

ZARA GÜNEYİ (SIVAS HAVZASI) KARASAL-SIĞ DENİZEL MİYOSEN ÇÖKELLERİNİN LİTOSTRATİGRAFİSİ VE FASİYES ÖZELLİKLERİ

Erdal KOŞUN* ve Attila ÇİNER**

ÖZ.- Sivas Miyosen havzası birimlerinin zaman ve mekân içerisindeki ortamsal ve sedimanter özellikleri ile çökel evrimlerini belirlemek amacı ile Zara güneyinde yapılan detay çalışmalar sonucunda Erken Miyosen yaşlı Ağılıkaya formasyonunun (1900 m), Karayün üyesi (alüvyial yelpaze ve akarsu çökelleri), Hafik üyesi (sabka jipsleri), Karacaören üyesi (siğ denizel çökeller) ile Erken-Orta Miyosen yaşlı Eğribucak formasyonunun (550 m), Sekitarla üyesi (akarsu çökelleri), olmak üzere 2 formasyon ve 4 üye ayrıtlanmıştır. Bu birimler 13 litofasiyes tanımlanarak incelenmiştir. Anılan bu fasiyesler siğ denizel-lagün, gel-git ortamı, playa-sabka, alüvyial yelpaze ve akarsu ortamlarının değişik litolojilerini içerirler. Sivas havzasında geniş yayılım sunan ve yaşı tartışma konusu olan Hafik jipsleri, havzanın farklı kesimlerdeki gözlemlere dayanılarak, bu çalışmada (?Oligosen - Alt Miyosen olarak kabul edilmiştir. Paleokantı değerlerinin Kuzey-Kuzeybatı yönünde yoğunlaşmış olması ve petrografik veriler, havzayı dolduran kırıntılı istifin, muhtemelen Güney-Güneydoğudaki bir ofiyolitik temelden beslendiğini göstermektedir.

GİRİŞ

Sivas Tersiyer havzasının da (Şek. 1) dahil olduğu Orta Anadolu havzalarının Üst Kretase'den neotektonik dönemin başlangıcına (Orta-Geç Miyosen) kadar kuzey-güney yönlü bir sıkıştırma rejiminin etkisinde olduğu ve Arap-Anadolu levhalarının çarpışmasını izleyen Neotektonik dönemde Kuzey Anadolu Fay'ı ile Doğu Anadolu Fay'ı arasında batıya doğru kaçışın etkisi ile bu havzaların bir gerilme rejimi altına girdikleri genelde benimsenen bir yaklaşımdır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Böyle bir tektonik rejim etkisinde kalan havza Tersiyer başlangıcında şekillenmeye başlamış ve Pliyosen'e kadar kilometrelerce kalınlığa ulaşan bir istif oluşturmuştur (Şek. 2).

Sivas Tersiyer havzası kuzeyde Kuzey Anadolu Fay'ı, güneyde Munzurdağ metamorfiteri, doğuda Refahiye ofiyolitik karışığı ve batıda Kırşehir bloğuna ait Akdağ metamorfiteri ile sınırlıdır. Zara güneyinde Nasır, Atkıran, Kevenli köylerinin bulunduğu yerleşim birimleri çalışma alanı içerisinde yer alır. Bu çalışma,

doğu-batı uzanımlı Sivas Tersiyer havzasının yaklaşık olarak orta kısmına karşılık gelen bölge içerisinde kalan Miyosen yaşlı kayaçlar ile sınırlandırılmıştır (IS9-b3,b4 paftaları) (Şek. 1). Benzer yaş ve litolojilerin gözlemlendiği ve bu çalışmanın devamını oluşturan Hafik güneyi (Karayün, Saklı, Celalli köyleri civarı) ile ilgili sonuçlar Çiner ve Koşun'da (1996a) verilmiştir.

Sivas Tersiyer havzası, Eosen-Miyosen aralığında farklı dönemlerde yoğun evaporasyon dönemleri geçirmiştir (Çiner ve diğerleri, 1995; Çiner ve Koşun, 1996b). Bu dönemde çok gelişmiş sıkışma tektoniği ve jips tektoniği ile Tersiyer zaman aralığında çökelmiş olan jipsler normal konumlarını yitmişlerdir. Bu jipsler çoğu yerde görüldüğü gibi ya daha genç serilerle birlikte uzak mesafeler boyunca taşınarak genç birimleri tektonik dokanakla üzerlemişler, ya da oldukları bölgede diyapirik sokulumlar ile üstteki daha genç birimleri keserek üzerlerinde yer almışlardır (Çubuk ve diğerleri, 1994). Çoğunlukla havza kıyısı fasi-

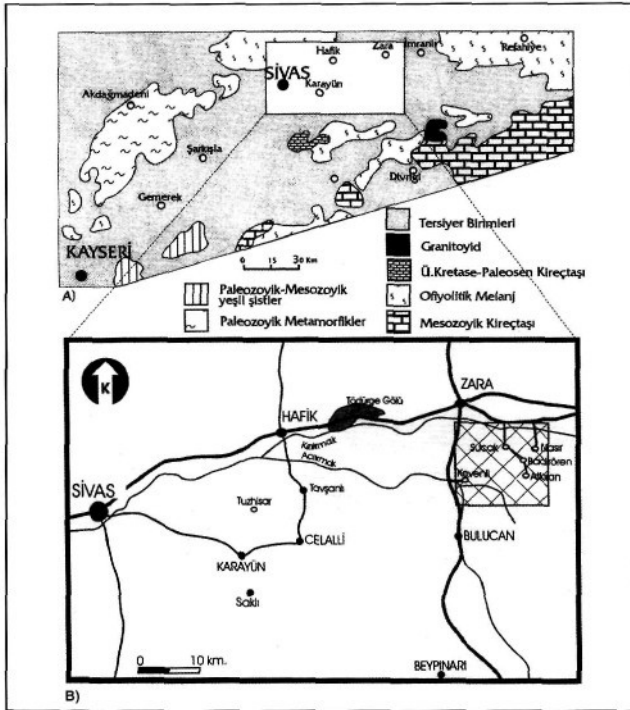
* Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Topçular-07200, Antal

** Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe-06532, Ankara

yeslerin gözleendiği çalışma alanında devam eden eş zamanlı tektonizma, yanal ve düşey yöndeki fasiyes değişimlerinin sıklığını daha da arttırmıştır.

Çalışma alanındaki kayaçların yoğun bir tektonizma geçirmiş olması nedeni ile bölgede gerçekleştirilen önceki çalışmalar genellikle havzanın stratigrafisine ve tektonik evrimine yöneliktir (Artan ve Seslini, 1971; Kurtman, 1973; Cater ve diğerleri, 1991; Poisson ve diğerleri, 1996; Çubuk ve diğerleri, 1994). Buna karşın, Gökçen (1981), Gökten (1983),

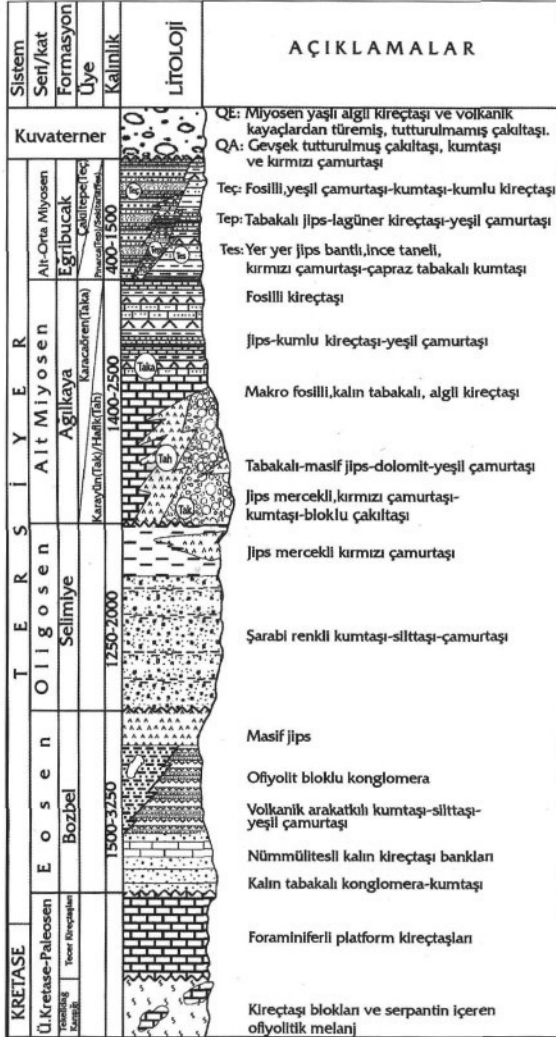
Gökçen ve Kelling (1985), Atalay (1993), Çi-ner ve Koşun (1996a), Kangal ve Varol (2000) gibi birkaç araştırmacı dışında havzanın Tersiyer çökellerine ilişkin detaylı sedimantolojik çalışmalar nispeten daha azdır. Dolayısı ile bu çalışmanın amacı, hem bölgede yer alan Miyosen çökel istifinin zaman ve mekân içerisindeki fasiyes değişimlerini belirleyerek ortamsal özelliklerini ortaya çıkarmak, hem de tektonizma ile normal konumlarını değiştirmiş olan Miyosen yaşlı kayaç gruplarının litostratigrafik istifteki gerçek yerlerini belirlemektir.



Şek. 1- A) Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

B) Çalışma alanı yer buldum haritası.

ZARA GÜNEYİNİN LİTOSTRATİGRAFİSİ VE FASİYES ÖZELLİKLERİ



Şek. 2- Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

STRATİGRAFİ VE BÖLGESEL JEOLJİ

Havzanın temel kayaçların: batı ve kuzeybatıda Kırşehir bloğuna ait (Şengör ve Yılmaz, 1981) kalkışit, mermer ve gnays içeren Akdağmadeni metamorfileri, kuzeyde bu metamorfileri üzerleyen pelajik kireçtaşları ile volkanosedimanter kayaçlardan oluşmuş Tekelidağ ofiyolitli karışığı (Aktimur ve diğerleri, 1988), güneydoğuda Munzur kireçtaşları, güneyde ise Hınzırdağ metamorfileri, ultramafik, gabroik kayaçlar ve spilit-diyabazlar ile onların piroklastik türevlerini içeren Güneş ofiyolitli ve Teoer kireçtaşları oluşturur. Çoğunlukla türbiditik kumtaşı ile ofiyolit kökenli konglomera seviyeleri içeren, İpresiyen (?-) Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu (Kurtman, 1973), kendisinden yaşlı birimler üzerine açılal uyumsuzdur. Oligosen yaşlı birimler de yine Kurtman, (1973) tarafından Selimiye formasyonu olarak tanımlanmıştır. Sivas havzasının büyük bölümünde, kendisinden hem yaşlı hem de genç birimler ile açılal uyumsuz ilişki sunan Oligosen yaşlı birimler, çalışma alanı içerisinde kalan bölümlerde, lagüner ortam özellikleri gösteren, bordo renkli kumtaşı-sit-taşı ve yer yer jipslerden oluşmuştur. Çalışma alanı içerisindeki Kuvaterner yaşlı birimler ise, çoğunlukla döküntü (Qee), kanal (Qak), seki (Qas) çökellerinden oluşmakla birlikte, ekili tarım alanları ve dere yataklarındaki güncel oluşumlar olarak da temsil olmuştur.

Sivas havzasının genelinde Paleosen'den Eosen'e kadar derin deniz çökellerinin, Eosen sonundan Orta-Geç Miyosen'e kadar da sığ denizel ve jipslerle ara katkılı yarı karasal birimlerin egemen olduğu bir sedimentasyon söz konusudur. Geç Eosen-Oligosen'den itibaren yükselmiş ön ülke ("uplifted foreland basin"; Ries, 1985) karakteri kazanan havza içerisinde çeşitli boyutlarda gözlenen transgresif ve regresif istifler, Orta Miyosen'den sonra denizin tamamen çekilmesi ile yerini karasal birimlere bırakmışlardır.

