

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

1980

Cilt 23 Sayı 2
vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü

The structural behaviour of Taurus between Hellenides and Zagrids

Luc-Emmanuel RICOU 101

Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler

Geology and mineralogy of Western Anatolian lead-zinc deposits and some comments about their genesis

Ahmet ÇAĞATAY 119

Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) yörelerinde Oligosen yaşlı birimlerin çökel ortamları ve linyit oluşumları

Sedimentary environments and lignite occurrences in the units of Oligocene age in the vicinity of Keşan (Edirne) and Marmara Ereğlisi (Tekirdağ)

Muzaffer ŞENOL 133

Bornova (İzmir) güneyi filiş topluluklarının jeolojisi

The geology of the fisch assemblages in Southern Bornova (İzmir)

Fuzuli YAĞMURLU 141

Attepe (Mansurlu) demir madeninin jeolojisi

Geology of Attepe (Mansurlu) iron mine

İsmail HENDEN, Erhan ÖNDER 153

Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi

Nannoplankton biostratigraphy of the Haymana region (SW Ankara)

Vedia TOKER 165

Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yöre nin stratigrafisi

Stratigraphy of the area between Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye

İsmail TERLEMEZ, Afi YILMAZ 179

Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir alt Karbonifer istifi (Aladağ bölgesi)

A Lower Carboniferous sequence defined by a distinctive facies in the Taurus mountains (Aladağ region)

Ahmet AKSAY 193

Bitlis metamorfizlerinde volkanitli Triyas

Volcanics of Triassic age in Bitlis metamorphic rocks

Doğan PERİNÇEK 201

Orta Anadolu masifinin kuzeydoğu'sunda (Akdağmadeni, Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi

A study on regional metamorphism of Northeastern part of central Anatolian massiv (Akdağmadeni, Yozgat)

Yavuz ERKAN 213

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Erhan KÖKÜÖZ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Erhan KÖKÜÖZ

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Oğuz EROL (Başkan) — Ayhan ERLER — Necdet ÖZGÜL — Okan TEKELİ —
Ercüment SİREL — Erçin KASABOĞLU — Salih SANER

Bülten'in bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde, Türksen ERDOĞAN, İnci ERTAN, Vedia TOKER, Ussal ÇAPAN, Ozan SUNGURLU'nun da katkıları olmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayımıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten, Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2-17/2 sayıları 100.- TL'dan, daha sonraki sayılar 200.- TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

35. Dönem (1980-1981)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Doğan PERİNÇEK
Muzaffer EVİRGEN
Ali UYGUN
İsmail TERLEMEZ
Ersin ŞEN
Erhan KÖKÜÖZ
Şükrü PEHLİVAN

Başkan (President)
İkinci Başkan (Vice President)
Genel Yazman (Secretary General)
Sayman (Treasurer)
Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

*N.B. All Correspondence should
be addressed to:*

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

Bu derginin telif hakkı TPAO tarafından satın alınmıştır.

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

BÜLTENİ

Cilt 23 Sayı 2
vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü

The structural behaviour of Taurus between Hellenides and Zagrids

Luc-Emmanuel RICOU 101

Batı Anadolu kurşun—çinko yataklarının jeoloji—mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler

Geology and mineralogy of Western Anatolian lead—zinc deposits and some comments about their genesis

Ahmet ÇAĞATAY 119

Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) yörelerinde Oligosen yaşlı birimlerin çökel ortamları ve linyit oluşumları

Sedimentary environments and lignite occurrences in the units of Oligocene age in the vicinity of Keşan (Edirne) and Marmara Ereğlisi (Tekirdağ)

Muzaffer ŞENOL 133

Bornova (İzmir) güneyi filiş topluluklarının jeolojisi

The geology of the flysch assemblages in Southern Bornova (İzmir)

Fuzuli YAĞMURLU 141

Attepe (Mansurlu) demir madeninin jeolojisi

Geology of Attepe (Mansurlu) iron mine

İsmail HENDEN, Erhan ÖNDER 153

Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi

Nannoplankton biostratigraphy of the Haymana region (SW Ankara)

Vedia TOKER 165

Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi

Stratigraphy of the area between Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye

İsmail TERLEMEZ, AK YILMAZ 179

Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir alt Karbonifer istifi (Aladağ bölgesi)

A Lower Carboniferous sequence defined by a distinctive facies in the Taurus mountains (Aladağ region)

Ahmet AKS AY 193

Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas

Volcanics of Triassic age in Bitlis metamorphic rocks

Doğan PERİNÇEK 201

Orta Anadolu masifinin kuzeydoğu'sunda Akdağmadeni, Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi

A study on regional metamorphism of Northeastern part of central Anatolian massiv (Akdağmadeni, Yozgat)

Yavuz ERKAN M 3

Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler Arasındaki Yapısal Rolü.

The Structural behavior of Taurus between Hellenides and Zagrids

Luc—Emmanuel RICOU

Laboratoire de Geologie Historique, Université Paris—Sud, Centre d'ORSAY

ÖZ: Arap—Afrika platformu Türkiye Kenar Kıvrımlarında kuzeye doğru Senoniyen'de yerleşmiş ofiyolitli—radyolaritli ve Pliyosen'de yerleşmiş metamorfik masif napların altındadır. Bu bölgede Arabistan'ın alpin kenarı boyunca, Zagrosa kadar izlenen bir yapısal istif vardır. Bu platform daha kuzeyde tekrar gözkür ve Toroslar'ın "Kireçtaşı Eksenini"ni oluşturur. Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenini kuzeyden başlayarak Senoniyen, Eo—Oligosen ve Miyopliyosen'de yerleşmiş radyolaritli, ofiyolitli ve metamorfik napların altında pencereler dizisi şeklinde yer alır. Bu otokton ve naplar batıya doğru Helenidler'de devam eder.

Bu yapısal analiz Helenidler'de Toridler'de ve Zagridler'de ortak bir paleocoğrafya kurulmasına olanak sağlar. Senoniyen tek-tonik fazına kadar Yunanistan'daki Apuliyen, İyoniyen ve Gavrovo zonları, Türkiye'deki Kireçtaşı Eksenini ve Kenar Kıvrımları, Irak ve İran'daki sedimentler Zagroslar aynı Arap—Afrika platformuna aittirler. Bu platform kuzeye doğru radyolaritik bir çukurla sınırlı idi. Bu çukurluk Pind zonu (Yunanistan'da), Toroslar, Kıbrıs ve Türkiye Kenar Kıvrımı naplarındaki radyolaritlerle İran'daki Pichakum ve Umman'daki Hawvasına radyolaritlerine kadar tüm Ofiyolitli Yayın radyolaritlerini kapsamaktaydı. Bu çukurluğun ötesinde metamorfik masifler ve ofiyolitler yer almaktaydı.

Senoniyen, Eo—Oligosen ve Miyo—Pliyosen'de olmak üzere birbirini izleyen üç tektonik faz bu sistemi parçaladılar. Bu tektonik fazlar daha önceki paleocoğrafya verev gelişmiş olduklarından ve kendi aralarında da yön farkı bulunduğundan bu fazların oluşturduğu yapılar herhangi bir boylama göre değişmektedirler. Ancak bu değişkenlik sistemi Helenidler'den Zagridlere kadar olan temel birliğini maskelemektedir.

ABSTRACT: The southeastern part of Turkey is easily correlated with the Zagros and shows from South to North: the Arabian Platform, the ophiolitic and radiolaritic nappes emplaced during the Meastrichtian, the Bitlis—Pütürge metamorphic belt emplaced during the Mio—Pliocene. Correlations are given in terms of structural units and paleogeographic zones.

North of the Bitlis—Pütürge massives appears the typical Tauric orogenic belt of limestone outcrops extending from the Aegean Sea to the Munzur dağ, the Taurus Calcareous Axis, surrounded by radiolaritic series, ophiolites and metamorphic massives. A stratigraphic and structural analysis shows that these limestone outcrops are tectonic windows belonging to the Arabian platform and covered by radiolaritic, ophiolitic and metamorphic nappes.

Consequently a paleogeographic reconstruction is given for the Mesozoic times in which the Apulian, Ionian and Gavrovo zones in Greece, the Taurus limestone Axis and the Arabian platform all belong to the same Arabo—African platform over which the formations coming from the Tethys will be overthrust from North to South in three main stages: Meastrichtian, Eo—Oligocene and Mio—Pliocene.

GİRİŞ

Bu yazı Alp—Akdeniz kuşağının güney kesiminde yeralan Toroslar'ın batıda Helenidler, doğuda Zagridler arasındaki önemini belirtmek amacıyla, tek başına ya da çeşitli araştırmacılarla birlikte yürüttüğüm çalışmalarını ele almaktadır. Yayınlanmış çalışmalar ilgili bölümlerin başında belirtilmektedir. Bu çalışmalar Zagroslar'daki çalışmalar sırasında yapılan karşılaştırılmalarla, Toroslar'da doğudan batıya karşılaştırılmalarında ortaya çıkan sorunların çözümü için yapılan çalışmaları kapsamaktadır.

- Arap platformundan kuzeye doğru gidildiğinde önce platformun kıvrımlı kenarını oluşturan "Türk Kenar Kıvrımları"na rastlanır. Ancak platformun bu kıvrımlı kenarı Senoniyen'de kuzeyden gelerek yerleşmiş ofiyolit ve radyolaritleri de kapsar. Daha kuzeyde Bitlis şariyajına rastlanır. Bu şariyajla allokton metamorfik masifler, ekaylı bir taban aracılığıyla, Kenar Kıvrımları üzerine yürümüşlerdir. Bu düzen Zagroslar'daki düzenle tamamiyle karşılaştırabilmektedir. Daha kuzeyde, Bitlis ve Pütürge masifleri ve onların batı Toroslar'daki karşılığı olan Alanya masifinin kuzeyinde yeni bir düzenle karşılaşılır. Burada Toroslar'ın Kireçtaşı Ekseni"ni oluşturan bir dizi kireçtaşı birimi Ege'den Munzurlar'a kadar yüzeyler. Bu eksen her iki tarafından radyolaritler, ofiyolitler ve metamorfik masiflerle sınırlanmıştır. Kireçtaşı ekseni Ege denizinin ötesinde dış Helenidler'in kireçtaşı dizilimine bağlanır.

Sorun, Kireçtaşı Ekseni'nin bağımsız bir platformu mu temsil ettiği, yoksa sadece Arap—Afrika platformunun kuzeyden gelen radyolaritli, ofiyolitli ve metamorfik napların altındaki pencerelerde yeniden yüzeylemeleri mi olduğudur. Birinci şıkta Toroslar'ın paleocoğrafyasının çok özel bir durum göstermesi gerekir. Bu durumda birbirinden radyolaritli ve ofiyolitli zonlara ayrılmış üç ayrı kratonun (kireçtaşı Ekseni, Güney Türkiye'nin metamorfik masifleri ve Arap platformu) varlığı sözkonusudur. İkinci şıkta ise kuzeyden radyolaritler, ofiyolitler ve metamorfik masiflerle sınırlanmış tek bir Arap—Afrika platformunun varlığına dayanan basit bir şema kurma olanağı vardır. Bu şema Helenidler ve Zagridler'le tamamiyle deneştirilebilecek bir şemadır, ve sonuçta ikinci çözümün ağır bastığı görülecektir.

Önce Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları ile Zagroslar arasındaki ilişkiler daha sonra Toroslar'ın Kireçtaşı Ekseni'nin ortaya çıkardığı sorunlar tartışılacaktır.

KENAR KIVRIMLARI İLE ZAGROSLAR ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Arap levhasının önünde yeralan Kenar Kıvrımları ve Zagroslar birbirlerinin uzantısıdır. İkisi birden Senoniyen'de yerleşmiş ofiyolitli bir kuşak bulundurlar (Arap Çevresi Ofiyolitli Yayı). Her ikisi de kuzey ve kuzey doğuya doğru metamorfik masiflerin şariyajıyla (Pütürge—Bitlis şariyajı) sınırlanmış Pliyosen yaşta kıvrımlı tek bir sisteme aittirler. Bu şariyajlar, altlarında özel fasiyeste allokton Tersiyer formasyonlarından oluşan bir tabanın bulunuşu ile belirlenirler (Maden—başkale Ekayları, Zagrosların Tersiyer Ekayları). Deneştirmeler önce ofiyolit ve radyolaritler düzeyinde daha sonra paleocoğrafya açısından ve tersiyer arasındaki tektonik gelişim açısından ele alınacaktır.

Arap Çevresi Ofiyolitli Yayı (Ricou, 1971 'den)

Kenar Kıvrımları'nın ofiyolit ve radyolaritleri, yüzeylemelerine ya da sondaj verilerine göre, Gaziantep dolaylarından Hazro'ya kadar uzanan bir çizginin kuzeyinde bilinmektedirler (Şekil 1). Bunlar Arap Platformunun sedimanter serilerinin bağrında Kampano—Maestrihtiyen yaşta Kastel Filişi'nin üstünde ve üst Maestrihtiyen ve Tersiyer yaşta transgresif örtüsünün altında yer alırlar. Rigo ve Righi ve Cortesini (1964) bunların, Kundign (1956)'in önerdiği biçimde bir ofiyolitik erüpsiyona bağlı bulunmadığını, platformun kuzeyinde Mesozoyik sırasında var

olan bir havzada birikmiş Radyolarit, Ofiyolit ve Kireçtaşlarının Maestrihtiyen'de gravitenin etkili olduğu bir tektonik yerleşimle ilgili olduğunu ileri sürmüştür. Bu Allokton malzeme içinde renkli şistler ve radyolitlerden oluşan Perdeso birimini, başlıca ultrabazik kayalardan oluşan Çermik birimini ve Mesozoyik kireçtaşlarından oluşan Hezan birimini ayırtlarlar. Bu malzeme kuzey batı köşede Suriye'den başlayarak Zagroslar'dan geçip Umman'a kadar bütün Arap platformu boyunca yer alır. Tümünü "Arap Çevresi Ofiyolitli Yayı" olarak adlandırdığım, Senoniyen'de gravite aracılığı ile yerleşmiş olan bu napların, sistematik olarak aynı konumda bulduklarını göstermek mümkündür (Şekil 2).

Suriye'nin kuzey batısında, Hatay yörelerinde otokton Maestrihtiyen üzerinde allokton formasyonlar yer almaktadır: Triyas yaşta Halobia'lı kireç taşları, bitkili kumtaşları, lavlar, radyolitler ve Jura—Kretase yaşta çökelleri kapsayan tortul bir topluluk; yeşil şist ve amfibolit fasiyesinde metamorfik kayaların iri blokları ve ofiyolitler Üst Maestrihtiyen ve Eosen transgresif serileri tektonik sonrası bir örtü niteliğindedir. Dubertret 1953'e değin bir tektonik yerleşmeyi savunmuş,

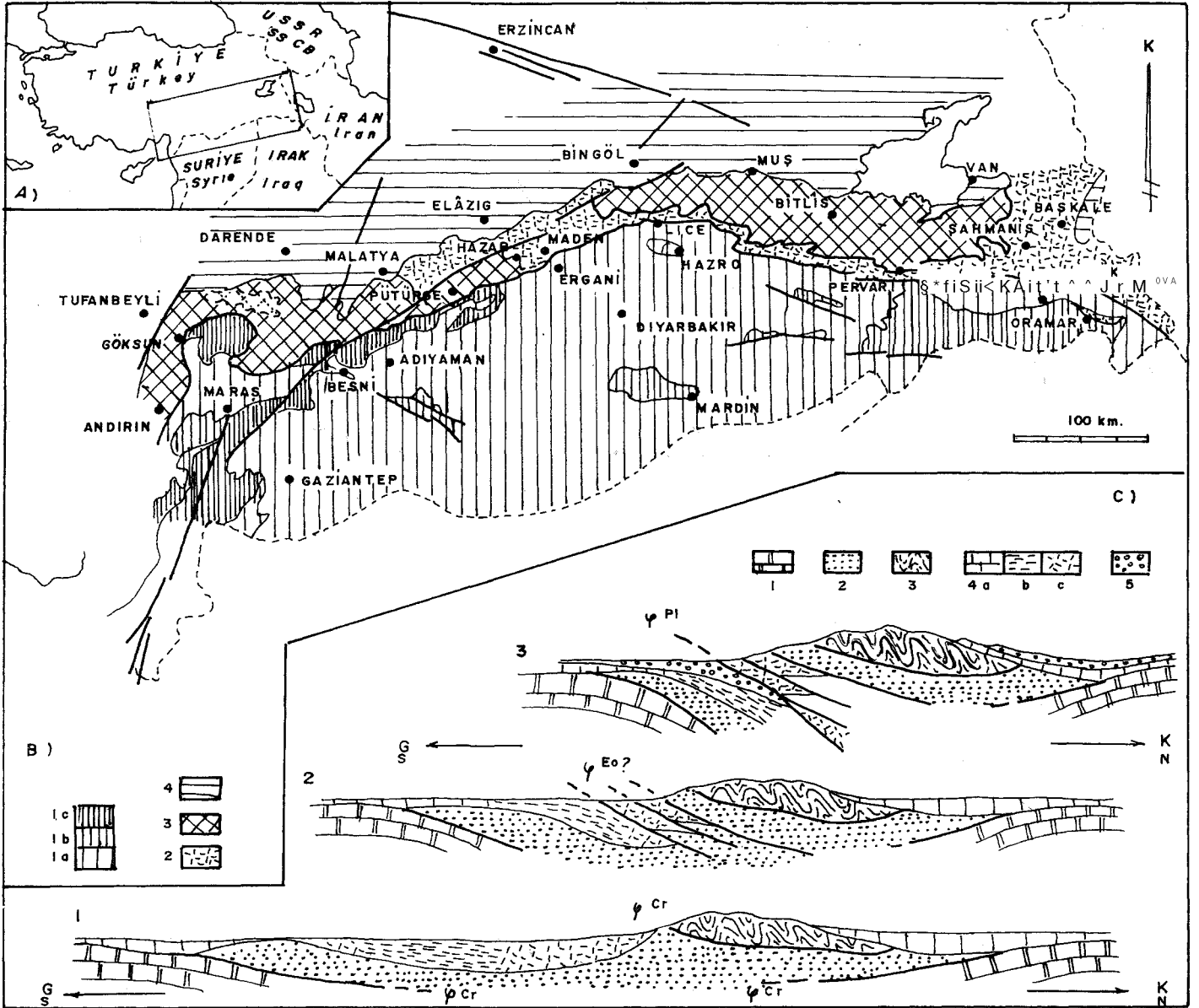
o tarihten sonra ofiyolit yayılması şeklinde yerleşmeyi kabul etmeyi sağlayan bir tartışmayı bu yazıda yeniden ele almayı istemiyorum ve bu konuda daha duyarlı gözlem ve verileri içeren yayınları okuyucuya bildirmekle yetiniyorum Parrot (1974 a,b) Withechurch ve Parrot (1974).

Kenar Kıvrımlarının güneydoğusunda İran Kürdistanı'nda otoktonun üst seviyeleri Maestrihtiyen yaşta Amiral Flişi ile temsil edilir ve üste doğru şu allokton formasyonları yer alır, Mesozoyik yaşta Kermansah radyolitleri; yaşlı Jurasik'ten Türoniyen'e kadar uzanan Bisitoun kireçtaşları; ofiyolitler (Braud, 1970). Buradaki posttektonik örtü çok gençtir (Miyosen), ve dolayısıyla Senoniyen'den sonra bir tektonik etkinliğin gelişmiş olabileceği olası dış tutulamaz.

Fars bölgesinde (İran Zagrosları'nda Neyriz bölgesi) Konia-siyen yaşta Arsenjan flişi otoktonun en üst seviyelerini temsil eder ve alttan üste doğru şu seviyelerden oluşan bir allokton topluluğun altında yer alır: Pichakun radyolitleri (Üst Triyas—Senoniyen); metamorfik iri kaya kütleleri ve Permian ya da Triyas yaşta ekzotik kaya blokları; ofiyolitler. Bunu izleyen üst Maestrihtiyen ve Paleosen transgresyonu otoktonu ve alloktonu örter (Richou, 1968; 1974).

Umman'da otoktonun en üst seviyeleri Santono—Kampaniyen yaşta Muti'nin şeylleri, kumtaşları ve çakıllardır. Bunların üstünde aşağıdan yukarı doğru şu allokton formasyonlar yer alır: Triyas'tan Kretase'ye kadar uzanan Hawasina radyolitli serileri; Permian'den Berriaziye'nin kadar uzanan ekzotik kireçtaşları, yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde metamorfik kaya kütleleri; Şemal ofiyolitleri. Maestrihtiyen ve Paleosen otoktonu ve napları örtmektedir. Umman'ın jeolojisinin ayrıntılı ve güncel bir tanımlaması Glennie ve diğerleri (1973) de bulunabilir.

Şu halde Kenar Kıvrımları'nın ofiyolitli ve radyolaritli napları, Arap Platformu üzerinde aynı çağda yerleşmiş yaygın bir nap topluluğuna girer. Aynı malzeme Kıbrıs'ta bulunur; Kıbrıs'taki Mammonia radyolaritli serileriyle Suriye'deki Bassit serileri arasındaki benzerlikler uzun zamandan beri bilinmekteydi ve son olarak Lappierre ve Parrot (1972) tarafından belirtilmiştir; Kıbrıs'taki Troodos ofiyolitleri Suriye'dekilere benzemektedir (Parrot, 1974 a). Yapısal bakımdan Mammonia radyolaritleri Suriye'deki gibi Maestrihtiyen'de şariye olmuşlardır (Turnur, 1968; Lapiere, 1970, 1975). Bazan Troodos ofiyolitleri sariye olmuş okyanus kabuğu parçası olarak kabul edilir, ancak nasıl yüzeylediği tektonik konumundan çıkartılamamaktadır. Bu ofiyolitlerin de Mammonia napları ve Ofiyolitli Yay topluluğunun ofiyolitli ve radyolaritli napları gibi bir dizi Maestrihtiyen naplarının parçası olarak gelmiş olması mümkündür.



Şekil 1. Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları

- A) Bulduru haritası
B) Yapısal Şema

1. Kenar kıvrımları (1a Tersiyer örtüsü, 1b Otokton Arap Bloku, 1c Senoniyen ofiyolit napları) 2) Maden Başkale ekayları
3. Pütürge ve Bitlis metamorfileri 4 Arka ülke, az kıvrımlı Eosen

- C) Yapısal kesitler

1. Senoniyen tektonik evresi sonrası 2 Olasılı Eo—Oligosen tektonik evresi sonrası 3 Pliyozen tektonik evresi sonrası

Lejant: 1. Mezozoik otokton, 2. Senoniyen yaşlı ofiyolit nap lan, 3. Metamorfiterler, 4. Eosen (a. kireçtaşı, b. marnlı kireçtaşı, c. volkanik kayalar), 5. Miyosen.

Figure 1. Southeastern Turkey

- A) Location map
B) Structural schema

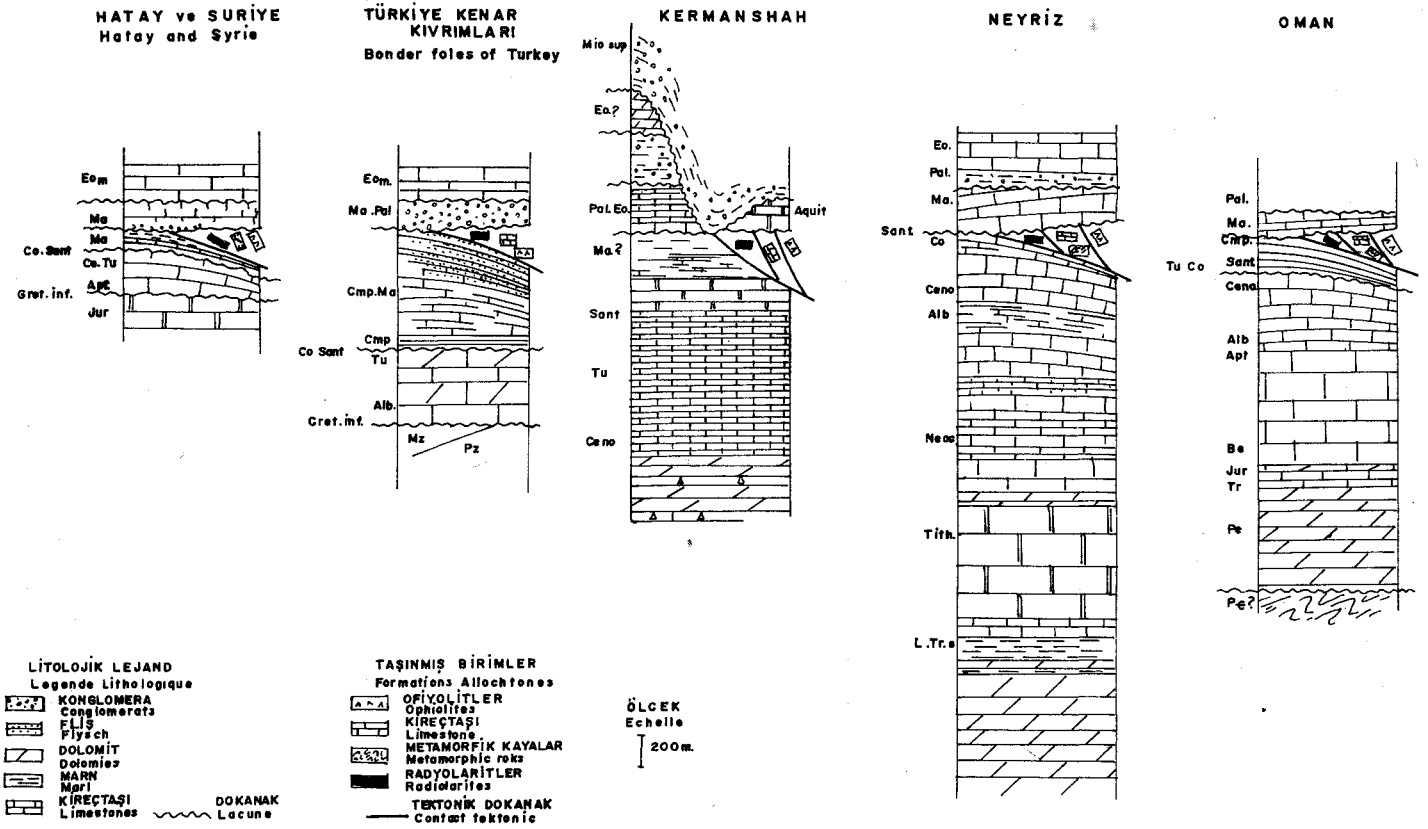
1. Border folds (1a Tertiary cover, 1b Arabian autochthonous basement, 1c Senonian ophiolitic nappes) 2. Maden—Başkale imbricated zone

3. Pütürge and Bitlis metamorphics 4. Backland with slightly folded Eocene

- C) Successive structural sections

1. After Senonian tectonics 2. After the supposed Eo—Oligocene tectonics 3. Present stage, after Pliocene tectonics

Lejant: 1. Mesozoic autochthonous, 2. Senonian ophiolitic nappes, 3. Metamorphics, 4. Eocene (a. limestones, b. marly limestones, c. volcanic series), 5. Miocene.



