

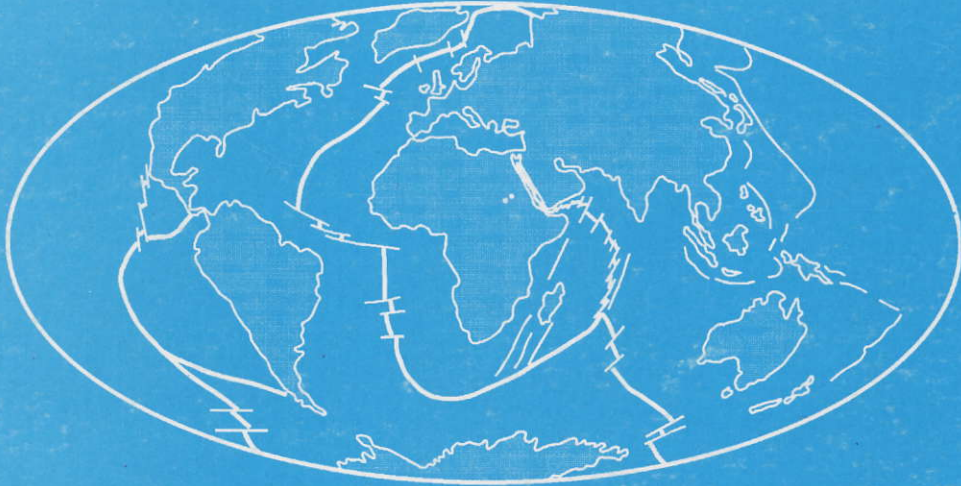


CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ A - YERBİLİMLERİ

Serie A - Earth Sciences



CİLT: 14 SAYI: 1 ARALIK 1997
VOL: 14 NO:1 DECEMBER 1997

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ A – YERBİLİMLERİ

ISSN 1016-7625

Serie A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Malatya graben havzası güney bölümünün stratigrafisi ve depolanma ortamları**
Stratigraphy and depositional environments of the southern part of the Malatya graben basin
..... Mehmet ÖNAL 1
- Karacalar (Sivas-Ulaş) barajı derivasyon tünelineki destekleme sisteminin RSR yöntemi ile seçimi**
Selecting the support category using the RSR method of the derivation tunnel of the Karacalar dam (Sivas-Ulaş)
..... Ahmet Turan ARSLAN, Ergun KARACAN 13
- İmranlı (Sivas) güneyinin stratigrafik özellikleri**
Stratigraphical characteristics of the southern İmranlı (Sivas)
..... Mehmet ALTUNSOY 21
- Çorum kuzeydoğusunda Armutlu formasyonunun (Alt-Orta Eosen) stratigrafik konumu, sedimentolojik özellikleri ve ekonomik önemi**
Stratigraphic position and sedimentological features and economical importance of the Armutlu formation (Lower-Middle Eocene) in the Northeast of Çorum
..... Zeki ATALAY 37
- Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları**
Central north Anatolian zeolite occurrences related to Eocene submarine volcanism in Turkey
..... Hüseyin YALÇIN 43
- Suğla Gölü (Konya) güneyinin stratigrafik özellikleri**
Stratigraphical characteristics of southern Suğla Lake (Konya)
..... Orhan ÖZÇELİK, Mehmet ALTUNSOY, Nazan YALÇIN 57
- Zara (Sivas doğusu) yöresindeki Sivas havzası Oligo-miyosen dolgusunun stratigrafisi ve ortamsal özellikleri**
Stratigraphy and depositional features of Oligo-Miocene infill of Sivas basin around Zara (East of Sivas)
..... Faruk OCAKOĞLU 71

CİLT: 14 SAYI: 1 ARALIK 1997
VOL: 14 NO:1 DECEMBER 1997

MALATYA GRABEN HAVZASI GÜNEY BÖLÜMÜNÜN STRATİGRAFİSİ VE DEPOLANMA ORTAMLARI

STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE SOUTHERN PART OF THE MALATYA GRABEN BASIN

Mehmet ÖNAL İnönü Üniversitesi, Maden Müh. Bölümü, Malatya

ÖZ : Malatya graben havzası, kuzey ve güneyden büyüme fayları ile çevrili, üçgen biçimli, tipik bir dağarası havza niteliği taşır. Havzayı çevreleyen Miyosen öncesi kaya birimleri Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı ve çeşitli şistlerden, Üst Kretase ve Eosen yaşlı fliş benzeri tortullardan ve kireçtaşlarından oluşur.

Genel olarak alüvyon yelpazesi, akarsu ve taşkın ovası ortamlarından oluşan havzanın güney bölümünün Orta Miyosen istifi, alttan üste doğru, yontemsiz olarak, Şeyhler, Sultansuyu ve Beyler Deresi formasyonlarına bölünmüştür. İncelenen kaya birimlerinin toplam kalınlığı 308 metredir. Şeyhler formasyonu, genel olarak taşkın ovası ortamını yansıtan, yeşil kilitaşı, kırmızı-kahverengi çamurtaşı, kahverengi kumtaşı ve yersel kumlu çakıltaşlarından oluşan çevrimsel tortul düzeylerden oluşmaktadır. Yörede bulunan ekonomik nitelikli linyit düzeyi (üst linyit) en fazla 4 m. kalınlıkta olup Şeyhler formasyonunun alt düzeyinde yer alır. Sultansuyu formasyonu, genel olarak akarsu ve taşkın ovası ortamını yansıtan yeşil kilitaşı, ak renkli killi kireçtaşı, kırmızı-kahverengi çamurtaşı, kahverengi kumtaşı ve çakıltaşlarından yapılmış çevrimsel tortul düzeylerinden oluşmuştur. Beyler Deresi formasyonu, alüvyal yelpaze ortamını simgeleyen, kırmızı renkli çamurtaşı ve kumtaşı arakatmanlı çakıltaşlarından oluşur. Formasyon üste doğru kabalaşan ve katman kalınlığı artan az belirli çevrimsel tortul düzeylerden oluşur. Formasyonlar birbiriyle yanal ve düşey geçişli, Şeyhler formasyonu altındaki Parçikan formasyonu ile düşey geçişli olup, tüm birimler temel kayalarını açılı uyumsuz olarak üstlerler. Yersel olarak da Sultansuyu formasyonu Parçikan formasyonunu paralel uyumsuz olarak örter. Havzanın güneyini dolduran tortulların yanal ve düşey yönde gösterdiği litofasiyes değişimleri, depolanma ortamlarının dağılımı ve geometrik özellikleri, Malatya graben havzasının güney bölümünün tortullaşmayla yaşit normal fayların kontrolünde geliştiğini göstermektedir. Üste doğru kabalaşan çevrimsel tortullar da bu faylarla ilgili olabilir.

ABSTRACT : Triangular shaped Malatya graben basin, formed by growth faults in the north and south, has a typical inter-mountain basin character. Pre Miocene rock units limited the basin, are composed generally of limestone and schists of Permo-Carboniferous with flysch like sediments and carbonate rocks of Upper Cretaceous and Eocene.

Middle Miocene sequence which is situated in the southern part of the basin was generally occurred in the alluvial fan, fluvial and mud flat environments. The sequence of the Middle Miocene, from bottom to top, in ascending order, has been divided into Şeyhler, Sultansuyu and Beyler Deresi formations. The total deposit thick of the rock units which were investigated is 308 meters. Şeyhler formation which is represented by green claystone, red-brown sandstone and locally sandy conglomerate, which generally indicate mud flat environment, is made up of cyclothem. The lignite horizon (upper lignite) which is economic value, which is located within the lower part of the Sultansuyu formation is up to 4 meters. Sultansuyu formation which is represented by white clayey limestone, brown-green claystone, red-brown mudstone, brown sandstone and conglomerate, which are characterised by fluvial and mud flat environments, is made up of cyclothem. Beyler Deresi formation which is represented by red conglomerate with red mudstone, and sandstone interbeds, which are characterised by alluvial fan environment, is consisted generally of alternating coarsening-upward cyclothem. The lateral and vertical lithofacies changes, the distribution of the depositional environments and geometric features of the sediments which were deposited within the southern part of the basin, it is indicated that sediments in the southern part of the Malatya graben basin is controlled by the growth faults. Coarsening-upward cyclothem are controlled by these faults.

GİRİŞ

Malatya graben havzası, Permo-Karbonifer yaşlı, Malatya metamorfileri, Üst Kretase ve Eosen yaşlı tortul kayalar ile yapısal sınırlarla çevrilidir. Havza yaklaşık 734 m. kalınlıkta Miyosen yaşlı volkano-sedimanter kayaları içeren, faylarla sınırlı, üçgen biçimli, yaklaşık 3500 km² kapsayan geniş bir havzadır (Şekil 1). İncelenen alan bu graben havzasının güney bölümünde 588 km² alanı ve 308 m. kalınlıkta sedimanter bir istif kapsar.

Havza ekonomik bakımdan küçümsemeyecek kadar linyit, jips ve kil içermesine karşın, jeolojik çalışmalar azdır. Havzanın kuzey bölümü stratigrafi, ekonomik potansiyel ve yapısal amaçlı olarak Karaman ve diğ. (1993) ve Önal (1995) tarafından incelenmiştir. Önal (1995) havzasının kuzey bölümünün siğ denizel şelf kireçtaşları ile başlayıp üste doğru karasal ve görsel tortullarla devam eden bir istif içerdiğini, Alt ve Orta Miyosen yaşlı bu tortulların tortullaşmayla yaşıt faylarla kontrol edildiğini ve Üst Miyosen'de ortaya çıkan sıkıştırmaya türü tektonik bir rejim ile havzanın kapandığını belirtir.

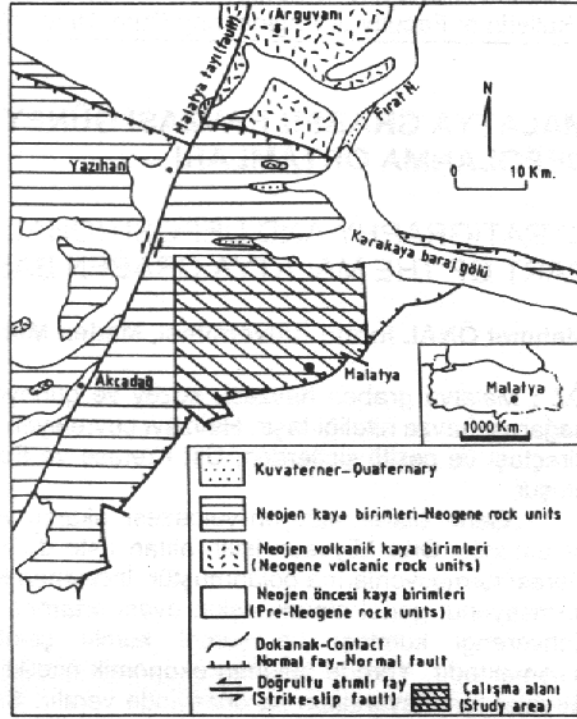
Çalışma bölgesi yakın çevresindeki Neojen tortulların ve Neojen öncesi temel kayaların tektono-stratigrafik özellikleri, ekonomik potansiyeli ve hidrojeolojisi önceki yıllarda bir çok araştırmacı tarafından (Baykal, 1966; Aktimur, 1979; Gözübol ve Önal, 1986; Önal ve diğ., 1986; Önal, 1989; Önal ve diğ., 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz, 1992 ve Önal ve Gözübol, 1992) araştırılmıştır.

Bu çalışma, Malatya graben havzasının güney bölümündeki linyit içeren tortulların ayrıntılı stratigrafik özelliklerinin saptanması ve depolanma ortamlarının belirlenmesi amaçlamaktadır.

Bu amaçla, havzanın güney kesiminde 1/25.000 ölçekli jeolojik harita alımı, elverişli yerlerde stratigrafik kesit ölçümü yapılmış, sondaj verileri ile bu kesitlerin korelasyonları ve derlenen örneklerin palinolojik analizleri sonuçlandırılmıştır.

STRATİGRAFI

İncelenen alan, Malatya graben havzası güney bölümünde yer alır ve Orta Miyosen yaşlı kaya birimlerini içerir. İncelenen birimlerin kırıntılı tortulları, havzanın güneyinde bulunan Permo-Karbonifer yaşlı Malatya metamorfiklerinden, Üst Kretase yaşlı Gündüzbey grubundan ve Eosen yaşlı Yeşilyurt grubundan türemiştir. Kaya birimleri başlıca kilitaşı, killi kireçtaşı, çamurtaşı, kumtaşı ve çakiltaşından



Şekil 1. Malatya graben havzasının tektonik konumu ve çalışma alanının yeri.

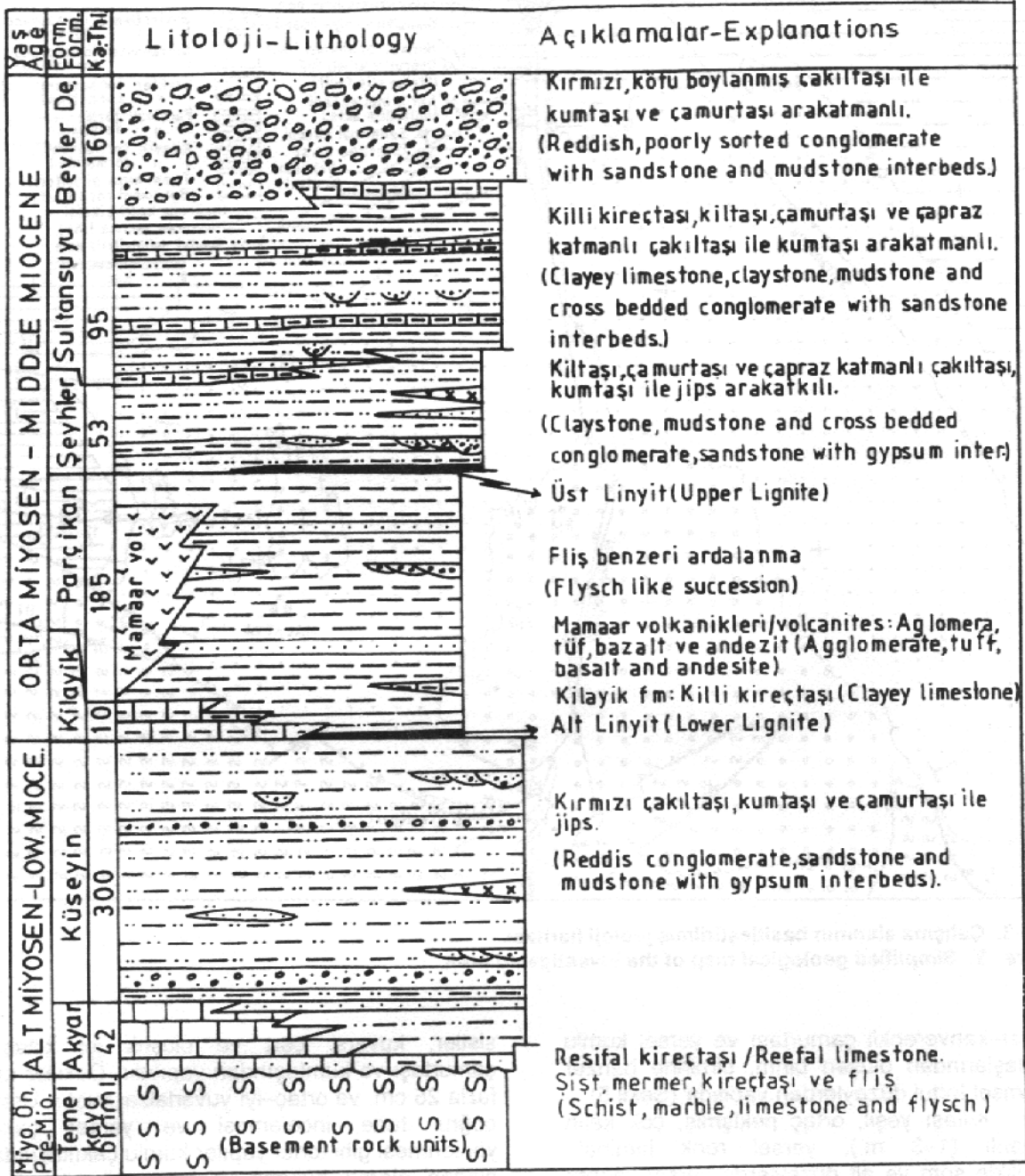
Figure 1. Tectonic setting of the Malatya graben basin and location of the study area.

yapılı ve genel olarak çevrimsel tortullardan oluşmuştur. Formasyonlar genellikle yanal ve düşey yönde girik olan litofasiyes sınırlarıyla birbirinden ayrılmışlardır. İncelenen birimlerin toplam tortul kalınlığı 308 metreye ulaşır (Şekil 2).

Orta Miyosen istifi, egemen litoloji özelliklerine dayanarak formasyon aşamasında, yöntemsiz olarak ve ilk kez, 3 kaya birimine ayrılmıştır: 1. Şeyhler formasyonu, 2. Sultansuyu formasyonu, 3. Beyler Deresi formasyonu. Yörede saptanan bu kaya birimleri için öngörülen zaman bölümleri Şekil 2'de, ayırdedilen kaya birimlerinin jeolojik konuları ve yayılımları jeoloji haritası Şekil 3'de ve ayırdedilen kaya birimleri ve yanal yöndeki stratigrafi ilişkileri Şekil 4'de sunulmuştur.

Şeyhler formasyonu

Tanım ve Dağılımı : Genelde kilitaşı, çamurtaşı, kumtaşı ve kumlu çakiltaşından oluşan birim, Karakaya baraj gölünün güney kıyılarında, Şahnahan Deresi, Şeyhler köyü ve Sultansuyu çayının kuzeydoğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 3).



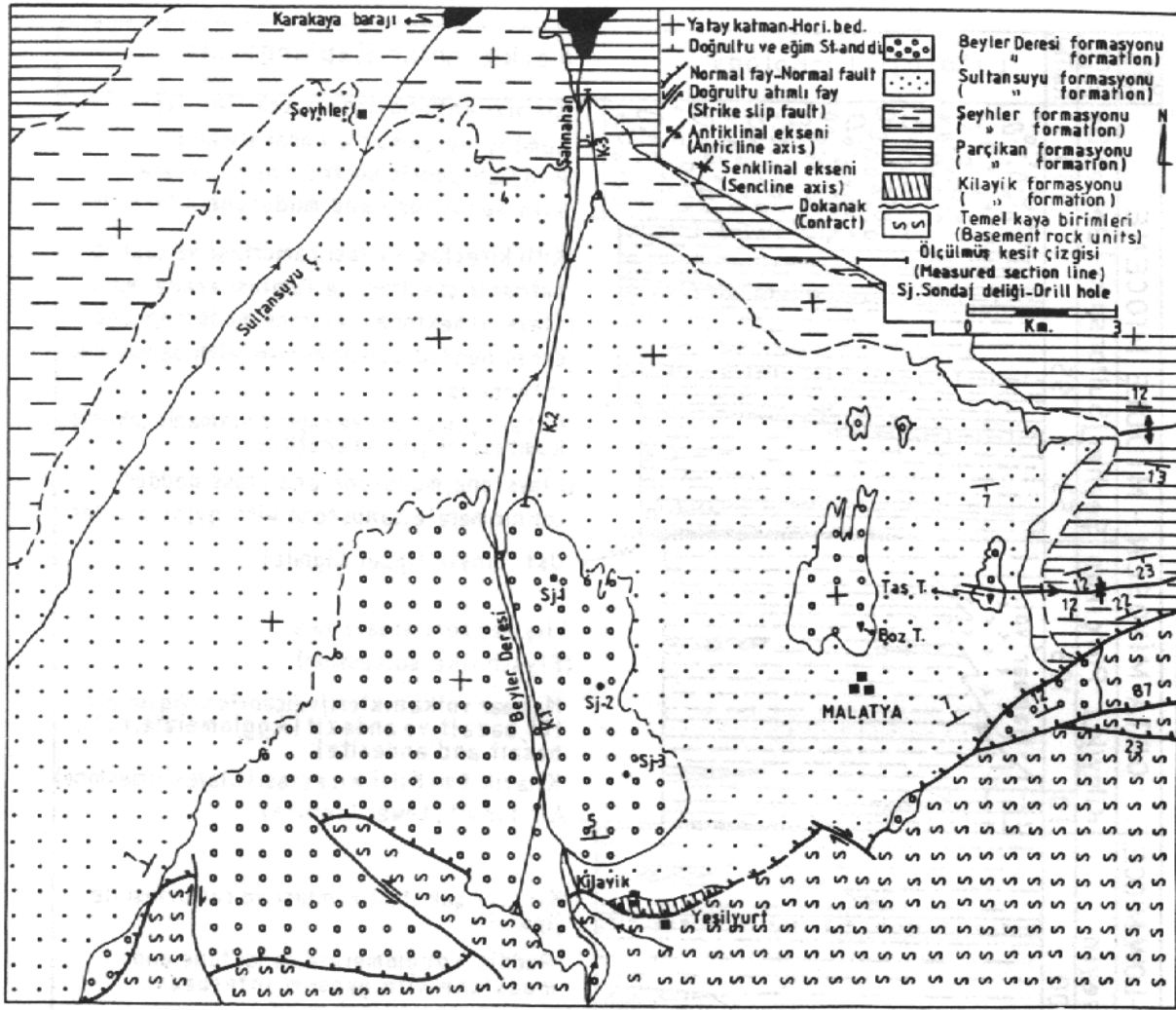
Şekil 2. Malatya graben havzasının kuzeyden güneye orta bölümünün genelleştirilmiş bileşik stratigrafik kesiti.

Figure 2. Generalized composite stratigraphical section of the middle part from north to south of the Malatya graben basin.

Adlama : Birim adını, çalışma alanının kuzeybatısında bulunan Şeyhler köyünden almıştır (Şekil 3). Eşanlamlısı kısmen Önal (1995) tarafından adlanan ve havzanın kuzeyinde bulunan Boyaca formasyonudur. Şeyhler köyü ve çevresi birimin litolojisinin daha

iyi temsil edilmesinden dolayı, burası tip yer olarak kabul edilmiştir.

Tip Kesit ve Litoloji : Tip kesit Şahnahan Deresi'nin doğu kenarı boyunca ölçülmüştür (Şekil 3 - K. 3). Birim bölgesel ölçekte önemli bir litoloji değişimi göstermez. Yeşil kiltası,



Şekil 3. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 3. Simplified geological map of the investigated area.

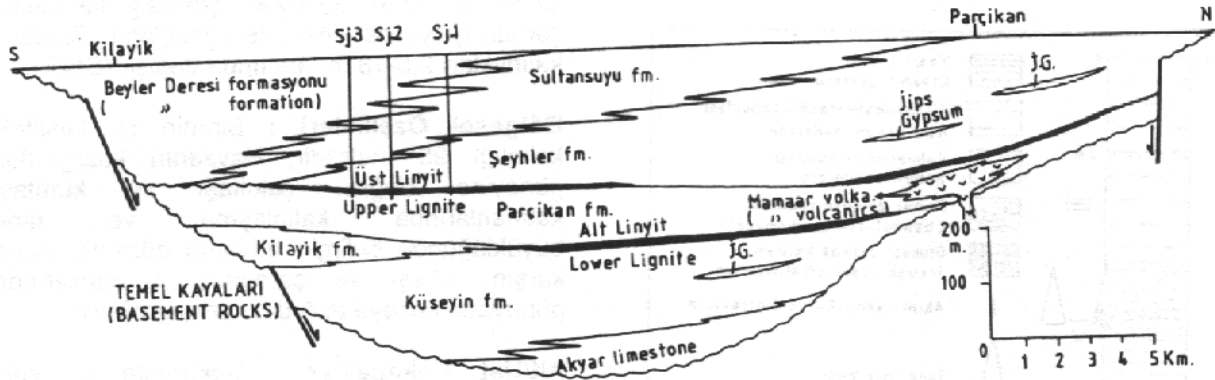
kırmızı-kahverenkli çamurtaşı ve yersel kumlu çakıltaşlarından oluşan birim, birbirine benzer çevrimsel tortul düzeylerden yapıldır (Şekil 5).

Kiltaşları yeşil, ortaç pekişmiş, çok kalın katmanlı (1-3 m.), yersel renk laminalı, genellikle som ve alt düzeylerde yersel yaprak ve bitki parçalarından oluşmuş kömür izleri içerir. Çamurtaşı kırmızı-kahverenkli, ortaç pekişmiş, çok kalın katmanlı (1.20-7.5 m.), yersel renk laminalı ve çamur çatlaklıdır. Kumtaşı kahverenkli, ortaç-iyi pekişmiş, ince-kalın katmanlı (20-140 cm.) ve yanal yönde inceli kalınlaşma gösterir. Üste doğru tane incelemesi ve teknesi çapraz katman olağan tortul yapılarıdır. Kumlu çakıltaşı çeşitli renklerde, ortaç-iyi pekişmiş ve kalın katmanlıdır (140-160 cm.). Katman kalınlıkları güneye doğru kalınlaşır. Çakıl bileşenler, temel kayalarından türeme kireçtaşı, mermer, çeşitli

şistler, kuvars, çört ve oluşuk içi kıltaşı, çamurtaşı ve kumtaşından yapıldır. Çakıllar en fazla 25 cm. ve ortaç-iyi yuvarlaklaşmıştır. Üste doğru tane incelemesi ve yersel çakıl yönelmesi gibi tortul yapılar kumlu çakıltaşıyla olağan olarak bulunur. Katman alt yüzeyleri oygu-dolgu ve yük yapıldır.

Üste doğru incelen çevrimsel tortul düzeylerin kalınlıkları 9-10 m. arasında olup yanal yönde kalınlık değişimi gösterir.

Bölgesel Özellikleri : Birimin tip kesitteki kalınlığı 53 metredir. Ancak, çalışma alanının doğusunda 10 m. ve kuzeybatısında 120 metreye ulaşan birim, havzanın kuzeyinde ve Parçikan köyü dolayında, tabanda 10-20 cm. kalın linyit ile başlar ve üste doğru yersel jips ve killi kireçtaşı arakatıkları içerir (Şekil 8-K.4). Kumlu çakıltaşları kanal dolgusu şekilli olup,



Şekil 4. Malatya graben havzasının kuzeyinden güneye orta bölümünde ayırddedilen Miyosen yaşlı kaya birimlerinin yanal yöndeki stratigrafi ilişkileri. Havza enine kesiti sondaj ve ölçülmüş kesitlere göre yapılmıştır. Sj : Sondaj deliği.

Figure. 4. The lateral stratigraphic relations of the Miocene rock units in the middle part from north to south of the Malatya graben basin. Cross section is based mainly on borehole and measured section results. Sj : Drill hole.

kuzeyden güneye doğru kalınlıkları ve tane büyüklükleri artar.

Alt/Üst Dokanaklar : Dokanağa ait tipik görünüler Şahnahan Dere'de ve çalışma alanının dışında ve kuzeyindeki Parçikan köyünde bulunur. Birimin alt dokanağı, Parçikan köyünde 10-20 cm. kalın linyit düzeyi ile, Şahnahan Dere'de ise kömürleşmiş yaprak ve bitki izleri taşıyan düzey ile başlar. Formasyon alttaki Parçikan formasyonunu uyumlu olarak üstler, Sultansuyu ve Beyler Deresi formasyonları ile yanal ve düşey geçişlidir. Bu dokanaklar litofasiyes sınırlarına karşılık gelir (Şekil 4 ve 8).

Yaşı : Birimin alt düzeylerinde yer alan linyitlerde F.Akgün (D.E. Üniv., İzmir) tarafından Orta Miyosen'e ait aşağıda belirtilen spor ve pollen fosilleri saptanmıştır.

Tricolporopollenites pacatus PF. in TH. et. PF., **T. Megaexactus** (R. Pot) TH. et. PF., **T. Sp.**, **Laevigatasporites haardi** (R. Pot et. Ven). TH. et. PF., **Pityosporites microalatus** (R. Pot) TH. et. PF., **Monoporopollenites gramineoides** MEYER, **Triatriporopollenites carypheys** (R. Pot) TH. et. PF., **Triporopollenites simpliformis** (PF. et. TH. in TH. et. PF.) **Subtrioporopollenites simplex** (R. Pot) TH. et. PF. ve **Polyporopollenites undulosus** (Wolf) TH. et. PF.

Bu fosillerin dışında yaş vermeyen ostrakot kırıntıları saptanmıştır.

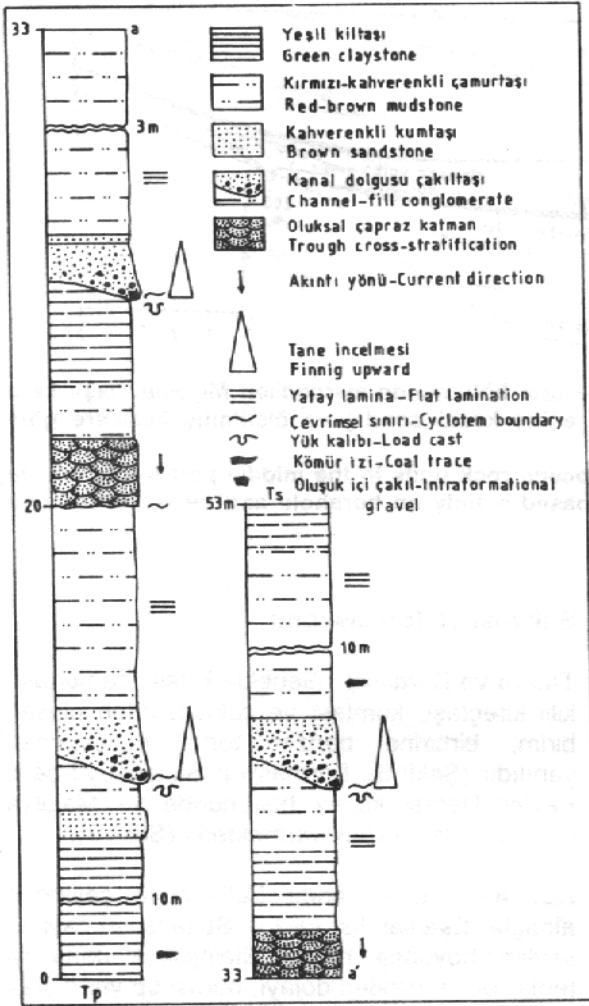
Sultansuyu formasyonu

Tanım ve Dağılımı : Genelde kiltası, çamurtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşıdan oluşan birim, birbirine benzer tortul düzeylerden yapıldır (Şekil 6). Formasyon Sultansuyu çayı, Beyler Deresi kuzey bölümünde ve Malatya dolaylarından yüzlek vermektedir (Şekil 3).

Adlama : Birim adını Sultansuyu çayından almıştır. Eşanıamlısı yoktur. Sultansuyu çayının sevleri boyunca birimin litolojisinin daha iyi temsil edilmesinden dolayı, burası tip yer olarak kabul edilmiş ve Birim Sultansuyu formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 3).

Tip Kesit ve Litoloji : Birimin alt ve üst dokanaklarının iyi görüldüğü ve tüm kalınlığın örtüsüz temsil edildiği, Beyler Deresi'nin kuzey devamında ölçülmüştür (Şekil 3 - K.2 ve 6). Formasyon, tabanda killi kireçtaşı ile başlar ve üste doğru çevrimsel tortul düzeylerden yapıldır. Birimin kaya türü özellikleri bölgesel ölçekte önemli bir değişiklik göstermez.

Kiltası kahverengi-yeşil, ortaç pekişmiş, çok kalın katmanlı (1.5-2.5 m.) ve yersel düzlemsel laminalıdır. Killi kireçtaşı beyaz (ak) renkli, iyi pekişmiş, ince-orta kalın katmanlı (20 cm.-3 m.) ve yanal yönde inceliyor kalınlaşır. Yersel çört yumruları ve ostrakot kırıntıları içerir. Çamurtaşı kırmızı-kahverenkli, ortaç pekişmiş, kalın ve çok kalın katmanlı (2-4 m.) ve yersel düzlemsel laminalıdır. Kumtaşı kahverenkli, ortaç-iyi pekişmiş ve ince-çok kalın katmanlıdır (30-230 cm.). Üste doğru tane incelemesi, düzlemsel ve teknesmi çapraz



Şekil 5. Şeyhler formasyonunun tip kesiti (kesit yeri için Şekil 3'e bakın). Tp: Parçikan fm., Ts: Sultansuyu fm.

Figure 5. Type section of the Şeyhler formation (see Fig. 3 for section location). Tp: Parçikan fm., Ts: Sultansuyu fm.

katmanlanma kumtaşında görülen olağan yapılarıdır. Çakıltaşı kırmızı-kahverenkli, orta-iyi pekişmiş, çok kalın katmanlı (1.5-4.5 m.), katmanlar güneye doğru kalınlaşır ve yanal yönde incilir. Bileşenler temelden türeme kuvars, çeşitli şistler, çört, mermer ve kireçtaşından yapıldır. Çakıllar farklı büyüklükte ve en fazla 25 cm., orta-köşeli, kötü boylanmış, yersel tane değimli ve kum desteklidir. İç yapı düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlı, üste doğru tane incelmeleri ve yersel çakıl yönelmelidir. Çakıltaşı katmanlarının alt yüzeyleri oygu-dolgu ve yük yapıları, üste doğru ise kumtaşına derecelenir.

Çevrimsel tortul düzeyler, çakıltaşı ile başlar çamurtaşı ya da kilitaşı ile sonuçlanır. Bunların kalınlıkları 2,5-18 m. arasında değişir (Şekil 6).

Bölgesel Özellikleri : Birim tip kesitteki kalınlığı 95 metredir. Havzanın kuzeyinden güneyine doğru, çakıltaşı ve kumtaşı katmanlarında kalınlaşma ve tane büyüklüğünde belirgin bir artış gözlenir. Buna karşın, kilitaşı ve çamurtaşı katmanlarında güneyden kuzeye doğru bir artış gözlenir.

Alt/Üst Dokanaklar : Dokunağa ait tipik görüntüler, tip kesitin ölçüldüğü Beyler Deresi kuzey devamında yer alır (Şekil 3 - K. 2.) Birimin alt dokanağı killi kireçtaşı ile başlar. Düşey yönde, dokanak boyunca, yeşil renkli kilitaşları, kahverenkli-yeşil olabilmektedir. Yanal yönde ise özellikle kireçtaşı ve çakıltaşı katmanları alttaki Şeyhler formasyonu kaya türleri ile giriklik gösterir. Bu veriler, Sultansuyu ve Şeyhler formasyonları arasındaki dokanağın litofasiyes sınırı olduğunu belirtir. Kilayık köyü dolayında, Sultansuyu formasyonu Parçikan formasyonunu paralel uyumsuzlukla üstler. Malatya güneyinde ise temel kayaları ile sınırı faylıdır.

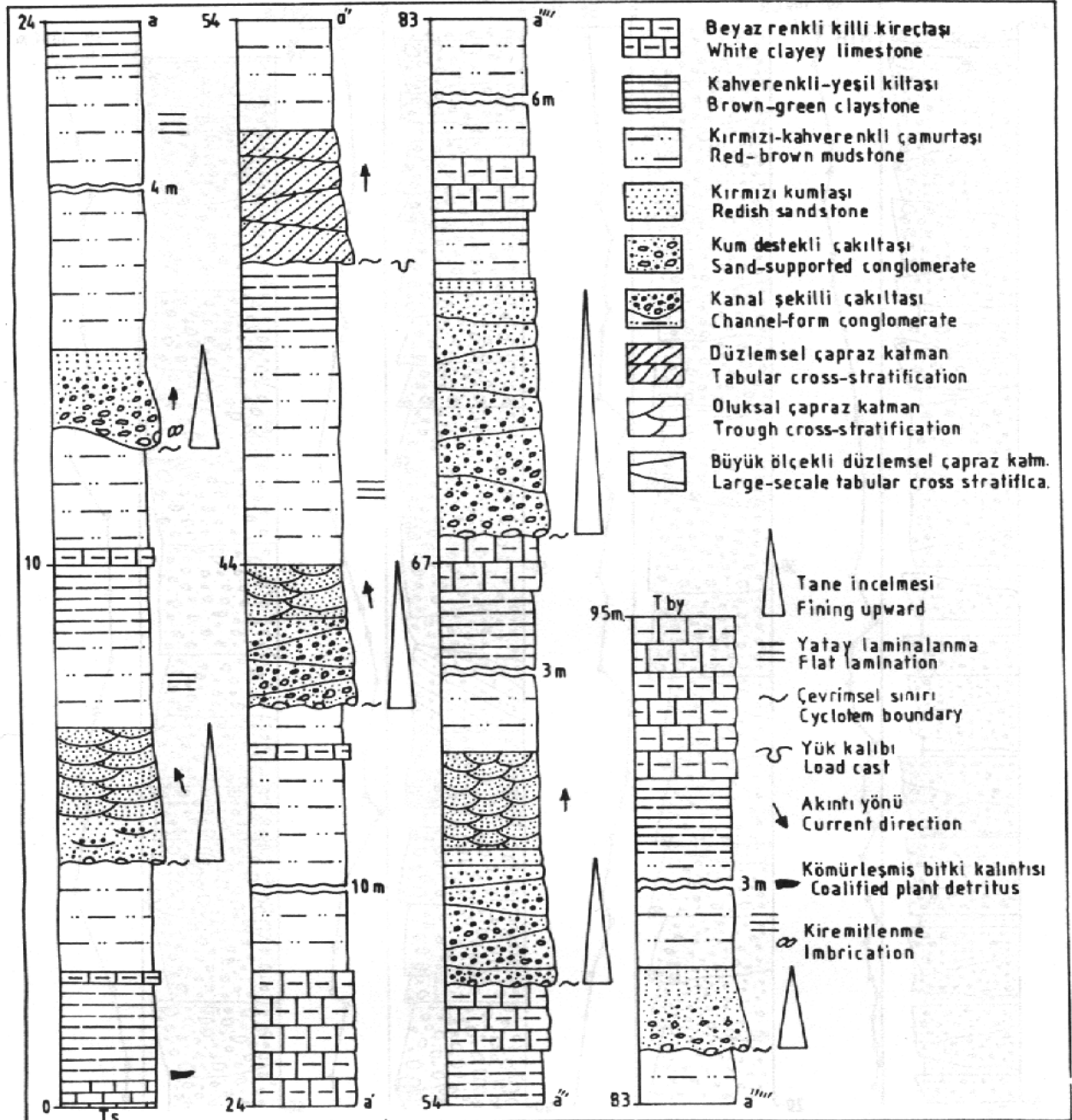
Yaşı : Kireçtaşı örneklerinde ostrakot kırıntıları saptanmıştır. Ancak, birimde yaş verecek fosil bulunamamıştır. Şeyhler formasyonu ile Sultansuyu formasyonunun yanal ve düşey stratigrafik ilişkisi gözetildiğinde, Sultansuyu formasyonu Orta Miyosen yaşında olabilir.

Beyler Deresi formasyonu

Tanım ve Dağılımı : Birim bloktaşı ve çakıltaşı ile yersel kumtaşı ve çamurtaşı arakatmanlarından yapıldır. Birime ait görünüler Beyler Deresi'nin güney bölümünde, Boztepe, Taştepe ve havzanın kenar fayları boyunca yayılım gösterir. Yersel olarak da büyüme faylarının üzerinde ve güneyinde yamalar şeklinde bulunur (Şekil 3).

Adlama : Birim ismini Beyler Deresi'nden almıştır (Gözübol ve Önal, 1986). Eşanlamısı yoktur. Birim litolojisinin daha iyi temsil edilmesinden dolayı, Beyler Deresi tip yer olarak kabul edilmiştir (Şekil 3).

Tip ve Kesit ve Litoloji : Bu çalışmada, tip kesit adını aldığı ve tipik görünülerinin bulunduğu Beyler Deresi'nin güney bölümünde ölçülmüştür (Şekil 3 - K. 1 ve 7).

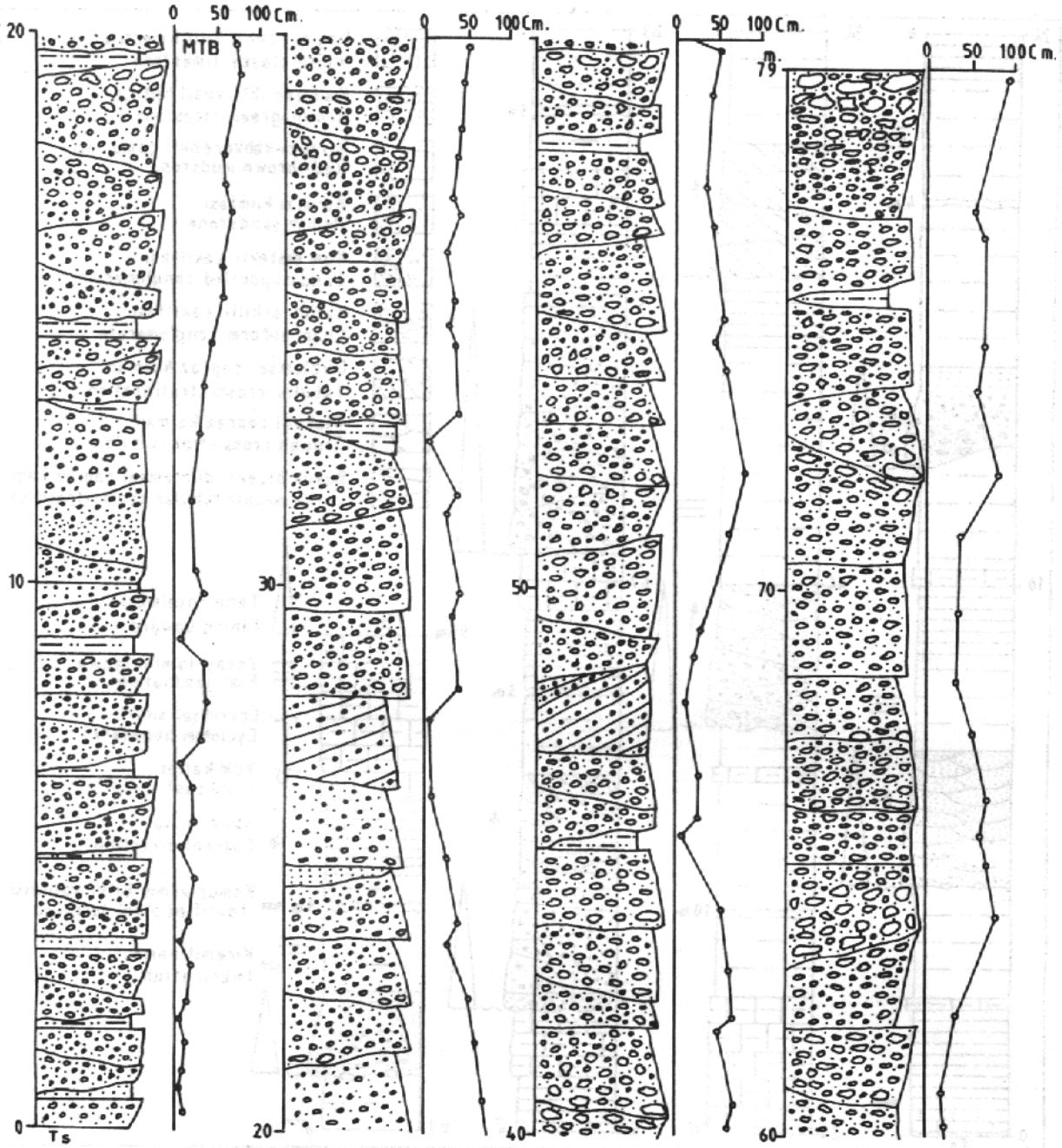


Şekil 6. Sultansuyu formasyonunun tip kesiti (kesit için Şekil 3'e bakın). Tş: Şeyhler fm., Tby: Beyler Deresi fm.

Figure 6. Type section of the Sultansuyu formation (see Fig. 3 for section location). Tş: Şeyhler fm., Tby: Beyler Deresi fm.

Birimin egemen bileşimi olan çakıltaşları, genellikle koyu kırmızı, kötü boylanmış ve orta ile çok kalın düzensiz katmanlıdır. Bileşenler temelden türeme, yersel tane destekli olup, kum ve çamurdan oluşan ara madde kapsar. Bileşenler bolluk derecesine göre kireçtaşı, mermer, çeşitli şistler, kuvars ve

kumtaşından oluşur. Taneler çakıl ile blok arası büyüklük sınırı içinde olup genellikle köşeli, yarı köşeli ve yuvarlaktır. Kaba kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan arakatmanlar ve bloklu düzeyler çakıltaşı kesiti içinde yersel olarak bulunur. Kumtaşı ve çamurtaşları istifin alt, bloklar ise istifin üst bölümünde yer alır.



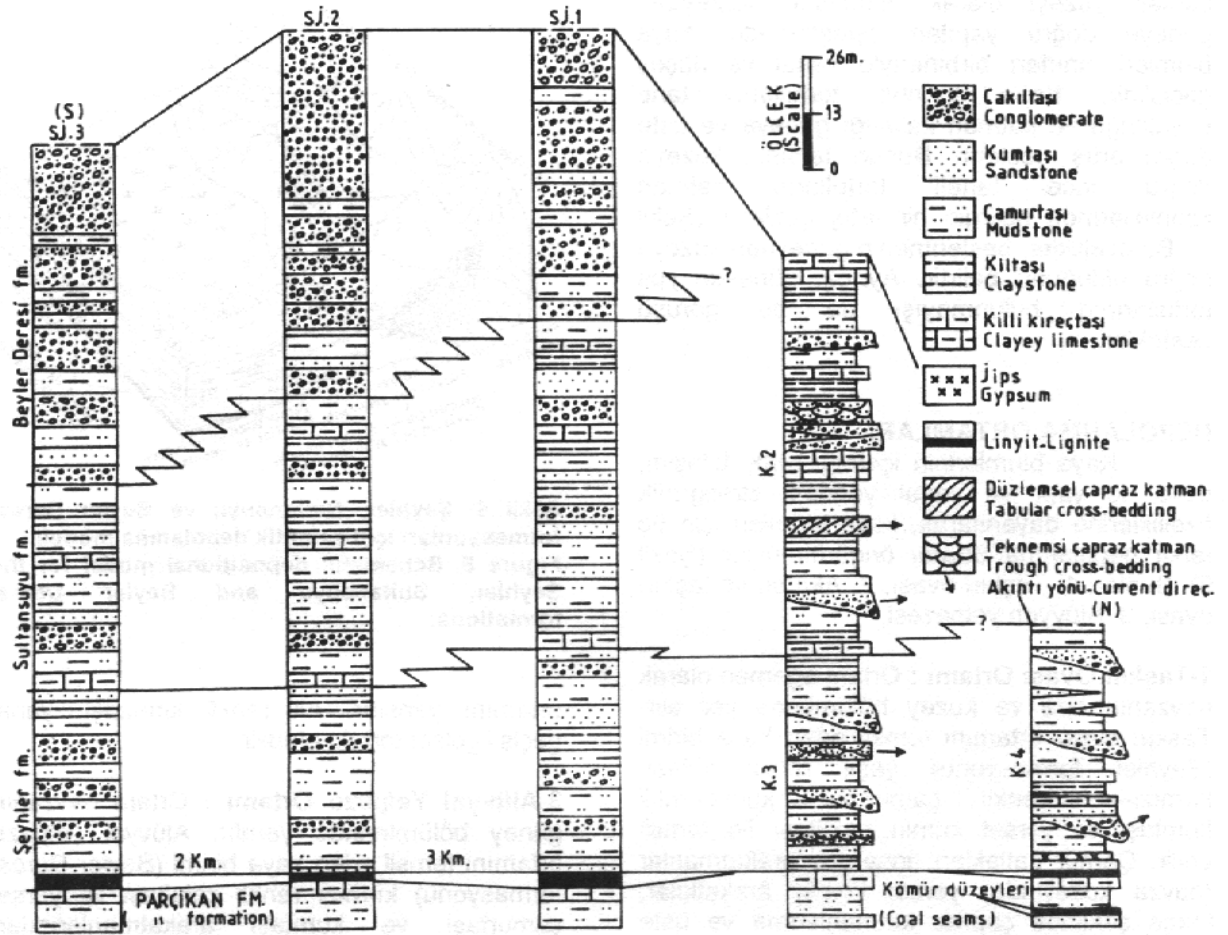
Şekil 7. Beyler Deresi formasyonunun tip kesiti (kesit yeri için Şekil 3'e bakın). Ts: Sultansuyu fm. MTB: Maksimum tane büyüklüğü.

Figure 7. Type section of the Beyler Deresi formation (see Fig. 3 for section location). Ts: Sultansuyu fm. MTB: Maksimum grain size.

Üste doğru tane kabalaşması, büyük ölçekli düzlemsel çapraz katmanlanma ve yersel tane dizilimi gibi tortul yapılar görülür (Şekil 7).

Bölgesel Özellikleri : Birim üste doğru kabalaşan ve az belirli ardalanma gösteren, benzer bileşim ve doku özelliği gösteren

çevrimsel tortul düzeylerden yapıdır (Şekil 7). Güneyden kuzeye doğru, hem tane boyu küçülür hem de katman kalınlığı belirgin biçimde inceler. Formasyon havza kenarına doğru daha geniş yayımlıdır. Havzanın temel ile faylı güney sınırından kuzeye gittikçe, katman eğimi yataylaşır. Bu özellikler, Beyler



Şekil 8. Malatya graben havzasının farklı kesimlerine ait ölçülmüş ve sondaj kesitlerinin Eşleştirilmesi. Sj: Sondaj kesitleri, K: Ölçülmüş kesitler.
Figure 8. Correlation of the measured and drill sections in the different parts of the Malatya graben basin. j: Drillsections, K: Measured Sections.

Deresi formasyonunun büyüme fayı kontrolünde biçimlendiğini açıklar.

Alt/Üst Dokunaklar : Dokunağa ait tipik görünümler, tip kesitin ölçüldüğü Beyler Deresi güney bölümünde yer alır (Şekil 3 – K. 1). Birimin alt dokunağı alttaki Sultansuyu formasyonuna ait killi kireçtaşı ve kilitaşının bitiminden itibaren başlar ve Şeyhler ve Sultansuyu formasyonları ile yanal ve düşey geçişlidir. Formasyon havzanın güneyinde ve Kılalık köyü dolayında ise temel kayalarını açılı uyumsuz olarak örter (Şekil 3 ve 4). Birime ait tortullar, havzanın güneyini sınırlayan büyüme fayının kuzeyinde ani kalınlık artışları, güneyinde ise ince yamalar şeklinde bulunur.

Yaşı : Birimde yaş verecek fosil bulunamamıştır. Ancak, Şeyhler formasyonu, Sultansuyu formasyonu ve Beyler Deresi

formasyonu arasındaki stratigrafi ilişkileri gözetildiğinde, Beyler Deresi formasyonunun yaşı Orta Miyosen olabilir (Şekil 4).

KAYA BİRİMLERİNİN KORELASYONU

Malatya graben havzası, kuzeybatı-güneydoğu ve kuzeydoğu-güneybatıdan büyüme fayları ile sınırlanmış ve Miyosen öncesi kaya birimleri tarafından kuşatılmış üçgen biçimli bir dağarası havza niteliği taşır (Şekil 1). Havza, batıda doğrultu atımlı bir fayla kesilir.

Havzanın güney ve kuzeyinde ayırılan kaya birimlerine ait ölçülmüş kesitlerden ve sondaj verilerinden yararlanarak çökeltme ortamlarının yanal ve düşey yöndeki litolojik değişimleri, kaya birimleri ve yanal yöndeki stratigrafi ilişkileri Şekil 8'de verilmiştir. Birimlerin eşleştirilmesinde kömür düzeyi eş-

zaman yüzeyi olarak alınmıştır. Kuzeyden güneye doğru yapılan eşleştirmede, kaya birimleri sınırları birbirleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Kaba kırıntılı tortulların tane büyüklüğü ve katman kalınlığı güneye ve üste doğru artış gösterir. Bunun tersine, kuzeye doğru ince taneli tortulların katman kalınlıklarında belirgin bir artış gözlenir (Şekil 8). Bu özellikler, beslenmenin güneyden kuzeye doğru olduğunu belirtir. Ayrıca, güneyde jips tortullarının bulunmayışı da bu görüşü destekler.

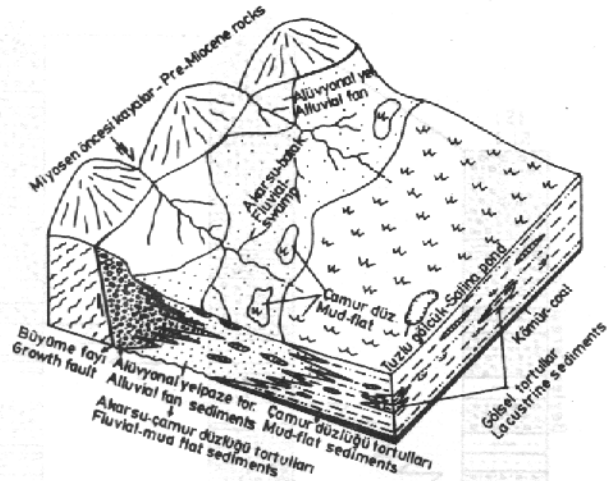
DEPOLANMA ORTAMLARI

Kaya birimlerinin içerdiği renk, bileşim, doku, iç yapı ve yanal yöndeki stratigrafik özelliklerine dayanılarak, kaya birimleri için üç farklı depolanma ortamı öngörülmüştür (Şekil 9). Bunlar: 1. Taşkın ovası, 2. Akarsu ve taşkın ovası, 3. Alüvyon yelpazesi.

1-Taşkın Ovası Ortamı : Ortam egemen olarak havzanın orta ve kuzey bölümünde yer alır. Taşkın ovası ortamını temsil eden kaya birimi (Şeyhler formasyonu) yeşil renkli kıltaşı, kırmızı-kahverenkli çamurtaşı, kahverenkli kumtaşı ve yersel kumlu çakıltaşı ile temsil edilir. Çamur çatlakları, ince jips arakatmanlar (havza kuzeyinde) yersel kömür arakatmaları, tekne şeklinde çapraz katmanlanma ve üste doğru tane küçülmesi Şeyhler formasyonunda olağan olarak gözlenir. Şeyhler formasyonunun bu sedimentolojik özellikleri, muhtemelen küçük kanallar tarafından beslenen bir taşkın ovası ortamını yansıtır. Jips arakatmanlar alüvyal yelpazelerle derecelenen çamur düzlükleri üzerinde, kum düzlükleri tarafından çevrilen tuzlu, çanak şekilli ve kısa ömürlü gölcüklerde çökelir (Hardie ve diğ., 1978; Aigner ve Bachman, 1989 ve Yağmurlu ve Helvacı, 1994). Yeşil kıltaşları, alüvyal tortullarla yanal geçişli gölgesel tortulu olabilir.

2-Akarsu ve Taşkın Ovası Ortamı : Ortam havzanın orta bölümünde yer alır. Ortamı temsil eden kaya birimi (Sultansuyu formasyonu) ak renkli killi kireçtaşı, kahverenkli-yeşil kıltaşı, kırmızı-kahverenkli çamurtaşı, kahverenkli kumtaşı ve kum destekli çakıltaşlarından yapıldır. Düzlemsel ve teknesi çapraz katmanlanma, üste doğru tane küçülmesi ve çakıl yönlenmesi Sultansuyu formasyonunda gözlenen tortul yapılarıdır.