MİYOSEN BİRİMLERİ

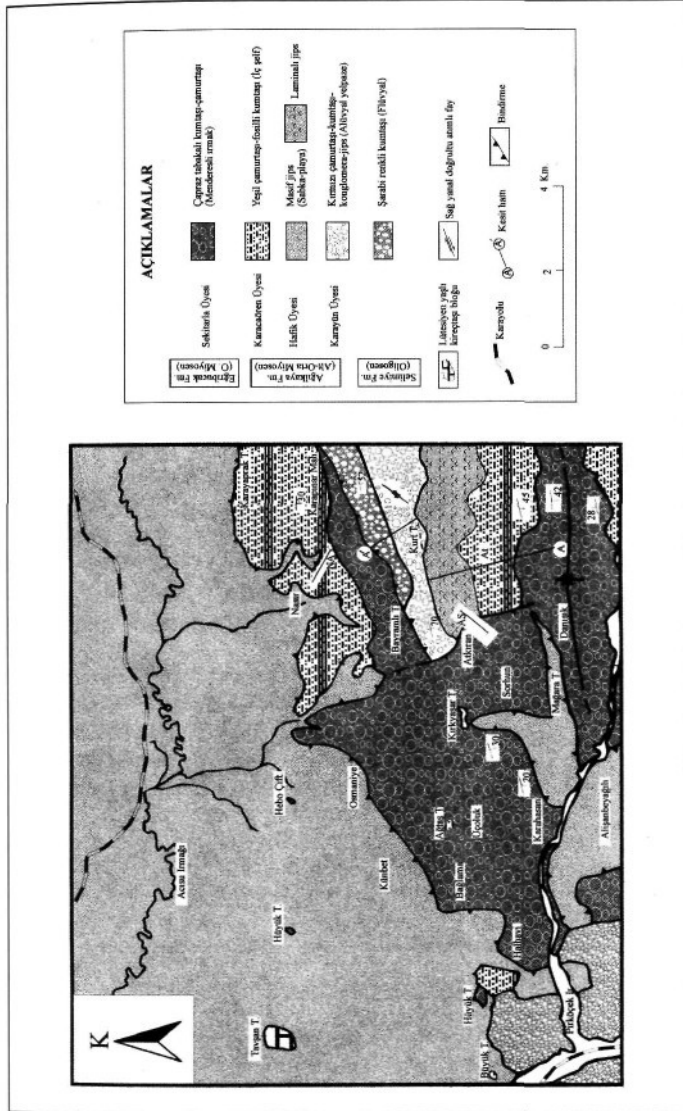
Sivas havzası Miyosen birimlerinin zaman ve mekân içerisindeki ortamsal özelliklerini ve sedimentler evrimlerini belirlemek amacıyla iki ayrı bölgede detay çalışmalar yapılmıştır. Bunlardan birincisi Hafik güneyi (Çiner ve Koşun, 1996a) ikincisi ise bu makalede ele alınan Zara güneyidir (İ39-b3 ve b4 paftaları) (Şek. 3).

Çalışma alanı Zara'nın 5-6 km güney-güneydoğusu ile, Zara-Bulucan karayolunun doğusunda, kalan 1/25 000 ölçekli 1.5 pafta içerisinde bulunur (Şek. 3). Bölgede yayılımı olan Miyosen birimleri, altta Ağılıkaya formasyonu Karayün, Hafik, Karacaören üyeleri ile üzerinde bulunan ve Çiner ve Koşun (1996a) tarafından tanımlanan Eğribucak formasyonu Sekitarla üyesi olmak üzere 2 formasyon 4 üye halinde incelenmiştir. Miyosen istifinin bu bölgedeki toplam kalınlığı 2450 m civarındadır (Şek. 4).

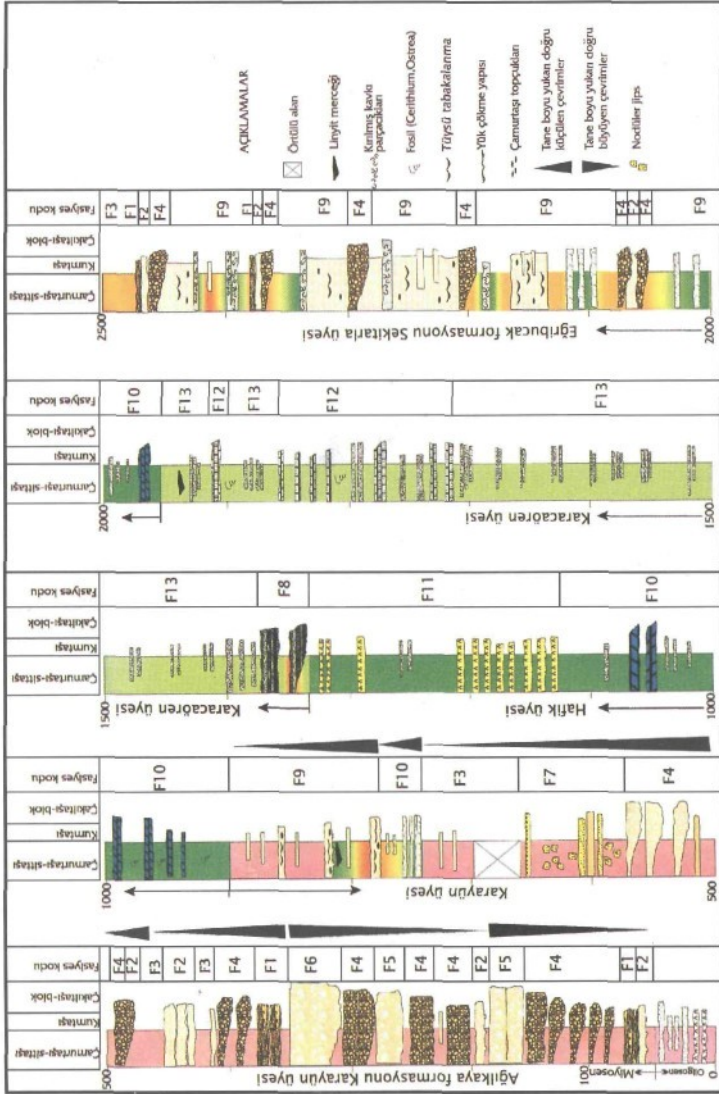
AĞILKAYA FORMASYONU

Ağılıkaya formasyonu (Çubuk ve diğerleri, 1994), çalışma alanı içerisinde Nasır, Atkıran, Bedirveran köyleri ve Karapınar mahallesi gibi yerleşim merkezlerini içine alan bir yayılım gösterir. Altında bulunan bordo renkli, ince-orta taneli, ripil laminalı Oligosen yaşlı kumtaşlarını uyumlu olarak üzerlemiştir (Levha I, şek. A). Hafik güneyinde görülen Oligosen-Miyosen geçişindeki açılal uyumsuzluk havzanın bu kesiminde bulunmamaktadır. Formasyon, en altta konglomeratik bir istiftan oluşan Karayün üyesi ile başlar. Bu üyenin üzerine uyumlu olarak sığ denizel özellikli litolojilerin oluşturduğu Karacaören üyesi gelir, istif içerisinde yaklaşık 1900 m kalınlık sunan Ağılıkaya formasyonu, uyumlu bir ilişki ile üstünde bulunan Eğribucak formasyonuna geçiş gösterir (Levha I, şek. B).

ZARA GÜNEYİNİN LİTOSTRATİGRAFİSİ VE FASİYES ÖZELLİKLERİ



Şek. 3- Çalışma alanının jeolojî haritası



Şek. 4- Atkırın (A1) ölçülü litostratigrafi kesiti

Karacaören üyesi kumlu kireçtaşlarından alınan örneklerde aşağıda verilen bentik foraminifer fosilleri bulunmuştur.

Miogypsina cf. irregularis (Michelotti), *N. cf. tournoueri* (Lemoine and Douville), *Lepidocyclinasp.*, *Nephrolepidinasp.*, *Miogypsina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Elphidium sp.*, *Rotalia sp.*, *Operculina sp.*, *Milliolidae*, *Peneroplissp.*, *Archaias sp.*

Bu fosil topluluğuna göre birime Akitaniyen-Burdigaliyen yaşı verilmiştir.

Bu formasyondan derlenen örneklerin ince kesitlerinde ise, kayacı oluşturan bileşenlerin çoğunluğunun serpantini!, volkanik kayaç parçaları ve yer yer fosil kavkılarından oluştuğu gözlenmiş olup, kayaçların çoğunluğu karbonat çimento bağlayıcılı litarenit (Folk, 1968) ya da biyospartik kireçtaşı (Folk, 1962) olarak tanımlanmıştır.

Karayün üyesi

Doğuda Aşağıballık (çalışma alanı dışında), batıda da Atkıran yerleşim birimleri arasında yayılım gösterir (Şek. 3). Bu üye, havzanın batısında (Hafik güneyi) tanımlanmış olup, akarsu kökenli kumtaşı-kırmızı çamurtaşı ardaolanmasından oluşur (Çiner ve Koşun, 1996a). Çalışma alanı içerisinde 5.5 km'lik kısmı görülmekle birlikte daha doğuya doğru yaklaşık olarak 10 km boyunca yanal olarak izlenebilir. Karayün üyesini oluşturan litolojiler andezit, serpantini!, radyolarit türü volkanik ve ofiyolitik kaynaktan beslenen çakıl-blok boyu tanelerden meydana gelmişlerdir (Levha II, Şek. B, C, D). Ağılıkaya formasyonunun en alt birimini oluşturan bu üyenin kalınlığı yaklaşık olarak 850 m ölçülmüştür (Şek. 4).

Hafik üyesi

Çalışma alanının özellikle kuzey kesimlerinde çok geniş yayılımı olan masif yapı

jipsler, Kurtman (1973) tarafından Hafik formasyonu olarak tanımlanmış olup, bu çalışmada da aynı tanım üye olarak kullanılmıştır. Litostratigrafik istifte Karayün ile Karacaören üyeleri arasında yer alan Hafik üyesinin kalınlığı yaklaşık 430 m'dir (Şek. 4). istif, alt seviyelerde sığ denizel yeşil çamurtaşı-dolomit, üst seviyelerde ise yeşil çamurtaşı-jips ardaolanmasından oluşmuştur. Jips tabakaları, 2-2.5 m kalınlıklarda ve 11 farklı seviyede ara-seviyeler meydana getirirler (Şek. 4).

Havzanın kuzeyinde gelişen sintektonik olaylar sonucu, Hafik üyesine ait masif jipsler, havza içerisine doğru hareket edip ekaylanmış ve normal kalınlıklarının birkaç katına ulaşmışlardır. Çalışma alanı kuzey kesimlerinde tektonik nedenlerle bahsedilen kayma hareketleri görülürken güney kesimlerde de sıkışma rejimi sonucu diyapirik jips yükselimleri gelişmiştir. Bu diyapirik yükselimler sonucunda Hafik jipsleri yine normal konumlarından farklı stratigrafik düzeylere taşınmışlardır (Şek. 3). Bu nedenle de, çoğunluğunu masif jipslerin oluşturduğu bu üye, havzanın değişik alanlarında, kendisinden daha genç Miyosen birimleri üzerinde tektonik dokanaklı konumda bulunmaktadır.

Havzanın kuzey kesimlerinde masif jips-kırmızı çamurtaşı ardaolanmasından oluşan Hafik üyesi, havza güneyinde yanal değişim nedeniyle lamine jips-yeşil çamurtaşı ardaolanmalı litolojik özellikler gösterir. Bir başka deyişle, kuzeyden güneye doğru ortam koşullarının göreceli olarak az da olsa derinleştiği gözlenmektedir. Bu nedenle, Karayün ile Karacaören üyeleri arasında ölçülen 430 m'lik lamine jips-yeşil çamurtaşı istifi, kuzey kesimlerindeki masif jipslerden oluşan Hafik üyesinin havza içerisindeki yanal eş değeri olarak değerlendirilmiştir.

Karacaören üyesi

Çalışma alanındaki toplam kalınlığı 630 m'dir. Karacaören üyesi, tabaka kalınlığı (0.5-1 m) ve tane boyunun yukarıya doğru arttığı (2 mm), yer yer çapraz tabakalı kumtaşı ve en üst seviyeler de yoğun olarak denizel fosilli kumlu kireçtaşı litolojileri (Levha V, şek. D) ve linyit mercceklerinin (Levha V, şek. E) gözlenmediği bir istiften oluşur. Sığ denizel litolojilerden oluşan bu üye, üzerindeki Eğribucak formasyonu Sekitarla üyesi ve altındaki Hafik üyesi ile dereceli geçişlidir.