Şekil 2. Arap Çevresi Yayıt üzerinde ofiyolitlerin konumu

Figure 2. The stratigraphic position of the ophiolitic nappes around Arabia.

Daha batıda Antalya naplarının radyolaritli ve ofiyolitli malzemesi Kıbrıs'taki ve Suriye'dekilerle karşılaştırılabilir; daha da batıda Pinde radyolaritleri stratigrafisi ve paleocoğraf-yalarıyla Ofiyolit Yayınkilerle, özellikle Fars ve Umman'dakilerle benzerlik gösterir (Rıçhou, 1968; 1973). Pinde radyolaritleri, daha sonra değineceğimiz üzere, Mesozoyik sırasında aynı çukurluğa aittirler ancak Ofiyolitli Yayın naplarını yerleştiren Senoniyen orojenezine uğramamışlardır.

Tersiyer'deki Tektonik Gelişme ve Paleocoğrafya (Ricou, 1973; 1974; Braud ve Ricou, 1975'den)

Senoniyen'den itibaren, Kenar Kıvrımlarını Arap otoktonunun radyolaritli—"ofiyolitli napları örtmüştür. Bu topluluk Pliyosen tektonik fazında tümüyle kıvrımlanarak gerçek anlamda Kenar Kıvrımlarını oluşturmuştur, kenar Kıvrımları genellikle otoktondur, ancak Irak sınırında olduğu gibi bazan ekaylıdır. Bunlar kuzeye doğru Bitlis Şariyayı altında kaybolur. Bitlis Şariyayı Bitlis ve Pütürge metamorfiklerinin altında özel fasi-yelerde ki Maden—Başkale ekaylarından oluşmuş ekaylı bir taban üzerine yer alan karmaşık bir ana faydır (Şekil 1). Aynı yapısal düzen Zagroslar'da da bilinir ve Senoniyen fazından itibaren stratigrafisi ve paleocoğrafya açısından denestirmeler yapılabilir.

Senoniyen tektoniğinden önce Kenar Kıvrımları bölgesindeki Arap platformunun paleocoğrafyası alp yönlerine yabancıydı ve Arap kalkanının üzerinde, örneğin Nedj Kabartısı gibi

kuzey—güney doğrultulu tipik yapılar sıralanmıştı. Bu kabartı Kenar Kıvrımları bölgesine de uzanmaktaydı; bu bölge Mesozoyik sırasında su dışına çıkmaların ve aşınmaların önemli olduğu yüksek bir bölgedir. Örneğin Mardin bölgesinde görüldüğü gibi Apsiyen doğrudan doğruya Paleozoyik üzerine gelebilmektedir.

Senoniyen tektoniğinden sonra Paleocoğrafya alpin bir doğrultu kazanır; bu doğrultu, Akdeniz'den Umman'a kadar uzanan kıvrımlı sıradağlarınkine hemen hemen paraleldir. Kenar Kıvrımları kuşağında güneyden kuzeye doğru şu paleocoğrafik zonlanma görülür. Su dışına çıkmış Merkezi Arabistan, Zagros Kenar Çukurluğu, Fars yükseltisi ve Fliş Çukurluğu (Şekil 3). Zagros Kenar Çukurluğu, Maestrihtiyen'den Oligosen'e hatta yer yer Miyosenin Alt kısımlarına kadar planktonik fasiyesle karakterize edilir. Fars yükseltisi sıkça yinelenen su dışına çıkmalar ve birbirini izleyen Maestrihtiyen, Paleosen—Eosen ve Miyosen yaşta üç transgresyonla, özellikle konglomera ve evaporitlerden oluşan neritik fasiyesle karakterize edilmiştir. Fliş çukurluğu ise sürekli olarak pelajiktir; Paleosen'de denizaltı lavlarıyla, Eo—Oligosen'de ise birbirini izleyen iki fliş karakterize edilir.

Malzeme: Kenar Kıvrımlarının büyük bir bölümü dar anlamda Fars yükseltisine aittir. Tipik neritik karakter taşıyan bu bölgede Maestrihtiyen yaşta detritik Antak Formasyonu, Paleosen yaşta kırmızı Gercüş tabakaları ve Alt Miyosen yaşta Silvan resifal kireç taşlarıyla temsil edilen ardarda üç transgresyon görülür.

Kenar Kıvrımlarının kuzey kısmında Tersiyer istifi, Rigo de Righi ve Cortesini (1954) tarafından, Hazro kuzeyinde tanımlanmış olan, Miyosen yaşta Lice flişi ile sonuçlanır. Bu düzenli ve oldukça ince kuvars taneli fliş bütün Zagroslar boyunca bilinen yaşit flişle tıpatıp aynıdır. Batıya doğru Maraş ve Andırın bölgesiyle İskenderun körfezi yakınına kadar fliş tanınır. Maraş bölgesinde bu flişin üstünde, Zagros bölgesinde de bulunduğu gibi bir konglomeratik formasyon yer alır; Kıbrıs'ta Kythrea Flişi adı altında yeniden ortaya çıkar.

Lice bölgesinde bu fliş, Radelli (1971) tarafından belirtildiği üzere, Eosen kireçtaşlarını kapsayan olistostromlarla sona erer. Ancak ekaylanma hipozeti de gözden uzak tutulmalı.

Yeniden belirtmek gerekirse Miyosen fliş havzası güneye doğru önceden (Maestrihtiyen'den) beri var olan Fars yükseltisine kadar uzanır. Bu bölgede Zagroslar'da da izlendiği gibi (Bizon ve diğerleri, 1972) fliş havzasının tasmayla oluşan bir paleocoğrafik sınır yer değiştirmesi görülür. Zagroslarda Miyosen flişi güneybatıya doğru Eosen fliş sahasının ötesine aşar.

İran Zagrosları boyunca Irak sınırına kadar izlenen ve Fars yükseltisinin kuzeydoğusunda yer almakta olan bu Eosen flişi Türkiye Kenar Kıvrımları bölgesinde bulunmamıştır. Çünkü metamorfik masifler Pliyosen'de Fars yükseltisine kadar yürümüşlerdir. Yine de Hakkari bölgesinde Cilo dağı'nın kuzeydoğu yamacında (Yüksekova ile Oramar arasında) aşağıdaki kesiti izleyebildik (bu kesit Irak'ta Amadiyah'tan itibaren üst üste bindirmiş papaotokton ekayların en kuzeyinde yer almaktadır):

— Ofiyolitler (Kireç taşları ve radyolaritlerle birlikte); bunlar Senoniyen öncesi otokton üzerinde yer alan naplar şeklindedir.

— Kırmızı Çakıltaşları; elemanların çoğunluğunu ofiyolit ve radyolarit oluşturmaktadır; transgresif ve aşağıda belirtilen örtünün tabanını oluşturmaktadır:

— Alveolinli masif kireç taşları; bunlar uzun bir yükselti oluşturmaktadır ve 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası'nda "el" ile simgelenmiş tir.

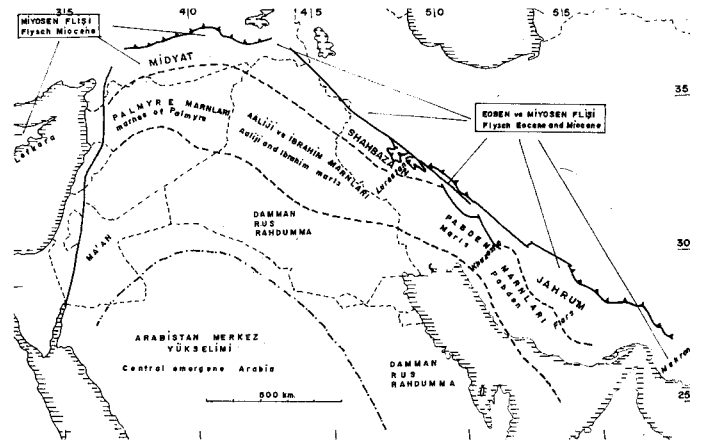
— Marnlı kireçtaşlarıyla ardalanmalı Alveolinli ve Nümmülitli kireçtaşları;

— Son olarak, marn ve yapraklı marnlı kireçtaşlarından oluşmuş kalın bir istif; bu istif birkaç çakıltı arakatısını kapsar. Son birim çok tektonize olmuş, yersel olarak şistozite kazanmış ve metamorfizmaya uğramıştır. İstif Eosenle başlar ve görünür bir kesiklik olmadan Lepidocylina'lı Oligosen'e kadar süreklilik gösterir. Marn ve daha sert seviyelerin ardalanması birime fliş görünümü verir. Burada olasılıkla Eosen fliş çukuru'nun dış kenarında bulunmaktadır. Bu fasies Kermansah bölgesindeki Kandouleh ekaylarınınkini (Braud, 1970) az çok anımsatmaktadır.

Hakkari'de Oramar yolu kesiti ayrıca bir tektonik düzeni de açıklamaktadır: Marnlı kireçtaşı biriminin alt sınırı, Alveolinli ve Nummulitli Kireçtaşlarının üzerinde yer aldığından, 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında yaklaşık 150 km. uzunlukta ve batıya doğru ana Bitlis şariyejima uyan anormal bir dokanakla çizilmiştir. Bu çizim Bitlis şariyejiminin doğu uzantısı olarak pek çok yazar tarafından kullanılmıştır ki bu bir hatadır.

Dolayısıyla otokton ve parotokton Kenar Kıvrımları önemli bir bölümüyle Fars yükseltisine aittir; ancak kuzey kesimlerinde, Zagrosta tanımlanmış olan, Eo—Oligosen ve Miyosen fliş zonuna doğru geçiş gösterirler.

Maden—Başkale ekayları ilerleyen metamorfik masiflerin önünde itilmiş bir kabartı oluştururlar ve bu ekayların kendileri de gerçek anlamdaki Kenar Kıvrımlarının üzerinde yürümüşlerdir. Paleosen fasiesleriyle Zagroslarda tanımlanmış olan fliş zonuna bağlanırlar. Maden bölgesindeki (batı Pütürge masifi ile doğuda Bitlis masifi arasında) ve Başkale bölgesinde (Bitlis



Şekil 3. Arap Platformu üzerinde Eosen paleocoğrafyası.

Figure 3. Eocene paleogeography over Arabia.

masifinin doğu ucunda İran sınırına kadar olan bölgede) geniş yüzeyleme gösterirler.

Bu ekaylar Rigo de Righi ve Cortesini (1974) tarafından Maden bölgesinde tanımlanmış ve iki topluluğa ayrılmışlardır: bu topluluklardan biri Kretase sonu—Paleosen yaşta fliş türünde çok kalın marn serileri ve grovakımsı seviyelerden (Hazar Birimi) diğeri ise Paleosen Eosen yaşta bazik lavlar, Globorotalisli, yersel silisli kırmızı kireçtaşları; marnlar ve kireçtaşlarından (Maden Birimi) oluşmuştur. Maden bölgesinde Eosen serileri içinde intrüfif gabrolar görülmüştür (Griffitts ve diğerleri, 1972). Nihayet Aykulu ve Evans (1974) bölgedeki Oligosen arenitlerini Karabegan Formasyonu adı altında tanımlamışlardır.

Bu verilere Elazığ doğusundaki Murat vadisi boyunca Globorotalialı kırmızı kireçtaşlarıyla birlikte bulunan Nümmülitli beyaz kireçtaşlarının varlığını da ekleyebiliriz. Nihayet bu serinin bazen metamorfizma izleri gösterdiğini de gözledik (kuvarsin yeniden kristallenmesi, klorit ve olasılıkla stilpnomelamin ortaya çıkması).

Bu seriler metamorfiklerin şariyaji altında görülerekten doğuya doğru devam eder. Bitlis masifinin doğu ucunda 100 kilometreden daha geniş alan kaplayarak büyük bir gelişme gösterirler ve Başkale'nin batı ve güneybatısındaki dağlık alanın tümünü kapsarlar. Büyük Zap'ın yüksek vadisinde oldukça güzel bir kesit veren bu seriler Maden bölgelerindekilerle her bakımdan benzerdirler. Bundan başka Şamanis yakınında ofiyolitlerin üzerinde ofiyolit elemanlı kırıntılı seviyelerin aracılığıyla Eosen kireçtaşlarının transgresyonu görülebilmektedir.

Maden—Başkale serilerinin bazı niteliklerini vurgulamaya değer:

— Bunlar batı İran'ın Paleosen formasyonları (Braud, 1970) ile her bakımdan aynıdır; hatta bunların hemen hemen devamlı yüzeylemeler şeklinde iki bölge arasında İran—Irak sınırı boyunca yer almış olmaları da mümkündür (Kandil Formasyonu).

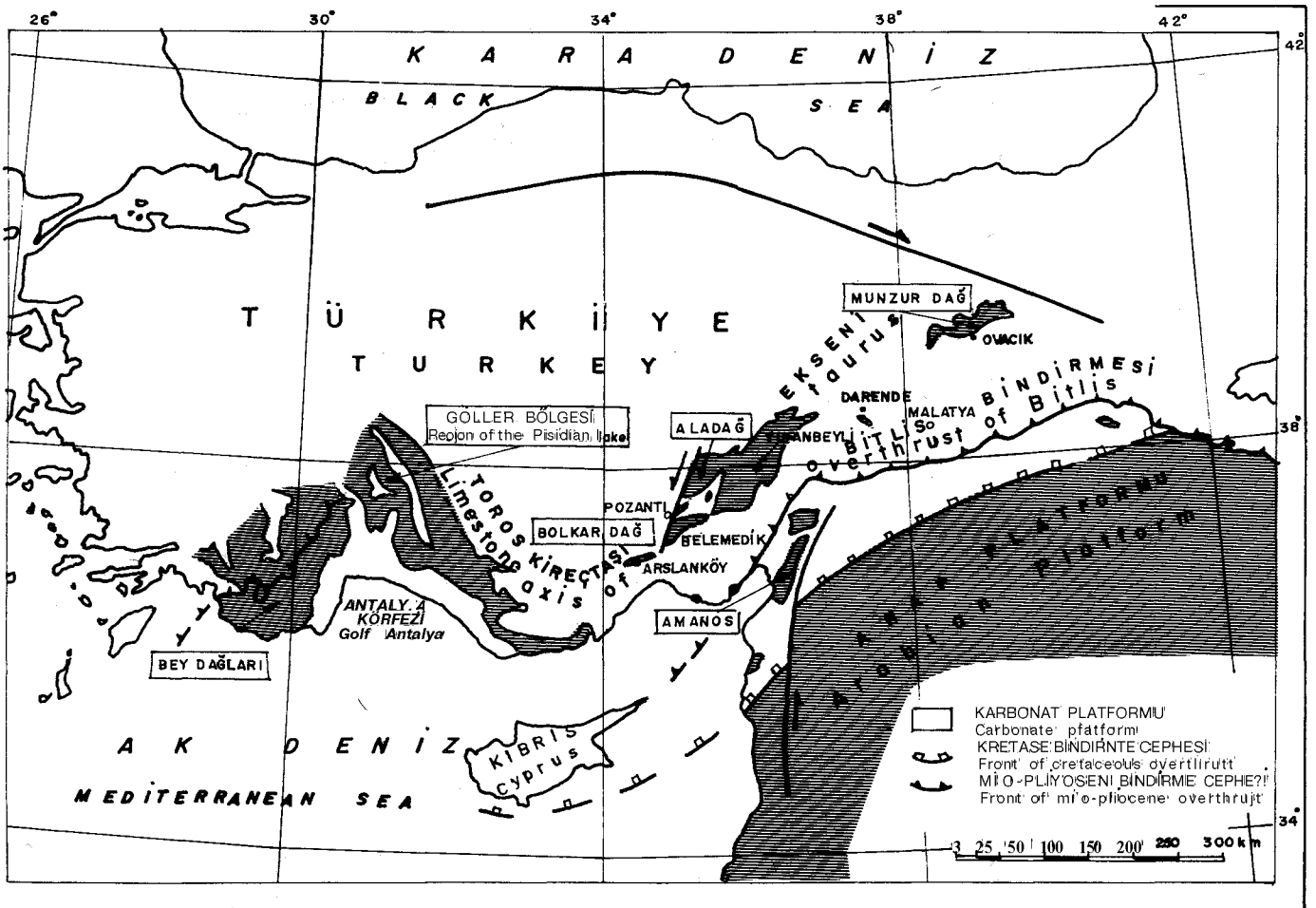
— Bu formasyonlar, Senoniyen sonunda tektonizmaya uğramış gerçek ofiyolitlere karıştırılmamalı. Bu karışıklık çoğunlukla bazik denizaltı ürünü olan bazen siplitik lavların bolluğundan ve intrüfif gabroların buluşundan doğmaktadır. Aslında eski ofiyolitler bazen bu zonda Maden—Başkale serisinin tabanı olarak ya da tektonik levhalar halinde yüzeylenmektedirler.

— Buradaki tektonik deformasyonlar (kıvrımlar ve ekaylanmalar) çok önemlidir; şistozite ve başlangıç halinde metamorfizma yaygındır.

Yapısal Düzenleme. Otokton ve paraotokton kenar kıvrımlarının kuzey sınırı çeşitli kesitlerde aynı şekilde gözükmemektedir. Doğu Hakkari bölgelerinde Yüksekova'nın kuzeybatı—güneydoğu doğrultulu faylarıyla sınırlanmışlardır (Şekil 1). Bu faylar sağ yanallı Zagros diri fayının (Braud ve Ricou, 1971) doğrudan doğruya uzantısıdır. Batı yönünde Pervari'den Maraş'a kadar bütün haritalarda görüldüğü üzere, Maden—Başkale zonu Bitlis—Pütürge şariyajının altında ince bir şeride indirgenir. Maraş boylamında daha batıya doğru Bitlis şariyajı, Maden—Başkale ekay tabanı ile ya da onsuz Göksun ilçesinin yakınındaki dar, yarım pencereye kadar izlenebilmektedir. Bu yarım pencerenin batı yakasında Kenar Kıvrımları üzerinde yürüyen kayalar artık metamorfikler değil, masif kireçtaşlardır. Buradan itibaren KKD—GGB gidişli Köşürge dağı şariyajı G—GB ya doğru Karatepe şariyajı ile uzanmakta ve Kıbrıs yönünde Akdenizde kaybolmaktadır. Bir çok yazar bu fayın denizaltındaki sürekliliğinden söz etmişlerdir (Biju—Duval ve

diğerleri 1974). Maden—Başkale taban durumunda gözükmemektedir. Pütürge masifinin doğu ucunda da durum aynıdır; Hazar bucağının yakınında mikaşistlerin altına dalmaktadır. Pütürge masifinin kuzey kanadında, Malatya ve Elazığ arasında Maden—Başkale ekaylarının formasyonları yeniden görülmektedir. Malatya—Pütürge yolunda, Maden—Başkale formasyonlarındakilere benzeyen ve fosilsiz olan kırmızı milttaşlarının metamorfikler üzerine transgresyonu görülmektedir. Belki böylece, Maden—Başkale formasyonları metamorfik masifin normal örtüsünü oluştururlar. Masifin üzerinde başka bir transgresyon da, bu masifin gerilerine kadar yayılan ve çeşitli birimler üzerinde hemen hemen yatay olarak yer alan Malatya Eosenidir.

Maden—Başkale ekayları ve onları etkileyen yeşilist fasiyesindeki metamorfizmanın İran Kürdistanı'nda tam karşılıkları vardır; Braud (1970) bunların Miyosen yaşındaki bir transgresyondan önce kıvrılmış ve metamorfizmaya uğramış olduklarını göstermiştir. Bu ekaylarda ve ekaylı birimlerin metamorfik masiflerle olan tektonik üst dokanaklarında Miyosen ve daha genç formasyonlar sistemli olarak yer almaktadırlar. Bu bakımdan ekayların metamorfizmasından ve aynı zamanda metamorfik masifler tarafından örtülmelelerini sonuçlayan



Şekil 4. Arap Platformu ve Torosların Kireçtaşı Ekseni.

Figure 4. Outcrops of the Arabian Platform and Taurus Limestone Axis.

tonik deformasyonlara, Miyosen öncesi bir tektonik fazın neden olduğu savı gözden uzak tutulmalıdır.

Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri özellikle güney yamaçları boyunca bindirmelidirler ve bu bindirmenin altında genellikle serpantinlerin varlığı, Bitlis masifinin altında Mutki penceresinden (Hail ve Mason, 1972) ve masifin kuzey yamacında Gevaş yarı penceresinden (Altınlı, 1966) bilinir. Daha sonra Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenini tartışırken göreceğimiz üzere aynı durum Pütürge masifinin kuzey yamacında da görülmektedir. Masiflerin serpantin tabanı üzerine tümüyle yürüdüklarini düşünmek akla yatkındır. Bu durumdan sorumlu olan tektonik faz kesinlikle Üst Eosen'den öncedir. Üst Eosen ve daha genç kayalar metamorfik masifinin kuzeyini de örten yatay bir örtü oluşturmakta ve Malatya bölgelerinde Pütürge masifi ile daha kuzeyde yüzeyleyen serpantinlerin her ikisini birden transgressif olarak örtmektedir. Maestrihtiyen bu transgressif serinin yersel olarak tabanını oluşturduğundan (Akkuş, 1971) bu üst üste bindirme tektoniğinden Senoniyen fazının sorumlu olduğu düşünülebilir. Bu durum, Kireçtaşı Eksenini incelenmesinde doğrulanmaktadır.

Sonuçlar: Zagroslarda görülen hemen hemen tüm özellikleri Kenar Kıvrımlarında bulmaktayız. Bu benzerlikler şunlardır:

— Ofiyolitik Yayın napları ile belirlenen benzer Senoniyen tektoniği;

— Tersiyer'de Fars yükseltisi ve fliş çukurluğunu (daha doğrusu birbirini izleyen çukurlukları) kapsayan benzer paleo-coğrafya düzeni.

— Metamorfik masiflerin şariyaji ile belirlenen benzer Pliyosen tektoniği; bu benzerliklerden dolayı Kenar Kıvrımları Zagridlerin tamamlayıcı bir parçası olarak kabul etmek akla yatkındır (Ricou, 1973). Kenar Kıvrımlarında rastlanılan her fasiesin Zagridlerde bir karşılığı vardır. Ancak bunun tersi geçerli değildir; örneğin Zagridlerin Eo—Oligosen flişi kendi tipik fasiesi ile Kenar Kıvrımlarında bulunmamıştır. Belki, Zagroslarda da bazan olduğu gibi daha sonraki şariyajlar altında bu fliş tamamen kaybolmuştur. Yine Miyosen ile Eosen arasında bir tektonik fazın varlığı gösterilememiştir ki bu Zagroslarda da zordur.

Sorunu çözümleyici verileri sağlayacak en umutlu bölge kuşkusuz Bitlis Şariyaji bölgesi ve Maden—Başkale Ekayları bölgesidir. Bu yörede belki de birbirini izleyen Bitlis Şariyajlarını ortaya çıkarmak olasılık kazanacaktır. Gerçekten de Pütürge ve Bitlis masiflerinin altında aşağı doğru inildikçe çeşitli tektonik birimlere rastlanılmaktadır: serpantin levhacıkları, daha sonra Maden—Başkale Ekayları ve sonunda Miyosen flişi ile belirlenen otokton; ancak bu son anormal dokanağa oldukça doğru olarak Miyosen ya da Pliyo—kuvaterner yaşı verilebilmektedir. Serpantinler ve metamorfikler Senoniyen tektoniğinden etkilenmişlerdir; diğer yandan da Miyosen öncesi fazın varlığını düşündürülen veriler vardır. Bu koşullar altında tektonik dokanıklarda bulunan en genç birim gözönünde tutularak aşağıda sıralanan tektonik evrim önerilebilir (Şekil 1A,B,C):

1— Metamorfik masiflerin Senoniyen fazında serpantinler üzerine şariyaji;

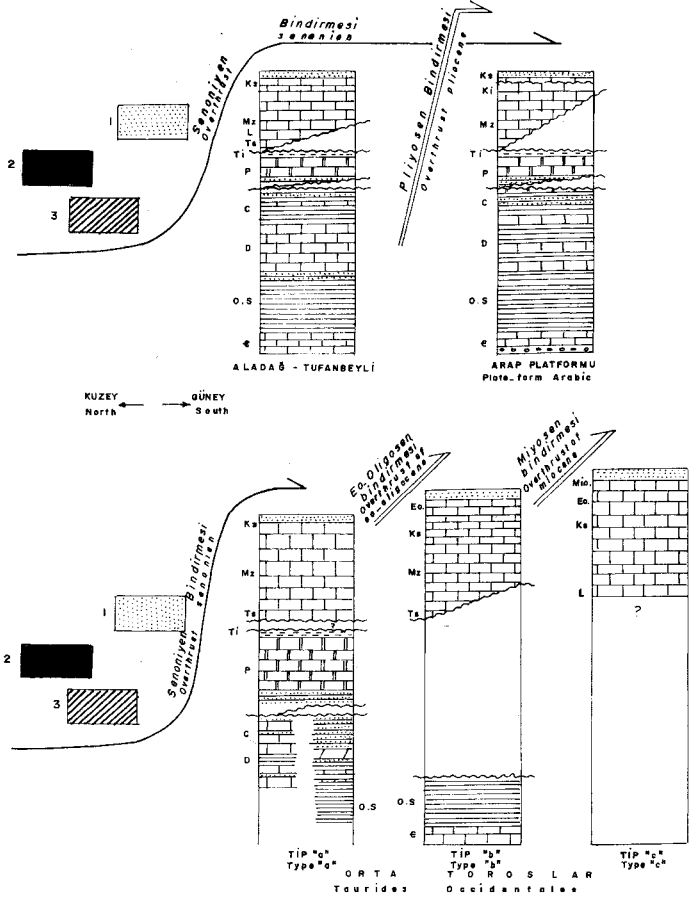
2— Metamorfik masiflerin ve Serpantinlerin Maden—Başkale üzerine Miyosen öncesi fazda şariyaji;

3— Tümünün otokton üzerine Pliyosen fazında şariyaji.

TOROSLAR'IN KİREÇTAŞI EKSENİ SORUNU

(Ricou, ve diğerleri, 1974; Ricou ve diğerleri, 1975 den)

Pütürge ve Bitlis masifleri ile bunların Batı Toroslar'daki uzanımında yer alan Alanya metamorfik masifinin kuzeylerinde



Şekil 5. Toridlerin yapısal örgütlenmesi: 1— Metamorfik, 2— Ofiyolit, 3— Radyolarit.

Figure 5. Structural organization of the Taurids: 1— Metamorphics, 2— Ophiolites, 3— Radiolarites and melanges.