Bu sedimentolojik özellikler muhtemelen akarsularla beslenen akarsu ve taşkın ovası



Şekil 9. Şeyhler, Sultansuyu ve Beyler Deresi formasyonları için şematik depolanma modeli.
Figure 9. Schematic depositional model for the Şeyhler, Sultansuyu and Beyler Deresi formations.

ortamını yansıtır. Ak renkli kireçtaşı, yanal geçişli gölgesel tortulu olabilir.

3-Alüvyal Yelpaze Ortamı : Ortam havzanın güney bölümlerinde yer alır. Alüvyal yelpaze ortamını temsil eden kaya birimi (Beyler Deresi formasyonu) kırmızı renkli çakıltaşı ile yersel çamurtaşı ve kumtaşı arakatmanlarından yapıldır. Çakıltaşları genellikle az belirli kalın katmanlı, kötü boylanmış, orta-iyi pekişmiş, kum ve çamur desteklidir. Klastikler çakıl-blok büyüklüğünde, ortaç-köşeli ve temelden türemelidir. Üste doğru tane kabalaşması, düzlemsel çapraz katmanlanma ve az belirli tane yönlenmesi belirgin iç yapılarıdır.

Çakıltaşlarının bu sedimentolojik özellikleri döküntü ve moloz akması ile oluşmuş alüvyon yelpazesi ortamını yansıtır (Nilssen, 1985).

Beyler Deresi formasyonuna ait tortul bileşenlerinin içerdiği bileşim, doku ve yanal yöndeki stratigrafik özellikleri, güneyden kuzeye doğru açılım gösteren, alüvyal yelpaze ortamında gelişen bir çökeliyi yansıtır.

Şeyhler ve Sultansuyu formasyonlarında tekrarlanan minör çevrimsellikler (siklotemler) gözlenmektedir (Şekil 5 ve 6). Çevrimsellikler, tabanı aşınmalı çakıltaşı veya kumtaşı ile başlar, üste doğru çamurtaşı, kıltaşı ya da killi kireçtaşı ile sonuçlanır. Bu tekrarlanan çevrimsellikler arasındaki süreksizlikler, kısa süren bir tortul kesikliğinden kaynaklanabilir. Birimler içinde yer alan çevrimselliklerin geometrisi ve bileşimi, tektonik

olaylar ve çökeltme ortamına sağlanan tortul girdisi miktarı arasındaki ilişkiler tarafından da kontrol edilmiş olabilir. Havzanın güney kenarını kontrol eden büyüme fayları da bu görüşü destekler. Çevrimselliklerin alt ve üst süreksizlik sınırlarının oluşumu, tektonik ve mevsimsel değişiklikler ve bunlara bağlı tortul girdisindeki kesiklikler ile ilgili olabilir.

Malatya graben havzası, kuzey ve güneyden büyüme fayları ile sınırlanmıştır. Havzanın tortulları da bu basamaklı faylar tarafından kontrol edilmektedir (Önal, 1995). Tektonik etkinliğin (sübsidansın) çökeltme boyunca, havzanın güneyinde daha aktif davranışı sonucu, güneyde daha kalın ve üste doğru kabalaşan tortulların çökeltmesine neden olmuştur. Havzanın güneyinde jips tortullarının bulunmayışı da bu görüşü destekler. Bunun yanısıra, Miyosen yaşlı tortullar güneye ve temele doğru açınım gösterir. Beyler Deresi formasyonuna ait tortulların yanal yönde gösterdiği değişimler, alüvyal yelpaze ortamının, güneyden kuzeye, akarsu sistemlerine doğru açınım olabileceğini belirtir.

SONUÇ VE TARTIŞMALAR

Malatya kuzeybatısında yer alan Malatya graben havzası, kuzey ve güneyden büyüme fayları ile sınırlanmış, batıya doğru açılan ve sol doğrultu atımlı fayla kesilen, üçgen biçimli tipik bir dağarası havzadır. Havzanın güney bölümünü içine alan çalışma alanında, kalınlığı 308 metreye ulaşan Orta Miyosen yaşlı tortullar, egemen litoloji bileşenlerine dayanılarak ilk kez üç formasyona bölünmüştür: 1. Şeyhler formasyonu, 2. Sultansuyu formasyonu, 3. Beyler Deresi formasyonu. Formasyonlar arasındaki dokanaklar yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 4 ve 8). Şeyhler formasyonu alttaki Parçikan formasyonu ile uyumlu, Beyler Deresi ve Sultansuyu formasyonları ise Parçikan formasyonu ile paralel uyumsuzdur (Şekil 4). Bu uyumlu ve uyumsuz dokanak ilişkileri havza ekseninin önce kuzeye, daha sonra güneyindeki büyüme faylarının aktif davranışı sonucu güneye kaymasından kaynaklanmış olabilir.

Ayrıtedilen tortullar egemen olarak güneye ve üste doğru kabalaşan ve katman kalınlığı artan, ardalanma gösteren çevrimselliklerden (cyclotem) yapılıdır. Çevrimselliklerin kalınlığı 2,5-18 m. arasında olup doku ve bileşim yönünden aynı formasyonlar içinde benzerlikler gösterirler. Ancak, bunlar yanal yönde kalınlık ve dokusal bakımdan değişim gösterirler.

Tortulların sedimentolojik özellikleri çamur düzlüğü, akarsu-çamur düzlüğü ve alüvyal yelpaze ortamında gelişen bir çökeltmeyi yansıtır. Güneyden kuzeye doğru, çakıltaşlarının kalınlıklarının azalması, çakıl boylarının küçülmesi ve yuvarlaklıklarının artması ve güneyde bulunan temel kayalarından türemiş oluşu çok yakın bir beslenme alanını belirtir. Birimlerde ölçülen tortul yapılar da güneyden kuzeye doğru bir beslenmeyi yansıtır. Orta Miyosen'de tektonik etkinliğin ve sübsidansın çökeltme dönemi boyunca asimetrik davranışı, çökme-tortullaşma ekseninin zaman içinde daha aktif olan güney kenarına doğru kaymasının sonucudur. Havza ekseninin güneye ve temele doğru yer değiştirmesi ve ortamın hızla sığlaşması, üste ve güneye doğru kabalaşan tortul istifin oluşumuna etki eden bir nedendir.

Grabenin Orta Miyosen yaşlı tortullarının çökeltimi ve fasiyelerinin dağılımı, grabeni güneyden sınırlayan büyüme fayının kontrolünde gelişmiştir. Bu fayın denetiminde gelişen her çökeltme evresi, üste ve güneye doğru kabalaşan çevrimsel tortul düzeylerinin çökeltimini sonuçlamıştır.

Malatya graben havzası gravite tektoniği ile oluşmuş, muhtemelen Erken Miyosen'de şekillenmiş ve Orta Miyosen sonunda kapanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı MTA Enstitüsü ve DSI desteklemiştir. Adı geçen kurum yetkililerine ve palinolojik tayinleri yapan Doç. Dr. Funda Akgün'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Aigner, T., Bachman, G. H., 1989, Dynamic Stratigraphy of an Evaporite to red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. *Sediment. Geol.* 62, 5-25.
- Aktimur, S., 1979, Malatya-Sivas Dolayının Uzaktan Algılama Yöntemiyle Çizgiselliklerinin İncelenmesi: MTA Raporu, No: 6651, Ankara.
- Baykal, F., 1966, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas Paftası, MTA, Ankara.
- Gözübol, A. M., Önal, M., 1986, Çat Barajı İsale Tünelinin Mühendislik Jeolojisi ve Kaya Mekaniği İncelenmesi ve Malatya Çelikhan Alanının Jeolojisi: TÜBİTAK, TBAG - 647 Nolu Proje, Ankara.

- Hardie, L. A., Smood, J. P., Eugster, H. P., 1978, Saline Lakes and Their Deposits: a Sedimentological Approach. In: Modern and Ancient Lake Scientific Publications, Oxford.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bülent, B., İsmet, A. K., Kız, G., Yılmaz, H., Kılınc, F., 1993, Malatya (Yeşilyurt-Çelikhan-Doğanşehir) Dolayının Jeolojisi. MTA Raporu No: 95187, 57, Ankara.
- Nilsen, T. H., 1985, Modern and Ancient Alluvial Fan Deposits. Van Nostrand, Reinhold, New York.
- Önal, M., Sahinci, A., Gözübol, A. M., 1986, Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Dolayının Hidrojeolojik İncelenmesi: Jeo. Müh. Dergisi, 29, 5-12, Ankara.
- Önal, M., 1989, Yeşilyurt (Malatya) Çimento Fabrikası Hammaddesi Araştırması. Isparta, Müh. Fak. Dergisi, 332-346.
- Önal, M., Tuzcu, N., Helvacı, C., 1990, Geological Setting, Mineralogy and Origin of The Cafana (Malatya) Zn-Pb Sulfide and Carbonate Deposits. IESCA-199, 52-58, İzmir - Turkey.
- Önal, M., Gözübol, A. M., 1992, Malatya Metamorfikleri Üstündeki Örtü Birimlerinin Stratigrafisi, Yaşı, Sedimenter Fasiyesleri, Depolanma Ortamları ve Tektonik Evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, O. Sungurlu Özel Sayısı, 4/1, 119-127, Ankara.
- Önal, M., 1995, Malatya Graben Havzası Kuzeyinin Stratigrafisi, Kömür Potansiyeli ve Neotektoniği. Süleyman Demirel Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Seksiyonu, Isparta, s. 8, 159-175.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., 1994, Sedimentological Characteristics and Facies of The Evaporite Bearing Kırmir Formation (Neogene), Beypazarı Basın. Sediment., 4, 847-860.
- Yazgan, E., Chesex, R., 1991, Geology and Tectonic Evolution of The Southeastern Taurides In The Region of Malatya. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 3/1: 1-42, Ankara.
- Yılmaz, H., 1992, Doğanşehir, Sürgü, Gözene (Malatya) Yöresinin Jeolojisi (Doktora çalışması): K. T. Ü., 141 s., Trabzon.

KARACALAR (SİVAS-ULAŞ) BARAJI DERİVASYON TÜNELİNDEKİ DESTEKLEME SİSTEMİNİN RSR YÖNTEMİ İLE SEÇİMİ

SELECTING THE SUPPORT CATEGORY USING THE RSR METHOD OF THE DERIVATION TUNNEL OF THE KARACALAR DAM (SİVAS-ULAŞ)

Ahmet Turan ARSLAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Ergun KARACAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışmada Karacalar deresi üzerinde inşa edilmesi planlanan Karacalar barajı derivasyon tüneli güzergahı kayaçlarının jeomekanik özelliklerinin belirlenmesi ve RSR (Kaya Yapı Değeri) kaya kütle sınıflaması yöntemine göre destek kategorisinin saptanması amaçlanmıştır.

Tünel güzergahı kayaçlarını Eosen (Lütesiyen) yaşlı Bozbel formasyonuna ait kumtaşı, silttaşı aralanması ile birlikte yer yer kıltaşı ve volkanik çakıllar içeren seviyeler oluşturmaktadır. Birim genel olarak fliş özelliği göstermektedir. Tünel güzergahında yer alan kayaçlardaki süreksizliklerin temel jeoteknik özelliklerinin incelenmesi sonucunda, kayaç birimlerinde "yakın aralıklı", "çok dar-dar açıklıklı", "orta devamlı", "kaba-düz yüzeyli" ve üç farklı yönde eklem takımları ile rastgele yönlerde gelişmiş süreksizliklerin bulunduğu belirlenmiştir. Derivasyon tüneli güzergahında açılan sondajlardan alınan karot örnekler üzerinde birim hacim ağırlık, porozite, boşluk oranını belirlemeye yönelik indeks deneyler ile tek eksenli, üç eksenli basınç dayanımı, brazilian çekme dayanımı, nokta yük dayanımı ve Schmidt çekici sertlik belirleme deneyleri yapılmıştır. Bu deneylerden elde edilen sonuçlara göre; derivasyon tüneli kayaçları "düşük" poroziteli, "düşük boşluk oranlı", "çok yüksek kuru birim hacim ağırlıklı", "sağlam - çok sağlam" ve "sert - çok sert kayaç" olarak tanımlanmışlardır.

Daha sonra arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler birlikte değerlendirilerek, derivasyon tüneli kayaçlarının RSR kaya kütle sınıflaması yapılarak uygun destek önerilerinde bulunulmuştur.

ABSTRACT : This study has been aimed to determine the geomechanical properties of rocks of Karacalar derivation tunnel line and the tunnel support category according to the RSR (Rock Structure Rating) Rock Mass Classification System.

Eocene (Lutecien) aged Bozbel formation which is composed of sandstone, siltstone, locally claystone and volcanic gravels crops out along the tunnel line. These rocks show alternations stack and fliş characteristics. The data obtained by the geotechnical investigation of the rocks discontinuities, indicated that discontinuities of rocks have following properties: "close spacing", "very tight - tight aperture", "medium persistence" and "rough-smooth surfaces", and consist of three joint sets in the different directions. Unit weight, porosity, void ratio, uniaxial compressive strength, three axial compressive strength, point point load strength and Schmidt hammer classification test were carried out on the drilling core samples which were collected from the boreholes at the tunnel line. According to the tests results; derivation tunnel line rocks have been described as "low porosity", "low void ratio", "very high dry unit weight", "strong - very strong" and "hard - very hard" rocks.

Taking into consideration the results of these tests rock material classification has been done. In addition, rock mass classification of tunnel line rocks were carried out according to the RSR system, and appropriate support system for the tunnel construction by using field and laboratory data were proposed.

GİRİŞ

Çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli Sivas J37 b2 paftası içerisinde Sivas ili Ulaş nahiyesi, Karacalar köyünün 500 m. güneydoğusunda bulunan Karacalar deresi üzerinde yer almaktadır (Şekil 1.).

Sivas ve yakın civarının jeolojik açıdan ilginç özelliklere sahip olması nedeni ile bölgede günümüze dek birçok jeolojik çalışma yapılmıştır. Çalışma alanı ve yakın yöresinde yapılan önemli bazı jeolojik çalışmalar; Blumenthal (1937), Stchepinsky (1939), Yalçınlar (1955), Arpat (1964), İlker ve Özyeğin (1971), Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), Çelik (1977), Meşhur ve Aziz (1980), İnan ve İnan (1987), Gökçe (1988) tarafından yapılmıştır.

Çalışma alanı ve yakın civarında mühendislik jeolojisine yönelik olarak yapılan çalışmalar ise Erdem (1982), Ergün (1984), Tekmen ve Karagöz (1987) ve Akbulut (1990), Arslan ve diğ. (1996) ve Aydın (1996)' dan oluşmaktadır.

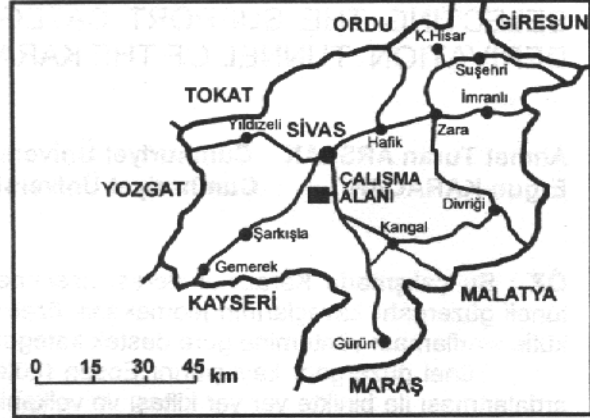
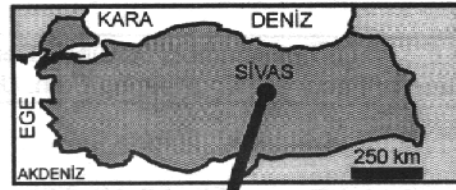
Karacalar barajı, sulama amaçlı kil çekirdekli toprak dolgu tipinde bir baraj olarak inşa edilecektir. (DSİ, 1993). Baraj yaklaşık olarak, 4500 ha. lık bir araziye sulayacaktır. Yöre arazilerinin sulanması ile çevre köylerinin ekonomik sorunları büyük ölçüde çözülecek ve büyük kentlere göç olayı en düşük düzeye indirilecektir.

Barajın temelden yüksekliği 35 m., kret uzunluğu 417 m., rezervuar kapasitesi $50.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, dolusavak sağ sahilde karşıdan alışı, kapaklı, derivasyon tüneli ise sol sahilde dairesel kesitli, 3 m. çapında ve 287 m. uzunlukta olacaktır (DSİ, 1993). Tünel genel olarak fliş özelliği taşıyan, kumtaşı, silttaşı araldanması ile yer yer kiltası ve volkanik çakıllı seviyelerden oluşan Bozbel formasyonu içerisinde açılacaktır.

Bu çalışma kapsamında, baraj derivasyon tüneli güzergahı kayaçlarının malzeme ve kütle özellikleri, arazi ve laboratuvar çalışmaları ile belirlenerek RSR kaya kütle sınıflandırması yapılmıştır. Bu sınıflama gözönüne alınarak uygun destekleme sistemi seçimi önerisinde bulunulmuştur.

GENEL JEOLOJİ

Çalışma alanı Sivas Tersiyer havzası içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanındaki temel kayaçlarını Kurtman (1973) tarafından adlandırılan Eosen (Lütesiyen) yaşlı Bozbel formasyonuna ait kumtaşı, silttaşı araldanması ile birlikte yer yer kiltası ve volkanik çakıllar içeren seviyeler, üst kısımlarda merccek halin-



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası
Figure 1. Location map of the study

de beyazımsı gri renkli kireçtaşları oluşturmakta olup, bu birimler fliş özelliği göstermektedirler. Çalışma alanı ve yakın civarına ait genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil 2' de, jeoloji haritası ise Şekil 3' de verilmiştir.

Temel kayaçları üzerine uyumsuz olarak gelen yamaç molozları, çalışma alanında Karacalar köyü çevresinde ve Ada Tepe kuzeyindeki yamaçlarda, Eosen flişin ayrışması sonucu oluşmuş çeşitli tane boyutlarındaki malzemeleri içermekte olup, yamaç molozunun kalınlığı eteklerde 3-4 m. ye ulaşabilmektedir. Sol yamaç eteğinde açılan ASK-2 sondajında 2.70 m. kalınlığında yamaç molozu kesilmiştir. Ayrıca dolusavak kanalı güzergahında açılan DSK-1 sondajında 10.80 m. yamaç molozu kesilmiş ve bu nedenle dolu-savak kanalı 100 m. batıya kaydırılmıştır.

Alüvyon, Karacalar deresi ve bu derenin yan kolları boyunca yayılım göstermektedir. Alüvyon kilden çakıla kadar değişik tane boylarına sahip malzemelerden oluşmaktadır. Alüvyonun baraj yerindeki genişliği 113 m, kalınlığı ise sondaj verilerine göre 4.00 m ile 16.30 m arasında değişmektedir.

Derivasyon tüneli güzergahında yapılan gözlemler ve ölçümler sonucunda tabaka doğ-

SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
EÖSEN	LÜTESİYEN	Bozbel	Tb	? - 600		kumtaşı, silttaşı ardalarması, yer yer volkanik çakıllar içeren seviyeler
		Qal - Ym		2 - 16		Alüvyon Yamaç molozu

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz)
Figure 2. Stratigraphic section of the study area (no scale)

rultularının genel olarak D-B, eğimlerinin ise ortalama 30° lik bir açı ile güney yönüne doğru olduğu belirlenmiştir. Süreksizlik ölçümlerinin analizi kayaçların K30B/60KD; K75D/70KB; K25D/90 yönelimli eklem takım ve gelişigüzel yönlerde gelişmiş eklemler içerdiğini ortaya koymuştur (Şekil 4).

Ayrıca rezervuar alanında BKB-DGD doğrultulu senklinal ve antiklinal eksenleri tesbit edilmiştir. Derivasyon tüneli güzergahında haritalanabilir ölçekte fay saptanamamıştır. İnceleme alanı Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasında 4. derece deprem bölgesinde yer almaktadır. Bu nedenle tüneli yapısı önemli sayılabilecek bir deprem riski taşımamaktadır.

MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİ

Tüneli güzergahının jeolojik yapısını ortaya çıkarabilmek için, Sivas DSİ XIX. Bölge Müdürlüğü tarafından toplam manevra uzunluğu 84 m. olan 3 adet sondaj kuyusu

açılmıştır. Sondaj kuyularından yararlanarak oluşturulan jeolojik kesit Şekil 5'de sunulmuştur. Sondaj kuyularında yapılan basınçlı su sızma deneyleri sonucunda da bu kayaçların geçirimsizliğe (10^{-6} - 10^{-5} cm/sn) sahip oldukları belirlenmiştir (DSİ, 1993). Çalışma, kayaçların jeomühendislik özelliklerinin, süreksizliklerin jeoteknik parametrelerinin, indeks ve mekanik özelliklerinin deneylerle belirlenmesi ve RSR kaya kütle sınıflamasının yapılması şeklinde yürütülmüştür.

Süreksizliklerin Jeoteknik Parametrelerinin Belirlenmesi

Kayaçların kütle davranışlarını önemli ölçüde etkilemeleri ve kaya kütle sınıflamalarında kullanılmaları nedeni ile Karacalar barajı derivasyon tüneli güzergahındaki kaya birimlerinin yönelim ve takım sayısı, aralık, açıklık, devamlılık, yüzey pürüzlülüğü, dolgu malzemesi ve su durumundan oluşan yedi jeoteknik parametre ISRM (1978) ve EGWP (1977) ye göre belirlenmiş, elde edilen sonuçlar Çizelge 1.' de verilmiştir.

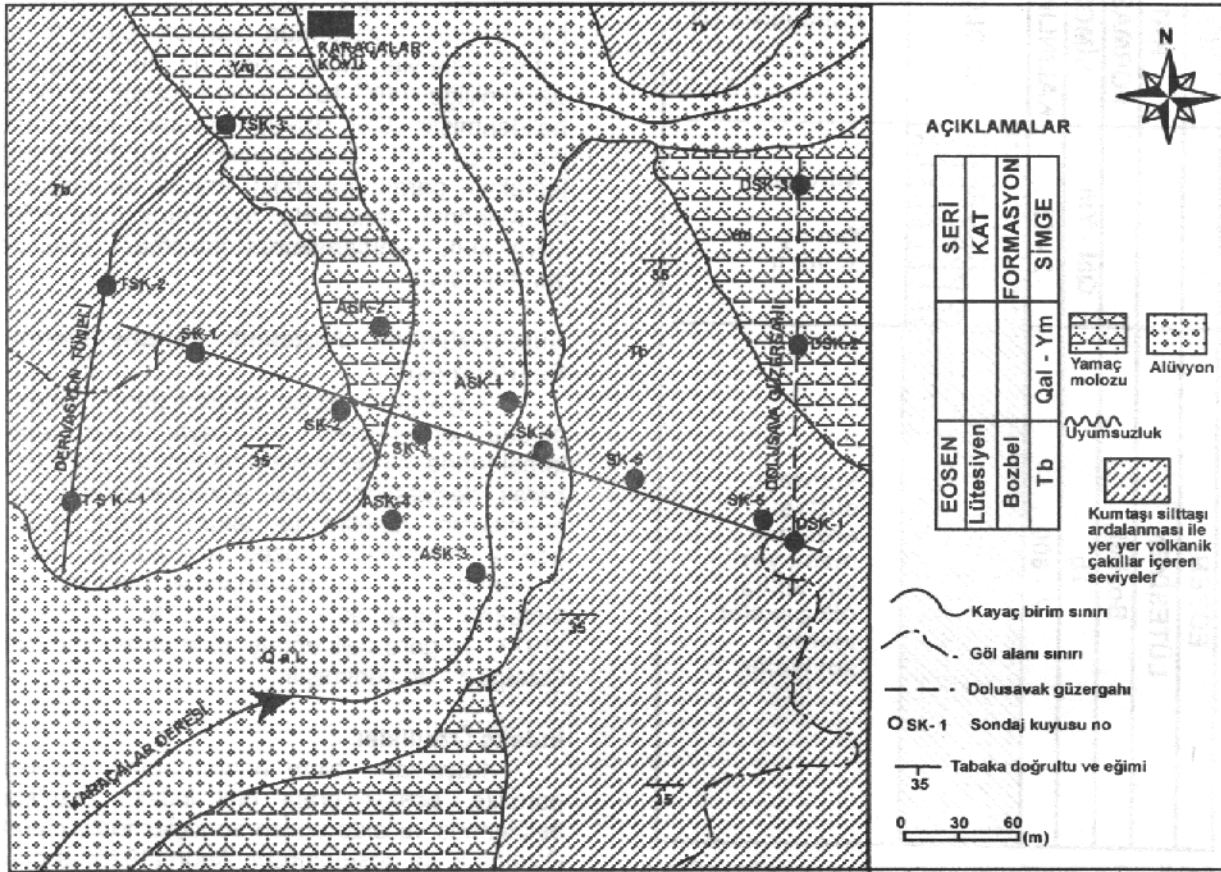
İndeks Özellikler

Kayaçların birim hacim ağırlık ilişkileri, porozite, boşluk oranı gibi indeks özellikler belirlenmiş ve elde edilen sonuçlar toplu olarak Çizelge 2' de gösterilmiştir. Anon (1979)' a göre kumtaşı, silttaşının "düşük" poroziteye ve "düşük" boşluk oranına sahip oldukları, kuru birim hacim ağırlık değerleri açısından "çok yüksek", sınıfında yer aldıkları belirlenmiştir. Bu sonuçlar da tüneli güzergahı kayaçlarının dayanımı yüksek kayaçlar olduğu görüşünü desteklemektedir.

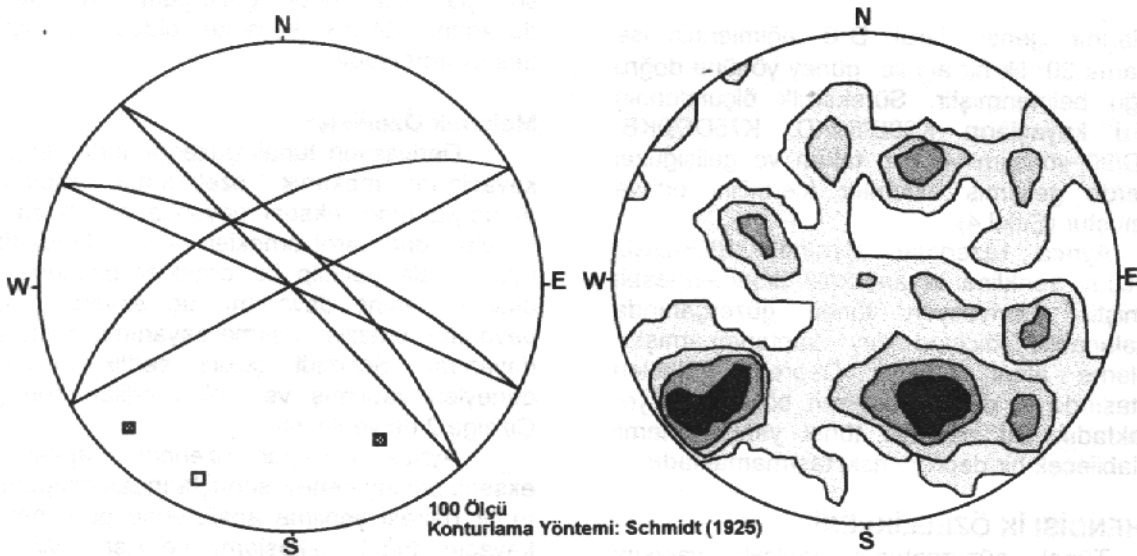
Mekanik Özellikler

Derivasyon tüneli güzergahında yer alan kayaçların mekanik özelliklerini saptamak amacıyla tüneli eksenli boyunca açılan sondaj kuyularından karot örnekler alınıp standartlara uygun hale getirilip bu örnekler üzerinde tek eksenli basınç dayanımı, üç eksenli basınç dayanımı, brazilian çekme dayanımı, nokta yük dayanımı, Schmidt çekici sertlik belirleme deneyleri yapılmış ve elde edilen sonuçlar Çizelge 2 de verilmiştir.

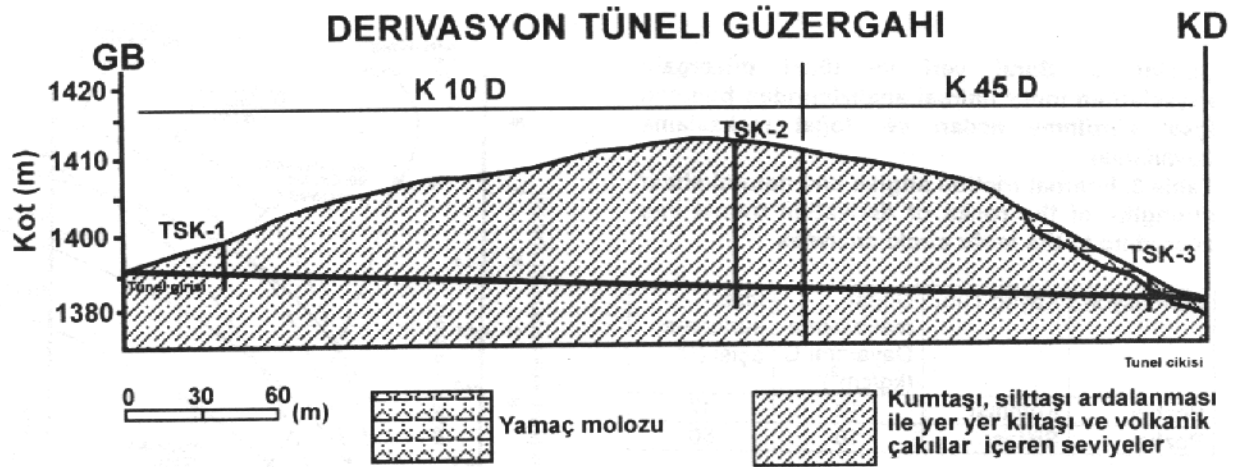
Ayrıca kayaçlar üzerinde yapılan üç eksenli basınç deneyi sonuçlarından oluşturulan mohr dairesi yenilme analizlerine göre her bir kayacın doğal makaslama ve içsel sürtünme açıları belirlenmiş olup, bunların toplu sonuçları da Çizelge 3. de sunulmuştur.



Şekil 3. Baraj yeri jeoloji haritası
Figure 3. Geological map of dam site



Şekil 4. Derivasyon tüneli güzergahında yer alan kayaların kırık-çatlak ölçümlerinin kontur diyagramı analiz sonuçları
Figure 4. The results of contour diagram analysis of the joints and fractures in rocks of the tunnel



Şekil 5. Derivasyon tüneli güzergahının jeolojik kesiti
Figure 5. Geological section of the derivation tunnel line

Çizelge 1. Derivasyon tüneli güzergahı kayaçlarındaki süreksizliklerin temel jeoteknik parametreleri.

Table 1. Basic geotechnical parameters of the discontinuities in the rocks of the derivation tunnel line

Kaya türü	ETS	Aralık	Açıklık	D	Yüzey pürüzlülüğü	Dolgu malzemesi	Su durumu
Kum-taşı	3	Çok yakın	Dar	Orta	Düz yüzeyli	Kil-Kalsit	Kuru
Silt-taşı	3	Çok yakın	Çok dar	Orta	Kaba	Kalsit	Kuru

ETS=Ekleme takım sayısı, D=Devamlılık

RSR KAYA KÜTLE SINIFLAMASI

RSR kavramı Wickham ve diğ., (1972) tarafından geliştirilen bir kaya destek tahmin sistemidir. RSR kaya kütle sınıflama sisteminde tünelin kaya kütle davranışına etki eden iki genel parametre vardır. Bunlar jeolojik parametreler ve yapı parametreleridir. Jeolojik parametreler: a) Kaya Tipi, b) Ekleme Örneği (eklemlerin ortalama aralığı), c) Eklemlerin yönelimi (doğrultu ve eğim), d) Süreksizliklerin türü, e) Büyük faylar, makaslama ve kıvrımlar, f) Kaya geç özellikleri, g) Ayrışma ve bozuşma. Yapı parametreleri: a) Tünelin boyutu, b) Açılma yönü, c) Kazı yöntemi.

Yukarıda açıklanan parametreler Wickham ve diğ., (1972) tarafından A, B ve C şeklinde üçe ayrılarak gruplanmıştır. I) Parametre A: Kaya yapısının genel tanımı şu esaslara göre. 1) Kaya tipinin kökeni (mağmatik, metamorfik, sedimanter), 2) Kaya sertliği (sert, orta, yumuşak, ayrışmış), 3) Geo-

Çizelge 2. Derivasyon tüneli güzergahı kayaçlarının bazı indeks ve jeomekanik özellikleri

Table 2. Some Index and geomechanical properties of the derivation tunnel line rocks

Kayaç Türü	Kumtaşı			Silttaşı		
	Max.	Min.	Ort.	Max.	Min.	Ort.
İndeks ve Mekanik Özellikler						
γ_k (gr/cm ³)	2.80	2.70	2.76	2.78	2.62	2.69
γ_d (gr/cm ³)	2.82	2.73	2.79	2.81	2.66	2.72
γ_n (gr/cm ³)	2.82	2.73	2.79	2.84	2.69	2.78
γ_s (gr/cm ³)	2.89	2.79	2.85	2.90	2.73	2.79
n (%)	4.35	2.32	3.02	4.46	2.24	3.45
e (%)	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03
T.E.B.D. (kg/cm ²)	163	790	125	150	620	110
	2		0	0		0
Ç.D. (kg/cm ²)	192	91	145	158	65	65
N.Y.D. (kg/cm ²)	38.75	32.63	35.75	7.14	4.18	5.66
S.Ç. G.T.S.	52	42	47	48	34	43.28

Açıklamalar:

γ_k = Kuru birim hacim ağırlığı (gr/cm³)

γ_n = Doğal birim hacim ağırlığı (gr/cm³)

γ_s = Dane birim hacim ağırlığı (gr/cm³)

γ_d = Doymun birim hacim ağırlığı (gr/cm³)

n= Porozite

e= Boşluk oranı

TEBD= Tek Eksenli Basınç Dayanımı

Ç.D.= Çekme Dayanımı

N.Y.D.= Nokta Yük Dayanımı

S.Ç.G.T.S.= Schmidt Çekici Geri Tepme Sayısı

Çizelge 3. Baraj yeri ve tünel güzergahı kayaçlarının mohr daireleri analizlerinden bulunan içsel sürtünme açıları ve doğal makaslama dayanımları

Table 3. Internal friction angles and natural shear strengths of the rocks of derivation tunnel line according to the mohr circle analyses

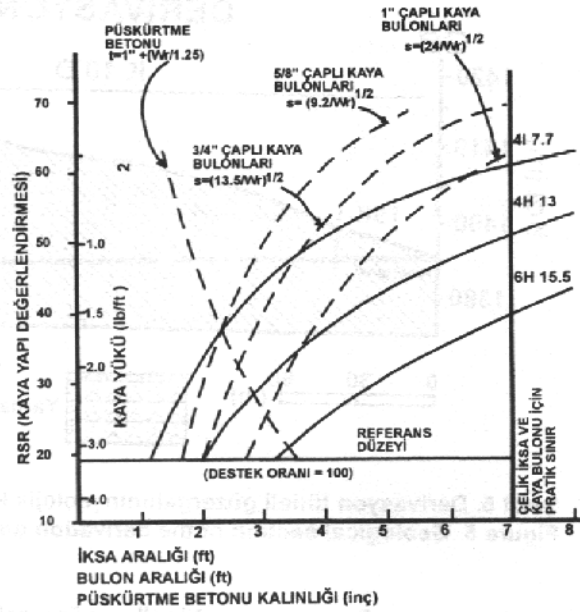
Formasyon	Kayaç Türü	Doğal makaslama Dayanımı C (kg/cm ²)	İçsel sürtünme açısı (°)
Bozbel	Kumtaşı	12	47
Bozbel	Silttaşı	18	50

lojik yapı (masif, az faylı veya kıvrımlı, orta derecede faylı veya kıvrımlı, çok faylı veya kıvrımlı). II) Parametre B : Tünel açımı yönüne göre süreksizlik örneğinin etkisi, 1) Eklem aralığı, 2) Eklem yönelimi (doğrultu ve eğim), 3) Tünel açım yönü. III) Parametre C : Yeraltısuyu akımı etkisi, 1) Birleştirilmiş A ve B' ye göre tüm kaya kütlesi niteliği, 2) Eklem durumu (iyi, orta, zayıf), 3) Su akımı miktarı (1000 ayak boyundaki tünelde dakikada galon olarak). Bu üç parametrenin toplamı RSR değerini verir (RSR = A+B+C). RSR değeri bulunduktan sonra tünel çapı da gözönüne alınarak Şekil 6' da verilen destek tablosundan uygun destekleme seçimi yapılır.

Tünel Güzergahı Kayaçlarının RSR Kaya Kütle Sınıflaması

Baraj gövdesinin yapımı sırasında akarsu yatağı çevrilerek kullanılacak olan çevirme tüneli, aynı zamanda baraj yapımı tamamlandıktan sonra dip savak olarak da kullanılacaktır. Tünelin toplam uzunluğu 287m., iç çapı 3 m. dairesel kesitli olarak inşaa edilmesi planlanmıştır. Tünel tamamen fliş seri içerisinde açılacaktır. Tünel güzergahında açılan TSK-1, TSK-2, TSK-3 sondajlarından elde edilen jeoteknik veriler RSR kaya kütle sınıflamasında kullanılmıştır. Tünel açımında kullanılacak destekleme projelendirmesine temel oluşturup veri sağlayabilmek için RSR kaya kütle sınıflaması yapılmıştır.

Tünel güzergahında yer alan kumtaşları ve silttaşları az faylı ve kıvrımlıdır (A= 18 puan). Açılacak olan derivasyon tünelinin eksenli eklemleme doğrultuları ile dik açı yap-makta ve tünel açım yönü, eğimin tersi yönde olup eklemeler sıktır (B = 17 Puan). Kumtaşları ve silttaşlarındaki eklemelerin durumu orta (az ayrılmış) olup, tünele herhangi bir su boşalımı beklenmemektedir (C = 18 Puan). Bu elde edi-



Şekil 6. 10 feet çaplı (3 m) tünel için destekleme tablosu (Wickham ve diğ., 1972)

Figure 6. RSR concept-support chart for 10 ft diam. tunnel

len parametrelere göre; $RSR = 18 + 17 + 18 = 53$ Puan.

Elde edilen bu RSR değeri 10 ft (3 m) çaplı tünel için önerilen destekleme seçimi aşağıda yerine konulduğunda; 1.72 inç (4.37 cm) kalınlığında püskürtme betonu ve 4.3 ft (131.06 cm) aralıklarla 4I 7.7'lik çelik iksanın gerekli olduğu; 5/8" çaplı kaya bulonları kullanılması durumunda bulon aralıklarının 3.2 ft (97.54 cm) bulon boyunun 3.20 ft (97.45 cm); 3/4" çaplı kaya bulonları kullanıldığında ise, bulonlama aralığının 4 ft (121.92 cm) bulon boyunun 3.87 ft (118.05 cm); 1" çaplı kaya bulonları kullanıldığında bulon aralıklarının 6.8 ft (207.26 cm) bulon boyunun 5.16 ft (157.40 cm) olacağı belirlenmiştir. RSR 53 için kaya yükü $W = 8.8 \times 10^2 \text{ lb/ft}^2$ dir.

RSR İLE RMR VE Q KAYA KÜTLE SINIFLAMA SİSTEMLERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Rutledge ve Preston (1978) Yeni Zellanda'da yapmış oldukları çalışmalarda RSR ile RMR ve Q kaya kütle sınıflamaları arasında aşağıdaki ilişkileri belirlemişlerdir (Bieniawski, 1984): $RSR = 0.77RMR + 12.4$ (Standart Sapma = 8.9) (I), $RSR = 13.3 \log Q + 46.5$ (Standart Sapma = 7.0) (II).

Bu çalışmada fliş için belirlenen ortalama RSR değeri 53' tür. Arslan ve diğ. (1996)' dan yararlanılarak ortalama RMR değeri 45 ve Q

değeri ise 2.1 olarak belirlenmiştir. Bu değerler yukarıdaki RSR eşitliklerinde yerine konulduğunda RSR değeri eşitlik (I)' e göre 47, eşitlik (II)' ye göre 51 olarak hesaplanmıştır. Bu elde edilen sonuçlarda Rutledge ve Preston (1978) tarafından önerilen eşitliklerin kullanılabilir olduğunu büyük ölçüde desteklemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışma sırasında yapılan saha gözlemleri ve laboratuvar deneylerinden saptanan verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

1. Karacalar barajı derivasyon tüneli güzergahı kayaçları Eosen (Lütesiyen) yaşlı Bozbel formasyonuna ait kumtaşı, siltaşı aralanması ile birlikte yer yer kiltası, ve volkanik çakıllar içeren seviyelerden oluşmaktadır.

2. Bu formasyon içerisinde yer alan kayaç süreksizliklerinin jeoteknik incelenmesi sonucunda bu kayaçların "çok yakın aralıklı", "çok dar-dar açıklıklı", "orta devamlı", "kaba-düz yüzeyli" ve üç farklı yönde gelişmiş eklem takımları ile gelişigüzel gelişmiş süreksizlikler içerdiği belirlenmiştir.

3. Derivasyon tünel güzergahında yer alan kayaçların Anon (1979)' a göre "düşük" poroziteye ve "düşük" boşluk oranına sahip oldukları, kuru birim hacim ağırlık değerleri açısından "çok yüksek", sınıfında yer aldıkları belirlenmiştir. Bu özellikler kayaçların sağlam bir yapıya sahip olduğu görüşünü desteklemektedir.

4. Tünel güzergahı kayaçlarının tek eksenli basınç dayanımları dikkate alındığında (Anon, 1981)' e göre "sağlam-çok sağlam", nokta yük dayanımları dikkate alındığında (Bieniawski, 1973)' e göre "düşük dayanım-orta dayanım", schmidt çekici geri tepme sayıları dikkate alındığında "sert kaya-çok sert kaya" grubunda yer aldığı belirlenmiştir.

5. Tünel güzergahı kayaçları RSR sınıflamasına göre RSR değeri 10 ft (3 m) çaplı tünel için önerilen iksa abağında yerine konulduğunda; 1.72 inç (4.37 cm) kalınlığında püskürtme betonu ve 4.3 ft (131.06 cm) aralıklarla 4_T 7.7'lik çelik iksanın gerekli olduğu; 5/8" çaplı kaya bulonları kullanıldığında bulon aralıklarının 3.2 ft (97.54 cm) bulon boyunun 3.20 ft (97.45 cm); 3/4" çaplı kaya bulonları kullanıldığında, bulonlama aralığının 4 ft (121.92 cm) bulon boyunun 3.87 ft (118.05 cm); 1" çaplı kaya bulonları kullanıldığında bulon aralıklarının 6.8 ft (207.26 cm) bulon boyunun 5.16 ft (157.40 cm) olacağı belirlenmiştir.

6. Bu çalışmadan elde edilen RSR değerleri ile daha önceki çalışmadan çıkarılan

(Arslan ve diğ., 1996) RMR ve Q kaya kütle sınıflamaları arasındaki ilişki Rutledge ve Preston (1978) tarafından önerilen eşitlikten bulunan değerler arasında büyük ölçüde bir uyumluluk olduğu sonucuna varılmıştır. Ancak bu eşitliğin güvenilir olup olmadığının daha iyi anlaşılabilmesi için farklı litolojik birimlerde açılan çok sayıdaki tünelde de uygulanmasında yarar vardır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmaya temel olan verilerin sağlanmasında yardımlarını esirgemeyen DSİ XIX. Bölge Müdürlüğü Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Şube Müdürlüğü çalışanlarına teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Akbulut, 1990. Sivas-Ulaş karacalar barajı kesin proje aşaması mühendislik jeolojisi raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- Anon, 1979. Classification of Rocks and Soils for Engineering Geological Mapping, Part 1-Rock and Soil Materials. Report of the Comission of Engineering Geological Mapping, Bulletin of the International Associaton of Engineering Geology No: 19, 364-371.
- Arpat, E., 1964. Gürlevik dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol imkanları. M.T.A. rapor no: 4180.
- Arslan, A.T., Karacan., E., Söylem, B., 1996. Karacalar (Sivas-Ulaş) baraj yeri ve derivasyon tüneli güzergahı kayaçlarının jeo-mühendislik özellikleri. S.D.Ü. müh. fak. Derg., Isparta, 111-123.
- Artan, Ü., Sestini, G., 1971. Sivas-Zara ve Beyınar bölgesinin jeolojisi. M.T.A. Dergisi 76, 80-97.
- Aydın, M., 1996. Karacalar barajı havzasının (Sivas-Ulaş) hidrojeoloji incelemesi. C.Ü. Fen Bil. Enst., yüksek lisans tezi, 75 s (yayınlanmamış).
- Bieniawski, Z. T., 1973. Enginering classification of jointed rock masses. Transactions, S. African Institution of Civil Engineers, 15, 12, 335-344.
- Bieniawski, Z. T., 1984. Rock Mechanics Design in Mining and Tunneling. A.A.Balkema, Rotterdam, 272 pp.
- Blumenthal, M.M., 1937. Kangal ve Divriği arasındaki mıntıkların başlıca jeolojik hatları. (Sivas Vilayeti) M.T.A. rapor no: 568, Ankara.

- Çelik, E., 1977, Ulaş (Sivas) yöresi sölestit zuhurları ön etüd raporu. M.T.A. rapor no:1333 (yayınlanmamış).
- DSI, 1993. Sivas-Ulaş Karacalar barajı mühendislik jeolojisi planlama raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- Ergün, V., 1984. Sivas-Ulaş Karacalar barajı mühendislik jeolojisi planlama raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- E.G.W.P., 1977. The Description of Rock Masses for Engineering Purposes. QJ. Engineering Geology, 355-388 pp.
- Erdem, F., 1982. Sivas Karacalar barajı jeofizik rezistivite etüd raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- Ergün, V., 1984. Sivas-Ulaş Karacalar barajı mühendislik jeolojisi planlama raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- Gökçe, A., 1988. Sivas güneydoğusundaki jips, sölestin ve kayatuzu yataklarının jeolojisi oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi, 64 s., Sivas.
- Gökten, E., Kelling, G. 1991. Hafik kuzeyinde Senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refahiye havzası sınırında tektonik kontrol. Ahmet Acar Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana, 113-123
- I.S.R.M., 1978. Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock masses. Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests, Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 15, 319-368.
- İlker, S., Özyeğin, G., 1971. Sivas havzası hakkında jeolojik rapor. T.P.A.O. rapor no: 4180
- İnan, N., İnan, S., 1987. Fasiyes özelliklerine göre tecer kireçtaşı formasyonunun (Sivas) yapısı hakkında bir yorum. T.J.K. Bülteni 33, 51-56.
- Kurtman, F., 1973. Sivas Hafik, Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Derg., 80, 1-33.
- Meşhur, M., Aziz, A., 1980. Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. T.P.A.O. rapor no: 1530, Ankara, (yayınlanmamış).
- Tekmen, F., Karagöz, T., 1987. Sivas-Ulaş Karacalar barajı geçirimsiz ve yarı geçirimli geçiş planlama aşaması revizyon raporu. D.S.İ. XIX. Böl. Müd. Sivas, (yayınlanmamış).
- Rutledge, J. C., Preston, R. L., 1978. Experience with engineering classifications of rock for the prediction of tunnel support. Proceedings International Tunneling Symposium, Tokyo, pp. A-3-1:7.
- Stchepinsky, V., 1939. Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor, M.T.A. rapor no: 868, Ankara.
- Yalçınlar, I., 1955. Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait rapor. M.T.A. rapor: 2577, Ankara.
- Wickham, G. E., Tiedeman, H.R., Skinner, E. H., 1972. Support determination based on geologic predictions. Proceedings, Rapid excavation tunneling conference, American Institution of mining engineers, pp. 43-47.
- Wickham, G. E., Tiedeman, H.R., Skinner, E. H., 1974. Ground support prediction model-RSR concept. Proceedings, Rapid excavation tunneling conference, American Institution of mining engineers, New York, pp. 691-707.

İMRANLI (SİVAS) GÜNEYİNİN STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

STRATIGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF THE SOUTHERN İMRANLI (SİVAS)

Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : İnceleme alanında en yaşlı birim Üst Kretase yaşlı ve serpantinlerden meydana gelen Divriği ofiyolitli karışıdır. Bu birim üzerine Alt Eosen (İpresiyen) yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Kozluca formasyonu uyumsuz olarak gelmiştir. Orta Eosen (Lütésiyen) yaşlı Bozbel formasyonu Fıdıldağ ve Çamurcu üyelerine ayrılmıştır. Bunlardan Fıdıldağ üyesi altta bulunmakta olup, çakıltaşı, tuf, tüfit, kumtaşı, silttaşı, marn ile kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Çamurcu üyesi ise kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve kireçtaşlarından oluşur. Alt Oligosen (Rüpeliyen) yaşlı Selimiye formasyonu'nda evaporitik ve kırıntılı litolojiler egemendir. Bu formasyon Bozbel formasyonu'nu uyumsuz olarak üstler. Alt Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşlı birimlerden meydana gelen Hafik formasyonu genellikle kırmızı renkli karasal ortam çökellerinden oluşmuş ve Selimiye formasyonu'nu aşıl uyumsuzlukla üstlemiştir. Karacaören formasyonu ise Hafik formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmiş, bataklık ve sığ deniz ortamında çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Yamadağ volkanitleri bazalt ve andezitik bazaltlarla temsil edilmektedir. Tüm bu birimleri Kuvaterner yaşlı, serbest haldeki çakıl, kum, silt ve kil şeklinde bulunan alüviyal çökeller üstler.

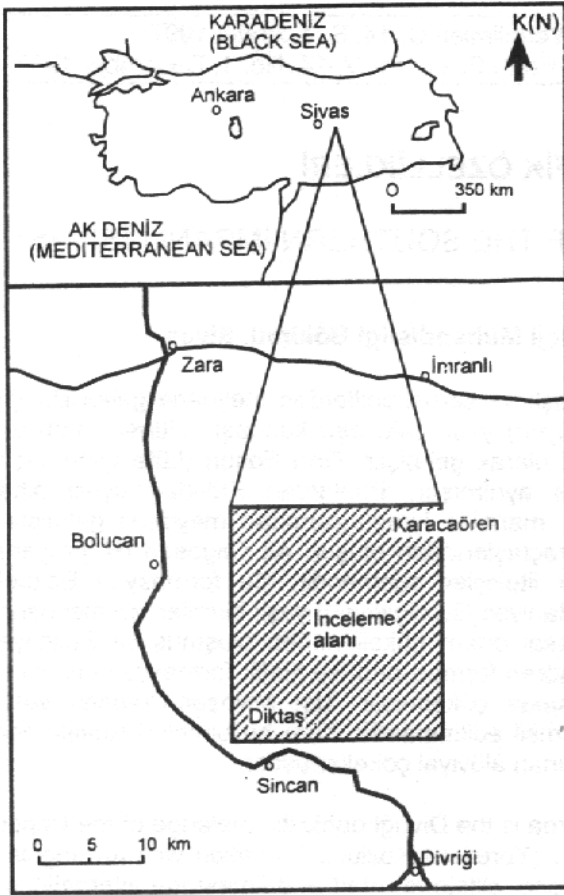
ABSTRACT: The oldest rock unit in the investigation area is the Divriği ophiolitic melange of the Upper Cretaceous. This unit is overlain by the Lower Eocene (Ypretian) Kozluca formation with an angular unconformity. It is composed of conglomerate, sandstone, siltstone, marl and limestone alternations. Middle Eocene (Lutetian) Bozbel formation is subdivided into two members namely the Fıdıldağ and Çamurcu. The first member is located at the base and is composed by the alternation of conglomerate-tuff-tuffite-sandstone-siltstone-marl and limestone. Evaporitic and detritic materials are abundant in the Selimiye formation which overlies the Bozbel formation unconformably. Lower Miocene (Aquitaniyen-Burdigalian) Hafik formation is mainly composed of continental red beds and covers the Selimiye formation unconformably. Karacaören formation represented by neritic and swamp environments rests on Hafik formation. Yamadağ volcanics Upper Miocene-Pliocene consists of basalts and andesitic basalts. All those units are covered by the Quaternary aged unconsolidated pebble, sand, silt and clay deposits.

GİRİŞ

Bu çalışma ile incelenen bölgenin stratigrafik özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Sivas Tersiyer Havzasının doğusunda yer alan bu bölge yaklaşık 510 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Yörede şimdiye kadar yapılan değişik jeolojik amaçlı çalışmalarda bazı birimlerin yaşları ve stratigrafik konumları hakkında fikir birliği sağlanamamıştır. Kurtman (1973) tarafından inceleme alanını da içine alan bölgenin stratigrafisi konusunda tüm birimler ayrıntılı olarak ele alınmamıştır. Özellikle bazı birimlere fosil bulgularına dayanmadan yalnızca stratigrafik konumlarına göre yaş verilerek değerlendirilmiştir. 1993 yılında tamamlanan doktora çalışmasının bir bölümünü oluşturan bu çalışmada Kurtman (1973) tarafın-

dan yapılan formasyon adlamaları esas alınmıştır. Değişik yaştaki birimlerden yaklaşık 600 adet nokta ve ölçülü stratigrafi kesit örneğinin incelenmesi sonucunda bölgede yüzeyleyen birimlerin litolojik özellikleri, alt-üst ilişkileri, kalınlıkları, yaşları ve çökme ortamları ortaya konulmuştur.

Sivas Havzası'nın tamamının stratigrafisini ele alan çalışmalar Kurtman (1973), Aktimur ve diğ. (1990) ile Cater ve diğ. (1991) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bunların dışında inceleme alanının hemen güneydoğusunda Aral (1986) ve Tunç ve diğ., (1991) tarafından, güneybatısında da Artan ve Sestini (1971) tarafından stratigrafik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Özellikle Eosen ve Oligosen yaşlı birimlerde Gökçen (1981 ve 1982) ile Gökçen ve Kelling (1985) sedimentolo-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the investigated area.

jik ve sedimanter petrolojik incelemelerde bulunmuşlardır. Meşhur ve Aziz (1980), Korkmaz (1990), Altunsoy (1993), Altunsoy ve Özçelik (1994, 1996a ve 1996b) havzayı organik fasiyes ve hidrokarbon özellikleri açısından değerlendirmişlerdir.

STRATİGRAFI

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylenmektedir. Temelde serpantinlerden oluşan ve yerleşim yaşı Üst Kretase olan allohton konumlu Divriği ofiyolitli karışığı (Tunç ve diğ., 1991) yer almaktadır (Şekil 2 ve 3). Bunun üzerine çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Alt Eosen yaşlı Kozluca formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir. Orta Eosen yaşlı Bozbel formasyonu iki ayrı üyeye ayrılmıştır. Kozluca formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunan Fıdıldağ üyesinde çoğunlukla volkanik malzemeden türeyen kırıntıların oluşturduğu çakıltaşı, kumtaşı tuf, tüfit, silttaşı, marn ve kireçtaşı litolojileri yer almaktadır. Üstte bulunan

Çamurcu üyesi ise kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve kireçtaşları ile temsil edilerek Fıdıldağ üyesini uyumlu olarak izlemektedir.