Eğribucak formasyonu

Formasyonun tanımı Çiner ve Koşun (1996a) tarafından Hafik güneyinde yapılmış olup, alttan üste doğru Pınarca, Sekitarla ve Çakaltepe üyelerinden oluşmuştur. Eğribucak formasyonu, Zara'nın güneyinde ise sadece Sekitarla üyesi ile temsil edilmiştir. Havza içerisinde çok sık aralıklarla görülen yanal değişimler ve/veya erozyon nedeniyle, diğer iki üye bu alandaki istifte gözlenmemektedir. Üyenin, doğudan batıya doğru Halhavi, Bağlama, Üçoluk, Danişık, Cemal köylerini içine alan bölgedeki kalınlığı 550 m'yi bulur. Sekitarla üyesinin alt seviyeleri, 40-50 cm kalınlıklarda değişen paketler halinde, yoğun olarak Ostrea ve Cerithium fosilleri içeren gri-yeşil çamurtaşı ve bunlarla ardalanmalı, kalınlıkları 10-30 cm arası değişen ince kumtaşları tabakaları içerir, istifin üst seviyelerine doğru ise daha iri taneli çakıllardan oluşmuş, kanal geometrisi sunan, yanal devamsız ve 1-3 m kalınlıklardaki konglomeratik istiflerle birlikte kırmızı çamurtaşı baskın litolojiler yer alır. Bu üye üzerinde diyapirik jips yükselimler! dışında bir istif görülmez.

Sekitarla üyesinin Hafik güneyindeki yanal devamından derlenmiş olan yıkama örneklerinden, aşağıdaki ostrakod topluluğu saptanmıştır.

Aurila cinctella Bassiouni, *Neomonoce-ratina helvetica* Dertli, *Aurila soummamensis* Coutelle and Yassini, *Hermanites haidingeri minör* Ruggieri, *Miocyprideis glabra* Goerlioh, *Ruggieria micheliana* Bosquet, *Protocythereta shoelleri* Keij, *Loxoconcha carinata* Reuss, *Krithe papilosa* Bosquet, *Aurila cicatricosa* Reuss, *Aurila tenipunctate* Bassiouni, *Hemicythere deformis minör* Moyes, *Loxoconcha favofa* Kuiper, *Hemicyprides istanbuiensis* Bassiouni, *Cyprides compacta* Bassiouni, *Aurila soummamensis* Coutelle and Yassini, *Xestoleberis glabrescens* Reuss, *Hermanites haidingeri minör* Ruggieri, *Loxoconcha* cf. *rhomboidea* Fischer, *Urocythereispseudose-minulum* Carbonnel, *Leptocythere faveolata* Moyes, *Loxoconcha carinata* Reuss, *Cytherella compressa* Munster, *Ruggeria carinata* Moyes, *Pokornyellasp.*, *Xestoleberis* sp., *Bairdia* sp., *Cytherella* sp.

Hafik güneyindeki Sekitarla üyesine ait birimlerin yanal devamı olarak yorumlanan çalışma alanındaki bu birimlerin yaşı da yukarıdaki ostrakod topluluğuna göre Erken-Orta Miyosen olarak değerlendirilmiştir.

SEDİMANTOLOJİ

Miyosen birimlerinin farklı kesimlerinden 3 adet ölçülü litostratigrafik kesit yapılmış ve toplam 13 adet fasiye tanımlanmıştır (Çizelge 1).

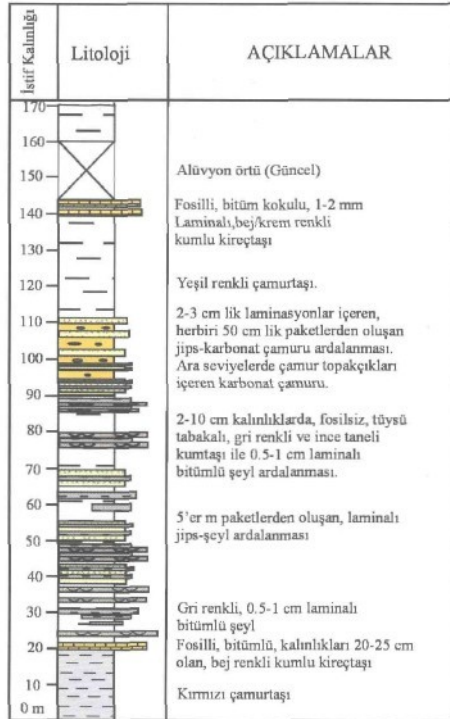
Çizelge 1- Zara güneyinde gözlenen fasiyelerin özetleri

Fasiyes kodu	*Miall 1978	Tanımlama	Yorum
F1	St	Teknemiş çapraz tabakalı kumtaşı	Alüvyal sistem, dış yelpaze kesimlerinde çökelmış uzunlamasına bar çökelleri
F2	Sm, Sh	Kaba taneli kumtaşı	Alüvyal sistem, dış yelpaze-lagün ortamında oluşmuş, aşırı yoğunlaşmış süspansiyon çökelleri
F3		Kırmızı çamurtaşı-silttaşı	Alüvyal sistem, taşkın ovası örtü çökelleri
F4	Gm, Gh	Tane destekli, organize konglomera	Alüvyal sistem, orta-dış yelpaze ana kanal çökelleri
F5	Gms	Masif, matriks destekli konglomera	Alüvyal sistem, orta yelpaze ortamının viskozitesi yüksek moloz akması çökelleri
F6		Ters dereceli, matriks destekli konglomera	Tanece zengin, pseudoplastik moloz akması çökeller (Cohesionless/pseudoplastik debris çökelleri)
F7		Kırmızı-yeşil çamurtaşı	Gelgit üstü ortama ait sabka çökelleri
F8		Sigmoidal kumtaşları	Gelgit arası-gelgit altı ortamında megaripillerin göçü ile oluşmuş gelgit barı çökelleri
F9		Pelecypodali ince kumtaşı-silttaşı	Gelgit arası lagüner ortamdaki tatlı su ile tuzlu suyun karıştığı geçiş ortamı çökelleri
F10		Dolomitik kireçtaşı-ince taneli kumtaşı	Sığ su-gelgit altı, sınırlı lagün ortamı çökelleri
F11		Tabakalı jipsler ve nodüler jipsler	Gelgit arası-gelgit altı lagüner ortamda sığ su altı koşullarında tabakalı jipsler birincil olarak, nodüler jipsler ise su üstü koşullarda ikincil olarak çökelmışlerdir.
F12		Kumlu kireçtaşı	Kıyı-kıyı ötesi zon, fırtına çökelleri (Foreshore-Shoreface)
F13		Laminalı kumtaşı-çamurtaşı	Dış şelf ortamı, fırtına dalga etkisinin zayıfladığı bölgedeki süspansiyon çökelleri

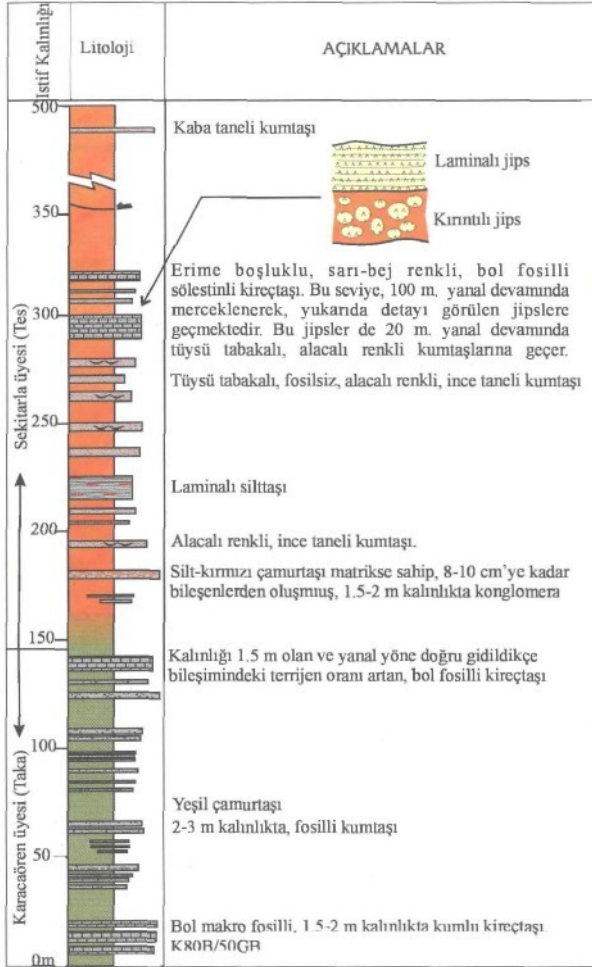
Kesitlerden birincisi, çalışma alanının kuzeyindeki tektonik hattın kuzeyinde (altında) kalan bölgedeki Karacaören üyesi (Taka) (Levha I, Şek. A) içerisinde ölçülmüş olan Nasır (NA) kesitidir (Şek. 5). Bu kesit yerinde Karacaören üyesinin alt kısımları, Hafik üyesi jipsleri ile tektonik olarak üzerlendiği için izlenememiş, dolayısı ile sadece üst kısma ait 170 m'lik istif ölçülebilmektedir. Havzanın güney kesimlerinde Karacaören üyesi içerisindeki gri-yeşil, kumlu kireçtaşları, Nasır kesitinin ölçüldüğü bölgede fasiyes değiştirerek sarı

renkli, ince laminalı ve bitümlü şeyl-kireçtaşı-jips arıalanması şeklinde litolojilere dönüşür.

ikinci kesit, Atkırın Köyü'nün doğusunda ölçülen Atkırın Sölestin (AS) kesitidir (Şek. 6). Bu kesit de, sölestin oluşumları ile litolojik ve ortamsal ilişkiyi göstermesi açısından önemlidir. Bu kesitdeki Sekitarla üyesi kumtaşları içerisinde, tabaka kalınlıkları 30-40 cm olan, 1-2 cm boşluklu yapılar içeren sölestinli kireçtaşı ara seviyeleri yer alır (Şek. 6). Sölestinli seviyeler, 0.5-2 m kalınlık ve 15-20 m yanal devamlılıkta merceksi geometri gösterirler.



Şek. 5- Nasır (NA) ölçülü litostratigrafi kesiti.



Şek. 6- Atkıran sölestin (AS) ölçülü litostatigrafisi kesiti

Üçüncü kesit ise Levha I, şekil A'da görülen bindirme hattından başlayıp Levha I, şekil B'de görülen Alt-Orta Miyosen birimlerinin tamamını temsil eden Atkıran (At) kesitidir (Şek. 4).

Kesitlerde gözlenen fasiyelerin tanımları ile bunları oluşturduğu düşünülen süreçler ve çökel ortamların yorumları aşağıda verilmiştir:

F1: Teknemi çapraz tabakalı kumtaşı.- Tekne şekilli tabaka yapısı gösteren bu fasiyes, genel olarak orta-iri tane boyuna sahip kumtaşlarından oluşmuştur. Tekneleri oluşturan setlerin kalınlıkları 20-50 cm ve genişlikleri de 100-200 m arasında değişir, ilksel eğimleri 10°-15° olan bu setler, genellikle F2 (kaba taneli kumtaşı) fasiyesi ile birlikte bulunur. Setler aşındırılabilir bir taban yüzeyi ile genelde F2 fasiyesi üzerine gelir. Tabakaların alt kısımlarında 3-5 cm çapında iyi yuvarlak andezit çakılları, tabakalar içerisinde yer yer çamur lopçukları ve tane boyunda da yukarı doğru küçülme gözlenir. Bu fasiyesi oluşturan litolojiler, yanal yönde 20-50 m arası değişen aralıklarda F4 ya da F3 fasiyelerde geçerler.

Yorum.- Genel özellikleri ile örgülü nehir kanallarının ara kesimlerindeki uzunlamasına barlar olarak gelişmiş bir fasiyestir (Rust, 1972). Set kalınlıklarının oldukça düşük olması da, alüvyiyal yapzenenin distal ve göreceli olarak düşük eğimli kesimlerini yansıtır. F2 fasiyesi ile birlikte bulunması kökensel olarak ilişkili olduklarını gösterir. Yukarı doğru tane boyunun küçülmesi, çakıl ve kum boyu sedimanların oluşturduğu çapraz tabakalanmaların segregasyonu ile bar ünitelerinin üst kısmına doğru hareketi sonucu oluşabilmektedir (Harms ve diğerleri, 1975). Fasiyes, Miall'in (1977) "St" fasiyesine karşılık gelir. Araştırmacı, aynı çalışmasında bu tip fasiyelerin alt

akış rejiminde dününin göçü sonucu oluştuğunu belirtmiştir. Rust da (1978) bu fasiyesi! örgülü akışlarda megaripolların göçü ile ilişkilendirmiştir. Brierley ve diğerleri. (1993) ise bu fasiyesi art arda gelen iki fan boşalımı dönemi arasında sakin dönemde çökelmiş kanal yığılımları şeklinde açıklamıştır.