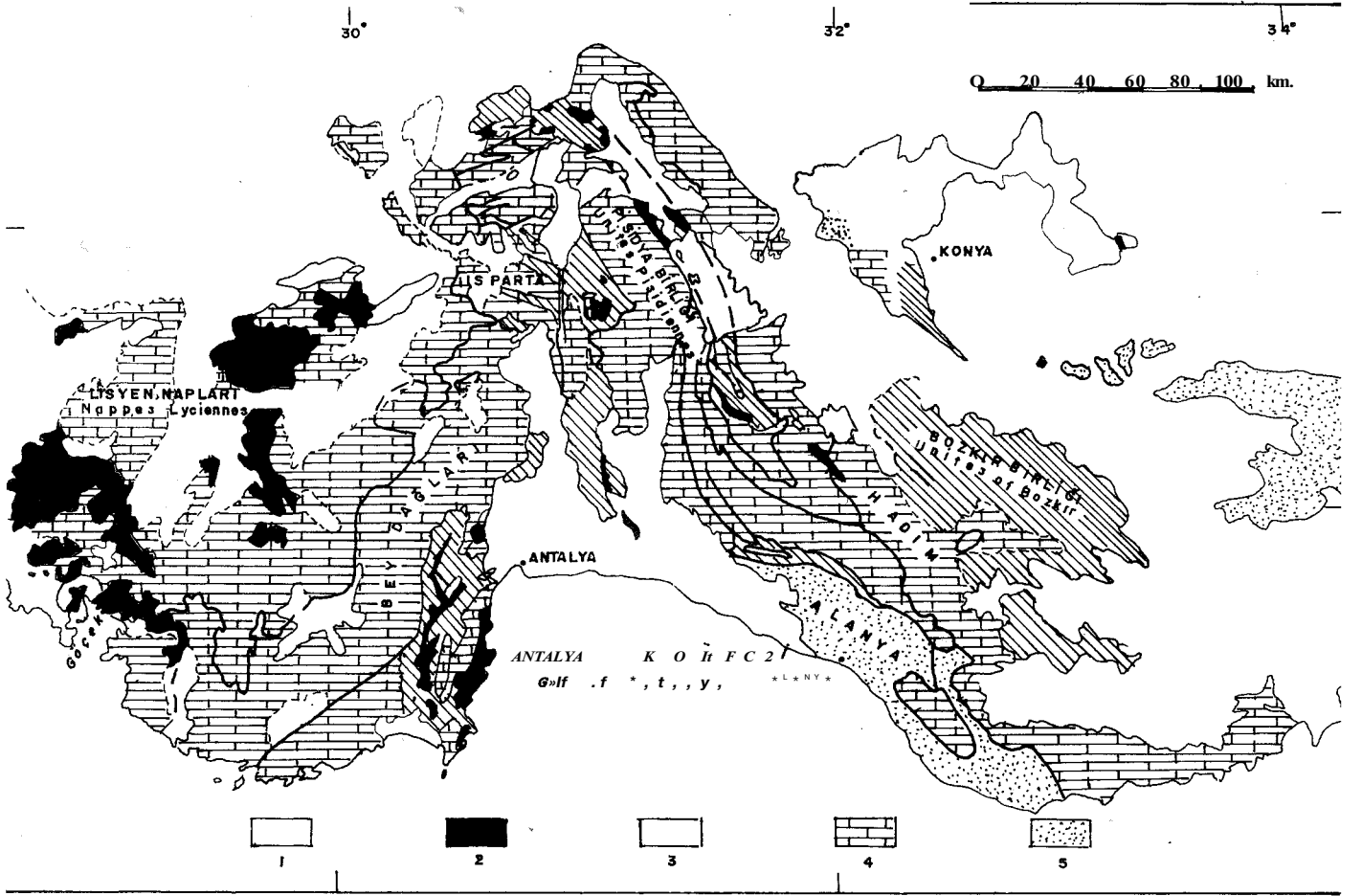
radyolaritler ve metamorfik masiflerle çevrelenmiş kireçtaşı yüzeylemelerinden oluşmuş bir seri, Ege denizinden Munzur dağlarına kadar Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenini oluştururlar (Şekil 4). Bu dizilme birbirine karşı iki şekilde yorumlanabilir:

— Kireçtaşı Eksenini Arap Platformundan bağımsız ve bu platformdan Mesozoyik sırasında Antalya ofiyolit ve radyolarit havzası, Alanya, Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri ve Kenar Kıvrımlarının ofiyolit ve radyolarit havzasıyla ayrılmış bir platformdur; bu yorum türü son yıllara kadar Batı Toroslar için kabul edilen yorum şekli idi (Brunn, 1971; Dumont, 1972; Monod, 1974).

— Kireçtaşı Eksenini kuzeyden gelmiş radyolaritli ve metamorfik örtünün altında pencereler şeklinde yer yer yeniden ortaya çıkan Arap platformudur. Bu görüş batı Toroslar için önerilmiş yeni bir yorumdur (Ricou ve diğerleri, 1974). Bu görüş sonradan Brunn ve diğerleri, (1975) tarafından da benimsenmiştir. Bu yorum için şu verilere dayanılmaktadır:

1. Kireçtaşı Ekseninin ve Arap platformunun formasyonları karşılaştırıldığında aralarında büyük benzerlikler olduğu ortaya çıkmaktadır;

2. Kireçtaşı Eksenini yüzeylemelerinin çeşitli kesimlerinde bulunan allokon birimler (radyolaritler, ofiyolitler ve metamorfikler) kendi aralarında çok benzerdirler; dolayısıyla aynı havzadan gelmiş olmalıdırlar;



Şekil 6. Batı Torosların yapısal şeması. 1— Post tektonik, 2— Ofiyolit, 3— Radyolarit ve melanj, 4— Kireçtaşı birimleri, 5— Metamorfik birimler.

Figure 6. Structural schema of the Western Taurids. 1— Post tectonic units, 2— Ophiolites, 3— Radiolarites and melange, 4— Limestone units, 5— Metamorphic units.

3. Her kesitte allokton birimlerin pencere üzerindeki yerleşme yaşları ile Kireçtaşı ekseninden daha güneyde yer alan alloktonların (Kenar Kıvrımlarında tartıştığımız alloktonların) yerleşme yaşları aynıdır.

Torosların tektonik tarihçesinde üç faz yer alır. Yeni yoruma göre kuzeyden gelen radyolaritik, ofiyolitik ve metamorfik naplar Kireçtaşı Eksenini üzerinde üç aşamada yerleşmişlerdir (Şekil 5). Birinci yerleşme Kireçtaşı Ekseninin Arslanköy bölgesinden Munzurlar'a kadar olan merkezi ve doğu kesimleri üzerine Senoniyen'de olmuştur; aşamada güneyde Kıbrıs'a ve Kenar Kıvrımlarına kadar varılmıştır. Daha batıda ise bu naplar Kireçtaşı Eksenini'nin kuzeyinde bulunmaktaydılar. İkinci kez yerleşme Eo—Oligosen tektonik fazından oluşmuştur. Bu kez Batı Toroslar'ın üstünden aşarak Antalya ve Alanya bölgelerine ulaşırken, daha batıda ise Beydağları'nın ve Göcek'in henüz kuzeyinde idiler. Üçüncü kez yerleşme Miyo—Pliyosen'de oluşmuştur; bu dönemde naplar Göcek penceresini ve Beydağlarının yalnızca kuzeybatı yamacını (tümünü değil) örtmüşlerdir. Dolayısıyla, Beydağları'nın Güney kesimi, Kenar Kıvrımlarının önündeki Arap platformuna benzer şekilde Kireçtaşı eksenini içinde pencere yapısı oluşturmayan tek bölgedir. Bu hareketler sırasında bir önceki tektonik fazdan az ya da çok etkilenmiş olan otokton durumundaki birimler daha sonraki tektonik fazda nap şeklinde hareket etmiş olabilmektedir.

Önce, Batı Toroslar'ın sorunları ve Batı Toroslar'la ilgili eski yorumu terkettiren veriler gözden geçirilecektir. Daha sonra Arap Platformu ile Kireçtaşı Ekseninin, napların gelişinden önce tek bir platform olduğunu söylememizi onaylayan stratigrafik benzerlikler ele alınacaktır. Son olarak da Kireçtaşı Ekseninin merkezi ve doğu kesimlerinin yapısal konumu, buradaki pencerelemlerin varlığı ve napların Maestrihtiyen'de aşmış oldukları gösterilecektir.

Batı Toroslar'ın Sorunu

Kireçtaşı Ekseninin formasyonları Batı Toroslar'da Göcek bölgesinden, Beydağları, Isparta bölgesi ve Göller bölgesini geçerek Anamur—Silifke dağlık bölgesine uzanan bir otokton oluştururlar. Bu bağıl otokton güney kanadında olduğu gibi kuzey kanadında da Kretase sonundan Miyosen'e kadar çeşitli aşamalarda yerleşmiş radyolarit ve ofiyolitikleri kapsayan naplar yer alır (Brunn ve diğerleri, 1970) (Şekil 6). Kuzey kanat üzerinde Likya napları (Colin, 1962; Graciansky 1972), Beyşehir—Hoyran Napları (Gutnic ve diğerleri, 1968) Hadım Napı (Blumenthal, 1951) ve Bozkır Birliği (Özgül ve Arpat 1973; Özgül 1976) yer almaktadır. Tüm bu naplar kuzeyden gelmektedir ve genel olarak iki grupta toplanabilirler: a) Uzak kökenli ve genellikle en üst yapısal bir konum gösteren radyo-

laritik ve ofiyolitik birimler (Likya'nın diyabaz ve serpantin napları, Huğlu napları ve Beyşehir—Hoyran peridotitleri, Bozkır radyolaritik ve ofiyolitik birimleri); b) Daha yakın kökenli ve birinci guruptakilere tektonik bakımdan daha alçak bir konum gösteren birimler. Bu birimler için en tipik yerler Köyceğiz, Bademli ve Hadim'dir. (Hadim; Blumenthal (1951)'in tanımladığı anlamda.) Bu ikinci guruptaki Birimler bağlı otokton ile birlikte ilksel olarak bir kireçtaşı önülkesi oluşturarak, radyolarit ve ofiyolitlerin güneyinde yer almaktaydılar.

Bağlı otoktonun güney kanadı üzerinde Antalya'nın ofiyolitli ve radyolaritli napları (Lefevre, 1967; Marcoux ve Poisson, 1972; Dumont ve diğerleri 1972; Juteau, 1974) ve allokon Alanya metamorfik masifi yer alır. Uzun yıllar bu napların kaynağı olarak bağlı otoktonun güneyi en uygun yer olarak düşünülmüştür. (Brunn ve diğerleri, 1970; 1971). Bu düşünce Mesozoyik sırasında Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenine ile Afrika—Arap önülkesini ayıran ofiyolitli ve radyolaritli "Pamfilliyen Havzası" kavramını doğurmuştur (Dumont ve diğerleri, 1972). Oysa, bu napların da diğerleri gibi kuzeyden geldiği, iki görüşe dayanılarak gösterilebilir. Birinci güneydeki napların Eo—Oligosen tektonik fazı sırasında bağlı otoktonun üzerinden aşmış oldukları düşüncesine karşı koyacak hiçbir veri yoktur (Ricou ve diğerleri, 1974). İkincisi ise malzeme bakımından bu naplarda dört tür birim ayırtlanabilir ve bu birimlerin nispi otoktonun kuzey kanadında eşdeğerleri vardır.

Platformun Paleozoyik ve Mesozoyik Birimleri: Üst Antalya napı ya da Tahtalı Dağ Birimi (Brunn ve diğerleri, 1971); bunların kuzeyde karşılığı olarak Hadim—Bademli türü birimleri vardır (Gutnic ve diğerleri, 1968; Brunn ve diğerleri 1970). Karabonifaj—Alt Permiyen'de ve Triyas'da regresif eğilimli dönemler dışında Paleozoyik'ten Maestrihtiyen'e kadar aynı fasiyeste istifler yer alır. Bu birimler stratigrafik olarak bağlı otoktona benzerler ve bunların napların geçişi sırasında koparılmış oldukları kabul edilebilir.

Radyolarit Birimleri: Bunlar iki alt birime bölünebilirler: a) Çataltepe birimi (Marcoux ve Poisson, 1972) ya da Alt Antalya napı; bu birim büyük ölçüde Senoniyen yaşta olan radyolaritleri taşır ve kuzeyde bunlara karşılık olarak Gümüşlü Birimi (Brunn ve diğerleri, 1970) ve Boyalıtepe Birimi (Gutnic ve Monod 1970) vardır.

b) Alakırçayı Birimi (Brunn ve diğerleri, 1971); bu birim Triyas yaşta lavları ve radyolaritleriyle karakterize olan Antalya napına aittir ve kuzeydeki Huğlu jasp tüfleri (Gutnic ve diğerleri, 1968) ve Beyşehir—Hoyran Triyas yastık lavlarına (Dumont ve diğerleri 1972) karşılık gelmektedir. Aynı fasiyeler son zamanlarda Marcoux tarafından (sözlü görüşme) kuzeyde Bozkır Birliğine bağlı olarak Ermenek bölgesinde tanımlanmıştır.

Taneli Ofiyolit Birimleri (Başlıca Peridotitik): Orta Antalya napına ait olan bu taneli ofiyolitlere (Juteau, 1974) kuzeyde Beyşehir—Hoyran ve Teke (Likya) peridotitleri karşılık gelmektedir. Tüm bu peridotitler blastomilonitik fasiyelerleriyle ve çok sayıda Doleritik daykılarla kesilmiş olmalarıyla oldukça belirgin ortak karaktere sahiptirler.

Metamorfik Birim (Alanya Masifi): Bunun kuzey kanatında karşılığı olarak Bolkar dağı masifi vardır (Argyriadis, 1974 a). Bu iki masifin bilinen bazı benzerlikleri vardır; hafif metamorfik çok büyük kireçtaşı kütlelerini (içinden Permiyen tanınmıştır) kapsarlar; Mesozoyik, yersel olarak Triyas ya da Üst Kretase dışında, bilinmemektedir; Permiyen'e bağlı metamorfik boksitleri kapsarlar; bu boksit yatakları aynı stratigrafi özellikleri ve kloritoid ve diyasporlu silis bakımından zengin olmalarıyla aynı mineralleşmeyi gösterirler. Argyriadis (1974 b) benzerlikleri

daha ayrıntılı olarak belgelemiştir; Paleozoyik ayrıntıda benzerdir; her iki masif transgressif Üst Kretase örtüsü bulundurmaktadır.

Kuzey ve güney napları arasında diğer bir ana benzerlik de her iki topluluğun Kretase sonundaki bir tektoniğe uğramış olmalarıdır. Bu özellik çok sayıda verilerle ortaya konmaktadır: taşınmış ofiyolit ve radyolaritli Kretase yaşta kırıntılar; metamorfik masifler üzerine uyumsuz transgresyonlar.

Bu denli benzerlik karşısında güney napları kuzey naplarla aynı kökenli olmamaları çok hayret verici olurdu. Bunların Psidie (Göller Bölgesi) nisbi otoktonunu aşarak uzaklara, daha güneye doğru ilerlediği kabul edilebilir. Bu arada güney napların nisbi otoktonun güneyinden kökenlendiğini ve dolayısıyla değişik bir havzadan geldiğini göstermek için çok sayıda veri ileri sürülmüştür. Bu veriler tek tek tartışılacaktır:

— Naplardan türeyen kırıntılı kayalar Beydağlarının doğu kanadında batı kanadında olduğundan daha yaşlıdır (Brunn ve diğerleri, 1970). Bu noktada her iki yorum arasında bir uyumsuzluk yoktur. Çünkü bize göre naplar kuzeydoğudan gelebilir.

— Beydağlarının güneyindeki çökeltme Miyosenden önce nap varlığını göstermektedir (Brunn ve diğerleri, 1970). Bu veri, napların güneyden gelebileceklerine tersine bizim göstermek istediğimiz gibi kuzeyden gelebileceklerini doğrulamaktadır.

— Göller bölgesinin nisbi otokton yüzeylemeleri nisbi otoktonun güneybatı kesimlerinde daha yaşlıdır, bu da napların tektonik öncesinde oldukça güneyde bulduklarını gösterecektir. Bu sav nisbi otoktonun güneybatı kısımlarının, ilksel paleocoğrafya konumlarını günümüzde de koruduklarını önceden kabul eder. Oysa Psidiyen bölgesi (Göller Bölgesi) basit bir antiklinal olmaktan uzak, üst üste bindirmiş yüzlerce kilometre boyunda önemli faylarla çok sayıda tektonik birime parçalanmıştır. Akseki'den geçen bir kesitte, tektonik devinimle üst üste gelmiş kireçtaşı ünitelerinin daha sonradan antiklin şeklinde kıvrılmış oldukları görülür (Şekil 7). Bu koşullarda güneybatı (Pirnos) birimler gerçekten naplar antiklinalinin en üst birimleridir ve antiklinalin çekirdeğinden daha iç kökenlidirler. O halde bunların kırıntılı kayalarının daha yaşlı olması Antalya naplarının iç kökenli olduklarını gösterir. Antalya radyolarit ve ofiyolitleri, Beyşehir—Hoyran ve Bozkır'ınkilerle denestirilebilir.

— Pamfilyen Havzasının kurulması (Dumont ve diğerleri, 1972) Göller bölgesi nisbi otoktonun güneybatı kısımlarının stratigrafik olarak Antalya naplarının radyolaritli birimlerine çok yakın olduğunu gösterir. Bu sav bir önceki ile benzer türdedir. Onun gibi bu da tersine çevrilebilir ve Antalya napları için iç (kuzey) kökene işaret edilebilir.

Dolayısıyla Antalya naplarının ve Alanya masifinin güney batı kökenli olduklarını destekleyen verilerin hiçbirisi kesin sınırlayıcı değildir; tam aksine bu savlardan en önemlileri napların kuzeyden Beyşehir—Hoyran naplarıyla birlikte ve aynı evrede geldiklerini göstermek için tersine kullanılmaya elverişlidirler. Buna, kuzey ve güney napların benzediği savi eklenirse tüm napların yalnızca kuzey kısımlarına Eo—Oligosen napları ulaşabilmiştir. Oysa güney kısımda bu sırada çökeltme uyumsuzluk olmadan Miyosen'e kadar devam etmektedir.

Batı Toroslar'da radyolaritik, ofiyolitik ve metamorfik birimlerin kökü, Toroslar'ın kireçtaşı Ekseninin kuzeyindedir. Tüm olarak ele alındığında kireçtaşı birimleri nisbi otokton rolü oynamaktadırlar. Bu kireçtaşı üniteleri tektonik devinimli üst üste bindirmiş ve karışmış olabilirler. Fakat bunları kabaca üç gruba ayırmak mümkündür. Birinci grup (Hadim—Bademli, Üst Antalya birimleri, Köyceğiz) Kretase sonunda ofiyolit napları ve yaban Hislerle örtülmüşlerdir. Bu grup Eo—Oligosende ofiyolitlerle birlikte ikinci grup üzerine, Miyosen sırasında da üçüncü grup (Göçek Beydağları'nın güneyi) üzerine bindirmiştir.

koşullara kavuşulur ve Kampaniyen'e kadar uzanan komprehansif neritik kireçtaşı çökelir.

Aladağ ve dolaylarında (Şekil 6) stratigrafik veriler nisbeten eski ve kabadır. Frech (1916) tarafından Belemelik masifinde ve Blumenthal (1952) tarafından Aladağ ve çevrelerindeki Zamantı suyunu da kapsayan bölgede tanımlanmış fasiyeler Devoniyen'den Üst Kretaseye kadar uzanır. Bu bölge Tufanbeyli yöresi ile büyük bir benzerlik gösterir. Ancak Aladağ'da Üst Triyas'ın Megalodontlu kireçtaşı fasiyesinde olduğunu belirtmek gerekir. Bu da bölgenin Tufanbeyli'de olduğundan daha erken bir Mosozoyik trasgresyonuna uğradığını gösterir. Blumenthal (1952) koprehansif kireçtaşı serisinin Üst Kretase'de Eosen trasgresyonundan önce sona erdiğini belirtmektedir. Belemelik masifinde komprehansif kireçtaşı serisi Maestrihtiyen kumtaşları ile sonlanmaktadır.

Batı Toroslar'la Aladağ arasında, Aslanköy—Namrun yöresinde ufak kireçtaşı istifleri, Kireçtaşı Eksenini temsil etmektedir (Şekil 6). Burada Kretase'nin son seviyeleri tanımlanmakta ve bu seviyeler komşu Belemelik bölgesiyle çok iyi denestirilebilmektedir.

Kireçtaşı Ekseninin doğu ucunda yer alan Munzur dağı (Şekil 6) Nebert (1959)'e göre Üst Triyas—Liyas'tan Kretase'ye kadar devam eden ve daha sonra Kurtman (1967) tarafından Globotruncana of. stuarti'li Üst Senoniyen'e kadar uzandığı saptanan Mesozoyik kireçtaşı istifinden oluşmaktadır. Özgül ve diğerleri (1973) nasifin tümünü ele alan çok kısa bir özette istifin Liyas'tan Üst Kretase'ye kadar devam ettiğini yeniden belirtmişlerdir.

Akkuş (1970) Darende dolayındaki ufak yüzeylemeleri tanımlarken bunların burada Tufanbeyli'den Munzurulara doğru uzanan tek bir kireçtaşı yapısının ufak parçaları olduğunu düşünmekteydi. Özgül ve diğerleri, (1973); Özgül ve Arpat (1973) Aladağ, Tufanbeyli ve Munzur dağı arasındaki benzerliklere değinmektedirler.

Gerçekten de Munzur dağını Toroslar'ın Kireçtaşı Ekseninin bir Tersiyer örtüsü ve napları altında kaybolduktan sonra yeniden yüzeye çıkışı olarak kabul etmek uygun görülmektedir (Şekil 3). Bu masifte sadece Mesozoyik bilinmekte olmasına karşın, bu Mesozoyik Toroslar'ın tüm Kireçtaşı Eksenini boyunca ve Arap Platformunda rastlanan komprehansif kireçtaşı serisinin karakterini taşımaktadır. Daha sonra değinileceği gibi yapısal konumunda aynıdır.

Özgül ve Arpat (1973) m da göstermiş oldukları gibi Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenini batı ile doğu arasında tüm olarak karşılaştırılabilirlikleri gibi bu karşılaştırma Kambriyen'den Kretase sonuna kadar Arap platformu ile de yapılabilmektedir. Şu halde bu farklı istiflerin benzerlikleri göz önüne alınarak yukarıda belirtilen süre içinde, bunların tek bir platformu oluşturduklarını düşünmek akla yatkındır. Yapısal istiflenmenin de bu düşünceye ters düşmediği Batı Toroslar'da gösterilmişti; şimdi bu düşünce Orta ve Doğu Toroslar için doğrulanmaya çalışılacaktır.

Orta ve Doğu Toroslar Sorunu

Bu bölgede, radyolaritli ve ofiyolitli naplar Kıbrıs'a ve Kenar Kıvrımlara Maestrihtiyen'de ulaşmışlardır. Bu durumda yaş konusunda sınırlayıcı bir koşul ortaya çıkmaktadır: Kireçtaşı Eksenini'ne yakın serilerin görece bir otoktonun yapısal durumunu taşıdığını göstermek yeterli olmayacaktır. Aynı zamanda buradaki stratigrafik istiflerin, napların yerleşme zamanı olan Maestrihtiyen'den yukarı çıkmadığını da göstermek gerekecektir. Çünkü kuzeyden gelen naplar kenar kıvrımlarına ulaşmadan önce bu pencerelerden geçmek zorundadırlar. Bu amaçla sırasıyla Aslanköy—Namrun—bölgesi Aladağ—Tufanbeyli'nin ve Munzuruların kireçtaşı masifleri incelenecektir.

Aslanköy—Namrun Bölgesi : Batı Torosların çeşitli birimleri doğruya doğru Silifke—Karaman bölgesinin düşük eğimli

Miyosen'i altında kaybolurlar. Mersin dolayında Miyosen örtüsünün altında, metamorfik Bolkar dağının güneyinde, küçük bir kireçtaşı masifi yeniden gözükür. Bu masif Arslanköy doğusundan Namrun'a kadar uzanır ve güneyden ofiyolit, radyolarit ve kireçtaşı bloklarının yüzeylemeleriyle sınırlanır (Şekil 8).

Bu küçük kireçtaşı masifi 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında Jurasik—Kretase olarak gösterilmiştir; Blumenthal (1960—1963) Namrun'dan çok uzak bulunmayan Sebilköy bölgesinden bir kesit vermektedir ve burayı Kırmızı Senoniyen altında yer alan Kretase kireçtaşının bir antiklinali olarak tanımlamaktadır. Ofiyolitlerle dokanağı incelendiğinde (daha sonraki bölümlere bakınız) serinin Rudist kırıntılı ve Orbitoides'li kireçtaşlarıyla sona erdiği gözlenir; ofiyolitler ise Globotruncana'lı ince dokulu kırmızı kireçtaşlarının ve daha sonra da koyu yeşil kumtaşlarının üzerinde yer alırlar. Blumenthal, (1963) bu Kretase'yi Bolkar dağından önemli bir kırık çizgisiyle ayrılmış olmasına ve Bolkar dağı masifinin daha kuzeyde bilinen Kretase örtüsünden farklı olmasına karşın bu Kretase'yi metamorfik Bolkar dağı masifinin örtüsü olarak görmek istemekteydi. Biz üç nedenden dolayı Blumenthal'ın bu görüşünü benimsemiyoruz. Bir kere Kretase antiklinaline ve onun Oligosene sokulan örtüsüne göre Bolkar dağı metamorfik masifi topografik olarak yüksektedir, (ya da hakim durumdadır). Bolkar dağı ile Kretase antiklinalini ayıran bu eğilti önemli bir tektonik dokanağın belirtilerini taşımaktadır. Diğer yandan ise bu istif Blumenthal'ın Bolkar dağı üzerine trasgresif olarak bulunduğunu belirttiği Maestrihtiyen'den farklıdır. Aynı zamanda bu masif kütle bizim bulduğumuz fosilli metamorfik Senoniyen (Globotruncana gr. Linnei—Lapparenti) den de farklıdır ve son olarak bu bölgeye yanal yönde komşu Belemelik bölgesinde metamorfik olmayan Paleozoyik ile uyumlu Mesozoik ve bunun en üst seviyelerini oluşturan Kretase ile çok büyük benzerlikler göstermektedir. Bu kireçtaşı masifinin güney kanadı boyunca Mersin—Arslanköy kara yolunun birkaç on kilometrelik bölümünde ofiyolitlere ve ofiyolit—radyolarit kireçtaşı bloklarından oluşmuş bir melanja göre nisbi otokton konumunda olduğu gözlenir. İyi bir kesit bu yolda Kavaklıpınar köyü yakınında görülür (Şekil 9). Aşağıdan yukarı, Maestrihtiyen'e ait üç ana kaya türü görülür. Birincisi, Güneye eğimli ve Rudist kırıntılı düzeylerle sona eren ve Orbitoides media, Siderolites calcitropoides içeren kireçtaşı, ikincisi, bu kireçtaşları üzerine gelen ve bir kaç metre kalınlıkta, kırmızı renkli ve dokulu Globotruncana'lı (G. arca, G. calciformis, Gr. gr. Stuarti) kireçtaşı ve sonuncusu, bunların üstünde ince lav kırıntılı içeren, 20—25 m. kalınlığında yeşilimsi kumtaşlarıdır. Bu üç birimden oluşan istif tektonik olarak yinelenmekte, fakat bu kez yeşil kumtaşları da kireçtaşı bloklarıyla belirlenen bir tektonik dokanak üzerinde garbo ve peridotit kütlelerini taşımaktadır. (Şekil 9).