Genellikle kırmızı renkli detritikler ile evaporitik çökellerin egemen olduğu Alt Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu Çamurcu üyesini uyumsuzlukla örter ve kendisinden daha genç birimler tarafından da uyumsuzlukla üzerlenir. Miyosen yaşlı birimler iki ayrı formasyona ayrılmıştır. Bu formasyonlar Sivas Tersiyer Havzasının bazı bölümlerinde birbirleriyle yanal geçişlidir (Kurtman, 1973). İnceleme alanında ise Hafik formasyonu altta, Karacaören formasyonu üstte bulunmaktadır. Hafik formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn, kireçtaşı ve jipslerden; Karacaören formasyonu ise çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmuştur.

Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı bazalt ve andezitik bazaltlardan meydana gelen Yamadağ volkanitleri daha yaşlı birimler içerisinde dayk şeklinde yüzeye çıkmıştır. İnceleme alanında tüm bu birimleri örten ve dere yataklarında yüzeyleyen Kuvaterner yaşlı alüvyonlar stratigrafik dizilimin en üstünde yer alırlar.

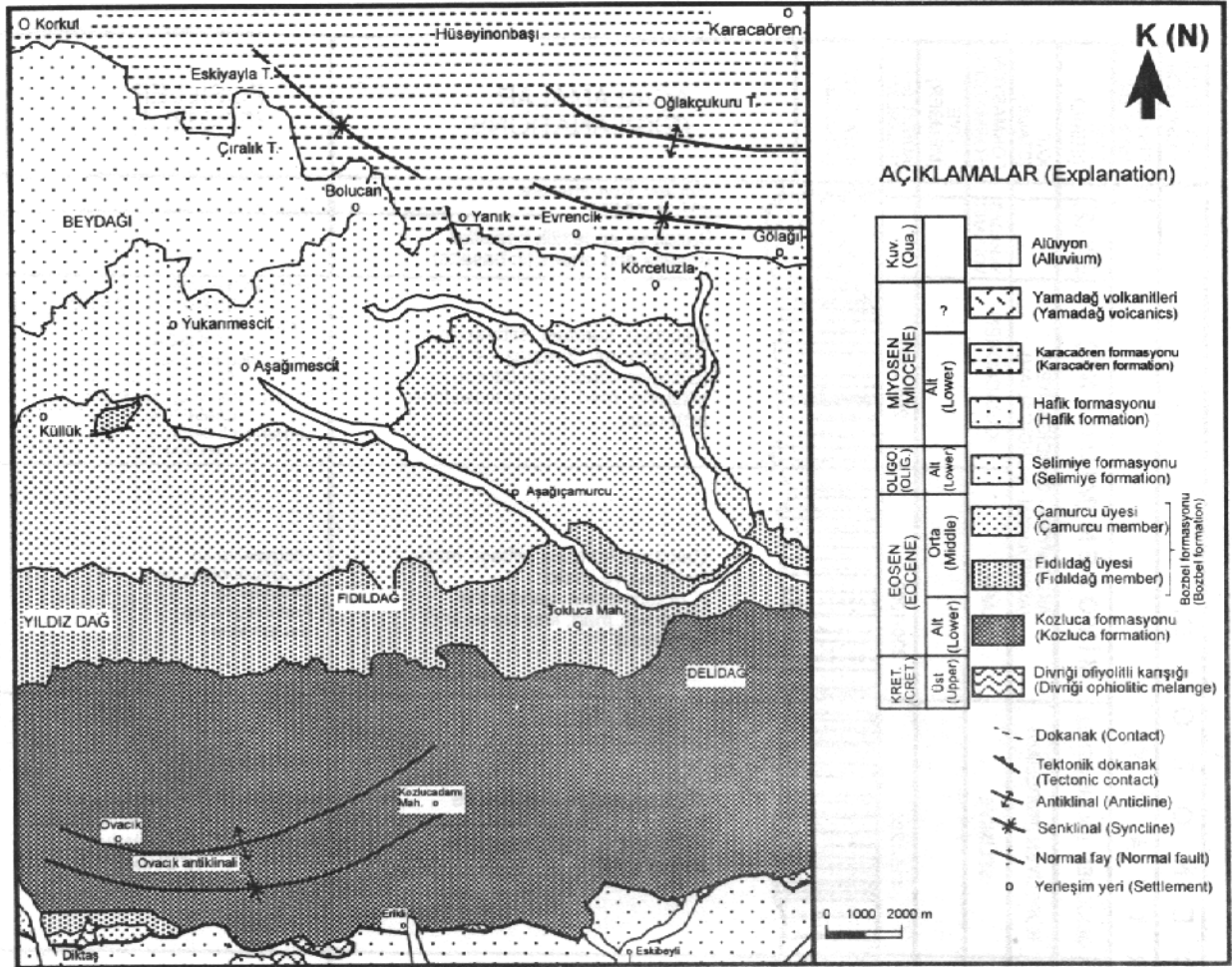
Divriği Ofiyolitli Karışığı

Genel Tanım: İnceleme alanının güneyinde yüzeyleyen ve ofiyolitik kökenli bileşenlerden oluşan karışık, Bayhan ve Baysal (1981 ve 1982) tarafından Güneş ofiyoliti olarak, Tunç ve diğ., (1991) tarafından da Divriği ofiyolitli karışığı olarak adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Divriği ofiyolitli karışığı inceleme alanının güney kesimlerinde doğu-batı yönünde uzanmaktadır. Bu alanlar; Diktaş Köyü kuzeyi ile Erikli Köyü doğu ve batısındaki küçük yüzleklerdir.

Birim, incelenen bölgenin temelini oluşturmaktadır. Üzerine ise İpresiyen yaşlı Kozluca formasyonu gelmektedir. Ancak, bazı alanlarda Alt Miyosen yaşlı Hafik formasyonu üzerinde tektonik dokanaklı olarak da yer aldığı gözlenmektedir.

Kaya Türü: Ofiyolitik birim parlaklığı, yeşil ve koyu yeşil renkli görünümüyle diğer litolojilerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Üst düzeylerinde lateritleşmeler nedeniyle kahverengimsi renkleri de görmek mümkündür. Lateritlerin kalınlığı 10-20 m'ye kadar ulaşmaktadır. Karışıktan derlenen örneklerin mikroskobik incelemelerinde tamamının serpantin olduğu anlaşılmıştır. Fibroblastik doku göstermekte, opak mineraller ile serpantinlerden oluşmaktadır. Serpantinlerin manto kökenli dunit, harzburjit ve lertzolitlerin serpantinleşmesinden oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 2. Geological map of the investigated area.

Oluşum Ortamı: Ofiyolitik kayalar, okyanus tabanında açılmaya başlayarak kapanıma kadar oluşumlarını devam ettirmektedir. Kapanma sırasında meydana gelen oluşumlar ofiyolitik karışıklar olarak tanımlanmaktadır. Okay (1952) ile Baykal ve Erentöz (1966) bölgedeki ofiyolitik kayaların serpantin, gabro ve diyabaz gibi bazı kayalardan meydana geldiğini, Mesozoyik sırasında bölgeye yerleştiğini ileri sürmektedirler. Kurtman (1973) ise bunların Üst Kretase yaşında olduğunu belirtmektedir. Brinkman (1968)'da yöredeki ofiyolitlerin bir kısmının Üst Jurasik'dan önce, diğer bir kısmının ise Üst Kretase'den sonra bölgeye yerleştiğini savunmaktadır.

Yılmaz (1985), Pontid'lerle Torid'ler arasında yer alan havzanın kapanmaya başlamasının genel olarak Üst Kretase'de ve Alt Kretase'nin sonuna doğru, ya da çok daha eski olduğunu açıklamaktadır. Bu araştırıcı aynı kuşak içerisinde yer alan en genç blokların

Senomaniyen yaşlı olduklarını belirterek okyanusal kabuğun Pontid levhası altına dalmaya başladığını ve bunu izleyen evrede kalkalkalin volkanizmanın meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca, önemli tektonik olayların olduğu bu dönemde ofiyolitli karışığın oluşumunu sürdürdüğünü, Alt Senoniyen'den Üst Senoniyen'e doğru oluşumunu tamamladığını ileri sürmüştür. Tunç ve diğ. (1991)'nin çalışmalarında da ofiyolitli karışığın yerleşim yaşının Üst Kretase'de olduğu açıklanmıştır.

İpresiyen yaşlı Kozluca formasyonu Divriği ofiyolitli karışığı üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Ayrıca, Kozluca formasyonunun bileşenlerinden olan çakıltaşları ile kumtaşlarında ofiyolitik karışıktan türeyen bol miktarda kırıntı bulunmaktadır. Karışık içerisinde yaş bulgusu olan tortul bileşenlerin olmayışı yerleşimin hangi zamanda olduğunun belirlenmesini güçleştirmektedir. Magmatik bileşenlerden oluşan karışığın inceleme alanındaki konu-

ÜST SİSTEM (U.SYSTEM)		SİSTEM (SYSTEM)		SERİ (SERIE)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	ÜYE (MEMBER)	KALINLIK (m) (THICKNESS)	KAYA TÜRÜ (LITOLJİ)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	FOSİLLER (FOSSILS)
MESOZOYİK MESOZOIC	KRETASE (CRETACE)									Çakıl, kum, silt ve kil (Gravel, sand, silt and clay)	
										Bazalt ve andezitik bazaltlar Basalts and andesitic basalts	
										Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, marn, killi kireçtaşı, kireçtaşı ile kömür (Conglomerate, sandstone, siltstone, marl, clayey limestone with coal)	Archais hensoni SMOUT VE EAMES Idalina aff. sinjarica GRIMSDALE Heterellina aff. guespellensis SCHLUMBERGER Spirloculina aff. cylindracea LAMARCK Terebralia bidendata DEFRANCE
										Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, marn, kireçtaşı ve jipsler (Conglomerate, sandstone, siltstone, marl, limestone and gypsum)	Miogypsina sp. Miogypsinoidea sp. Archais sp. Amhistegina sp. Hauerinidae
										Kumtaşı, marn, kireçtaşı ve jipsler (Sandstone, marl, limestone and gypsum)	Idalina aff. sinjarica GRIMSDALE Heterellina cf. guespellensis SCHLUMBERGER Archais cf. compressus (d'ORBIGNY) Spirloculina sp.
										Kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl, killi kireçtaşı ve kireçtaşı (sandstone, siltstone, marl, shale clayey limestone and limestone)	Hantkenina sp. Morozovella sp. Globigerinoides sp. Radiolaria
										Çakıltı, tuf, tüfit, kumtaşı, silttaşı ve marn ile kireçtaşı (Conglomerate, tuff, tuffite, sandstone, siltstone, marl and limestone)	Morozovella aragonensis (NUTTALL) Morozovella sp. Globigerina sp. Globigerinoides sp.
										Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, marn, kireçtaşı ve killi kireçtaşı (Conglomerate, sandstone, siltstone, marl, limestone and clayey limestone)	Nummulites leupoldi SCHAUB Orbitoclypeus aff. seunesi DOUVILLE Alveolina fusiformis SOWERBY Alveolina cucumiformis HOTTINGER Assilina sp. Orbitolites sp.
										Serpantin (Serpentine)	

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the investigated area.

muna göre Alt Eosen'den önce bölgeye yerleşmiş olduğu kesindir. Yörede yapılan diğer çalışmalar da dikkate alındığında bu yerleşimin Üst Kretase'de olduğu söylenebilir.

Kozluca formasyonu

Genel Tanım: Yörede geniş yüzlekler sunan kahverengi, kırmızımsı ve gri renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, şeyl ve yer yer de kireçtaşlarından oluşan formasyon ilk kez Kurtman (1973) tarafından adlandırılmış, bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Yayılm ve Konum: Yıldızdağ, Delidağ ve Ovacık Köyü yörelerinde yüzlek veren Kozluca formasyonu doğu-batı yönünde uzanmaktadır. Güney bölümler dışında genellikle sarp topografyanın egemen olduğu alanlarda görülür.

Kozluca formasyonu Diktaş Köyü kuzey bölümlerinde Divriği ofiyolitli karışığı üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Yüzleklerinin görüldüğü diğer alanlarda ise Alt Miyosen yaşlı Hafik formasyonu üzerinde tektonik dokanıklı bir şekilde bulunmaktadır. Delidağ yükseliminin de görüldüğü ve doğu-batı yönünde uzanan üst sınırı ise uyumlu bir şekilde Bozbel formasyonu'nun Fıdıldağ üyesi tarafından örtülmektedir.

Kaya Türü: Kozluca formasyonu tabanda kırmızı, kahve ve gri renkli polijenik çakıltaşları ile başlamaktadır. Çakıltaşları, bazan düzensiz dağılımlı ve orta iri katmanlı, çoğunlukla kötü boylanmalıdır. Bol kireçtaşı çakıllarının yanında ofiyolitik kayaç çakıllarına da rastlanılmaktadır. Kireçtaşı çakıllarının beyaz ve gri renkli, bol kalsit damarlı ve kristalize, iyi yuvarlaklaşmış, küreselliklerinin de orta derecede oldukları saptanmıştır. Ofiyolitik kayaç parçalarından türeyen çakıllar ise serpantin ve radyolarit parçacıkları şeklindedir. Bunların yuvarlaklık ve küresellikleri kireçtaşı çakıllarına göre daha iyidir.

Çakıltaşları bazı düzeylerde kumtaşlarına dereceli geçiş gösterir. Bağlayıcı olarak genellikle kil, daha az olarak da karbonat bulunmaktadır. Kil ile bağlananlar yumuşak, karbonat ile bağlananlar da sert ve tıkdır.

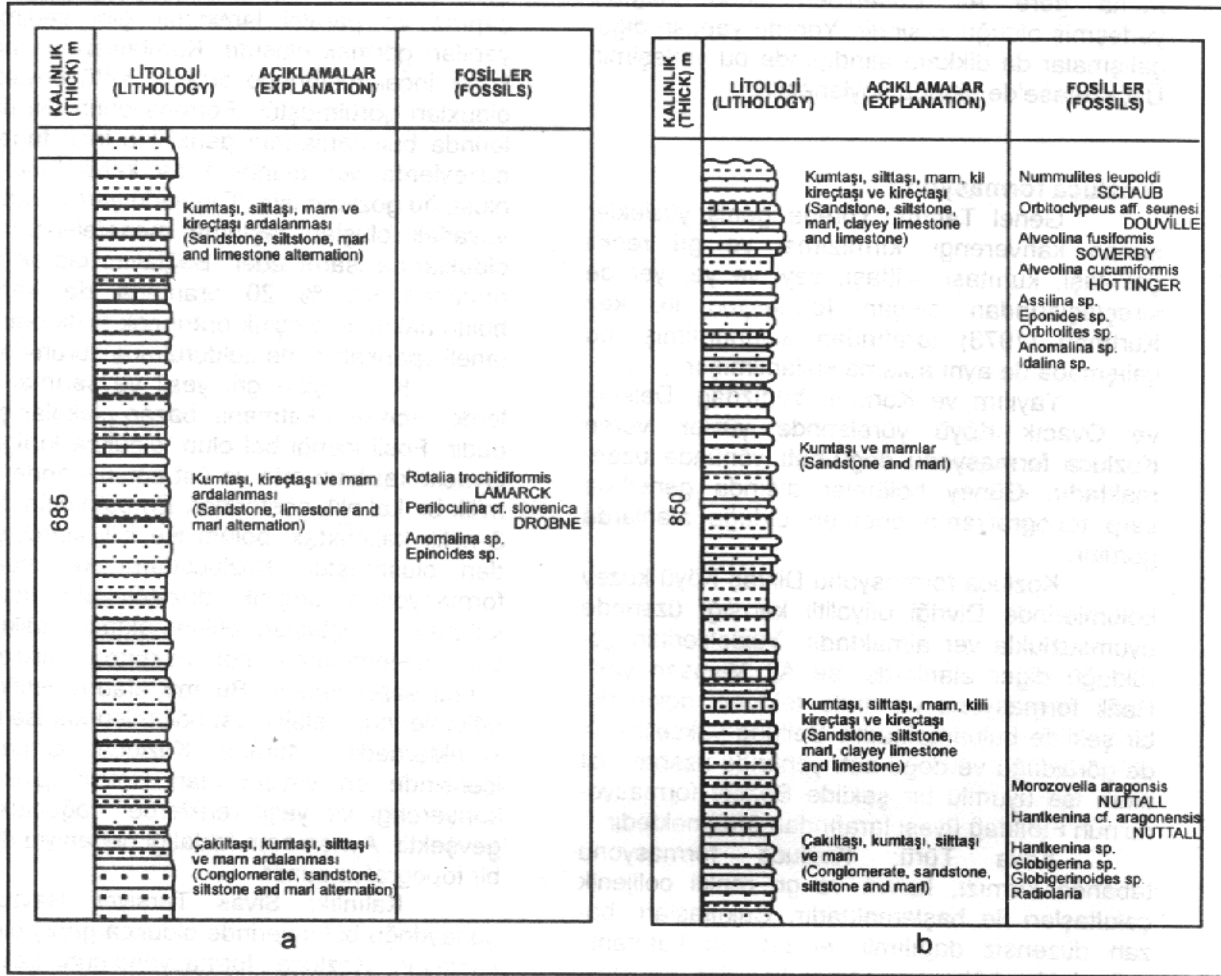
Kumtaşları; gri, kırmızımsı ve kahverenginin çeşitli tonlarındaki renklere sahiptir. Özellikle Ovacık kesitinde çakıltaşları ile kumtaşları dereceli geçiş göstermektedir. Bu düzeylerde tane boyutları üst kesimlere doğru küçülerek normal bir dizilim sunar. İstifin alt bölümlerinde genellikle iri taneli ve orta-kalın katmanlı olan kumtaşları, orta ve üst düzeylerde hem katman kalınlıklarında hemde tane boyutlarında bir küçülme göstermektedir. Yine, kumtaşlarından silttaşı ve kireçtaşlarına dereceli geçişler gözle-

nen alanlar bulunmaktadır. Derecelenmeler, çapraz ve paralel laminalar gibi sedimanter yapıları görmek olasıdır. Kumtaşlarının mikroskopik incelemelerinde orta ve kötü boylanmalı oldukları görülmüştür. Formasyonun üst düzeylerinde bulunanlarının genellikle ince taneli, alt düzeylerde yer alanların da kaba tanelerden oluştuğu gözlenmiştir. Tanelerin yarı yuvarlak ve yuvarlak oluşları taşınma mesafelerinin uzun olduklarına işaret eder. Bağlayıcı olarak % 80 oranında kil, % 20 oranında da karbonat bulunmaktadır. Boşluk oranı çok fazla olanlar iri taneli sparikalsitlerle doldurulmuş durumdadır.

Kireçtaşları gri, yeşil ve sarımsı renklerde, ince-orta katmanlı, bazan plakalar şeklindedir. Fosil içeriği bol olup, oldukça kırılmalıdır. Ovacık kesitinin orta ve üst bölümlerinde 10-15 m'lik bir kalınlık gösterirler. En üst bölümdeki 2-3 m'lik kalınlıktaki bölüm ise killi kireçtaşlarından oluşmuştur. Kozlucadamı kesitinde ise formasyonun değişik düzeylerinde ince-orta katmanlı kireçtaşları bulunmaktadır. Mikroskopik incelemelerde bol miktarda mikrofauna içeriği saptanmıştır. Bu mikrofauna istifin orta bölümlerinde pelajik, üst bölümlerinde ise bentik karakterdedir. Marnlar Kozluca formasyonu içerisinde en yaygın olan litoloji tipidir. Gri, kahverengi ve yeşil renklerde, çoğunlukla da gevşektir. Ayrışmanın fazlalığı nedeniyle düzgün bir topografya sunar.

Kalınlık: Sivas Tersiyer Havzası'nın güneydoğu bölümlerinde oldukça geniş bir alanı kaplayan Kozluca formasyonu'nun kalınlığını Kurtman (1973) 1.500 m olarak vermiştir. İnceleme alanının doğusunda çalışan Aral (1986) ise bu kalınlığın yaklaşık 1.200 m olduğunu belirtmektedir. Tunç ve diğ. (1991)'de aldıkları ölçülü dikme kesitte 800 m'lik kalınlığın var olduğunu ortaya koymuşlardır. Formasyonun kıvrımlı yapısı nedeniyle kalınlığı değişkenlik göstermektedir. Ayrıca, alt düzeylerdeki bindirmeli konumundan ötürü toplam kalınlığı ölçülememiştir. İnceleme alanında en iyi izlendiği bölümler, Ovacık antiklinalinin kanatlarıdır. Bu antiklinalin Ovacık Köyü bölümündeki kuzey kanadından alınan ölçülü kesitte toplam 685 m'lik kalınlık ölçülmüştür. Kozlucadamı Mahallesi kuzeyinde bulunan kanadından alınan ölçülü kesitte de 850 m'lik kalınlık belirlenmiştir (Şekil 4). Doğu bölümlerde yer alan ve Delidağ yükseliminin bulunduğu alanlarda ise kalınlığın daha da arttığı izlenmektedir. Ölçülü stratigrafik kesitler ve formasyonun topografik yükseliminden de anlaşıldığı gibi, kalınlık inceleme alanının batısından doğusuna doğru artarak 1.500 m'ye kadar ulaşmaktadır.

Fosil içeriği ve yaş: Formasyonu oluşturan litolojilerden kireçtaşı dışındakilerde fosil



Şekil 4. Kozluca formasyonu ölçülü stratigrafi kesitleri, a- Ovacık kesiti, b- Kozlucadamı kesiti
Figure 4. Measured stratigraphic sections of the Kozluca formation, a- Ovacık section, b- Kozlucadamı section.

izine rastlanılmamıştır. Ovacık tip kesitinin orta ve üst düzeyleri ile Kozlucadamı kesitinin değişik düzeylerinde yer alan kireçtaşları bol fosillidir. Mikroskobik incelemeler sonucunda saptanan bu fosiller şu şekilde sıralanabilir; *Alveolina cucumiformis* HOTTINGER, *Alveolina fusiformis* SOWERBY, *Rotalia trochiformis* LAMARCK, *Nummulites leupoldi* SCHAUB, *Hantkenina cf. aragonensis* NUTTALL, *Periloculina cf. slovenica* DROBNE, *Orbitoclypeus aff. seunesi* DOUVILLE, *Rotalia sp.*, *Idalina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Hantkenina sp.*, *Globigerina sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Eponides sp.*, *Anamolina sp.*, *Bryozoa* ve *Algler*'dir.

Yukarıda belirlenen bentik planktik fosil içeriğine göre Kozluca formasyonunun Alt Eosen (İpresiyen) yaşında olduğu söylenebilir. Aynı formasyonun değişik kesimlerinde çalışan araştırmacılar Kurtman (1973), Aral (1986) ile

Tunç ve diğ. (1991)'de formasyonun Alt Eosen yaşında olduğunu belirtmektedirler.

Ortamsal yorum: Tabanda yer alan çakıllıtaşı, kumtaşı ve silttaşı gibi klastikler tipik bir transgresyon denizinin sığ çökelleri olup denizin giderek derinleştiğine işaret ederler. Daha sonra derinleşen denizde planktoniklerin gözlendiği killi kireçtaşları çökelmiştir. Üst düzeylerde gözlenen iri bentikler ise denizin giderek sığlaştığını kanıtlarlar.

Bozbel formasyonu

Genel Tanım: İnceleme alanı ve yakın yöresinde çok geniş alanlarda yüzeyleyen Bozbel formasyonu, tabanda koyu yeşil-gri renkli çakıllıtaşları ile başlamakta, kumtaşı, kireçtaşı ve marmarla devam etmektedir. Formasyon ilk kez Kurtman (1973) tarafından

adlandırılmış bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Bozbel formasyonu'nun altında uyumlu bir şekilde Kozluca formasyonu yer almakta, üstüne ise uyumsuzlukla Alt Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu gelmektedir. Ancak, inceleme alanının güneyinde yer alan yüzleklerinde Alt Miyosen yaşlı Hafik formasyonu ile bindirmeli dokanakları izlenmektedir. Birim içerisinde ilk kez iki üye ayırtılarak tanımlanmıştır.

Üyeler: Formasyonun alt düzeylerini oluşturan bölümüne Fıdıldağ üyesi, üst düzeylerini oluşturan bölümüne de Çamurcu üyesi adı verilmiştir. Fıdıldağ üyesi koyu yeşil ve gri renkli çakıltaşı ile tuf ve tüfitler, orta-kalın katmanlı kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmuştur. Çamurcu üyesi ise yeşil ve gri renkli kumtaşı, silttaşı, marn ve sarımsı renklerdeki kireçtaşından meydana gelmiştir. Bu iki üye hem ortam ve hem de kaya türü açısından farklı özellikleri gösterir.

Fıdıldağ üyesi

Genel Tanım: İnceleme alanında en fazla sarp topografyanın bulunduğu alanlarda yüzeyleyen bu üyede genel olarak klastik kayaçlar yüzlek vermektedir. Bunlarda da volkanik malzemenin egemen olduğu kırıntılar yer almaktadır. Üye, en iyi şekilde Fıdıldağ'da izlendiği için Fıdıldağ üyesi adı verilmiştir.

Yayılmı ve Konum: Fıdıldağ üyesi inceleme alanının orta bölümlerinde, doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Üyenin tip yeri Fıdıldağın doğusunda Tokluca mevkiindedir. Yıldızdağ ve Fıdıldağ çevresi, Küllük Köyü güneydoğusu ve Diktaş Köyü kuzeyinde yüzlek vermektedir.

Birim, Kozluca formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Üzerinde Çamurcu üyesi yine uyumlu olarak bulunur.

Kaya Türü: Tabanda koyu yeşil ve gri renkli çakıltaşı, tuf, tüfit ve kumtaşları ile başlamakta, marn ve ince-orta katmanlı kumtaşları ile devam etmektedir. Üst düzeylerde ise gri ve sarımsı renkli kıvrımlı kireçtaşları görülmektedir (Şekil 5).

Çakıltaşları alt düzeylerde iri katmanlı ve kötü boylanmalıdır. Bazı durumlarda çakıl boyutları daha da büyüerek blok boyutuna kadar ulaşmaktadır. Alt düzeylerde bulunan bu çakıltaşlarının kalınlığı 10-15 m'yi bulmaktadır. Çakılların yuvarlaklık ve küresellikleri oldukça iyi olup bunların çoğunluğunun ofiyolitik kökenli olduğu görülür. Bunların mikroskobik incelemelerinde serpantinlerden oluştuğu saptanmıştır. Kireçtaşı çakıllarının ise kristalize kireçtaşlarından oluştuğu ve herhangi bir fosil izi taşıma-

dıkları belirlenmiştir. Sedimanter ve ofiyolitik kökene sahip bu çakılların yörede geniş alanlarda yüzeyleyen Divriği ofiyolitik karışığına ait olduğu söylenebilir. Yuvarlaklık ve küreselliklerinin de iyi olması, taşınma mesafelerinin uzun olduğuna işaret etmektedir. Tüflerin petrografik incelemeleri sonucunda çoğunlukla plajiyoklas ile piroksen içerdikleri ve volkanik cam ile bağlandıkları belirlenmiştir. Çok yaygın karbonatlaşmaların yanında kloritleşmeler de gösteren tüfler, kristal tuf olarak adlandırılmıştır.

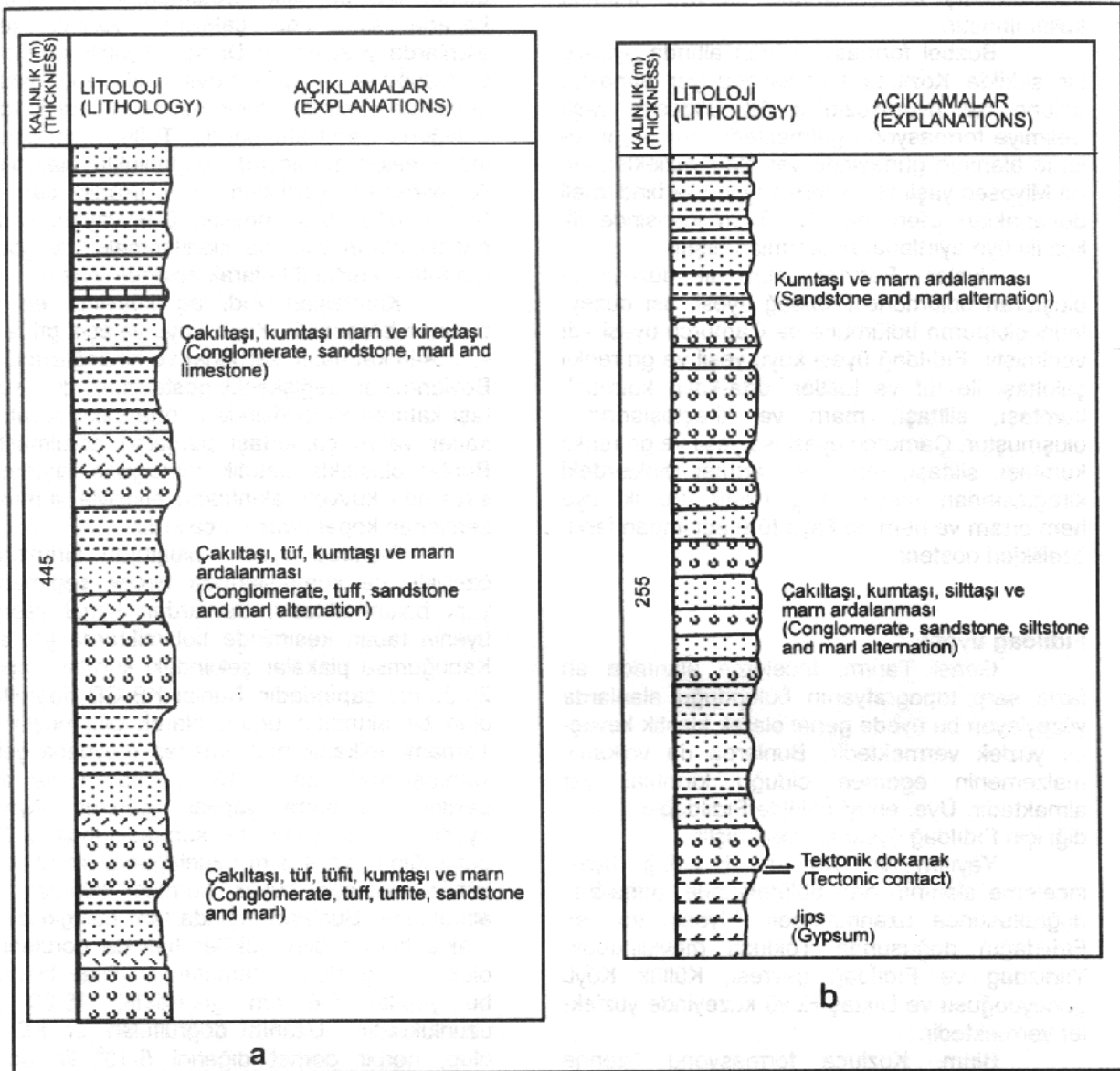
Kumtaşları Fıdıldağ üyesinin en bol bulunan bileşenidir. Yeşil, koyu ve açık gri renkli, orta-iri katmanlı, karbonat ve kil bağlayıcıdır. Boylanmaları değişkenlik göstermektedir. Kumtaşı katmanları içerisinde iri-orta çakıl boyutuna kadar varan çamurtaşı parçaları görülmüştür. Bunlar olasılıkla detritik materyalin taşınması sırasında kuvvetli akıntıların etkisiyle yumuşak zeminden kopartılmış parçalardır.

Fıdıldağ üyesini oluşturan birimlerde, özellikle de kumtaşlarında birçok sedimanter yapı bulunmaktadır. Bunlardan kanal yapıları üyenin taban kesiminde bol miktarda yer alır. Kabuğumsu plakalar şeklindeki kumtaşı topları 20-25 cm çapındadır. Bunlar KB-GD doğrultulu olan bir akıntının ürünü olarak oluşmuşlardır. Tamamı volkanik malzemedeki meydana gelen kumtaşlarında da 10-15 cm boyutunda oval şekildeki yumurta yapıları görülür. Ayrıca, üyenin alt düzeylerindeki kumtaşlarında, 2-3 m genişliğinde ve 4-5 m uzunluğunda akıntı etkileriyle oluşmuş büyük kumtaşı kütleleri yer almaktadır. Bunların dışında tam belirgin olmakla birlikte silik şekiller halinde görülebilen oluk izleri gözlenir. Demetler şeklinde bulunan bu yapılar 5-6 cm genişlikte, 15-20 cm uzunluktadır. Uzanım doğrultuları ise KB-GD olup, herbir demet diğerini 5-10° lik açıyla kesmektedir.

Marnlar yeşil gri ve sarımsı renklidir. Üyenin değişik kesimlerinde farklı kalınlıkta ve kumtaşlarıyla sürekli bir aralanma sunar. Üst düzeylerde yer alan şeyller 5-10 cm kalınlığında ve organik madde içeriği açısından oldukça zengindir.

Yalnızca üst düzeylerde gözlenen kireçtaşları ince katmanlı olup gri, koyu gri ve sarımsı renklindedir. Bunların mikroskobik incelemelerinde mikrit bağlayıcıya sahip oldukları ve pelajik fosil içerdikleri gözlenmiştir.

Kalınlık: Fıdıldağ üyesinin inceleme alanında en iyi izlenebildiği yer olan Tokluca Mahallesi'nin bulunduğu kesimlerdeki kalınlığı 445 m dir. Bu kalınlık doğuya doğru azalırken Karataş Tepe çevresindeki yüzleklerde 255 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 5). Fıdıldağ yöresinde ise daha da artarak 600 m'ye ulaşmaktadır.



Şekil 5. Fıdıldağ üyesi ölçülü stratigrafi kesitleri, a- Tokluca kesiti, b- Diktaş kesiti.

Figure 5. Measured stratigraphic sections of the Fıdıldağ member, a-Tokluca section, b- Diktaş section.

Fosil İçeriği ve Yaş: Üst düzeylerde bulunan pelajik kireçtaşlarında; *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Morozovella* sp. *Globigerina* sp. *Globigerinoides* sp. gibi planktik foraminiferler saptanmıştır. Bu fosillere göre üyeye Orta Eosen (Lütesiyen) yaşı verilmiştir.

Ortamsal Yorum: Fosil içeriği ve kumtaşlarında gözlenen sedimanter yapılar denizel bir ortama işaret etmekte ve planktik organizmalar derinliğinde oldukça fazla olduğunu belirtmektedir. Kumtaşlarındaki sedimanter yapılar türbiditik bir istifi göstermektedir. Kumtaşı toplarının (sandstone ball) dizilimi ve diğer sedimanter yapılar KD-GB yönündeki bir

akıntıyı ifade etmektedir. Türbiditik çökeller bir yelpaze oluşturmakta ve kireçtaşları bu yelpazenin üst düzeylerinde yer almaktadır. Volkanik etkinliğin fazla olduğu dönemlerde havzaya bol miktarda volkanik materyal taşınmıştır. Bu materyallerde ortamda çökelen kırıntılı kayaçların bir bileşeni olarak yer almıştır.

Çamurcu Üyesi

Genel Tanım: İnceleme alanının orta bölümlerinde geniş yüzlekler sunan üye açık yeşil, gri ve sarımsı renkli kumtaşı, silttaşı, marl, killi kireçtaşı ve şeyllerden meydana

gelmiştir. Bozbel formasyonu'nun üst düzeylerini oluşturmakta ve en iyi şekilde Çamurcu Köyü çevresinde izlenmektedir. Bu nedenle birime Çamurcu üyesi adı verilmiştir.

Dağılım ve Konum: Üye, batıda Küllük Köyü'nden başlayarak Aşağıçamurcu Köyü'nün doğu bölümlerine kadar uzanan geniş bir alanda yüzlek vermektedir. İnceleme alanının güney bölümlerinde ise Diktaş Köyü'nün kuzeyinde görülür.

Çamurcu üyesi'nin altında yine Bozbel formasyonu'nun başka bir üyesi olan Fıdıldağ üyesi bulunur. Bu iki üye birbirleriyle uyumludur. Üzerinde ise Alt Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu uyumsuzlukla yer almaktadır.

Kaya Türü: Birim tabanda yeşil ve gri renkli, orta-kalın katmanlı kumtaşları ve marn aralanması ile başlamaktadır. Bazı kesimlerde bu aralanma içerisinde killi kireçtaşları da yer almaktadır. Orta ve üst düzeylerde ise organik madde içeriği açısından zengin olan ince-orta katmanlı kumtaşları, marnlar, killi kireçtaşları ve kireçtaşları bulunur.

Kumtaşlarının kalınlığı aralanma içerisinde değişkendir. Kalın oldukları bölümlerde gevşek dokulu ve kille bağlanmışlardır. Kireçtaşları üyenin orta ve üst düzeylerinde önemli bir yer tutmaktadır. Bunlar; krem, gri ve sarımsı renklerde, 5-10 cm katman kalınlığında ve kırılmalı bir yapıdadır. Küllük Köyü çevresindeki yüzlekleri organik madde içeriği açısından son derece zengindir. Tektonizma etkisiyle küçük ölçekli kıvrımlar oluşturmuşlar bazende ezikli zonlar meydana getirmişlerdir. Mikroskobik incelemelerinde de pelajik mikrofauna içerdikleri gözlenmiştir. Diğer litolojilerle aralanmalı olarak bulunan marnlar dağılgan, bazı düzeylerde böbreğimsi haldedir. En üst düzeylerde çok az kalınlık sunan ve yüksek organik madde içeriğine sahip olan şeyller izlenmektedir.

Kalınlık: Çamurcu üyesinin taban ve tavanının en iyi izlendiği yer olan Küllük Köyü, Aşağıçamurcu Köyü ve Köydere'de üç adet ölçülü dikme kesit alınmıştır. Bunlardan Küllük ölçülü dikme kesitinde 537 m, Aşağıçamurcu ölçülü dikme kesitinde 930 m ve Köydere ölçülü dikme kesitinde ise 390 m'lik kalınlık ölçülmüştür (Şekil 6). İncelenen bölgede üyenin kalınlığı doğudan batıya doğru artmakta olup, kesit ölçülemeyen alanlarda bu kalınlığın 1.500 m'ye kadar çıktığı gözlenmiştir.

Fosil İçeriği ve Yaş: Değişik düzeylerden alınan nokta ve ölçülü dikme kesitlerden derlenen kireçtaşlarında; *Hantkenina* sp., *Morozovella* sp., *Globigerinoides* sp., Radiolaridae ve sünger spikülleri saptanmıştır. Bu fosil içeriği Eosen'i karakterize etmektedir. Kurtman (1973) ve Aral (1986) aynı birim içerisinde Orta Eosen

(Lütesiyen) yaşını veren fosilleri belirlemiştir. Birimin stratigrafik konumu da dikkate alındığında yukarıda adı geçen yaş konağında olduğu ortaya çıkar.

Ortamsal Yorum: Çamurcu üyesi derinliği çok fazla olmayan denizel bir ortamda çökelmiştir. Bu derinlik pelajik faunanın yaşayabileceği bir derinlik olmalıdır. Ayrıca, formasyonun içerdiği kumtaşlarında glokonitin bulunması bu şekildeki bir ortamı göstermektedir (Altunsoy, 1993).

Selimiye formasyonu

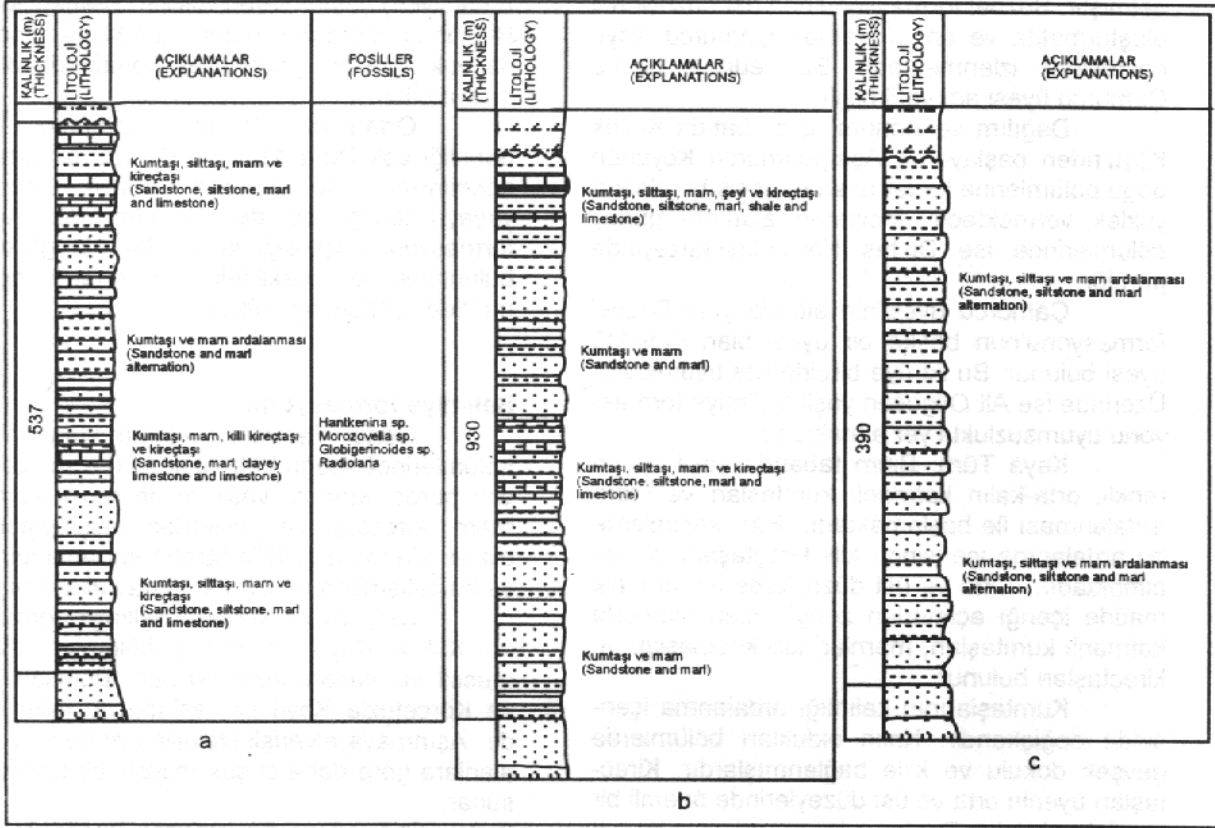
Genel Tanım: İnceleme alanının orta bölümlerinde doğu-batı uzanımlı olan formasyon bordo, kırmızı, yeşil ve gri renkli kumtaşı, marn, kireçtaşı ile jipslerden oluşmuştur. İlk olarak Kurtman (1973) tarafından adlandırılmış ve bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Dağılım ve Konum: Selimiye formasyonu Küllük Köyü'nün kuzey bölümleri, Aşağımescit ve Yukarımescit Köyleri, Bolucan Köyü ve Körçetuzla Köyü çevresinde yüzlemektedir. Aşınmaya elverişli litolojileri nedeniyle diğer alanlara göre daha düşük röliyefli bir topografya sunar.

Birim, Orta Eosen yaşlı Bozbel formasyonu'nun Çamurcu üyesi üzerine uyumsuz olarak gelir. Üstte ise Miyosen yaşlı birimler açılı uyumsuzlukla bulunur. Bu birimler inceleme alanının kuzeybatı bölümlerinde bulunan ve Beydağ yükselimini meydana getiren Alt Miyosen yaşlı Hafik formasyonu ile kuzeydoğu bölümlerinde bulunan yine aynı yaşta Karacaören formasyonu'dur.

Kaya Türü: Değişik kaya türlerinden oluşan birim içerisinde jipsler ve kırıntılı kayalar egemendir. Bunların yanında kireçtaşları da bulunmaktadır. Formasyon, tabanda kalınlığı 200 m'ye varan masif bir jips kütlesi ile başlamaktadır. Orta düzeylerde bu kalınlık 40-50 m'ye kadar düşmektedir. Jipslerin yanında sodyum klorür gibi başka evaporitik çökeller de bulunmakta, bunların yoğunlaştığı düzeyler ekonomik nitelik kazanmaktadır.

Kumtaşları; bordo, kırmızı ve yeşilimsi renklerde, alt düzeylerde orta-kalın katmanlı, ince-orta tanelidir. Üst düzeylerde ise ince katmanlı ve marnlarla aralanmalı olarak yer alır. Genel olarak yeşil renkli kumtaşları karbonat ile bordo ve kırmızı renkli olanlar da kille bağlanmıştır. Kumtaşlarında alt düzeylerde paralel ve çapraz laminalanmalar ile savrulma izleri görülmüştür. Üst düzeylerde ise mercek şekilli çapraz katmanlar ile konvolüt laminalar saptanmıştır. En üst düzeylerde ise dalga uzunluğu 20 cm'ye varan simetrik ripılmaklar ile



Şekil 6. Çamurcu üyesi ölçülü stratigrafi kesitleri, a- Küllük kesiti, b- Aşağıçamurcu kesiti, c- Köydere kesiti.

Figure 6. Measured stratigraphic sections of the Çamurcu member, a- küllük section, b- Aşağıçamurcu section, c- Köydere section.

çamur çatlağı dolguları izlenmiştir. Bunların dışında dağılgan bir görünüme sahip olan marnlar da formasyon içerisinde önemli bir yer tutar. Üst düzeylerde yer alan kireçtaşları ise çok az kalınlıkta olup, bol fosil içermektedir.

Kalınlık: Formasyonun değişik kesimlerinden alınan ölçülü stratigrafi kesitlerinde 415 m ile 715 m arasında değişen kalınlıklar ölçülmüştür (Şekil 7). Bunların dışında Körce-tuzla Köyü güneydoğusunda 1.200 m'ye kadar varan kalınlıklar bulunmaktadır.

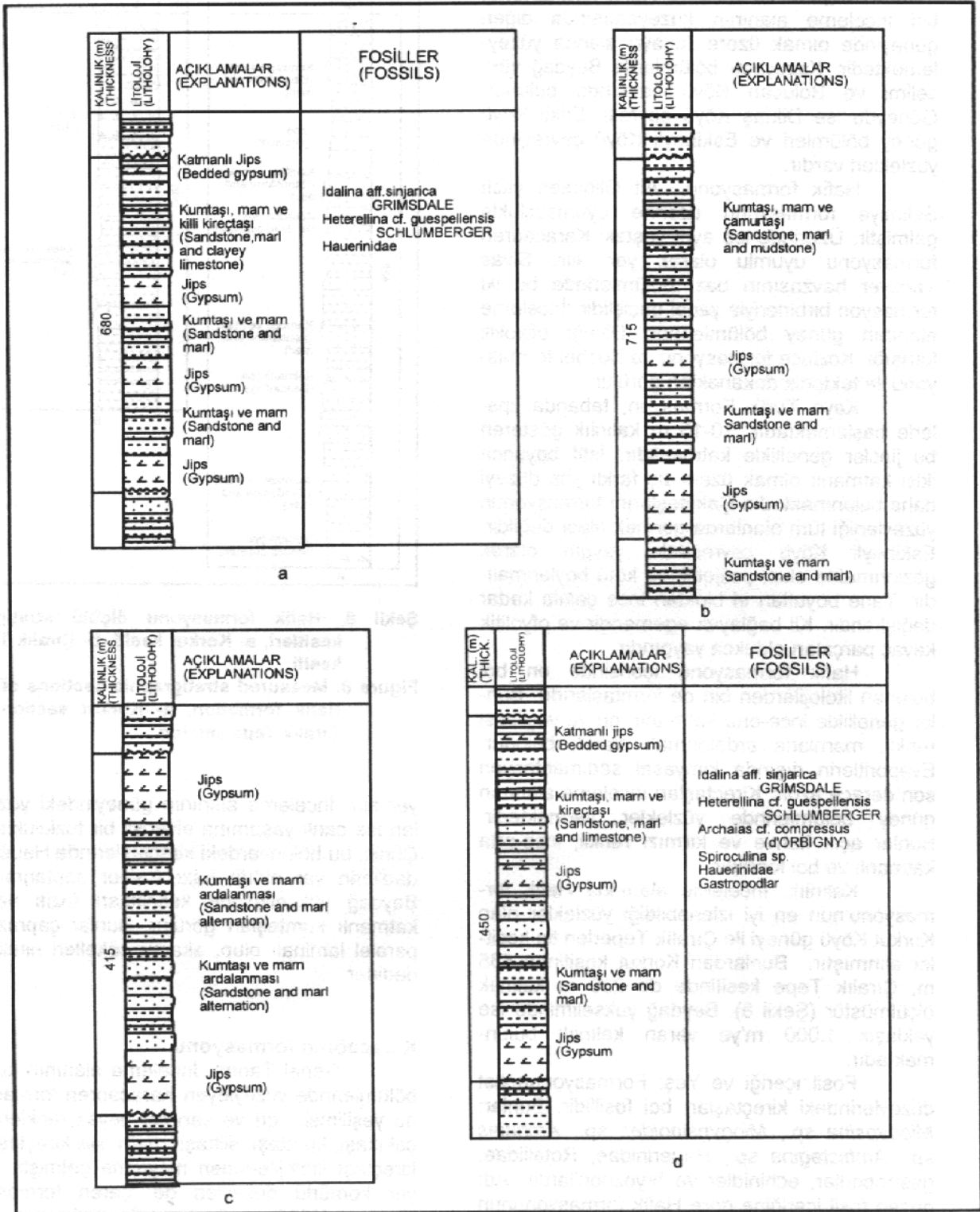
Fosil içeriği ve Yaş: Çeşitli araştırmacılar Sivas Havzası'nda bugüne kadar yaptıkları çalışmalarda Selimiye formasyonu'na stratigrafik konumuna göre yaş vermişlerdir. Bu çalışmada formasyona yaş verebilecek fosil bulguları elde edilmiştir. Yanık dikme kesitinin üst düzeylerinde bulunan kireçtaşları fosil içeriği açısından son derece zengindir. Bunlardan bazıları, *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE, *Heterellina* cf. *guespellensis* SCHLUMBERGER, *Archaias* cf. *compressus* (d'ORBIGNY), *Spiroloculina* sp., Hauerinidae ve gastropodlar şeklinde sıralana-

bilir. Bu fosil içeriğine göre Selimiye formasyonuna Alt Oligosen (Rüpeliyen) yaşı verilmiştir.

Ortamsal Yorum: Evaporit ve kırmızı renkli detritiklerin çökelişi formasyonun siğ ve kapalı bir su ortamında olduğunu gösterir. Litolojilerin dizilimi ve gözlenen sedimanter yapılar lagüner bir ortamı yansıtmaktadır. Denizle bağlantının kesildiği zamanlarda buharlaşmanın artmasıyla 200 m'ye kadar ulaşan evaporit çökelleri olmuştur. Kırmızı renkli ve ince taneli çökellerde rastlanan çamur çatlaqları suların yer yer çekildiğine işaret eder. Lagün ortamının açık denizle bağlantı sağladığı zamanlarda ise denizel gri ve yeşil renkli kumtaşları ile karbonatlar çökelmiştir. Kireçtaşlarında bulunan Hauerinidae'ler de lagün ortamının bir karakteristiğidir.

Hafik formasyonu

Genel Tanım: İnceleme alanında kırmızı renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı, mam, koyu sarı ve gri renkli kireçtaşları ile jipslerden oluşan formasyon Kurtman (1973) tarafından



Şekil 7. Selimiye formasyonu ölçülü stratigrafi kesitleri, a- Körçetuzla kesiti, b- Bolucan kesiti, c- Mescitli kesiti, d- Yanık kesiti.

Figure 7. Measured stratigraphic sections of the Selimiye formation, a- Körçetuzla section, b- Bolucan section, c- Mescitli section, d- Yanık section.

adlandırılmış, bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Dağılım ve Konum: Hafik formasyonu, biri inceleme alanının kuzeybatısında diğeri güneyinde olmak üzere iki ayrı alanda yüzeylenmektedir. Kuzeybatı bölümlerde Beydağ yükselimi ve Bolucan Köyü batısında bulunur. Güneyde ise Diktaş Köyü çevresi, Erikli Köyü güney bölümleri ve Eskibeyli Köyü çevresinde yüzlekleri vardır.

Hafik formasyonu Alt Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmiştir. Üzerinde ise aynı yaştaki Karacaören formasyonu uyumlu olarak yer alır. Sivas Tersiyer havzasının bazı bölümlerinde bu iki formasyon birbirleriyle yanıl geçişlidir. İnceleme alanının güney bölümlerinde Divriği ofiyolitik karışığı, Kozluca formasyonu ve Bozbel formasyonu ile tektonik dokanakları görülür.

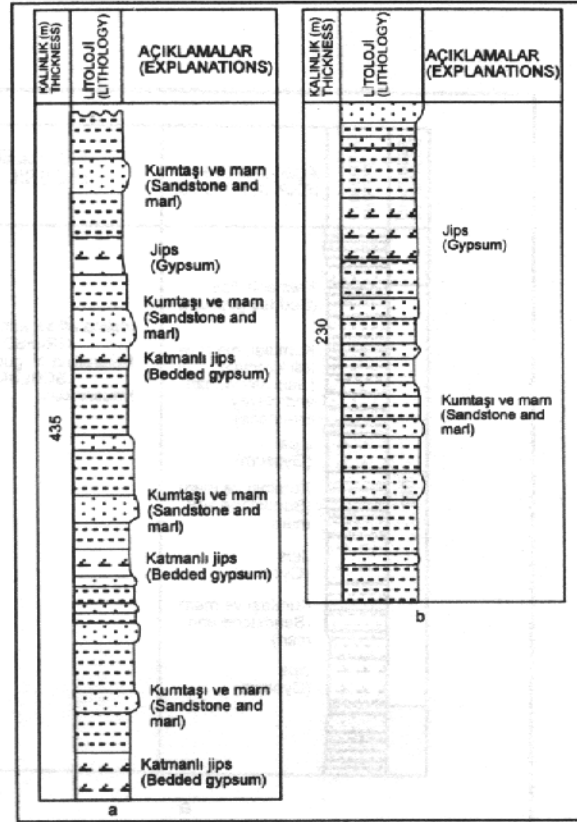
Kaya Türü: Formasyon, tabanda jipslerle başlamaktadır. 10-15 m kalınlık gösteren bu jipsler genellikle katmanlıdır. İstif boyunca ikisi katmanlı olmak üzere üç farklı jips düzeyi daha bulunmaktadır. Çakıltaşlarını formasyonun yüzeylediği tüm alanlarda görmek olası değildir. Eskibeyli Köyü çevresinde yaygın olarak gözlenmekte olup, polijenik ve kötü boyanmalıdır. Tane boyutları iri bloktan ince çakıla kadar değişkendir. Kil bağlayıcı egemendir ve ofiyolitik kayaç parçaları oldukça yaygındır.

