, Turkey. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 130p.

- Dixon J.E. and A.H.F. Robertson (1985). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Special Publication. Geol. Soc London, Blackwell Scientific Publications, Oxford., pp.1-74.
- DSİ (1978). Mersin-Berdan ve Efrenk Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 60s.
- DSİ (1985). Su Kalitesi Gözlem Yıllığı (1978-1982). Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 527 s.
- Ebren G. (1982). Morphology and flow characteristics of the Lamas River mouth. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 133p.
- Ediger V.(1987). Recent Sedimentation in the Bay of Anamur. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 127p.
- Ediger V., M. Ergin and S.N. Alavi (1988). High-resolution seismic reflection (Uniboom) profiles in and around the head of the Anamur submarine Canyon, Turkey, NE Mediterranean. Rapports et Communications Internationales de la Mer Mediterranee 31 (2), p.104.
- Ediger V. (1991). Recent sedimentology and Holocene evolution of the western shelf of the Mersin Bay (NE Mediterranean Sea). Ph.D. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 170p.
- Ediger V., M. Okyar and M. Ergin (1993). Seismic-stratigraphy of the fault-controlled submarine canyon/valley system on the shelf and upper slope of Anamur Bay, northeastern Mediterranean Sea. Mar. Geol., 115: 129-142.
- Ediger V., G. Evans and M. Ergin (1997). Recent surficial shelf sediments of the Cilician Basin (Turkey), northeastern Mediterranean. Cont. Shelf Res., 17/13: 1659-1677.

- EIE (1981). 1978 Su Yılı Akım Neticeleri. Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü.
- EIE (1989). 1985 Su Yılı Akım Neticeleri. Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü. No: 88-40, 305 s.
- Emelyanov E.M. (1972). Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea : In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.355-386.
- Emery K.O., B.C. Heezen and T.D. Allan (1966). Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res.*, 13: 173-192.
- Emiliani C. and R.F. Flint (1980). The Pleistocene Record. In: (M.N. Hill, editor), *The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas, the earth beneath the sea history*, Vol. 3. Robert E. Kriger Publishing Company Huntington, Newyork, pp.888-927.
- Ergin M., K. Timur, M. Okyar, M.N. Bodur ve V. Ediger (1989). Akdeniz Gubre Sanayı A.Ş'nin Mersin Tesisleri Önünde İskele Yapım Projesi İle İlgili Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Çalışmalarının Sonuç Raporu. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 43s.
- Ergin M., M. Okyar and K. Timur (1992a). Seismic stratigraphy and late Quaternary sediments in inner and mid-shelf areas of eastern Mersin Bay, Northeastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 104: 73-91.
- Ergin M., M. Okyar and V. Ediger (1992b). Reconstruction of Late Quaternary shorelines in the eastern Mersin Bay (northeastern Mediterranean Sea) inferred from high-resolution seismic records and known sea-level curves. *Boll. Oceanol. Teor. ed Appl.*, 10/1: 53-64.

- Ergincan F.S. (1985). Determination of the sediment yield and the mineralogy of the Lamas River. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 76p.
- Erinç S. (1963). Yeryüzünün Şekillenmesi. (İ.Ketin, editör), Umumi Jeoloji II. Kısım, Arzkabuğunun Dış Olayları ve Yeryüzü Şekilleri. İst. Teknik Üniversitesi Kütüphanesi Sayı: 513, Berksoy Matbaası, İstanbul, Türkiye, s.1-13.
- Erinç S. (1978). Changes in Physical environments in Turkey since the end of the last glacial. In: (W.C. Brice, editor), The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age. Academic Press, London, pp.87-108.
- Erol O. (1981). Occurrences of the marine Quaternary formations in Turkey. Geol. Medit., Numero Spec., pp.53-69.
- Erol O. (1993). Türkiye kıyılardındaki bağıl deniz düzeyi değişimleri ve bunun Göksu Deltası ile diğer deltaların evrimine etkisi. DHKD, Uluslararası Göksu Delta Çevresel Kalkınma Semineri Bildiri Metinleri, Mart 1993. DHKD, PK. 18, 80810 Bebek-İstanbul, Türkiye, s.128-138.
- Evans G. (1971). The recent sedimentation of Turkey and the adjacent Mediterranean and Black Seas: a review. In: (A.S. Campbell, editor), Geology and History of Turkey. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.385-406.
- Evans G., P. Morgan, W.A. Evans, T.R. Evans and J.M. Woodside (1978). Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterranean between Cyprus and Turkey. Geology, 6: 6-18.
- Finetti I. and C. Morelli (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. Boll. Geof. Teor. ed Appl., 15: 263-340.
- Gedik A., Ş. Birgili, H. Yılmaz ve R. Yoldaş (1979). Mut-Ermenek-Silifke yöreninin jeolojisi ve petrol olanakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 22/1: 7-26.