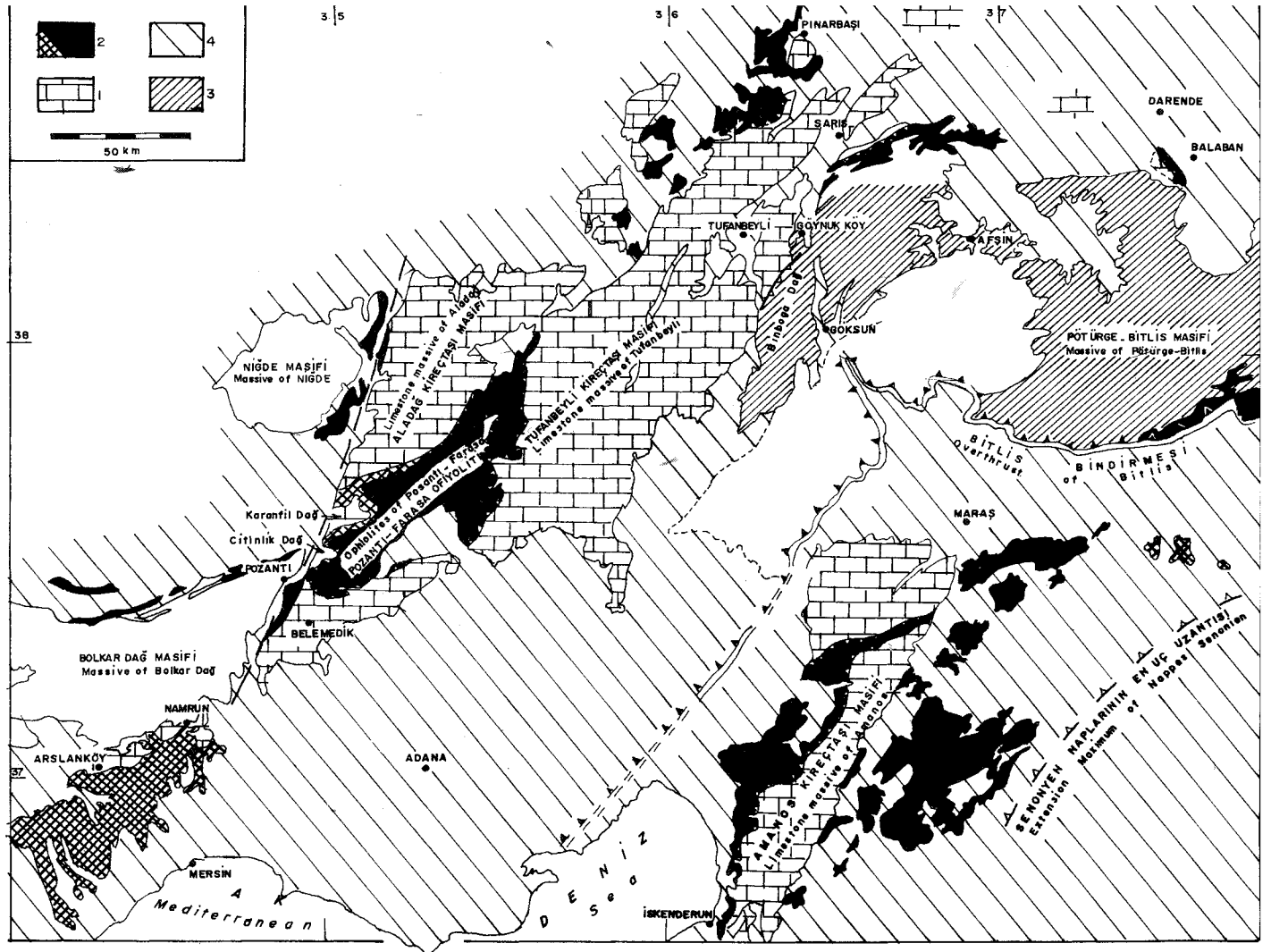
Miyosen, Bolkar dağından ofiyolitlere kadar formasyonların tümünü uyumsuzlukla örtmektedir. Bunun altında yer yer başlıca çakıltaşlarından oluşan bazan kireçtaşı masifi bazan da ofiyolitler üzerinde yer alan ve Oligosen'e sokulan seviyeler görülmektedir. Şu halde ofiyolitlerin otokton kireçtaşı üzerinde yer alma yaşı Üst Senoniyen'den Oligosen'e kadar olan bir aralık içinde olmalıdır. Bolkar dağı ile bu kireçtaşı masifinin birbirine yaklaşması daha sonra gerçekleşen Miyosen öncesi bir olaydır.

Aslanköy—Namrun kireçtaşı masifi, radyolarit ve ofiyolit naplarına göre gerçek bir nisbi otokton konumdadır. Bu bölgede napların yerleşme yaşı ofiyolitli yayda ve Kıbrıs'ta aynı napların Maestrihtien olan yerleşme yaşı ile çok iyi uyumaktadır. Şu halde burada batı Toroslar içinde uyguladığımız gibi Arap çevresi malzemesine ait bir pencerenin görülmekte olduğu söylenebilir.

Pozanti ve Darende Arasındaki Kireçtaşı Eksenini: Aladağ ve Tufanbeyli bölgelerinde Toroslar'ın kireçtaşı serileri, Pozanti—Faraşa'nın KD—GB genel doğrultulu büyük ofiyolit masifinin çevresinde ve hatta sinesinde büyük ölçüde yüzeylenmektedir. Bu ofiyolitlerin güney ve doğu kanatlarında Tufanbeyli'nin kireçtaşı masifi yüzeylenmektedir; bu masif güneybatıya, Pozanti koridoruna kadar Belemelik kireçtaşı masifi aracılığıyla uzanmaktadır. Tufanbeyli masifi kuzeye doğru Pınarbaşı dolaylarına kadar uzanır; bu masifin kuzeyden güneye doğru Belemelik masifine kadar kademeli olarak yeralan çok sayıda uyduları (Karanfil dağı, Citinlik dağı) vardır. Ofiyolitlerin bağrında da Aladağ ve Tufanbeyli arasında Zamantı Suyu boyunca ufak kireçtaşı masifleri yüzeyler.

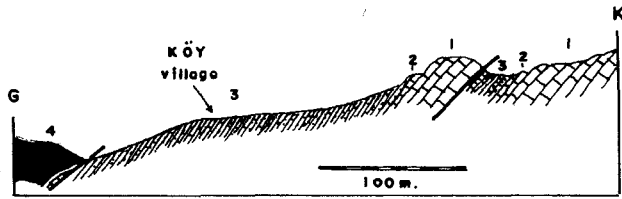
Blumenthal (1952) ofiyolitleri, Mesozoyik kireçtaşları içinde Eosen trangresyonundan önce yerleşmiş intrüzyonlar olarak yorumlamıştı. Birkaç yıl sonra, Metz, (1956) ofiyolit-

rin Aladağ ve Karanfil dağı kireç taşlarının üzerine ezilmiş radyolaritlerden oluşmuş bir taban aracılığıyla tektonik olarak yerleşmiş olduğunu belirtmekteydi. Blumenthal (1960—1963) kireçtaşlarıyla ofiyolitler arasındaki dokanakların ilksel konularına ilişkin bazı kuşkularını belirtti, Metz ve Blumenthal'ın harita ve kesitlerine bakıldığında, Aladağ'dan ve kuzeyde zamantı suyundan güneyde Belemelik'e kadar bu kireçtaşı masiflerinin antikalinal konumunda oldukları görülür. Ofiyolit kütlesi her zaman kireçtaşı antikalinallarının en üst seviyeleri üzerinde yer almaktadır. Dokanak, değişebilen ancak genellikle birkaç yüzmetrelik tektonik bir taban ile belirlenmektedir. Bu tektonik taban ofiyolitlerin altında yeralan kireçtaşı serisinden koparılmış ekaylardan ve radyolarit serisine ait parçalardan oluşmaktadır. Şu halde kireçtaşı masifleri, genellikle peridotit ve bazan gabro bileşimli ve tabanında radyolaritli serilerin parçalarını da bulduran bir nap altında, antikalinal pencereleri şeklinde görülmektedir.



Şekil 8. Orta Toroslar yapısal şeması. 1— Otokton Mesozoyik kireçtaşları, 2- Ofiyolit ve Radyolarit, 3- Metamorfite, 4- Tersiyer, posttektonik.

Figure 8. Structural schema of the Central Taurus. 1— Mesozoic autochthonous limestones, 2— Ophiolite and radiolarites, 3— Metamorphites, 4— Post tectonic Tertiary formations.



Şekil 9. Aslanköy kesiti. 1— Kretase kireçtaşları, 2 — Maestrihtiyen pembe pelajik kireçtaşı tabakaları, 3— Yeşil kumtaşları, 4— Ofiyolitler.

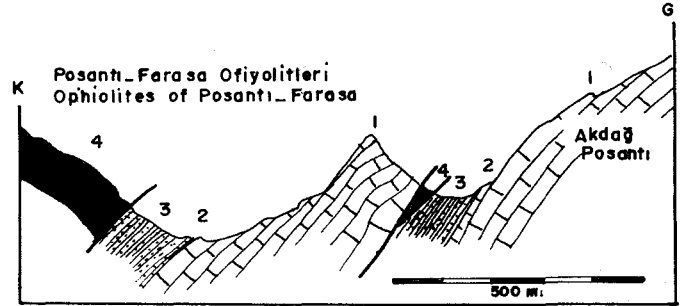
Figure 9. Aslanköy section, 1— Cretaceous neritic limestone, 2— Maestrichtien pelagic pink limestones, 3— Green sandstones, 4— Ophiolites.

Ofiyolitlerle kireçtaşı serisi arasındaki dokanağı incelerken özellikle Belemelik masifinin kuzey kanadı (Pozanti'nin Akdağı ve Bozsivri Dağı) ile ilgilendik. Çünkü Blumenthal bu bölgede dokanakta Eosen olarak yorumlanabilecek kırıntılı seviyelerin varlığına değinmekteydi; oysa diğer dokanıklarda yalnızca Kretase'nin varlığı bilinmekteydi. Bu çok önemli bir nokta idi; eğer kireçtaşı serisi Eosen'e kadar kesiksiz olarak devam etmekte ise bu bölge Senoniyen'de yerleşmiş Arap Ofiyolitli Yay'ının naplarına bir tektonik pencere görevini göremezdi.

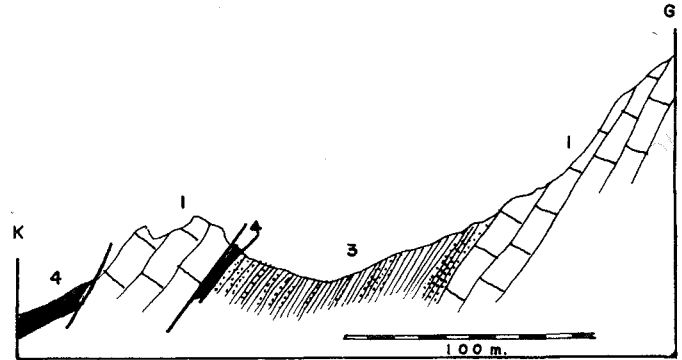
Masifin kuzey kanadına özellikle Karagözdere madenlerine giden Pozanti—Gökbeş köyü yoluyla ulaşmaktadır. Kalın kireçtaşı serisinin son seviyeleri bu bölgede ofiyolitlerin altına kuzeydoğu eğimlidir, ve İtoluk Gediğinden Soğanoluk Yaylasına kadar bir kaç kilometre boyunca izlenebilmektedir. Buradan çok sayıda kesitler yapılmıştır (Şekil 10). Komprehansif kireçtaşı serisinin son tabakaları Rudist kalıntıları bakımından zengindir ve Orbitoides media, Siderolites calcitrapoides bulunmaktadır. Bu istif önce beyazımsı daha sonra kırmızı, birkaç metre kalınlıkta genellikle Globotruncana (G. arca, G. linnei, G. stuarti, G. contusa) bakımından çok zengin ince dokulu kireçtaşlarıyla sona ermektedir. Bunların da üstünde, yeşilimsi ya da siyah palitlerle arakatlı, yeşilimsi renkte, ince ile çok ince taneli, radyolarit ve yeşil taş (lav parçacıkları plajiyoklas ve piroksen taneleri) kırıntılılarından oluşan kumtaşları yer alır. Bu kumtaşları 50—100 m. kalınlıkta gözükmekte ve üst seviyelerinde anormal bir dokanıklarla sona ermektedirler. Çok kıt fosilli olmasına karşın bu birimde Globotruncana ve Orbitoides bulabildik. Bu fosillere göre birime Maestrihtiyen yaşı verilebilmektedir.

Tüm bunların üzerinde anormal dokanıklarla bir kireçtaşı ekayı yer alır; ekayın tabanında ezik serpantinler göze çarpmaktadır. Bu kireçtaşı ekayı kumtaşlarıyla daha üstte yer alan ofiyolitli kütle arasında kesikli olarak yer yer yüzeylenmekte ve özellikle Cilgoro Dağını oluşturmaktadır. Bu ekayın da üst seviyelerinde Globotruncana'lı kırmızı tabakalar ve onların da üstünde yeşil kumtaşları yer almaktadır; dolayısıyla bu ekay otoktondan koparılmış büyük bir kütle olarak kabul edilebilir.

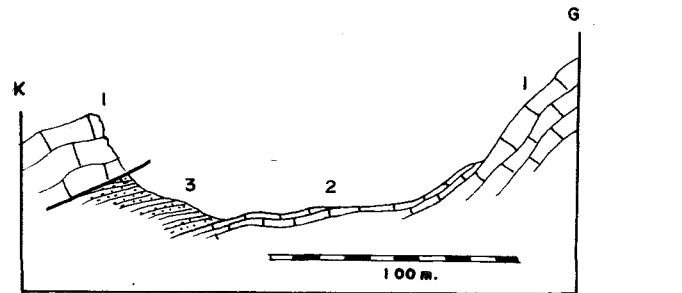
Blumenthal'in haritasında Eosen olarak gösterilmiş olan seviyeler İtoluk Gediğinden Soğanoluk Yaylasına kadar yayılan yeşil Kumtaşı birimine tümüyle karşılık gelmektedir. Bu yeşil kumtaşlarını bütün yüzeyleme boyunca dikkatle inceledik ve örnekledik fakat Tersiyer yaşta fosile hiç bir zaman rastlamadık, tam tersine itoluk Gediği kesitinin son 50 santimetrelik bölümünde Globotruncana lapparenti bulduk (Şekil 10 B). Üstelik Soğanoluk Yaylası kesitinin üstünde yeşil kumtaşlarının son yirmi metresi herbiri 3 m kalınlıkta iki kireçtaşı ara tabakası bulundurur ve aynı kesitte biraz daha yukarıda gabro ve radyolarik çakıllı 5 m kalınlıkta bir çakıltaşı seviyesi yer alır (Şekil 10). Kireçtaşı ara tabakalarından üstte olanı rudist kalıntıları



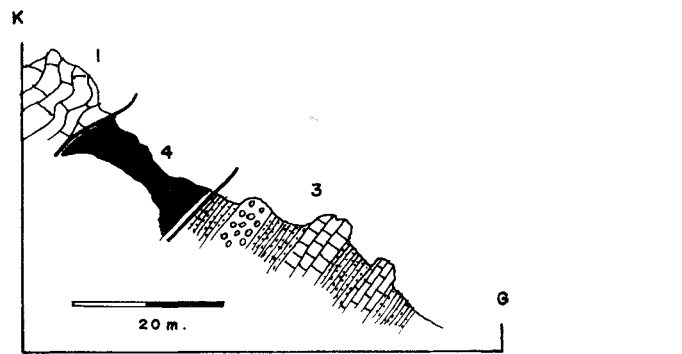
A : GENEL KESİT - General Section



B: İTOLUK GEDİK KESİTİ - İtoluk Gediği Section



C: İTOLUK G.İNİN 1 km. DOĞUSU - 1 km. E of İtoluk Lake



D: SOĞANOĞLU YAYLA KESİTİ - Soğanoluk yaylası Section

Şekil 10. Akdağı—Pozanti kesitleri. (Lejand Şekil 9'daki gibi)

Figure 10. Section through the northern flank of the Pozanti Akdağı. (Same legend as Figure 9)

bakımından zengindir, ve *Orbitoides media*, *Siderolites* sp. bulundurmaktadır. Dolayısıyla istifin üst seviyelerini oluşturan bu kesimde Eosen'in varlığı sözkonusu değildir.

Kireçtaşı serisinin son seviyelerinin yaşları ve stratigrafik bileşimleri görüldüğü gibi Arslanköy'ünkü ile aynıdır ve üstelik burada Paleozoyik'ten beri bilinen bir kireçtaşı kütleline de bağlıdır ve bu durum bize Arap platformu ile karşılaştırma yapmak için dayanak sağlanmaktadır.

Belemedik kireçtaşı masifinden kuzeye doğru gidildiğinde ofiyolit masifi altından yer yer ufak kireçtaşı antiklinallerinin yüzeylediği görülmektedir. Ecemiş çayı ile kesilen Çitinlik Dağının oldukça yayvan antiklinal benzerleri yapıları arasında yer yer radyolarit kütlelerine rastlanır; ancak daha kuzeye gidildiğinde Karanfil dağı çevresinde ve Aladağın G kanadı üstünde bu radyolarit kütleleri önem kazanmaktadır. KKD—GGB uzanımlı Ecemiş koridoru tüm bu yapıları enine keser ve aynı yönde karmaşık faylanmalarla tüm yapının bu koridora doğru birdenbire eğim kazandığı izlenmektedir. Ecemiş koridoru sol yanallı bir fay olarak yorumlanmıştır.

Bir senklinal durumda olan Pozantı—Faraşa ofiyolitlerinin diğer yanında kireç taşları Tufanbeyli masifinde yeniden ortaya çıkarlar. Masifin kuzey kanadı üzerinde istifin son seviyeleri Soğanlı Dağı kireçtaşı ekayı da kuzey kanadı üzerinde Pınarbaşı dolayında ofiyolit ve radyolaritlerle örtülmüştür. Daha da kuzeyde ufak kireçtaşı masifleri antiklinaller halinde ofiyolitlerin altından yüzeyler. Pınarbaşı'nın doğusunda Eosen masiflerin üzerinde yatay bir örtü oluşturur.

Tufanbeyli kireçtaşı masifinin güney ve doğu kanadı üzerinde Binboğa dağlarında Pütürge—Bitlis masifinin batı ucunun metamorfik kireç taşları fazla uzak olmayan bir bölgede incelenmiştir. Göynük köyünün birkaç kilometre ötesinde dokanağı izleyen yol boyunca iyi bir kesit görülmektedir. Bu kesitte Tufanbeyli kireçtaşı serisi 30° lik bir eğimle güneydoğuya mermerlerin altında dalmaktadır. Kireç taşlarının son seviyelerinde Senoniyen'i gösteren *Chrysalinide* sp., *Pseudochrysalidina conica*, *Cisalveolina*, *Prealveolina* ve *Prealveolina cretacea* bulunmuştur.

Kuzeydoğuya doğru, serpantinlerin bu dokanakta sıkışmış oldukları uzaktan görülmektedir. 30 km kadar kuzeydoğu Sarız—Aşın yolunda bu serpantin yeniden katedilmiştir. Bu bölgede, içinde *Calpionella* bulduğumuz (breşli bir kireçtaşında) Mesozoyik kireçtaşları güney—güneydoğuya doğru, ofiyolitli ve ezilmiş radyolaritli bir melanjın altına dalar ve bu dokanakta yer yer kireçtaşı bloklu bir dilim yer almaktadır. Biraz daha güneyde metamorfikler yüzeylenmektedir, ancak burada dokanak açık bir şekilde izlenmemiştir.

Tufanbeyli masifi doğu dokanağı boyunca hemen hemen yatay bir Eosen örtüsü altında kaybolmaktadır. Bu örtü doğuya doğru oldukça uzaklara kadar devam etmektedir ve bunun altında yer yer kireçtaşları ve ofiyolitler, örneğin Akkuş (1971) tarafından Darende bölgesinde incelenmiş olduğu gibi, ortaya çıkmaktadır. Akkuş'un (1971) tanımladığı gibi ancak jurasik ve Kretase kireçtaşları yüzeylenmektedir. Fakat sondajlarda istifin Permiyene kadar uzandığı izlenmiş ve Tufanbeyli yöresiyle denştirilmiştir.

Balaban güneyinde bu kireçtaşları KB—GD doğrultulu bir antiklinal oluşturmaktadırlar. Bu antiklinal güney kanadında transgressif Eosen ile ve kuzey kanadında ofiyolitlerle örtülmüştür. Yenicesoğul köyü dolaylarında bu kireç taşlarının 50—60° ile kuzeye daldığı görülür (Şekil 11). En üst seviyeleri Senoniyen'i gösteren *Orbitolinaconcaea quattrica* bulundurmaktadır. Bunların üzerine molozla gizlenmiş anormal bir dokanak ile 20° ile 50° arasında eğimli açık renkli, taneli kireçtaşları yer almaktadır. Bu kireçtaşları ufak banklar halinde ayrılmakta ve radyolaritlerle arakatlıdırlar; pembemsi renkli en üst seviyelerinde *Triyas*'ı temsil eden *Halobia* bulunmuştur. Bu formasyonların

üzerinde bölgede "ammonitica — rosso" fasiyesinde bazı kireçtaşları yer almaktadır. Daha da üstte, köyün çevresinde, lavlarla birlikte serpantin ve gabrolardan oluşmuş bir kütle yer almaktadır. Bu sonuncuların üzerinde Meastrihtiyen yaşlı sarı kireçtaşları yer almaktadır. (Akkuş, 1971).

Birkaç km. doğuda, asfalt yoldan fazla uzak olmayan bölgede serpantin çakıllarını ve dev rudistleri kapsayan Meastrihtiyen resifal kireçtaşları, serpantinlerin üzerinde ve bir transgresyonu gösterir biçimde yer almaktadır. Meastrihtiyen ise bir aşınma aşamasından sonra fakat açılal uyumsuzluk göstermeden transgressif Eosen ile örtülmüş bulunmaktadır.

Akkuş (1971) tarafından tanımlanmış Mesozoik kireçtaşı bu çalışmadan önce yapılmış 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nda Eosen ile karıştırılmış bulunmaktadır.

Darende bölgesinde Tersiyer'in posttektonik özelliği çok büyük bir açıklıkla görülebilmektedir. Otokton kireçtaşları ile ofiyolitli ve radyolaritli napların üzerinde yer yer Meastrihtiyen'den başlayan bir örtü yer almaktadır. Batıda Tufanbeyli masifi dolayında başlayan bu örtü genellikle düşük eğilimlidir. Doğuya doğru Van Gölü yakınlarına kadar devam eder. Bu örtünün Hekimhan ofiyolitlerini (Burada transgresyon Meastrihtiyenle başlar) Malatya dolayında Pütürge Metamorfik Masifini ve Keban Metamorfik Masifini (her iki metamorfik masifte elde edebildiğimiz ilk fosilli seviyeler Üst Eosen'e karşılık gelmektedir) örttüğü gözlenmiştir.

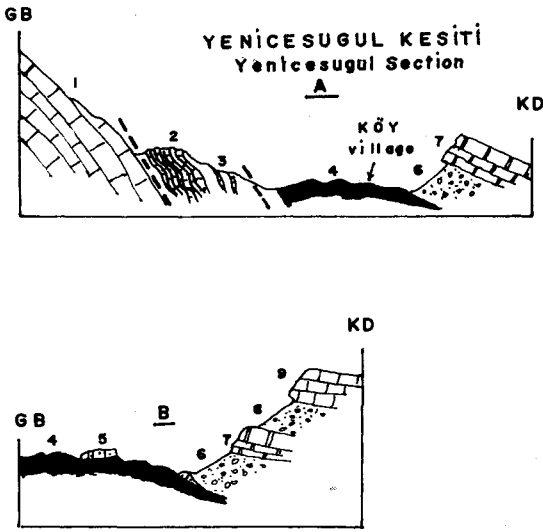
Tufanbeyli Masifinde Eosen ile ofiyolitler arasında bir dokanak görülmemiştir. Burada Eosen otokton kireçtaşı serileri üzerinde transgressif tir ve ofiyolit ve radyolarit çakıllarını kapsar (Özgül ve diğerleri, 1973).

Aladağ Masifi için de bu geçerlidir. Maden Boğazı vadisi içinde Kaleboynu sivileri üzerinde Blumenthal (1952) tarafından tanımlanmış Eosen yer almaktadır. Burada Aşağısivri mevkiinde Aladağ masifi transgressif olarak Eosen çakılı kapsayan çakıltaşları ile örtülmüştür. Burada Nummulitesli, Assilinalı ve Pellatispiralı Eosen, karst dolgusu biçimindeki kırmızı kireçtaşları görünümündedir; Yukansivri mevkiinde ise Alveolinalı, Nummulitesli kireçtaşı tabakalarıyla açılal uyumsuzlukla örtülmüştür. Üst Lütisiyen—Üst Eosen (Fabianalı) tabandan birkaç metre yukarıda bulunmuştur. Bunlarla birlikte gabro ve radyolarit çakıllarına kırmızı çakıltaşlarına da rastlanmaktadır.

Miyosen Transgresyonu batıda doğuya doğru Belemedik Masifini, Pozantı—Faraşa ofiyolitlerini, Tufanbeyli masifini ve düşük eğimli Eoseni örtmektedir. Arslanköy—Namrun bölgesinde gözlediğimiz aynı Miyosen Batı Toroslarda Silifke—Karaman—Konya'dan başlayıp doğuda Van Gölü kıyısına kadar devam etmektedir.

Ecemiş koridorundan Darendere'ye kadar yaygın olarak yüzeyleyen kireçtaşı masifleri radyolaritli ve ofiyolitli naplara ve metamorfik Pütürge masifine göre nispi otokton oluşturmaktadır. Malzemeleri Kambriyen'den Üst Kretaseye kadar tümüyle Arap platformu ile aynıdır. Tektonik öncesi son seviye Meastrihtiyen yaşlı verilebilmiştir. Eosen ve yer yer Meastrihtiyen, ilk posttektonik seviyelerdir. Napların yerleşme yaşı duyarlı olarak saptanabilmiştir. Arap ofiyolit Yayın naplarının önülkeye gelişile tamamiyle bağdaşmaktadır. Sonuç olarak bu bölgede tüm kireçtaşı masiflerinin Arap önülkesinin yeniden yüzeylemiş pencereleri olduğu sonucu ortaya çıkar.