Hafik formasyonu içerisinde en bol bulunan litolojilerden biri de kumtaşlarıdır. Bunlar genellikle ince-orta katmanlı, gri ve yeşilimsi renkli, marnlarla ardalanmalı olarak bulunur. Evaporitlerin dışında kimyasal sedimantasyon son derece azdır. Kireçtaşları inceleme alanının güney bölümlerinde yüzlekler vermektedir. Bunlar açık kahve ve kırmızı renkli, ince-orta katmanlı ve bol fosillidir.

Kalınlık: İnceleme alanında Hafik formasyonu'nun en iyi izlenebildiği yüzlekler olan Korkut Köyü güneyi ile Çıralık Tepeden tip kesitler alınmıştır. Bunlardan Korkut kesitinde 435 m, Çıralık Tepe kesitinde de 230 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 8). Beydağ yükseliminde ise yaklaşık 1.000 m'ye varan kalınlık bulunmaktadır.

Fosil İçeriği ve Yaş: Formasyonun üst düzeylerindeki kireçtaşları bol fosillidir. Bunlar; *Miogygsina* sp., *Miogygsinoides* sp., *Archaias* sp., *Amhistegina* sp., Hauerinidae, Rotaliidae, gastropodlar, echinidler ve bryozoon'lardır. Adı geçen fosil içeriğine göre Hafik formasyonunun yaşı Alt Miyosen (Akıtanıyen-Burdigaliyen) dir.

Ortamsal Yorum: Hafik formasyonu'nda sığ ve dolaşımsız lagüner ortam ile akarsu çökelleri bulunmaktadır. Lagün ortamının görüldüğü kesimlerde yer yer kalın jips çökelleri



Şekil 8. Hafik formasyonu ölçülü stratigrafik kesitleri, a- Korkut kesiti, b- Çıralık Tepe kesiti.

Figure 8. Measured stratigraphic sections of the Hafik formation, a- Korkut section, b- Çıralık Tepe section.

yer alır. İnceleme alanının güneyindeki yüzlekleri ise canlı yaşamına elverişli bir tuzluluktur. Çünkü, bu bölümlerdeki kireçtaşlarında Hauerinidae'lerin yer aldığı bazı fosiller saptanmıştır. Beydağ yükseliminde kalınlıkları fazla ve iri katmanlı kumtaşları görülür. Bunlar çapraz ve paralel laminalı olup, akarsu çökelleri niteliğindedirler.

Karacaören formasyonu

Genel Tanım: İnceleme alanının kuzey bölümlerinde yüzeyleyen Karacaören formasyonu yeşilimsi, gri ve sarımsı beyaz renklerdeki çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn, killi kireçtaşı ve kireçtaşı litolojilerinden meydana gelmiştir. Yer yer kömürlü düzeyleri de içeren formasyon Kurtman (1973) tarafından adlandırılmıştır.

Yayılm ve Konum: Korkut Köyü çevresi, Eskiyayla Tepe, Hüseyinonbaşı Köyü, Yanık Köyü, Evrencik Köyü, Gölağıl Köyü ile Karacaören Bucağı çevresinde yüzeylenmektedir.

Tabanda, uyumlu bir şekilde Hafik formasyonu bulunmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Karacaören formasyonu ile dokanağı olan ve bu birimin üzerine gelen herhangi bir çökel yoktur. Fakat, inceleme alanı yakın çevresinde daha genç yaşta Miyosen birimleri tarafından uyumlu bir şekilde örtülmektedir.

Kaya Türü: Karacaören formasyonu çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı, marn, killi kireçtaşı, kireçtaşı ve kömürlü düzeylerden meydana gelmiştir. Çakıtaşları formasyonun tabanındaki 50-60 m'lik bölüm içerisinde, kumtaşı ve marnlarla ardalanmalı olarak bulunur. Bunlar orta-iri katmanlı, kil ile bağlanmış ve polijenik türdeki çakıllardan oluşmuşlardır. Boylanmaları kötü, yuvarlaklık ve küresellikleri ise orta derecededir. Gri ve yeşilimsi renklerdeki kumtaşları formasyonun tüm düzeylerinde yaygın olarak görülmektedir. Bunlar ince-orta katmanlı, alt düzeylerde gevşek, üst düzeylerde ise sık dokulu ve bol miktarda bitki kırıntısı içermektedir. Formasyonun bir diğer yaygın litolojisi marnlardır. Kireçtaşları ise yeşil, sarımsı gri renkli ve bol fosillidir. Kalınlıkları 30-40 m'yi geçmez. Bazı düzeylerde killi kireçtaşı ve çamurtaşlarına geçiş gösterirler.

Karacaören formasyonu'nda kömürlü düzeyler de boldur. Karacaören Bucağı çevresinde ince damarlar şeklinde, Bolucan ve Yanık Köyleri çevresinde ise 40-50 cm'ye varan kalınlıklarda olup, ekonomik bir nitelik taşır.

Kalınlık: Oğlakçukuru Tepe tip kesitinde 650 m, Yanık tip kesitinde 532, Bolucan tip kesitinde 315 m ve Eskiyayla tip kesitinde 295 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 9). Yukarıdaki değerlere göre formasyonda inceleme alanının doğusundan batısına doğru bir kalınlık azalması söz konusudur. Kesit ölçülemeyen alanlarda 1.000 m'ye kadar ulaşan kalınlıklar bulunmaktadır.

Fosil İçeriği ve Yaş: Kireçtaşlarında bol miktarda mikrofosil saptanırken marnlardan da bazı makrofosiller elde edilmiştir. Kireçtaşlarının mikroskobik incelemelerinde belirlenenler; *Archaias hensoni* SMOUT ve EAMES, *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE, *Heterellina* aff. *guespellensis* SCHLUMBERGER, *Triloculina* sp., *Pyrgo* cf. *sacsi* (SCHLUMBERGER), *Spiroloculina* aff. *cylindracea* LAMARCK, *Sigmoilina sigmaidea* (BRADY), *Spiroloculina* sp., *Peneroplis* sp., *Baculogypsinoides* sp., *Planorbulina* sp., *Victoriella* sp., *Rotalia* sp., *Textulariidae*, *Hauerinidae* ve *bryozoon*lardır. Makroskobik olarak belirlenebilen fosil ise; *Terebralia bidentata* (DEFRANCE)'dir. Bu fosil içeriğine göre Karacaören formasyonunun yaşı Alt Miyosen (Akitaniyen - Burdigaliyen)'dir.

Ortamsal Yorum: Formasyonun alt ve orta bölümlerinde bulunan ve kalınlığı 40-50

cm'ye kadar varan kömür oluşumları bataklık ortamının karakteristiğidir. Üst düzeyler ise denizel ortamın özelliklerini yansıtmaktadır. En üst düzeyler de resifal özellikleri taşımaktadır. Örneklerin ince kesitlerinde yer alan bazı fosil grupları resif çekirdeği ve resif önüne ait bir ortamı göstermektedir. İstifin orta ve üst düzeylerindeki kumtaşlarında büyük ölçekli ripilmarklar yer almaktadır. Anlatılan bu özellikler Karacaören formasyonunun bataklık ortamından başlayarak derinliği 20-30 m'ye kadar varan denizel bir ortamda çökeldiğine işaret etmektedir.

Yamadağ volkanitleri

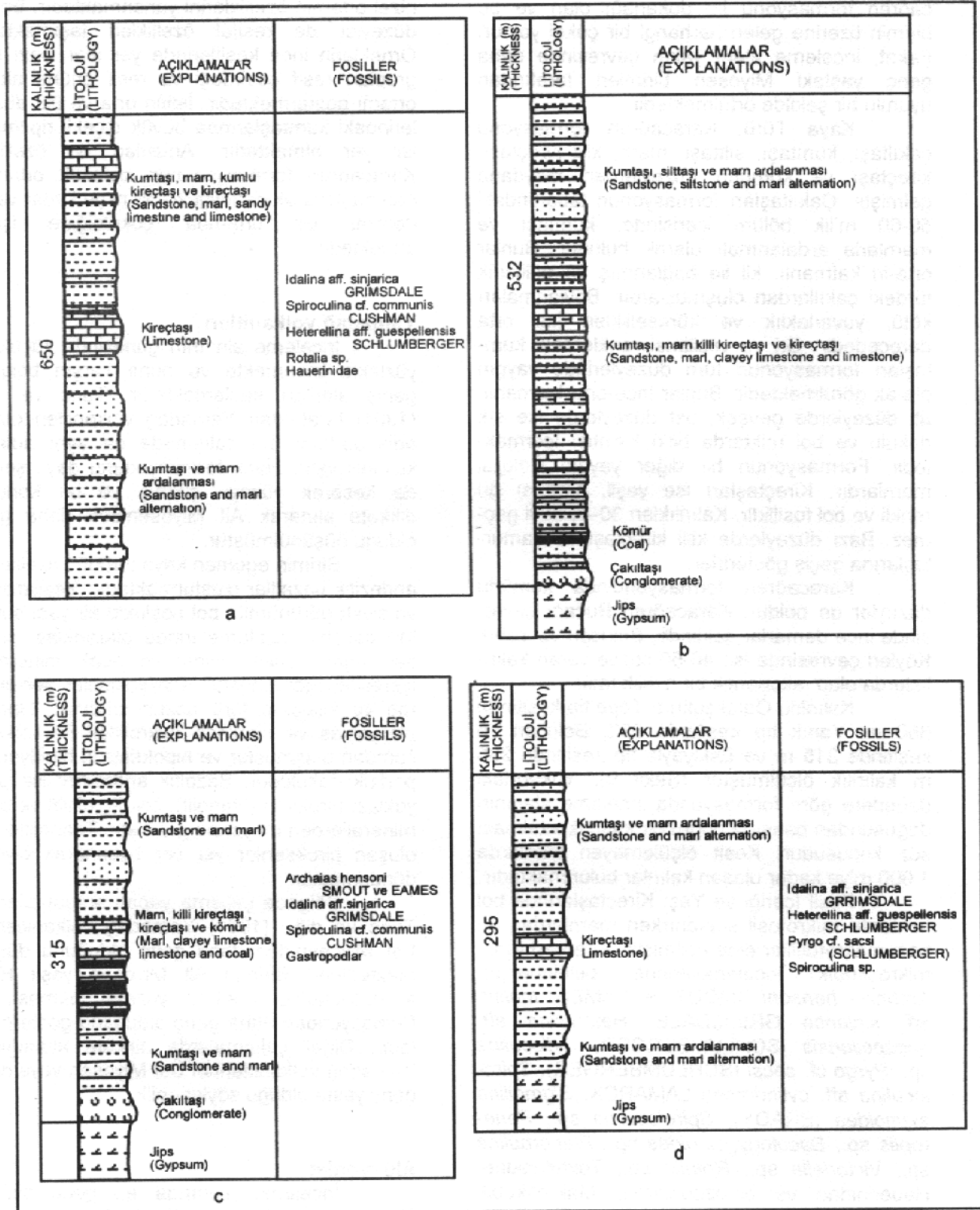
İnceleme alanının güneyinde küçük bir yüzlekle izlenmekte ve buna karşın bölgede geniş alanları kaplamaktadır. Tunç ve diğ., (1991) tarafından Yamadağ volkanitleri olarak adlandırılmış, bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. Hafik formasyonunu dayak şeklinde keserek yüzeye çıkmış ve bu konumu dikkate alınarak Alt Miyosen'den daha genç olduğu düşünülmüştür.

Birimin egemen kaya türünü bazaltlar ile andezitik bazaltlar oluşturmaktadır. Yeşilimsi gri ve siyah görümlü, bol boşluklu bir yapı sunar. Mikroskobik incelemelerinde plajiyoklas, piroksen (ojit), apatit, biyotit ve opak mineralleri içerdikleri görülmüştür. Plajiyoklaslar serisitleşme ve killeşme türü bozunmalılırlar. Hamur, plajiyoklas ve piroksen mikrolitleri ile volkanik camdan oluşmuştur ve hipokristalin hipidyomorf porfirik dokuludur. Bazaltik andezitler ise plajiyoklas, piroksen (titanojit), biyotit, olivin ve opak minerallerden meydana gelmiştir. Titanojitlerden oluşan piroksenler yer yer bozunarak biyotite dönüşmüştür.

Bölgede çalışma yapan araştırmacılar Tunç ve diğ., (1991) Yamadağ volkanitlerinin Üst Miyosen'den daha genç olduğunu düşünmektedirler. Birimin Alt Miyosen yaşlı Hafik formasyonu'nu keserek yüzeye çıkması, bu formasyondan daha genç olduğunu göstermektedir. Diğer çalışmalarda dikkate alındığında Yamadağ volkanitlerinin Üst Miyosen veya daha genç yaşta olduğu söylenebilir.

Alüvyonlar

İnceleme alanında en genç birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır. Bunlar dere yatakları boyunca gözlenir. Değişik yaşta birimlerden türeyen, genellikle yuvarlak ve yarı yuvarlak çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki detritiklerden meydana gelmişlerdir. Köydere boyunca 15



Şekil 9. Karacaören formasyonu ölçülü stratigrafi kesitleri, a- Oğlakçukuru Tepe kesiti, b- Yanık kesiti, c- Bolucan kesiti, d- Eskiyaıla Tepe kesiti.

Figure 9. Measured stratigraphic section of the Karacaören formation, a- Oğlakçukuru Tepe section, b- Yanık section, c- Bolucan section, d- Eskiyaıla Tepe section.

-20 m'lik kalınlıklara kadar ulaşırken, diğer kesimlerde en fazla 5-6 m'lik kalınlık gösterir.

SONUÇLAR

-Yaklaşık 510 km² lik bir alanın jeoloji haritası yapılmış ve incelenen bölgenin stratigrafik dizilimi oluşturulmuştur.

-Haritalaması yapılan birimler 8 formasyon ve 2 üyeye ayrılmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru; Divriği ofiyolittli karışığı, Kozluca formasyonu, Bozbel formasyonu, Selimiye formasyonu, Hafik formasyonu, Karacaören formasyonu, Yamadağ volkanitleri ve Kuva-terner oluşuklarıdır. Bu birimlerin stratigrafik özelliklerini ortaya koymak için 17 adet tip ve ölçülü dikme kesit alınmıştır.

-Çakıtaşı, kumtaşı, siltaşı, marn ve kireçtaşıdan meydana gelen Kozluca formasyonunun denizel bir ortamda çökeldiği ve Alt Eosen (İpresiyen) yaşında olduğu saptanmıştır.

-Bozbel formasyonu içerisinde ilk kez bu çalışmada Fıdıldağ ve Çamurcu üyeleri ayrılmıştır. Sığ ve derin denizel ortamda çökelen bu birimlerin Orta Eosen (Lütesiyen) yaşında oldukları belirlenmiştir.

-Evaporitik ve kırıntılı birimlerin egemen olduğu Selimiye formasyonu'na fosil bulgularına dayanarak ilk kez Alt Oligosen (Rüpeliyen) yaşı verilmiştir. Sığ deniz ve lagün ortamında çökelen bu formasyonun Bozbel formasyonu üzerine uyumsuzlukla geldiği ortaya konulmuştur.

-Genellikle kırmızı renkli birimlerin egemen olduğu Hafik formasyonu'nun Alt Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşında olduğu ve Selimiye formasyonu'nu uyumsuzlukla örttüğü görülmüştür.

-İnceleme alanında Hafik formasyonu üzerine uyumlu bir şekilde gelen Karacaören formasyonunun bataklık ve sığ denizel ortamda çökelmiş olduğu saptanmıştır.

-Kendisinden daha genç birimleri dayk şeklinde keserek yüzeye çıkan Üst Miyosen veya daha genç yaşta olan Yamadağ volkanitleri bazalt ve andezitik bazaltlardan oluşmuştur.

KATKI BELİRTME

Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen bu çalışmada, yazar yardımlarını gördüğü Doç.Dr.Orhan Özçelik (C.Ü.), Prof.Dr.Engin Meriç (C.Ü.), Prof.Dr.Nurdan İnan (C.Ü.) ve Doç.Dr.Mahmut Tunç (C.Ü.) ile Arş.Gör. Nazan Yalçın (C.Ü.)'a teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akılmur, T.H., Tekirli, M.E., ve Yurdakul, M.E., 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Derg., 111, 25-37.
- Altunsoy, M., 1993, Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petroloji, petrol anakayası ve organik fasiyes özelliklerinin incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 278s (yayınlanmamış).
- Altunsoy, M., ve Özçelik, O., 1994, Sivas Havzasında Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) arasındaki çökellerin organik fasiyes özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 9, 141-148.
- Altunsoy, M., ve Özçelik, O., 1996a, Zarahıranlı (Sivas) güneyi Tersiyer çökellerinin petrol anakayası özellikleri. Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Derg., 8, 1-20.
- Altunsoy, M., ve Özçelik, O., 1996b, Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petrografisi. Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Fakültesi. Derg., 8, 61-76.
- Aral, F., 1986, Çayözü-Çakırtarla (Divriği) yöresinin jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Ens. Yük. Lis. Tezi, (yayınlanmamış).
- Artan, Ü., ve Sestini, G., 1971, Sivas-Zarahıranlı bölgesinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Derg., 76, 80-97.
- Bayhan, H., ve Baysal, O., 1981, Güneş-Soğucak (Divriği) yöresindeki sülfür cevherleşmesinin mineralojik ve genetik incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi. Yerbilimleri Derg., 8, 41-52.
- Bayhan, H., ve Baysal, O., 1982, Güneş-Soğucak (Divriği) yöresinin petrografik-mineralojik incelemesi. Türkiye Jeoloji Bült., 25/1, 1-14.
- Baykal, F., ve Erentöz, C., 1966, T.J.H. Sivas Paftası izahnamesi. Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayını, 116s.
- Brinkman, R., 1968, Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geol. Et Palaontolog:2, Marburg.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., ve Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. Tectonophysics, 95, 29-46.
- Gökçen, S.L., 1981, Zarahıranlı-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi. Hacettepe Üniversitesi. Yerbilimleri Derg., 8, 1-25.

- Gökçen, S.L., 1982, Zara-Hafik (SE Sivas) ve Refahiye (SW Erzincan) bölgeleri Eosen flişinin sedimanter petrolojik karşılaştırılması. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Derg., 9, 141-147.
- Gökçen, S.L., and Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas-Central Turkey): Evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin. *Geologische Rundschau* 74/1, 139-153.
- Korkmaz, S., 1990, Sivas Havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle araştırılması. *Jeoloji Mühendisliği Derg.*, 37, 61-68.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *Maden Tetkik ve Arama Derg.*, 80, 1-32.
- Meşhur, M., ve Aziz, A., 1980, Sivas Baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rap. No:1530 (yayınlanmamış).
- Okay, A.C., 1952, Sivas 62/1 paftası lövesi raporu. *Maden Tetkik ve Arama Enst.*, Rap. No.1985 (yayınlanmamış).
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S.Z., ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri. *Doğa*, 15, 225-245.
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bült.*, 28, 79-82.

ÇORUM KUZEYDOĞUSUNDA ARMUTLU FORMASYONUNUN (ALT-ORTA EOSEN) STRATİGRAFİK KONUMU, SEDİMANTOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE EKONOMİK ÖNEMİ

STRATIGRAPHIC POSITION AND SEDIMENTOLOGICAL FEATURES AND ECONOMICAL IMPORTANCE OF THE ARMUTLU FORMATION (LOWER-MIDDLE EOCENE) IN THE NORTHEAST OF ÇORUM

Zeki ATALAY Maden Tetkik Arama Bölge Müdürlüğü, Sivas

ÖZ : İnceleme alanında yüzeyleyen Alt-Orta Eosen yaşlı Armutlu Formasyonunda önemli iki fasiyes ayırtlanmıştır. Bunlar, geometri, düşey-yanal değişim, birincil sedimanter yapılar ve tane boylarına göre Fasiyes 1 ve Fasiyes 2 olarak tanımlanmıştır. Bu fasiyesler türbidit akıntılar tarafından derin denizde çöktürülmüştür. Çorum dolayında şeyl-kumtaşı-kiltaşı-sittaşı ardalanmasından oluşan Armutlu Formasyonun fasiyes özellikleri kömür aramaları için olumsuz, fakat petrol aramaları için olumludur.

ABSTRACT: Lower-Middle Eocene Armutlu Formation has been divided into two facies based on geometry, vertical-lateral variation, primary sedimentary structures and grain size. Those are defined as Facies 1 and Facies 2, and deposited in deep marine environment by turbidity currents. Armutlu Formation facies aspects formed of shale-sandstone-claystone-siltstone alternation, for coal explorations isn't affirmative but for oil explorations is affirmative in the northeast of Çorum.

GİRİŞ

İnceleme alanı Çorum'un 2 km. kuzey-doğusunda yer alır. Çorum-G33 ve Çorum-G34 1/100 000 ölçekli paftalarında yüzlekler verir (Şekil 1).

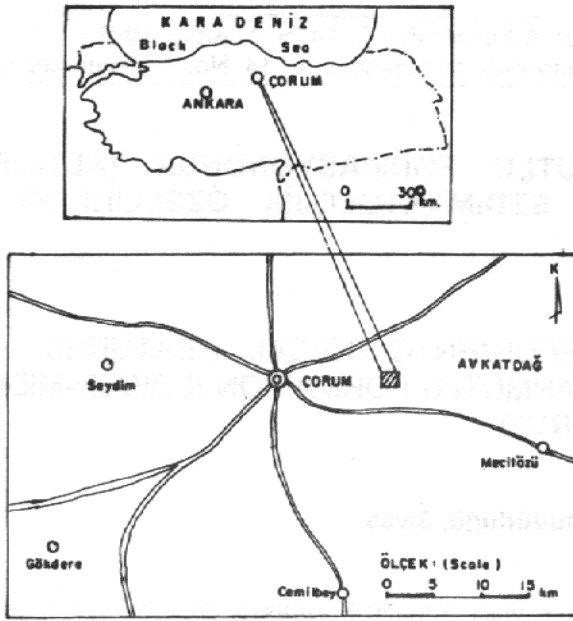
İnceleme alanı ve dolaylarında önceki yıllarda genel jeoloji ya da temel jeoloji (Erol, 1953; Yücel, 1953; Akarsu, 1959; Özcan ve diğ., 1980; Genç ve diğ., 1990), petrol jeolojisi (Birgili ve diğ., 1975), sedimantoloji (Şenalp 1974; Ergun, 1977) ve kömür jeolojisi amaçlı (Taşcı ve diğ., 1983; Narin, 1985) çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışma sırasında ise, inceleme alanında geniş yüzlekler veren, tuğla-kremitt hammaddesi olarak kullanılan şeyl ve kumtaşı ardalanmasından oluşmuş, şeyleri yoğun bitki kırıntısı ve bitüm içeren Armutlu Formasyonunun fasiyes özellikleri ve ortamsal özellikleri araştırılmıştır. Araştırma sırasında formasyonun fasiyes özelliklerini yansıtan uygun yerden ölçülü kesiti alınmıştır. Birimlerde gözlenebilen geometri, düşey ve yanal fasiyes ilişkileri, içerdikleri birincil sedimenter yapıları, tane boyutları ve özellikleri ve birbirine göre

oranlarına bakılarak fasiyes ayırtlanması yapılmıştır. Ayırtlanan fasiyesler daha önce tanımlanmış fasiyeslerle değiştirilerek, ortamsal yoruma gidilmeye çalışılmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın dolaylarında temelde Permo-Triyas yaşlı Kalecikkaya Formasyonu ve bu formasyon içinde ayırtlanmış Dağkarapınar üyesi yer alır. Kalecikkaya Formasyonu metakumtaşı, fillit, kalkıştı, kireçtaşı, metavolkanit ardalanmasından; Dağkarapınar üyesi ise orta-kalın tabakalı kristalize kireçtaşlarından oluşmuştur. Bunların üzerine açısız uyumsuzlukla Ağılönü Formasyonunu oluşturan krem, bej renkli, orta-kalın tabakalı, *Clypenia jurassica* Fave, *Protopenneroplis Striate* Wenn fosilleri içeren kireçtaşları gelir (Genç ve diğ., 1990). Ağılönü Formasyonu üzerinde de açısız uyumsuzlukla, Armutlu Formasyonunu oluşturan kumtaşı, şeyl, kilttaşı, silttaşı ve kireçtaşı ardalanması yer alır (Özemer ve Pekmezci, 1983). Bu formasyon Eosen yaşlı olup; *Actinocyclus* sp., *Discocyclus* sp.,



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

Nummulites spp., *Companite giganteum* Lamarck; *Ostrea* cf. *roncona* Partsch fosilleri içerir (Genç ve diğ., 1990). Armutlu Formasyonu üzerine uyumlu olarak volkano-sedimenter özellikli andezitik, bazaltik lav, tüf, aglomera araldanmasından oluşan, kiltası, kumtaşı arakatkıları içeren Narlı Volkanitleri gelir (Taşcı ve diğ., 1983; Narin, 1985). Armutlu ve Narlı volkanitlerini açısız uyumsuzlukla Oligo-Miyosen yaşlı Kızırmak Formasyonu örter. Bu formasyon jips, kiltası, siltası araldanmasından oluşmuş olup, üstüne uyumlu olarak jips, kireçtaşı, marn araldanmasından oluşan Bozkır Formasyonu gelir (Birgili ve diğ., 1975). Bunlarında üstüne açısız uyumsuz olarak, kumtaşı, siltası araldanmasından oluşan, yer yer içinde karbonatlı düzeyler bulunduran, *Bizon* sp., *Ursus* sp., *Eguus* sp gibi omurgalı fosiller içeren, Pliyosen-Pleistosen yaşlı Kamışlı Formasyonu gelir (Genç ve diğ., 1990). Tüm bu yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla kiltası, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan, gevşek çimentolu alüvyonlar örtmektedir. İnceleme alanı ve yakın dolay için önceki araştırmalardan da yararlanılarak geliştirilmiş bir stratigrafi kesiti ve yalınlaştırılmış bir jeoloji haritası önerilmiştir (Şekil 2 ve 3).

ARMUTLU FORMASYONU FASİYES BİRİMLERİ VE ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanı ve yakın dolaylarında yüzlek veren Armutlu Formasyonu içinde iki önemli fasiyes ayrılmıştır. Bunlar aşağıda

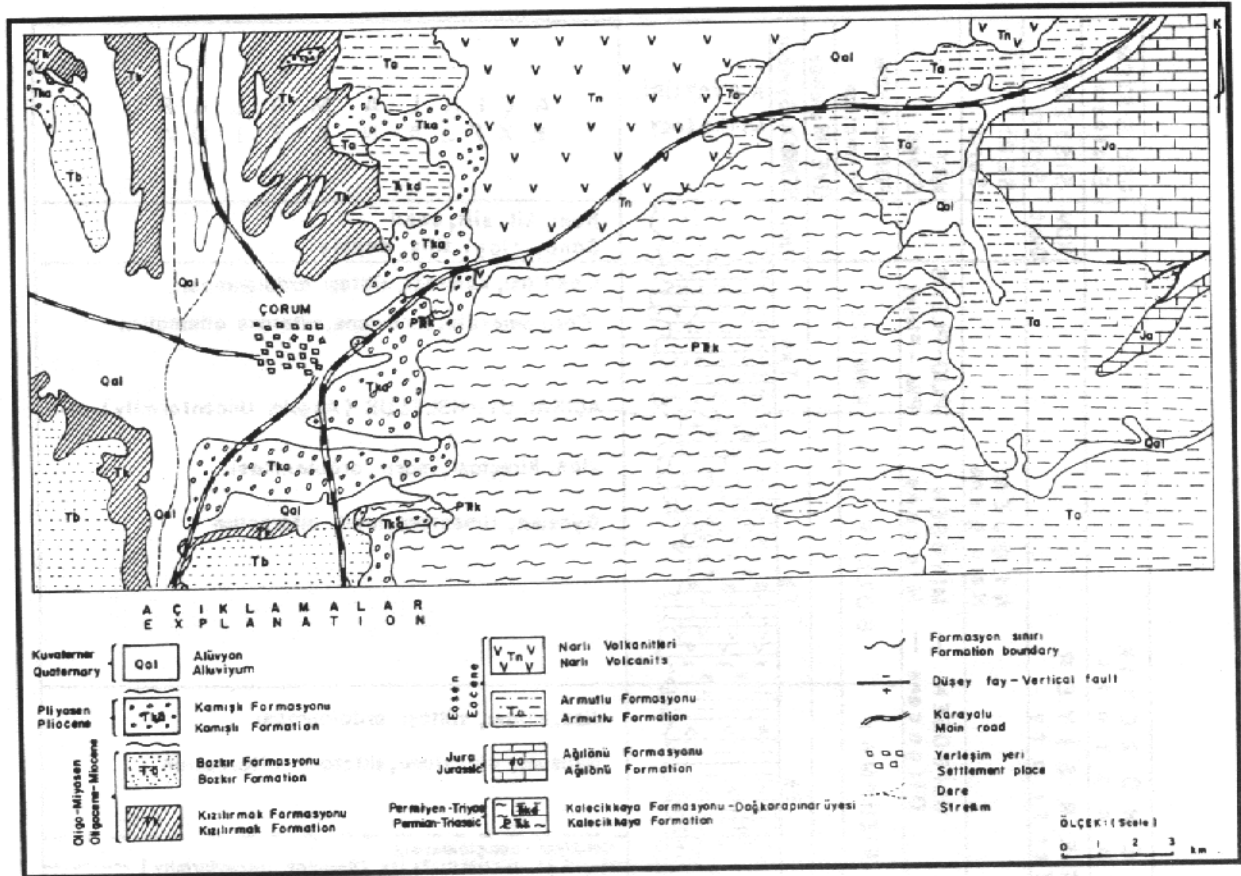
tanımlanmış olup, bu fasiyeslerin kesit alıntı yerindeki kalınlıkları 60m.dir (Şekil 4).

Fasiyes 1 : Yoğun bitki kırıntılı, bitümlü şeylerden oluşan, grinin değişik tonlarında renkler içeren fasiyes olup, tabakalanma, ince paralel lamılanışmadan, orta-kalın tabakalanmaya kadar değişmektedir. Tabakalanmalar düzgün ve yanal devamlıdır. Fasiyesi oluşturan şeyler çoğunlukla yoğun bitki kırıntılı, ince paralel laminalı olup, şeyler ise bitümlüdürler. Fasiyes yer yer kömür kırıntıları da kapsar. Seyrek de olsa bitki kırıntıları yönlenme izlenmiştir. İnceleme alanındaki kesit alıntı yerinde, kesitin alt bölümlerinde daha egemen olan fasiyes, kesitin üst bölümlerinde göreceli olarak azalmaktadır. Fasiyes 1 çoğunlukla düzenli olarak araldandığı Fasiyes 2 ile dereceli geçişli olup, yer yer de bu ilişki keskindir.

Fasiyes 2: Yaygın irili, ufaklı taban yapıları içeren ve normal, ters derecelenmeli kumtaşlarından oluşan fasiyesde, gri, açık gri renkler egemendir. Kesitin alt bölümlerinde çok ince taneli, ince tabakalı, kesitin orta üst bölümlerinde ise orta kalın tabakalı ve orta-iri tanelidir. Ortalama tabaka kalınlıkları 3-60 cm arasında değişir. Tabakalanmalar düzgün ve yanal devamlıdır. Fasiyes, boyutları birkaç cm. den birkaç metreye kadar değişen oygu izleri (Flute Cast) içerir. Çoğunlukla büyük oygu izleri kalın tabakalı kumtaşlarında yani kesitin orta-üst bölümlerini oluşturan kumtaşlarında, küçük boyutlu olan oygu izleri ise kesitin alt bölümlerini oluşturan ince taneli, ince tabakalı kumtaşlarında görülür. Ayrıca fasiyes, oluk izleri, çarpma, saplanma, sürünme ve yük izleri ile birlikte çok yaygın biyojenik izler de içermektedir. Fasiyeste paralel laminalanma ve akıntı rippılları da gelişmiştir. Fasiyesi oluşturan kumtaşları, kesitin alt bölümlerinde (Tc ve Td-e), orta-üst bölümlerinde ise (Td-e) Bouma istifini içerirler. Fasiyesi oluşturan kumtaşlarının genellikle tabanları keskin, üst yüzeyleri ise çoğunlukla şeyllere dereceli geçişlidir.

Çökeltme Ortamı

İnceleme alanında Fasiyes 1 ve Fasiyes 2' nin düzenli araldanmasından oluşan Armutlu Formasyonu, türbiditik özellikler göstermekte olup, derin denizde çökeldiği söylenebilir. Fasiyes 1'i oluşturan bitüm, bitki kırıntılı şeylerin çoğunlukla ince paralel laminalı oluşları, tabakalanmaların düzgün ve yanal yönde devamlılığı, bitki kırıntılılarının yönlenme göstermesi, araldandığı Fasiyes 2'yi oluşturan kumtaşları ile alt dokanaklarının keskin, üst dokanaklarının dereceli geçişli olması; Fasiyes



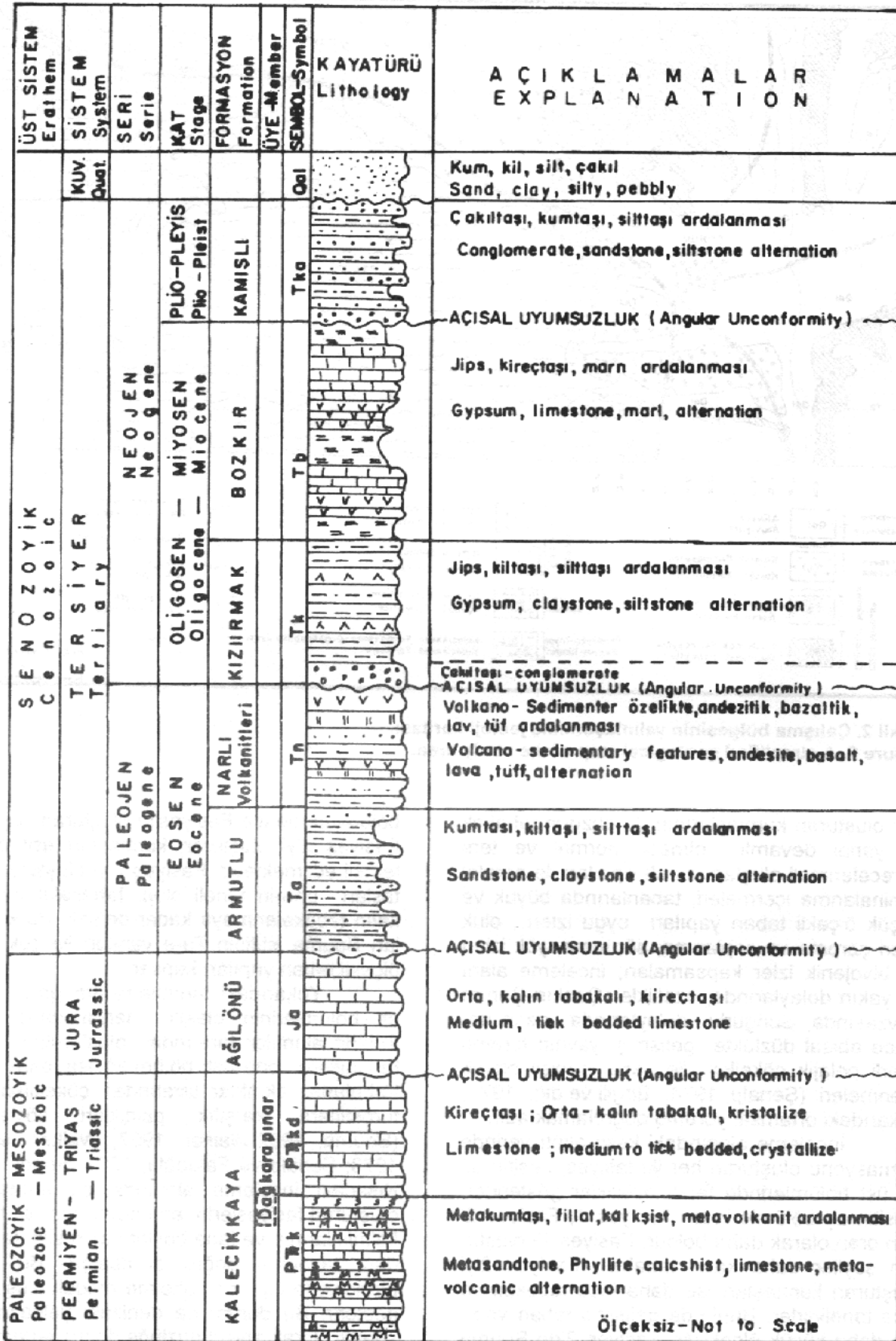
Şekil 2. Çalışma bölgesinin yalınlaştırılmış jeoloji haritası.
Figure 2. A simplified geological map of the study area.

2'yi oluşturan kumtaşlarının da düzgün tabakalı ve yanal devamlı olması, normal ve ters derecelenmeli oluşları, akıntı rippaları ile paralel laminalanma içermeleri, tabanlarında büyük ve küçük ölçekli taban yapıları oygu izleri, oluk izleri çarpma ve saplanma, sürünme, yük izleri ile biyojenik izler kapsamaları; inceleme alanı ve yakın dolaylarında, özellikle Çankırı-Çorum havzasında, Sungurlu dolaylarında derin denizde abisal düzlükte gelişmiş, yaygın foraminiferli pelajik çökeller ile yanal geçişli olarak izlenmeleri (Şenalp, 1974; Birgili ve diğ., 1975) yukarıdaki ortamsal yorumu doğrulamaktadır.

İnceleme alanındaki kesit alıntı yerinde formasyonu oluşturan her iki fasiyes, kesitin alt ve üst bölümlerinde farklı özellikler gösterirler. Kesitin alt bölümlerinde Fasiyes 1, Fasiyes 2' den oran olarak daha boldur. Fasiyes 1'i oluşturan şeyller daha kalın tabakalı, Fasiyes 2'yi oluşturan kumtaşları ise daha ince tabakalı ve ince tanelidirler. Bunlarda gelişmiş taban yapıları daha küçük ölçeklidir. Fasiyes 2'de Bouma istifinin (Bouma, 1962) Te ve Td-e yapılarının iyi geliştiği gözlenmiştir. Kesitin orta ve üst

bölümlerinde ise Fasiyes 1'i oluşturan şeyller ile Fasiyes 2'yi oluşturan kumtaşları eşit oranda temsil edilmektedir. Fasiyes 2'yi oluşturan kumtaşları orta-iri taneli olup, tabakalar inceden-kalın tabakalanmaya kadar değişir. Bu kumtaşları Bouma istifinin Ta-e yapıları ile çok büyük ölçekli taban yapıları kapsar.

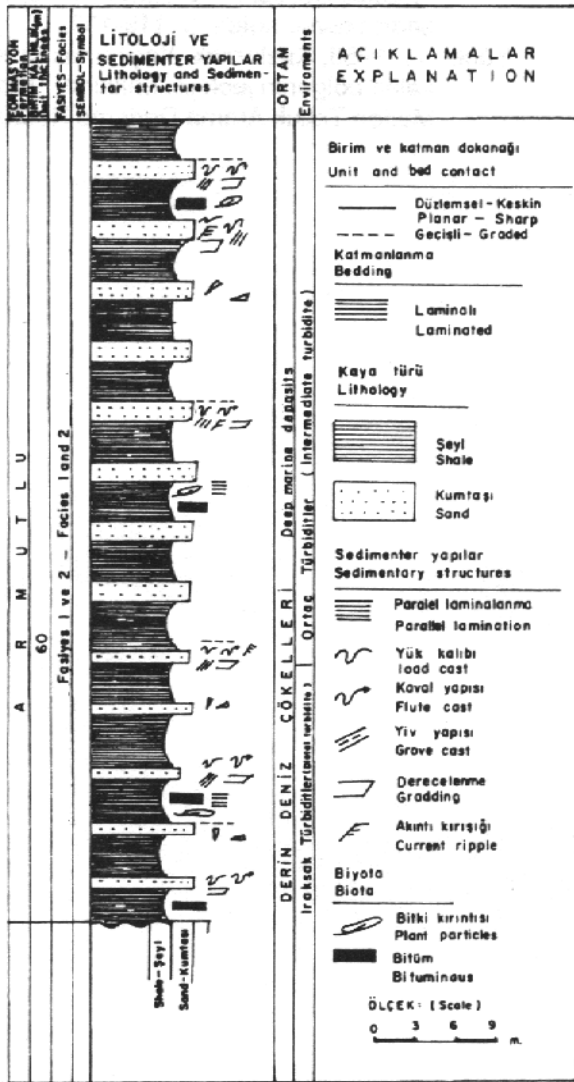
Yukarıdaki tanımlamalara göre, kesitin alt bölümlerinin olası enerji daha düşük türbidit akıntılar tarafından oluşturulan iraksak türbiditlere, orta-üst bölümleri ise daha güçlü türbiditli akıntılar tarafından çöktürülen ortaç türbiditlere karşılık geldikleri söylenebilir (Bouma, 1962; Walker, 1967; Walker ve Mutti 1973; Şenalp ve Fakıoğlu, 1977; Şenol, 1987). Kısacası inceleme alanında bu formasyonu oluşturan fasiyeslerin en önemli özelliği, tabaka kalınlıklarının ve tane boylarının kesitin tabanından, tavanına doğru artmasıdır. Bu özellik türbiditlerle ilgili bir çökme modeli oluşumunu gösterir. Bu durum da denizaltı yelpazelerinin sürekli olarak abisal düzlüğe doğru ilerlemesiyle açıklanabilir (Şenalp ve Fakıoğlu, 1977; Şenalp, 1980).



Ölçeksiz - Not to Scale

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic section of the investigated area.



Şekil 4. Armutlu Formasyonunun ölçülü fasiyes kesiti ve fasiyes özellikleri.
Figure 4. Measured facies section and facies characteristics of the Armutlu Formation.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Armutlu Formasyonu inceleme alanı ve dolayında geniş yüzlekler vermektedir. Önceki araştırmacılar tarafından ekonomik kömür damarları içerdiği idda edilen formasyonun, hangi fasiyeslerden oluştuğu, ayrıtılan fasiyeslerin özellikleri ve bu fasiyeslerin hangi tür ortamların ürünü olduklarını belirlemek son derece önem kazanmıştır. Günümüze kadar yapılan çalışmalarda, Eosen yaşlı birimlere çok değişik formasyon adlamaları, yaşlar ve çökeltme ortamları önerilmiştir. (Erol, 1953; Yücel, 1953; Akarsu, 1959; Birgili ve diğ., 1975; Şenalp, 1974; Ergun, 1977). Yukarıda adları açıklanan araştırmacılar tarafından önerilen yaş ve ortam modelleri,

kendi inceleme alanları ile sınırlı kalmış olup, önerilen yaş ve ortamlar birbirleriyle çelişkili olup, tartışmalıdır. Bu tartışmaları aza indirmek için ilk defa, kömür havza etütleri projesinin bir parçası olarak yapılan bu çalışma sırasında denizel Eosen yaşlı kırıntılılar için çok değişik ve karmaşık olarak kullanılan formasyon adlamalarından vazgeçilmiştir. Bu denizel kırıntılıları en iyi tanımlayan ve en yaygın olarak kullanılan Armutlu Formasyonu adlaması kullanılmıştır. Bu şekilde stratigrafi komitesinin adlama kuralları ile aldığı kararlara uyma yoluna gidilmiştir.

Ayrıca bu çalışma sırasında Çorum ve yakın dolaylarında yüzeyleyen Armutlu formasyonunun sığ deniz, geçiş ortamı (lagün-gelgit ve delta) çökelleri içerdiği gibi, derin deniz çökelleri de içerdiği, bu derin denizde çökelmiş fasiyeslerin de türbiditik akıntılar tarafından oluşturulduğu saptanmıştır.

İnceleme alanında yüzeyleyen ve formasyonu oluşturan fasiyeslerin derin denizde çökmesi nedeniyle, kömür araştırmacıları için olumsuzluk oluşturmalarına karşın, fasiyes 1'i oluşturan şeyllerin, çok yoğun bitki kırıntısı içermesi, özellikle paralel ince lamine şeyllerin bitümlü olması, en azından bu fasiyesin petrol aramacılığı için önemli olabileceği saptanmıştır. Ayrıca aynı fasiyesin Çorum'daki tuğla-kremit sanayisinin hammaddesini oluşturduğu belirlenmiştir. Dolayısıyla bu fasiyesin inceleme alanı ve dolayındaki yayılım ve özelliklerinin belirlenmesinin, yöredeki tuğla-kremit sanayisinin geleceği açısından önemi ortaya çıkarılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yapılmasında her türlü olanaklarından yararlandığım Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'ne ve Enerji Hammaddesi Dairesi Başkanlığı'na, proje çalışanlarına, ayrıca çizimleri hazırlayan MTA Sivas Böl. Müdürlüğü ressamlarından Kamil TEK'e ve yayının yazısını bilgisayarda yazan Ahmet UZUN'a yazar teşekkürlerini bildirir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, I., 1959, Çorum bölgesinin Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. 7, 19-30.
Birgili, Ş., Yoldaş, R., ve Ünalın, G., 1975, Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik Arama Derleme No: 5621.
Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits; Elsevier, Amsterdam, 168 p.

- Ergun, O. N., 1977, Sedimentology of Tertiary Evaporites Uğurludağ area Çankırı-Çorum Basin, Turkey. Ph.D. Thesis, Imperial College of Science and Technology, London, England.
- Erol, O., 1953, Çankırı, Sungurlu-Tüney arasındaki Kızılırmak havzasının ve Şaban-özü civarının Jeolojisi hakkında rapor; Maden Tetkik Arama Derleme No: 2026.
- Genç, Ş., Kurt, Z., Küçükmen, O., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M., Poyraz N., 1990, Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. Maden Tetkik Arama Derleme Rap. No.9527.
- Narin, R., 1985, Çorum-Osmancık-Ayvaköy linyit sahası jeoloji raporu. Maden Tetkik Arama Derleme Rap. No:7769.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşehir Masifi arasında kalan bölgenin temel jeolojisi. Maden Tetkik Arama Derleme Rap. No:6722.
- Özdemir, I., Pekmezci, F., 1983, Suluova (Amasya ili) Çeltek linyit sahalarının sondajlı kömür arama raporu. Maden Tetkik Arama Derleme Rap. No: 7396
- Şenalp, M., 1974, Tertiary sedimentation in part of the Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia. Ph.D.Thesis, Imperial College of Science and Technology, London, 388 p.
- Şenalp, M., Fakıoğlu, M., 1977, Bulantı akıntıları ve türbiditler. Yeryuvarı ve İnsan, cilt 2, sayı 2, 25-39.
- Şenalp, M., 1980, Çankırı-Çorum Havzasının Sungurlu bölgesindeki türbidit, olistostrom ve olistolit fasiyesleri: Maden Tetkik ve Arama Enst. Büt., 93/94.
- Şenol, M., 1987, Sedimenter ortamlar- havza analizleri ve ilkeleri. Maden Tetkik Arama Doğu Akdeniz Bölge Müd. yayınları. 9, 87-94
- Taşçı, E., Göçmen, D., Metli, M., Yağcı, A., Özten, A., 1983, Ayvaköy (Çorum-Dodurga) linyit sahasının jeolojik etüdü, Maden Tetkik Arama Derleme No:7419.
- Walker, R.G., 1967, Türbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments: 1. Sed. Pet. 37, 25-43.
- Walker, R.G., and Mutti, E., 1973, Türbidite facies and facies associations. In: G.V. Middleton and A.H. Bouma Eds. Türbidites and deep water sedimentation : Pacific Section: Soc.Econ. Paleont. Min. short course notes, p. 119-157.
- Yücel, T., 1953, Kızılırmak, Yeşilirmak arasında kalan bölgenin jeolojisi hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Derleme No:2001.

EOSEN YAŞLI DENİZALTI VOLKANİZMASI İLE İLİŞKİLİ İÇ KUZAY ANADOLU ZEOLİT OLUŞUMLARI

CENTRAL NORTH ANATOLIAN ZEOLITE OCCURRENCES RELATED TO EOCENE SUBMARINE VOLCANISM IN TURKEY

Hüseyin YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : İç Kuzey Anadolu bölgesinde Alt-Orta Eosen yaşlı volkanik-sedimanter bir dizilim yer almaktadır. Kesiksiz bir dizilimden oluşan volkanosedimanter-volkanik kayalar piroklastik, aglomera ve/veya volkanik breş ve lavlar içermektedir.

Vitroklastik-pofiritik dokulu piroklastik kayalarda köşeli pirojenik bileşenler (başlıca plajiyoklaz ve biyotit, daha az sanidin, kuvars, hornblend, ojit, lifsi pomza ve cam kıymıkları) ve volkanik kökenli kayaç parçacıkları bulunmaktadır. Genellikle, camsı kül tüfler höylandit/klinoptilolit ve iğnemi mordenit, buna karşın tüfitler, litik kül tüfler ve aglomera ve/veya volkanik breşler analsim, kalsit ve kil türü diyajenetik mineraller içermektedir. Piroklastik kayalardaki zeolit miktarı % 20-90 arasında değişmekte ve camsı kül tüflerde artmaktadır.

Mikrolitik porfiritik dokulu volkanik kayalar (bazalt, bazaltik andezit ve andezit) plajiyoklaz, olivin, ojit, enstatit ve/veya hornblend ve biyotit fenokristalleri içermektedir. Bunlarda volkanik camdeniz suyu etkileşimi sonucu küresel-elipsoyidal boşluklarda sodik zeolitler (lifsi-iğnemi ve kısa-uzun prizmatik natrolit ile analsim) ve kalsit, matrikste kil mineralleri (yaygın olarak smektit; daha az korensit, C-V, I-S, illit ve klorit) gelişmiştir.

ABSTRACT : The volcanic-sedimentary succession of Early-Middle Eocene age is located within the Central North Anatolian province. Volcanosedimentary-volcanic rocks forming a continuous sequence contain pyroclastics, agglomerate and/or volcanic breccia, and lavas.

Pyroclastic rocks with vitroclastic-porphyratic texture contain angular pyrogenic constituents (mainly plagioclase and biotite, few sanidine, quartz, hornblende, augite as crystals; fibrous pumice and glass shards as fragments) and lithoclasts of volcanic origin. In general, vitric ash tuffs contain heulandite/clinoptilolite and accicular mordenite, whereas in the tuffites and lithic ash tuffs, and also the matrix of agglomerate and/or volcanic breccia, analcime, calcite and clay are observed as diagenetic minerals. The amount of zeolite in the pyroclastic rocks varies from 20 % to 90 % and increases in the vitric ash tuffs.

The volcanic rocks (basalt, basaltic andesite and andesite) with microlitic porphyritic texture consist of plagioclase, olivine, augite, enstatite and/or hornblende and biotite phenocrysts. Sodic zeolites (fibrous to acicular, long to short prismatic natrolite, and analcime), calcite within the spherical-ellipsoidal amygdales, and clay minerals (commonly smectite, less corrensite, C-V, I-S, illite and chlorite) in the matrix of these rocks are developed as a result of volcanic glass-sea water interaction.

GİRİŞ

Türkiye zeolit oluşumları, Üst Kretase, Eosen ve Miyosen yaşlı volkanik ve volkanosedimanter serilerde bulunmaktadır. Bunlardan Üst Kretase yaşlı zeolit oluşumları, fliş fasiyesindeki denizel volkanoklastik türbiditler ile aratabakalı 5-30 m kalınlığındaki tüfitlerde (Yalçın ve diğ., 1987; Sezen, 1992; Yalçın ve Bozkaya,

1995 ve 1996), köken malzemeyi tüflerin oluşturduğu bentonit yataklarında (Gümüşer ve Yalçın, 1998) ve ofiyolitik seriye ait bazaltların gözeneklerinde/boşluklarında (amigdal) gözlenmektedir (Yalçın ve diğ., 1997). Türkiye'nin birçok yerinde gözlenen bu tür zeolit oluşumları klinoptilolit ve/veya analsim ile temsil edilmektedir.

Türkiye'de en önemli zeolit yatakları ise Batı Anadolu'da borat içeren Neojen gölsel basenlerinde ve çevresinde gelişmiştir (Gündoğdu ve diğ., 1996). Diğer zeolit yatakları ise Alt-Orta Eosen yaşlı piroklastiklerde ilk defa bulunmuş olup, bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. İç-kuzey Anadolu'daki Eosen yaşlı zeolit oluşumları iki fasiyeste temsil edilmektedir. Bunlardan birincisi epiklastikler ile arakatlı tüfitlerde (5-10 m) gözlenmekte ve analsim içermektedir (Yalçın, 1991). Buna karşın ikinci tür zeolit oluşumları ise denizaltı volkanojenik malzeme ile ilişkili, oldukça yaygın ve kalın piroklastik tabakalarda gelişmiştir (Çerikcioğlu, 1997; Yalçın ve diğ., 1997). Bu çalışmada Sivas-Yozgat-Amasya-Çorum arasındaki bölgede yer alan (Şekil 1) volkanik ve piroklastik kayalarda saptanan zeolit oluşumlarının jeolojik dağılımlarının yanı sıra, mineralojik karakteristiklerinin de ortaya konulması amaçlanmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

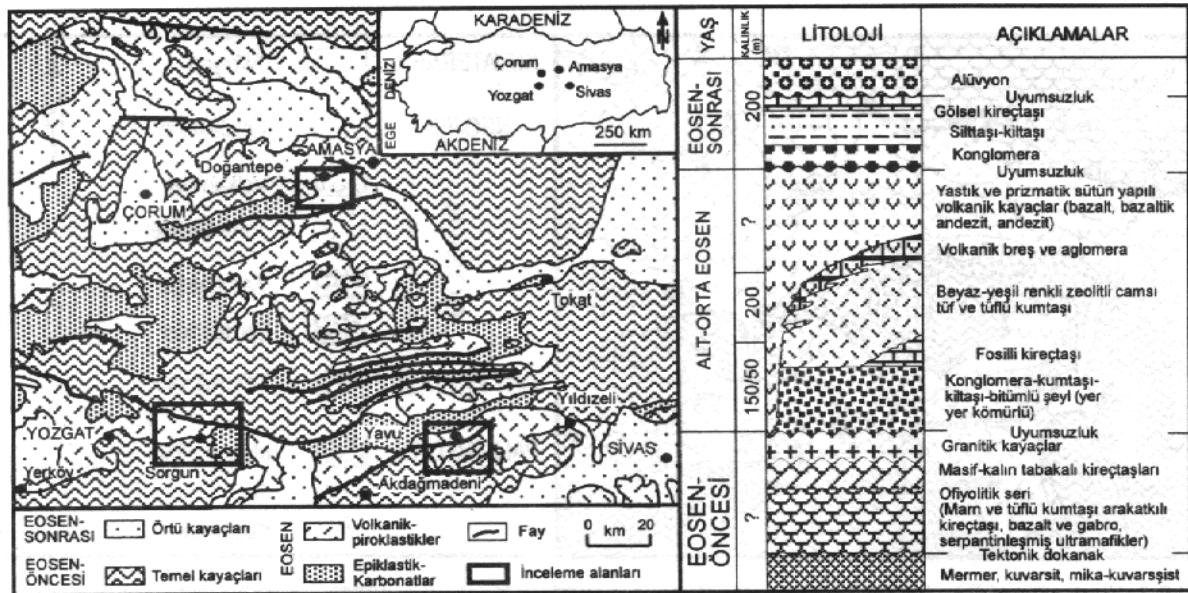
Zeolit yataklarını da kapsayan volkanik-volkanosedimanter birimlerin çoğunluğu ölçülü kesitler boyunca örneklenmiş ve alınan yaklaşık 500 adet örnek Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Laboratuvarları'nda (MİPJAL) değişik laboratuvar yöntemleri ile incelenmiştir. Bunlardan optik mikroskopi (OM) ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaların adlandırılmalarının yanı sıra; diyajenez, bozuşma (alterasyon) ve bozunma ürünleri, dolayısıyla minerallerin oluşum ve kökenleri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü ve Nevada Üniversitesi Mackay School of Mines'de, yaklaşık 0.5 cm³ lük kayaç örneklerinin doğal yüzeyi altınla kaplanarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem ile zeolit ve kil gibi kriptokristalin minerallerinin biçim, boyut ve diğer bileşenlerle olan dokusal ilişkileri saptanarak diyajenetik evrimlerine açıklık getirilmiştir.