F2: Kaba taneli kumtaşı.- Ortalama olarak 1-2 cm boyutunda taneler içerir. Genellikle iri çakıllı konglomeratik ünitelerin arasında yer alır. Tabaka kalınlıkları 0.2-1 m arasında değişir ve yanal yönde 5-30 m'de kamalanırlar (Levha II, şek. C). Tabakaların alt yüzeyleri keskin, üst yüzeyleri çoğunlukla üzerlerine gelen kırmızı-yeşil çamurtaşı fasiyesi ile geçişli, nadiren de F4 fasiyesinin kalın konglomeratik üniteleri tarafından üzerlendiği durumlarda düzensizdir. Genellikle yatay, tek-nemsi veya düzlemsel çapraz tabakalıdır. Seyrek olarak da masif bir iç yapı gözlenir. Yer yer kırmızı çamur lopçukları, bitki ve ağaç kırntıları içerirler. Çoğunlukla F3, F5 ve çok seyrek olarak da F9 fasiyesleri ile birlikte bulunur.

Yorum.-Tabakaların alt kısımlarının keskin, üst kısımlarının geçişli olması, akarsu hızının düştüğü bölgedeki çökellerde sıkça gözlenir (Miall, 1977). Boşalım dönemlerinde akarsuyun gücünün yavaşça düşmesiyle birlikte çökerek kalın konglomeratik ünitelerin üst kısmını oluşturmuşlardır. Nadiren de olsa F9 fasiyesi (Pelecypodalı ince kumtaşı-silttaşı) ile ar dalanma göstermesi bu çökellerin oksitleyici ve redükleyici şartların tekrarlandığı lagüner ortama kadar uzandığını gösterir. Bu tekrarlanma lagüner ortama periyodik olarak gelen deniz suyu seviyesinin değişiminden kaynaklanır. Yarık çökelleri (crevasse splay) ile (F3 fasiyesi) de iç içe olması yukarıdaki görüşü desteklemektedir.

Yukarıdaki tüm özellikler dikkate alınarak, atmosferik ortam koşullarında, aşın yoğunlaşmış akışlar (hyperconcentrated flows) (Smith, 1986) ile süspansiyonda taşınan malzemenin ani çökmesi sonucu, alüvyal yelpazenin distal kısmı ile lagün ortamına kadar uzanan bölgelerde oluşmuş bir fasiyes olarak değerlendirilmiştir.

F3: Kırmızı çamurtaşı-silttaşı. - Çok yanal devamlı, masif, kırmızı çamurtaşı ile ince lamine silttaşı litolojilerinden oluşur. Genellikle kalın konglomeratik ünitelerin alt ve üst dokanlarında 0.1 -5 m arasında kalınlıklar oluştururlar. Kuruma çatlakları, bitki kırıntıları yaygın olmakla birlikte yer yer 2-3 cm'lik ince bantlar halinde lamine jips ve alg yaygısı da içerirler. Kalınlıkları 5-15 cm arasında değişen silttaşı litolojilerinde belirgin olarak yatay laminasyon ve tabakaların üst yüzeylerinde de çok düşük genlikli ripil laminasyonlar ve ondülasyon yapıları yaygındır.

Yorum. - Masif yapıları kırmızı Çamurtaşları flüvyal sistemlerin tipik taşkın ovası çökelleridir, içerisindeki ince kum-silt seviyeleri muhtemelen yarık çökelleri (crevasse-splays) veya örtü kumtaşlarının taşkın düzlüğündeki distal uzantılarıdır. Milimetre ölçeğindeki ripil laminasyonlar ve ondülasyon yapıları olasılıkla sellenme olaylarını takip eden dönemde, ortamda belirli bir süre kalmış olan çok sığ suda gelişmiş yapılarıdır. Kuruma çatlakları, yağmur izleri, bitki kökleri ve alg yaygıları da taşkın düzlüğünde oluşmuş çok küçük boyutlu ve sığ geçici göllere işaret eden yapılar olmalıdır.

F4: Tane destekli, organize konglomera. - Uzun eksenleri 5-20 cm arasında değişen, genellikle disk şekilli, iyi yuvarlaklaşmış ve çoğunluğu andezit bileşimli volkanik kayalarından türemiş bileşenlerden oluşan bu fasiyes sıkı istiflenmiş, orta-iyi boylanmış ve tane desteklidir (Levha II, şek. C, D ve Levha III, şek. E).

Uzun eksenleri akışa paralel dizilmiş tanelerin boyutunda tabaka üst kısımlarına doğru küçülme, orta derecede belirgin bir yatay tane yönelmesi ve özellikle 15-20 cm boyundaki iri ve disk şekilli tanelerde kaba dizilimli bir briketlenme yapısı vardır. İri taneli çakılların arası 2-3 cm çaplı daha küçük tanelerle doldurulmuştur. Tabaka kalınlıkları 0.5-1 m ve yanal devamlılıkları 15-20 m olup genelde merceksi geometride ve tabakaların alt sınırları daha ince taneli litolojiler üzerinde aşınmalı dokanaktır.

Yorum. - Bu tip aşınmalı tabanlı, tane destekli, kaba stratifikasyon ve yönelme dokularının gözlemlendiği fasiyesler akarsu ortamlarında ana kanallarda çökeli mi belirtirler (Mazels, 1989). Aşınmalı taban yapısı, yukarı doğru tane boyunun küçülmesi ve merceksi geometride olması kanal içi çökeli mi işaret etmektedir (Reineck ve Singh, 1980). Bu fasiyeye ait veriler birçok araştırmacının da açıkladığı gibi (Bull, 1972; Rust ve Koster, 1984; Ramos ve diğerleri, 1986) olasılıkla alüvyon yelpazenin ortaç - iraksak bölgesinde, sığ ve düşük kıvrımlı örgülü sistemlerdeki ana kanala ait çökeller olduğunu göstermektedir. Todd (1989) çalışmasında benzer fasiyesleri yüksek yoğunluklu akarsu çökelleri olarak yorumlamıştır.

F5: Masif, matriks destekli konglomera. - Polijeni bileşenli, çakıl-blok boyu (5-30 cm) taneler içeren, matriks destekli ve matriksini 2-4 mm arasında değişen, kırmızı renkli, kaba kum boyu bileşenlerin oluşturduğu bir fasiyesdir. Özellikle iri ve de çoğunluğu oluşturan taneler (10-30 cm) andezit olup diğer taneler de radyolarit, serpantin, kuvarsit, mermer gibi ofiyolit kökenli kayalardan oluşmuştur. Nadi ren kötü boylanmış ve çok kaba gelişmiş ters dereceli bir iç yapı gözlenir (Levha III, şek. D). Taneler yarı köşeli-iyi yuvarlak, küresel ve

diskoidal şekildedir. F2 fasiyesi ile birlikte 200-250 m boyunca amalgame bir görünüm sunar. Bu fasiyes içerisinde görülen andezit kökenli küresel tanelerin diğer tanelere göre hacimsel oranı hem daha fazla hem de daha iri ve yuvarlaktır. İçerisindeki matriks oranı %35-40 olmakla birlikte fasiyesin üst kesimlerine doğru bu oran azalır. Matriks oranının azalmasıyla birlikte iri taneli sedimanlar, üst kesimlerde nispeten daha yoğunlaşır. Bu tip konglomeratik ünitelerin alt ve üst yüzeyleri hafif dış bükeydir. Stratifikasyon ve imbrikasyon yoktur veya çok kaba gelişmiştir. Kalınlıkları 2-5 m arasında değişen tabakalar, kesintisiz olarak onlarca metre yanıl devamlı olarak izlenebilir.

Yorum. - Orta yelpaze ortamında gelişmiş, tipik moloz akması çökellerin oluşturduğu bir fasiyestir. Moloz akmalarının en belirgin özellikleri, oldukça fazla hamur içermesi, yanıl devamlılıklarının az olması ve yoğunlukla resedimante olmalarıdır (Kazancı, 1979). Bu özelliklerle birlikte matriks destekli, kötü boylanmış farklı boyutlu tanelerin bir arada olması ve pek fazla düzenli bir iç yapının olmaması, bunların yavaş hareketli, viskozitesi yüksek debris akışlarla çökertildiğine işaret eden verilerdir. Ayrıca matriksi oluşturan kaba kum boyu tanelerin kırmızı renkte olması bunların okside olduğunu, dolayısıyla su altında değil, atmosferik ortamda çökeldiklerini gösterir (Shultz, 1984; Waresback ve Turbeville, 1990). Çok farklı boyutlardaki tane dağılımı, kabaca gelişmiş ters derecelenme ve düzensiz iç yapı, yoğun kütle akmasına işaret eder (Bull, 1972; Gloppen ve Steel, 1981). Larsen ve Steel, (1978) ile Gloppen ve Steel, (1981) gibi araştırmacılar tane-tane çarpışmasının olmaması durumunda briketlenmenin olmayacağını, düzensiz iç yapı, ters derecelenme, matriks destekli yapının yüksek viskoziteli,

şiddetli debris akışlarla oluşabileceğini yapmış oldukları çalışmalarda belirtmişlerdir. Nemeç ve Steel, (1984); DeCelles ve diğerleri, (1991) yüksek eğimli orta yelpazede, bitki örtüsünün seyrek olduğu yerlerde alüvyial yelpazenin bu tip fasiyeslerinin gelişebileceğini belirtmişlerdir.

F6: Ters dereceli, matriks destekli konglomera. - Kötü boylanma ve ters derecelenmeli iç yapının (Levha III, şek. A) tipik olarak gözlemlendiği bu fasiyeste, tabaka kalınlıkları 0.5-1.5 m ve yanıl devamlılıkları 40-60 m arasında değişir. Fasiyesi oluşturan çökeller, 15-20 cm çaplı iri tanelerle 2-10 cm arası değişen bimodal tanelerden oluşur. Tanelerin çoğunluğu andezit, radyolarit, serpantin ve çörtlerden meydana gelmiştir. İri taneler genelde iyi yuvarlak, küçük taneler ise yarı köşelidir. Matriksi ince-kaba kum boyu tanelerden oluşur. Taban yüzeyleri aşındırılmalı değil, genelde düzgün, üst yüzeyleri ise genelde düzensizdir. Kötü derecede briketlenme yapısı gelişmiştir.

Yorum. - Bu gibi matriks destekli, kötü boylanmış, iri taneli ve ters derecelenme gösteren fasiyesler birbirine bağlı olmayan moloz akması (cohesionless debris flow) (Nemeç ve Steel, 1984) veya tanece zengin pseudoplastik debris akışı (Waresback ve Turbeville, 1990) çökellerine benzerlik göstermektedir. Ters derecelenme, aynı zamanda yayılma basıncı ve matriks gücü ile de ilgilidir (Lowe, 1982).

F7: Kırmızı-yeşil çamurtaş. - Kırmızı-yeşil çamurtaş arıdalanması ile nodüler jips ve/veya anhidritlerin oluştuğu bir fasiyestir. Kırmızı Çamurtaşları masif görünümülü olup, bitki kökleri ve nodüler anhidrit içerirler. Bask silindirik şekilli nodüler anhidritlerin çapları 4-6 cm, boyları 8-10 cm arasında olup açık kırmızı-kirli beyaz renkidirler. Modüller 3-4 mm

kalınlıkta diskoidal şekilli anhidritlerin üst üste yığılmasından oluşmuş bir görünümde olup, kümes teli (chicken-wire) yapısı gösterirler. Bu nodüller 15-20 cm aralıklarla kırmızı Çamurtaşları içerisinde rastgele dağılmış ve yüz haldedirler. Yeşil çamurtaşlarında ise, yata tabakalanma ile birlikte bitki kökleri, cm boyutunda linyit mercikleri ve biyoturbasyon yaygın olarak gözlenir. Fasiyes, kalınlıkları 1-5 m ve yanal devamlılıkları 80-100 m olan, kırmızı ve yeşil çamurtaşı paketlerinin ardalanması şeklindedir.