Munzur Dağından Tufanbeyli kireçtaşı masifinin doğusunda kadar Tersiyer ve yer yer de Üst Meastrihtiyen yaşta yatay bir istif yer alır. Bu istif doğuda Van Gölü kıyısına kadar uzanmakta ve kuzeyde Munzur Dağının kireçtaşı masifinin kenarında sona ermektedir. Bu kireçtaşı masifi 100 km uzunlukta olup aşağı yukarı hemen her tarafından ofiyolitlerle çevrilmiş bulunmaktadır. Masifin kuzey cephesinin biraz ötesinde Kuzey Anadolu Fayı ve daha ötede tamamiyle değişik bir



Şekil 11. Darende yöresinde Yenicesu kesitleri. 1— Kretase kireçtaşı, 2- Pelajik kireçtaşı, 3— Halobiyalı kireçtaşı, 4- Ofiyolit, 5- Maestrihtiyen kireçtaşı (Rudistli), 6— Konglomera Maestrihtiyen, 7— Maestrihtiyen kireçtaşı, 8— Konglomera Eosen, 9— Eosen kireçtaşı.

Figure 11. Yenicesu section near Darende. 1— Cretaceous neritic limestone, 2— Pelagic limestone, 3— Triassic Halobia limestone, 4— Ophiolites, 5— Maestrichtian conglomeratic limestones with rudists, 6— Maestrichtian conglomerate, 7— Maestrichtian limestone, 8— Eocene conglomerate, 9— Eocene limestone.

tarihçesi olan Pontid ülkesi yer almaktadır. Burada Toridler ve Pontitler daha önce çeşitli yazarların da değindiği gibi Anadolu'nun orta kısımlarındaki metamorfik masifleri (Menderes—Kırşehir) araya girmeden doğrudan birbirine yaklaşmışlardır.

Masif hemen her tarafında ofiyolitlerle çevrilmiştir. Yerel olarak güneybatı kanadında Keban Metamorfik masifine ait Permian yaşta metamorfik kireçtaşları ile dokunaklıdır. Masifin Kuzey kanadında Bergougnan (1975) kireç taşlarının sistematik olarak ofiyolitlerin altına daldığını belirlemektedir. Biz güney yamaçta da simetrik bir konum gördük; kireçtaşlarının özellikle Ovacık Ovası boyunca ofiyolitlerin altına daldığı çok açık bir biçimde görülmektedir. Şu halde Munzur dağı kireçtaşları, kendilerini hemen hemen uyumlu olarak örten ofiyolitler altında antiklinal şeklinde gözükmektedir.

Kemaliye güneyinde, Fırat'ın düzlüğe çıkışında Keban metamorfik masifinin metamorfik kireçtaşları Munzur dağı kireçtaşlarıyla doğrudan dokanakta bulunmaktadır; batı yakada konum karışıktır. Burada metamorfitler, radyolaritli ve ofiyolitli bir melanj ve Munzur kireçtaşları birkaç kez katedilmektedirler. Doğu yakada ise bu kireçtaşları güneye doğru metamorfik kayaların altına dike yakın açıyla dalmaktadır; burada dokanakta ofiyolit yoktur, ancak 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında daha doğuda kireçtaşları üzerinde yeralanlarla bağlanabilmektedir. Metamorfik kayalarla ofiyolitler arasında daha değişik çeşitli ilişkilerin gözlenebileceğine de burada değinmek gerekir, bu ofiyolitler Divriği ve Keban bölgesinde metamorfitler üzerinde de yer alabilmektedirler.

Kemaliye'nin kuzeyinde Fırat vadisini uzaktan izleyen yol Munzur antiklinaii üzerine çıkmaktadır. Burada ofiyolitlerin, Albo—Apsiyen fosilleri içeren kireçtaşları üzerinde yer aldığı bir-

kez daha görülebilmektedir. Daha ötede masifin kuzeyindeki, Bergougnan (1975) tarafından tanımlanmış olan alçak bölgeye girilmektedir.

Munzur dağının kireçtaşları üzerinde bazı küçük Eosen yüzeylemeleri vardır. Oysa eteklerinde bu Eosen metamorfitler ve serpantinler üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Nebert (1959) Eosen'in Mesozoyik komprehansif serisine ait olduğunu düşünmekteydi; ancak daha sonra Kurtman (1957) bunun tersine bir Laramiyen fazının varlığını belirtmiştir. Bergougnan (1975) masifin kuzey kanadı üzerinde otontonun ve napların, transgressif Eosen altında kaldığını belirtmektedir. Oligo—Miyosen ise tüm birimlerin üzerinde açık olarak transgressiftir.

Şu halde Munzur dağında Toros Kireçtaşı Ekseninin diğer yüzeylemelerinde olduğu gibi aynı malzeme ve yapısal durum izlenebilmektedir. Bu durum Munzur dağlarının, metamorfik kayalar ve ofiyolitli naplar altında, Arap Çevresi malzemesinin bir penceresini oluşturduğu yargısına varmaya olanak tanımaktadır.

Napların yerleşme yaşı, bu masifin Arap Ofiyolitli Yayının gerisinde bulunmasını gerektirir. Tam bir Laramiyen fazından çok Darend ve ofiyolitli Yay ile karşılaştırma sonucu Maestrihtiyen içi bir faz gerekmektedir.

Sonuç olarak Torosların Kireçtaşı Ekseninin tümü boyunca Arap platformununkilere benzer serilerin yeniden ortaya çıktığı görülmektedir. Bu seriler Türk Kenar Kıvrımları boyunca aynı Arap platformu üzerine diğer bölgelerde de çıkmış olan metamorfik kayalar, ofiyolitli ve radyolitli naplar için bir tektonik taban görevi görmektedir. Pencerelemlerin varlığı sonucunu çıkarabilmek için doğu Toros'larda tektonik olarak örtülmenin, Ofiyolitli Yay Naplarının yerleşme yaşı ile bağdaştığını göstermek gerekir ki bu koşul yerine gelmiştir.

Şu halde Torosların kireçtaşı eksenini Arap—Afrika çevresinde Arap platformuna ait pencerelemler dizisi olarak kabul edilebilir. Yay naplarının cephesi ile kuzeyde Aladağ ve Munzur dağlarındaki pencerelemler arasındaki anormal olarak örtülü kısım 200 km kadar genişliktedir. Hatta bu uzaklık Pliyosen sırasında Bitlis şarşı ve Türk Kenar Kıvrımları boyunca 100 km dolayında olduğu düşünülen tektonik yaklaşımdan da sonra gözükür uzaklıktır.

Kireçtaşı masiflerinin pencerelemler şeklinde görülen genel konumu bunların çeşitli birimlerinin bazen birbiri üstünde naplar şeklinde, örneğin Batı Toroslar'da Psidiyen kolunda olduğu gibi, yığılmasını engellemez. Kireçtaşları radyolarit ofiyolit ve metamorfik kayalardan oluşan aliohton örtülerin tümüne göre pencere rolü oynamaktadır. Allohtonların tümünün kökleri Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenine göre daha kuzeyde bulunmuş olmalıdır. Bu çeşitli allohton birimlerin birbirlerine göre ilksel konumları pek açık değildir. Ancak Batı Toroslar'da

- çalışmalar nisbi otoktonun kireçtaşlarıyla radyolaritli seri-lerin arasında geçişli bulunduğunu göstermektedir ki bu da radyolaritli serilerin diğer allohton birimlerine göre daha yakın olduğunu gösterir.

Toroslar'ın Kireçtaşı Eksenini pencerelemler dizisi şeklinde yorumlamak Toroslar'la ilgili bilinen verileri tümüyle doyurucu olarak birleştirmeğe olanak vermektedir. Bu yolla Ege Denizi'nden Doğu Türkiye'ye kadar bu kuşağın yapısıyla ilgili genel bir görüş elde edilmektedir. Bunu söylerken aslında harita üzerinde yüzeylemelerin çok karmaşık bir görünümde olduğu göze çarpar; bu görünüş pencerelemlerin varlığından ileri gelmektedir. Ofiyolitleri kireçtaşı otokton üzerine ilk kez yerleştiren tektoniğin yaşı olan Kretase sonu Anadolu'da da Dinaridler'de ve ofiyolitli Yaya olduğu gibi ofiyolitlerin durumunu ve yaşı doğru olarak izlenebilmiş ancak yanlışlık bunların yerleşme şekli üzerinde yapılmıştır. Yerleşme düşünüldüğü gibi, intrüz-yonla değil şarşıyla olmuştur.

Toroslar'ın bir ucundan diğer ucuna bu pencerelerin oluşum yaşının aynı olmaması ilginç bir olay oluşturmaktadır. Bolkar dağının doğusunda ve Kıbrıs'ta anormal bir örtü yaşı Senoniyen fazına karşılık gelmektedir. Bu durum ofiyolitli Yayıdaki yerleşme ve Kıbrıs'taki tektonizma yaşı için bilinenlerle bağdaşmaktadır. Diğer yandan bunun tersine Batı Toroslar'da Senoniyen tektoniği şariyalarla iyi bilinmesine karşın Kireçtaşı Eksen'i'nin Psidiyen kolundaki pencere yapısı Eo—Oligosen fazında olmuştur. Ancak birkez daha vurgulamak gerekir ki Beydağ masifinin güneyi ve batısı ancak Miyosen fazında naplarla örtülmüştür; dolayısıyla Senoniyen'de naplarla örtülmemiş bir ön ülke parçasıdır. Toroslar boyunca görülen bu tektonik faz değişimi, Senoniyen'in önemli tektonik faz olduğu Zagridler, Eo—Oligosen fazının önemli olduğu Hellenidler arasındaki ilişkiyi anlamamız açısından önemlidir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Ofiyolitli yaydan söz edilirken Kıbrıs'taki ofiyolitli ve radyolaritli malzemenin de benzer olduğu ve Senoniyen fazından tektonize olduğu belirtilmiştir. Ancak Arap platformunda olduğu gibi Kıbrıs'ta bu malzemenin genel alloktonluğu üzerinde fikir yürütülemez. Çünkü bu adada platformun yüzeylemeleri bilinmemektedir.

Tüm Toroslar boyunca Kireçtaşı Eksen'i'nin özellikle Kıbrıs'ın gerisinde, örneğin Arslanköy bölgesinde olduğu gibi, bir pencereler dizisi olduğunun ortaya çıkarılması Kıbrıs'taki alloktonluk sorunu için değişik veriler sağlamaktadır. Kıbrıs'ın ofiyolitleri ve radyolaritleri gerisinde Arap platformuna ait pencereler bulunmadığından bu ofiyolit ve radyolaritlerin büyük ölçüde sariye olduklarını gösterir. Bunların kökleri ofiyolitli Yayıdakiler gibi Toroslar'ın Kireçtaşı Eksen'i'nin kuzeyinde olmalıdır. Bu durumda ofiyolitli Yay Kıbrıs'takilerin doğu devamını Antalya'dakiler ise batı devamını oluştururlar. Girne silsilesinin Mesozoik istifleri ofiyolitli ve radyolaritli naplara göre Kıbrıs'ın biricik otoktonu olmalıdır.

Bu şekilde Toroslar için elde ettiğimiz yapısal yorum Dinaro—Helenidler ve Zagridler'in düzeninin ana çizgileriyle uyumakta ve dolayısıyla genel bir sentez yolunu açmaktadır: 5000 km kadar uzunlukta olan bu saha boyunca görülen ofiyolitli, radyolaritli ve metamorfik malzemenin Arap—Afrika kıtasının kenarını oluşturan ve başlıca kireçtaşı sedimantasyonu gösteren geniş bir platformun kuzey ya da kuzeydoğusundan kaynaklanmış olduğu görülmektedir (Şekil 12).

Zagridlerde platform ofiyolitli yayın altına dalar görülmektedir. Ancak şariyaların cephesinin ardında 100 km kadar olan uzaklıklarda çok sayıda pencerede (Amanos, Hazro, Neyriz, Umman) yeniden ortaya çıkmaktadır. Toroslar ise Kireçtaşı Eksen'i ile temsil edilmektedir; bu Kireçtaşı Eksen'i yukarıda belirtilenlere benzer şekilde pencereler dizisi halinde ancak onlardan daha içeride yer almaktadır. Helenidlerde ise karşılıkları Batı Toroslar'da bulunan (Burnn ve diğerleri, 1976) Apuliyen, İyöeyen ve Gavrovo zonları ile temsil edilmektedirler.

Bu platformun kuzeyinde uzun bir radyolaritik çukurluk vardır. Yunanistan'da Pinde, Türkiye'de Toroslar ve Türk Kenar Kıvrımlarının radyolaritleri Kıbrıs Radyolaritleri, Ofiyolitli Yay topluluğu, İran'da Pichakum ve Umman'da Hawasina radyolaritleri bu çukurluğu temsil etmektedirler. Bu çukurluğun stratigrafik özellikleri şöyle özetlenebilir:

— Halobialı kireçtaşı, bitkili kumtaşı yastık lavlar ve radyolaritler tipinde ya da mercanlı kireçtaşı blokları tipinde Üst Triyas; bu iki tipin aynı havzaya ait oldukları özellikle Antalya bölgesinde açıkça bellidir (Dumont ve diğerleri, 1972).

— Radyolaritli Jurasik—Kretase; neritik kökenli malzemenin mikrobreşlerini de kapsar. Bu mikrobreş çukurluğunun ki-

yısından içlerine doğru yanal bir yönde tane boylaması gösterir ve yukarı doğru mikrobreş azalır ve en üst kısımlarda saf radyolaritler çökelmiştir.

— Üst Kretasede tektonik olayların etkisi ile bu çukurluk homojenliğini yitirir. Umman'dan Batı Toroslar'a kadar radyolaritleri Senoniyen Tektoniği etkilemiştir. Ancak Pinde etkilememiştir.

Çukurluğun daha ötesinde ofiyolitler ve ofiyolitlerin iki değişik zondan (Sırasıyla Pinde zonu ve Vardar zonu) kökenlendikleri söylenmektedir. Bu iki zon Palegoniyen, Othrys ve Parnasse iç zonlarıyla temsil edilen bir platformla birbirinden ayrılmaktadır. Ayrıca bu zonun Türkiye'de varlığı bilinmemektedir. Zagridler'de Kermansah'ta Bisitoun kireçtaşlarıyla temsil ediliyor olabilir ve Umman'da e kso tik kireç taşları buna karşılık gelebilir (Ricou, 1975). Eğer böyle bir paleocoğrafya düzeni doğrulanmış ise radyolaritlerin ve ofiyolitlerin iki değişik havzayı gösterdiklerini kabullenmek gerekir; ofiyolitler bir okyanus kabuğunu temsil edebilir. Radyolaritlerin neyi gösterdiği ise günümüzde örneğini bulamadığımız için anlaşılabilir.

Kıtasa ve okyanusal kütleleri gözönüne aldığımızda ofiyolitlerin Kireçtaşı Ekseninin kuzeyinden kökenlenmesi daha önce Dewey ve diğerleri (1975) tarafından ileri sürülmüş ve Mesozoik sırasında okyanusal ortamları Akdeniz'e ve Karadeniz'e yerleştirilen, fakat Anadolu'nun içine koymayan şema ile uyumaktadır. Arap—Afrika kıtasının en azından Kireçtaşı Eksen'i'ne kadar kuzeye uzandığını gösterdik. Diğer taraftan Bergognan (1975) ve Fourquin (1975) Avrasya kıtasının güneye Pontidlere kadar uzanmakta olduğunu göstermişlerdir. Ofiyolitlerin geldiği Tetis okyanusu bu ikisinin arasında yani Pontitlerle Toroslar arasında, Anadolu'nun içinde yer almaktaydı. Bu durum Helenidler'deki ve Zagroşlardaki durumla uyumaktadır (Şekil 12). Okyanusun iki kıyası Mesozoik sırasında bakımsız bir tarihçeye sahip olmalıydılar: güney kıyı aktif değildi, tektonik etkinlik Helenidler'de Üst Jurasik'te, Toroslar'da ve Zagridler'de Üst Kretase'de bir ofiyolit üzerlemesinden sonra başlamıştır; burada üzerleme bütün kuşak boyunca oldukça gelişmiş bir şekilde vardır, yüzlerce km enine boyutlar kazanmıştır. Kuzey kıyı tersine aktif bir rol oynar, Mesozoik tarihçesi de Üst Triyas'tan itibaren tektonik fazları, volkanizma ve metamorfizması etken olmuştur; tüm bu olayların burada hemen hemen sürekli gösteren bir yitme rejimini gösterdiği düşünülebilir.

Afrika platformunun tarihçesinin radyolarit ve ofiyolit çukurlukları dışındaki çok ilginç özelliklerinden birisi de tektonik gelişimin yanal değişim göstermesidir. Aynı paleocoğrafik şemadan giderek denilebilir ki, bazan Senoniyen sonunda bazan da Eosen'de radyolarit ve ofiyolitler platform üzerinde ilerlemiştir. Bu olaylar önceden varolan paleocoğrafyadan tektoniğin bağımsızlığını gösterir. Bu sistemin batı uzantısında Dinaridler'in ötesinde tamamiyle değişik bir tektonik tarihçeye sahip olsa bile aynı radyolaritli ve ofiyolitli kütleli tanıyabilmek için bir ipucu olarak kullanılabilir.

Bu analizin bize gözleme olanağı verdiği diğer ilginç bir olay da, bir kıtasal levhanın parçalanması olayıdır. Gerçekten de kıtasal kabuğa sahip Arap levhası Senoniyen tektoniği sırasında bile Kireçtaşı Ekseninin kuzeyine kadar uzanmaktaydı. Bunun tersine Tersiyer sırasında bu levha, kuzey bölümünden ayrılmış olarak bulunmakta, Anadolu bloku ve Yeni Arap levhası olmak üzere iki yeni kıtasal levha arasında yeni bir çukurluk gelişmekte ve böylece Arap levhası az çok bugünkü boyutlarına indirgenmiş bulunmaktaydı. Dolayısıyla Avrasya ve Arap—Afrika levhalarının karşı karşıya geldikleri bölge boyunca hareketlilik yalnızca bu levhaların Okyanusal bölümleriyle sınırlı kalmamaktaydı.

Bu levhaların kıtasal bölümleri de sürekli olarak durayh parçalar halinde olmayıp parçalanıp yeniden düzenlenerek yeni bir şema oluşturabilmekteydiler. Bu sonuç Alpin hareketler sırasındaki levha sınırlarının ana elemanlarının ortaya çıkartılabileceğini benimsemenin herhangi bir sonuca götürmeyen bir iş olduğunu gösterir. Bu yaygın orojenik kuşağın tarihçesi, birbirini izleyen tektonik gelişmeler ile yeni yeni düzenler kazanmış olmalıdır.

Yazının ilk geliş tarihi: 11.5.1978
Yazının düzeltmeden geliş tarihi: 7.5.1980
Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M., 1971, Geologic and stratigraphic investigation of the Darend-Balaban basin (Malatya, ESE Turkey), M.T.A. Derg., 76, 1-54
- Altınlı E., 1966, Geology of Eastern arid Southern Anatolia: M.T.A. Derg. no: 66, 35-76
- Argyriadis, I., 1974 a, Le Paleozoique superieur du massif d'Alanya (Turquie meridionale). Description, correlations et position structural: Bull. Soc. Geol France, 7 XVI no 2, 112-115.
- Argyriadis, I., 1974 b, Mesogee permienne, chaine hercynienne et cassure tethysienne: Bull. Soc. Geol. France, 7, XVII, 56-67
- Aykulu, A., and Evans, A.M., 1974, Structures in the Iranides of southeastern Turkey: Geol. Rundschau, 63, 1, 292-304.
- Belov, A. A., 1973, Paleozoic tectonics of the western and central Taurus (Turkey): Geotectonics no 1, 31-38.
- Bergougnan, H., 1975, Relations entre les edifices taurique et pontique dans le Nord-Est de l'Anatolie: Bull. Soc. Geol. France (7) XVn, 1045-1057.
- Biju-Duval B., Courrier, P. et Letouzey J., 1974, Interpretation de la structure de Misis et son extension en Mediterranee orientate: 20 Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy 1974, s.48
- Bizon, G., Bizon, J. J. et Ricou, L. E., 1972, Etude stratigraphique et paleogeographique des formations Tertiaires de La region de Neyriz (Farsinterne, Zagros Irinien): Rev. Inst. Fr. Petrole, XXVn, no 3, 369-405.
- Blumenthal, M., 1951, Recherches geologiques dans le Taurus occidental dans l'arriere pays d'Alanya: M.T.A. yayını seri A, no 5, 134s.
- Blumenthal, M., 1952, Das Taurische Hochgebirge des Aladağ: Ver offen. Inst. lagerst. Turkei, sen. D, no 6.
- Blumenthal, M., 1960-1963, Le systeme structural du Taurus sud-anatolien: In Livre alia Memoire du profisseur P. Fallot, t. II, 611-662. Mem. h. s. soc. Geol. France, Paris.
- Brand, J. 1970, Les formations du Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux: C.R. Acad Sc. Paris, 271, 1241-1244.
- Braud, J. ve Ricou L. E., 1971, L'accident du Zagros ou Main Thrust, un charriage et un coulissement: C.R. Acad. Sc. Paris t. 272, 203-206.
- Braud, J. ve Ricou, L. E., 1975, elements de contiuite entre le Zagros et la Turquie de Sud-Est: Bull. soc. Geol. France, (7) XVII, no 6, 1015-1023.
- Brunn, J. H., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Jutean, T., Lefeure, R., Marcoux, ö., Monod, O. et Poisson, A. (1970), Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales: Bull. Soc. geol. France, (7) XII, 515,556.
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., Graciansky P.C. deGutnic, M., Juteau, Marcoux, J., Monod, et Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of The Westren Taurids. In: Geology and History of Turkey, A.S. Campbell ed. P.E.S.L. Tripoli, 225-255.
- Brunn, J. H., Argyriadis, I., Ricou, L.E, Poisson, A., Marcoux, J. et Graciansky, Pc, 1976, Elements majeurs de liaison entre Taurides et hellenides. Bull. Soc. Geol. France, (7), XVII, no 2, 481-497.
- Colin, H: J., 1962, Geologische Untersuchungen im Raume Fethiye-Antalya Kaş-Finike (Sw Anatolien): M.T.A., Derg. no 59, 19.
- Dean, W. T. ve Monod O., 1970, Lower Paliozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey: Bull, British Museum, Geology., 19, 411-426.
- Dewey, J. F., Pitmann, W.C., Ryan, B.F. ve Bonmn, J., 1975, Piate tectonics and the evolution of the alpine system: Geol Soc. Amer. Bull. 84, 3137-3180.
- Dubertret, L., 1955, Geologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatayj Notes et Meories Moyen Orient, t. 6, 3-179.
- Dumont, J.F., Gutnie, M., Marcoux, J., Monod, c, Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien: un nouveau domaine a ophiolites a marge externe de la chaine Taurique: Z. Dtsch. Geol. Ges. 123, 385-409.
- Figure 1, H., 1964, Die Entwicklung des vorderasiatischen Palaozoicums: Geotekt. Forsch., 18, 1-68.
- Fourquin, C., 1975, L'Anatolie du Nord-Ouest, marge meridionale du continent Europeen, histoire paleogeographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire: Bull. Soc. Geol. France, XVII, 1058-1070.
- Frech > F#> 1916 > Geologie Kleinasiens im Bereich Des Bağdat Bahn: Z. Dstch. Geol. Ges., 68, 1-325.
- Glenie > K ^ w # j Boeuf > A.C.M., Hugnes Clarke, W.M., Stuart- Hoody, M., Pilaar H.F.W., and Reinhard, MJB., 1973, late Cretaceous nappes in Oman and Their geologic evolution. Amer. Ass. Petr. Geol. # Vo. i = 57, no 1: s. 5-27.
- Graciansky, P. Ch. de, 1972, Recherches geologiques dans le Taurus lycien: These, Université Paris XI Orsay, Ser. A, 896.
- Griffits, W.R., Albers, J.P. ve Oner, O., 1972, Massive sulfide Copper Deposit of the Ergani-Maden area, Southeastren Turkey. Econ. Geol. vol. 67 no 6, s. 701-716.
- Gutnic, M., Kelter D. ve Monod O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le Nord du Taurus Occidental (Turquie meridionale): Ç.R. Acad. Sc. Paris, D. 266, 988-991.