- Goedicke T.R. (1972). Submarine canyons on the central continental shelf of Lebanon. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.655-670.
- Got H., C. Bouye and L. Mirabile (1987). Lithoseismic analyse: a method for sedimentology. *Oceanol. Acta*, 10: 1-13.
- Görür N., M. Sakınç, A. Barka, A. Akkök and Ş. Ersoy (1995). Miocene to Pliocene paleogeographic evolution of Turkey and its surrounding. *J. Hum. Evol.*, 28: 309-324.
- Gülümser R. (1978). Proximal shelf sediments off Erdemli (Mersin). M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 131p.
- Gvirtzman G. and B. Buchbinder (1976). The dessication events in the eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other Miocene dessication events in the basins around the Mediterranean. *Inter. Symp. on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Split, Yugoslavia, pp.411-420.
- Gvirtzman G. and B. Buchbinder (1978). The Late Tertiary of the coastal plain and continental shelf of Israel and its bearing on the history of the eastern Mediterranean. In: (D.A. Ross, Y.B. Neprochnov et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(2): pp.1195-1222.
- Hall K.J. (1981). Bathymetric Chart of the Northeastern Mediterranean Sea. Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Herman J., J. Thommeret and C. Grazzini (1969). Micropaleontology, paleotemperatures, and radiocarbon dates of Quarternary Mediterranean deep-sea cores. 8th. INQUA Congress Proceedings (abstract) p.174.

- Herman Y. (1972). Quaternary eastern Mediterranean sediments: Micropaleontology and climatic record. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.129-147.
- Hsü J.K. (1977). Tectonic evolution of the Mediterranean basins. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.29-75.
- Hsü J.K., L. Montadert et al. (1978). Sites 375 and 376: Florence Rise. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(1): pp.219-304.
- İlker S. (1975). Adana basen kuzey-batısının jeolojisi ve petrol olanakları. Arama arşiv no: 975 T.P.A.O., Arama Grubu Başkanlığı Jeoloji Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, 68s.
- IOC (1981). International bathymetric chart of the Mediterranean (1/1 000 000 scale, sheet 10). Intergovernmental Oceanographic Commission. Head Department of Navigation and Oceanography, USSR.
- İyiduvar Ö. (1986). Hydrodynamic Characteristics of İskenderun Bay. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 157p.
- Jackson J. and D.P. McKenzie (1984). Active Tectonics of Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 77: 185-264.
- Kapur S., V.S. Çavuşgil, M. Şenol, N. Gürel and E.A. Fitz-Patrick (1990). Geomorphology and pedogenic evolution of Quaternary calcretes in the northern Adana Basin of Southern Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 34/1: 49-59.

- Kazan, B. (1994). Geochemistry of surface sediments in the Gulf of İskenderun, Eastern Mediterranean. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 146p.
- Kennett J.P. (1982). Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 813p.
- Ketin İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İst. Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, Teknik Üniversite Matbaası Yayın No: 1259, İstanbul, Türkiye, 595s.
- Kızılkoca R. (1994). Seismic stratigraphy and Late Quaternary sedimentation in the southeastern Gulf of İskenderun. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 96p.
- King C.A.M. (1972). Beaches and Coasts. Edward Arnold Publishers Ltd, London. 570p.
- Komar P.D. (1976). Beach Processes And Sedimentation. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 429p.
- Lacombe H. and P. Tchernia (1972). Caractères Hydrologies et Circulation des Eaux en Méditerranée. In: (D.J. Stanley, editor), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.25-36.
- Latif M.A., E. Özsoy, C. Saydam and Ü. Ünlüata (1989). Oceanographic Investigations of the Gulf of İskenderun. First progress Report. METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 72p.
- Laubscher H. and D. Bernoulli (1977). Mediterranean and Tethys. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.1-28.