Yorum. - Yeşil Çamurtaşları genellikle redükeyici şartlardaki gösel ortamı, kırmızı Çamurtaşları ise oksitleyici şartlardaki taşkın ovası ortamını işaret ederler. Nodüler anhidritler gelgit üstü sabka ortamında ve su üstü koşullarda gelişmişlerdir. Gelgit üstü sabka ortamında gelişen playaların freyatik yer altı sularıyla beslenmesi ve takip eden evrede kırıntılı istifin gözeneklerindeki kapiler suyun evaporasyonu sonucu ortamda tuz konsantrasyonu artar (Warren, 1982). Vadoz zondaki detritiklerin gözenek sularındaki yoğun tuz iyonları birbirleriyle birleşerek çökmesiyle nodüler anhidritler oluşur. Modüllerin boyu matriks permeabilitesi ile ilişkilidir. Kümes teli yapısı gösteren nodüller, geçirgen matriks içerisinde ve daha iri, organik içerikli matriksler nispeten daha az geçirgen olduğundan nodüller de daha küçük boyuttadır. Değişik araştırmacıların (Handford, 1982; Kendall, 1984) benzer fasiyeslerde yapmış olduğu çalışmalar ile karşılaştırıldığında, sabka ve taşkın ovası düzlüklerde gelişmiş bir fasiyes olduğu söylenebilir. Benzer jips oluşumları Batı Avusturalya'da kıyı sabkalarında ve lagün ortamlarında gözlenmiştir (Arakel, 1980).

FS: *Sigmoidal kumtaşları.* - *Sigmoidal* kırıntılı olarak birbirleri üzerine gelen, "S" şekilli (Şek. 7) ve kama şekilli (Levha IV, şek. B)

geometriye sahip, ince-orta taneli, karbonat çimentolu kumtaşlarından oluşmuştur. Sigmoidal setlerin kalınlığı 10-60 cm yanal uzanımları 2-8 m'dir (Şek. 6). Setler birbirlerinden 8-10 om kalınlıkta, bol organik madde ve bitki kökleri içeren, çoğunlukla yeşil, bazen kırmızı renkli çamurtaşlarıyla ayrılırlar (Levha IV, şek. B,C). Setleri oluşturan kumtaşları içerisinde de bol miktarda, oksitlenmiş bitki kırıntıları vardır (Levha III, şek. B). Tabakaların üst yüzeylerinde akıntı ripolları, çamur lopçukları görülürken, alt yüzeyleri ise ince taneli litolojiler üzerinde aşındırılmalıdır. Tüysü ve düzlemsel çapraz tabakalanmalı (Levha III, şek. C) iç yapı yaygın olarak görülebilir. Fosil yaygın olmayıp, bivalve, brachiopod ve echinoderm kavkı parçaları içerir. Çoğunlukla sigmoidal setlerin oluşturduğu çökel istif kalınlığı 5-6 m ve yanal devamlılığı 4-5 km kadardır (Levha IV, şek. A). Sigmoidal setler, 8°-10° eğimli tavan takımı setleri ile 20°-25° eğimli ön takım setlerinden oluşur (Şek. 6). Üst yüzeyleri akarsular tarafından düzlemsel ya da dalgalı şekilde aşındırılmıştır. Setlerin alt ve üst sınırlarındaki ince çamurtaşı litolojileri içerisinde canlı kaçıç yapıları görülür.

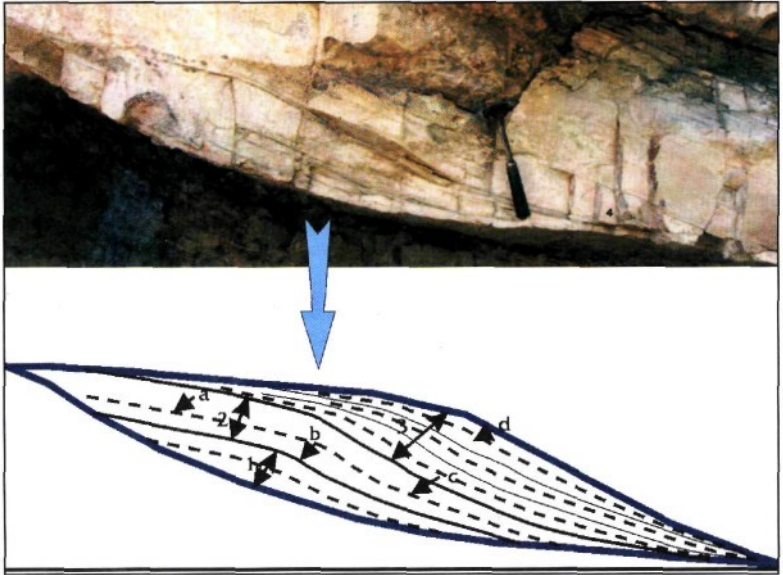
Yorum. - Tipik tabaka geometrileri, litolojileri ve içerdikleri sedimanter yapılar nedeni ile gelgit altı ortamında geliştiği kabul gören gelgit barları (tidal bandles) olarak yorumlanmıştır (Terwindt, 1981). Başka bir deyişle, yaklaşık 7-8 m'lik kalınlıkta çökel istif oluşturulan bu sigmoidal setlerin, megariplillerin göçüyle oluşmuş ve çoğunlukla deniz etkisi altında kalmış, gelgit arası-gelgit altı ortamda gelişmiş bir fasiyes olduğu söylenebilir. Seyrek olarak gözlenen denizel fosil kavkaları, oksitlenmiş bitki ve ağaç kökleri ile canlı kaçıç izlerinin varlığı ortamın siğ denizel olduğunu göstermektedir. Kavkaların çoğunun kırık olması, yanal ve düşey yönde ani fasiyes deği-

simleri, oksitlenmiş zonların yoğunluğu, kırmızı çamurtaşı ara bantları, düzlemsel çapraz tabakalanmalar ve tüysü tabakalanma (flaser bedding) gibi yapıların varlığı da ortam enerjisinin yüksek olduğunu gösterir. Tüysü tabakalanma yapısının da intertidal-subtidal ortamlarda tipik olduğu bilinmektedir (Reineck ve Singh, 1980).

Sedimanter özellikleri itibarıyla buna benzer bir fasiyes Varol ve Kazancı'nın (1983) Seben (Bolu) civarında Üst Kretase yaşlı tortul kayalarda yaptıkları çalışmada da tanımlanmıştır. Araştırmacılar sığ denizel

kumtaşları olarak yorumladığı bu fasiyesin gelgit kanalı çökelleri olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca bu fasiyesin büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalanma, kil topakçıkları, erozyonel taban yüzeyi, gecikme çökelleri gibi özellikleriyle tipik olduğunu ve yüksek enerjili bir ortamı yansıttığını vurgulamışlardır.

Sigmoidal setler arasında görülen 8-10 cm kalınlığındaki çamurtaşı laminasyonları ise iki gelgit dönemi arasındaki durgun dönemde (slack water) gelişmişlerdir (Visser, 1980) (Şek. 7).



Şek. 7- Sigmoidal setler. 1- hızlanma dönemi, 2- maksimum hız, 3- yavaşlama dönemi, a: tavan takımı, b: ön takım, d: sigmoidal laminasyonlar

Sigmoidal setlerin iç yapıları 3 farklı kısımdan oluşur.

1) *Hızlanma dönemi.*- Bu kısımda tidal setlerin ortalarına kadar uzanan hafif eğimli "topset" laminasyonlar oluşur.

2) *Maksimum gelgit dönemi.* - Bu dönemde sediman akış hızı ve progradasyon hızı maksimumdur. Göç eden megaripillerin tavan takımı ve ön takım setleri oluşur. Her bir tavan takımı seti bir öncekini üzerler.

3) *Yavaşlama dönemi.*- Setlerin en üst kısmındaki sigmoidal laminasyonların oluştuğu dönemdir. Bu dönemde laminaların eğiminin düşmesiyle birlikte sediman akış hızının giderek yavaşlaması ile birlikte gelgit dönemi son bulur (Kreisa ve Moiola, 1986).

F9: Pelecypodalı ince kumtaşı-silttaşı.- Bu fasiyes içerisinde, ortamsal olarak birbirleriyle çok yakın ilişkide olan ve genellikle birlikte görülen linyit mercekleri (Levha V, şek. E), tüysü tabakalanmalı kumtaşları ile çok yoğun pelecypoda (Levha V, şek. D) yığışımı içeren kumtaşları birlikte değerlendirilmiştir. Kalınlıkları 0,5-1 m, yanal devamlılıkları 20-30 m olan ve kanal geometrisi sunan, tüysü tabakalanmalı bu kumtaşları, kırmızı-açık gri renkli sedimanların oluşturduğu, alacalı renkte tipik bir görünüme sahiptirler. Yoğun olarak bitki kökü ve 1-2 cm çaplı kırmızı çamurtaşı topçukları içerirler. Alt ve üst seviyelerinde 40-50 cm kalınlıkta, yatay dizilimli, gevşek silttaşı seviyeleri yer alır. Silttaşları içerisinde bitki kırıntıları, 1-2 cm kalınlığında sideritik oksidasyon zonları, 1-2 cm'den 25-30 cm kalınlığa ulaşan linyit zonları yaygındır. Kalın linyit zonları yanal olarak 30-40 m'de merceklenir (Levha V, şek. F). Bu linyit zonlarını da içeren silttaşları içerisinde 10-20 cm'lik zonlar oluşturan Cerithium ve Ostrea gibi fosiller de görülmektedir. Silttaşları, yoğun organik madde içeriklerin-

den dolayı koyu gri ve siyaha yakın renktedir. Bu litolojilerle birlikte çoğunlukla linyit zonu- nun üstünde beyaz renkli ve ince kabuklu pelecypoda yığışmaları içeren 30-40 cm kalınlıkta, 100-150 m gibi yanal devamlılık gösteren, ince-orta taneli, açık gri-bej renkli kumtaşları görülür (Levha V, şek. D), ince kesitlerinde, tanetaşı dokusu ve miliolid, pelecypoda, ooid, gastropoda, foraminifer ve kömür parçacıkları da gözlenmiştir.

Yorum.- Bu fasiyesi oluşturan litolojiler gelgit arası lagüner ortamda çökmüşlerdir. Özellikle Ostrea gibi fosillerin yığışım gösterdiği fasiyesler, acısu ortamları için tipiktir (Curry, 1969). Kumtaşlarındaki tüysü tabakalı iç yapının da gelgit arası ortamlar için tipik bir sedimanter yapı olduğu bilinmektedir (Reineck ve Singh, 1980).

F10: Dolomitik kireçtaşı-ince taneli kumtaşı.- Dolomitik kireçtaşları, ripilli ince taneli kumtaşları ve bunlarla birlikte silttaşı litolojilerini içeren bir fasiyestir. Kumtaşlarının tabaka üst yüzeylerinde asimetric ripillar yaygındır. Kalınlıkları 3-10 cm arasında olup keskin sınırlara sahiptir. Çamurtaşları koyu yeşil-gri renkte, yatay laminalı ve üst kısımlarda varv türü laminasyonlar içerir. Yer yer 1-2 cm kalınlıkta sideritik oksidasyon mercekleri yaygındır. Koyu gri-siyahımsı renkte ve kalınlıkları 0.3-1 m arasında değişen her bir dolomitik kireçtaşı istifli kendi içerisinde ripilli tabaka üstü yapılarıyla birbirinden ayrılan ve 1-2 cm kalınlıklarda tabakalanma gösteren paketlerden oluşur. Oldukça fazla (1.5-2 km) yanal devamlı (Levha V, şek. C) olan bu dolomitik istiflerin üst kısımları yoğun lamelli-branş yığışım- ları içerir. Bu seviyelerin üst yüzeylerinde ve ince kesit örneklerinde piritleşmeler gözlenmiştir. Jips bantlarından uzak seviyelerde ripilli kumtaşı-yeşil çamurtaşına ilâve olarak

görülen dolomitik kireçtaşı seviyelerinin arasındaki yeşil Çamurtaşları Cerithium ve Ostrea gibi makrofosiller içerir.