X-ışınları difraksiyonu çözümlenmeleri (XRD), submikroskopik tane boyuna sahip sedimanter ve volkanosedimanter kayaçların mineralojik bileşimlerinin ve kil boyu bileşenlerinin, ayrıca volkanik kayaçlardaki bozuşma ürünlerinin ve minerallerdeki polimorfik değişimler ile höylendit grubu zeolitlerin ısı kararlılıklarının belirlenmesi amacıyla çok sık olarak kullanılmıştır. Bu çalışmalar Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. XRD tümkayaç çözümlenmelerinden elde edilen toz difraktogramları için aşağıda verilen aletsel koşullar kullanılmıştır: Anot=Cu

(CuK_α=1.541871Å), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1°-0.1 mm-1°, Kağıt aralığı=2θ:5-35°. Minerallerin yarı nicel yüzdeleri, pik şiddetlerinden yararlanılarak Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen minerallerin kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak bulunan şiddet katsayıları (intensite faktörleri) dikkate alınarak hesaplanmıştır. Bu çalışmada mordenit için şiddet katsayısı 3.43 Å daki (202) yansıması kullanılarak 6.25 elde edilmiştir. Bu yöntemdeki hata oranı araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayaçlarda yaklaşık %15' dir.

Kil içeren sedimanter ve altere volkanojenik kayaçlarda, kil minerallerinin diğer mineralerden ayrılması için standart sedimentasyon yöntemi kullanılmıştır. Kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (karbonat gibi kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme-dekantasyon-yıkama, sedimentasyon-sifonlama-santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. XRD kil fraksiyonu çözümlenmeleri için ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulduktan sonra, aynı kağıta normal (havada kurutma), fırınlı (490 °C' de 4 saat kül fırınında bekletme), etilen glikollü (60 °C' de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında tutma) kayıtlar yapılmıştır. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 2θ=2-30° (hata miktarı ±0.04°) olarak ayarlanmıştır. Daha sonra difraktogramlardan itibaren kil minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmış ve pik şiddetlerinden yararlanılarak Moore ve Reynolds (1997) tarafından verilen mineral şiddet katsayıları kullanılarak yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

Smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla d₍₀₆₀₎ yansıması yardımıyla b₀-parametresi araştırmacılarca (Caillere ve Hénin, 1963; Grim, 1968; Weaver ve Pollard, 1973; Brown ve Brindley, 1980) verilen yöntemlere göre hesaplanmıştır. Bu pik, kuvarsın (211) piki (2θ = 59.982°, d=1.541 Å) referans alınarak 2θ = 59-63° (± 0.01°) kayıt aralığında ve 1°/dak. gonyometre hızında ölçülmüştür. Analsimlerin birim hücre boyutu (a₀) ve kimyasal bileşimleri arasındaki ilişki analsimin (963) yansıması (d=1.22 Å) kullanılarak Saha (1959) yöntemine göre araştırılmıştır. Kayıt aralığı 2θ=59-80° olarak seçilmiş, aletin kalibrasyonunda kuvarsın (211) piki (2θ=59.982°, d=1.541 Å) referans alınmıştır. Höylendit grubu zeolitlerin tanımı, ısı kararlılık parametresi baz alınarak yapılmıştır. Bu parametre, Gündoğdu (1982) tarafından ge-



Şekil 1. Sivas-Yozgat-Amasya çevresindeki Eosen yaşlı kayaların yayılımı ve genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Türkiye Jeoloji Haritası'ndan basitleştirilmiştir).
Figure 1. Areal distribution of Eocene rocks and generalized stratigraphic section in Sivas-Yozgat-Amasya region (Simplified from Geological Map of Turkey).

İştirilen yöntemle tayin edilmiştir. Bu amaçla, örnekler 74 mikrondan küçük tane boyuna öğütülmüş ve her birinden birer plaket hazırlanmıştır. Söz konusu minerallerin (020) yansıması, aynı aletsel koşullarda önce oda sıcaklığında (25 °C) daha sonra 450 °C' de kül fırınında 16 saat ısıtıldıktan sonra 2θ=8-12° aralığında kayıt edilmiştir. Bu difraktogramlarda (020) yansımasının şiddeti mm cinsinden ölçülmüş ve minerallerin ısı kararlılıklarını ifade eden $I(450^{\circ}\text{C})/I(25^{\circ}\text{C})$ oranları hesaplanmıştır.

Diferansiyel termal ve termogravimetrik analizler (DTA-TGA), volkaniklastik kayalarda bulunan analsimlerin yüksek sıcaklık davranışları yardımıyla kökenlerinin belirlenmesi amacıyla C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü' nde Shimadzu marka DT-TG-50 model birleşik termal analizörde gerçekleştirilmiştir. Platinyum kefelelerden birine Al_2O_3 referans maddesi, diğerine ise yaklaşık 10 mg örnek konularak 20 °C/dak ısıtma hızı, 25ml/dak akış hızına sahip nitrojen atmosferinde 1000 °C'ye kadar ısıtılmış, kağıt hızı 4 mm/dak. ve aralık ± 100 mV olarak ayarlanmıştır.

STRATİGRAFI VE LİTOLOJİ

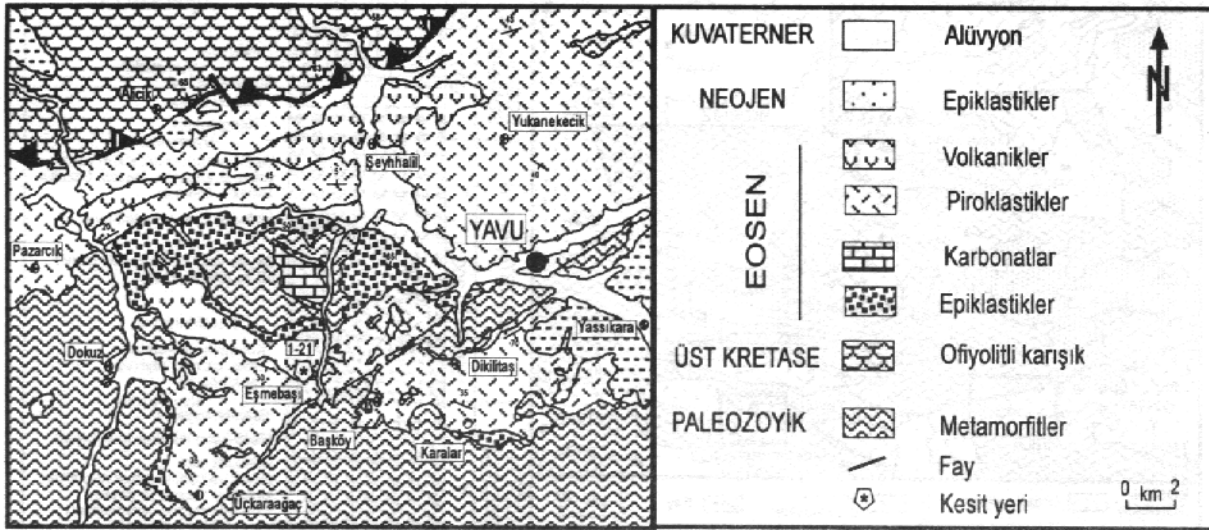
İç-Kuzey Anadolu'daki Eosen yaşlı havzaların temelinde değişik yaş ve litolojide birimler bulunmakta olup, Eosen yaşlı birimleri çevreler konumdadır (Şekil 2, 3 ve 4). Bunlar, Paleozoyik yaşlı metamorfik seri, Jura-Kretase yaşlı

karbonat kayaları, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik karışık (Yılmaz ve diğ., 1995) ile Sorgun çevresindeki Paleosen yaşlı granitoidlerdir (Erlor ve diğ., 1991). Metamorfikler, gnays, şist, kuvarsit ve mermerlerden oluşmaktadır. Eosen yaşlı birimlerin üzerinde nap konumunda yer alan ofiyolitik karışığın tabanında serpantinleşmiş ultramafikler ve tabakalı magmatikler (yeşil renkli oldukça bozunmuş gabro ve siyah renkli bazalt), üst kesiminde ise radyolaritler ile yer yer silisli ve kıvrımlı kireçtaşları (bordo renkli marn ve ince tabakalı tüflü kumtaşı arakatlı) bulunmaktadır.

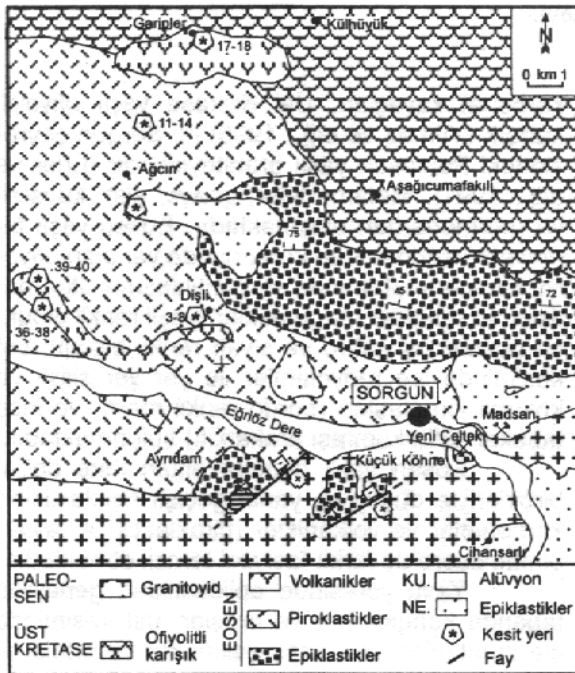
Eosen yaşlı birimler alttan üste doğru birbirleriyle düşey ve yanal geçişli epiklastikler, karbonatlar ve volkanikler (piroklastik ve lavlar) olmak üzere üç farklı fasiyesi temsil etmektedir.

Yavru yöresinde epiklastikler, genellikle tabanda konglomera ve breşler, üst kesiminde ise kumtaşları ile temsil edilmekte ve ortalama 100 m kalınlık göstermektedir. Konglomera ve breşlerin bileşenlerini metamorfik kaya parçaları (kuvarsit, şist ve mermer) oluşturmaktadır. Bu bileşenler birbirine kırmızı-bordo renkli silt-kum boyundaki bir matrisle bağlanmıştır. Kumtaşları farklı renklerde (sarı, siyahımsı yeşil ve bordo) olup, yer yer gevşek çimentolu, bol muskovitli orta-ince taneli ve tabakalıdır. Kumtaşları içerisinde ender de olsa siyah-bordo renkli kireçtaşı ve sarı renkli dolomit bantlarına da rastlanılmaktadır.

Sorgun ve Doğantepe yörelerinde epiklastikler genellikle ince taneli kayalardan oluş-



Şekil 2. Yavu çevresinin jeoloji haritası (Çerikcioğlu, 1997 ve Koçbulut, 1998'den değiştirilerek).
Figure 2. Geological map of Yavu around (Revised from Çerikcioğlu, 1997 and Koçbulut, 1998).



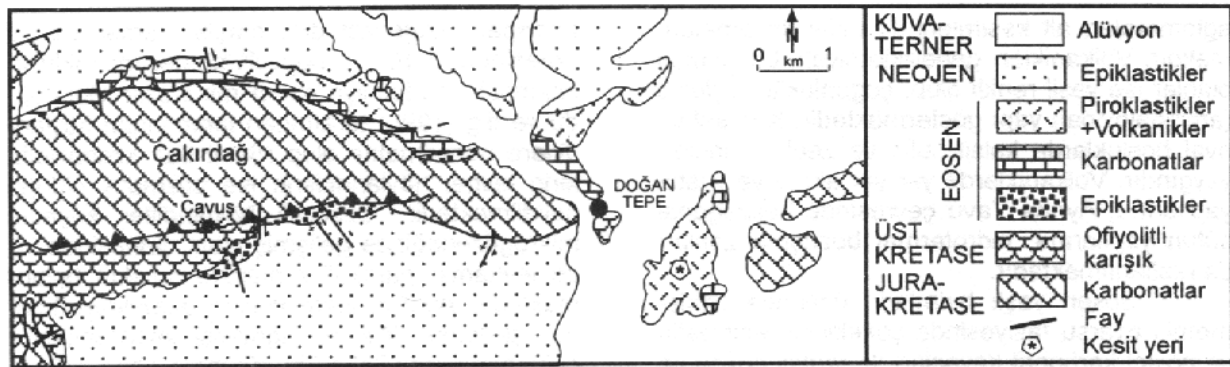
Şekil 3. Sorgun çevresinin jeoloji haritası (Karayığit ve diğ., 1996'dan değiştirilerek).
Figure 3. Geological map of Sorgun around (Revised from Karayığit et al., 1996).

makta olup, ortalama 300 m kalınlığa sahiptir. Altta fasiyesi beyaz-açık gri renkli kumtaşı, kiltası arakatlıları ile marn ve kireçtaşı bantları içeren kömür tabakaları, kumtaşı arakatlıları içeren açık kahverengi bitümlü şeyller, merceksi kumtaşı-çamurtaşı araldanması oluşturmaktadır.

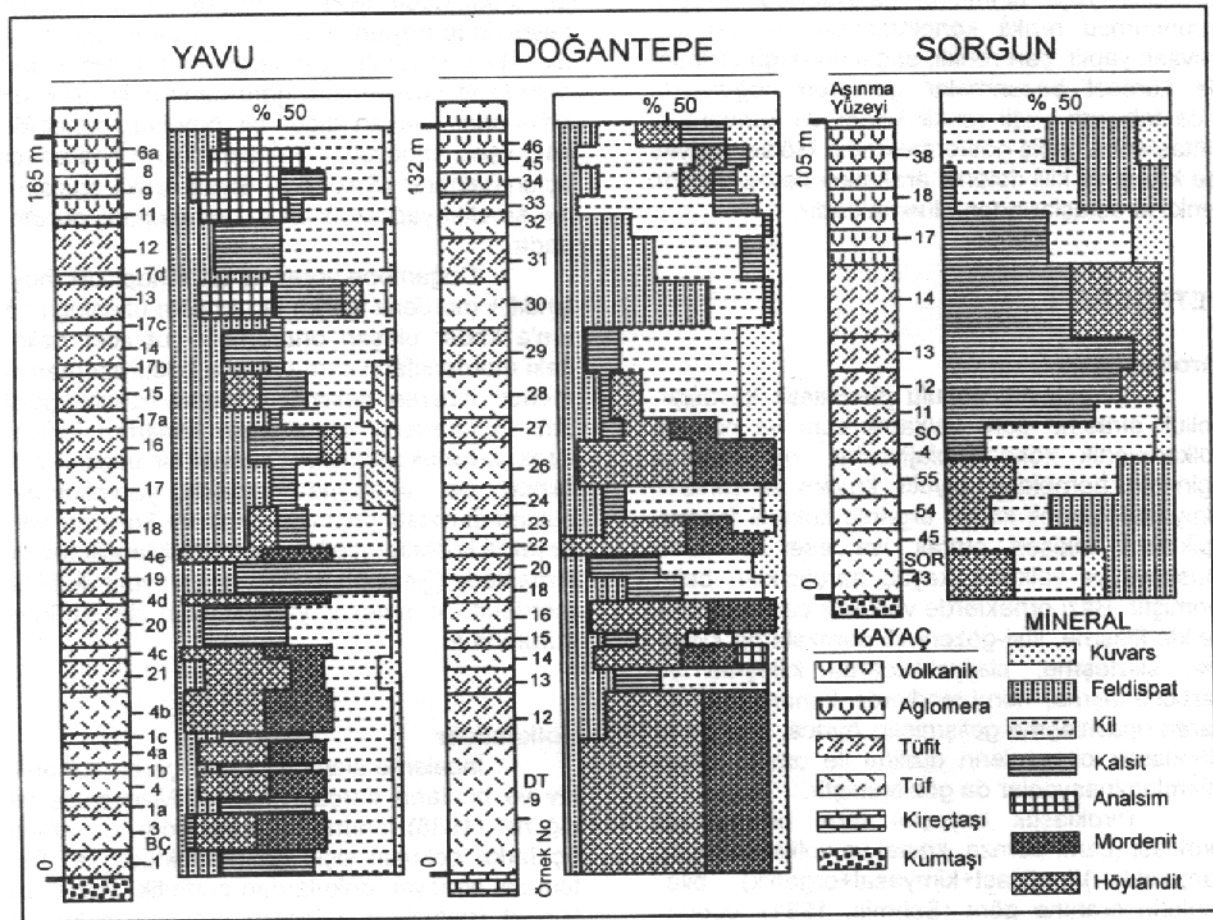
dir. Üstteki fasiyeste ise kumlu marnlar ve/veya kumlu kiltaları; sarı renkli kumtaşı bantları ve konglomeralar ile araldanmalıdır.

Karbonatlar, Nummulites fosillerinin bol olduğu, genellikle sarı, yer yer beyaz ve gri renkli olan resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Ortalama 50 m' lik bir kalınlığa sahiptir.

İncelenen üç bölgede de volkaniklastik-volkanik kesiksiz bir dizilimi temsil eden volkanik birimlerin tabanında piroklastikler, üst kesiminde ise volkanik breş-aglomera ve lav ürünleri bulunmaktadır (Şekil 5). 100-200 m kalınlığındaki piroklastiklerin egemen litolojisini beyazımsı-grimsi ve açık yeşil renkli tüf ve yeşil-kahverengi-koyu gri renkli tüflü kumtaşı oluşturmaktadır. Piroklastik kayalar arazideki görünüşleri bakımından kumtaşı ve marnlara benzemekle birlikte, karbonat türü kimyasal bileşenlerin dışında hemen hemen hiç epiklastik malzeme içermemektedir. Klinoptilolit/höylandit-mordenit içerenler tüf ve tüfitler, genellikle açık renkli, oldukça hafif, ince-orta tabakalanmalı ve yer yer de laminalı ve ince tanelidir. Analsimli tüfler ise koyu renkli ve iri tanelidir. Piroklastik kayalar çoğunlukla konkoyidal kırılmalı ve küresel bozunmalı ve serttir. Özellikle Yavu ve Doğantepe yörelerinde piroklastik dizilimin alt kesiminde tüfitlerle arakatlı tüfler, üst kesiminde ise tüflü kumtaşıları egemen olup, tüfler arakatlılar (5-10 cm) şeklinde gözlenmektedir. Yanal yönde önemli bir litolojik değişim gözlenmemekle birlikte, üst kesimlere doğru tane boyu ve volkanik kayaç parçalarının miktarı kısmen artmaktadır. Ayrıca Yavu yöresinde volkaniklastik seri içerisinde volkanik dayklara (2-6 m) da rastlanılmaktadır.



Şekil 4. Doğantepe çevresinin jeoloji haritası (Sun ve diğ., 1985).
Figure 4. Geological map of Doğantepe around (Sun et al., 1985).



Şekil 5. Yavu, Doğantepe ve Sorgun yörelerindeki zeolitik kayalarda belirlenen minerallerin bollukları ve dikey dağılımları
Figure 5. The abundances and vertical distributions of minerals determined in the zeolitic rocks in the Yavu, Doğantepe and Sorgun districts.

Volkanizmanın lav ürünlerini bazalt, bazaltik andezit ve andezitler, parçalı ürünlerini ise aynı bileşimli breş ve aglomeralar temsil etmektedir. Volkaniklerin taban seviyelerindeki volkanik breşlerin ve aglomeraların ana bileşenlerini 1-50 cm boyutlarında, siyahtan yeşile ve

pebemsiyeye kadar değişen renklerdeki bazaltik-andezitik bileşimli volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Bu ana bileşenler genellikle yeşil (zeolitleşmeden dolayı), gevşek yapılı, renkli kül-lapilli tane boyundaki volkanolojik malzeme ile birbirine bağlanmıştır. Volkanik breş ve

aglomeralar, alt kesimlerinde tüfler ile ardalanmalıdır. Volkanikler genellikle siyah, bozunmuş olanlar ise yeşil renkli olup, çoğunlukla boşluklu (amigdaloidal) yapı göstermektedir. Küresel ve oval boşluklarda kalsit, silis ve zeolit dolguları yaygındır. Volkaniklerde yer yer akma ve yastık yapılarına, Ayrıca Yavu çevresinde hegzagonal sütun yapılarına, hidrotermal bozuşma zonları da rastlanılmaktadır.

Eosen yaşlı birimlerin üzerinde pekişmemiş akarsu fasiyesinde çökeltilmiş epiklastik ve gösel karbonat kayaçları ile temsil edilen ve ortalama 200 m kalınlığa sahip Neojen çökelleri bulunmaktadır. Epiklastikler dolomit çimentolu ve kil matriksli, cm-dm boyutuna kadar değişen ve daha yaşlı birimlerin çakıllarından oluşan turuncumsu renkli konglomeralar ile yer yer gevşek yapılı, sarı renkli, soğan kabuğu biçiminde küresel bozunmalar gösteren çoğunlukla ince tabakalı yeşil renkli kıltaşı ve kahverengi silttaşlarına geçiş göstermektedir. Gösel fasiyes ise kıltaşı ve killi dolomit arakatlı beyaz-pembe renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır.

PETROGRAFI

Piroklastikler

Vitroklastik dokulu piroklastik kayaçlar, bolluk sırasına göre volkanik cam ve pomza; volkanojenik kökenli plajiyoklaz, ojit ve/veya egirinojit, hornblend, biyotit, kuvars ve sanidin; kimyasal kökenli kalsit, organik kökenli fosiller, epiklastik bileşenler olarak ise eser miktarda muskovit ve volkanik kayaç parçacıkları belirlenmiştir. Bazı örneklerde volkanik cam killeşme ve kloritleşme, lifsi-gözenekli pomzalarda killeşme, silisleşme; plajiyoklazlarda killeşme ve karbonatlaşma; hornblendlerde kenarlardan itibaren opasitleşme gelişmiştir. Ayrıca, ince ve iri piroklastik bileşenlerin dizilimi ile ortaya çıkan mikrolaminasyonlar da gözlenmiştir.

Piroklastik kayaçlar tane boyuna ve piroklast (cam, pomza, kristal ve volkanik kayaç parçacıkları)/(epiklast+kimyasal+organik) bileşenlerin oranına göre (Schmid, 1981), çoğunlukla camsı kül tuf olarak adlandırılmıştır. Bunun yanı sıra, volkanizmayla çağdaş volkanik kayaç parçacıklarını içerenler litik kül tuf, kimyasal bileşen içerenler ise tüflü kumtaşı biçiminde tanımlanmıştır. Ayrıca, camsı kül tüflerin bağlayıcı malzemesindeki killeşmeler daha ziyade siyahımsı iken, tüflü kumtaşlarında ve çoğunlukla litik kül tüflerinde kahverengimsi yeşil renktedir. Bu kayaçların gözeneklerindeki kloritleşmeler daha iri liflerden oluşmaktadır.

SEM incelemelerine göre, Yavu yöresine ait höylandit / klinoptilolit + mordenit + kil +

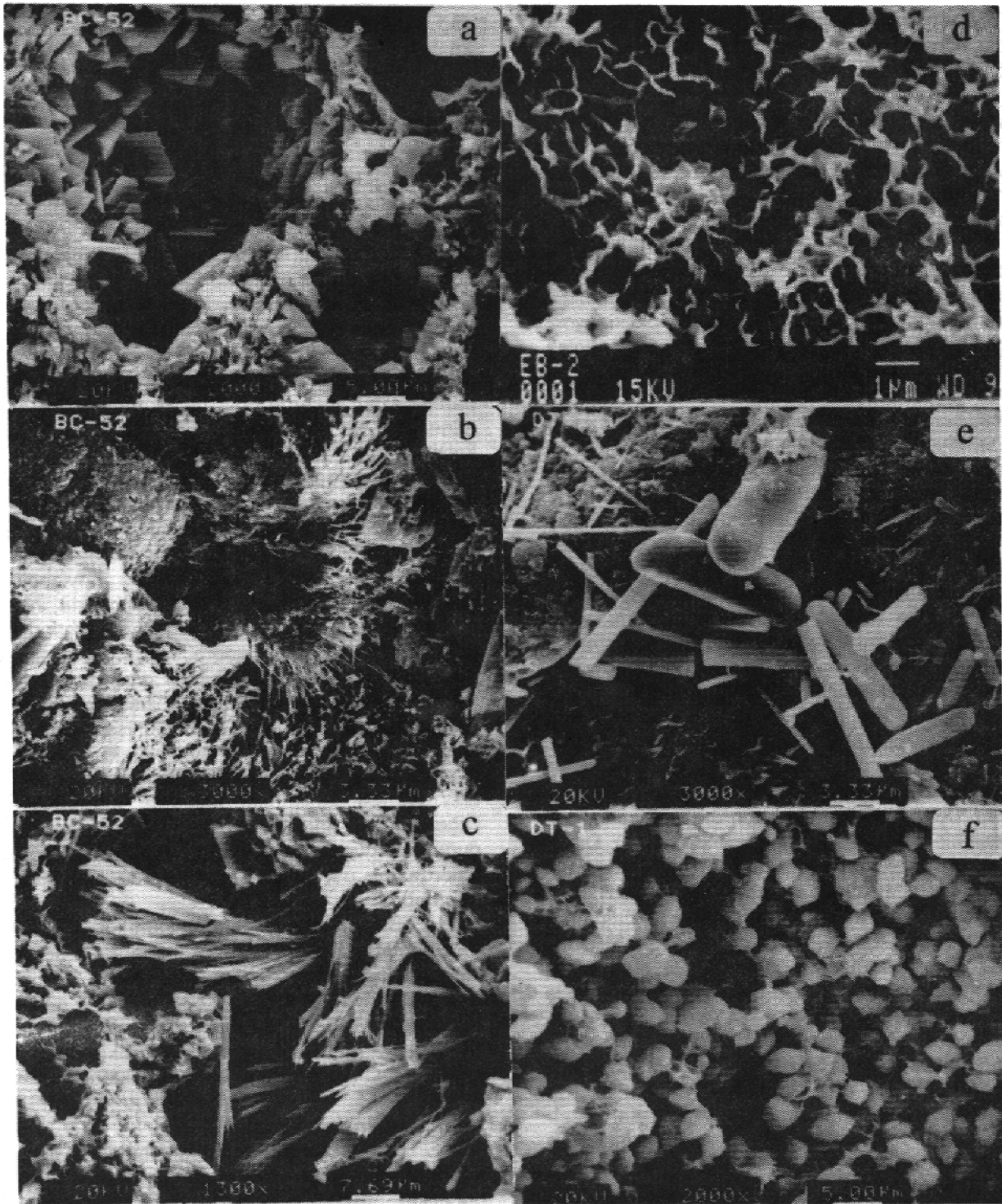
feldispat parajenezinden oluşan camsı kül tuf örneğinde, 3-10 µm büyüklüğünde, monoklinik-prizmatik morfolojiye sahip mineraller Gündoğdu ve diğ (1996) tarafından tanımlanan höylanditlere benzemekte olup (Şekil 6a), klinoptilolitlerin levha, höylanditlerin ise prizmatik olduğu belirtilmektedir. Özşekli höylanditler kayacın mikrogözeneğinde gelişmiş olup, çevresinde ince levhamsı partiküller halinde smektit bulunmaktadır. Aynı örnekte volkan camından itibaren gelişmiş lifsi ve iğnemsî mordenitlerde bulunmaktadır (Şekil 6b). Kayacın gözeneğinde birbirine paralel lifsi-iğnemsî demetler ve çubuklar biçiminde mordenit gelişmiştir (Şekil 6c). Her bir lifin uzunluğu 10-30, genişliği de 1-2 µm arasındadır. Mikrogözenekteki mordenitlerin çevresinde höylandit ve smektit de görülmektedir. Mikrofotografın üst tarafındaki höylanditler, matriksde büyüyenlere göre daha iridir. Litik kül tüflerinden oluşan diğer bir örnekte, genellikle altı köşeli, eşboyutlu (yaklaşık 1 µm) analsimler bulunmaktadır (Şekil 6d). Siyah renkli analsimler, smektit yaprakçıkları ile çevrelenmiş durumdadır.

Doğantepe yöresine ait klinoptilolit /höylandit + mordenit içeren bir örnekte uzunluğu 15 µm'a kadar ulaşan ortorombik çubuklar halindeki mordenitlerin cam ve/veya bağlayıcı malzemedden itibaren geliştiği gözlenmektedir (Şekil 6e). İri mordenit kristallerinin kenarları kaybolarak yuvarlaklaşmıştır. Örneğin bir başka kesiminde ise, aralarında smektit yapraklarının bulunduğu kısa prizmatik biçimini koruyan yarı özşekli kristaller ise klinoptilolit/höylanditi temsil etmektedir (Şekil 6f). Höylanditlerin yüzeyleri lifsi mordenit ve smektit yaprakçıkları ile sarılmış durumdadır.

Volkanikler

İnceleme alanında zeolit içeren volkanik lav ve bunların parçalı ürünleri, Mackenzie ve diğ.'nin (1988) tanımlamalarına göre, genellikle üç farklı dokusal ilişki göstermektedir: a) Eştanesele olmayan dokulardan porfiritik doku, b) Işınsal (radyal) dokulardan sferülitik doku, c) Boşluk dokularından amigdaloidal doku. Genellikle olivin içeren volkanik kayaçlarda ender olarak eştanesele olmayan doku türlerinden glomeroporfiritik ve yönlü dokulardan trakitik-pilotaksitik doku da gözlenmektedir. Volkanik lav ve breşlerin bağlayıcı malzemesini genellikle volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak mineraller oluşturmaktadır.

Volkanik lav ve breşlerde belirlenen mineraller açık renkli bileşenlerden plajiyoklaz, koyu renkli bileşenlerden ise olivin, piroksen



Şekil 6. a)Smektit yaprakcıkları ile çevrelenmiş mikrogözenekteki bloksu höyländitler, b)Matrikste gelişmiş ışınal lifsi mordenitler, c)Smektit yaprakcıkları ve höyländitler ile çevrelenmiş mikrogözenekteki iğnemsı mordenit demetleri, d)Smektit yaprakcıkları ile sarılmış özşekilli analsimler, e)İğnemsı ve bir yönde uzamış çubuksu modenitler, f)Smektit yaprakcıkları ve mordenit lifleri ile kaplanmış yarı özşekilli bloksu höyländitler.

Figure 6. a)Blocky heulandites in the micropores surrounded with smectite flakes, b)Radial fibrous mordenites developed within the matrix, c)Bundles of radiating mordenite needles developed in the micropores surrounded with smectite flakes and heulandites, d)Euhedral analcimes surrounded with smectite flakes, e)Fibers and elongate rods of mordenite, f)Subhedral and blocky heulandite coated with smectite flakes and mordenite fibers.

(ojit, egirinojit, enstatit), hornblend, biyotit ve oksitlerdir. Bunlar genellikle üç farklı parajenez oluşturmaktadır: plajiyoklaz + olivin + piroksen (ojit ve/veya enstatit), plajiyoklaz + piroksen (ojit ve/veya egirinojit ve/veya enstatit), plajiyoklaz + hornblend ve/veya biyotit ve/veya piroksen (ojit ve/veya egirinojit). Streckeisen (1978) sınıflamasına göre, bunlar sırasıyla bazalt, bazaltik andezit ve andezit olarak adlandırılmıştır.

Volkanik kayalar oluşturulan bileşenlerde yaygın bozunmalar gözlenmektedir. Bunlardan volkanik camda killeşme, kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme ve Fe-oksidasyonu gözlenmektedir. Ayrıca olivinlerde serpantinleşme, plajiyoklazlarda serisitleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme, piroksenlerde karbonatlaşma, hornblendlerde opaklaşma ve karbonatlaşma, biyotitlerde opaklaşma gelişmiştir. Özellikle Yavu çevresinde hidrotermal bozuşmaya uğramış volkaniklerde bu bozunmalar ve yeni mineral oluşumları tipiktir (Çerikcioğlu, 1997).

Mikrolitik-porfirik ve amigdaloyidal dokulu volkanik kayalarda genellikle 1-2 mm çapındaki küresel ve oval boşluklarda ve bağlayıcı malzemede değişik mineraller bulunmaktadır. Bunlardan birisi iğnems-işinsaldan levhaya kadar değişen biçimlere sahip klinoptilolitlerdir (Şekil 7a). Natrolitler, boşluklarda farklı kristal morfolojileri ve dokusal ilişkiler sunmaktadır. Bunlardan birisi küresel boşluğu dolduran lifsel-işinsal dizimli natrolitler olup, gözeneğin çevresinde smektit-klorit (S-C) aratabakalısından (XRD incelemelerine göre) oluşan koyu yeşil bir kuşak gözlenmektedir (Şekil 7b). Diğer ise oval boşluklardaki natrolitler olup, boşluğun bir kenarından diğer kenarına doğru birbirlerine geçiş gösteren kristal biçimleri halinde bulunmaktadır (Şekil 7c). Yalpaze şeklindeki lifsi/iğnems-i natrolitler, önce uzun prizmatik (1-2 mm), sonra da kısa prizmatik (0.2-0.5 mm) olanlara geçiş göstermektedir (Şekil 7d). Ayrıca, prizmatik natrolitler içinde bu mineralin uzun kenarına paralel olarak dizilmiş, renksiz ve optik engebesi daha yüksek olan iğnems-i mineraller de bulunmaktadır. Bunların benzer kimyasal bileşime sahip ve aynı yapısal grup içerisinde yer alan (Gottardi ve Galli, 1985; Sand ve Mumton, 1978) tomsonitler olduğu sanılmaktadır. Diğer taraftan, natrolitler plajiyoklazların yerini alan (ornatma) lifsel/iğnems-i mineraller halinde de bulunmaktadır.

Boşluklarda gözlenen diğer bir zeolit minerali de analsimdir. Bu mineral zayıf bir anizotropi göstermekte ve çevresinde çok ince bir kuşak halinde S-C bulunmaktadır (Şekil 7e). Boşluklarda belirlenen diğer bir mineral olan kalsitler, yalpaze biçiminde sönen kristal toplulukları halindedir (Şekil 7f). Son iki mikrofotografin

sağ tarafında plajiyoklazı ornatmış özşekilli kalsit kristalleri de gözlenmektedir.

MİNERALOJİ

Piroklastikler

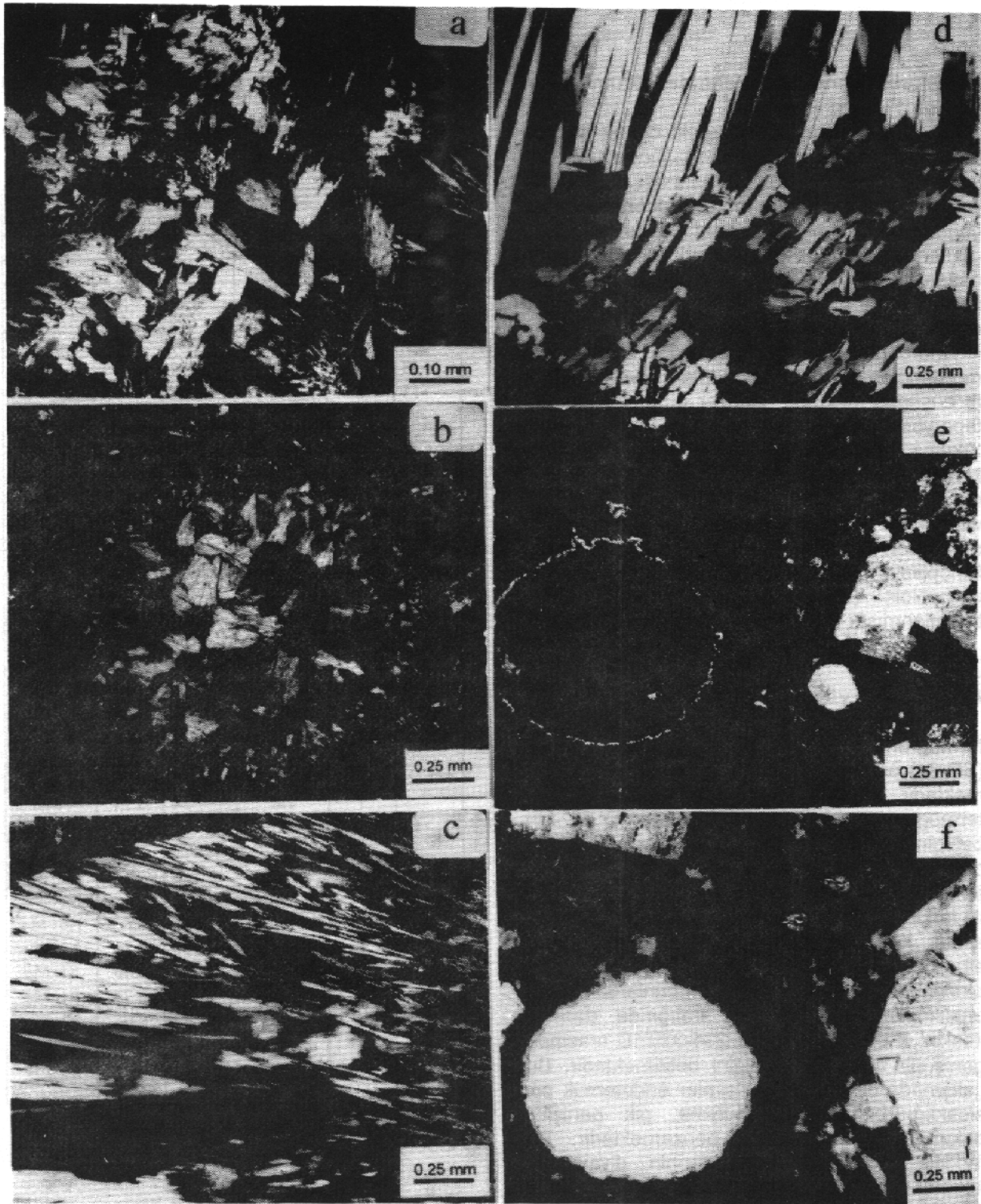
Birimi oluşturan tüf ve tüfitlerden alınan örneklerde saptanan mineraller, bunların miktarları ile parajenetik dikey dağılımları bölgelere göre sunulmuştur (Bakınız Şekil 5). Piroklastiklerde saptanan mineraller kalsit, kuvars, feldispat, kil, höylandit, mordenit, analsim, natrolit ve biyotitdir. Bazı örneklerde hornblend ve piroksene de rastlanılmıştır. Birimdeki en yaygın parajenezler, tüflerde höylandit + mordenit + kil mineralleri ve analsim+kil mineralleri; tüfitlerde kalsit+kil'dir.

Kil mineralleri en bol bulunan mineral olup; bunu sırasıyla feldispat ve kalsit izlemektedir. Kuvars ve biyotit istif içindeki genel ortalamaları bakımından en az bulunan minerallerdir. Yavu ve Doğanstepe yörelerindeki höylandit, genellikle mordenite eşlik etmekle birlikte, her iki mineralin tek fazlı örneklerine de rastlanılmıştır. Diğer zeolit minerallerinden analsim, höylanditle birlikte bulunabildiği gibi, genellikle kil mineralleri ile biriktelik oluşturmaktadır. Analsimin natrolitle olan beraberliği ise enderdir. Höylandit ve mordenit alt seviyedeki tüflerde, analsim orta kesimdeki piroklastiklerde, kalsit orta ve üst kesimdeki tüfitlerde egemendir. Diğer yöreler göre höylanditin daha az bulunduğu Sorgun yöresinde ise alt kesimdeki tüflerde kil, üst kesimdeki tüfitlerde ise kalsit egemendir.

Birimin egemen kil mineralini tüflerde trioktahedral, tüfitlerde ise dioktahedral smektit oluşturmaktadır. Smektitler düzenli bir yapıya /integral seriye (Hoffman ve Hower, 1979) ait oldukları gibi, % 5-10 illit tabakası da içermektedir (Reynolds, 1980). Smektitlere az miktarda illit, klorit ve S-C (korensit) de eşlik etmektedir.

Höylanditlerin ısı kararlılıkları

Höylandit grubu minerallerinden höylandit ve klinoptilolitlerin birbirinden ayırt etmek için öncelikle XRD verileri karşılaştırılmış ve araştırmacılar (Merkle ve Slaughter, 1968; Boles, 1972) tarafından verilen değerlere göre bu iki mineralin birbirine benzer XRD verilerine sahip olduğu görülmüştür. Höylandit grubu minerallerine ait piklerin bir kısmı höylanditlere, bir kısmı da klinoptilolitlere benzer olması, bu minerallerin kesin olarak birbirinden ayırt edilmesini güçleştirmektedir. XRD-tümkayaç verileri benzer olan höylandit grubu minerallerinin daha iyi tanımlanabilmesi için, ayrıca 64 örnekte yapılan



Şekil 7. a) Bazaltın matriksindeki ışınal tabular klinoptilolitler (SOR-23, çift nikol=çn) b) Küresel biçimli boşluğu doldurmuş ışınal lifsi-iğnemsî natrolit sferülitleri (BÇ-7, çn), c) Elipsoyidal biçimli boşlukta gelişmiş ışınal lifsi-iğnemsî ve çubuksu natrolit geçişi (BÇ-7, çn), d) Çubuksu natrolitler içinde aynı yönlenebilir tomsonit (?) iğneleri (BÇ-7, çn), e) Küresel boşlukta analcim ve plajiyoklazı ornatın özşekilli kalsitler (BÇ-7, çn), f) Küresel biçimli boşlukta ve plajiyoklazı ornatın özşekilli kalsitler (BÇ-7, çn).
 Figure 7. a) Radial tabular clinoptilolites within the matrix of basalt (SOR-23, crossed-nicol=cn), b) The spherical amygdale filled with spherulites of fiber-needle natrolite (BÇ-7, cn), c) The transition of fiber-needle and prismatic natrolites developed within the ellipsoidal amygdale (BÇ-7, cn), d) Thomsonite needles oriented within prismatic natrolites (BÇ-7, cn), e) Analcime in the spherical amygdale, and plagioclase replaced with euhedral calcite (BÇ-7, cn), f) Calcite in the spherical amygdale and plagioclase replaced with euhedral calcites (BÇ-7, cn).

ısı kararlılıklarına ilişkin deneysel çözümler Çizelge 1' de sunulmuştur.

Yavu yöresine ait zeolit olarak sadece höylandit grubu minerallerinin bulunduğu örneklerde bu mineralin (020) yansıması 450 °C' de yıkılmakta, buna karşın mordenit içerenlerde ise çoğunlukla önemli bir şiddet kaybının olduğu görülmektedir. Mordenit yüksek sıcaklığa karşı dayanıklı bir mineral olup, bir örnekte bu mineralde % 22 mertebesinde bir şiddet kaybı ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle höylandit grubu + mordenit içeren örneklerdeki yıkılmanın mordenitten ziyade, höylanditten kaynaklandığını düşündürmektedir. Benzer durumlar Doğan-tepe yöresine ait örneklerde de gözlenmektedir. Yıkılma gösteren örneklerin höylandit, buna karşın aşırı şiddet kaybının olduğu örneklerin ise klinoptilolite daha zengin olduğu sonucuna varılmıştır. Sorgun yöresine ait höylandit grubu mineralleri ise dar anlamda höylandit, alkali klinoptilolit (ısı kararlılık > 0.50) ve toprakalkali klinoptilolit (ısı kararlılık < 0.50) olarak tanımlanmıştır (Yalçın ve Gündoğdu., 1992).

Analsimlerin yüksek sıcaklık davranışları

Analsimlere ait iki örneğin DTA-TGA termogramları Şekil 8' de verilmiştir. Bu örnek (BÇ-34) analsim (% 90) + smektit (% 10) içermektedir. Örnek saf olmamakla birlikte; termogramda 65, 367, 664 ve 953 °C de dört belirgin endotermik pik görülmektedir. Bunlardan 367 °C deki pik analsime, diğerleri ise smektite aittir. Giampaolo ve Lombardi (1994) iki farklı jenetik ortamı (H-tipi : Hidrotermal analsimler, X-tipi : Lösitten türeyen analsimler) temsil eden analsimlerin termal davranışları ile birbirinden ayırt edilebileceğini, bunlardan H-tipi analsimlerin 350-370 °C aralığında dar ve keskin, X-tipi olanların ise 235-320 °C arasında geniş bir adet pik verdiğini belirtmektedir. Bu çalışmada belirlenen analsimler endotermik pik sıcaklığı bakımından H-tipine, pik genişliği bakımından da X-tipine benzemektedir. Bu farklılık incelenen analsimlerinin diyajenetik kökenli olması ile ilişkili olabilir. Diğer bir ifade ile, farklı kökenlere sahip analsimler DTA verileri birbirinden ayırt edilebilir gözükmektedir.

Analsimlerin XRD verileri

Diğer taraftan, inceleme alanındaki analsimlerin kimyasal bileşimleri ile birim hücre boyutu arasındaki ilişki; XRD ile Saha'nın (1959) yöntemi kullanılarak araştırılmıştır (Şekil 9). Diyagramdaki regresyon eğrisi Coombs ve Whetten (1967) tarafından çizilmiştir. Diyagra-

Çizelge 1. Höylandit grubu minerallerinin ısı kararlılık sonuçları.

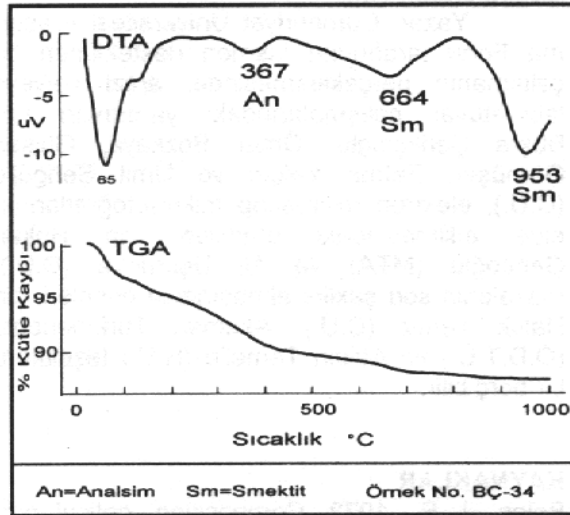
Table 1. Thermal stabilities of heulandites group minerals.

Örnek No	1450 /125 °C	Mineral	Örnek No	1450 /125 °C	Mineral
YAVU					
BÇ-3	0.44	Hö+Mo	-51	Y	Hö
-4	0.64	Hö+Mo	-52	0.19	Hö+Mo
-4A	0.66	Hö+Mo	-84	Y	Hö
-9	Y	Hö	-84A	Y	Hö
-13	Y	Hö	-95	Y	Hö
-15	Y	Hö	-96	0.41	Hö+Mo
-16	Y	Hö	-97	Y	Hö
-18	Y	Hö	-98	0.33	Hö+Mo
-21	Y	Hö	-99	Y	Hö
-26	Y	Hö	-101	Y	Hö
-27	Y	Hö	-102	Y	Hö
-30	Y	Hö	-106	Y	Hö
-31	Y	Hö	-128	1.00	Hö+Mo
-38	Y	Hö	-134	Y	Hö
-39	Y	Hö	-151	Y	Hö
-41	Y	Hö	-204	Y	Hö
-43	Y	Hö	-216	Y	Hö
-44	Y	Hö	-222	Y	Hö
-47	Y	Hö	-256	0.78	Mo
-50	Y	Hö			
SORGUN					
SO-12	Y	Hö	SOR-43	0.29	TA-Kl
-13	Y	Hö	54	0.74	A-Kl
-14	Y	Hö	55	0.55	A-Kl
DOĞANTEPE					
DT-1	0.76	Kl+Mo	DT-23	Y	Hö+Mo
-6	Y	Hö+Mo	-26	Y	Hö+Mo
-7	Y	Hö+Mo	-35	Y	Hö+Mo
-8	Y	Hö+Mo	-38	0.74	Kl+Mo
-9	Y	Hö+Mo	-39	0.40	Kl+Mo
-10	Y	Hö+Mo	-41	0.77	Kl+Mo
-14	Y	Hö+Mo	-42	0.66	Kl+Mo
-16	0.23	Kl+Mo	-43	0.53	Kl+Mo
-17	Y	Hö+Mo	-44	0.60	Kl+Mo
-22	Y	Hö+Mo			

Y=Yıkılma, Hö=Höylandit, Mo=Mordenit, Kl=Klinoptilolit, A-Kl=Alkali Klinoptilolit, TA-Kl=Toprakalkali klinoptilolit

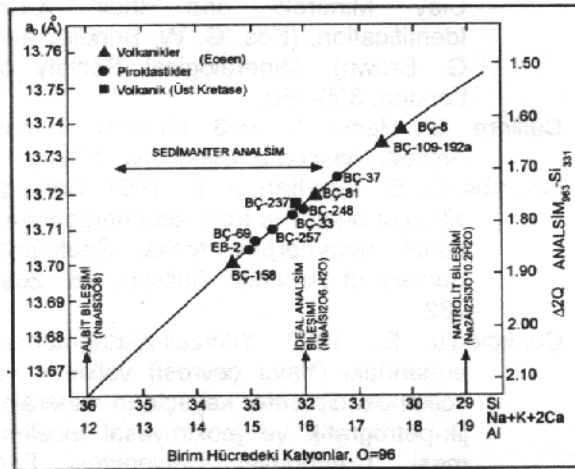
ma karşılaştırma amacı ile Üst Kretase yaşlı bir örnek de yerleştirilmiştir.

Gerek piroklastiklerde, gerekse volkaniklerde belirlenen analsimler belirgin biçimde birbirlerinden ayrılmamakta ve geniş bir aralıkta dağılım göstermektedir. Bu veriler analsimlerin aynı jenetik ortamın ürünleri olduğunu ortaya koyar gözükmektedir. Bazı analsimler ideal bileşime yakın olmakla birlikte, diğerleri ise Na'ca daha fakir veya zengin olabilmektedir. Piroklastik ve volkaniklerdeki analsimlerinin ortalama kimyasal bileşimleri sırasıyla aşağıdaki gibi



Şekil 8. Analsimin diferansiyel termal ve termo-gravimetrik analiz termogramları.

Figure 8. Thermograms of differential thermal and thermo-gravimetric analysis of analcime.



Şekil 9. Analsimlerin birim hücre, kimyasal bileşim ve XRD verileri arasındaki ilişkiler (Coombs ve Whetten, 1967).

Figure 9. The relations among unit-cell, chemical composition and XRD data of analcimes (Coombs and Whetten, 1967).

saptanmıştır: $\text{Na}_{15.64}\text{Al}_{15.64}\text{Si}_{32.36}\text{O}_{96}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Si}/\text{Al} \cong 2.07$) ve $\text{Na}_{16.72}\text{Al}_{16.72}\text{Si}_{31.28}\text{O}_{96}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Si}/\text{Al} \cong 1.87$) olarak belirlenmiştir.

Volkanikler

El örneği ve mikroskopik düzeyde yüzeysel bozunma gösteren volkaniklerin lav ve

parçalı ürünlerinde belirlenen mineraller bolluk sırasına göre kil mineralleri, analsim, feldispat, kalsit, kuvars, natrolit ve höyländitir. En yaygın parajenezi kil mineralleri + analsim + feldispat oluşturmaktadır.

Kil mineralleri tüm örneklerde en yaygın ve bol bulunan bir mineraldir. Feldispat ve kalsit örneklerin çoğunda gözlenmesine karşılık, kalsitin miktarı az, feldispatın genel ortalamaya katkısı ise analsim kadardır. Kuvars örneklerin yaklaşık yarısında, fakat eser miktarda; höyländit ise sadece piroklastik-lav geçişinde belirlenmiştir. Boşluklarda saptanan mineraller ise kalsit, natrolit ve analsimdir. Bazı örneklerin gözeneklerinde natrolit ve analsim, bazılarında ise natrolit + analsim + kalsit bulunmaktadır.

Yüzeysel bozunma ve/veya diyajenetik değişim gösteren volkanik ve bunların breşlerinde mineral ve özellikle matriksinde gelişen kil mineralleri bolluk sırasına göre trioktahedral ve di-trioktahedral smektit, klorit, karışık tabakalılar (C-S=korensit, C-V ve I-S) ve illittir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İç-kuzey Anadolu bölgesinde yer alan Eosen yaşlı volkanik-volkanosedimanter birimlerde gerçekleştirilen litolojik, mineralojik-petrografik incelemelerden elde edilen sonuçlar, piroklastik kayaçların ekonomik zeolit yataklarını oluşturduğunu ortaya koymaktadır. Höyländit/ klinoptilolit ve/veya mordenitin bolluğu, epiklastik ve kimyasal kökenli kayaç arakatıklarının ve yanal değişimlerin olmaması, ayrıca zeolitik tüflerin kalınlığı (50-100 m) ve kapsadığı alan (5-10 km²) göz önüne alındığında, kabaca her bölge için önemli bir jeolojik potansiyelin bulunduğu belirtilebilir. Bu yataklar günümüzde çimento sanayinde kullanılmakla birlikte, bunların başka alanlarda (Mumpton, 1977; Sand ve Mumpton, 1978) da değerlendirilebileceği düşünülmektedir.

Piroklastikler Eosen yaşlı volkanizmanın ilk ürünlerini temsil etmektedir. Ayrıca, epiklastik ve kimyasal kökenli kayaç arakatıklarının gözlenmesi, volkanizmanın kesintisiz olarak devam ettiğinin ve jeolojik anlamda kısa bir süre içerisinde işlevini tamamladığının kanıtı biçiminde değerlendirilmiştir. Sığ denizel bir ortamda çökeltlen piroklastik kayaçların camsı ürünleri yaygın bir bozunma sonucu zeolitleşmiş ve killeşmiştir.

İlk defa bu çalışmada saptanan zeolitler piroklastiklerde Ca ve Na bakımından (höyländit-CaAl₂Si₇O₁₈·6H₂O, mordenit-NaAlSi₅O₁₂·3H₂O ve analsim-NaAlSi₂O₆·H₂O); lavlarda Na bakımından zengin (analsim ve natrolit-Na₂Al₂Si₃O₁₀·2H₂O) minerallerden oluşmaktadır.