- Lort J.M. and F. Gray (1974). Cyprus: seismic studies at sea. *Nature*, 248: 745-746.
- Lort J. M. (1977). Geophysics of the Mediterranean Sea basins and margins. In: (A E M Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.151-213.
- Malovitsky Ya.P., E.M. Emelyanov, O.V. Kazakov, V.N. Moskalenko, G.V. Osipov, K.M. Shimkus and I.S. Chumakov (1974). Geological structure of the Mediterranean sea floor (based on geological-geophysical data). *Mar. Geol.*, 18: 231-261.
- MASU OŞİNOGRAFİ (1975). Sewers and Effluent Disposal Environmental Studies in Taşucu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 94p.
- MASU OŞİNOGRAFİ (1977). Sewers and Effluent Disposal Environmental Studies in İncekum Burnu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 27p.
- McKenzie D.P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226: 239-243.
- Meteoroloji Bülteni (1970). Mersin (İçel) İklimi. Türkiye Cumhuriyeti Tarım Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Teknik ve Yayın Şubesi Araştırma Servisi, Ankara, 9s.
- Milliman J.D. and K.O. Emery (1968). Sea levels during the past 35,000 years. *Science*, 162: 1121-1123.
- Mitchum Jr.R.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level Part 11: Glossary Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, Tulsa, Oklahoma, pp.205-212.

Mitchum Jr.R.M., P.R. Vail and S.III. Thompson (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 2: The depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.53-82.

Mitchum Jr.R.M., P.R. Vail and J.B. Sangre (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.117-133.

Moody D.W. and E.B. Van Reenan (1967). High resolution subbottom seismic profiles and the Delaware Estuary and its Bay Mouth. US. Geol. Survey Professional Papers, 575-D: 247-252.

Morelli C. (1973). Geophysics of the Mediterranean. Bull. Etude Commun. Medit. Monaco, Sp. Publ. 7: 27-111.

Morelli C., M. Pisani and G. Gantar (1975). Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. Boll. Geof. Teor. ed Appl., 17: 127-168.

Morelli C. (1978). Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. Tectonophysics, 46: 333-346.

Mulder C.J., P. Lehner and D.C.K. Allen (1975). Structural evolution of the Neogene salt basins in the eastern Mediterranean and the Red Sea. Geol. Mijnbouw, 54: 208-221.

Mullineaux L.S. and G.P. Lohman (1981). Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. J. Foraminiferal Res., II/I: 20-39.

- Nesteroff W.D. (1973). The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene. In: (W.B.F. Ryan, K.J. Hsü et al., editors), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 13(2): pp.1257-1261.
- ODTÜ-DBE (1984). Oceanographic studies between Akkuyu and Teknecik (Aktek Project), Part 1-3. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye.
- ODTÜ-DBE (1985). Anamur kanalizasyon deniz deşarji bölgesi, jeolojik oşinografi çalışması raporu. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 47s.
- ODTÜ-DBE (1986). Geological and geophysical oceanography in Mersin coastal waters. METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 44p.
- Okyar M. (1987). Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: a geophysical approach. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 117p.
- Okyar M. (1991). The late Quaternary transgression and its associated submarine stratigraphy of Mersin Bay between the Göksu and the Seyhan Deltas: a geophysical approach. Ph.D. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 156p.
- Okyar M., V. Ediger and M. Ergin (1994). Seismic stratigraphy of the southeastern Black Sea shelf from high resolution seismic records. Mar. Geol., 121: 213-230.
- Okyar M. and V. Ediger (1997). Sea-floor sediments and bedforms around Turkey, revealed by side-scan sonar imagery. Oceanologica Acta, 20/5: 673-685.

- Okyar M. ve V. Ediger (1998). Göksu Deltası'nın Kuvaterner Jeolojisinin Sismik Yöntemlerle İncelenmesi Alt Projesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı, Proje Kod No: YDABÇAG-374/G. 89s.
- Özhan G. (1988). Sismik yansımaya verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31/2: 51-62.
- Özsoy E., T. Oğuz, M.A. Latif and Ü. Ünlüata (1987). Kuzey Levant Denizi'nin Oşinografisi, Cilt-1 Fiziksel Oşinografi, Ulusal Deniz Ölçme ve İzleme Programı Akdeniz alt projesi. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 43s.
- Özsoy E., A. Hecht and Ü. Ünlüata (1989). Circulation and hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. Prog. Oceanogr., 22: 125-170.
- Pınar-Erdem N. and E. İlhan (1977). Outlines of the stratigraphy and tectonics of Turkey, with notes on geology of Cyprus. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.277-318.
- Pirazzoli P.A. (1991). World Atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier Oceanography Series 58, 299p.
- Pirazzoli P.A., J. Laborel, J.F. Saliege, O. Erol, İ. Kayan and A. Person (1991). Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): palaeoecological and tectonic implications. Mar. Geol., 96: 295-311.
- Robertson A.H.F. (1977). Tertiary uplift history of the Troodos Massif, Cyprus. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 763-1772.