Yorum. - Genel özellikleri ile birlikte silttaşı istiflerinin üst kısımlarındaki varlıklar da göz önüne alınırsa, ortamın düşük enerjili, sıg-subtidal sınırlı lagün ortamı olabileceği anlaşılmaktadır. Ripil laminali kumtaşları ve paralel laminasyonlu silttaşlarının birlikte görülmesi alt ve üst akış rejiminde taşınıp süspansiyon ile gerçekleşmiş olan çökelim dönemlerinin araldanmasını gösterir. Özellikle dolomitik kireçtaşı seviyelerinde yoğun fosil yığılması, bu litolojinin çok sert ve ince taneli, mikritik yapıda olması bu fasiyes döneminde ortam şartlarının sakin ve sedimantasyonun çok yavaş geliştiğini göstermektedir. Benzer fasiyesler İran Körfezi kıyı sabkasında da tanımlanmıştır (Kendall ve VWarren, 1988).

F11: Tabakalı jipsler ve nodüler anhidritler- Bu fasiyes, ince jips tabakaları (1-2 cm) ile 0.5-1 cm kalınlıktaki alg yaygılı karbonat çamurunun araldanması ve nodüler anhidrit oluşumları ile tipiktir. Litostratigrafik istifte genellikle 1-2 m'lik kalınlıklarda paketler oluştururlar (Levha V, şek. A, B). Jipsler açık gri-bez renklerde olup dalgali bir tabaka yapısı gösterirler, ince jips tabakaları çoğunlukla selenitik kristalden oluşmuştur ve nadiren 2-5 mm kalınlığında jips laminasyonları içerirler. Bu jipsler, üst kısımlardaki 30-40 cm kalınlığındaki bir karbonat çamuru geçiş zonuyla 1-2 m kalınlıktaki nodüler anhidritlere geçerler (Levha V, şek. B). Birimlerde kümes teli yapısı yaygın olarak izlenir. Bu fasiyesin benzeri birçok araştırmacı tarafından İspanya'da Üst Miyosen havzalarındaki Messinin evaporitlerinde yaygın olarak tanımlanmıştır (Hardie ve Eugster, 1971; Schreiber ve diğerleri, 1976).

Yorum. - Jipslerin bu laminali tabaka yapısı, algal mikritik Çamurtaşları ile araldanma göstermesi ve selenitik kristaller gelgit arası-gelgit altı lagün ortamında sıg su koşullarında birincil olarak çökeli mi düşündürmektedir. Bu tipdeki 1-2 cm tabaka kalınlıkları ile ince laminasyonlar gösteren jipsler literatürde "balatino tipi" olarak tanımlanmaktadır. Bunların sıg su kökenli olduğu (Hardie ve Eugster, 1971; Schreiber ve diğerleri, 1976), selenitik kristal yapısının da sıg su koşullarında gelişen ve birincil kökene işaret ettiği birçok araştırmacı tarafından ispatlanmıştır (Schreiber ve Decima, 1976; Schreiber ve diğerleri, 1976; Dronkert, 1985). Aralardaki algli karbonat çamurlarının bulunduğu seviyeler tuzluluğun düştüğü dönemlere karşılık gelir. Mevsimsel değişimler sonucu periyodik olarak gelişen evaporit çökeltileri algal kireç çamuruyla araldanmalı bir istif oluşturmuşlardır. Tabakalı jipslerden bir geçiş zonunu takiben gelişen nodüler anhidrit yapısı ise sülfatın diyajenez sırasındaki hareketliliğinden kaynaklanmaktadır. Lagün ortamdaki su seviyesinin düşmesiyle birlikte, düşük tuzluluktaki yer altı suyu, kurumuş olan sediman içerisine alt kısımlardan itibaren giriş yapar ve bunun sonucu laminali jipslerde kısmi çözülme başlar. Ortama gelen sülfatça zengin yer altı sularının evaporasyonu salamura suyunun tuzluluğunu artırarak laminali jipslerin yerine nodüler jipslerin çökmesine neden olur. Bu şekilde laminali jipslerden itibaren nodüler anhidritlerin oluşma sürecine nodülizasyon denmektedir (Hussain ve VWarren, 1989). Akdeniz havzasında Messinin evaporitlerindeki benzer fasiyeslerde değişik araştırmacılar tarafından yapılan değerlendirmeler de yukarıdaki görüşü desteklemektedir (Hardie ve Eugster, 1971; Butler ve diğerleri, 1982; Kendall, 1984). Gösterdikleri tüm bu özellikler ile buradaki jipslerin açık denizden

bir bariyer ile ayrılmış, zaman zaman sığlaşan bir sabka ortamında çökeldikleri düşünülmektedir.

F12: Kumlu kireçtaşı.-ince-orta taneli, tepecikli çapraz tabaka yapısı gösteren amalgame kumtaşları ile yoğun lamellibrans fosilli kumlu kireçtaşlarını içerir. Paralel laminasyon gösteren kumtaşı tabakalarının alt seviyelerinde seyrek olarak, bir başka ortamdan kazanarak taşınmış taneler (rip-up clasts), çamur topçukları ve çok az gelişmiş biyoturbasyon izleri gözlenir. Alt ve üst sınırları çoğunlukla düzlemsel, nadiren de aşındırılmalı olan kumtaşı tabakalarının kalınlıkları 0.4-2 m arasında değişir ve üst kısımlarda yoğun fosil içerirler. Çok seyrek olarak 3-D ripil yapıları görülür. Bu fasiyes genellikle, F13 fasiyesinin laminali çamurtaşı ve masif kumtaşlarıyla ardalanma gösterir.

Yorum.- Paralel laminasyonlu, tepecikli çapraz tabakalı, amalgame kumtaşları ve kumlu kireçtaşlarının oluşturduğu bu fasiyes Dott ve Bourgeois (1982) ve Brenchley'in (1985) benzer fasiyeslerde yaptıkları tanımlamayla deneştirilerek kıyı önü-alt kıyı yüzü (foreshore - lower shoreface) zonunda fırtına dalga tabanı üzerindeki yüksek enerjili fırtına çökelleri olarak yorumlanmıştır. Çok seyrek olarak görülen simetrik ripiller da dalga etkisini göstermektedir. Tepecikli çapraz tabakalanmalar, 3-D ripiller fırtına kökenli yapılardır (Jeffrey ve Aigner, 1982) kumlu kireçtaşları içindeki parçalanmış fosil kavkılarının kimi bölgelerde daha yoğun bir şekilde gözlenmeleri de olasılıkla fırtınalar tarafından savrulma ile çökeli mi işaret etmektedir.

F13: Laminali kumtaşı-çamurtaşı. -Kalınlıkları 3-10 cm arasında değişen, çok ince taneli, laminali ve çok az biyoturbasyonlu yeşil çamurtaşları ile ara tabakalı keskin tabanlı

kumtaşlarının oluşturduğu bir fasiyestir. Kumtaşı ve çamurtaşı oranı yaklaşık aynıdır. Yukarı doğru kalınlaşan veya incelen 1-3 m kalınlıklarda sekanslar oluştururlar. Seyrek olarak normal derecelenme ve brachiopod fosilleri içerebilirler.

Yorum.- Çok ince taneli, keskin tabanlı, varlılara benzeyen çok ince laminasyonlar gösteren ve F12 fasiyesiyle ardalanma gösteren bu fasiyes Harms ve diğerlerinin, (1975) tanımladığı gibi güçlü şekilde başlayan fırtına dalgalarının etkisinin azaldığı bölgelerde süspansiyondan çökelmiş dış şelf ortamı çökelleridir. Herhangi bir dalga yapısının olmaması da fırtına dalga tabanı altında çökeldiklerini göstermektedir (Duke ve diğerleri, 1991).

HAVZA GELİŞİMİ VE TARTIŞMA

Sivas havzasının Miyosen çökel sistemleri çoğunlukla havza kıyısı fasiyesleri ile temsil olunduğundan dolayı çok sık aralıklarla yanal ve dikey yönde fasiyes değişimleri gösterirler. Hafik güneyindeki Saklı köyü civarında alt Miyosen istifı açılabilir bir uyumsuzlukla Oligosen yaşlı temel üzerine gelen alüvyon yelpazesi çökelleri ile başlar (Ağılkaya formasyonu Karayün üyesi). Celalli köyü civarında ise yine Oligosen birimleri üzerinde açılabilir uyumsuz ancak, algli kireçtaşları (Ağılkaya formasyonu Karacaören üyesi) ile başlayan bir istif gözlenir (Çiner ve Koşun,1996a). Havzanın kuzey kesimlerinde yer alan Kocaalidamları (I38-b1) ve Bahçecik Köyü civarında da (I38-b2), Eosen/Paleosen konglomeraları, Karacaören üyesi algli kireçtaşlarından oluşan litolojiler tarafından uyumsuz olarak üzerlenirler.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Zara güneyi Atkıran istifinde ise bordo renkli Oligosen kumtaşları üzerine geçişli olarak gelen

Karayün üyesi alüvyal yelpaze ortamının yoğunluk akması ürünü ve akarsu çökelileri ile bunların üzerinde yine geçişli olarak Hafik üyesi tabakalı jips-yeşil çamurtaşı araldanması ile devam eden bir Miyosen istifi görülür. Bu kesitte 450 m'lik kalınlık sunan Hafik üyesi içerisinde, kalınlıkları 2-2.5 m (Levha V, şek. A, B) arası değişen, 11 adet F11-fasiyesi olarak tanımlanmış olan tabakalı ve nodüler jipsler yer alır (Şek. 4). Bu jipsler, muhtemelen havzanın kuzey kesimlerinde masif yapıları olarak görülen Hafik üyesi'ne ait jipslerin eşleniğidir. Hafik üyesi'nin masif yapıları sabka ortamı jipsleri ile Karayün üyesi alüvyal yelpaze ortamı kırmızı çakıl-kum-çamurtaşı litolojilerinin yanal ve düşey yönlü geçişli ilişkisi en iyi olarak Saklı istifinde görülür (Çiner ve Koşun, 1996a). Kırmızı Çamurtaşları ile jipslerin bu girift ilişkisi, havzanın kuzeyinde daha yaygın ve belirgindir. Çeşitli araştırmacılar arasında bir tartışma konusu oluşturan Karayün kumtaşlarının yaşı, Poisson ve diğerlerinin. (1996) çalışmasında Oligosen, Cater ve diğerlerinde, ise (1991) Miyosen olarak ele alınmıştır. Özellikle Zara güneyi ile Karayün ve Saklı yörelerindeki çalışmalarımız sırasında, Karayün üyesini oluşturan bu birimlerin, Hafik üyesi ve alt Miyosen yaşlı Karacaören üyesi ile yanal ve düşey yöndeki geçişli ilişkilerinden dolayı bu çalışmada Karayün üyesinin yaşı alt Miyosen olarak değerlendirilmiştir.

Havzada geniş yayılımı olan, masif yapıları Hafik jipslerinin stratigrafik konumu da, çeşitli çalışmalarda tartışılan ve bu çalışmada da çözülmeye çalışılan önemli güçlüklerden birisidir. Karasal kırınılılar ve evaporitlerin çoğunlukta olduğu Miyosen havzası içerisinde, yeterli paleontolojik veri elde edilememesinden dolayı, sorunun çözümünde havzanın farklı kesimlerinden yapılan noktasal ve ölçülü litostatigrafik kesitlerden yararlanılmıştır.

Kurtman (1961; 1973) bu masif yapıları jipsleri Hafik formasyonu olarak tanımlamış ve yaşını Alt-Orta Miyosen olarak değerlendirmiştir. Söz konusu masif jipslerin yaşı daha önceki bazı çalışmalarda da Oligosen olarak verilmiştir (Sümengen ve diğerleri, 1990; Poisson ve diğerleri, 1996). Cater ve diğerleri (1991) ise yapmış oldukları çalışmada bu jipsleri Messiniyen evaporitleri ile ilişkilendirip üst Miyosen olarak ele almışlardır. Ancak, çalışmalarımız sırasında, Miyosen havzasını çevreleyen Akpınar (I38-c1), Gölcük (I38-C2), Günyamaç (I38-b2; şek. 2.11 A) ve Saklı-Ağılkaya (I38-C4) köyleri civarında gözlenen Miyosen istiflerinde, altta her zaman Hafik üyesi jipslerinin ve üzerinde geçişli olarak yer alan Karacaören üyesi siğ deniz litolojilerinin bulunduğu istifler gözlenmiştir. Bu yörelerde Hafik üyesi jipslerinin altında, tektonik dokanağın izleri sayılabilecek serpantinlerde çıkmaktadır. Görünür toplam kalınlığı birkaç yüz metreyi bulan ancak deformasyonun etkisinden dolayı gerçek kalınlığının daha az olduğu tahmin edilen Hafik jipslerinin yaşı, havzanın farklı kesimlerindeki bu litostatigrafik belirlemelere göre, bu çalışmada (?)Oligosen - Alt Miyosen olarak kabul edilmiştir.