Bunlardan höylandit grubu minerallerinin ısı kararlılıkları, bunların çoğunlukla dar anlamda toprak alkali höylandit, ender olarak da toprak-alkali ve alkali klinoptilolit olduğunu ortaya koymaktadır. Analsimlerin XRD verileri, bunların Üst Kretase yaşlı lavlarda ideal kimyasal bileşimde, piroklastiklerde ideal-Na'ca fakir, volkaniklerde ise geniş bir aralıkta, Na'ca fakirden Na'ca zengine kadar değişmektedir. Volkanik analsimlerdeki bu kimyasal heterojenliğin natrolitlerce denetlendiği düşünülmektedir.

Piroklastik kayalarındaki zeolit minerallerinin volkanik camın hidrolizi sonucu açığa çıkan katyonlardan itibaren diyajenetik süreçlerle oluştuğu ve oluşan zeolit minerallerinin türünün de çeşitli parametrelerce (tuzluluk ve/veya alkalinite, başlangıç malzemesinin bileşimi, tane boyu ve çözünme hızı, taze su getirmesi gibi faktörlerle ilişkili olarak çözeltinin pH' ı, Si/Al ve alkali/toprak alkali oranı ve suyun aktivitesi) denetlendiği bilinmektedir (Gündoğdu ve diğ., 1996 ve içindeki kaynaklar). Piroklastiklerdeki analsimlerin yüksek sıcaklık davranışlarının hidrotermal ve ornatma kökenli olanlardan farklılık sunması, bu mineralin diyajenetik kökenli olduğunu işaret eden bir başka veri olarak değerlendirilmiştir. Zeolitlere eşlik eden smektitler de aynı oluşum süreçlerine sahiptir.

Volkanik kayaların boşluklarında oluşan zeolit minerallerinin kökeni ile ilgili olarak birincil (magmatik) ve ikincil (post-magmatik) olmak üzere iki ana hipotez bulunmaktadır. Özellikle magmatik kökenli analsimlere sodik volkaniklerde fenokristaller halinde rastlanabilmektedir (Pearce, 1993). Post-magmatik zeolitlerin kökeni ile ilgili olarak da geç-evre magmatik çözeltilerle termal bozuşma (Keith ve Staples, 1985; Robert ve diğ., 1988; Pearce, 1993), ornatma (Karlsson ve Clayton, 1990), kayaç-taze su etkileşimi (Keith ve Staples, 1985; Robert ve Goffé, 1993) gibi farklı mekanizmalar önerilmektedir. İnceleme alanında hidrotermal bozuşma gösteren volkaniklerde zeolit gözlenmemiştir. Dolayısıyla vesikülleri zeolitlerle doldurulmuş bozunmamış lavlarda hidrotermal bir köken olası değildir. Lavların su ortamında depolanmış olması, volkanik cam ve deniz suyu arasındaki reaksiyonlarla zeolitlerin oluşarak gözenekleri doldurması biçimindeki bir mekanizma daha geçerli gözükmektedir. Daha az da olsa plajiyoklazların ornatılması ile de natrolit oluşumları gelişmiştir. Deniz suyundaki alkalitenin zaman zaman artması ile de boşlukların bir kısmı kalsit ile doldurulmuştur. Volkanik cam-su etkileşimi sonucu zeolitlerin yanı sıra, gerek matrikste gerekse boşlukların çevresinde kil mineralleri (smektit, karışık tabakalılar ve klorit) de oluşmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazar, Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından kısmen desteklenen bu çalışmanın gerçekleşmesinde, arazi ve/veya laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Büşra Çerikcioğlu, Ömer Bozkaya, Gülşen Gümüşer, Fatma Yalçın ve Ümit Şengül'e (C.Ü.), elektron mikroskop mikrofotografalarının elde edilmesindeki emekleri için Hakan Gençoğlu (MTA) ve Ali Uçurum'a (C.Ü.), makalenin son şeklini almasındaki önerileri için Haluk Temiz (C.Ü.), Asuman Türkmenoğlu (O.D.T.Ü.) ve Abidin Temel'e (H.Ü.) teşekkürü bir borç bilir.

KAYNAKLAR

- Boles, J. R., 1972. Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites. *American Mineralogist*, 57, 1463-1493.
- Brown, G., Brindley, G. W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, (Eds. G. W. Brindley and G. Brown), Mineralogical Society of London, 305-360.
- Caillere, S., Hénin, S., 1963. *Minéralogie des Argiles*. Masson et Cie, Paris, 355 pp.
- Coombs, D. S., Whetten, J. T., 1967. Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 269-282.
- Çerikcioğlu, B., 1997. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) volkanik ve volkanosedimanter kayaların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yük. Müh. Tezi, 121s.
- Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A., Önen, P., 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir masifi magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası. TÜBİTAK Doğa, Müh.ve Çevre Bilimleri Bülteni, 15, 76-100.
- Giampaolo, C., Lombardi, G., 1994. Thermal behavior of analsimes from two different genetic environments. *European Journal of Mineralogy*, 6, 285-289.
- Gottardi, G., Galli, E., 1985. *Natural Zeolites. Minerals and Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 409 pp.

- Grim, R. E., 1968, Clay mineralogy. McGraw Hill, New York, 596 pp.
- Gümüşer, G., Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli /Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri, 20 (baskıda).
- Gündoğdu, N., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi: Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 386s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. Mineralium Deposita, 31, 492-513.
- Hoffman, J., Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In : Aspects of Diagenesis, (Eds. P. A. Scholle and P. R. Schluger, Society of Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication 26, 55-79.
- Karayiğit, A.İ., Eris, E., and Cicioğlu, E., 1996, Coal geology, chemical and petrographical characteristics, and implications for coalbed methane development of subbituminous coals from the Sorgun and Suluova Eocene basins, Turkey: Coalbed Methane and Coal Geology. (Ed. R. Gayer and I. Harris), Geological Society Special Publication, 109, 324-338.
- Karlsson, H. R., Clayton, R. N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary?. American Mineralogist, 76, 189-199.
- Keith, T. E., Staples, L. W., 1985. Zeolites in Eocene Basaltic pillow lavas of the Siletz River volcanics, Central Coast Range, Oregon. Clays and Clay Minerals, 33, 135-144.
- Koçbulut, F., 1998. Orta Anadolu Bindirme Kuşağının Alicik-Kızıllı (Akdağmadeni-Yıldızeli) yöresindeki jeolojik özellikleri. Yüksek Mühendislik Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 94 s (yayınlanmamış).
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C., 1988, Atlas of Igneous Rocks and their Textures. ELBS Longman, London, 148 pp.
- Merkle, A. B., Slaughter, M., 1968. Determination and refinement of the structure of heulandite. American Mineralogist, 53, 1120-1138.
- Moore, D. M., Reynolds, R. C.JR., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University, 378 pp.
- Mumpton, F. A., 1977. Utilization of Natural Zeolites. In: Mineralogy and Geology of Natural Zeolites (Ed. F. A. Mumpton), Reviews in Mineralogy 4, Mineralogical Society of America, 225 pp.
- Pearce, T. H., 1993. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary?- Discussion. American Mineralogist, 78, 225-229.
- Reynolds, R. C., 1980. Interstratified clay minerals. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification (Eds. G. W. Brindley and G. Brown). Mineralogical Society, London, 249-303.
- Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 3597-3612.
- Robert, C., Goffé, B., Saliot, P., 1988. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control. Bulletin de Minéralogie, 111, 207-223.
- Saha, P., 1959. Geochemical and X-ray investigation of natural and synthetic analcites. American Mineralogist, 44, 300-313.
- Sand, L. B., Mumpton, F. A., 1978. Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use. Pergamon Press, Great Britain, London, 546 pp.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, 9, 41-43.
- Sezen, T. F., 1992. İznik Gölü güney kesiminin jeolojik-tektonik incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 286 s (yayınlanmamış).
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions.

- Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen, 31, 1-14.
- Sun, A., Sun, E., Göçmen, D., Sulu, K., Özdemir, İ., 1985. Amasya ili Boğaköy ve Elgazi köyü yöresi linyit etüdüne ilişkin jeoloji raporu. Maden Tetkik ve Arama Raporu No.7682, Ankara (yayınlanmamış).
- Weaver, C. E., Pollard, L. D., 1973, The Chemistry of Clay Minerals. Developments in Sedimentology 15, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213 pp.
- Yalçın, H., 1991. Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastern Interior Anatolia. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, v.3, 1185-1190.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43, 705-717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1996. A new discovery of Cretaceous/Tertiary boundary from the Tethyan belt, Hekimhan basin, Turkey: Mineralogical and geochemical evidence. International Geology Review, 38, 759-767.
- Yalçın, H., Cerit, O., Sezen, T.F., Batman, B., 1987. Mengen-Pazarköy yöresinin kil mineralojisi (Bolu KD). III. Ulusal Kil Sempozyumu, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, 21-27 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. A. Türkmenoğlu ve O. Akıman), 83-98.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M. N., 1992. Emet ve Kirka volkanosedimanter gölsel basenlerinde zeolitlerin kimyasal bileşimleri, kristal morfolojileri ve ısı kararlılıkları arasındaki ilişkiler. Doğa, Türk Yerbilimleri Dergisi, 1, 63-75.
- Yalçın, H., Karayığit, A. İ., Cicioğlu, E., Gümüşer, G., 1997. Eosen yaşlı Sorgun kömür havzasının kil mineralojisi ve tük kayaç jeokimyası arasındaki ilişkiler. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu, Dumlupınar Üniversitesi, Kütahya, 24-27 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed. İ. Işık), 15-24.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D., Aydın, N., 1995. Akdağ Masifi ve dolayın jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 117, 125-138.

SUĞLA GÖLÜ (KONYA) GÜNEYİNİN STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

STRATIGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF SOUTHERN SUĞLA LAKE (KONYA)

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Nazan YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışma, Suğla Gölü (KONYA) güneyini kapsayan bölgenin stratigrafisini incelemek amacıyla yapılmıştır. Bölge, Toros dağ kuşağı'nın Orta-Batı Toros bölümünde yer alır. İnceleme alanındaki birimler, temelde Üst Kretase yaşlı Sülek karışığı ile bunun üzerine tektonik dokanakla gelen Orta Devoniyen- Kuvaterner yaş aralığına sahip çökellerden ibaret olan iki ana birimden oluşur. Sülek karışığı, Devoniyen' den Üst Kretase'ye değin değişik tür ve boyutlu, farklı çökelme ve oluşum ortamlarını karakterize eden kaya türlerinin şistozitel ve makaslanmış bir hamur içindeki tektonik karışımından oluşur. Karışığın en genç bileşeni Maastrichtiyen'dir. Bu nedenle yerleşim yaşı olarak Maastrichtiyen düşünülmektedir. Bu karışık, Orta-Üst Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu tarafından tektonik olarak üstlenir. Birim; altta kalkışist killi şist ve kalın katmanlı mermer, üstte ise sleyt ve kalın katmanlı kuvarsit ile dolomit mercekli kristalize kireçtaşıdan oluşur. İsalı formasyonu, Karbonifer yaşlı şeyl ve kireçtaşlarından oluşan Çelmeliler formasyonu tarafından üzerlenir. Karbonifer sonrası görülen bölgesel boşluğu Permian yaşlı, kalın biyolitoklastik ve biyomikritik kireçtaşı izler (Karadağ kireçtaşı). Paleozoyik-Mezozoyik sınırında belirgin bir kesiklik görülmez. Alt Triyas yaşlı Bartlı formasyonu kumtaşı, kumlu ve killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşıdan oluşur. Karbonat çökelimi Üst Jurasik (Hacıömer formasyonu) ve Kretase (Akalan formasyonu) yaş konağında daha da artmıştır. Bölgesel bir uyumsuzluğu takiben çakıtaşı ve kumtaşıdan ibaret Çatköy formasyonu (Oligosen) depolanmıştır. Miyosen öncesinde bir süreksizlik söz konusudur. Çatköy formasyonunun üzerine karasal Miyo-Pliyosen yaşlı kırıntılılar gelir. Tüm bu birimleri Kuvaterner yaşlı alüvyal sedimentleri üstler.

ABSTRACT : The purpose of this research is the investigation of the stratigraphy of studied area, located to the south of Suğla Lake (Konya). The area is located in the Western-Central Taurus section of the Taurus belt. The study area mainly consist of two units which are Upper Cretaceous Sülek complex at the base and Middle Devonian-Quaternary sediments overlies the Sülek complex with an unconformity which is tectonically. In the Sülek complex, containing schist structure and sheared matrix, there are different kind of rock types showing the various environments as well as the various age from Devonian to Cretaceous. The youngest type of this complex, the possibility of the Late Maestrichtiyen is preferred. This complex is overlain by the Middle - Upper Devonian aged İsalı formation as a tectonic cover. This unit consist of chalcshist, clayey schist, thick bedded marble and slate in the lower part and thick bedded quartzite with dolomitic lenses limestone in the upper part. The İsalı formation is covered by the Carboniferous shale and limestones (Çelmeliler formation). The Permian this biolithoclastic and biomicritic limestones transgressively overlie Carboniferous strata following the regional time break. No apparent break in sedimentation between the Paleozoic and Mesozoic is observed. The Lower Triassic Bartlı formation consist of sandstone, sandy clayey limestone dolomitic limestone and limestone. Carbonate deposition continued during the Upper Jurassic (Hacıömer formation) and Cretaceous (Akalan formation) times. Following a regional unconformity, the Çatköy formation (Oligocene) was deposited with conglomerates and sandstone. There is a break in sedimentation before the Miocene. The Oligocene Çatköy formation is overlain by the non-marine clastics (Gündüğün formation) of Mio-Pliocene in age. All these units overlie by Quaternary alluvial sediments.

GİRİŞ

İnceleme alanı; Konya ili sınırları içerisinde bulunan Suğla Gölü güneyinde, Seydişehir ve Bozkır ilçeleri arasında yaklaşık 250 km² lik bir alanda yer alır (Şekil 1). Toros Karbonat Platformu'nun Orta-Batı Toroslar yöresi olarak adlandırılabilir ve 1/25. 000 ölçekli Konya N 27 c2, N 28 d1, d2, d3, d4 paftalarını kapsayan bu alanda bazı jeolojik çalışmaların yapılmasına karşın, ayrıntılı stratigrafi incelemesi bulunmamaktadır. Bu çalışma ile "Bozkır Birliği" diye adlandırılan birimlerin stratigrafisi aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bu amaçla inceleme alanının 1/25. 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, belirlenen kesit yerlerinden ölçülü stratigrafik kesitler alınmıştır.

Yörede en eski çalışmalar 1840'lı yıllarda başlamış ve günümüze değin sürmüştür. Temel jeolojik özellikli çalışmalar Tschihatschew (1867), Blumenthall (1941, 1944, 1951, 1956), Monod (1977) (Şekil 2), Gutnic (1977), Gutnic ve diğ. (1979), Özgül (1971), Özçelik (1984), Meriç ve Özçelik (1985) ve Özçelik (1985) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bunun dışında değişik amaçlı olmak üzere Yalçın (1997) ve Bozkaya ve Yalçın (1997) mineraloji ve jeokimya ağırlıklı incelemelerde bulunmuşlardır.

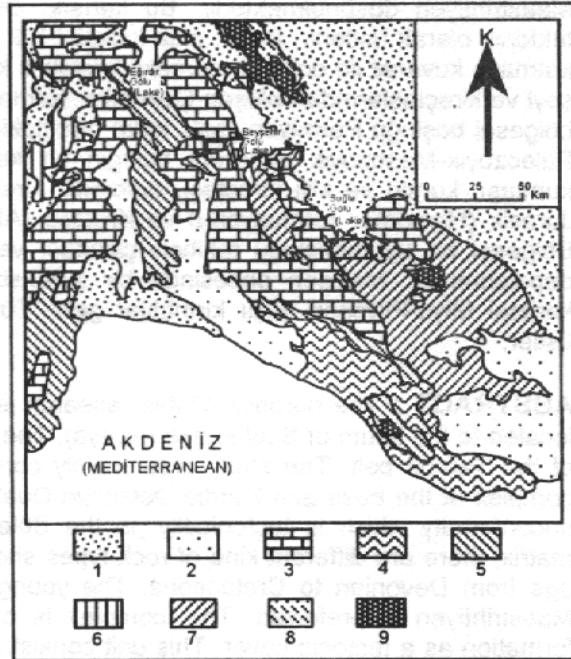
Özçelik'in (1984) Bozkır allokonu olarak adlandırdığı ve Orta Devoniyen'den günümüze kadar uzanan zaman aralığında çökelmiş bu birimlerin stratigrafik adlamaları yapılmış ve haritalanmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının tabanını ofiyolitik bir melanj olan Sülek karışığı oluşturur. Devoniyen'den Maastrichtiyen'e değin değişik yaş, tür (sedimenter, ofiyolit, metamorfik) ve boyutlu (mm-km), farklı çökelme ve oluşum ortamlarını (litoral-neritik, derin deniz, hendek) karakterize eden kaya türlerinin (kumlu biyomikrit; şeker doku-kristalize biyosparit; çörtlü-plaket-pelajik mikrit, biyolit; radyolarit; *Globotruncana*'lı biyomikrit; grovak; çakıltası; harzburgit; peridotit; serpantin, diyabaz, split), şistoziteli ve tektonik karışımından oluşan bir karışıktır. Bu karışığı tektonik olarak Orta-Üst Devoniyen'den günümüze değin süren bir istif grubu üstler (Şekil 3 ve 4). Bu istifin en altında; şist, mermer, sleyt, kuvarsit, dolomitik kireçtaşı ile kristalize kireçtaşıdan oluşan Orta-Üst Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu yer alır. Bunu kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve şeylerden ibaret olan Karbonifer yaşlı Çelmeliler formasyonu izler. Çakıltası ve kireçtaşlarıyla temsil edilen Permiyen yaşlı Karadağ kireçtaşı da bu birim üzerine uyumsuzlukla oturur. Marn arakatlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı

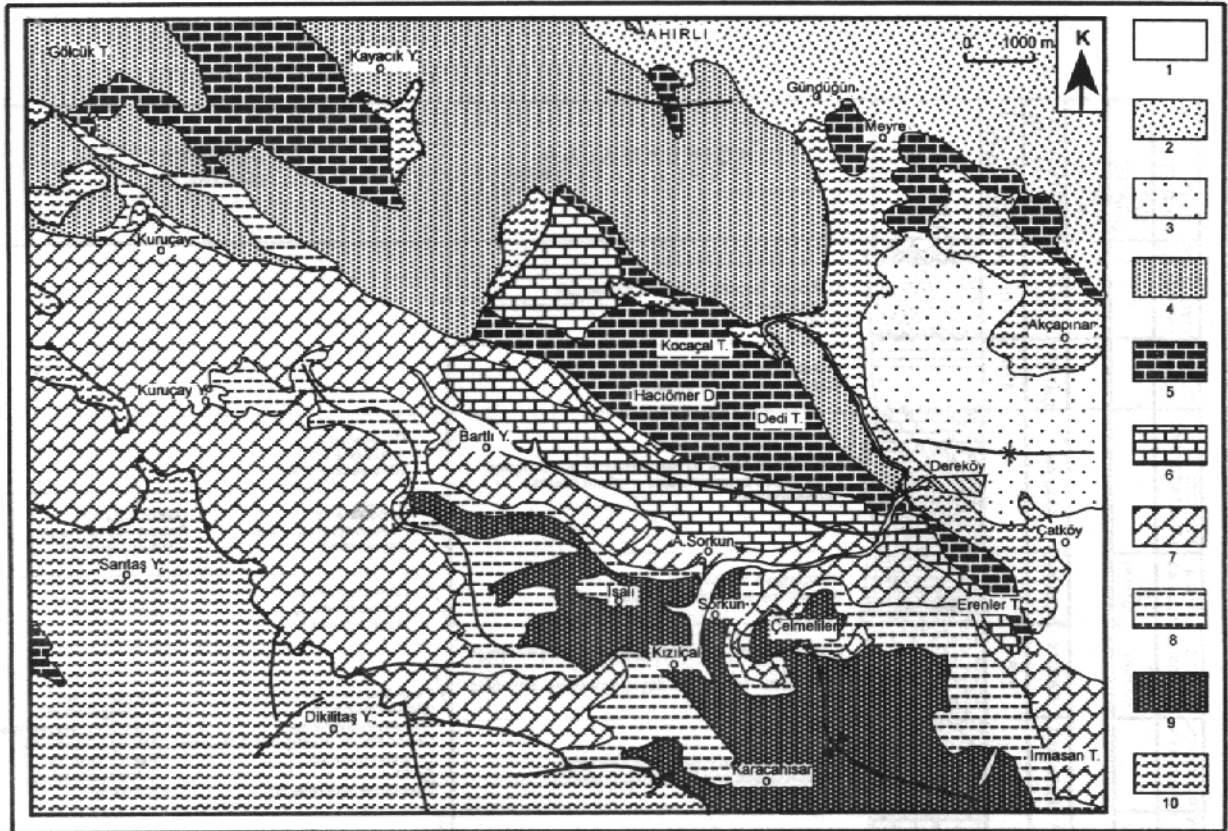


Şekil 1. İnceleme alanının yer buldu haritası.
Figure 1. Location map of investigated area.



Şekil 2. Toros kuşağının inceleme alanı çevresindeki durumu (1-Kuvaterner, 2-Neojen, 3-Mezozoyik otokton, 4-Alanya masifi, 5-Antalya napları, 6-Batı Toros napları, 7-Beyşehir-Hoyran-Hadim napları, 8-Paleozoyik otokton, 9-Kambro-Ordovisiyen temel).

Figure 2. Location of Taurus Belt around the investigated area (1-Quaternary, 2-Neogene, 3-Mesozoic autochton, 4-Alanya massive, 5-Antalya nappes, 6-West Taurus nappes, 7-Beyşehir-Hoyran-Hadim nappes, 8-Paleozoic autochton, 9-Cambro-Ordovisien basin).



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası (Özçelik, 1984' den değiştirilerek). 1- Alüvyon, 2- Gündüğün formasyonu, 3- Çatköy formasyonu, 4- Akalan kireçtaşı, 5- Hacıömer formasyonu, 6- Bartlı formasyonu, 7- Karadağ kireçtaşı, 8- Çelmeller formasyonu, 9- İsalı formasyonu, 10- Sülek karmaşığı.

Figure 3. Geological map of investigated area (Modified from Özçelik, 1984). 1- Alluvium, 2- Gündüğün formation, 3- Çatköy formation, 4- Akalan limestone, 5- Hacıömer formation, 6- Bartlı formation, 7- Karadağ limestone, 8- Çelmeller formation, 9- İsalı formation, 10- Sülek complex.

kumlu kireçtaşı, kumtaşı, çakıltası merceği ve kireçtaşı bantlı kumtaşından oluşan Triyas yaşlı Bartlı formasyonu bu birimin üzerine uyumlu olarak gelir. Kısmen kristalize kireçtaşlarıyla temsil edilen Jurasik yaşlı Hacıömer formasyonu ile masif, zaman zaman katmanlı kireçtaşlarından oluşan Kretase yaşlı Akalan kireçtaşları Bartlı formasyonu üzerine uyumsuzlukla otururlar. Tüm bu birimlerin üzerine de Oligosen yaşlı Çatköy formasyonu uyumsuzlukla gelir. Çakıltası, tüfit ve killi kireçtaşlarından oluşan karasal Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Gündüğün formasyonu da açılal uyumsuzlukla bu birimlerin üzerinde yer alır. Tüm bu birimleri Kuvaterner yaşlı alüvyonlar uyumsuzlukla üstler.

Sülek karmaşığı

Çalışma alanı içerisinde yayılım gösteren allohton birim altta tipik özellikli bir ofiyolitik karışımla temsil olunur. Kuruçay batısı, Kayacık yayla, Sarıtaş yayla, Dikilitaş yaylası, Meyre ve

Çatköy yöresinde yüzlekler vermektedir. Tabanda inceleme alanı dışında gözlenen Geyikdağı Otoktonu üzerine tektonik olarak gelir (Özçelik, 1985). Tavanda ise Orta Devonyen-Kretase yaşlı birimler ile üstlenir. Ayrıca, Çatköy ve Dereköy yörelerinde Oligosen yaşlı Çatköy formasyonu ile, Akçapınar ve Meyre yakınlarında ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Gündüğün formasyonları ile açılı uyumsuzlukla üstlenirken, yaygın olarak çalışma alanının birçok yerinde alüvyonlarla da açılı uyumsuz olarak örtülür. Karışık hamuru başlıca grovak, serpantin, radyolarit ve planktik fosilli pelajik kireçtaşlarından oluşur. Grovaklar, sarı-kirli sarı ve boz renkli, ince laminalı, çoğunlukla şistisel yapı ve kıvrımlı şekildedir. Alınan örneklerin ince kesitlerinde kayacın değişik tür ve köşeli kayaç parçalarından (diyabaz, radyolarit) ve minerallerden (kuvars, feldispat, ojit, hematit) oluştuğu ve makaslama düzlemleriyle katedilmiş olduğu gözlenmiştir. Serpantinler ise kalsit ve krizotil-asbest damarlarıyla katedilmiş ve yoğun şekilde ma-

SERİ (SERIE)	KAT (STAGE)	GRUP (GROUP)	FORMASYON (FORMATION)	KALINLIK (m.) (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	FOSİLLER (FOSSILS)
MYO-PLİ (MIO-PL.)			GÜNÜ-GÜN	175		Çakıltı, kumtaşı, killi kireçtaşı ve tüfit (Conglomerate, sandstone, clayey limestone and tuft)	
OLİGO (OLIGO.)			ÇATKÖY	170		Çakıltı ve kumtaşı (Conglomerate and sandstone)	
KRETASE (CRETACEOUS)			AKALAN			Kristalize kireçtaşı ve orta katmanlı biyopelsparit (Crystallized limestone and medium bedded biopelsparite)	Qinquelina sp. Triloculina sp. Globigeninella sp.
JURA (JURA)	ÜST (UPPER)		H. ÖMER	170		Kireçtaşı ve çakıltı (Limestone and conglomerate)	Triloculina sp. Pseudocyclammina sp. Cayeuxia sp. Glomospira sp. Rectocyclammina sp. Clodocoropsis sp.
TRİYAS (TRIASSIC)	ALT (UPPER)		BARTLI	230		Kumtaşı, kumlu ve killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı (Sandstone, sandy and clayey limestone, dolomitic limestone, limestone)	Glomospirella sp. Trochammina sp. Meandrosira sp.
PERMİYEN (PERMIAN)	ALT (UPPER)		KARADAĞ	218		Biyolitoklastik ve biyomikritik kireçtaşı (Biolithoclastic and biomicritic limestone)	Paleotextularia sp. Globivalvulina sp. Neoschwagerina sp. Givenerella sp. Lunucammina sp. Kania sp. Pseudovermiporella sp. Tetrataxis sp. Schwagerina sp. Pseudoschwagerina sp. Hemigordiopsis sp. Pachyphylia sp. Permocalculus sp. Mizzia sp.
KARBON (CARBON)	ALT (UPPER)		ÇELME-LİLER	180		Seyl ve spartik kireçtaşı (Shale and sparitic limestone)	Brunsinia sp. Bresella sp. Endothyra sp. Globivalvulina sp. Spirifer sp. Pseudostafella sp. Mediocris sp. Archaeodiscus sp. Archaeosphaera sp. Siphonophyllia cylindrica MC COY
						Dolomit merceklı kireçtaşı (Dolomitic lenses limestone)	Tentaculites sp. Lamellibranchia Alg
						Kalın katmanlı kuvarzit (Thick bedded quartzite)	
DEVONİYEN (DEVONIAN)	ORTA-ÜST (MID-UPPER)	ISALI		1400		Sleyt (Slate)	Alveolites suborbicularis
						Kalın katmanlı mermer (Thick bedded marble)	
						Kalkşist ve killi şist (Chalcschist and clayey schist)	Spirifer sp
ÜST KRETASE (UPPER CRETACEOUS)						Çakıltı, kumtaşı, kireçtaşı ve radyolarit, harzburjit, peridotit, serpantinitle diyabaz ve spilitlerden oluşan kompleks (Conglomerate, sandstone, limestone with harzburjite, peridotite, serpentinite with diabaz and spilite in complex)	

Şekil 4. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 4. Generalized stratigraphic columnar section of investigated area.

kaslanmıştır. Kayacın ince kesitlerinde tümüyle serpantinleşmiş olivinden oluştuğu, kısmen karbonatlaştığı ve yer yer de şist yapısı kazandıkları görülmüştür. Hamurun özgün niteliği, yer yer şistisel yapılı ve makaslanmalı oluşudur. Ayrıca, gerek ofiyolitli karışığın blokları ile aralarındaki ilişki tektoniktir. Bileşenler; oluşum ortamı, sedimanter ve kaya türü özelliklerine göre üç gruba ayrılabilir: 1. Sedimanter bileşenler: Kireçtaşı, şeyl, çakıltası, kumtaşı ve radyolarit, 2. Ofiyolitler: Peridotit, gabro ve diyabazlar, 3. Metamorfitletler: Epidot-albit kuvars şistler, kuvarsitler ve metaçörtler.

Sülek karışığı'nın bileşenleri arasında tektonik dokanak ilişkisi vardır. Bunlar, kesme ve kırılmayı belirleyen cilalı yüzeyler, sürtünme ve ezilme breşleri, kayma izleri, değişik ortam ve yaşlı kaya türlerinin yan yana yada üst üste gelmiş bulunması ve normal istiflerin bulunmaması şeklinde gözlenebilir. Gerek karışığın bileşenleri arasındaki tektonik dokanak ilişkisi, gerekse her bir bileşenin taşıdığı tektonik deformasyon izleri Sülek ofiyolitli karışığının tektonik kökenli bir karışım olduğunu kanıtlar görünümündedir. Karışık ve onu oluşturan bileşenlerin çoğunluğu oluşum bakımından hiçbir zaman okyanusal havza niteliği kazanmamış olan Geyikdağı Otoktonu'na özellikle ortam bakımından yabancıdır. Bu nedenle oluşum ortamının çalışma alanımız ve belki de Toros Kuşağı dışında aranması gerekir. Allokon birimlerin hareket yönü saha verileri dikkate alındığında kuzeydoğudan güneybatıya doğrudur. Sülek karışığı'nın yerleşim yaşı içerdiği en genç bileşenlere göre Maastrihtiyen sonudur.

İsali formasyonu

Altta üste doğru, kalkşist ve şist, sarımsı gri ve beyaz renkli mermer, gri-yeşil renkli sleyt, sarımsı gri ve beyaz renkli kuvarsitler, siyahımsı gri, yer yer dolomitik kısmen de kristalize kireçtaşlarından oluşan birim İsali formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Karacahisar, Kızıılçal, İsali, Sorkun ve Kuruçay köyleri yöresinde yüzeylenir. Formasyon altta Sülek karışığı ile tektonik olarak sınırlanır. Bu ilişki Karacahisar güneybatısında gözlenir. Üstte ise Karbonifer yaşlı Çelmeliler formasyonu ile düşey ve uyumlu olarak sınırlanır. Bu ilişkiyi formasyonun yüzeylendiği her alanda izleme olanağı vardır.

Tabanda izlenen şistler beyazımsı, gri, sarımsı-yeşil-boz renkli kalkşist ve şist niteliğindedir. Bu düzey içerisinde katmanlar arasındaki litoloji farklarından dolayı sık sık küçük kıvrımlar ve kırılma lineasyonları gibi yapılar görülür.

Kalkşistler; yeşil, sarımsı, koyu yeşil renkli olup, klorit, epidot, mikalı şist, yeşil laminalar ve beyaz-gri mermer bantları katkılarında oluşmuştur. Mineral bileşimlerine göre bunlar kalsit-klorit-albit-epidot-kuvars şistlerdir. Mermerler; sarımsı pembe, beyaz renkli ve kalın katmanlıdır (1-2 m). Bunların üzerine sarı gri, koyu gri, yeşilimsi siyah renkli ve ince laminalı sleytler gelir. Bunu kalın katmanlı (40-100 cm) sarımsı gri ve kirli sarı renkli kuvarsitler izler. Düzensiz eklemliler olup, mikroskopik incelemeğinde genelde tane destekli ve az hamurludur. En üst düzeyde izlenen dolomit mercekli, yer yer kristalize kireçtaşları; kalın katmanlı (60-150 cm) ve kısmen kumludur. Eklemler düzensiz olup, demir enjeksiyonludur. Kayaç içerisinde bol miktarda mercan izleri vardır.

En kalın oldukları yerlerde şistler 254 m (Şekil 5), mermerler 425 m (Şekil 6), sleytler 600 m (Şekil 7), kuvarsitler 87 m ve dolomit mercekli kristalize kireçtaşları 40 m (Şekil 8) olarak belirlenmiştir. Formasyonun toplam kalınlığı çalışma alanımızda görüldüğü kadarıyla en fazla 1.400 m dir.

Fosiller metamorfizmanın yoğun olmadığı üst düzeylerde korunmuşlardır. Buralardan alınan örneklerde; Alveolites suborbicularis LAMARCK, Tentaculites sp., brachiopod, echinid, Pelecypod ve algler saptanmıştır. Bu verilere göre formasyonun yaşı Orta-Üst Devonyen'dir.

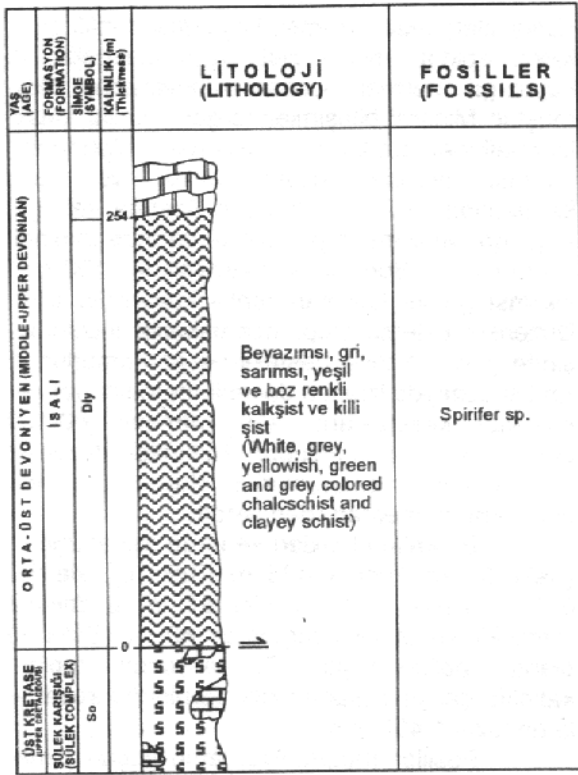
Birimin ortamsal yoruma elverişli kayaç toplulukları sınırlıdır. Bunun yanında yukarıda sıralanan fosillerin oluşturduğu biyofasiyes toplulukları neritik bir ortamı vurgular.

Çelmeliler formasyonu

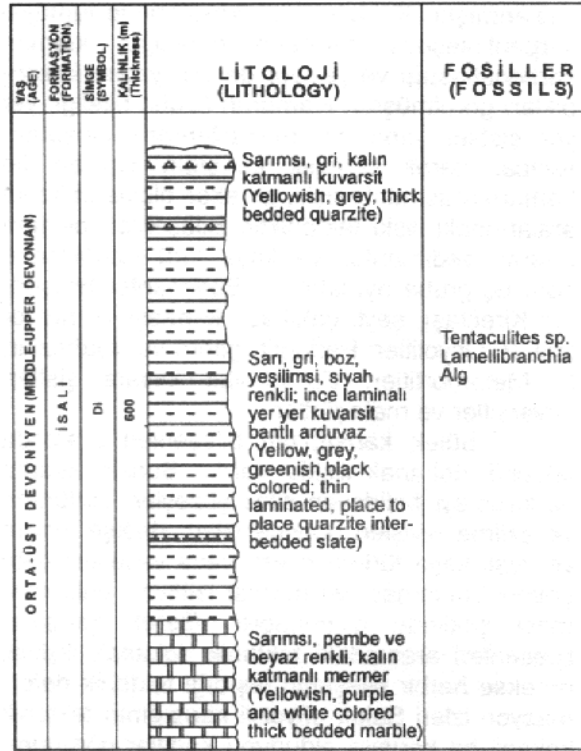
Koyu gri siyahımsı renkli şeyl, siyah renkli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kuvarsitlerden oluşan birime en iyi izlendiği yer Çelmeliler olması nedeniyle Çelmeliler formasyonu adı verilmiştir.

Çalışma alanı güneydoğusundan başlayarak Sorkun köyü doğusu, İsali köyü batısı ve Kuruçay köyü yörelerinde değişik boyutlu ve süreksiz yüzlekler biçiminde yüzeylenir. Tabanda İsali formasyonu ile uyumludur. Formasyon tavanda açısız uyumsuzlukla Permian yaşlı Karadağ kireçtaşı ile üstlenir. Taban ilişkisi Kuruçay ve Çelmeliler yörelerinde, tavan ilişkisi ise Aşağı Sorkun, Sorkun ve İsali yörelerinde gözlenmiştir.

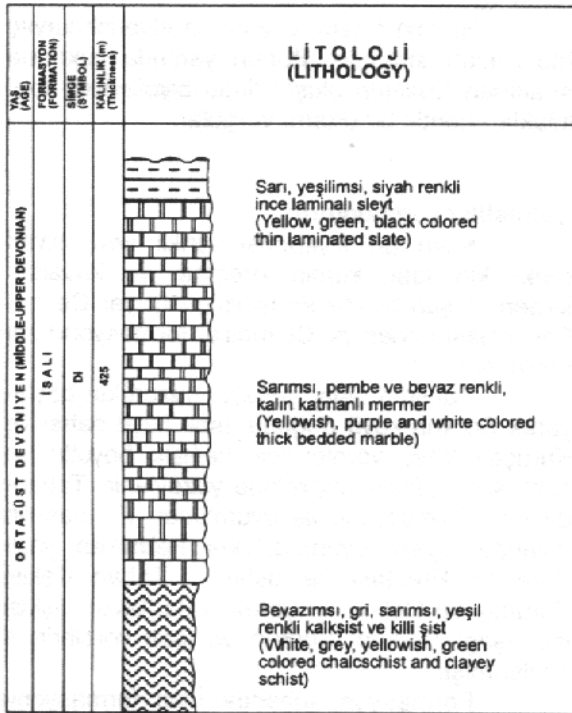
Formasyon, tabanda İsali formasyonu ile uyumlu geçiş zonu olan kumlu kireçtaşı katkılı, orta ve kalın katmanlı (40-150 cm), Spirifer li, koyu gri, siyah, boz renkli kireçtaşları ile başlar. Bunu izleyen siyah renkli, kalın kat-



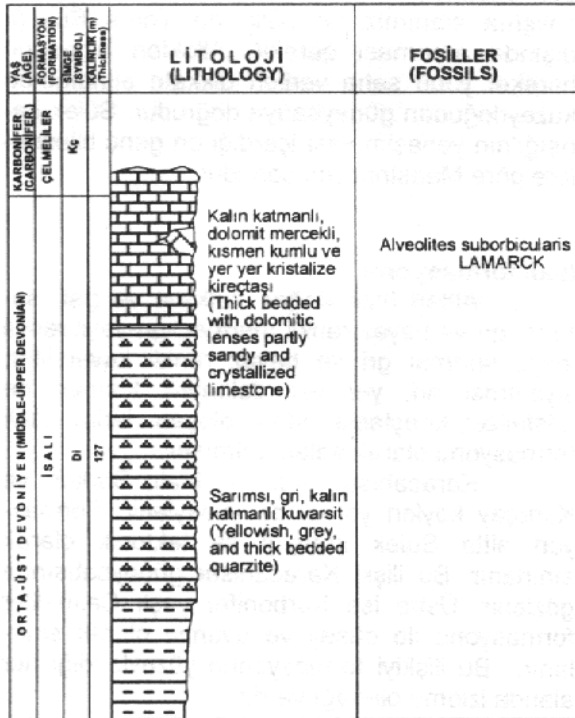
Şekil 5. İsalı formasyonu Yanık tip kesiti.
Figure 5. Yanık columnar section of İsalı formation.



Şekil 7. İsalı formasyonu Hesapalanı tip kesiti.
Figure 7. Hesapalanı columnar section of İsalı formation.



Şekil 6. İsalı formasyonu Aygır tip kesiti.
Figure 6. Aygır columnar section of İsalı formation.



Şekil 8. İsalı formasyonu Gerez ve Doğruyol tip kesitleri.
Figure 8. Gerez and Doğruyol columnar sections of İsalı formation.

manlı (80 cm-2 m) litik kırıntılı sparitler bol mercanlıdır. Zaman zaman ince taneli ve kalın katmanlı siyah renkli sedarenit ile katılanan litik kırıntılı sparitlerde siyah renkli ve orta katmanlı (20-40 cm) ince taneli mikritlere, kısa aralıklarla oosparitlere geçilir. İstif, boz-siyahımsı, sarı, koyu yeşilimsi ince dokulu şeyl ve sarı-boz, grimsi siyah renkli, orta katmanlı (20-40 cm) kuvarsit ardalanması ile sürer ve yukarıda anılan özelliği taşıyan kalın bir şeyl ile son bulur. Koyu ve siyah renklerin egemen olduğu bu şeylleri, siyah renkli ve ince katmanlı (5-20 cm) biyosparitik kireçtaşları, onları da boz-siyahımsı renkte, kalın katmanlı (80-150 cm) kumlu kireçtaşları izler. Adı geçen kumlu kireçtaşları dereceli olarak kum oranı azalmak suretiyle siyah renkli, kalın katmanlı (60-100 cm) mikritik ve sparitik kireçtaşlarıyla son bulur.

Formasyon İrmasan tepe yöresinde 180 m kalınlıkta ölçülmüştür (Şekil 9). Bu kalınlık alanımız kuzeybatısına gidildikçe azalmakta ve değişik yörelere farklılıklar sunmaktadır.

Çelmeiller formasyonu'nun değişik düzeylerinden alınan örneklerde; *Sphonophylla cylindrica* MC COY, *Millerella* sp., *Textularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Pseudostaffella* sp., *Bresella* sp., *Mediocris* sp., *Endothyra* sp., *Archaeodiscus* sp., *Neoarchaeodiscus* sp., *Globivalvulina* sp., *Archaeosphaera* sp., *Tuberitina* sp., *Spirifer* sp., Echinide, Brachiopod, Pelecypod ve Gasropod kavkıları saptanmıştır. Bu veriler nedeniyle formasyona Karbonifer (Turnasiyen-Namuriyen) yaşı verilmiştir.

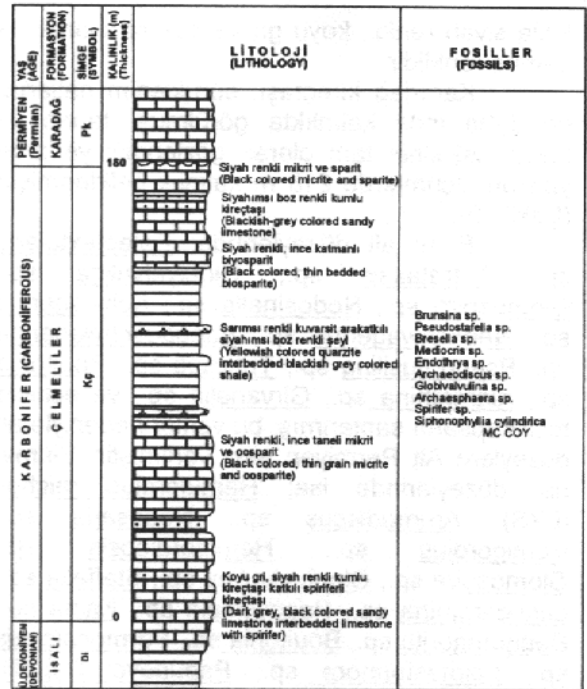
Sığ bir platform üzerinde zaman zaman korunmalı (mikritik) zaman zaman da çalkantılı (oolitik ve sparitik) ortam koşullarında şekillenen kireçtaşları, mercan resifleriyle temsil olunan biyolitipli kireçtaşlarıyla yanıl geçişler oluşur. Karasal gelintinin arttığı evrelerde ise kumlu kireçtaşlarıyla sedarenitler depolanmıştır.

Karadağ kireçtaşı

Sarı, pembe ve gri renkli biyolitoklastik kireçtaşları ile siyah ve koyu gri renkli biyomikritik kireçtaşlarından oluşur. Özgün nitelikte alanımızda Karadağ yöresinde izlendiğinden Karadağ kireçtaşı adlanması yapılmıştır (Özçelik, 1984).

Birim, çalışma alanı güneybatısında Kuruçay, Kuruçay yaylası, Bartlı yaylası, Aşağı Sorkun ve Çatköy güneyinde yüzlekler vermektedir.

Karadağ kireçtaşı tavanda Triyas yaşlı Bartlı formasyonu ile uyumlu olarak üstlenir. Bu ilişkiyi Aşağı Sorkun Köyü ve Bartlı Yaylası dolaylarında izlemek olasıdır. İnceleme alanı güney ve batısında Sülek karışığı ile tektonik



Şekil 9. Çelmeiller formasyonu tip kesiti.

Figure 9. Columnar section of Çelmeiller formation.

ilişkilidir. Tabanda ise Çelmeiller formasyonu ile uyumsuzlukla sınırlıdır.

Birim tabanda pembemsi, açık gri, gri renkli, kalın ve iyi katmanlanmalı (60-100 cm), sert, *Girvanella*'lı biyolitoklastik kireçtaşları ile başlar. Kısa aralıklarla katmanların kalınlığı değişir. Zaman zaman 60 cm'nin altına inen katmanlar çoğunlukla *Pseudoschwagerina* içerir. Ayırtman özelliğindeki alt düzeyler tüm çalışma alanında *Girvanella*'lıdır. Buradan itibaren *Hemigordius*'ların yaygınlaştığı sparitik kireçtaşları görülür. Koyu gri ve siyah renkli olup orta ve kalın katmanlıdır (30-100 cm). Bunlar üst seviyelere doğru ince ve orta katmanlı (10-40 cm) olarak başlayan ve tavanda kalın katmanlı (60-100 cm) olarak sona eren *Mizzia*'lı kireçtaşları ile son bulur. Bu kireçtaşlarının genel özellikleri şu şekildedir; biyomikritik kireçtaşı düzeyleri koyu gri ve siyah katmanlarla daha az sertlikte görülür. Bunun üzerine ince dokulu mikritik kireçtaşı gelir. Bunlar sparit katlı kalın katman (60-100 cm) katkılarıyla sürer ve tavanda sırayla alg'li mikritik ve sparitik kireçtaşı katmanları biyomikrit ve alg'li mikritik kireçtaşları olmak üzere sona erer. Karadağ kireçtaşının Sülek ofiyolitli karışığı ile olan tektonize dokanağı breş seviyesi ile karakteristiktir. Breşler tamamen Permian çakıllarından oluşmuş, milonit ve kil ile gevşek olarak tutturulmuştur. Çakıllar çoğun-

lukla siyah renkli, koyu gri ve çok az olarak da pembe renklidir.

Karadağ kireçtaşı, sürüklenim hatlarında daha ince kalınlıkta görülmüş, taban ve tavan ilişkisinin tam olarak gözlemlendiği yerlerde yapılan ölçümlerde 218 m kalınlık belirlenmiştir (Şekil 10).

Birim alt düzeylerinde; *Paleotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Glomospira* sp., *Nodosinella* sp., *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., *Boultonia* sp., *Klamathina* sp., *Girvanella* sp., ve echinid fosil kapsamı saptanmış, bu veriler nedeniyle alt düzeylere Alt Permiyen yaşı verilmiştir. Birimin üst düzeylerinde ise; *Hemigordius reicheli* (LYS), *Ammodiscus* sp., *Nodosaria* sp., *Hemigordius* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Glomospira* sp., *Globivalvulina* sp., *Staffella* sp., *Lunucammia* sp., *Pachyphloia* sp., *Kania* sp., *Deaquamaorita* sp., *Boultonia* sp., *Permocalculus* sp., *Epimastophora* sp., *Pseudovermiporella* sp., ve *Mizzia* sp. fosil içeriği belirlenerek bu seviyeye Üst Permiyen yaşı verilmiştir. Birimin en üst bölümünü oluşturan alg'li mikritik kireçtaşları yukarıdaki faunadan da anlaşılacağı üzere fosil kapsamı nedeniyle Tatariyen yaşlıdır.

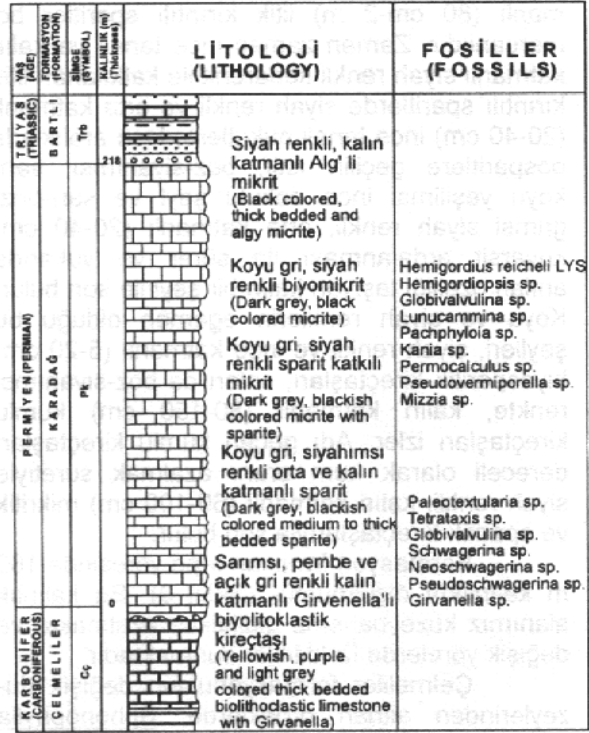
Birimin önemli bölümünü oluşturan alg'li mikritik kireçtaşları denizel bir lagünün karakteristiği olabilir. Mikritin yaygın oluşu depolanmanın dalga tabanı altında olduğunu vurgular. Ayrıca, istif içerisinde gözlenen biyoklastik kireçtaşları genelde resif yamacı karbonat istifine benzer şekilde kalın kamalar oluşturarak masif alg'li biyolitler arasına sokulur.

Bartlı formasyonu

Gri-sarı renkli dolomitik kireçtaşı, kırmızımsı yeşil marn katkılı kireçtaşı, kırmızı-kahverengi kumtaşı, kumlu kireçtaşı, gri-kirli sarı-koyu gri kireçtaşları ve kırmızı gri renkli polijenik çakıltaşı mercekli bileşenler ile temsil olunur.

Bartlı yaylası ve Aşağı Sorkun kuzey yörelerinde yüzeylenir. Alt sınırı Karadağ kireçtaşlarıyla uyumludur. Bu ilişki Bartlı Yaylası yöresinde izlenebilir. Üst sınırında ise Üst Jurasik (Malm) yaşlı Hacıömer formasyonu ile düşük açılı uyumsuzlukla üstlenir. Hacıömer dağı yöresinde bu ilişkiyi gözlemek olasıdır.

Formasyon, tabanda orta katmanlı (30-60 cm), gri renkli dolomitik kireçtaşlarıyla başlar. Kireçtaşları eklemli, eklemli kalsit dolgulu ve aşınma yüzeylidir. Mikroskopik analizlerinde biyomikritik karakterde olduğu görülmüştür. Bunları izleyen yeşilimsi, kül rengi marn katkılı kireçtaşları ince ve orta katmanlı (2-40 cm),



Şekil 10. Karadağ kireçtaşı tip kesiti.

Figure 10. Columnar section of Karadağ limestone.

Pelecypod kavkıdır. Kırmızı-kahverengiden beyaz renge değin değişen renkler gösteren kireçtaşlarının ise mikroskopik incelemesinde detritik bir kireçtaşı karakterinde olduğu, yabancıkayaç parçaları içerdiği ve bu bileşenlerin hematit içeren mikrit hamuru ile birbirine bağlanmış oldukları saptanmıştır. Kayaç bunlarla birlikte hematit sızıntıları içerdiği için kahverengi-kırmızımsı renk almıştır. Bunlarla aynı renkte izlenen kumtaşlarının mikroskopik analizinde % 90 oranında kuvars bileşeninden ibaret olduğu ve kuvars-serisit şist parçaları ile birlikte hematitli mikrit hamuru ile bağlandığı gözlenmiştir. Kumtaşları içerisinde bileşenleri iyi derecede olgunlaşmış bank yada mercekler biçiminde polijenik çakıltaşları, sarımsı gri renkli mikritik mikrofasiyesli kireçtaşı bankları (1-4 m) da yer alır. Çakıltaşlarının bileşenleri, çapları 0,5-20 cm arasında değişen, gri-kahverengi kireçtaşı, çört, beyaz renkli kristalize kireçtaşı ve diyabaz parçalarıdır. Bileşenler az olgun olup kırmızı kumtaşı ve karbonatla çimentolanmıştır. En üst seviyede izlediğimiz, gri-beyaz-pembe ve kül rengi gibi değişken renkli ince ve orta katmanlı (4-40 cm), mikroskopik analizinde mikrit mikrofasiyesli kireçtaşları Jurasik yaşlı birimlerle uyumsuzlukla üstlenerek sınırlanır (Şekil 11).

YAS (AGE)	FORMASYON (FORMATION)	HACİÖMER (Hacıömer)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	FOSİLLER (FOSSILS)
MALM (MALM)	HACİÖMER	Jh	Gri, beyaz, pembe renkli ince ve orta katmanlı mikrit (Grey, white, purple colored thin and thick bedded micrite)	
ALT TRIYAS (LOWER TRIASSIC)	BARTLI	Tb	Kırmızı, beyaz ve kahverengili, polijenik çakıltaşı mercekli, kireçtaşı bantlı kumtaşı (Red, white and brown colored; polygenic conglomerate lenses, limestone banded sandstone)	Glomospirella sp. Trochammina sp. Meandrospira sp. Alg
PERMİYEN (Permian)	KARADAĞ	Pk	İnce ve orta katmanlı, marl katkılı, Lamellibranchi kavrılı kireçtaşı (Thin and medium bedded, marl interbedded, with Lamellibranchia limestone)	
			Gri renkli, orta katmanlı, dolomitik kireçtaşı (Grey colored, medium bedded, dolomitic limestone)	

Şekil 11. Bartlı formasyonu tip kesiti.

Figure 11: Columnar section of Bartlı formation.

Değişken olan kalınlık çalışma alanının güneyinden kuzeye doğru artar. Erenler tepe dolayında 130 m ölçülen kalınlık Bartlı yaylası yöresinde 230 m olarak belirlenmiştir.

Formasyon çeşitli gastropod, Pelecypod kavrıkları içermesine karşın fosil içeriği azdır. Çeşitli düzeylerden alınan örneklerde; *Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., *Meandrospira* sp., ve alglar belirlenmiştir. Bu veriler ve stratigrafik konum nedeniyle formasyona Alt Triyas yaşı verilmiştir.

Bartlı formasyonunu oluşturan birimler, saptanan fosil veriler göre neritik bir ortamda ve zaman zaman da su dolaşımının oldukça kısıtlı olduğu (dolomitleşmeyi doğuran koşullar) ve tuzluluğun arttığı bir ortam ile dalga hareketinin olmadığı koşullarda depolanmış olmalıdır.

Hacıömer formasyonu

Gri-beyaz, kısmen pembemsi konglomeratik kireçtaşı ve beyazımsı gri-açık gri renkli kısmen masif kireçtaşlarıyla temsil olunur.