- Gutnic, M. ve Monod O., 1970, Une serie mesozoique condensee dans les nappes du Taurus Occidental: la serie de Boyalı Tepe: C.R. Somm.Soc.Geol. France, 5, 166-167.
- Hail, R. ve Mason, R., 1972, A tectonic melange from the Eastern Taurus Mountainis: Geol. Soc. London, 128, 395-397.
- Juteau T., 1974, Les ophiolites des nappes d' Antalya (Taurides occidentales, Turquie): These, Université Nancy I, Sciences de la Terre, 32,692 s
- Kunding, 1956, The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism: Geol. Min. jb., 18 106—114.
- Kurtman, F., 1967, Geologie des Munzur Dağ Gebirges: Geol. Ruhdsch., 56, 791-794.
- Lahner, L., 1972, Geologische l&itersuchungen an der Ostflanke des mittleren Amonos (SETurkei): Geotekt. Forsch., 42,
- Lapierre, H., 1970—1975, les formations sedimentaires et eruptives des nappes de Mammonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre): These Université Nancy I. Mem. Soc. Geol. France, no 123-132 s.
- Lapierre, H. ve Parrot, J. F., 1972, Identite Geologique des Regions de Paphos (Chypre) et du Baer-Bassit (Syrie): C.R. Acad. Sc. Paris, 274, 1999-2002.
- Lefevre, R., 1967, Un nouvele element de la geologie du Taurus Lycien; les nappes d'Antalya (Turquie): C.R. Acad. Sc. Paris, 265, 1365.
- Marcoux, J. ve Poisson, A., 1972, Une Nouvelle unite structural majeure dans les nappes d'Antalya: la nappe inferieure et ses series radiolaritiques mesozoiques (Taurides occidentales, Turquie): C.R. Acad. Sc. Paris, 275, 655-658.
- Metz, K., 1956, Ein Beitrag zur Kenntniss des Gebirgsbaues von Aladağ Und Karanfil Dai und ihres Westrandes (Kilikischer Taurus): M.T.A. Bull. 48,68-78.
- Monod, O., 1967, Presence d'une faune Ordovicienne dans les schistes de Seydişehir ala base des calcaires du Taurus occidental. Bull. M.T.A. 69, s. 79-89.
- Monod, O., 1974, Le domiino d' Antalya, Temoin de la Fracturation de la plate—forme airicane au cours du Trias: Bull. Soc. Geol. France, (7) XVI, 2, 116-127.
- Monod, O., 1977, Rechrerches geologiques le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie):These, Université Paris XI Orsay
- Nebert, K., 1959. Daten zur Geologie des Munzur a gebietes: M.T.A. Bull. 52, s. 34-44.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye jeoloji Kurumu Bült., 19/1, 65-78.
- zgül, N., Metin, S. And Dean W.T., 1972, Lower Paleozoic stratigraphy ans faunas of the Eastren Taurus mountains in the Tufanbeyli region, southern Turkey: M.T.A. Bull., 79, 9-16.
- özgül, N. ad Arpat E., 1973, Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions: 23° CongresCiens, Athenes. Bull. Soc. geol. Grece, t. x, 1, 156-164.
- özgül, N., Metin, s., Göğer, E., Bingöl, İ., Baydar, O.Ş ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyü dolayının Kambryien - Tersiyen kayaları: Türkiye. Jeol. Kur. Bul., 1, 82-100.
- Parrot, J. F., 1974, Le Secteur de Tamina (Tourmanli): etude DD d'une sequeunce volcano—sedimantaire de la region ophiolitique de Baer-Bassit (Nordouest de la Syrie): Ch. Orstom, Geol. VI (2), 127-146.
- Parrot, J.F., 1974, L'assemblage ophiolitique du Bear—Bassit (nord-ouest de la Syrie); etude Petrographique et geochipique du complexe filonien, Des formations effusives du volcano—sedimantaire. Cah. Orstom, ser, Geol. VI (2) s. 97-126.
- Radelli, L., 1971, Sur la tectonique de la chaine anatolienne de Bitlis n Tectonque de l'Afrique, Unes Sciences dela Terre, 6, 131-139
- Ricou, L.E., 1968, Une coupe atravera les series a radiolarites des monts Pichakun (Zagros, Iran): Bull. soc. Geol. Fr. (7) XX, 478-485.
- Ricou, L.E., 1971, Le Croissant Ophiolitique peri—Arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur: Rev. Geol. Dyn. XIII, 327-350.
- Ricou, L.E., 1973, Relations entre stades paleographiques et phases tectoniques sur Fexample des Zagrides: Bull. Soc. Geol. FR, (7) XV, 612-623.
- Ricou, L.E., 1974, Evolution structurale des Zagrides, La region—clef de Neyriz (Zagros Iranien): These Univ. Orsay. Mem Soc. Geol. France N.S.LV, 125, 140.
- Ricou , L.E., 1975, L' enracinement des ofhiolites et radiolarites du Croissant Ophiolitique peri—araba. Correlations avec les taurides et les Hellenides, Premier Symposium de Geodynamique de LAsie du Sud—Ouest, Theran, Service Gelogique de l' Iran.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. et Lefevre, R. 1974, Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides Occidentales: Bull. Soc. Geol. France, (7) XVI, 107-111.
- Ricou, L.E., Argyriadis, L. et Marcoux, Ö., 1975 L'Axe Calcaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo—africaines sous les nappes a materiel radiolaritique, ophiolitique: Bull Soc. Geol. France, (7) XVII, 1024-1044.
- Rigo de Righi, M., and Cortesini A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Suoth—East Turkey: Amer. Ass. Petr. Geol., 48/12, 1011-1937.
- Schmidt, G.C., 1964, A review of Permian and Mesozoic formations exposed near the Turkey—Iraq border at Harbol:M.T.A. Dergisi, 62,103-119
- Tolun, N., 1951, Etude geologique du bassin nord—est de Diyarbakır: M.T.A. dergisi, 41, 65-98.
- Turner, W.M., 1968, A progress report on the geology of western Cyprus, including the Akamas peninsula: Univ. of Nev Mexico, Abuquirque.
- Whitechurch, H., Parrot, J. F., 1974, Les ecailles metamorphiques infraeridotitiques du Baer—Bassit (Nord-Ouest de la Syrie): Cah. Orstom, ser. Geol.VI, (2), 173-184.
- Wolfart, R., 1967, Zur Entficklung der Palazooschen Tethys in Vorderasien: Erdöl und Kohle, 20/3, 168-180.

Batı Anadolu Kurşun-Çinko Yataklarının Jeoloji-Mineraloji Etüdü ve Kökenleri Hakkında Görüşler.

Geology and Mineralogy of Western Anatolian Lead—Zinc Deposits and Some Comments About Their Genesis

Ahmet ÇAĞATAY

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada Batı Anadolu'daki iki ayrı tip kurşun—çinko yatağı incelenmiştir. Bunlardan biri "tabakaya bağlı" Bayındır—Sarıyurt (İzmir) yatağı, diğerleri Biga yarımadasında granitoid intrüzyonlara bağlı olarak bulunan "kontakt hidrotermal" ve "hidrotermal" yataklardır. Çalışmada ayrıca hidrotermal kökenli Torbalı—Taşkesik (İzmir) çinko yatağına da kısaca değinilmiştir.

Kumtaşı içinde bulunan Yenice—Arapuçan hidrotermal kökenli kurşun damarı ile kireçtaşlarına bağlı olarak dasitler içinde bulunan Balya maden dışında, bu çalışmada incelenen diğer tüm yataklar benzer metamorfik şistler içinde ortaya çıkarlar.

Ana maden mineralleri galenit ve sfalerit olan bu yataklar, daha az miktarlarda kalkopirit, pirit, pirotin, hematit, manyetit, ilmenit ve rutil gibi maden mineralleri de içermektedirler. Balya madende ayrıca çok az veya eser miktarlarda tetrahedrit—tennantit, antimonit, arsenopirit, bournonit, boulanjerit, jamesonit, heyrovskyit, bizmutin, nabit—bizmut, orpiment ve realgar; Torbalı—Taşkesik yatağında jamesonit, markasit ve arsenopirit izlenmiştir.

Jeoloji ve mineraloji incelemelerinden elde edilen bulgular, Biga yarımadasında ortaya çıkan hidrotermal—kontakt ve hidrotermal yatakların, Bayındır—Sarıyurt tipi "tabakaya bağlı" yatakların granitoid intrüzyonlar yardımıyla hareketlendirilmeleri (mobilize olmaları) sonucu oluştukları kanısını uyandırmıştır. Dolayısıyla Biga yarımadası yatakları bu çalışmada "çok kökenli" (polijenetik) oluşumlar olarak ele alınmışlardır.

ABSTRACT: Two types of lead—zinc deposits were studied in western Anatolia. The first is the strata—bound type deposits (Izmir—Bayındır—Sarıyurt) and the second is the hydrothermal—contact metasomatic type deposits that are related to the granitoid intrusions in the Biga Peninsula.

All the deposits studied occur in similar metamorphic schists, except for the Yenice—Arapuçan hydrothermal—metasomatic deposit that is found in sandstones and the Balya deposit that is in dacites at the contact with limestones.

Galena and sphalerite are the main ore minerals in both types of the lead—zinc deposits. Chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, hematite, magnetite, ilmenite and rutile may also be present in minor quantities. In addition, minor or trace quantities of tetrahedrite—tennantite, antimonite, arsenopyrite, bournonite, boulanjerite, jamesonite, heyrovskyite, bismuthinite, native bismuth, orpiment and realgar were found in the Balya deposit; and jamesonite, mareasite and arsenopyrite in the Torbalı—Taşkesik deposit.

The geological and mineralogical studies suggest that the hydrothermal—contact metasomatic lead—zinc deposits of the Biga Peninsula were formed as a result of the remobilization of the strata—bound type deposits by the granitoid intrusions in this region. In conclusion, the lead—zinc deposits of the Biga Peninsula can be attributed to the polygenetic class of ore deposits.

GİRİŞ

Batı Anadolu kurşun—çinko yataklarından (Şekil 1) M.T.A. Enstitüsü Merkez ve Balıkesir bölge laboratuvarlarına incelenmek üzere çeşitli yollardan çok sayıda örnek gelmiştir. İncelenen çeşitli yatak örneklerinin çoğunlukla aynı mineral parajenezleri kapsadıkları görülmüştür. Daha önce bu yataklarda çalışanlar (Kovenko, 1940; Gjelsvik, 1957; Kaaden, 1957; Meer Mohr, 1959) Biga yarımadasında bulunan kurşun—çinko yataklarının Tersiyer volkanizmasına bağlı olarak oluştuğunu görüşündedirler. Diğer taraftan bu bölgede çalışan M.T.A. Enstitüsü elemanları da Biga yarımadası kurşun—çinko yataklarının kökenleri hakkında hemen aynı görüşü paylaşmışlardır.

Yazar tarafından yapılan mineralojik incelemeler sonucu elde edilen veriler, bu görüşe karşı bir görüş ortaya koymuştur. Bu görüşün doğruluğunu saptamak için, bu yataklarda arazi çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar genellikle mineralojik bulguları destekler yönde gelişmiş olup; tüm bu laboratuvar ve saha incelemelerinin ışığı altında, Biga yarımadasında ortaya çıkan ve bu çalışmada ele alınan kurşun—çinko yataklarının asidik intrüzyonlara bağlı yataklar oldukları görülmüştür.

İZMİR-BAYINDIR-SARIYURT ÇİNKO-KURŞUN YATAĞI

Jeolojik Konum

Bayındır—Sarıyurt çinko—kurşun yatağı (Şekil 1) Sarıyurt köyü doğusunda kuzeydoğudan—güneybatıya doğru akan İlica derenin her iki yamacında Menderes masifi şistleri içinde bulunmaktadır. Menderes masifinin üst düzeylerini oluşturan bu şistler Sarıyurt dolaylarında mineral içeriklerine göre klorit şist, mika şist ve kalk şist olarak üç birime ayrılabilir.

"Klorit şistler" yörenin en çok yüzeyleme gösteren birimini oluştururlar ve klorit, az oranlarda kuvars, serizit, granat, diyopsit, biyotit, epidot ve albit içerirler (Alkan, 1974). "Mika şistler" klorit şistlerle uyumlu olup, muskovit levhacıkları yanında granoblastik doku gösteren kuvars, dolomit, kalsit ve oligoklaz içerirler. Her iki şist birimi de maden mineralleri olarak, çok az oranlarda rutile dönüşme gösteren ve yapraklanmaya paralel ilmenit çubukcukları yanında manyetit, pirotin ve pirit içermektedirler (Dileköz ve Çağatay, 1973).

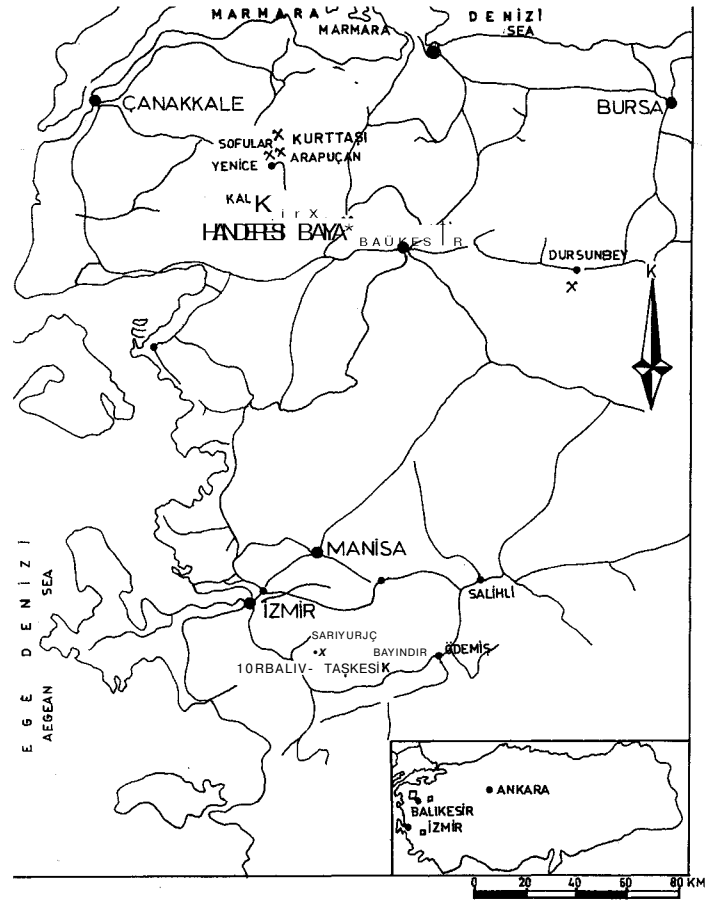
"Kalkşist" diğer birimler içinde onlarla uyumlu mercerler biçiminde bulunur. Ayrıca sahada tüm birimleri, bazen de cevheri düzeyleri kesen ve metamorfik terleme ürünü olan kuvars damarları izlenmektedir.

Sarıyurt yatağı çevresinde izlenen şistler birbirleri ile aralanmamış yapı, ayrıca düşey ve yanal geçişler gösterirler. Şistler genellikle D—B, yöresel olarak KD—GB veya KB—GD doğrultulu olup, genel olarak GD veya GB'ya 10° ile 25° eğimlidirler.

Sarıyurt yatağı çevresinde en büyük fay yaklaşık D—B doğrultusunda uzanmakta ve Sarıyurt köyü içinden geçmektedir. Ayrıca sahada daha ufak çapta, bazen cevherli düzeyleri de kesen KB—GD yönlü faylar da bulunmaktadır.

Sarıyurt yatağı alt, orta ve üst olmak üzere üç ayrı cevher düzeyinden oluşmuştur. Şistler içinde onlarla uyumlu olarak bulunan ve aynı kıvrımlanmaya uğrayan cevher düzeyleri, şistlerin içerdikleri tüm mineralleri değişik oranlarda içerirler. Cevherli düzeylerin kalınlığı 1. ila 15 m arasında değişmekte olup; ortalama tenor %7.5 Zn ve %4 Pb olarak bulunmuştur (Özcan, 1976). Maden minerallerinin oran ve çeşit olarak düşey değişimi cevherli düzeylere çok belirgin bir bantlı yapı kazandırmıştır.

Mineraloji; Sarıyurt yatağı parlak kesit örneklerinde maden mineralleri olarak sırasıyla sfalerit, galenit, pirotin, pirit, kalkopirit, jamesonit, ilmenit ve rutil izlenmiştir.



Şekil 1. Yer bulduru haritası,

Figure 1. Location Map.

Sfalerit; sistroziteye uyumlu olarak uzanan ve sıralanan band ve taneler şeklindedir. Kısmen gang mineralleri arasında ve içinde bulunan sfaleritler, çoğunlukla diğer sülfid mineralleriyle iç içe yanyana büyümüş olarak kenetlenme gösterirler (Levha 1, Şekil 1). Genellikle kalkopirit ayrılımı içermeyen allotriomorf sfalerit taneleri, bazen çok az miktar ve sayıda kalkopirit ayrılımı içerirler. Sfalerit idyoblastik doku göstermekte ve içinde çeşitli gang mineralleri kapsamaktadır. Ayrıca sfaleritler içinde galenit, kalkopirit ve pirit kapanımlarına rastlanır (Levha 1, Şekil 1). Sfaleritlerin rengi oldukça koyu gridir. Bu sfaleritin kristal yapısında izomorf halde fazlaca FeS içerdğine işaret eder.

Galenit; sfalerit gibi bantlar ve sıralanmış, uzamış oluşuklar halinde bulunmakta ve idyoblastik doku göstermektedir (Levha 1, Şekil 1). Sülfidler yanında gang mineralleriyle, öncelikle levhamsı ganglarla iç içe büyüme gösteren galenit içinde bazen ilmenit levhacıklarına da rastlanır. Galenit içinde sfalerit, pirotin ve kalkopirit tanecikleri de izlenmiştir. Galenit oluşumları içindeki kamacık şeklindeki dilinim kırılma boşluklarının çeşitli doğrultulara yönelik olması, bu mineralin şiddetli bir basınca uğradığını gösterir.

Pirotin; sistroziteye uyumlu olarak uzamakta, diğer sülfid mineralleriyle öncelikle sfaleritle iç içe yanyana büyümüş halde

izlenmektedir, öz biçimsiz oluşumlar şeklinde bulunan pirotine çok az miktarda şistler içinde de rastlanır. Gang mineralleri ile iç içe büyüyen pirotin oluşumları, idyoblastik doku gösterir. Galenit içinde yuvarlağımsı ufak kapanımlar halinde ortaya çıkan pirotin bazan kalkopirit kapanımlarıyla yanyana bulunur. Yer yer basınç ikizleri gösteren pirotin taneleri, bazen kenarları boyunca çok az miktarda ara ürüne (pirit—markasit topluluğu) ve pirit dönüşmüştür.

Pirit—Markasit; çok az miktarda, kısmen pirotinden dönüşerek oluşmuş, kısmen de yarı öz biçimli ve öz biçimsiz kristaller halinde izlenmiştir. Diğer sülfidler içinde, bunlarla kenetli halde izlenen pirit ve markasit kristalleri, bazen gang mineralleri içinde ve arasında görülürler.

Kalkopirit; eser miktarda ve çok ufak öz biçimsiz tanecikler halinde öncelikle sfalerit, pirotin ve galenitle iç içe, yanyana büyümüş olarak bulunur. Kalkopiritin bir kısmı sfalerit içinde ayrılım olarak izlenmiştir. Ayrıca yan kayaç şistler içinde de çok eser miktarda kalkopirit saptanmıştır.

Jamesonit; ancak bir parlak kesit örneğinde, çok eser miktarda ince iğnecikler halinde izlenmiştir.

İlmenit-Rutil; genellikle şistoziteye uyumlu sıralanan ve uzanan ilmenit levhaları (parlak kesitlerde çubuklar şeklinde görülmekte) en fazla 1—2 mm uzunlukta, 100—200 mikron kalınlıktadırlar. Mikrokıvrımlanmaya uğrayan şist ve cevherli düzeylerle birlikte ilmenit levhaları da eğilme, bükülme, kırılma ve parçalanmaya uğramışlardır. Diğer sülfid mineralleri tarafından belirgin şekilde ornatılmış olan ilmenit levhaları, kenar ve çatlakları boyunca kısmen rutile (Levha 1, Şekil 1), nadiren de titanite dönüşmüşlerdir. Saryurt yatağı yöresinde bulunan metamorfik şistlerde aynı tip ilmenit levhaları bulunmakta ve bu mineral metamorfizmadan en az etkilenmiş maden minerali olarak görülmektedir. Kısaca metamorfizma bu minerali ancak kısmen rutil ve titanite dönüştürecek derecede etkileyebilmiştir.

İncelenen maden mineralleri içerikli parlak kesit örneklerinden yapılan ince kesitlerde, yan kayaç şistlerde izlenen hemen tüm gang minerallerine daha az miktarlarda rastlanmıştır. Gang mineralleri olarak kuvars, klorit, kalsit, serisit, muskovit, granat, epidot, diyopsit ve eser miktarda turmalin saptanmıştır. Sülfid mineralleriyle iç içe, yanyana büyümüş bu mineraller genellikle şistoziteye uyumluluk gösterirler. Sfalerit, galenit, pirotin ve kalkopiritin gang minerallerinden klorit ve serisit ile iç içe büyümesi daha sık görülür. Granatlar (almandin) kataklastik doku göstermekte olup, kataklastik çatlakları bazen sülfid mineralleri tarafından doldurulmuştur. Ayrıca granatlar içinde yer yer galenit tanecikleri görülür.

Kökeni

Yapılan mikroskopik çalışmalar sonunda cevherli düzeylerin, içinde buldukları şistlerle sfalerit ve galenit dışında aynı mineralleri kapsadıkları görülmüştür. Sfalerit ve galenitin fazla bulunduğu bantlarda gang mineralleri azalmakta, daha az olduğu düzeylerde artmaktadır. Cevherli düzeyler içinde ortaya çıkan cevhersiz kesimler yan kayaç şistlerin tüm jeolojik ve mineralojik özelliklerini göstermektedir. Cevherleri düzeylerde izlenen pirotin, kalkopirit, pirit, ilmenit—rutil ve manyetit gibi minerallere yan kayaç şistler içinde de rastlanmaktadır. Yan kayaç içinde sülfid minerallerinden pirotin ve kalkopiritin cevherli seviyelere göre daha az miktarda, ilmenit-rutil gibi minerallerin hemen eşit miktarlarda bulunduğu saptanmıştır.

Diğer taraftan maden mineralleri ile gang mineralleri arasında büyümeler bu minerallerin hepsinin aynı kökenli olduğunu kanıtlar görünümündedir. Ayrıca yan kayaç ve cevherli seviyelerin

aynı mineralleri içermesi her ikisinin de aynı kökenden geldiğini ve aynı metamorfizmayı geçirdiğini gösterir.

Tüm bu saha gözlemleri ve laboratuvar inceleme sonuçları Saryurt yatağının eşoluşumlu (sinjenetik) bir yatak olabileceğine işaret ederler. İçinde bulunduğu şistlerin olduğu sedimanlarla aynı zaman ve koşullar altında "tabakaya bağlı seviyeler" şeklinde yataklanmış Saryurt yatağı daha sonra en az iki kez metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizmadan içinde buldukları sedimanlar gibi aynı şiddette etkilenen maden mineralleri rekristalizasyon geçirmişler ve metamorfizma sonucu oluşan gang mineralleriyle birlikte büyümüşlerdir. Pirotin belki metamorfizmanın etkisiyle, pirit veya markasitten dönüşerek oluşmuştur. Metamorfizmadan en az etkilenen mineral ilmenit levhaları olup, bunlar ancak kısmen eğilip, bükülüp, kırılıp, parçalanmak ve rutile dönüşmekle metamorfizmadan kurtulabilmişlerdir.

Gerek şistler ve gerekse cevherli seviyelerde eşit miktar ve özelliklerde izlenen ilmenit levhalarının bu durumları göz önünde tutulursa, sedimantasyonun sığ bir denizde sakin bir ortamda gerçekleştiği düşünülebilir. Bu tür ilmenitlere ancak kıyıya yakın kesimlerde çökeller içinde ağır mineraller olarak rastlanır. İlmenit levhalarının bazen 1—2 mm'yi bulan büyüklükleri göz önünde tutulursa çökelleme ve yataklanmanın gerçekten kıyıya yakın bir kesimde olduğu ortaya çıkar. Bütün bu kanıtların ışığı altında Bayındır Saryurt çinko kurşun yatağı ilk olarak deniz dibi volkanizmasına bağlı oluşmuş, bugün için "tabakaya bağlı metamorfik bir yatak" olarak düşünülmektedir.

İZMİR-TORBALI-TAŞKESİK ÇİNKO YATAĞI

Jeolojik Konum

Taşkesik çinko yatağı Torbalı ilçesi doğusunda Taş kesik yöresinde bulunmaktadır (Şekil 1.). Menderes masifinin üst düzeylerini oluşturan metamorfik şistler içinde bulunan 5—10 m. kalınlıktaki Podokrosit damarı yaklaşık 80—100 m uzunlukta, 40—50 m genişlikte bir alan içinde mostra vermekte ve sfalerit, pirit ve markasit içermektedir. Rodokrositli kütlelerin yüzey ve çatlaklarında primer mineraller, limonit (öncelikle götit) ve psilomelana dönüşmüşlerdir.

Mineraloji

Taşkesik zuhurundan alınan örneklerin parlak kesitlerinde yer yer fazlaca miktarlarda sfalerit, markasit ve çok az miktarlarda jamesonit ve arsenopirit izlenmiştir.

Sfalerit; alşılan sfaleritlerden daha koyu gri renklidir. Sfalerit oldukça iri kristaller halinde bulunur, kahverenkli iç yansımalar kristallerin FeS bakımından zengin olduğuna işaret ederler. Sfalerit kristalleri bazen çok güzel paralel ikiz lamelleri içerirler. Kataklastik yapı gösteren sfalerit oluşumları yer yer tamamen ufalanmışlardır (Levha 1, Şekil 2). Sfaleritin çatlakları pirit, markasit, rodokrositle doldurulmuştur. Sfaleriti ornatmış bu minerallerden pirit ve markasit bazen sfaleritin etrafını çepeçevre sararak, kuşakçıklar oluştururlar. Sfalerit içinde nadiren kalkopirit ayrılımlarına, kuvars ve pirit kapanımlarına rastlanır.

Pirit—Markasit; genellikle birlikte iç içe, yanyana kenetli halde bulduklarından, burada bir arada incelemeleri uygun görülmüştür. Çoğunlukla damarcıklar oluşturan bu iki mineral öz biçimli—yarı öz biçimli kristaller şeklinde izlenirler (Levha 1, Şekil 2). Zaman zaman kolloidal yapı gösteren pirit ve markasit kristalleri arasında ve içinde sfalerit kapanımları bulunur.