Sivas havzasında gerçekleştiği bilinen (Baykal ve Erentöz, 1966; Kurtman, 1973; Gökçen ve Kelling, 1985; Çiner ve Koşun, 1996a,b) Erken Miyosen transgresyonunun işaretleri, özellikle Karayün yöresinde (Çiner ve Koşun, 1996a) sabka jipsleri, bitümlü şeyller ve dolomitik kireçtaşları ile kendisini belli eder (Ağılkaya formasyonu Hafik üyesi). Transgresyonun hızlanması sonucu bölge siğ bir deniz (çoğunlukla lagüner) tarafından kaplanmıştır. Çalışma alanında da bu dönemde çamurtaşı, kumtaşı ve kireçtaşı litolojilerinden oluşan siğ denizel kökenli sedimanlar (Ağılkaya formasyonu Karacaören üyesi) gözlenir.

Erken-Orta Miyosen'de gözlenen regresif dönemde ise anılan bu sığ denizel litolojiler yerlerini kısmen Eğribucak formasyonu Sekitarla üyesinin akarsu örtü kumtaşlarına bırakmışlardır. Orta Miyosen'in sonlarına doğru sübsidans ve küçük ölçekli transgresyonlar ile kıyı çizgisinin ilerlemesi, havzada F9-fasiyesi gibi ince kabuklu pelecypoda ve Ostrea kavkılarının bol olduğu ve fırtına etkisinin iyi gözlemlendiği sedimanter sistemlerin (kum barları gibi) gelişmesine neden olmuştur. Erken-Orta Miyosen'de, havzanın daha batısı olan Hafik güneyinde, Eğribucak formasyonu 3 üyeden oluşurken (Pınarca, Sekitarla, Çakıltepe), Zara güneyindeki yanall devamında sadece Sekitarla üyesi ile temsil olmuştur. Bu farklılık, Hafik yöresindeki birimlerin çökel ortamlarının kıyı çizgisine daha yakın olması ve lokal tektonik hareketlerin sıklığına bağlanabilir. Bu da, küçük ölçekli de olsa göreceli deniz düzeyine bağlı olan sedimantasyondaki değişimlerinin Hafik yöresinde Zara güneyine oranla daha etkin bir şekilde görülmesine yol açmıştır.

SONUÇLAR

Zara'nın güney kısmını içeren bu çalışmada Miyosen birimlerinin 1/25 000 ölçekli bir buçuk paftalık jeoloji haritası ilk defa olarak yapılmıştır. Bölgede mostra veren birimler alt Miyosen yaşlı Ağılkaya formasyonu Karayün, Hafik, Karacaören üyeleri ile alt-Orta Miyosen yaşlı Eğribucak formasyonu, Sekitarla üyesi olmak üzere 2 formasyon ve 4 üyeye ayrılarak incelenmişlerdir.

Bölgedeki Miyosen birimleri içerisinde 13 adet litofasiyes tanımlanmış ve bunları oluşturan mekanizmalar ortaya konarak çökel ortamları yorumlanmıştır.

Sedimanter yapılardan ölçülen paleoakış değerlerinin kuzey-kuzeybatı yönüne doğru yoğunlaştığı gözlenmiş, dolayısı ile akarsu ve debris akışlarla havzaya taşınan malzemenin güneyden kuzeye doğru taşındığı ve petrografik çalışmalar sonucunda, ofiyolitik temelden beslendiği saptanmıştır.

Sivas havzasında geniş yayılım sunan ve yaşı tartışma konusu olan Hafik jipsleri, bu çalışmada havzanın farklı kesimlerinde yapılmış olan çalışma ve gözlemlerimize dayanılarak, (?)Oligosen - Alt Miyosen olarak yorumlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı destekleyen Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'ne, ostrakodların tayininde ve arazi çalışmalarında yorumlarından yararlandığımız Dr. Mehmet Duru'ya ve bentonik foraminiferleri tanımlayan Dr. Şükrü Acar'a teşekkür ederiz.

Yayına verildiği tarih, 5 Mart 2002

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H.T.; Atalay, Z.; Tekirli, M.E.; Ateş, Ş. ve Yurdakul, M.E., 1988, Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi: MTA Rap. 8320 (yayımlanmamış).
- Arakel, A. V., 1980, Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hurt and Leeman Lagoons, Western Australia. J. Sedimen. Petrol., 50 (4), 1305-1326.
- Artan, Ü. ve Seslini, G., 1971, Sivas-Zara-Beymar bölgesinin jeolojisi: MTA Derg., 76, 80-97.
- Atalay, Z., 1993, Sivas'ın batı ve güneybatısındaki çökellerin stratigrafisi ve çökel ortamları, Sivas Baseni Oturumu, Cumhuriyet Univ. Müh. Fak., 6-8.

- Baykal, F. ve Erentöz, C. 1966, Explanatory note of 1/500 000 scale geological map, Sivas sheet. Bull. MTA, 116 s.
- Brenchley, P. J., 1985, Storm influenced sandstone beds. Mod. Geol., 9, 369-396.
- Brierley, G. J.; Liu, K. ve Crook, K. A. W., 1993, Sedimentology of coarse-grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua New Guinea. Sediment. Geol., 86, 297-324.
- Bull, W. B., 1972, Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. in: Recognition of Ancient Sedimentary Environments. J. K. Rigby and W. K. Hamblin (Eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 16, 63-83.
- Butler, G. P.; Harris, P. M. ve Kendall, A. C. 1982, Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. in: Third Symposium on Salt (Ed. By J. L. Rau and L. F. Dellwig), Northern Ohio Geological Society, Cleveland, 120-152.
- Cater, J. M. L.; Hanna, S. S.; Ries, A.C. ve Turner, R., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey: Tectonophysics, 195.
- Curry, J. R., 1969, Estuaries, lagoons, tidal flats and deltas. in: The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record, D. J. Stanley (Ed.), American Geological Institute, Washington, 1-30.
- Çiner, A.; Koşun, E. ve Çubuk, Y., 1995, Sivas havzasının sedimentolojisi, ekonomik potansiyeli ve çevrimsel sedimentasyona örnekler. Tübitak Rapor no: YBAG-064, 112s.
- ve——— 1996a, Hafik Güneyindeki (Sivas Havzası) Oligo-Miyosen yaşlı çökellerin stratigrafisi ve sedimentolojisi. TPJD Bült., 8, 1, 16-34.
- ve——— 1996b, Lütésiye yaşlı Yeşildere yelpaze-deltasının gelişimi: Sivas Havzası. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri-A Yerbilimleri, c.13, n: 16, 67-92.
- Çubuk, Y.; Kayan, T.; Kayakıran, S.; Ocakoğlu, F.; Karakullukçu, T.; Kurt, L.; Koşun, E.; Cadoğlu, F. ve Ozansoy, C., 1994, Sivas Tersiyer havzasının doğusunun jeolojisi ve sölestin yatakları: MTA Rap. 9700 (yayınlanmamış).
- DeCelles, P. G.; Gray, M. B.; Ridgway, K. D.; Cole, R. B.; Pivnik, D. A.; Pequera, N. ve Srivastava, P., 1991, Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. Sedimentology, 38, 567-590.
- Dott, R. H. ve Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663-680.
- Dronkert, H., 1985, Evaporite models and Sedimentology of Messinian and Recent evaporites. GUA Papers of Geology, Series 1, No: 24.
- Duke, W. L.; Arnott, R. C. ve Chell, R. J., 1991, Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. Geology, 19, 625-628.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone type. in: W.E. Ham (ed), Classification of Carbonate rocks. AAPG, Memoir 1, 62-84.
- , 1968, Petrology of Sedimentary rocks. Hemphill's Drawer M. Univ. Station, Austin, 170pp.
- Gloppen, T. G. ve Steel, R. J., 1981, The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway)-a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. in: Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. F. G. Ethridge and R. M. Flores (Eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 31, 49-69.
- Gökçen, S. L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimentolojisi ve paleo-coğrafik evrimi: Hacettepe Univ., Yerbilimleri Derg., 8, 1-25.
- ve Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey); evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin: Geol. Rundschau, 74-1, 139-153.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) güney-güney-doğu'sunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi: TJK Bült., C. 26, 2, 167-177.

- Handford, C. R., 1982, Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene Continental sabkha-playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29, 239-253.
- Hardie, L. A. ve Eugster, H. P., 1971, The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, 16, 187-220.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. ve Walker, R. G., 1975, Depositional environments as interpreted from primary Sedimentary Structures and stratification sequences. Short Course Lecture Notes No: 2, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Tulsa, 86p.
- Hussain, M. ve Warren, J. K., 1989, Nodular and eutero-lithic gypsum: the "sabkhatization" of Salt Flat playa, West Texas. *Sediment. Geol.*, 64, 13-24.
- Jeffrey, D. ve Aigner, T., 1982, Storm sedimentation on the Carboniferous Limestones near Weston-Super-Mare (Dinantian, SW. England) in: "Cyclic and Event Stratification". Einsele, G. and Seilacher, W. (Eds.), Springer Verlag, 240-247.
- Kangal, Ö., ve Varol, B., 2000, Sivas Havzası Alt Miyosen istifinde havza kenarı fasiyesleri. *TPJD Bült.* 11, 1,31-53.
- Kazancı, N., 1979, Haramiköy konglomeralarının özellikleri (Nallıhan KD/Ankara). *TJK Bült.*, 22, 68-76.
- Kendall, A. C., 1984, Evaporites, in: *Facies Models*. R. G. Walker (Ed.), *Geosci. Reprint Series*, 1, 259-296.
- ve Warren, J. K., 1988, Peritidal evaporites and their Sedimentary assemblages. in: *Evaporites and Hydrocarbons*. C. Schreiber (Ed.), Columbia University Press, New York, 66-138.
- Kreisa, R. D. ve Moiola, R. J., 1986, Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated Sedimentary Structures of the Curtis Formation, Utah. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 381-387.
- Kurtman, F., 1961, Stratigraphie der Gipsablagerungen im Bereiche von Sivas (Zentral Anatolian). *MTA Dergisi*, 55,13-16.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve inranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı *MTA Derg.*, 80,1-32.
- Larsen, V. ve Steel, R. J., 1978, The Sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan-a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 37-59.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special referenece to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Maizels, J.K., 1989, Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jokulhlaup deposits : paleohydrology of Holocene Sediment sequences in southern Iceland sandur deposits . *J. Sedimen. Petrol.*, 59, 204-223.
- Miall, A. D., 1977, A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, v. 13, p. 1-62.
- Nemec, W. ve Steel, R. J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits, in: E. H. Koster and R. J. Steel (editors), *Sedimentology of Gravels and conglomerates*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 11,1-31.
- Poisson, A. M.; Guezou, J. C.; Öztürk, A.; İnan, S.; Temiz, H.; Gürsoy, H.; Kavak, K.ve Özden, S., 1996: Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *Int. Geol. Rev.* 38, 838-853.
- Ramos, A.; Sopena, A. ve Perez-Artucea, M., 1986, Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian ranges (Central Spain). *J. Sedimen. Petrol.*, 56, 862-875.
- Reineck, H. E. ve Singh, I. B., 1980, *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York.
- Ries, A. C., 1985, Geological appraisal of the Sivas Basin, Turkey. *Earth Sciences and Research Inst. Rep. No: ET/85/2 U. of Carolina*, 191 p.
- Rust, B. R., 1972, Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221-225.