Dereköy, Kayacık yaylası ve Hacıömer Dağı yörelerinde yüzlek verir. Alt sınırı Triyas

yaşlı Bartlı formasyonu ile düşük açılı uyumsuz olarak görülmüştür. Bu ilişki Erenler Tepe yöresinde izlenebilir. Meyre yaylası yöresinde ise Sülek karışığı ile tektonik dokanaklıdır. Formasyonun üst sınırı Kretase yaşlı Akalan kireçtaşı ile uyumludur. Bu ilişki Kocaçal Tepe güneyinde izlenmiştir. Tabanda 2-10 m arasında değişen bir kalınlıkta masif görünümlü, iyi derecede olgun taneli, tane çapları 2-30 cm arasında değişen, koyu siyah, gri, pembe ve beyaz kristalize kireçtaşları ile çört gibi bileşenlerden oluşmuş çakıltaşları görülür. Kayacın mikroskopik analizinde çakılların çoğunlukla sparitik kireçtaşlarından oluştuğu ve bağlayıcının da killi karbonat olduğu görülmüştür. Çakıllarının çoğunluğunu oluşturan siyah kireçtaşı çakıllarının da sparit olduğu ve Karbonifer (Çoğunlukla Vizeen) yaşlıların baskınlığı belirlenmiştir. Sedarenit türündeki kumtaşı çakılları da kayacın bileşenleri arasındadır. Bağlayıcı içerisinde kum boyutunda kuvars ve sparitik parçalar gözlenir. Çakıltaşlarını izleyen kireçtaşları beyaz, gri, açık gri renkli, orta katmanlı (20-40 cm) ve büyük oranda masiftir. Kısmen kristalize olan kayaç az kıvrımlı olup, eklemlidir. Yer yer sedimanter breş bantlarıyla ardalı, sparit ve mikrit mikrofasiyeli kireçtaşlarıdır. Kil konsantrasyonu yanında dolomit cepleri de içerir. Kayacın resifal fasiyeste olduğu saptanmıştır.

Formasyonun kalınlığı değişkendir. Kalınlık çalışma alanımız güneyinden kuzeyine doğru artar. Erenler Tepe kuzeybatısında 70 m olan kalınlık Kocaçal Tepe güneyinde 170 m olarak ölçülmüştür (Şekil 12).

Birimin tabanında izlenen çakıltaşlarının siyah renkli olanlarında; *Textularia* sp., *Mediocris* sp., *Endothyra* sp., *Neoarchaediscus* sp. ve *Globivalvulina* sp. saptanmış olup, bu çakılların Alt Karbonifer (Vizeen) yaşta oldukları belirlenmiştir. Formasyonun çeşitli düzeylerinden alınan örneklerde ise; *Triloculina* sp., *Glomospira* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Rectocyclamina* sp., *Cayeuxia* sp., *Clodocropsis* sp., *Solenopora* sp., *Thaumatoporella parvavesiculifera* RAINERI, Hanerinidae, Ammodiscidae, Valvulinidae, Dacycladoecea ve Ostracod fosil kapsamı belirlenerek formasyona Üst Jurasik (Malm) yaşı verilmiştir.

Formasyon içerisinde gözlenen algların bolluğu resifal bir gelişimi vurgular. Resif gerisi ve yer yer de resif duvarında dolomitleşme yaygındır.

Akalan kireçtaşı

Beyaz-açık gri renkli, çoğun kristalize ve masif kireçtaşlarıyla temsil olunur. Kocaçal Tepe ve Kayacık yayla yörelerinde yüzeylenir.

YAS (AGE)	FORMASYON (FORMATION)	SİMGİ (SYMBOL)	KALINLIK (m) (Thickness)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	FOSİLLER (FOSSILS)
MAYESE (CRETACEOUS)	AKALAN	Ks	170	Gri renkli, orta katmanlı, kısmen kristalize yer yer sedimanter breş bantlarıyla ardalı kireçtaşı (Grey colored and medium bedded, partly crystallized limestone place to place alternated by sedimentary brechia)	Triloculina sp. Glomospira sp. Pseudocyclamina sp. Rectocyclamina sp. Miliolidae Ammodiscidae Valvulinidae Cayeuxia sp. Clodocoropsis sp. Solenopora sp. Thaumatoporella parvavesiculifera RAINIERI Dacycladoceca Ostracod
ALÜVYON (LOWER TERTIARY)	BARTLI	Tb	0	Killi karbonat bağlayıcı çakıltaşı (Conglomerate with clayey carbonate cement)	
MALIN (MALIN)	HACİÖMER	Jh	0		

Şekil 12. Hacıömer formasyonu tip kesiti.
Figure 12. Columnar section of Hacıömer formation.

Alt sınırı Hacıömer formasyonu ile uyumludur. Bu ilişki Meyre Yaylası ve Kocaçal Tepe yörelerinde gözlenebilir. Alt sınır Kayacak Yayla güneyinde Sülek karışığı ile tektonik dokanaktır. Üst sınırı Miyo-Pliyosen yaşındaki Gündüğün formasyonu ve alüvyonlarla belirlenir. Bu ilişkiyi Ahırlı güneyinde izleme olanağı vardır.

Beyaz-gri renkli, çoğunlukla masif, bazen ince katmanlıdır (2-20 cm). Katmanlanma alt düzeylerde görülür. Diğer yerler masiftir. Masif bölümler kristalize olarak izlenir. Alınan örneklerin ince kesitlerinde değişik mikrofasiyesler saptanmıştır. Tabanda, katmanlı düzeyler genellikle pelletlidir. Bunlar biyopelsparit olarak değerlendirilmiştir. Diğer düzeyler ise biyomikritik kireçtaşlarıyla temsil olunur. Ancak kayaç önemli oranda kristalizedir.

Birim en kalın olduğu yerde 370 m olarak ölçülmüştür (Şekil 13). Kalınlık çalışma alanımız güneyinden kuzeyine doğru artarak yayılım gösterir.

Birimin ince katmanlı biyopelsparitik düzeylerinden alınan örnekler fosil içeriği bakımından zengin olmasına karşın kristalize düzeylerde fosil kavrıkları iyi korunmuş değildir. Akalan kireçtaşının çeşitli düzeylerinde; *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Globigerinella* sp., *Textulariidae* ve *Valvulinade* belirlenmiştir.

Bu fosil kapsamı ve birimin stratigrafik konumu göz önüne alınarak formasyonun yaş

YAS (AGE)	FORMASYON (FORMATION)	SİMGİ (SYMBOL)	KALINLIK (m) (Thickness)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	FOSİLLER (FOSSILS)
Miyo-Pliyosen (Mio-Pliocene)	Gündüğün	Tg	370	Beyaz ve gri renkli çoğunlukla kristalize kireçtaşı (White and grey colored generally crystallized limestone)	Quinquelina sp. Triloculina sp. Globigerinella sp. Textulariidae Valvulinidae
KRETASE (CRETACEOUS)	AKALAN	Ks	0	Orta kalınlıkta katmanlı biyopelsparit (Medium thick bedded biopelsparite)	
MALIN (MALIN)	HACİÖMER	Jh	0		

Şekil 13. Akalan kireçtaşı tip kesiti.
Figure 13. Columnar section of Akalan limestone.

konağının Kretase olabileceği sonucuna varılmıştır.

Akalan kireçtaşı sığ deniz özellikli olup, masif bölümler paleotopografya üzerinde karbonat yığılımlar halinde gelişmişlerdir. Katmanlı birimler daha ziyade bunların yamaçlarını oluşturur.

Çatköy formasyonu

Gri, boz, sarı, kırmızı ve bordo renkli, kısmen kumtaşı kil ve marn katkılı, çok tür bileşenli çakıltaşları ile temsil olunur.

Yer yer Sülek karışığı ve yer yer de Akalan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir. Çalışma alanı doğusunda yüzlek vermekte olan formasyon Çatköy, Dereköy ve Akçapınar üçgeni yörelerinde gözlenebilmektedir.

Formasyon Çatköy ve Dereköy'de Sülek karışığı'nı açılı uyumsuzlukla üstlerken diğer yerlerde Akalan formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir. Tavan dokanağı da Çatköy doğusu ve kuzeydoğusunda Gündüğün formasyonu ve alüvyonlarla açılı uyumsuzluk gösterir.

Çatköy formasyonu egemen olarak hamur ve çimentosu karbonat olan çakıltaşı ve kumtaşı hamurlu çakıltaşlarıyla temsil edilmesine karşın, yer yer 2-3 m kalınlıkta kumtaşı ve 3-50 cm kalınlıkta kömür mercikleri içeren kil ve marn düzeylerini de kapsar. Taban ve orta dü-

zeylerde değişik bileşenlerden oluşmuş çakıllaşları, üst düzeylerde hemen tümüyle karbonattan oluşan bir hamur ve çimento ile birbirine sıkıca tutturulmuş ve yalnızca kireçtaşı çakıllarından oluşan banklı (2-4 m) yada kitlesel kireçtaşı görünümü bir özellik kazanır. Çakıllaşları genelde gri, boz, sarı, pembemsi, kırmızimsı, bordo renkli, alt ve orta düzeyleri gevşek, üst düzeyleri sıkı tutturulmuştur. Bu nedenle topografyada dikçe çıkıntılar oluşturur. Başlıca bileşenler değişik renkli, ancak genelde siyah ve pembe renklerin baskın olduğu *Fusulina*'lı biyomikrit, *Involutina*'lı biyosparit, radiolaria'lı biyomikrit, *Protopeneropolis*'li biyomikrit, *Nummulites*'li (?) biyosparit, dolomit, çört, serpantin, dunit, diyabaz, tuf gibi kayaç parçaları ile kuvars, klorit, feldispat gibi minerallerden oluşur. Bileşenler aşırı olgun, iyi derecede katmanlanmalı, bileşen boyutu mikroskopik boyuttan blok büyüklüğüne değişen (0,02 mm - 80 cm) yer yer ince miltaşı ve marn ara katmanlı çakıllaş özelliğindedir.

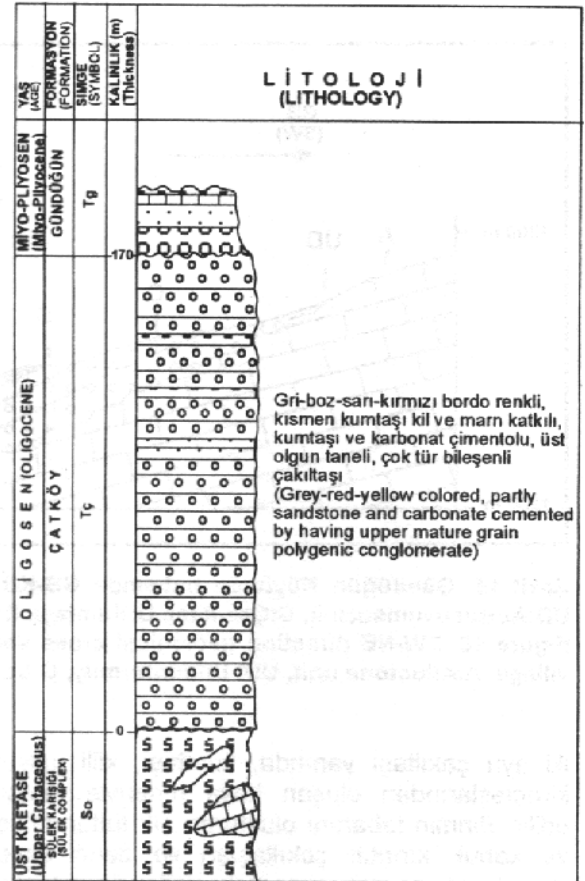
Dereköy güneydoğusunda ve Çatköy kuzeyinde ölçülen formasyon kalınlığı 170 m olarak bulunmuştur (Şekil 14).

Formasyonun çeşitli düzeylerinden alınan çakıl örneklerinde Permiyen-Kretase aralığında değişik fosiller saptanmıştır. Farklı çakıllarda izlenen farklı yaştaki fosiller içerisinde özgün nitelikte olmamasına karşın ayırtman özelliği taşıyan dereceli kumtaşlarında *Nummulites* (?) kırıntıları da izlenmiştir. Formasyon çakılları *Fusulinadae*'li kireçtaşları yanında *Globotruncana* ve *Radiolaria*'lı kireçtaşları da içerir. Bağlayıcıda fosil izine rastlanılmamıştır. Bu fosil kapsamı ve stratigrafik konumu gözeltirerek formasyona Oligosen yaşı verilmiştir.

Formasyonun litofasiyesi onun sığ, yüksek enerjili ve tektonik olarak duraysız bir gerilim ortamında oluştuğunu göstermektedir. Bölgesel anlamda düşünüldüğünde sıkışmanın etkisi altında ortamda bir taraftan allokon birimler yerleşirken, diğer taraftan otokon birimler kıvrılmaları su üstüne çıkmış, aşınım sonucu ofiyolitli karışık ve daha yaşlı birimlerden türeyen gereçler yeni gelişmekte olan sığ denizel çukurlarda yığılıp bir dağ oluşum sonu molası özelliğindeki Çatköy formasyonunu oluşturmuştur.

Gündüğün formasyonu

Daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla üstleyen birbirleriyle yanal ve düşey geçişli yamaç önü birikimleri, akarsu yatağı, delta ve göl oluşu özelliğindeki tortullar ve tüflerle temsil edilen volkanitler Gündüğün formasyonu olarak adlandırılmıştır (Özçelik, 1984).



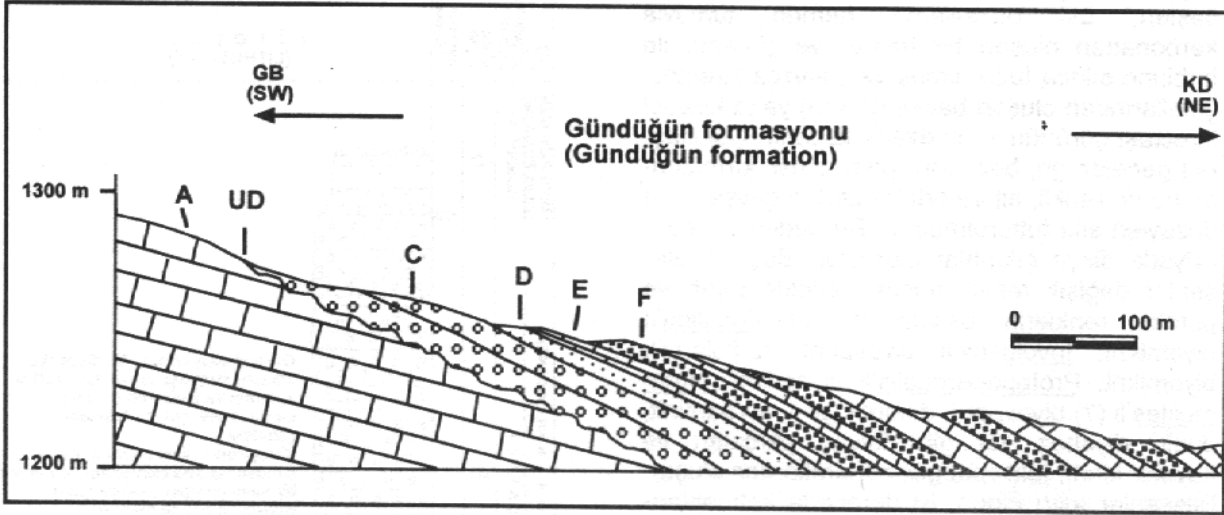
Şekil 14. Çatköy formasyonu tip kesiti.

Figure 14: Columnar section of Çatköy formation.

Formasyon; Gündüğün, Meyre, Çatköy köyleri ile Ahırılı bucağı yörelerinde yüzlekler sunar. Taban dokanağı; daha yaşlı birimler ile, taban dokanağı ise alüvyonlarla açılı uyumsuzdur.

Tabanda hemen hemen tümüyle kireçtaşından türemiş, bileşen boyu mm'den 60 cm çapında blok büyüklüğüne kadar değişen gevşek çimentolu yer yer breş yapılı, kötü boylanmalı, kalın katmanlı çakıllaş düzeyiyle başlayan formasyon, tavana doğru sarımsı-beyaz renkli, kötü boylanmalı, killi karbonat çimentolu, köşeli taneli kumtaşları; kirlili sarı-beyaz renkli, ince-orta-kalın katmanlı (10-150 cm), killi gölsel kireçtaşı ve pembe-kırmızı-trak-gri renkli, lamine-ince-orta-kalın katmanlı, dereceli, mercersel, çapraz katmanlanmalı tuf aralanması ile sürer (Şekil 15). Bazı alanlarda tüflerin egemen olduğu düzeyi, tüflerle yanal geçişli ve onlardan gereç almış gevşek çimentolu çakıllaş takip eder. Daha sonra bileşen boyutu gittikçe küçülerek miltaşı, kil, marn ve ince katmanlı killi kireçtaşlarına geçilir.

Gündüğün formasyonu, biri etek molozu özelliğindeki çakıllaş, diğeri akarsu yatağı ve delta oluşu niteliğindeki çakıllaş olmak üzere



Şekil 15. Gündüğün Köyünün batısında GB-KD doğrultusunda geçen jeoloji kesiti. A: Allohton birlik, UD:Açısal uyumsuzluk, C:Çakıltaş, D:Kumtaşı, E: Killi kireçtaşı, F: Tüf.

Figure 15. SW-NE direction geological cross section of Gündüğün formation at the west of Gündüğün village. A:Alloctone unit, UD: Unconformity, C:Conglomerate, D:Sandstone, E: Clayey limestone, F: Tuff.

iki ayrı çakıltaş yanında, kumtaşı, killi gösel kireçtaşlarından oluşan kaya türleriyle temsil edilir. Birimin tabanını oluşturan sık tutturulmuş ve kabuk kırıntılı çakıltaşları ile daha üstte yüzeyleyen gevşek çimentolu yada çimentosuz çakıltaşları, Çatköy ve Gündüğün köyleri yörelerinde yüzlekler sunar. Tüfler; genelde pembe-kırmızımtrak-gri renkli, bileşen boyutu mm'den 50 cm çapındaki bloklara değin değişen özelliktedirler. Bileşenler demir okside olmuş, oligoklaz-andezin türü plajiyoklasların egemenliğindedirler. Plajiyoklaslar mikroskopik olarak fenokristalen haldedir. Klorit minerallerinin katmanlanmaya koşut çizgisel dizilimi tüfler için ayırtman bir nitelikler. Tüfler camsı malzeme ile yoğrulmuşlardır. Karasal oluşukların en üstünde yer alan, gerek tüflerle, gerekse gevşek çimentolu çakıltaşlarıyla temsil edilen düzeyler yanıl-düşey geçişli, beyaz-sarımsı renkli ve topografyada yer yer çıkıntılar oluşturur.

Formasyonun inceleme alanındaki en kalın olduğu yer 175 m olarak belirlenmiştir. Ancak alanımız dışında daha fazla bir kalınlığa eriştiği de bilinmektedir.

Birimin en üst düzeyini oluşturan gösel kireçtaşlarının *Chara* sp. ile ostrakod ve gastropod içermesine karşın bunların cins ve tür belirlemesi yapılamamıştır. Alanımız dışında gösel tortullarda yer alan kömür seviyelerinde yapılan çalışmalar polenlerin yaşını 3,72 milyon yıldan daha büyük olarak göstermiştir (Becker ve diğ., 1970). Bu sonuç ise Alt Pliyosen' i gösterir Ayrıca, Blumenthal (1944) bu birimlerde bulunduğu *Planorbis* sp., *Vivipara* sp., *Bythinia* sp.

ve *Limnaea* sp. gibi mollusklara dayanarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşını vermiştir. Bu nedenlerle Gündüğün formasyonu' nun yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olmalıdır.

Oligosen sonunda su üstü olan alan Miyosen boyunca kara olarak kalmış ve aşınmıştır. Süren yükselme ve ona bağlı çökmelerle olay Pliyosen'e kadar ulaşmıştır. Pliyosen'de değişen iklim koşulları sonucu yoğun yağışların beslediği yüksek enerjili bir akarsu ağının, blok faylanmalarının neden olduğu dik topografyadan kazıyıp taşıyarak getirdiği değişik tür ve boyut-taki gereçler ilkin fay dikliği eteklerinde yığılarak formasyonun taban düzeylerini oluşturmuştur. Diğer taraftan çöküntü alanlarında toplanan suların oluşturduğu göllerde ise akarsu içinde asılı olarak gelen gereçlerin çökmesiyle killi kireçtaşları oluşmuştur. Akarsu yataklarında ve deltalarda akarsulardaki enerji değişimine göre, değişik boyutlu gelintilerin depolanmasıyla gevşek çimentolu çakıltaşları gelişmiştir. Bu karasal çökeltiye yaşıt olarak blok faylanmasının neden olduğu alkalin özellikli yarık püskürmeleri ürünlerinin akarsu yatağı ve göldeki depolanmasıyla tüflü düzeyler meydana gelmiştir.

Alüvyonlar

Çalışma alanında alüvyonlar geniş yayılım gösterirler. Pliyosen ve daha yaşlı kaya birimlerini açılı uyumsuzlukla örten akarsu yataklarında gelişmiş Kuvaterner oluşumlarıdır. Çok tür bileşenli, bileşen boyutu mm'den çakıl boyutuna kadar değişen; çakıl, kum, silt, kumlu

silt, kil, yamaç döküntüsü ve birikinti konileri ile temsil edilir. Çöküntü alanlarında ve aşınma ile oluşmuş dere yataklarında alüvyon havzalarına rastlanılır. Kuruçay Yayla, Bartlı Yaylası, Sorkun ve Çatköy yörelerinde bunları gözlemek olasıdır. Çöküntü alanlarının yamaçlarında ve fay düzlemleri boyunca yığılmış blok ile çakıl ve kum depoları Karacahisar ve Kızılçal yörelerinde mevcuttur.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu araştırmanın yürütülmesinde M 79 nolu proje ile destek veren Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu'na teşekkür ederler.

SONUÇLAR

Toroslarda Suğla Gölü (Konya) güneyinde 250 km² ye varan bir bölümün jeoloji haritası yapılarak stratigrafi özellikleri ortaya konmaya çalışılmış ve bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

İnceleme alanı içerisinde yüzeyleyen kaya stratigrafi birimleri 8 formasyona ayrılarak haritalanmıştır.

Yörede Paleozoyik; Orta-Üst Devoniyen, Alt Karbonifer ve Permiyen ile temsil edilmektedir.

Mesozoyik; Alt Triyas, Üst Jurasik ve Kretase'den oluşur.

Senozoyik ise; Oligosen, Miyo-Pliyosen ve Kuvaterner' den ibarettir..

İnceleme alanında Üst Kretase yerleşim yaşlı Sülek karışığı ile Devoniyen-Kuvaterner yaş aralığındaki çökeller arasında tektonik bir dokanak yer alır.

Ayrıca, Karbonifer yaşlı Çelmeliler formasyonu ile Permiyen yaşlı Karadağ kireçtaşı arasında, Triyas yaşlı Bartlı formasyonu ile Jurasik yaşlı Hacıömer formasyonu arasında, Kretase yaşlı Akalan kireçtaşı ile Oligosen yaşlı Çatköy formasyonu arasında ve Oligosen yaşlı Çatköy formasyonu ile Miyo-Pliyosen yaşlı Gündüğün formasyonu arasında uyumsuzluk düzlemleri belirlenmiştir.

Ofiyolitli kayaların tektonik bir melanj niteliğinde olduğu saptanmıştır.

Oligosen yaşlı çökellerin sığ denizel bir istif olduğu ve ofiyolitli karışık birimlerini uyumsuzlukla üstlediği saptanarak Çatköy formasyonu adı verilmiştir.

1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında "n" simgesi ile gösterilen birimlerin yanal ve düşey geçişli tortul ve volkanitlerden oluşmuş, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal bir istif

oldukları saptanmış ve Gündüğün formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

Alpin dağ oluşum hareketlerinin etkisinde kalan çalışma alanında sırasıyla Preniyen, Saviyen, Vallakiyen dağ oluşum evreleriyle kıvrımların geliştiği belirlenmiştir.

Bölge Orta Oligosen sonundan günümüze kadar kara olarak kalmış ve Üst Miyosen-Pliyosen sırasında göller oluşmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

Becker, J.D., 1970, Lithostratigraphische Untersuchungen in Kanozoikum südwestnatioliens (Turkei). Beih. Geol. Jhrb., Bd., Hanovre 97, 244 pp.

Blumenthal, M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dahilinde Toroslar'ın jeolojisine umumi bakış. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, No 6, 48 s, Ankara.

Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mec., Seri B, 9, 2, 95 -125.

Blumenthal, M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, No: 5, 194 s.

Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros güney silsileleri ve Şist-Radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi., 48, 1-36.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997, Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaların mineralojisi ve petrografisi, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Derg., 19, 17-40.

Gutnic, M., 1977, Geologie du Taurus Pisidien au nord d' Isparta, Turquie: Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Université de Paris-Sud Orsay, 130 p.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., ve Dumant, J.F., 1979, Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Mem. Soc. Géol. France, LVIII. 137, 1-112.

Meriç, E., Özçelik, O., 1985, Yıldızlıdağ (Seydişehir-Konya) kuzeydoğusunda Kretase-Paleosen yaşlı istifin yapısal gelişimi hakkında yeni görüşler: Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 213-218.

Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental an sud de

- Beyşehir (Turquie): Thèse d'état. l' Univ. De Paris Sud, Orsay, 442 p.
- Özçelik, O., 1984, Toroslar'da Bozkır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları. Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 219 s, (Yayınlanmamış).
- Özçelik, O., 1985, Toroslar'da ofiyolitik bir melanj örneği; Sülek Karmaşığı. Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A Yerbilimleri, c.1, s.2, 53-62.
- Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi: Türkiye Jeoloji Kururmu Bülteni, 19, 1, 65-78.
- Tchihacheff, P., (1867), Asie minevre Geologie 3B de, Paris, 94 s.
- Yalçın, N., 1997, Toroslar'da Bozkır (Konya) güneybatı yöresinin petrol ana kaya ve Organik fasiyes özellikleri, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 142 s, (Yayınlanmamış).

ZARA (SİVAS DOĞUSU) YÖRESİ'NDEKİ SİVAS HAVZASI OLİGO-MİYOSEN DOLGUSUNUN STRATİGRAFİSİ VE ORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL FEATURES OF OLIGO-MIOCENE INFILL OF SİVAS BASIN AROUND ZARA REGION (EAST OF SİVAS)

Faruk OCAKOĞLU MTA Genel Müdürlüğü, Lodumlu, Ankara

ÖZ : Zara GD'sunda yeralan inceleme alanı, Sivas doğusunda genelde hakim olan karmaşık sınır ilişkilerinden farklı olarak, bir tektonik dilim içinde oldukça iyi korunmuş bir Oligo-miyosen istifini içerir. Haritalamaya ek olarak gerçekleştirilen ortamsal çalışmalar ve alanın yakın çevresiyle yapılan stratigrafik denestirmeler, havza doğusunun sağlıklı bir stratigrafisinin kurulmasına ve paleocoğrafyası için ilk eskizlere olanak sağlamıştır.

Buna göre, Hafik Formasyonu inceleme alanındaki istifin en alt stratigrafik düzeylerini oluşturur. Oligosen yaşlı olan bu evaporitik birim, stratigrafik olarak üste ve kuzeye doğru yine Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu'na geçiş gösterir. Karayün Formasyonu, Selimiye Formasyonu'nu dereceli olarak üzerler ve apeksi inceleme alanının güneyindeki Beydağı'nda yeralan bir nokta kaynaktan beslenen alüviyal yelpaze sistemiyle temsil olunur. Birim, kuzeye doğru Hafik Formasyonu ile yanall geçişli olmalıdır. Genelde denizel karakterdeki Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Karacaören Formasyonu, Karayün Formasyonu'nu dereceli olarak üzerler. Birim içinde dikey yönde, kıyı düzlüğünden açık şelfe kadar değişen altı alt birimin almasıklığı izlenir. İncelenen en genç sedimanter birim, Benlikaya Formasyonu, alanın batı kesiminde Karacaören Formasyonu üzerine dereceli olarak deltaik kumlarla gelirken, doğu kesimde Karacaören Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen akarsu tortullarından oluşur. Anılan birimler olasılıkla Geç Miyosen yaşlı Karatepe olivin bazaltı tarafından kesilmiştir.

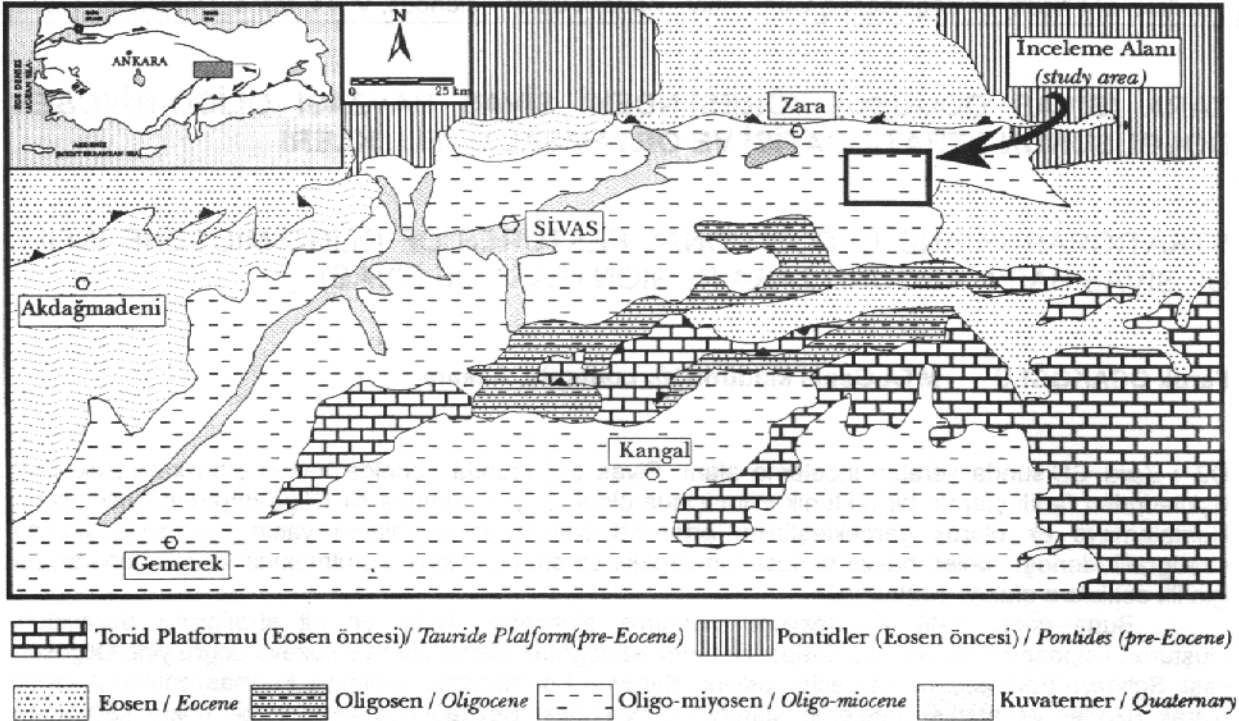
ABSTRACT : Study area includes a well-preserved Oligo-miocene sequence within a tectonic slice, unlike the harshly deformed sediments of Eastern Sivas Basin. Depositional environment studies and stratigraphic correlations with neighbouring areas, in addition to mapping, allow the author to erect a robust stratigraphy and delineate the main paleogeographic lines of the region.

Hafik Formation occurs at the very base of the studied sequence. This evaporitic unit of Oligocene age with regard to its stratigraphic position, passes upward and also northward to a norther Oligocene-aged fluvial unit, the Selimiye Formation. Karayün Formation gradually overlies the Selimiye Formation and represents a point source-fed alluvial fan system with its apex placed upon the Beydağı, at the south of the study area. It is thought that this unit has a lateral passage northward with the Hafik Formation. Marine Karacaören Formation of Akitanian-Burdigalian age, overlies conformably those alluvial fans in turn. This latter shows the alternation of six subunits, each representing a distinct depositional environment from coastal plain to open shelf. The stratigraphic sedimentary unit, the Benlikaya Formation, overlies gradually the Karacaören Formation with deltaic sands at the west, while unconformably covers with fluvial sediments at the east. All fore-mentioned sediments are cut by Karatepe olivine basalts of probable Late Miocene age.

GİRİŞ

Sivas Havzası, Orta Anadolu Sedimanter Havzalarından en doğudaki olup, kuzeyinde Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı, batısında Kırşehir Masifi ve güneyinde de Toros platformla bunu üzerleyen ofiyolitik kayalar üze-

rinde yeralır (Şekil 1). Yakın geçmişteki çalışmalar havzanın tektonik yerleşim açısından çarpışma sonrası bir havza olduğu tezinde birleşmektedirler (Cater ve diğ., 1991; Yılmaz., 1994; Poisson ve diğ., 1996 ve 1997).



Şekil 1. İnceleme alanının konumu ve çevresindeki ana tektonik birlikler (1/2.000.000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritası'ndan basitleştirilmiştir).

Figure 1. Position and the surrounding tectonic units of the study area (Simplified after 1/2.000.000 scale Geological Map of Turkey).

Havzada gözlenen en eski kayalar, Akdağmadeni metamorfiteğini uyumsuz olarak üzerleyen Mestrihtiyen(?) - Paleosen yaşlı karasal tortullarla (Yılmaz ve Özer, 1984), Gemerek civarında yüzeyleyen Tanesiyen yaşlı türbidit çökelleri ve piroklastiklerdir (Gökten, 1983; Sümengen ve diğ., 1987). Yine havza güneyi boyunca değişik yerlerde Paleosen yaşlı karasal-sığ denizel çökeller bilinmektedir (Kurtman, 1973). Eosen döneminde, havzada yaygın bir transgresyon gerçekleşmiştir. Böylece, batıda sığ denizel kireçtaşları, kuzeyde sığ denizel tortullar ve volkanik kayalar, güneyde ise volkanotortul aratabakaları içeren bir fliş istif çökelmiştir. Eosen sonlarındaki genel bir regresyonla görece derin denizel çökeller, yerlerini evaporitlerin yaygın olarak çökeldeği karasal-sığ denizel ortamlara bırakmış, bu karakterdeki çökelim havzada Miyosen sonuna kadar varlığını korumuştur (Kurtman, 1973).

Anahatları önceki çalışmalara dayanılarak yukarıda kısaca özetlenen havza stratigrafisi (özellikle kalın bir istifin sözkonusu olduğu Oligo-miyosen stratigrafisi) yakın geçmişteki bir kaç çalışmayla (Gökten ve Kelling, 1991; Poisson ve diğ., 1996; Temiz, 1997) kökten bir değişime uğramıştır. Böylece uzun bir dönem

havza için referans olagelen Nebert (1956) stratigrafisindeki Hafik jipslerinin yaş konağı Geç Miyosen'den denizel Akitaniyen'in altına, Oligosen'e indirilmiş; bu birimin daha genç sedimanlarla normal kabuledilegelen dokanaklarının genellikle tektonik olduğu ortaya çıkarılmıştır.

Öte yandan, havzanın farklı kesimlerinde ortaya çıkarılan Oligo-miyosen stratigrafisinin, istifin farklı seviyelerinde gözlenen evaporitler ve özellikle bunların neden olduğu özgün deformasyon stili göz önünde tutularak eleştirilmez gözle yeniden ele alınması yararlı olacaktır. Ayrıca, kısmen daha iyi korunmuş olan Miyosen istiflerinin bütün havza boyunca korelasyonu ve ayrıntılı paleocoğrafyasının kurgulanması hala gerçekleştirilmeyi beklemektedir.

Bu çalışmada, Havzanın doğu kesimindeki Zara ilçesinin güneyinde yer alan 2 adet 1/25.000'lik haritada ortaya çıkarılan stratigrafi özetlenmekte, ayrıca 2 adet ölçülü kesit boyunca özellikle Miyosen istifinin ortamsal özellikleri belirtilmektedir. İnceleme alanında belirlenen litostratigrafik birim adlamalarında (Poisson ve diğ.'nin (1996) Sivas civarındaki çalışmasına sadık kalınmıştır.

ANA YAPISAL HATLAR VE STRATİGRAFİ

İnceleme kabaca, D-B doğrultulu, girintili çıkıntılı bir bindirmeyle (Nasır-Yaprakpınar Hattı) belirlenmiş iki kuşağa ayrılabilir. Kuzey kuşak, genelde jips ile az miktarda çamurtaşından ibaret olan Hafik Formasyonu'ndan oluşmuştur. Birim içinde Yolören KB'sında, Birkan'ın GB'sında ve Kızıltepe'nin kuzeyinde serpantin bloklarıyla daha genç istiflerin parçalarına rastlanır. Bu zonda, Hafik Formasyonu'na ait jips ve çamurtaşlarının oldukça makaslanmış olduğu ve pek çok asimetrik mikrokıvrımın bulunduğu gözlenir. Tektonik dokanağa yakın kesimlerdeki jips tabakalarının eğim miktarında artış gözlenmektedir. Kuzeye eğimli bindirme hattı üzerindeki Çandır ve Yolören dolaylarında bindirme düzleminin eğimi 30°'ye kadar düşer.

Bindirme hattının güneyinde kalan zonda Miyosen istifi iyi korunmuştur. Ortalama 5-6 km aralıklarla güneye eğimli ters faylar tarafından dilimlenmiş olan bu zonun aynı zamanda aynı doğrultulu kıvrımları da içerdiği ve bu yapısal unsurların D-B doğrultulu Nasır-Yaprakpınar hattı tarafından kesildiği açıkça gözlenir. İlgisiz stratigrafik düzeylerde ortaya çıkan masif jips kütleleri (Çopur T güneyi, Sandal batısı ve Kavalcık batısı ile güneyi) bu zonun bir başka önemli özelliği ve Sivas Havzası'nın doğu kesiminde yaygın olduğu anlaşılan evaporitlerden kaynaklı viskoplastik deformasyonun bir yansımasıdır (Ocaoğlu, hazırlanmakta).

Güney zondaki stratigrafi, Atkıran bindirmesinin güneyinden Cemal senklinaline kadar uzanan bir kesit üzerinde açıkça gözlenebilmektedir. Burada, istifin tabanını kalınlığı 70 m'ye ulaşan Oligosen yaşlı Hafik Formasyonu'na ait beyaz renkli jips-kil araldanması oluşturur (Şekil 2 ve 3). Tabanı tektonik dokanakra belirlenen bu birim yanal olarak 3 km mesafede kamalanarak son bulur. Üste doğru Hafik Formasyonu üzerine uyumlu olarak Selimiye Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı araldanması gelir. Kalınlığı 100 m'yi aşan bu birim hemen bütün havzada olduğu gibi şarabi (koyu kahverengi) rengiyle karakteristiktir. Birimin küçük bir mostrası, Yolören kuzeyinde Hafik Formasyonu'nun jipsleri içinde belirsiz (olasılıkla tektonik) dokanaklarla yer alır. Daha üste doğru uyumlu olarak, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve jipslerden oluşan Karayün Formasyonu'na geçilir (Şekil 2).

Sivas Havzası'nın doğu bölümünde yaygın ve kalın bir istif sunan, batıda Sivas'a kadar uzanan denizel Karacaören Formasyon, inceleme alanında Karayün Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerler. Birim, litolojik olarak altta fosilli kumtaşı-çamurtaşı araldanmasıyla başlar, üste doğru sırasıyla jipslerin, kırıntılıların, çamurtaş-

larının ve son olarak kireçtaşlarının baskın olduğu kireçtaşı paketleriyle devam eder (Şekil 2); üste doğru dereceli olarak Benlikaya Formasyonu'nun kırmızı-yeşil kumtaşı tabakaları tarafından üzerlenir. İnceleme alanında bu iki birim arasında net bir açısal uyumsuzluk gözlenmemekle birlikte, Arık kuzeyindeki senklinal ekseninde Benlikaya Formasyonu'nun tabanındaki karasal çökeller içinde Karacaören Formasyonu'nun çakıllarının bol miktarda bulunması kaynak bölgeye yakın kesimlerde iki birim arasında kısa süreli bir çökme eksikliği olabileceğini göstermektedir.

Benlikaya Formasyonu, genel olarak kırmızı-yeşil renkli kalın kumtaşı tabakaları ile araldanan çamurtaşı ile temsil edilmektedir. Yaygın olarak Cemal-Çandır arasında ve Arık Köyü kuzeyinde yüzlekler veren birimin alt ve orta düzeylerinde alttaki Karacaören Formasyonu'ndan türeyen bol miktarda fosil ve fosilli kireçtaşları bulunur.

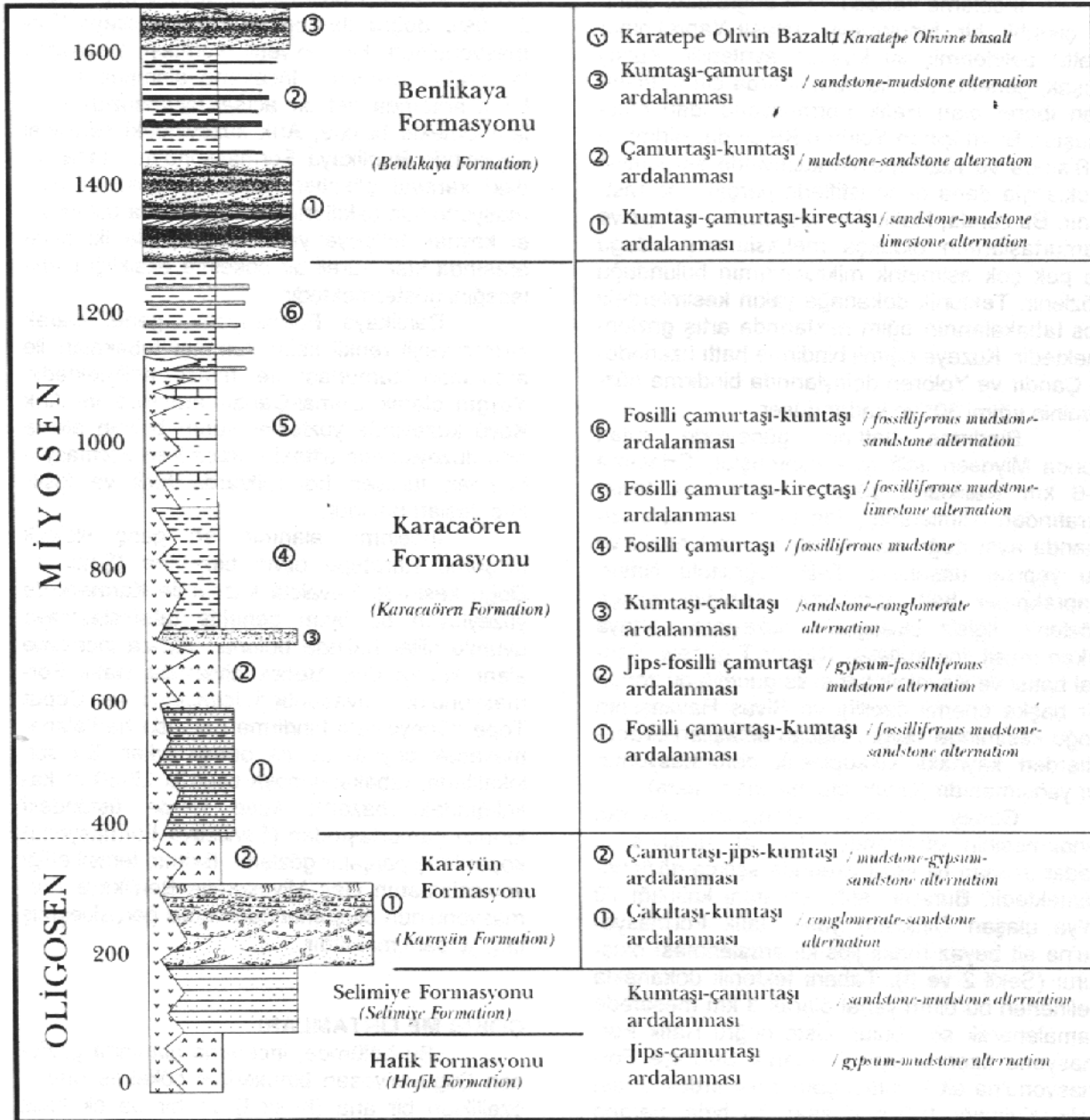
İnceleme alanının en genç litolojik oluşumu Karatepe olivin bazaltıdır (Şekil 2). Doğu kesimde Kavalcık kuzeyi ile Karatepe'de yüzleyeyen bu birim genelde tabakalaşmaya uyumlu siller halinde bulunur. Ayrıca inceleme alanı kuzeyindeki Becek civarında Hafik Formasyonu'nun evaporitleri içerisinde ve Çopur Tepe güneyindeki bindirme hattında haritalanamayacak boyutlarda da ortaya çıkar. Bu son lokalitede, tabakalaşmaya uyumlu 25-30 m kalınlığındaki bazaltik kütle içinde üstündeki kırmızı çamurtaşından (Benlikaya Formasyonu) koparılmış parçalar gözlenir. Birimin temsil ettiği volkanizmanın Geç Miyosen'de Benlikaya Formasyonu'nun oluşumundan sonra gerçekleşmiş olduğu sanılmaktadır.

ÇÖKELME ORTAMLARI

Bu bölümde, inceleme alanında gözlenen Oligo-miyosen birimlerinin çökme ortamı özellikleri bir ana (Kesit I) ve bir de ek kesit (Kesit II) üzerinden ayrıntılı olarak ele alınacaktır (Şekil 3). Değerlendirmede, her formasyon, ortamsal özellikleri temelinde bir dizi kuralı altbirimlere ayrılmış, bunlardaki fasiye özellikleri dikkate alınarak ortam yorumlarına gidilmiştir. Kolaylık açısından, ortamsal özelliklerin anlatımı litostratigrafi birim başlıklarının altında yapılacaktır.

Hafik Formasyonu

Geniş mostralarının gözlemlendiği Nasır-Yaprakpınar hattının kuzeyindeki yoğun mikro/makro yapısal öğeler nedeniyle birimi ortamsal olarak çalışmak mümkün olmamıştır. Benzer



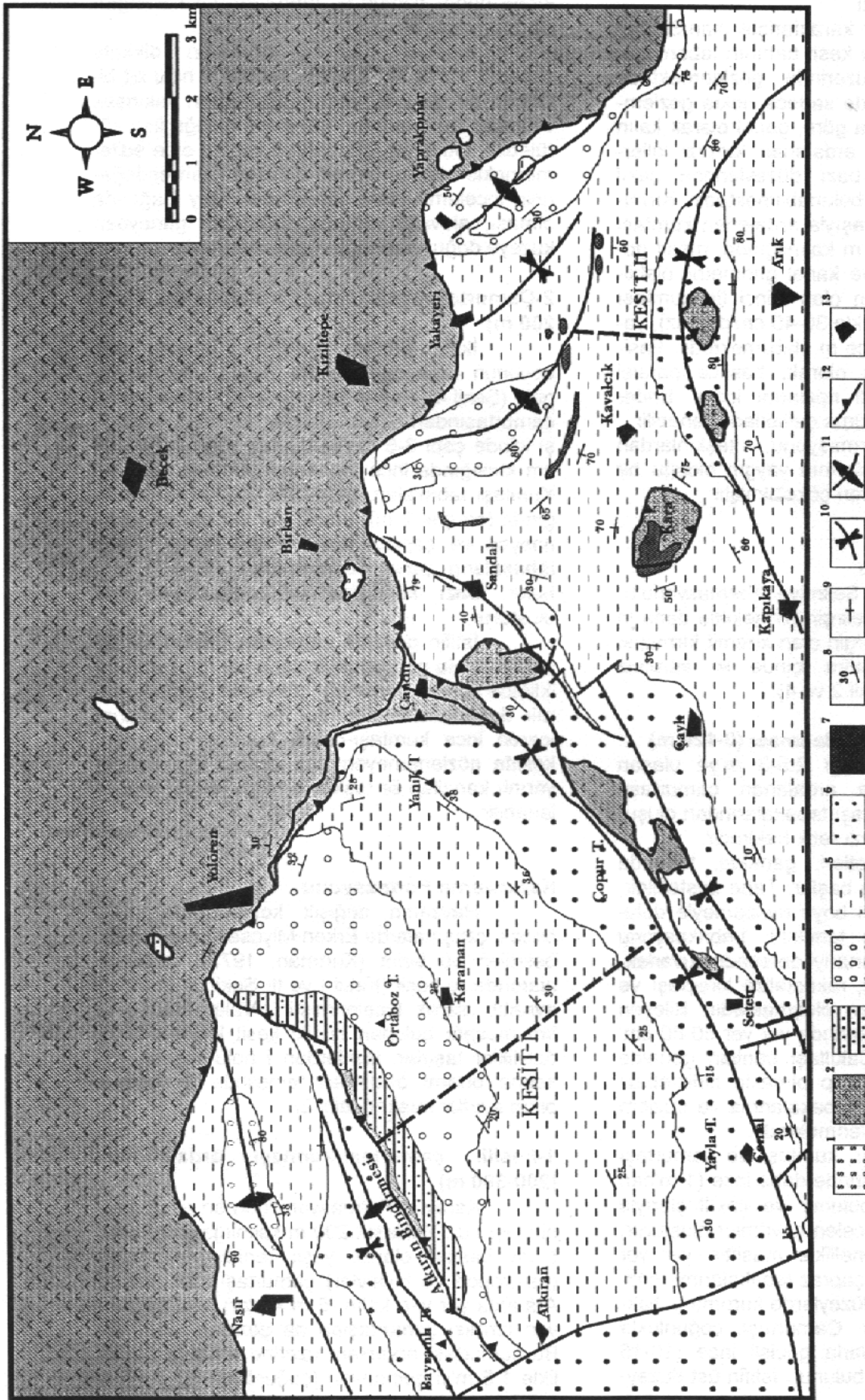
Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.
Figure 2. Generalized stratigraphic column of the study area.

şekilde, inceleme alanı orta kesiminde Çandır ve Çopur Tepe civarındaki jipsler ile Arık kuzeyinde senklinal ekseninde ortaya çıkan jipsler viskoplastik olarak o düzeylere enjekte olduklarından karmaşık bir iç yapıya sahiptirler; bu yüzden ortamsal açıdan incelenememişlerdir.

Birimin incelenebildiği tek alan Atkırın bindirmesinin tavan bloku üzerindeki ince dilimdir (Şekil 3). Burada istifin kalınlığı 100 m kadardır. 3-5 cm kalınlığında yeşil çamurtaşlarıyla

ardalanan 5-10 cm kalınlığındaki beyaz renkli jips tabakaları oldukça yanal devamlıdır. Jips tabakalarının kalınlığı yer yer 50 cm'ye ulaşabilmektedir. Bazı düzeylerde iri (2-3 cm) jips kristallerinin tabakalaşmaya dik yönde gelişikleri gözlenirken yer yer cm ölçekli yanal devamlı bir laminasyon da izlenir.

Birimin hipersalin bir sualtı ortamında oluştuğu tahmin edilmektedir.



Şekil 3. İnceleme alanının jeolojî haritası (1-Serpantinit bloğu, 2-Hafik fm., 3-Selimiye fm., 4-Karayün fm., 5-Karacaören fm., 6-Benlikaya fm., 7-Karatepe bazaltı, 8-Tabaka eğim-doğrultusu, 9-Dik tabaka, 10-Senkinal, 11-Antiklinal, 12-Bindirme, 13-Köy).
 Figure 3. Geological map of the study area (1-Serpentinite block, 2-Hafik fm., 3-Selimiye fm., 4-Karayün fm., 5-Karacaören fm., 6-Benlikaya fm., 7-Karatepe basalt, 8-Strike and dip of bedding, 9-Vertical bed, 10-Syncline, 11-Anticline, 12-Strike-slip fault, 13-Village).

Selimiye Formasyonu

Şarabi rengiyle karakteristik olan Selimiye Formasyonu, 1 nolu kesit hattının tabanında, Hafik Formasyonu üzerinde gözlenmektedir (Şekil 2). Birim üzerinde sadece nokta gözlemler yapılabilmektedir. Buna göre, genel olarak kalın kumtaşı tabakalarıyla ardalanmış kırmızı killerden oluşan birimin bazı düzeylerinde çakıl cepleri ve mercikleri bulunabilmektedir. Kırmızı-bordo renkli çamurtaşıyla ardalanmış kumtaşı tabakaları yer yer 3-4 m kalınlığında, masif görünümü, yeşil renkli ve kanal geometriye sahiptir. Daha yaygın olan ikinci tip kumtaşı fasiyesi incedir (genellikle 30-40 cm'den az), yanal devamlılığı 100'lerce m olabilmektedir. Fasiyes, sedimanter yapı olarak, başlıca paralel laminasyonu ve akıntı ripillerini içerir. Ender olarak kök izleri ile kuruma çatlakları izlenebilir.

Selimiye Formasyonu, taşkınlardan kaynaklanan örtü akışlarının yaygın olduğu bir akarsu sistemi tarafından çöktürülmüştür.

Karayün Formasyonu

Birim, alttaki Selimiye Formasyonu'ndan, bileşen çapının belirgin bir şekilde daha iri olmasıyla ve daha belirgin olan kiremit kırmızısı rengiyle ayırtdılır. Birim içinde iki kuralsız altbirim ayrılmıştır (Şekil 2 ve 4).

1-Çakıltaşı-kumtaşı ardalanması (0-120 m)

Ortalama kalınlığı 2.5-3 m'ye ulaşan çakıltaşı tabakalarıyla ardalanmış çamurtaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı tabakalarından oluşur (Şekil 4). Birimde kırmızı renk hakimdir.

Çakıltaşı paketleri, genelde, tabanda aşınmalı bir dokanakla başlar. Tane desteklidir, taneler arası yine kum boyu malzemeyle doludur. Bazı kesimlerde tanelerin imbrikasyonu belirgindir. Bileşenler orta-iyi derecede yuvarlaklaşmış volkanik kayalar, rekristalize kireçtaşı ve serpantin çakıllarından oluşmaktadır. Bileşen çapları istifin alt kesimlerinde yer yer 50-60 cm'ye ulaşabilmektedir. Çakıltaşı bantları genelde masif bir görünüme sahip olmakla birlikte bazı düzeylerde kaba yatay tabakalanma ve düzlem çapraz tabakalanma izlenmektedir.

Çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı düzeyleri, çakıltaşı üzerinde daha ince (1 m'den az) düzeyler olarak bulunur ve çakıltaşlarıyla birlikte yukarı doğru incelen çevrimler oluşturur. Kumtaşı düzeyleri genellikle masiftir, yer yer paralel laminasyon ve çapraz tabakalanma gözlenir. İnce tane boyulu düzeylerde kuruma çatlaklarına da rastlanmıştır. Çamurtaşı, çoğunlukla kumtaşı üzerinde, onlarla geçişli ince (10-15 cm) düzeyler şeklinde bulunur. İstifin üst düzey-

lerine doğru çamurtaşı tabakalarının kalınlığında artış gözlenir.