Jamesonit; az miktarda kısmen gang, kısmen de sfalerit içinde bulunur. Gang içindeki jamesonit oluşumları daha çok

LEVHA -1

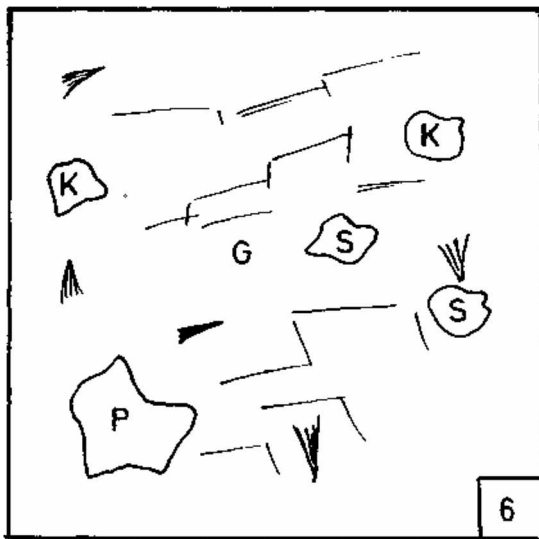
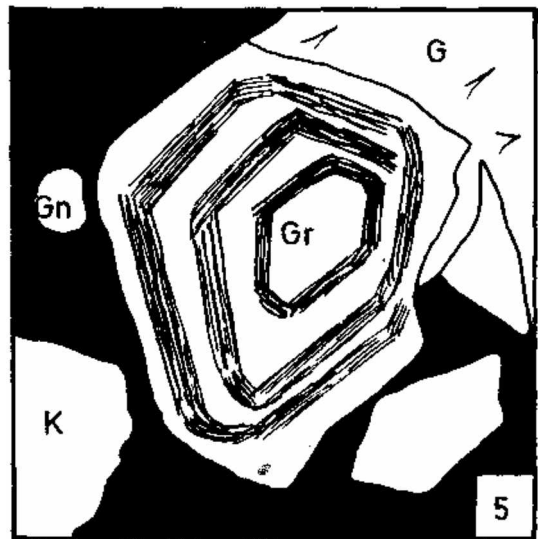
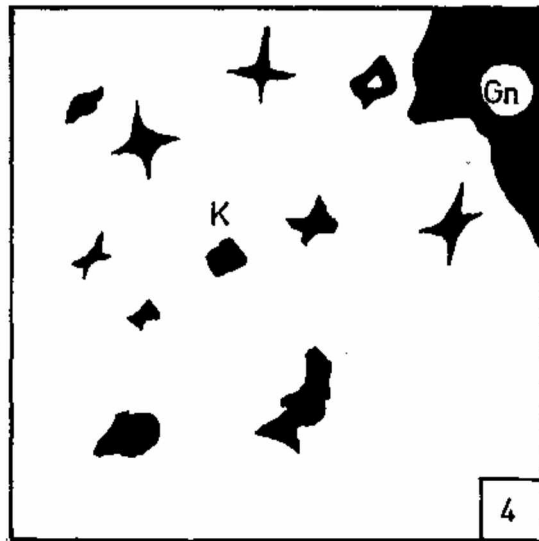
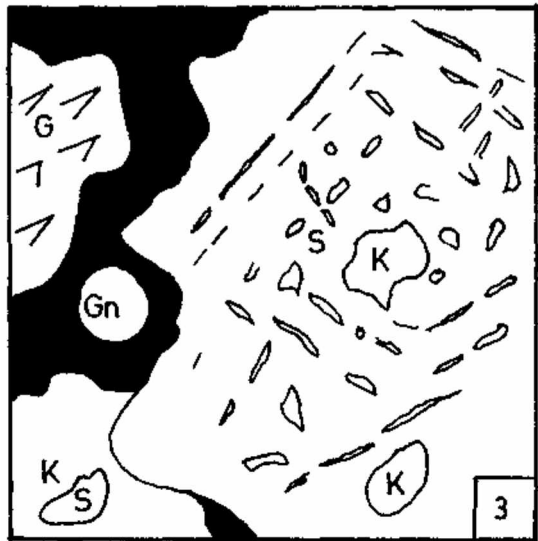
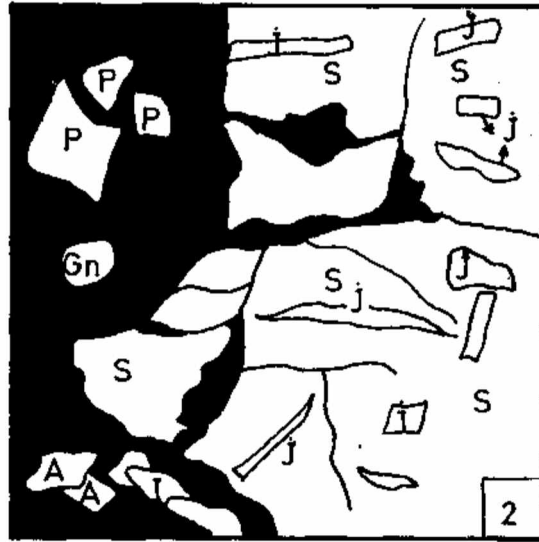
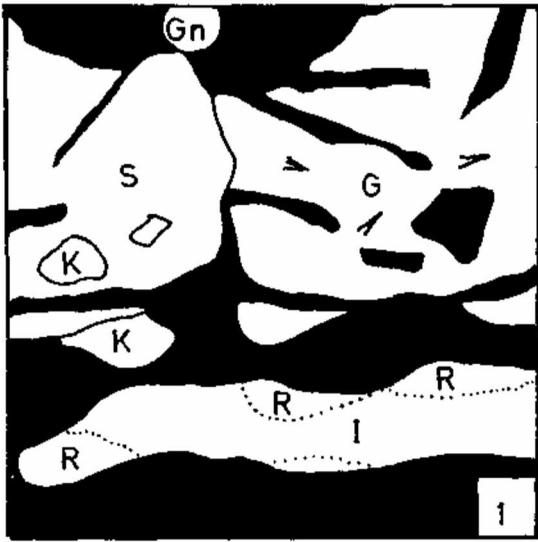
- Şekil 1 . Büyütme 250 X, Bayındır-Sarıyurt yatağı, idyoblastik doku gösteren galenit (G), sfalerit (S), rutile (R) dönüşme gösteren ilmenit (I), gang (Gn), kalkopirit (K).
- Şekil 2. Büyütme 250 X, Torbah-Taşkesik zuhuru, kataklastik sfalerit (S) içinde jamesonit (J) iğnecikleri. Pirit (P), arsenopirit (A) ve gang (Gn).
- Şekil 3. Büyütme 250 X, Dursunbey yatağı, sfalerit (S) içinde kalkopirit ayrımları. Galenit (G), sfalerit (S) ve gang (Gn).
- Şekil 4. Büyütme 400 X, Dursunbey yatağı, kalkopirit (K) içinde sfalerit ayrılm yıldızcıkları. Gang (Gn).
- Şekil 5. Büyütme 160 X, Yenice—Handeresi yatağı, zonlu ve kataklastik yapı gösteren granat (Gr), galenit (G) tarafından ornatılmış, kalkopirit (K), gang (Gn).
- Şekil 6. Büyütme 250 X, Kurttaş zuhuru, galenit (G) içinde kalkopirit (K), sfalerit (S) ve pirit (P) kapanımları. Galenit dilinim kamacak ve çatlakları içeriyor.

PLATE -1

- Figure 1 . Magnification 250 X, Bayındır—Sarıyurt deposit, galena (G), sphalerite (S) and ilmenite (partly altered to rutile) (I) exhibiting idioblastic texture; chalcopyrite (K) and gangue (Gn) are also present.
- Figure 2. Magnification 250 X, Torbalı—Taşkesik occurrence, jamesonite needles (J) in sphalerite (S); pyrite (P), arsenopyrite (A) and gangue (Gn) can also be seen.
- Figure 3. Magnification 250 X, Dursunbey deposit, chalcopyrite (K) ex solutions in sphalerite (S); galena (G), and gangue (Gn) are also present.
- Figure 4. Magnification 400 X, Dursunbey deposit, ex solution stars of sphalerite in chalcopyrite gangue (Gn).
- Figure 5. Magnification 250 X, Yenice—Handeresi deposit, zoned and fractured garnet (Gr) demonstrating replacement by galena (G); chalcopyrite (K), gangue (Gn).
- Figure 6. Magnification 250 X, Kurttaş occurrence, chalcopyrite (K), sphalerite (S) and pyrite (P) inclusions in galena that exhibits cleavage and fractures.

Şekiller mikrofotolardan faydalanılarak çizilmiştir.

Figures are sketched from photomicrographs.



sfalerit—gang dokanağına yakın kesimlerde toplanmıştır. Gang minerali rodokrosit ve kuvars kristalleri arasında ve içinde yerleşen jamesonit minerali, bazen çok güzel çubuklar ve iğnecik biçimlidir. En fazla 400—500 mikron uzunlukta ve 15—20 mikron kalınlıkta olan bu kristallerin boyutları bazen görülebilirlik sınırının altına (submikroskopik) düşer. Jamesonit iğnecikleri gang içinde eğilme, bükülme ve kırılma gösterirler. Jamesonit sfalerit kenarlarından içine doğru büyüyüp geliştiği gibi, sfalerit içinde de bulunur (Levha 1, Şekil 2). Bu durumda jamesonit sfaleriti yer yer belirgin halde ornatmaktadır. Sfalerit içinde bulunan çubuk, iğne ve tanecikler bazen paralel, bazen de birkaç yönde uzayıp sıralanırlar. Ayrıca jamesonit, gang içinde bulunan bazı ufak sfalerit ve pirit oluşumlarının etrafını çepeçevre sarar.

Arsenopirit; eser miktarda, öz biçimli rombusal kristaller şeklinde gang içinde görülür (Levha 1, Şekil 2). Çok güzel ikizler oluşturan arsenopirit kristalleri bazen toplu halde bulunurlar. Arsenopirit kristalleri arasında nadiren jamesonit taneleri izlenmiştir.

Kökeni

Taşkesik zuhuru içerdiği mineral parajenezi bakımından hidrotermal kökenli bir oluşuktur. Yalnız cevher içerikli bu çözeltilerin metamorfizma sonucunu mobilize olup ortaya çıktığı, yoksa bir mağmatik kayaç tarafından getirildiği kesin olarak bilinmemektedir. Zuhurda markasit gibi düşük sıcaklık ürünü olabilecek bir mineralin bulunması, burada cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal eriyiklerin epitermal olduğuna işaret eder.

BALIKESİR-DURSUNBEY KURŞUN-ÇİNKO YATAĞI

Jeolojik Konum

Dursunbey kurşun—çinko yatağı, ilçenin güneyinde bulunur (Şekil 1). Sahanın en önemli kayaçları riyodasit, granodiyorit, Üst Kretase kireçtaşı, kristalin şistler, mermer ve gnayslardır.

Riyodasit yatağın yakın çevresinde çok dar alanlar içinde ortaya çıkan en genç kayaç birimidir. Yatak çevresinde geniş bir alanda yüzeylenen granitik—granodiyoritik kayaçların cevherleşme ile yakından ilgisi vardır. Granitik—granodiyoritik kayaçlar sahada yaygın bulunan metamorfik kayaçlarla Üst Kretase kireç taşlarını keserek yükselmişler, intrüzyon çevresinde genişliği birkaç yüz metre ile 1 km. arasında değişen bir kontakt zonu oluşmuştur (Takashima, 1974). Sahanın kuzey kesiminde bulunan Üst Kretase kireçtaşı ile metamorfik seri arasında belirgin bir uyumsuzluk yüzeyi görülmektedir.

Geniş alanlara yayılmış metamorfik seri gnays, mika—kuvars şist, klorit—kuvars şist, ve mermerlerden oluşmaktadır. Sahanın en yaşlı kayaçlarını oluşturan metamorfikler genellikle K 45° — 75° B doğrultulu ve 20° — 30° KD eğimlidirler. Şistler içerisinde bulunan mermer merccek ve tabakalarının kalınlıkları bazen 5—10 m'ye varmaktadır.

Kontakt zonu içinde ortaya çıkan cevherli alan KB—GD doğrultusunda 250—300 m süreklilik gösterir. Genişliği 100 m olan cevherli zonu kalınlığı 20, derinliği yaklaşık 100 m'dir. Intrüzyonun hemen sınırında granat, diyopisid, manyetit, pirit, pirotin gibi mineraller içeren iç kontakt zonu, diyopisid, epidot, aktinolit, tremolit, klorit ve sülfid mineralleri içeren dış kontakt zonuna geçiş gösterir. Cevherleşme zengin bir zonla bunun çevresinde fakir bir zonu kapsamakta ve iki zon arasında geçiş görülmektedir. (Takashima, 1974).

Sahadaki faylar KD—GB ve D—B doğrultulu olup, bu doğrultudaki faylara dik faylar genellikle ufak faylardır.

Dursunbey yatağının ortalama cevher tenörü yaklaşık olarak % 7 Zn ve %5 Pb olarak saptanmıştır (Özocak, 1970; Göktepeli ve diğerleri, 1975).

Mineraloji

Dursunbey yatağı örneklerinin parlak kesitlerinde sırasıyla sfalerit, galenit, manyetit, pirit, kalkopirit, hematit, ilmenit—rutil ve pirotin izlenmiştir.

Sfalerit; en fazla 1 mm büyüklükte yuvarlağımsı tanecikler şeklinde en sık izlenen maden mineralidir. Bazen kalkopirit ve galenitli kenetli halde bulunan sfalerit, hemen her zaman fazla sayıda kalkopirit ayrılmaları içerir. Bu ayrılmalar sfalerit tanelerinin iç kesimlerinde nisbeten daha iri ve daha fazla sayıdadır. Dış kesimlere doğru kalkopirit ayrılmaları azalmakta ve en dışta bazen hemen hiç görülmemektedirler. Kalkopirit ayrılmaları bazen sıralanarak sfaleritin zonlu yapısını çok belirgin şekilde ortaya çıkarırlar (Levha 1, Şekil 3). Sfalerit içinde ayrıca çok az sayı ve miktarda da galenit kapanım ve sokulum tanecikleri görülür. Kataklastik doku gösteren sfalerit oluşumları yer yer galenit tarafından ornatılmıştır. Sfaleritin çatlakları galenit yanında bazen gang mineralleri ile de doldurulmuştur.

Galenit; sfaleritten sonra en fazla miktarda izlenen maden mineralidir. Genellikle iri taneli kristaller oluşturan galenitlerin çevresi bazen sfaleritle sarılmıştır. Yer yer galenit içinde çok ufak kalkopirit ve sfalerit tanecikleri izlenmektedir. Galenit bazen kataklastik yapı göstermekte olup, bu galenitin oluşumundan sonra deformasyona uğradığını gösterir. Galenitin sfaleritin etrafını sarmış olması bu iki mineralin aynı zamanda oluştuklarını gösterir.

Manyetit; öz ve yarı öz biçimli, bazen öz biçimsiz ufak kristaller halinde izlenmiştir. Gang içine saçılmış halde bulunan manyetit, çok az da olsa hematite dönüşme (martitleşme) gösterir. Manyetit yer yer belirgin kataklastik yapı göstermekte olup, bazen belirgin olarak sülfid mineralleri tarafından ornatılmıştır.

Pirit; çoğunlukla öz biçimli, yarı öz biçimli kısmen de öz biçimsiz olarak izlenirler. Bazen gang içinde yalnız başına, bazen de kalkopirit ve diğer sülfidlerle kenetli halde bir arada bulunan piritler genellikle kataklastik doku gösterirler.

Kalkopirit; allotriomorf oluşumlar halinde izlenmiş olup, bazen içinde kalkopirit ayrılmaları içeren sfalerit damar ve taneleri kapsarlar. Ayrıca çok az sayı ve miktarda ufak galenit taneleri içeren kalkopirit oluşumları, kataklastik yapı gösterirler. Kalkopirit, ayrılmalar şeklinde sfalerit içinde bulunmakta, kendisi de bazen yıldızcıklar şeklinde sfalerit ayrılmaları içermektedir (Levha 1, Şekil 4). Bazen kümeleşmeler halinde görülen sfalerit yıldızcıkları, cevherleşmenin yüksek ısıda oluştuğuna işaret ederler (Ramdohr, 1975). Bazen çok ufak oluşumlar şeklinde gang mineralleri içine dağılan kalkopirit tanecikleri gangla iç içe, yanyana lamelli bir büyüme dokusu oluşturlar.

Hematit; az miktarda manyetitin martitleşmesi sonucu, kısmen de çubukçuklar ve çubukcuk-demetleri şeklinde gang içinde izlenir.

İlmenit+Rutil; çoğunlukla çubukçuklar (Levha kesitleri) halinde bulunur. Genellikle şistoziteye uyumlu sıralanmış ilmenit levha ve taneleri yan kayaç olan metamorfik şistlerden alınmış en yaşlı mineraldir. Daha sonra cevherleşme esnasında kenar ve çatlakları boyunca kısmen rutile, nadiren de titanite dönüşmüştür.

Pirotin; çok az miktarda izlenen en yaşlı sülfid mineralidir. Genellikle iç kontak zonundan alınan örneklerde özlenmektedir. Öz biçimsiz pirotin oluşumları nadiren pirit ve ara ürüne dönüşme gösterirler.

Parlak kesitlerin hazırlandığı örneklerden yapılan ince kesitlerde gang mineralleri olarak; granat, diyopsid, epidot, şelit, aktinolit, tremolit, klorit, serisit, kuvars ve kalsit izlenmiştir. Öncelikle granat, diyopsid ve epidot kataklastik yapı göstermekte ve kataklastik çatlakları bazen sülfid mineralleri tarafından doldurulmuş olarak görülmektedir. Diğer silikatlar da yer yer sülfidler tarafından belirgin şekilde ornatılmışlardır.

Kökeni

Dursunbey yatağı tipik bir kontakt metasomatik yataktır. Cevherleşme granodiyorit intrüzyonu ile metamorfik şistlerin dokanağında oluşmuştur. Cevher içerikli hidrotermal eriyikler granodiyorit tarafından mobilize edilmiştir. Yan kayaç metamorfik şistlerin kısmi ornatılması sonucu Dursunbey çinko—kurşun yatağı, bir "hidrotermal kontakt metazomatik" yatak olarak nitelenebilir. Skarn mineralleri Dursunbey yatağının granodiyorite bağlı kontakt bir yatak olduğunun en iyi kanıtlarıdır.

ÇANAKKALE-YENİCE-KALKIM-HANDERESİ KURŞUN-ÇİNKO YATAĞI

Jeolojik Konum

Handeresi yöresinde birlikte ele alınması gereken çok sayıda zuhur bulunur. (Şekil 1). Yörenin başlıca kayaçları granitik—granodiyoritik intrüzyonlarla, daha yaşlı metamorfik şistlerdir. Granitler ve Granodiyoritler, Handeresi cevherleşmesiyle çok yakından ilişkilidirler. Metamorfik şistler Handeresi yöresinde çok geniş bir alanda görülürler. Belirgin yapraklanma gösteren şistler içerdikleri minerallere göre isimlendirilmekte ve yer yer kalk—şist mercek ve tabakaları kapsamaktadırlar. Genel doğrultuları GGD—KKB, eğimleri 25°-60° D olan şistlerden karbonatlı (kalsit), serisitli, kloritli ve killileri birkaç ayrı düzey halinde cevher mineralleri içerirler. Intrüzyonun kontakt zonunda, cevherli düzeylerle birlikte granat, diyopsid, aktinolit, epidot, albit, tremolit, klorit, serisit, kuvars ve kalsit gibi skarn mineralleri de bulunmaktadır (Kızılkaya, 1965).

Handeresi yöresinde görülen Çatalak dere kurşun—çinko yatağı K 60° D doğrultulu ve 30° D eğimli bir bant olarak ortaya çıkmaktadır. Kontakt zonu içerisinde bulunan bu cevher zonu 0.5—1 m. kalınlıkta olup, içinde cevher mineralleri açısından çok fakir kesimler bulunmaktadır. Handeresi içindeki diğer cevherli zonlar Çatalak dere cevherleşmesinin devamı gibidir.

Mineraloji

Handeresi zuhurları örneklerinin parlak kesitlerinde sıra-sıyla galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, manyetit, hematit, kovelin ve limonit izlenmiştir.

Galenit; öz biçimli, yarı öz biçimli ve öz biçimsiz iri kristaller halinde sfaleritle iç içe, yanyana büyümüş olarak bulunur. Galenit, bazen kalkopirit ve sfaleritle kenetli halde bulunmakta olup, içinde yuvarlağımsı sfalerit ve kalkopirit tanecikleri içermektedir. Bu sfalerit ve kalkopirit tanecikleri daha çok kapanımlara benzemektedirler. Galenit idiomorf granatların arasını doldurmuş ve granatları tamamen sarmış olarak ta bulunur. Galenit içindeki kama ve kamacık biçimli dilinim kırılma boşlukları değişik doğrultulara yöneliktirler. Çok iri taneli zonlu yapı gösteren idiomorf granatlar içinde

ufak galenit tanecikleri bulunur. Bunlar galenitin granatı ornatması sonucu oluşmuştur (Levha 1, Şekil 5).

Sfalerit; genellikle aliotriomorf, yuvarlağımsı iri taneli oluşumlar halinde bulunur. Galenit ve çok az kalkopiritle kenetli halde izlendiği gibi, yalnız başına bulunan sfalerit kristallerine de rastlanır. Sfalerit nadiren öz ve yarı öz biçimli kristaller oluşturmaktadır. Sfaleritin iç yansımalarının oldukça açık renkli olması, FeS bakımından fazla zengin olmadığına işaret eder. Sfalerit kısmen kalkopirit ayrılımları içermektedir. Sfalerit oluşumları bazen içlerinde gang minerali kap siy arak idyoblastik doku gösterirler. Sfaleritte galenit gibi idiomorf granatların etrafını çepeçevre sarmakta, granat ve pirit gibi minerallerin çatlaklarını doldurmaktadır.

Pirit; az miktarda öz biçimli, yarı öz biçimli ve öz biçimsiz kristaller, ayrıca iskeletler şeklinde bulunur. Pirit yer yer kataklastik yapı göstermekte olup, çatlakları diğer sülfid mineralleriyle doldurulmuştur. İncelenen örneklerde piritin, öncelikle öz ve yarı öz biçimli olanlarının en yaşlı sülfid mineralleri olduğu kanısına varılmıştır.

Kalkopirit; genellikle allotriomorf oluşuklar halinde, kalkopirit ayrılımı içeren sfalerit taneleri ile kenetli halde bulunmaktadır. Bazen sfalerit—kalkopirit büyümesine galenit de katılmaktadır. Ayrıca dörtgen biçimli kalkopirit tanecikleri de izlenmiştir. Sfalerit içinde ayrılımlar, galenit içinde kapanımlar halinde izlenebilen kalkopirit, bazen piritlerin kataklastik çatlaklarını doldurarak piritten daha genç olduğunu ortaya koyar. Yer yer kataklastik doku gösteren kalkopirit taneleri görülmüş ve kalkopiritin kenar ve çatlakları boyunca kovelin +limonite dönüştüğü saptanmıştır.

Manyetit; eser miktarda olup, gang içinde yarı öz biçimli, öz biçimsiz ufak oluşuklar, veya granat çatlaklarını dolduran çok ince damarcıklar halinde izlenmiştir. Genellikle kısmen hematite dönüşme gösteren manyetit taneleri keçemsi bir doku gösterirler.

Hematit, manyetitten biraz daha fazla bulunursa da, kısmen manyetitten dönüşerek oluşmuştur. Çoğunlukla ışınal çubukcuk (Levha kesiti) demeti şeklinde izlenen hematit, bazen tek çubukcuk ve iskelet biçimli oluşuklar halindedir.

Kovelin + limonit; kalkopirit ve piritin dönüşmesi sonucu oluşmuş ikincil minerallerdir. Bu minerallere daha çok cevherleşmenin dış tesirlere açık olduğu kesimlerde rastlanır ve böyle yerlerde bazen galenit te serusite dönüşme gösterir. Fakat bu tür ikincil minerallere Handeresi zuhurlarında çok eser miktarda rastlanır, incelenen parlak kesitlerin örneklerinden yapılan ince kesitlerde gang mineralleri olarak; çok güzel zonlu yapı gösteren öz biçimli granat (Levha 1, Şekil 5), diyopsid, epidot, aktinolit, tremolit, albit, zoisit, klorit, serisit, kuvars ve kalsit izlenmiştir.

Kökeni

Handeresi zuhurları Dursunbey yatağında rastlanan hemen tüm maden ve gang minerallerini içermekte olup, jeolojik yapısı bakımından ona çok benzemektedir. Handeresinde de cevherleşme benzer metamorfik şistler (öncelikle kalk şist) içinde granitik — granodiyoritik intrüzyonun kontakt zonu içinde yer almaktadır. Cevherli zon intrüzyona 100—200 m gibi çok yakın bir uzaklıkta bulunmaktadır. Böylece Handeresi yöresinde de kontakt zuhurlar oluşmuş ve cevher getirici olarak granitik—granodiyoritik magma kabul edilmiştir. Asidik magmaya bağlı cevher içerikli eriyiklerin getirdiği mineraller yan kayaç şistler içine öncelikle kolayca girebilecekleri şisto-

zite aralıklarına, ayrıca boşlukları seçerek ve kolayca reaksiyona girebilecekleri mineralleri (Örneğin CaO bakımından zengin mineraller) ornatarak yerleşmişler, böylece şistoziteye uyumlu sıralanmış maden mineralleri içeren benekli ve bantlı cevherler oluşturmuşlardır.

ÇANAKKALE-YENİCE-KURTTAŞI-ARAPUÇAN-SOFULAR KURŞUN-ÇİNKO YATAKLARI

Jeolojik Konum

Bölgede bulunan Kurttaşı, Arapuçan ve Sofular yatakları jeolojik yapı ve mineral parajenezleri bakımından benzerlik gösterdiklerinden birlikte ele alınacaklardır. Yenice ilçesinin yaklaşık 25 km kuzeyinde, Kurttaşı köyünün 1 km batı—kuzeybatısında bulunan Kurttaşı zuhuru (Şekil 1) çevresindeki başlıca kayalar, metamorfik şistler, kireçtaşı, kumtaşı ve granitik—granodiyoritik intrüzyonlardır. Metamorfik şistler sahada yaygın olarak bulunur, serizit ve klorit şist birimlerinden oluşurlar. Granodiyorite yakın kesimde bulunan kontakt zonunda, şistler içinde tipik skarn mineralleri oluşmuştur. Kumtaşı, 50—60 m kalınlıkta olup killi şist bantları içerir ve alttaki metamorfik şistlerle uyumludur (Yücelay, 1970). Kireç-taşı, kumtaşının üzerinde, bazen kumtaşı içinde mercekler halinde izlenir. Cevherleşmenin yaklaşık 4—5 km güneyinde, Sofular köyü doğusunda ortaya çıkan granitik—granodiyoritik sokulumlar yöredeki en genç kayalar birimini oluştururlar. Tüm kayalar birimlerinin tabakalanma ve yapraklanma doğrultuları KKD—GGB; eğimleri doğuyadır. Sahada çeşitli yönde görülen faylardan yaklaşık K—G yönlü olanların cevherleşme ile yakın ilişkisi vardır. Şistler, cevherli fayların doğrultuları boyunca 2—3 m genişlikte şeritler boyunca silisleşmişlerdir. Faylar boyunca mercemiş, sucuğumsu şekil gösteren cevher damarları dışı doğru tenörce fakirleşir. Kontakt zonu içinde de çok zayıf yöresel cevherleşmeler izlenir.

Kurttaşı zuhurlarına çok yakın bulunan Arapuçan kurşun yatağı kumtaşı içinde bulunan paralel faylara bağlı, damar biçiminde bir cevherleşmedir. DKD—BGB yönlü cevher damarı ile birlikte boyutları yer yer 3-4 cm'yi bulan öz biçimli, iri kuvars kristalleri bulunmaktadır.

Sofular köyü yakınında bulunan zuhurlar da yaklaşık D—B doğrultulu faylar içerisinde yataklanmışlardır. Ancak bunlar farklı olarak sokulum kontakt zonu içerisinde bulunurlar. Bu zonda maden mineralleri yanında tipik skarn silikatları da bulunur.

Mineraloji

Kurttaşı, Arapuçan ve Sofular yatakları örneklerinin parlak kesitlerinde sırasıyla galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, hematit, manyetit, kovelin ve limonit izlenmiştir.

Galenit; fazla miktarda ve iri taneler halinde, kısmen sfaleritle, bazen kalkopirit ve piritle iç içe yan yana büyüme göstermektedir. Galenit çoğunlukla öz biçimli ve yarı öz biçimli bazen öz biçimsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Galenit içinde çok ufak kalkopirit, sfalerit ve pirit tanecikleri yanında granat ve kuvars taneleri de izlenmiştir. (Levha 1, Şekil 6). Galenit içinde çok fazla sayıda bulunan kamacık biçimli dilinim kırılma boşlukları değişik doğrultulara yöneliktirler. Galenit, yer yer kenar ve dilinimleri boyunca serüzite dönüşme gösterir.