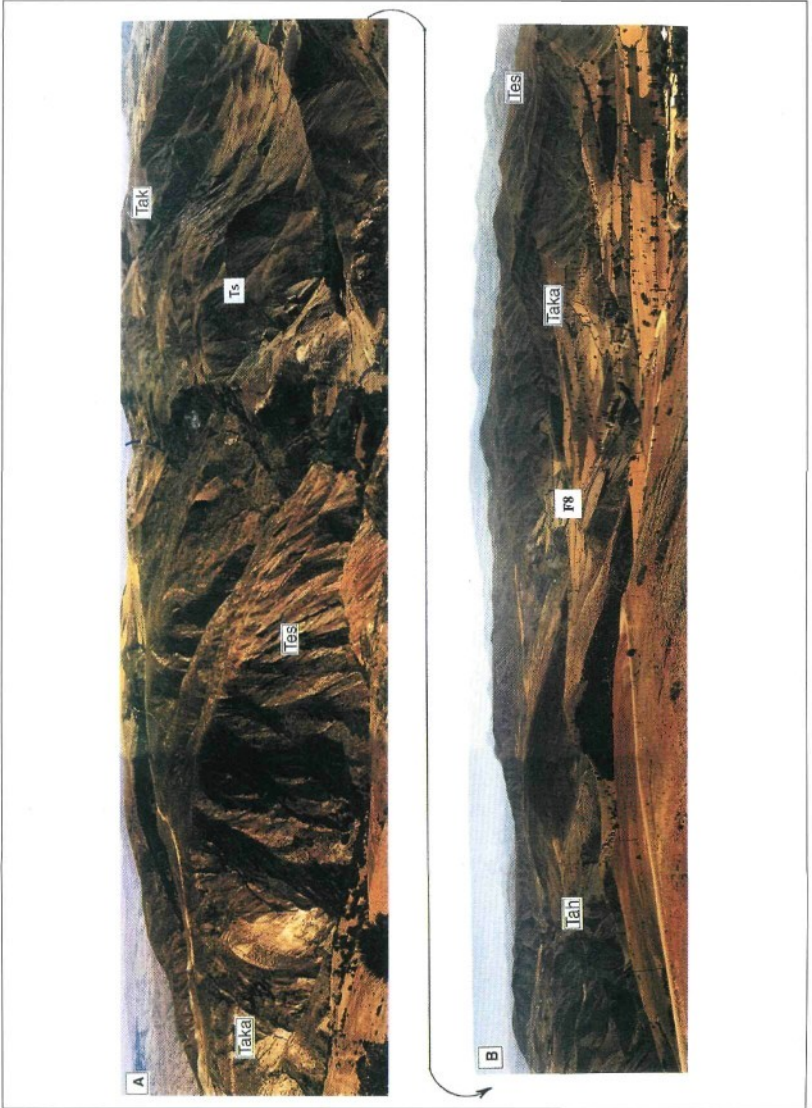
- Rust, B. R., 1978, Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*. Miall, A. D. (Ed.), Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 605-625.
- ve Koster, E. H., 1984, Coarse alluvial deposits, in: *Facies Models*. Walker, R.G. (Ed.). Geo Sci.Can. Reprint Ser. 1, 53-70.
- Schreiber, B. C. ve Decima, A., 1976, Sedimentary facies produced under evaporitic environments: a review. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 16, 11-126.
- , Friedman, G. M., Decima, A. ve Schreiber, E., 1976, Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23, 729-760.
- Shultz, A. W., 1984, Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Güller Formation, Western Colorado. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 759-772.
- Smith, G. A. , 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic Sediment: terminology and depositional process. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 1-10.
- Sümengen, M.; Ünay, E.; Saraç, G.; Brujin, H.; Terlemeç, I. ve Gürbüz, M., 1990, New Neogene rodent assemblages from Anatolia (Turkey): European Neogene Mammal Chronology, Plenum Press, 61-72.
- Şengör, A.M.C.; Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75:181-241.
- Temindi, J. H. J., 1981, Origin and sequences of Sedimentary Structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. in: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* S. D. Nio, R. T. E. Shuttenhelm and Tj. C. E. van Weering, (Eds.), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 5, 85-98.
- Todd, S. P., 1989, Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: Possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their Origin. *Sedimentology*, 36, 513-530.
- Varol, B. ve Kazancı, N., 1983, Üst Kretase yaşlı bir gelgit topluluğunun fasiyes özellikleri. *MTA Derg.*, 101/102, 14-19.
- Visser, M. J., 1980, Neap-springs cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits : a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- Waresback, D. B. ve Turbeville, B. N., 1990, Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 298-314.
- Warren, J. K., 1982, The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29, 211-244.

LEVHALAR

LEVHA-I

Şek. A- Zara güneyi Atkıran kesiti Miyosen istifii. Bindirme hattının hemen üzerinde Oligosen (Ts) jips ve bordo renkli kumtaşları ile üzerine uyumlu gelen Ağilkaya formasyonu Karayün üyesi (Tak). Bindirme hattının hemen altında ise, şekil B'de en üst kısmı oluşturan Eğribucak formasyonu Sekitarla üyesinin eş değeri olan akarsu kumtaşları görölmektedir. (Tes).

Şek. B- Yaklaşık 2.5 km, kalınlıktaki Miyosen istifinin tamamı ve sağ alt köşede de Atkıran köyü görölmektedir.



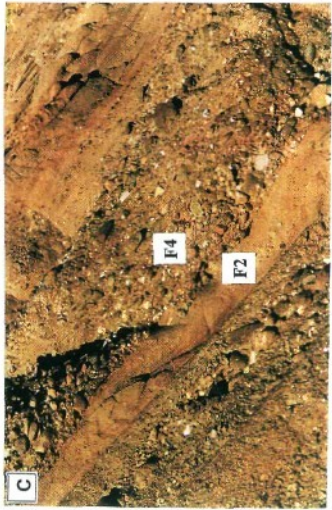
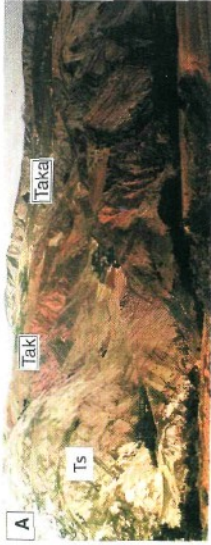
LEVHA-II

Şek. A- Ts: Oligosen jipsleri ve bordo renkli kumtaşları, Tak: Ağilkaya formasyonu
Karayün üyesi kumtaşı-çamurtaşı, Taka: Ağilkaya formasyonu
Karacaören üyesi sığ denizel birimler.

Şek. B- Karayün üyesini oluşturan konglomeratik istif.

Şek. C- Konglomeratik istif içerisinde görülen ve F4 fasiyes kodu ile tanımlanan tane destekli, organize konglomera, F2 fasiyes kodu ile tanımlanan kaba taneli kumtaşı.

Şek. D- F4 fasiyesini oluşturan konglomeratik istifin tipik kanal geometrilili görüntüsü.



LEVHA-III

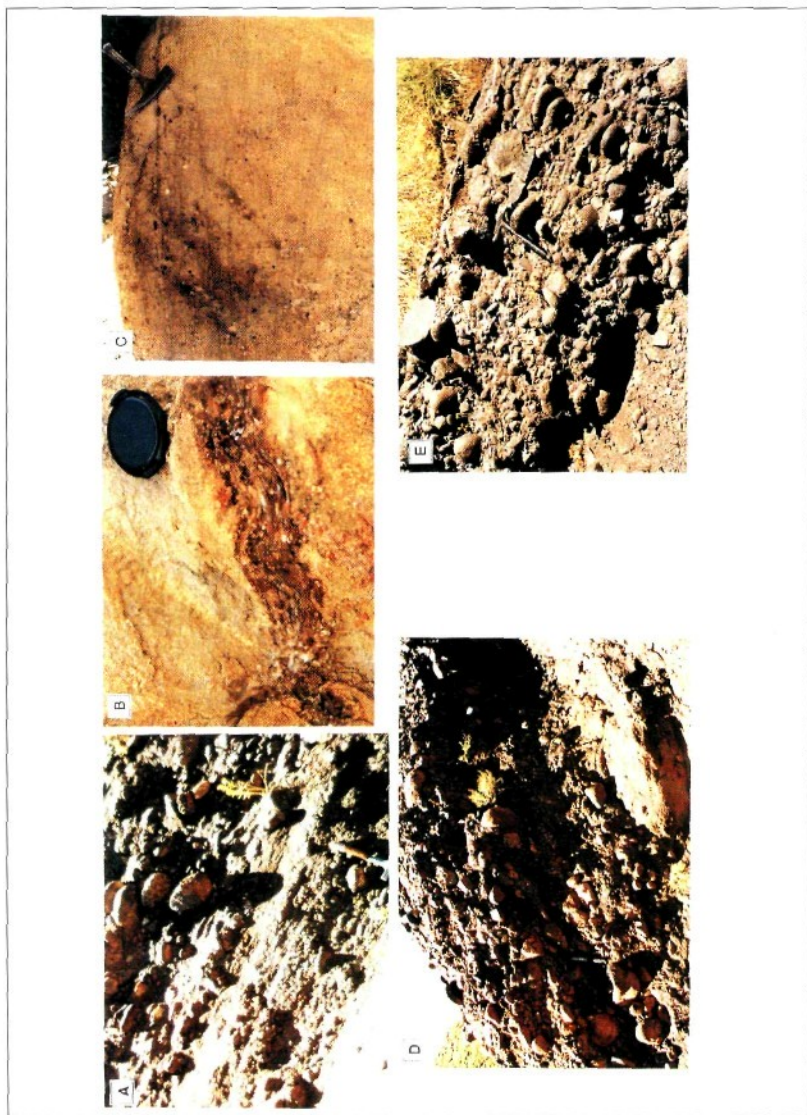
Şek. A, D ve E- Karayün üyesi (Tak) içerisindeki farklı fasiyeslere ait konglomeratik istifler görülmektedir.

Şek. B- F8 fasiyesi içerisinde görülen, kısmen oksitlenmiş bitki kökleri.

Şek. C- F8 fasiyesi kumtaşlarındaki çapraz tabakalı iç yapı.

Şek. D- F5 fasiyesi masif, matriks destekli konglomera.

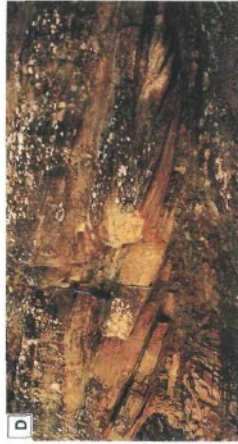
Şek. E- F4 fasiyes kodu ile tanımlanmış olan, tane destekli, organize konglomera.



LEVHA-IV

FS fasiyes kodu ile tanımlanmış olan kumtaşlarının görüntüleri.

- Şek. A- Yanal devamlılıkları birkaç yüz metre olan ve sigmoidal şekilli tabaka yapısı gösteren kumtaşı setleri.
- Şek. B- Setlerde görülen sigmoidal kıvrımlı bir tabakanın diğer tabakalar arasında kamalanmış yapısı. Ok ile gösterilen kısımda bitki köklerine zengin, laminali çamurtaşları görülmektedir.
- Şek. C- Ait kısımda kırmızı çamurtaşı, üstte de koyu yeşil renkli ve organik maddece zengin çamurtaşlarıyla birbirinden ayrılmış, birbirini üzerler durumdaki 3 adet sigmoidal set.
- Şek. D- Çok düşük açılarla yanal yönde birbirini üzerleyen 3 ayrı set.



LEVHA-V

Şek. A- F11 fasiyesini oluşturan, lagüner ortamda çökelmiş jipsler.

Şek. B- Şekil A'da görülen jipslerin yakın görünüşü, t: sıg su altı koşullarında çökelmiş tabakalı jipsler, n: su üstü koşullarda çökelmiş nodüler jips oluşumu, g: karbonat çamurundan oluşmuş geçiş zonu.

Şek. C- F10 fasiyesi içerisinde görülen ve yoğun pelecypoda kavkısı içeren, kondanse istiflerin de bazı özelliklerini gösteren, dolomitik bileşimli, kumlu kireçtaşı.

Şek. D ve Şek. E- F9 fasiyesine ait pelecypodali kumtaşı ve linyit mercekleri görülmektedir. Şekil E'de ok ile gösterilen seviyenin yakın görünüşü şekil D'de görülmektedir.

Şek. F- j: F11 fasiyesi tabakalı ve nodüler jipsler, s: F9 fasiyesi içerisindeki linyit mercekleri ve jips laminasyonları içeren Çamurtaşları.