Belirtilen fasiyes özellikleri dikkate alınarak Karayün Formasyonu'nun 1 nolu alt biriminin bir aluviyal yelpaze sisteminin yakınsak ve orta kesimlerinde çökelmiş olduğu ileri sürülebilir. Güvenilir paleoakıntı verileri elde edilememekle birlikte, birimin oldukça kalın eşdeğerinin inceleme alanı güneyindeki Bey Dağı'nda olması, aluviyal yelpaze sisteminin güneyden kuzeye doğru ilerlediğini göstermektedir.

2-Çamurtaşı-jips-kumtaşı ardalanması (180-200 m)

İkinci altbirim, 1. Altbirim üzerine tane boyunun tabandan tavana doğru azalmasıyla gelir (Şekil 4). Paket baskın olarak kırmızı renkli çamurtaşından oluşur. Jipsler, kırmızı çamurtaşı içinde çapı 3-5 cm'ye ulaşan yumrular ya da cm kalınlığında ince tabakalar şeklinde bulunur. Kumtaşı tabakaları, genellikle 15-20 cm kalınlığında (en çok 2 m), masif, yer yer paralel laminasyon ve çapraz tabakalanma sunar. Kalın tabakaların yanal devamlılıkları 400-500 m'yi bulur. Bazı kumtaşlarının bağlayıcısını jips oluşturur.

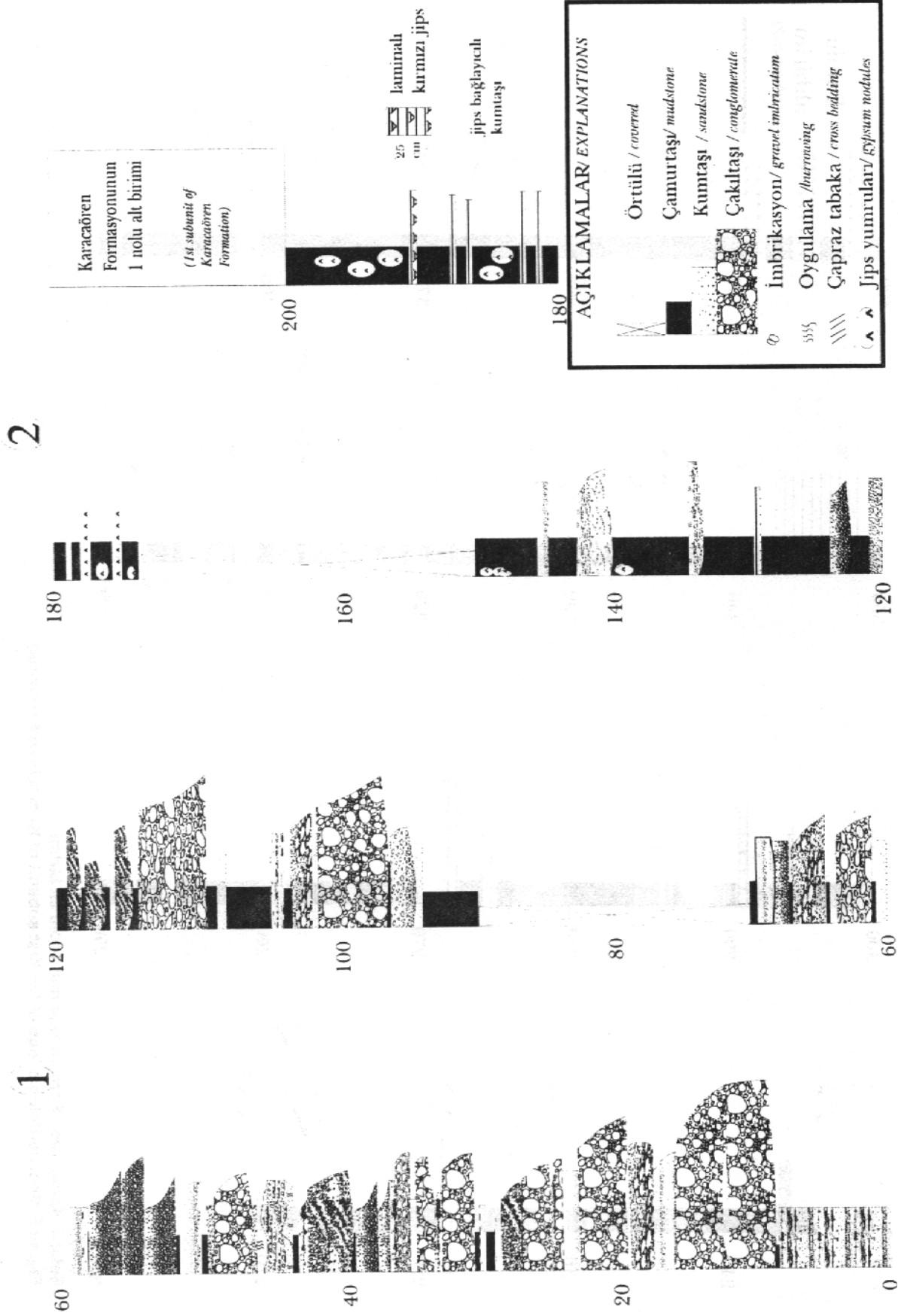
İstifin genelde çamurtaşı baskın karakteri, yumrulu pedojenik jipslerin varlığı, kurak bir iklimde taşkın ovasında çökelişin ipuçları olarak değerlendirilebilir. Yer yer akıntı ripillerini içeren ince kumtaşı-çakıllı kumtaşı düzeyleri, kesitte gözlenemeyen ana akarsu kanallarının yarıntı kanalları ile taşkın kumları olarak yorumlanabilir.

Karacaören Formasyonu

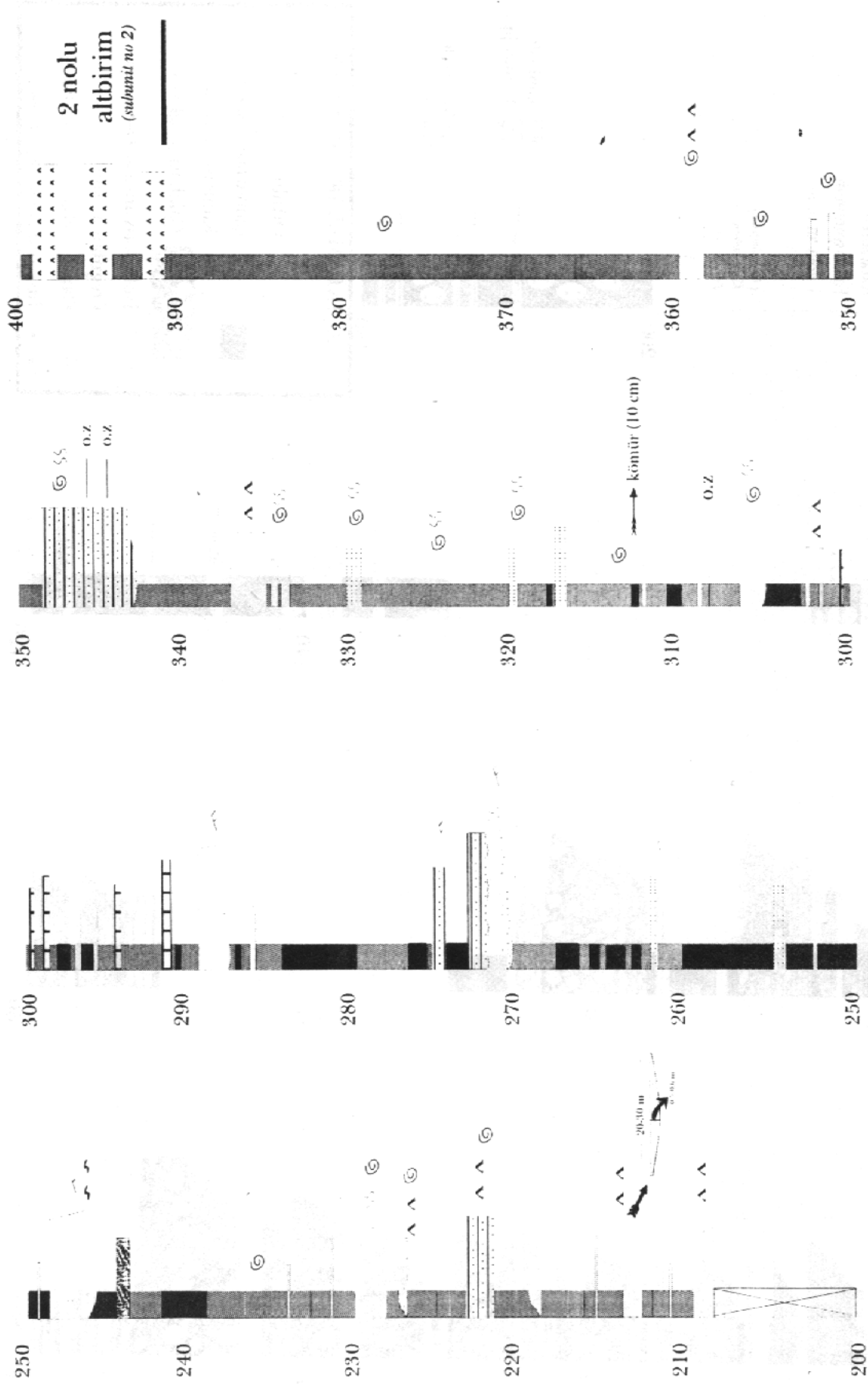
Havzanın değişik kesimlerinde daha önceki çalışmalarda Erken Miyosen yaşlı olduğu belirtilen bu birim (Kurtman, 1973), inceleme alanında iki kesit (Kesit I ve II; Şekil 3) üzerinde ayrıntılı olarak incelenmiştir. Aralarında 10-12 km mesafe bulunan bu iki kesit kısmen farklı özellikler taşırlar. Bunlardan 1 nolu kesitte, çökme ortamı özellikleri temelinde 6 kuralsız birim ayrılanmıştır (Şekil 2).

1-Fosilli çamurtaşı-kumtaşı ardalanması (200-390 m)

Karayün Formasyonu'nun en alt düzeyini oluşturur. Yaklaşık 200 m kalınlığa sahip olan birim baskın olarak yeşil renkli makrofosilli (gastropod ve bivalvler) çamurtaşından oluşur. Aralarda yer yer, kalın (5 m kadar) fosil içermeyen kırmızı çamurtaşları da gözlenir (Şekil 5). Bu çamurtaşı arkaplanı üzerine kalınlığı genellikle 1.5 m'yi geçmeyen (çoğunlukla 50 cm'den az) kumtaşı tabakaları oturur. Kumtaşı tabaka-



Şekil 4. Karayün Formasyonu'nun 1 ve 2 nolu alt biriminin ölçülü kesiti.
Figure 4. Sedimentologic logs of the first and second subunits of Karayün Formation.



Şekil 5. Karacaören Formasyonu'nun 1 nolu alt birimi.
Figure 5. Sedimentologic logs of the first subunit of Karacaören Formation.

ları genellikle fosilleri ve simetrik/asimetrik ripilari ve kömürleşmiş dal parçalarının içerir. Yanal devamlılıkları genellikle sınırlıdır (yer yer 8-10 m kadar).

Birimin iç şelf ile kıyı düzlüğü arasındaki bir zonda çökelmiş olması mümkündür. Bu durumda, Karayün Formasyonu'nun 2 nolu alt birimiyle temsil olunan kıyı düzlüğü üzerine bir transgresyonun varlığından söz edilebilir. Ancak, özetlenen birim içindeki kırmızı renkli çamurtaşları, deniz düzeyindeki değişmeler nedeniyle ortamın zaman zaman kıyı düzlüğüne geçiş gösterdiğinin verisi olabilir.

2-Fosilli çamurtaşı-jips ar dalanması (390-490 m)

Kalınlığı 100 m'ye ulaşan bir sedimanter pakettir (Şekil 6). Bazı düzeyleri makrofosilli olan laminalı/masif çamurtaşı ile jipslerin ar dalanmasından oluşur. En alt düzeylerde (392-395 m'ler arası) paralel laminalı-ripilli 2 kumtaşı düzeyi ile orta kesimlerde (425-428 m'ler) yer alan 2 alg hasırı (algal mat) düzeyi de paket içinde yer almaktadır. Ayrıca, istifin 480-485 metreleri arasında 3 düzey halinde kiremit kırmızısı renkte çamurtaşı düzeyi gözlenir.

Jips tabakaları, genellikle 1-3 m kalınlıktadır. Yalnız bir düzeyde belirgin çamurtaşı aratabakaları olmaksızın 9 m kalınlığa ulaştığı gözlenmiştir. Çoğunlukla beyaz renkli ve masif/nodüler görünümlü olan jips tabakalarının yalnızca bazı düzeylerinde laminasyonlar gözlenebilir. İki düzeyde rastlanan ince laminalı kireçtaşı bazı düzeylerinde tipik olarak dalgalı tabakalanma göstermektedir. Laminalar arasındaki bir düzeyde makrofosiller gözlenmiştir.

Bu altbirimde, bazı düzeyleri fosilli olan yeşil/gri çamurtaşı ile iki düzeydeki algal kireçtaşının lagünde, bunlarla aratabakalı jipsler ile ender rastlanan kırmızı çamurtaşının ise gelgitüstü (supratidal) alanlarda çökelmiş olduğu söylenebilir.

3-Kumtaşı-çakıllı kumtaşı ar dalanması (490-522 m)

Bu altbirim 2 nolu birimde ar dalanan laminalı çamurtaşı üzerine aşınmalı olarak gelen 2 m kalınlığında bir makrofosilli (kısmen kırılanmış) kumtaşı düzeyiyle başlar (Şekil 6). İyi boylanmış sarı kumlardan oluşan bu düzeyde cepler halinde 1-2 cm'lik çakıllar da bulunur. Üste doğru, değişik boyutlarda tek yönlü çapraz tabakaları bolca içeren kaba kumtaşlarına geçilir. Bunlardan bazıları çamur topçuklarını yaygın olarak içerir. Kaba kumtaşlarındaki düzlem çapraz tabakalar, genel olarak BKB'dan DGD'ya doğru bir beslenmeyi göstermektedir.

Bu altbirimin en alt düzeyleri olasılıkla yakın kıyı/plajı temsil eden kumlardan oluşmaktadır. Üste dereceli olarak kumlu yatak şekillerinden oluşan akarsu tortularına geçilmektedir.

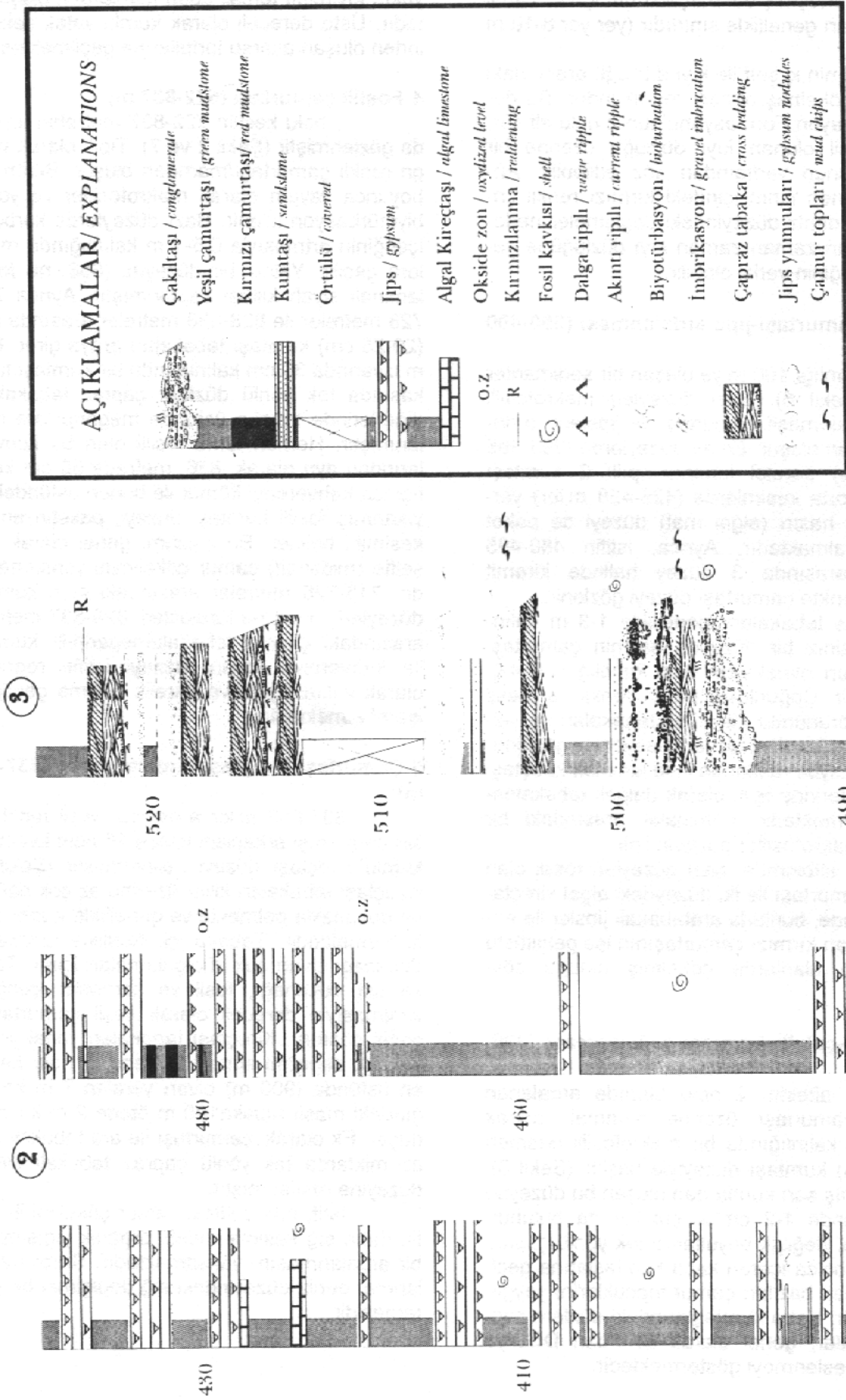
4-Fosilli çamurtaşı (522-837 m)

1 nolu kesitin 522-837 metreleri arasında gözlenmiştir (Şekil 2 ve 7). Tipik olarak yeşil/gri renkli çamurtaşı/marndan oluşur. Bütün istif boyunca yaygın olarak makrofosiller ve yoğun biyotürbasyon izlenir. Bazı düzeylerde karbonat içeriğinin artmasıyla 0.5-1 m kalınlığında marnlara geçilir. Yalnız bir düzeyde (658. m) fosilli, laminalı siyah kilitaşı saptanmıştır. Ayrıca 715-728 metreler ile 828-838 metreler arasında ince (20-25 cm) kumtaşı tabakaları araya girer. 835. m civarında 30 cm kalınlığında bir kumtaşı tabakasında tek yönlü düzlem çapraz tabakalara, diğerlerinde tabaka üstünde megaripillara rastlanmıştır. Hemen tümü fosilli olan bu kumtaşlarından ayrı olarak, 836. metrede 50 cm kalınlığında kahverengi kömür ile bunun üstündeki iyi yıkanmış fosilli kumtaşı düzeyi, paketin en üst kesimini belirler. Bu altbirim, genel olarak orta şelfte (midshelf) çamur çökelimini yansıtmaktadır. 715-728 metreler arasındaki ince kumtaşı düzeyleri, olasılıkla türbiditleri, 828-837 metreler arasındaki çapraz tabakalı/megaripilli kumtaşı ile kahverengi kömür düzeyi istifin regressif olarak yakın kıyıya ve paralik ortama geçtiğine işaret etmektedir.

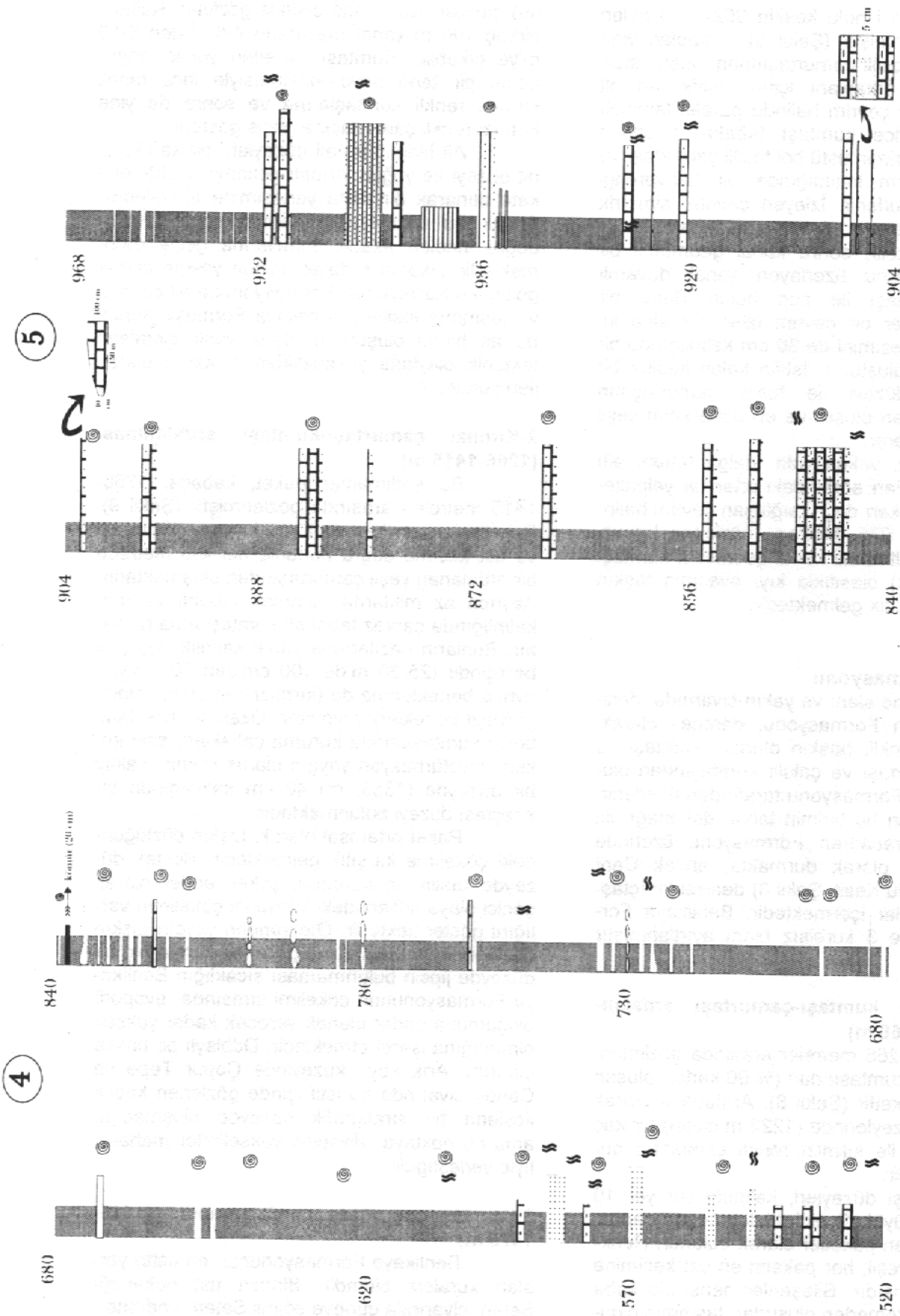
5-Çamurtaşı-kireçtaşı ar dalanması (837-952 m)

837-952 m'ler arasında, yeşil renkli fosilli çamurtaşı arkaplanı içinde 15 adet kireçtaşı-kumlu kireçtaşı düzeyi belirlenmiştir (Şekil 7). Kireçtaşı tabakaları killer üzerine az çok belirgin bir dokanakla gelmekte ve genellikle içyapı göstermemektedir. Tabaka içi, özellikle tabaka alt dokanağı civarı çok iri olgularını içerir. Tabaka üst dokanağı, fosil ve karbonat içeriğinin azalmasıyla dereceli olarak yeşil çamurtaşına geçiş gösterir. Kireçtaşı tabakaları yanal yönde kalınlık değişimi sunar, böylece, II nolu kesitin en üstünde (900 m) civarı yer alan 7 m kalınlığındaki masif tabaka 100 m ötede 2 m kalınlığa düşer. Ek olarak, çamurtaşı ile ara tabakalı olan az miktarda tek yönlü çapraz tabakalı siltaşı düzeyine rastlanmıştır.

İstif, orta şelfteki çamur çökelimi ile şelfin daha sığ kesimlerindeki organik yığılımların bir ar dalanmasını yansıtmaktadır. Sürekli ar dalanma, deniz düzeyindeki sığ değişimin bir göstergesidir.



Şekil 6. Karacaören Formasyonu'nun 2 ve 3 nolu alt birimleri.
Figure 6. Sedimentologic logs of the 2nd and 3rd subunits of Karacaören Formation.



Şekil 7. Karacaören Formasyonu'nun 4 ve 5 nolu alt birimleri.
 Figure 7. Sedimentologic logs of the 4th and 5th subunits of Karacaören Formation.

6-Fosilli çamurtaşı-kumtaşı ardalanması (952-1110 m)

Bu birim I nolu kesitin 952-1110 m'leri arasında gözlenmiştir (Şekil 8). Arkaplan yine yeşil/gri renkli fosilli çamurtaşından oluşmuştur. Bu çamurtaşı arkaplanı içinde istifin en alt düzeylerinde iki çevrim halinde paralel laminalı /akıntı ripilli ince kumtaşı tabakaları ortaya çıkar. İkinci çevrimin üstü bol fosilli çamurtaşı ve ardından 20 cm kalınlığında bir kahverengi kömür ile mühürlenir. İzleyen çevrim, simetrik ripilli kumlarla başlar, üste doğru tabaka kalınlıkları önce incilir, sonra kanal geometrili bir kumtaşı ve bunu üzerleyen yanal devamlı kırmızı çamurtaşı ile son bulur. Bunu bir öncekine benzer bir çevrim izler, öylesine ki; bunun en üst kesimini de 30 cm kalınlığında bir kömür düzeyi oluşturur. İstifin kalan kesimi bir kaç kokinit düzeyi ile fosilli çamurtaşının ardalanmasından oluşur ve en üstte kalın yeşil kumlarla sona erer.

Altbirim, yakınıkyıda, dalga tabanı altı ile kıyı bataklıkları arasındaki ortamlar yelpazesinde 5 adet yukarı doğru sığlaşan çevrim halinde çökelmiştir. 975. Metrede gözlenen kırmızı killer (hemen altındaki kanal geometrili kumtaşı ile ilişkili olarak) olasılıkla kıyı ovasının taşkın çökellerine karşılık gelmektedir.

Benlikaya Formasyonu

İnceleme alanı ve yakın civarında, denizel Karacaören Formasyonu, dereceli olarak, kırmızı/yeşil renkli, baskın olarak kumtaşı ve daha az çamurtaşı ve çakıllı kumtaşından oluşan Benlikaya Formasyonu tarafından üzerlenir. İki kesiti yapılan bu birimin taban dokanağı, iki kesitte de Karacaören Formasyonu üzerinde açısal uyumlu olarak durmakta, ancak Cerit kesitinde (II nolu Kesit; Şekil 3) denizel kireçtaşlarından parçalar içermektedir. Benlikaya Formasyonu içinde 3 kuralsız birim ayırtlanmıştır (Şekil 2).

1-Kırmızı/yeşil kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (1110-1266 m)

1110-1266 metreler arasında gözlenen, baskın olarak kumtaşından (% 90 kadar) oluşan sedimanter pakettir (Şekil 8). Aratabaka olarak istifin en alt düzeylerinde (1222 m civarı) bir kaç kokinit düzeyi ile kırmızı renkli çamurtaşı düzeyleri sayılabilir.

Kumtaşı düzeyleri, kalınlığı yer yer 10 m'ye ulaşan büyük ölçekli düzlem/tekne çapraz tabakaları içeren paketler olarak bulunur. Renkleri genellikle yeşil, her paketin en üst kesimine doğru kırmızımsıdır. Bileşenler genellikle kaba kum boyu malzemeden oluşurlar, taşınmış oldu-

ğu düşünülen kavkı kırıklarıyla fosilli kireçtaşı (Alt Miyosen kireçtaşları-Karacaören Formasyonu) çakılları istif içinde sıklıkla gözlenir. Kalınlık birkaç 100 m yanal mesafede 4-5 m'den 8-10 m'ye çıkabilir. Kumtaşı paketleri yukarı doğru genel bir tane boyu incilmesiyle ince taneli kırmızı renkli kumtaşlarına ve sonra da yine kırmızı renkli çamurtaşına geçiş gösterir.

Alt birimin en alt düzeyleri, bir kaç kokinit düzeyi ve yoğun kırıntılı getirimin varlığı dikkate alınarak bir delta yerleşimine atfedilebilir. Ancak bu düzeylerden hemen sonra, yukarı doğru incelen akarsu tortullarına geçiş izlenmektedir. Akarsu tortulları içinde yaygın olarak gözlenen Karacaören Formasyonuna ait çakıllar ve taşınmış fosiller, Benlikaya Formasyonunun bu alt birimi oluşurken, daha yaşlı birimlerin tektonik olaylarla yükseldiklerinin kanıtı olarak ileri sürülebilir.

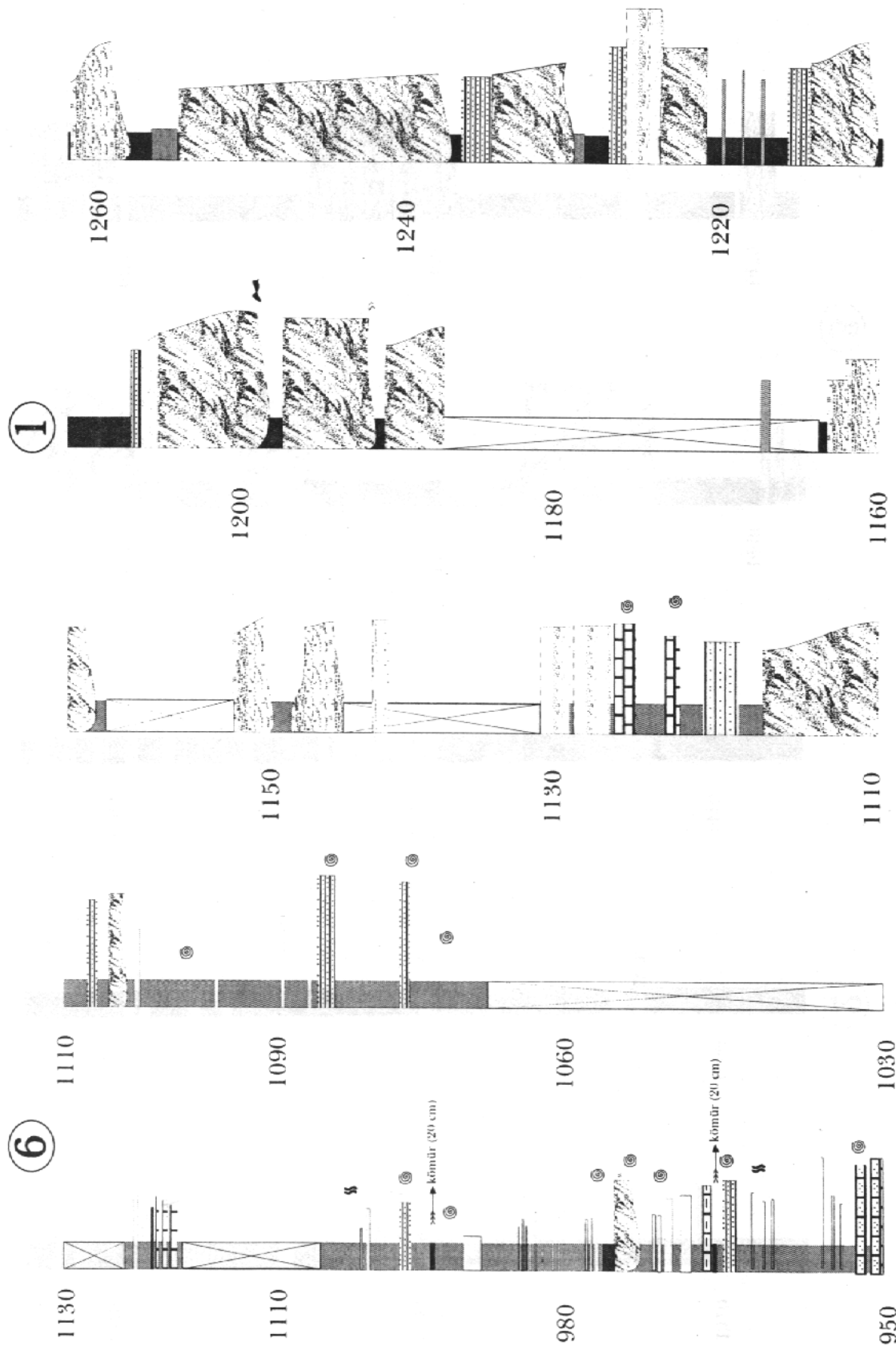
2-Kırmızı çamurtaşı-kumtaşı ardalanması (1266-1415 m)

Bu sedimanter paket, kabaca, 1266-1415 metreleri arasında gözlenmiştir (Şekil 9). Paketin hemen hemen tümü kırmızı çamurtaşı ve üst kesime doğru bununla her 4-5 metrede bir ardalanmış yeşil çamurtaşından oluşmaktadır. Ayrıca az miktarda aşınmalı tabanlı ve dm-kalınlığında çapraz tabakalı kumtaşlarına rastlanır. Bunların bazılarında yanal kalınlık değişimi belirgindir (25-30 m'de 100 cm'den 30 cm'ye), ayrıca beneklenme de (kırmızı çamurtaşı içinde gri/yeşil benekler) yaygındır. Özellikle ince tane boylu kumtaşlarında kuruma çatlakları, bitki kökenli biyotürbasyon yaygın olarak izlenir. Yalnız bir düzeyde (1353. m) 40 cm kalınlığında bir kireçtaşı düzeyi bulunmaktadır.

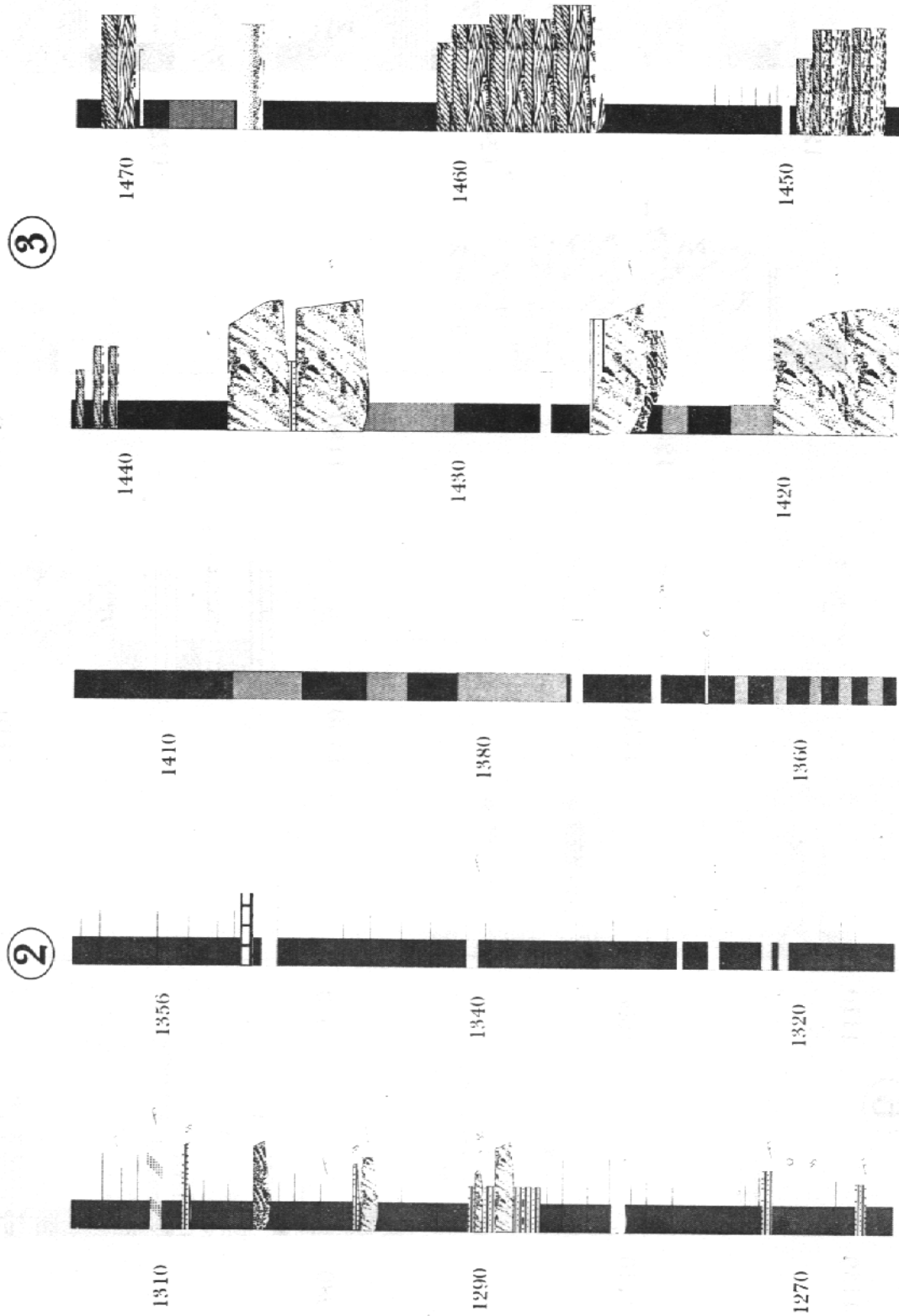
Paket ortamsal olarak, taşkın düzlüğündeki çökelime karşılık gelmektedir. Bir tek düzeyde rastlanan karbonat çökeli ender olarak geçici playa göllerindeki kimyasal çökelinin varlığını göstermektedir. Öte yandan yaygın taşkın düzlüğüne ve olası playa göllerine karşın hiç bir düzeyde jipsin bulunmaması sıcaklığın Benlikaya Formasyonunun çökeli sırasında evaporit oluşumuna ender olanak verecek kadar yüksek olmadığına işaret etmektedir. Ddolaylı bir başka çıkarım, Arık köyü kuzeyinde Çopur Tepe ve Çandır civarında bu istif içinde gözlenen kaotik jipslerin bu stratigrafik düzeyde oluşmadığı, ama bu noktaya diyapirik yükselimler maharetiyle yerleştiğidir.

3-Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (1415-1475 m)

Benlikaya Formasyonunun en üstte yer alan kuralsız birimdir. Birimin üst dokanağı Seten civarında güneye eğimli Seten Bindirme-



Şekil 8. Karacaören Formasyonu'nun 6 ve Benlikaya Formasyonu'nun 1 nolu alt birimleri.
 Figure 8. Sedimentologic logs of the 6th subunit of Karacaören Fm and 1st subunit of Benlikaya Fm.



Şekil 9. Benlikaya Formasyonu'nun 2 ve 3 nolu alt birimleri.
Figure 9. Sedimentologic logs of the 2nd and 3rd subunits of Benlikaya Formation.

siyle belirlenmiştir. Birim, genel olarak kalın (3-5 m) kumtaşı ile ardalanan kırmızı/yeşil renkli çamurtaşından oluşur. Genellikle kaba kumdan oluşan merccek geometrili kumtaşları 100'lerce metre yanal devamlılığa sahiptir. Bazı düzeyler 1-2 m yüksekliğindeki düzlem çapraz tabakaları içermektedir. Diğer bazı örneklerde, kanalı oluşturan metrik kumtaşı tabakaları içinde cm/dm kalınlığında düzlem çapraz tabakalar yaygın olarak gözlenir. Bazı kanal kumtaşlarında kanalin tabanında yer alan tabakanın tamamen alttaki kırmızı çamurtaşı tabakalarından kazınmış çamurtaşı topçuklarından oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 9).

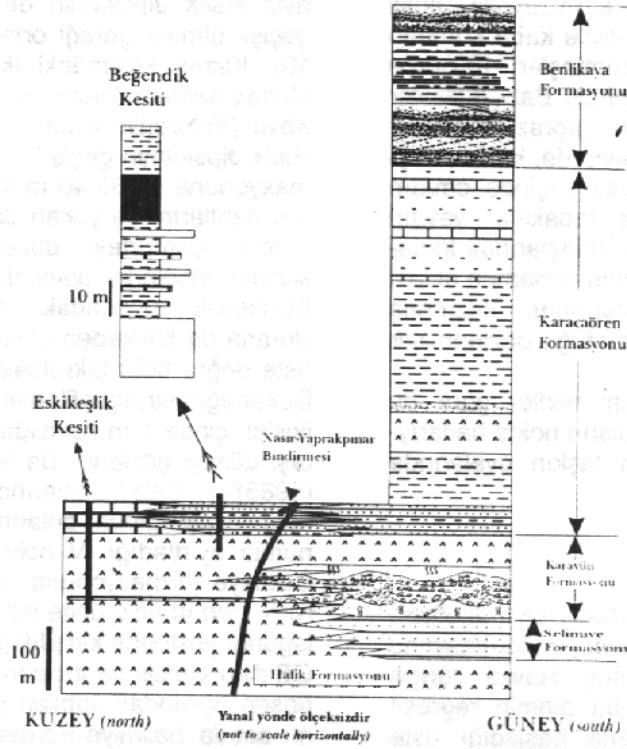
Elde edilen ortamsal veriler göre bu altbirimin, menderesli akarsuların nokta barlılarıyla zaman içinde ardalanan taşkın ovalarında çökeldiği ileri sürülebilir.

TARTIŞMA

Sivas havzasında, uzun yıllar, Oligosen yaşlı tortulların yalnızca Selimiye Formasyonu ile temsil edildiği düşünülmüş, Havza güneyi boyunca yayılım gösteren bu birimin regresif Eosen filisi üzerinde jipslerle başladığı üste doğru kumtaşı baskın litolojilerle devam ettiği belirlenmiştir (Kurtman, 1973). Gökçen ve Kelling (1985), Celalli civarından aldıkları ayrıntılı bir kesitte formasyon içinde 4 birim tanımlamışlardır. Bunlar, alttan üste, i) Koyu kahverengi kumtaşları (320m) ii) Kalkarenitler (120m) iii) Gri/yeşil kumtaşı ve çamurtaşları (300m) iv) Kırmızı çamurtaşı ve kumtaşları (190m) dir. Öte yandan Sivas doğusunda yakın zamanda gerçekleştirilen ayrıntılı stratigrafik çalışmalar ile paleontolojik bulgular (Gökten ve Kelling, 1991; Çubuk, 1994; Poisson ve diğ., 1996; Temiz, 1996; Poisson ve diğ., 1997) uzun zaman kabul görmüş Nebert stratigrafisinde Üst Miyosen olarak bilinen Hafik jipslerinin Oligosen yaşlı olması gerektiğini ortaya koymuştur. Her ne kadar, Nebert'ten hemen sonra Kurtman (1961a,b; 1973) Zara ile İmranlı arasındaki yaygın jipslerin Akitaniyen öncesi yaşta olduğunu belirtmişse de, jeolojik haritasında bu birimi yöredeki denizlerin üstüne gelen karasal serilerle (Benlikaya Formasyonu) birleştirip yaşını Geç Miyosen'e kadar çıkarmıştır. Şu halde, Poisson ve diğ. (1997) ve Temiz (1996) tarafından ortaya atılan "Oligosen yaşlı olan bu iki birim yanal geçişli midir, yoksa birisi diğerini tamamen üzerlemekte midir?" sorusuna yanıt aranmalıdır. İnceleme alanında, Nasır-Yaprakpınar hattının güneyi için bu yanıtı, en azından istifin en üst kesimleri için stratigrafik üzerlemenin sözkonusu olduğudur. Pek az Miyosen mostrasının bulunduğu kuzey kesimden elde edilen bilgilerle bu iki istifin, hatta

yukarı doğru Selimiye ve Karayün Formasyonlarıyla Hafik Jipslerinin de kuzeye doğru yanal geçişli olması gereği ortaya çıkmaktadır (Şekil 10). Kuzey kesimdeki iki mostra bu yoruma olanak sağlamaktadır. Bunlardan ilki, Beğendik Köyü (Yolören'in 4 km kadar kuzeyi) civarında Hafik Jipslerinin geçişli olduğu Karacaören Formasyonuna ait 35-40 m kalınlıktaki kireçtaşı ve jips bantlarını ve yukarı doğru 10 m kalınlıktaki kırmızı çamurtaşı düzeyini içeren pakettir. İkincisi, inceleme alanı dışında ve kuzeyindeki Eskikeşlik civarındaki stratigrafik dizilimdir. Burada da jipslerden oluşan Hafik Formasyonu üste doğru bol makrofosilli denizel istife geçer. Dokanağın stratigrafik olarak 60 m kadar altında jipsler içinde 1 m kalınlığında makrofosilli kireçtaşı düzeyi gözlenir. Üstelik Gökçen ve Kelling (1985)'in Celalli civarından gelen verileriyle karşılaştırıldığında onların Selimiye formasyonunda ayırladığı IV nolu ünite bu çalışmanın Selimiye formasyonuna, sığ denizel olarak yorumlanan III nolu ünite ise Hafik formasyonunun lagüner jipslerine karşılık gelmektedir (Şekil 10). GB'daki Celalli ile inceleme alanı arasında Oligosen açısından yapılan jipslerin bu korelasyonu batıda Selimiye Formasyonunun en üst düzeylerini oluşturan akarsu çökellerinin K-KB'ya doğru incelerken te olsa devam ettiğini göstermektedir. Benzer şekilde GB'daki III nolu Oligosen ünitesi (sığ denizel çamurtaşı ve kumtaşı) K-KB'ya doğru inceleme alanında jipslere (Hafik Formasyonuna) geçiş göstermektedir.

İnceleme alanındaki Miyosen istiflerinin daha doğudaki ve batıdaki istiflerle karşılaştırılması da Miyosen paleocoğrafyasına ilişkin önemli ipuçları vermektedir. İnceleme alanında Oligosen istifi üzerinde, tane boyunun ani irileşmesiyle ortaya çıkan tipik bir alüvyal istif (Karayün Formasyonu) gelişmiştir. Henüz inceleme alanı içinde batıya doğru bir alüvyal paketin kalınlığının hızla azaldığı gözlenmiştir. İnceleme alanı batısındaki Yarağıl civarında bu istifin karşılığı olarak ince taneli, yer yer jips içeren ince (80-100 m) bir istif gözlenmektedir. Daha güneye doğru Selimiye köyü civarında bu alüvyal seri hiç oluşmamış, denizel Alt Miyosen (Karacaören Formasyonu) doğrudan Oligosen (Hafik Formasyonu) üzerine uyumsuz olarak gelmiştir. İnceleme alanı güneyinde yer alan Beydağı'nda bu çökellerin eşdeğeri, içinde 3-4 m çapında blokların bulunduğu, kalınlığı 500-600 m'yi aşan kalın bir kumtaşı-çakıltaşı pakettir. Son olarak inceleme alanı doğusu ile kuzeydoğusunda, denizel Alt Miyosen serisinin doğrudan Oligosen jipsli serileri üzerine uyumlu geldiği ve bu kesimde güneye doğru inildikçe Karayün Formasyonu kırıntılarının iki istif arasında ortaya çıktığı gözlenmiştir (Çubuk, 1994). İnceleme



Şekil 10. İnceleme alanının kuzeyi ile güneyi arasındaki fasiyes ilişkileri.
Figure 10. Facies relationship of northern and southern parts of the study area.

alanı ve yakın çevresinden gelen bütün bu bilgiler, sığ Alt Miyosen denizinin bölgeyi istilasından önce çökel merkezi (depocenter) Beydağı civarında olan ve buradan kuzeye açılan büyük boyutlu bir nokta kaynakla ilgili olan bir alüvyal yelpaze sisteminin varlığını göstermektedir. Öyle gözükmektedir ki, bu nokta kaynak Alt Miyosen denizinin inceleme alanına sokulduğu zaman da etkinliğini sürdürmekteydi, böylece Karaman Kesitinde (Kesit I), Karacaören Formasyonunun 3 nolu birimi (çakıltaşı-kumtaşı aralanması) gözükmekte, daha kuzeydoğuya doğru (Yolören civarı), aynı birim noktadan uzaklaştıkça giderek incelmekte ve kaybolmaktadır. Denizel istifi izleyen Benlikaya Formasyonunun en alt düzeylerinde, benzer şekilde, Karaman kesitinde delta kumları yoğun olarak izlenirken, doğuda (Kesit II) intraformasyonel parçalar içeren daha ince taneli fasiyesler gözlenir. Bu durum, Beydağı'ndan kuzeye sarkan bu nokta kaynağın Orta Miyosen sonuna kadar etkinliğini sürdürdüğüne işaret sayılabilir. İnceleme alanındaki Karayün Formasyonu ve bunu üzerleyen istiflerin bu çalışmada ortaya çıkarılan öyküsü ile Cater ve diğ.'nin (1991) Karayün civarı için önerdiği çökel sistemlerinin geometri ve ilişkileri arasındaki paralellik dikkat

çekicidir. Cater ve diğ. (1991) Karayün civarında, kabaca K-G doğrultulu olası yanal rampalar boyunca uzanan bir kırıntılı sistemin Akitaniyen öncesinde G'den K'ye doğru ilerlediğini böylece Karayün fan-deltasının geliştiğini ileri sürmektedir. İnceleme alanında, Karacaören Formasyonundan hemen önce gelişen, D-B doğrultusunda hızla kamalanan alüvyal yelpaze sistemi, Karayün fan-deltasının daha doğudaki bir benzeridir.

SONUÇLAR

Zara GD'sunda yer alan inceleme alanında yüzeyleyen Oligosen-Alt-Orta Miyosen yaşlı istife ayrıntılı bir litostratigrafik ve ortamsal çalışma gerçekleştirilmiştir. Böylece Nebert (1956) stratigrafisinin özellikle Hafik Jipslerinin yaşına ilişkin olan ve havzanın batı kesiminde daha önce ele alınmış bulunan yanlışması düzeltilmiş, Kurtman'ın (1973) yöre için genelde doğru olan istifinden daha ayrıntılı bir stratigrafi ortaya konularak alanın doğu ve batısıyla karşılaştırmaları yapılmıştır. Elde edilen ana sonuçlar şöyle sıralanabilir.

1- İnceleme alanının kuzeyinde yer alan jips içeren Hafik Formasyonu yörenin en yaşlı

birimidir. Birim, Stratigrafik olarak, Selimiye Formasyonu ve bunu üzerleyen denizel Alt-Orta Miyosen serisinin (Karacaören Formasyonu) altında kaldığından yaşı Oligosen olmalıdır. Hafik Formasyonu, inceleme alanı dışında batı ve güneye doğru, olasılıkla sıg denizel-karasal birimlere geçiş gösterir.

2- Selimiye Formasyonu, inceleme alanında yüzeyleyen kesiminde akarsu tortullarından oluşur, Hafik formasyonunu uyumlu olarak üzerler, alanın kuzeyine doğru Hafik formasyonuna geçiş gösterir. Stratigrafik konumuna göre birim Oligosen yaşlı olmalıdır.

3- Karayün formasyonu Selimiye formasyonu üzerine, bileşen büyüklüğündeki ani bir artışla gelir. Alt kesimlerde yakınsak örgülü akarsu tortullarından, üst kesimlerine doğru taşkın çökelleri ile karasal sabka evaporitlerinden oluşur. Birimin kalınlığı ve içerdiği bileşenlerin çapı alanın doğu ve batısına doğru azalır. İnceleme alanı dışından gelen verilerle birlikte, Karayün formasyonunun Beydağı güneyindeki bir nokta kaynaktan kuzeye doğru açılan bir büyük alüvyal yelpazeye karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Bu birim de kuzeye doğru Hafik formasyonuna ait jipslere yanıl geçiş gösterir.

4- Karacaören formasyonu, Alt Miyosen'deki bir denizel transgresyonu yansıtır. Formasyon, olasılıkla deniz yüzeyi değişimlerini yansıtan 6 alt birimden oluşur. Her biri farklı bir çökeltme ortamına karşılık gelen bu alt birimler stratigrafik olarak yukarı doğru 1-Kıyı düzlüğü (+sıg deniz) 2-lagün (+kıyı sabkası) 3-Kıyı düzlüğü (+akarsu) 4-Orta şelf (çamurlu şelf) 5-Karbonat şelfi 6-İç şelf (+yakın kıyı) şeklinde sıralanmıştır.

5- Benlikaya formasyonu, inceleme alanının batı kesiminde, denizel Karacaören formasyonu üzerinde delte çökelleri ile başlar, daha doğu kesimde (Kesit II) denizel seri üzerine bir uyumlulukla oturur. Üste doğru önce kalın kumlu kanallarla temsil olunan akarsu ortamına, sonra taşkın çökellerine ve sonra yeniden kanallı akarsu tortullarına geçiş gösterir.

6- Çökeltme ortamlarının konumlanması, Oligosen-Erken-Orta Miyosen boyunca havza güneyinin, olasılıkla tektonik hareketler nedeniyle yükseldiği ve böylece kaynak alan olarak çalıştığı; kuzey kesimlerin ise penepren halinde kaldığını göstermektedir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, MTA Genel Müdürlüğü'nün 1992 yılında Sivas Havzası doğusunda gerçekleştirdiği "Orta Anadolu Sölestin Prospeksiyonu" projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yazar, projenin erken aşamasında arazi gezilerindeki

değerli katkıları için Dr. A. Poisson, Dr. J. Guezou (Universite Paris-Sud-FRANSA) ve Jeolog Soner Kayakıran'a (MTA Genel Müdürlüğü-ANKARA) teşekkür borçludur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Cater, J. M. L., Hanna, S. S., Ries, A. C. and Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Çubuk, Y., 1994, Boğazören (İmranlı) ve Karayün (Hafik) yörelerinde (Sivas Doğusu) yüzeyleyen Miyosen yaşlı birimlerin tektonostratigrafisi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 125 s.
- Gökçen, S.L. ve Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik Region (Sivas, Central Anatolia): evolution from strom-influenced shelf to evaporite basin. *Geol. Rundsch.*, 74, 139-153.
- Gökten, E. Kelling, G., 1991, Hafik kuzeyinde Senozoyik stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refahiye Havzası kuzey sınırında tektonik kontrol. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Adana, Çukurova Üniv., Jeoloji Müh., (ed.C. Yetiş), 113-123.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 26, 167-176.
- Kurtman, F., 1961a, Sivas civarındaki jips serisinin stratigrafik durumu. *Maden Tetkik Arama Bülteni*, 56.
- Kurtman, F., 1961b, Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahedeler, 56.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *Maden Tetkik Arama Bülteni*, 80, 1-32.
- Nebert, K., 1956, Sivas vilayetinin Zara-İmranlı mıntıkasındaki jips serisinin stratigrafik durumu hakkında. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 48, 76-82.
- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.Ş. ve Özden, S., 1996, Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 38, 838-853.
- Poisson, A., Wernli, R., Lozouet, P. ve Poignant, A., 1997, Nouvelles données stratigraphiques concernant les formations oligo-miocenes marines du bassin de Sivas (Turquie). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planetes/Earth & Planetary Sciences*, 325, 869-875.