- Robertson A.H.F and N.H. Woodcock (1980). Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. In: (P.F. Ballance and H.G. Reading, editors), Sedimentation in Oblique Slip Mobile Zones. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4: 127-145.
- Robertson A.H.F. and N.H. Woodcock (1981a). Alakır Çay Group, Antalya Complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonate margin. *Sediment. Geol.*, 30: 95-131.
- Robertson A.H.F and N.H. Woodcock, (1981b). Bilelyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic passive continental margin, SW Turkey. *Sedimentology*, 28: 381-399.
- Ryan W.B.F., K.J. Hsü et al. (1973). Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 13(1-2): 1447pp.
- Schiettecatte J.P. (1971). Geology of the Misis Mountains. In: (A.S. Campbell, editor), Geology and History of Turkey. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.305-312.
- Schmidt G.C. (1961). Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. *Petroleum Administration Bull.*, 6: 47-63.
- Shaw H.F. and P.R. Bush (1978). The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of the Cilicia Basin, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27: 115-136.
- Shaw H.F. and G. Evans (1984). The nature, distribution and origin of a sapropelic layer in sediments of the Cilicia Basin, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 61: 1-12.
- Shepard F.P. (1973). Submarine Geology. Harper & Row, Publishers, New York, 517p.

- SHOD (1981a). Anamur Burnu-İncekum Burnu (1/100.000 ölçekli) 331 no'lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye.
- SHOD (1981b). İncekum Burnu-Mersin (1/100.000 ölçekli) 332 no'lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye.
- Smith A.G. and N.H. Woodcock (1982). Tectonic Syntheses of the Alpine-Mediterranean Region: a review. In: (H. Berckhemer and K.J. Hsü, editors), Alpine Mediterranean Geodynamics. Geodynamics Series Vol. 7, American Geophysical Union, Washington, DC., pp.15-38.
- Smith S. G. (1977). Diapiric structures in the eastern Mediterranean Cilician Basin. *Geology*, 5: 705-707.
- Stanley D.J. (1977). Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.77-150.
- Stefanon A. (1985). Marine sedimentology through modern acoustical methods: II Uniboom. *Boll. Oceanol. Teor. ed Appl.*, 3: 113-144.
- Şengör A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serileri, 2, 40s.
- Şengör A.M.C., N. Görür and F. Saroğlu (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: (K.T. Biddle and N. Christie-Blick, editors), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 37: 227-264.
- Ternek Z. (1953). Mersin Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 44/45: 18-62.

- Ternek Z. (1957). The Lower Miocene (Burdigalian) formations of the Adana Basin. their relation with other formations, and oil possibilities. Bull. Min. Res. Expl. Ins., Turkey, 49: 60-80.
- Timur K. (1996). Göksu (Silifke-İçel) Deltasının deniz altı yayılım stratigrafisi. Doktora Tezi, İ.Ü., Fen Bilimleri Enst., Jeofizik Müh. Anabilim Dalı (Uygulamalı Jeofizik Programı), İstanbul, Türkiye, 176s.
- Ünlüata Ü., M.A. Latif, F. Bengü and H. Akay (1978). Towards an understanding of shelf dynamics along the southern coast of Turkey. IV<sup>es</sup> Journees Etud. Pollutions, Antalya C.I.E.S.M., pp.535-542.
- Ünlüata Ü., E. Özsoy and M.A. Latif (1980). On the variability of currents in the northeastern Levantine Sea. V<sup>es</sup> Journees Etud. Pollutions, Cagliari, C.I.E.S.M., pp.929-936.
- Ünlüata Ü., T. Oğuz and E. Özsoy (1983). Blocking of steady circulation by coastal geometry. J. Phys. Oceanogr., 13/6: 1055-1062.
- Vail P.R. and Jr.R.M. Mitchum (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Overview. In: (C.E. Payton, editor), Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.51-52.
- Vail P.R., Jr.R.M. Mitchum and S.III. Thompson (1977). Global cycles of relative changes of sea level. In: (C.E. Payton, editor), Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.83-97.
- Van Andel T.H. and N. Lianos (1984). High-resolution seismic reflection profiling for the reconstruction of post-glacial transgressive shorelines: an example from Greece. Quat. Res., 22: 31-45.

- Venkatarathnam K. and W.B.F. Ryan (1971). Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 11: 261-282.
- Williams D.F. and R.C. Thunnel (1979). Faunal and oxygen isotopic evidence for surface water salinity changes during sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Sediment. Geol.*, 23: 81-93.
- Wong H.K. and E.F.K. Zarudzki (1969). Thickness of unconsolidated sediments in the eastern Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 2611-2614.
- Woodside J.M. and C.O. Bowin (1970). Gravity anomalies and inferred crustal structure in the eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1107-1122.
- Woodside J.M. (1977). Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geophy. Res.*, 3: 317-354.
- Woodside J.M. and S.A. Williams (1977). Geophysical data report of the eastern Mediterranean Sea: RRS Shackleton Cruises 3/72, 5/72, 1/74, Dept. of Geodesy and Geophysics, Cambridge University U.K., 225p.
- Wright D., D. Jongsma, M. Stephen, S. Williams and D. Mathews (1975). Bathymetry of the eastern Mediterrenean, Plates 25 and 26. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 18/66.
- Wüst G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophy. Res.*, 66/1: 3261-3271.
- Yalçın M.N. and N. Görür (1984). Sedimentological evolution of the Adana Basin. In: (O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu, editors), *Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, MTA, Ankara, pp.165-172.

BİBLİYOGRAFİK BİLGİ FORMU		
1. Proje No	: YDABÇAG-599/G	
2. Rapor Tarihi	: 01/04/1999	
3. Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri	: 15/06/1997-01/03/1999	
4. Projenin Adı	: ULUSAL DENİZ ARAŞTIRMALARI PROGRAMI KİLİKYA-ADANA HAVZASI KITA SAHANLIĞI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN ARAŞTIRILMASI-I PROJESİ	
5. Proje Yürüttücsü ve Yardımcı Araştırmacılar	: Y.Doç.Dr. Vedat EDIGER Doç.Dr. Mahmut OKYAR Araş. Gör. S. Eda TEKİROĞLU Prof. Dr. Naci GÖRÜR Prof.Dr. Namik ÇAGATAY	
6. Projenin Yürüttüğü Kuruluş ve Adresi	: ODTÜ-DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ, P.K. 28, 33731 ERDEMLİ/İÇEL	
7. Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi	: TÜBİTAK Atatürk Bulvarı, No: 221 KAVAKLIDERE 06100 ANKARA	
8. Öz (Abstract)	: Kilikya-Adana Havzası kita sahanlığı geç-Kuvaterner çökellerini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu araştırmada, onbir değişik transgressif depolanma ve kıyısal kum kamalanması olarak adlandırılan güncel bir depolanma bulunmuştur. Bölgeye ait tabankayanın düzensiz erozyon yüzeyine ve fay kontrollü yapılara sahip olduğu belirlenmiştir. Çalışma sahası içerisinde en yaşlı transgressif depolanmanın geç-Kuvaterner öncesi dönemde, deniz seviyesi -180 m derinlikte iken, çökeldiği açıklanmıştır.	
	Geç-Kuvaterner döneme ait olduğu belirlenen on farklı transgressif depolanma ayırt edilmiş bulunmaktadır. Bu transgressif depolanmaların, aşağıdan yukarıya doğru, sırasıyla deniz seviyesi -138 m, -110 m, -95 m, -85 m, -60 m, -50 m, -45 m, -40 m, -32 m ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir. Bu depolanmalardan beş tanesi (deniz seviyesinin -138 m, -110 m, -85 m, -60 m ve -40 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökelenler) çalışma sahasının heryerinde gözlenmiştir. Diğer depolanmalar ise, sadece Göksu Deltası ve Anamur Körfezi açıklarında gözlenmiştir.	
	Güncel depolanmayı temsil eden kıyısal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaşığı andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır.	
Anahtar Kelimeler :Deniz seviyesi, geç-Kuvaterner, sismik stratigrafi, tektonik, derinlik		
9. Proje ile ilgili Yayın/Tebliğlerle ilgili Bilgiler	: 197Y050(YDABCAG-599/G) (UB) Okyar, M., Tekiroglu, S.E., Ediger, V., Görür, N. ve Çagatay, N., Kilikya-Adana Havzası kita sahanlığının geç Kuvaterner çökellerinin araştırılması, Türkiye Denizlerinde Jeoloji-Jeofizik Araştırmaları, Workshop V, Ankara, Mayıs 1999, s. 38-39.	
10. Bilim Dalı		
Doçentlik B. Dalı Kodu		
Uzmanlık Alanı Kodu	ISIC Kodu :	
11. Dağıtım (*)	: Sınırlı	Sınırsız
12. Raporun Gizlilik Durumu	: Gizli	Gizli Değil

(\* ) Projenizin Sonuç Raporunun ulaştırılmasını istediğiniz kurum ve kuruluşları ayrıca belirtiniz.