Sfalerit; galenitten biraz daha az olmakla birlikte, megaskopik (çıplak gözle) izlenebilecek çoğunluktadır. Diğer sülfid mineralleriyle iç içe, yan yana büyümüş sfalerit genellikle kalkopirit ayrılmaları içermektedir. Daha çok iri özbiçimsiz sfalerit tanelerinin iç kesimlerinde bulunan kalkopirit ayrılmaları, bazen sfalerit içindeki sıralanmış ve dizilişleriyle sfaleritin

zonlu yapısını ortaya çıkarırlar. İri taneli sfalerit oluşumlarında yer yer belirgin kataklastik yapı görülür. Yer yer çok az miktarda smitsonite dönüşme gösterir.

Pirit; çoğunlukla öz biçimli, yarı öz biçimli kristaller, bazen daha genç öz biçimsiz oluşuklar halinde izlenmiştir, öz biçimli ve yarı öz biçimli pirit kristalleri en yaşlı sülfid minerali olup, diğer sülfidler ve öz biçimsiz piritler tarafından ornatılmışlardır. Tane irilikleri ortalama 0.5 mm. olan bu pirit kristalleri, diğer sülfid mineralleri ve gang mineralleri içinde ve arasında yüzmekte, ayrıca bu minerallerin sokulumu sonucu yer yer bu minerallerden tanecikler içermektedirler. Piritin zaman zaman kataklastik doku gösterdiği de görülür. Yer yer kenarlar boyunca limonite dönüşme gösterir. Piritler bazen koloidal dokulu oluşumlar halinde bulunurlar. Bu tür piritlere daha çok yan kayalar içinde rastlanır.

Kalkopirit; az miktarda sfalerit ve galenitle, bazen piritle kenetli halde bulunur. Kalkopirit içinde sfalerit tanecikleri izlendiği gibi, sfalerit ve galenit içinde de kalkopirit kapanımları bulunur. Genellikle öz biçimsiz ince taneli oluşumlar halinde gözlenen kalkopiritler, bazen belirgin kataklastik yapı gösterirler. Yer yer limonite dönüşme gösterirler.

Hematit; genellikle ufak çubuk ve çubukçuk toplulukları halinde bulunur. Hematit çubukçukları içinde manyetit artıklarına rastlanmış olması, bunların manyetitten dönüştüğüne işaret eder. Dolayısıyla örneklerdeki hematitler martitleşme sonucu olarak düşünülebilir. Ayrıca hematit çubukçuklarının öz biçimli ve yarı öz biçimli piritler içinde bulunması, bunların en yaşlı sülfid minerali olarak kabul edilen piritten de daha yaşlı olduğunu gösterir.

Manyetit; eser miktarda, bazen hematitler içinde artıklar şeklinde, bazen piritler içinde kapanımlar halinde izlenmiştir. İçinde galenit, kalkopirit sokulumları da içerebilen manyetit belki en yaşlı cevher mineralidir.

Kovelin + Limonit; kalkopirit ve piritin ayrışması sonucu oluşmuş ikincil minerallerdir. Bunlardan kovelin, galenit ve sfalerit taneleri etrafında kuşakçıklar oluşturur. Buna karşılık limonite, pirit ve kalkopirit psodomorfı şeklinde ayrıca çatlak ve boşluk dolgusu olarak rastlanır.

Örneklerin ince kesitlerinde fazla miktarda hidrotermal kuvars yanında, kalsit, epidot, klorit ve serisit izlenmiştir. Sofular yöresinde ayrıca çok güzel zonlu yapı gösteren granatlar, diyopsit ve aktinolit saptanmıştır.

Sofular köyünün çok yakınında bir aplit granit damarından alınan örneklerde maden mineralleri olarak kalkopirit, hematit, manyetit (büyük kısmı müşketoftit) şeklinde (Levha II, Şekil 1), sfalerit ve linneit izlenmiştir. Bu örneklerde kalkopirit içinde yıldızcıklar şeklinde bulunan sfalerit ayrılmaları toplulukları saptanmıştır. Çok ufak (en fazla 200 mikron) öz ve yarı öz biçimli linneit kristalleri bazen iskeletler şeklinde olmakta ve hemen her zaman kalkopirit içinde veya kalkopirit—pirit kantağında yer almaktadır (Levha II, Şekil 2). Kataklastik doku gösteren linneitlerin çatlakları kalkopiritle dolmuştur. Linneite yalnız bu zuhurda rastlanmıştır.

Kökene

Faylara bağlı olarak ortaya çıkan Kurttaşı, Arapuçan ve Sofular zuhurları hidrotermal kökenli cevherleşmelerdir. Yataklanma yeri olarak metamorfik şistler veya kumtaşı içindeki tektonik hatları seçen cevher içerikli hidrotermal eriyikler yine bu yörede ortaya çıkan granitik—granodiyoritik intrüzyon tarafından getirilmiştir. Fakat burada cevherleşmeyi sağlayan

cevher içerikli hidrotermal eriyikler intrüzyonun kontakt zonuna çok yakın bulunan fay hatlarını seçmiştir. Ayrıca kontakt zonunda da aynı maden minerallerini çok daha az miktarlarda kapsayan cevherli kesimler bulunmaktadır.

BALIKESİR-BALYA KURŞUN-ÇİNKO YATAĞI

Jeolojik Konum

Balya madeni Balıkesir ile, Balya ilçesi çevresinde ve altında bulunan bir kurşun yatağıdır (Şekil 1). Balya madeni çevresinde Tersiyer yaşlı volkanik ve tortul kayalar, Granodiyorit, Jura yaşlı kireçtaşları, Triyas yaşlı tortul kayalar, Permian yaşlı kireçtaşı ve Epi-metamorfik şistler bulunmaktadır.

Tersiyer Yaşlı Kayalar, geniş bir alan kaplarlar ve öncelikle dasitik—andezitik volkaniklerle, bunlardan oluşan aglomera ve tüflerden oluşurlar (Akyol, 1979). Bu volkanik ve piroklastik kayalarla uyumlu tabakalanma gösteren tüfitler, aglomeratik kumtaşları ve tatlı su kireç taşlarından oluşan tortullar da bulunmaktadır. Meer Mohr (1959) bunları Orta Eosen—Üst Miyosen yaşlı olarak düşünmektedir. Doğrultuları KD GB olan lav akıntıları yanında dayk ve sillere de rastlanmaktadır.

Granodiyorit, Balya madenine 12 km uzaklıkta Yenice ilçesi güneyinde mostra vermektedir. Granodiyorit intrüzyonu metamorfik şistler ve andezitlerle dokanak oluşturmakta ve andezitle dokanağında kontakt zonun bulunmayışı, granodiyorit volkaniklerden daha yaşlı olduğunu göstermektedir. Kaaden (1957) ve Meer Mohr (1959) yaptıkları çalışmalarda intrüzyonun yaşını kesin olarak belirtmemişlerdir.

Jura Kireçtaşları, Tersiyer yaşlı kayalarla uyumsuz olarak örtülmüş, Tersiyer volkanikleri ile dokanaklarında rekristalize olmuşlardır.

Triyas Yaşlı Kayalar, pelitik şeyller, ince taneli kum taşları kireçtaşları ve çakıl taşlarıdır.

Permian Kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı konglomeraları ve arkozlarla arakatlıdır. Bazen dolomitik kireçtaşlarına geçiş gösterirler. Epi—metamorfik şistler, fillitler, serisit—klorit şistler ve serisit kuvarsitlerden oluşurlar. Sahanın en yaşlı kayalarını oluşturan şistler genellikle Jura kireçtaşları altında yer almaktadırlar.

Balya madeni yöresinde kuvvetli bir tektonizmanın izlerini taşımaktadır. KD—GB doğrultulu faylar yanında D—B ve KKB—GGB doğrultulu faylar da bulunmaktadır. Triyas ve Permian yaşlı kayalar tektonizmadan ileri derecede etkilenmiş ve bunun sonucu olarak kıvrılmış, kırılmış ve birbirleri üzerine itilmişlerdir (Meer Mohr, 1959). Balya madende cevherleşme Tersiyer yaşta dasitler içinde yüzen kireçtaşı bloklarına bağlı olarak bulunmaktadır. Cevherleşme kireçtaşı kütleleri içinde tipik skarn mineralleşmesi halinde veya kireçtaşı içinde çatlak ve boşluk dolgusu şeklinde görülür. Cevherleşmenin olduğu kireçtaşı kesimlerinde mermerleşme yanında, dolomitleşme ve silisleşme de bulunur.

Mineraloji

Balya madeni örneklerinin mikroskopla incelenmesi sonucu parlak kesitlerde sırasıyla galenit, pirit, sfalerit, kalkopirit, tetrahedrit, manyetit, pirotin, antimonit, arsenopirit, boulangerit, jamesonit, heyrovskiyit, bizmutit ve nabit—bizmut izlenmiştir. Ayrıca yer yer realgar ve orpiment gibi mineraller de görülür.

Galenit; genellikle üst düzeylere doğru artmakta ve fazla miktarda bulunmaktadır. Galenit çoğunlukla iri taneli ve kataklastik bazen tamamen parçalanmış, ufalanmış kristaller halinde izlenir. Galenit ve sfalerit, bazen çok ufak tanecikler halinde yanyana iç içe büyümüşlerdir. İri taneli galenit kristal-

leri içinde yer yer çok ufak öncelikle yuvarlağımsı sfalerit, kalkopirit ve eser sayıda tetrahedrit—tennantit tanecikleri bulunmaktadır. Bir parlak kesitte galenitin boulangeritten bir kuşakla sınırlı olduğu görülmüştür. Galenit kenar, dilinin ve çatlakları boyunca yer yer çok az miktarda serrusite dönüşmüştür.

Pirit; genellikle kireçtaşı dokanaklarına yakın kesimlerde toplanmış olarak galenitten sonra en fazla miktarda izlenen maden mineralidir. Pirit öz veya yarı öz biçimli, kısmen öz biçimsiz kristaller halinde bulunur. Öz biçimsiz piritler çoğunlukla sfaleriti kesen damarcıklar şeklindedirler. Ayrıca iskelet biçimli ve idyoblastik doku gösteren piritlere de rastlanır. İdyoblastik piritler içinde gang mineralleri izlenir. Piritin çok az bir kısmı tetrahedritle birlikte kürecik ve elipsoidal biçimli tanecikler şeklinde kalkopirit içinde yer alır. Bütün bu değişik pirit oluşumları yanında kalkopirit içinde azami 5—10 mikron büyüklükte tanecik yığılımları halinde görülen piritler, tetrahedrit damarlarına paralel yönde uzanan damarcıklar oluştururlar. Yer yer rastlanan konsantrik kabuklu, böbreğımsi yapı gösteren piritler, olasılıkla pirotinden dönüşerek oluşmuştur. Öz biçimli—yarı öz biçimli piritler genellikle iri kristaller halinde olup, yer yer belirgin kataklastik doku gösterirler. Bu tür piritler en önce oluşmuş, çevreleri diğer sülfid mineralleriyle sınırlı, ara ve kataklastik çatlakları doldurulmuştur. Pirit kristalleri içinde bazen ufak galenit, sfalerit ve pirotin tanecikleri bulunmaktadır. Bunlardan galenit ve sfalerit piritten daha genç olup, pirit içine sokulumlar şeklinde girmiş, buna karşılık pirotin kapanımlar halinde bulunmaktadır. Ayrıca piritler içinde kalsit ve öz biçimli kuvars tanecikleri de izlenir. Bu mineraller bazen piritin zonlu yapısının ortaya çıkmasına katkıda bulunurlar.

Sfalerit; allotriomorf ve kataklastik oluşumlar şeklinde, bazen skarn silikatları içinde damarcıklar oluşturmuş halde gözlenmiştir. Yer yer tamamen ufalanmış olarak bulunan sfalerit kırmızı—kahverengi iç yansımalar göstermekte ve içinde farklı rölyefler halinde ortaya çıkmış çok güzel ikiz lamelleri bulunmaktadır

Gang mineralleri içinde ve arasında izlenen bazı sfalerit oluşumlarının etrafı kalkopirit, pirotin ve pirit gibi sülfidlerle sınırlanmıştır. Kalkopirit ve pirotinle yan yana büyümüş sfaleritler bu minerallerden yarı öz biçimli ve öz biçimsiz tanecikler içerirler. Kalkopirit, sfalerit içinde ayrılmalar halinde de bulunur. Çok ufak tanecik ve lamelcikler şeklinde izlenen kalkopirit ayrılmaları, bazen pirotin tanecikleri içerirler. Çoğunlukla kalkopirit ve pirotin ayrılmaları kapsayan sfaleritler yanında, ayrılmaz olan sfaleritler de bulunur. Böyle ayrılmaz oluşumlar civarında kalkopirit ve pirotine rastlanmaz.

Kalkopirit; az miktarda, çok çeşitli durumlarda gözlenmiştir. Genellikle sfalerit ve pirotinle kenetli halde bulunan kalkopirit, bazen tek başına bulunur. Kalkopirit sfalerit içinde ayırım ve kapanımlar halinde bulunduğu gibi, kendi içinde yıldızcıklar şeklinde sfalerit ayrılmaları içerir. Sfalerit ayırım yıldızcıkları yüksek oluşum sıcaklığına işaret ederler (Ramdohr, 1975). Kalkopiritin etrafı bazen pirotin tarafından kuşatılmış olup, ayrıca kalkopirit içinde çok ufak genellikle iki ayrı doğrultuda sıralanan ve uzanan kurtçuklar şeklinde pirotin ayrılmaları bulunur (Levha II, Şekil 3). Yer yer fazla miktar ve sayılarda ortaya çıkan pirotin ayrılmaları, bu durumlarda çok çeşitli doğrultularda uzanım ve sıralanım gösterirler. Ayrıca kalkopirit içinde bazen galenit tanecikleri ve tetrahedrit damarcıkları izlenmiştir. Diğer taraftan incelenen parlak kesit örneklerinde kalkopiritin yer yer belirgin kataklastik yapı gösterdiği saptanmıştır.

LEVHA - II

- Şekil 1* Büyütme 250 X, Yenice-Sofular zuhurları, çubukçular şeklinde hematit (muşketoffit, H), manyetitten (M) dönüşerek oluşmuş, gang (Gn).
- Şekil 2. Büyütme 250 X, Yenice-Sofular zuhurları, kalkopirit (K) içinde linneit (L) kristalleri ve sfalerit (S) kapanım ve ayrılmaları. Pirit (P), gang (Gn).
- Şekil 3. Büyütme 250 X, Balya madeni, kalkopirit (K) içinde pirotin (Pr) ayrılmaları, galenit (G), gang (Gn).
- Şekil 4. Büyütme 250 X, Balya madeni, kalkopirit (K), tetrahedrit (F) tarafından ornatılmış; pirit (P), sfalerit (S), gang (siyah).
- Şekil 5. Büyütme 250 X, Balya madeni, Sfalerit (S) içinde jamesonit (J) iğnecikleri. Galenit (G).
- Şekil 6. Büyütme 400 X, Balya madeni, Heyrovskyit (H) içinde nabit bizmut (Bi) tanecikleri, heyrovskyit dilinimlerine paralel sıralanmış; pirit (P).

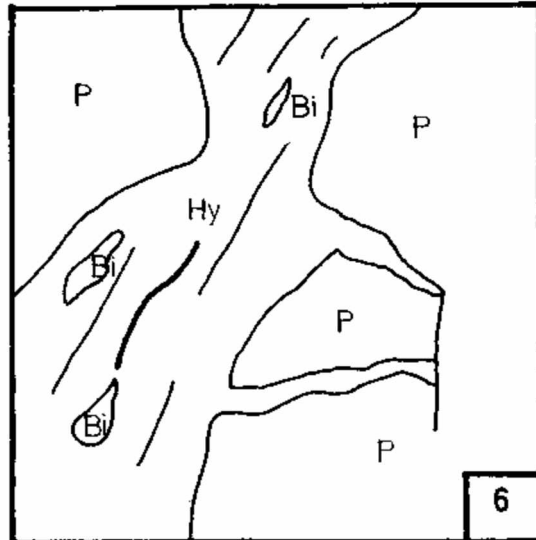
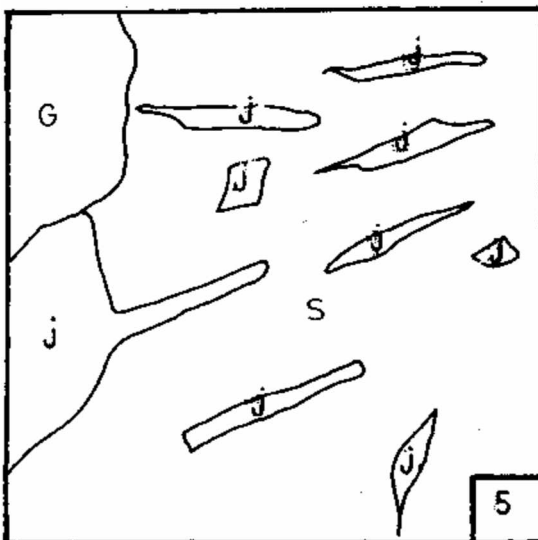
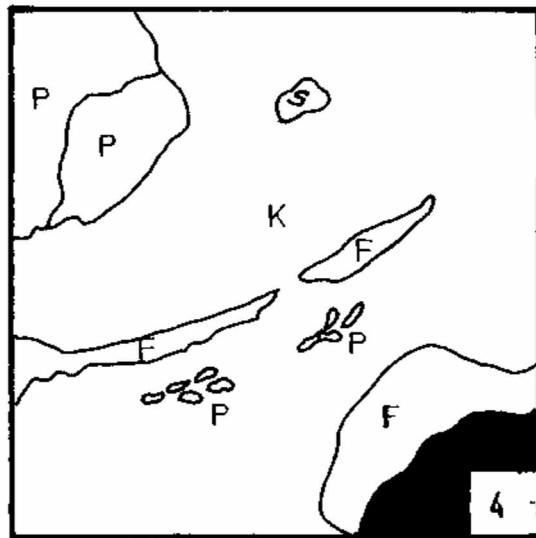
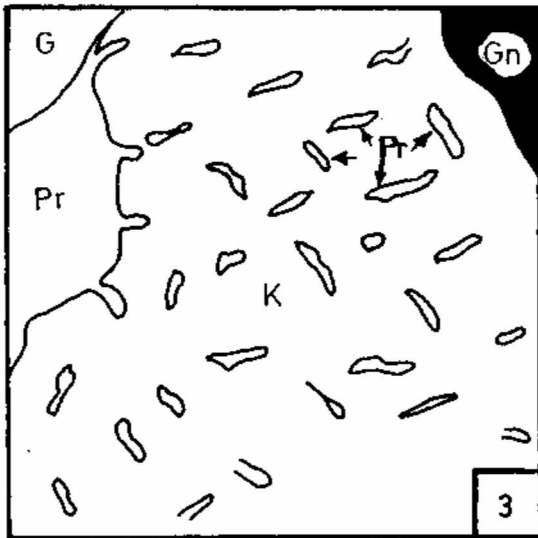
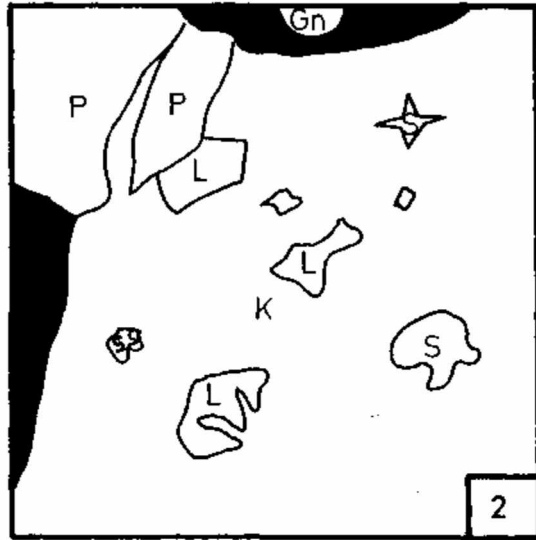
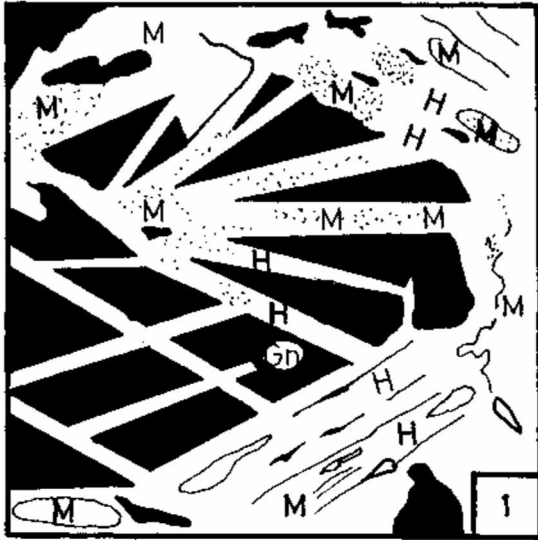
PLATE - II

*

- Figure 1 . Magnification 250 X, Yenice—Sofular occurrence, hematite (musketoffite, H) lamellae after magnetite (M), gangue (Gn).
- Figure 2. Magnification 250 X, Yenice—Sofular occurrence, linnaeite (L) crystals and sphalerite (S) exsolutions and inclusions in chalcopyrite, pyrite (P) and gangue (Gn) are also present.
- Figure 3. Magnification 250 X, Balya deposit, pyrrhotite exsolutions in chalcopyrite together with galena (G) and gangue (Gn).
- Figure 4. Magnification 250 X, Balya deposit, chalcopyrite (K), replaced by tetrahedrite (F); pyrite (P), sphalerite (S) and gangue (black) can also be observed.
- Figure 5. Magnification 250 X, Balya deposit, jamesonite (j) needles in sphalerite (S); galena (G) is also present.
- Figure 6. Magnification 400 X, Balya deposit, native bismuth (Bi) grains arranged parallel to the cleavages of heyrovskyite; pyrite (P) is also present.

* Şekiller mikrofotolardan faydalanılarak çizilmiştir.

* Figures are sketched from photomicrographs.



Tetrahedrit-Tennantit; çok az miktarda bulunur. Genellikle kalkopiritle kenetli halde iç içe yanyana izlenir. Kalkopirit ayrımları içererek bazen kalkopiriti belirgin bir şekilde ornatarak, ondan daha genç olabileceğini ortaya koyar. Genellikle ufak oluşumlar halinde bulunan tetrahedrit—terinantit kalkopiritin çevresini kuşatıp, nadiren içinde damarlar oluşturur (Levha II, Şekil 4). Bazen de kalkopirit içinde, kalkopiritle yan yana sıralanmış şeritler halinde, pirit kürecikleriyle birlikte bulunur.

Manyetit; çok az miktarda öz ve yarı öz biçimli oluşuklar halinde izlenmiştir. Bazı parlak kesit örneklerinde değişik doğrultulara yönelik manyetit çubukçukları (Levha kesitleri) görülmekte olup, müşktoffit (hematit psödomorfu) olarak adlandırılan bu manyetitler bazen ileri derecede hematite dönüşmüşlerdir. Bu durumda bile hemen her zaman bir miktar manyetit artığı içerirler. Bu manyetit çubukçukları metamorfizmaya, çoğunlukla kontakt metamorfizmaya işaret ederler. Ayrıca en yaşlı sülfid minerallerinden biri olan öz ve yarı öz biçimli piritler içinde kapanımlar halinde müşktoffitin izlenmesi, bu mineralin diğer tüm sülfidlerden daha yaşlı olduğunu gösterir.

Pirotin; kısmen iri taneli ve genellikle öz biçimsizdir. Kataklastik doku gösteren pirotinin kenar ve kataklastik çatlakları boyunca çok az bir kısmı piritte dönüşmüştür. Pirotin piritte düşünürken bir miktar da pirit ve markasitten oluşan "ara ürün" oluşmuştur. Bu dönüşüm pirotinin kenar ve çatlakları yanında kısmen de dilinimlerini izleyerek gelişir. Ayrıca pirit içinde en fazla 15—20 mikron büyüklükte kapanımlar halinde pirotin tanecikleri bulunur.

Antimonit; çok yöresel olarak bir damar içinde hidrotermal kökenli öz biçimli kuvars ve kalsitle birlikte bulunur. İri taneli kalsit ve hidrotermal kuvars kristalleri arasında ve içinde çok ufak tanecik yığılımları şeklinde bulunan antimonit oluşumları sfaleritle yanyana bulunurlar. Nisbeten biraz iri kristallerden oluşan antimonit iğnecikleri ışınal bir doku gösterirler. Aynı parlak kesit örneğinde yukarıda değinilen mineraller yanında bir miktar da pirit görülmüştür.

Arsenopirit; en fazla 100 mikron büyüklükte öz ve yarı öz biçimli kristaller halinde bulunmakta olup; içlerinde bazen galenit, sfalerit, pirotin ve manyetit tanecikleri içerirler. Bunlardan galenit ve sfalerit büyük olasılıkla sokulum, pirotin ve manyetit kapanım halindedirler, öz biçimli arsenopiritler rombusal ve üçgen kesitli kristaller şeklinde olup, bazen de çubukçuklar şeklinde ortaya çıkarlar. Diğer maden mineralleri için de damarcıklar da oluşturan arsenopiritler, yer yer belirgin zonlu yapı gösterirler. Arsenopiritlerin zonlu yapısı diğer maden mineralleri yanında, daha çok gang mineralleriyle ortaya çıkmıştır. Arsenopirit kristalleri bazen yanyana gelişmiş ikizler de oluştururlar.

Bournonit; çok az miktarda, genellikle galenit içinde ve etrafında köşesiz yuvarlağımsı tane ve tanecikler halinde görülür. Bournonit bazen çok güzel ve iki ayrı doğrultuda uzanan ikiz lamelleri gösterir.

Boulanjerit + jamesonit; kuvars, kalsit, tetrahedrit, sfalerit ve galenit içinde çoğunlukla çok ufak çubukçuklar şeklinde çok az miktarda ortaya çıkarlar. Aynı mineraller içinde bu minerallerin rombusal kesitler şeklindeki kristallerine de rastlanır (Levha II, Şekil 5). Ayrıca kesinlikle ayırtanamayan bu iki mineralin özbiçimsiz oluşumları da izlenmiştir. Bu mineralin çubuk ve iğnecikleri öz biçimli hidrotermal kuvars kristalleri

arasında ve kalsit, tetrahedrit, sfalerit ve galenit içinde çeşitli doğrultularda uzanarak, bazen ağımsı veya keçe yüzeyimsi bir doku oluştururlar. Jamesonit sfalerit içinde bulunduğu zaman Taşkesik (İzmir—Torbalı) jamesonitine çok benzerlik gösterir. Balya madeni maden mineralleri içinde en fazla miktarda bulunan galenit bazen boulanjerit tarafından belirgin şekilde ornatılmıştır.

Heyrovskiyit; Türkiye'de ilk olarak bulunan bir Pb—Bi sülfid minerali olup, ancak iki adet parlak kesit örneğinde çok az miktarda pirit kristalleri ara ve çatlaklarında izlenmiştir (Çağatay ve Aydın, 1979). Genellikle ince uzun çubukçuklar şeklinde kristaller oluşturan heyrovskiyit bazen de öz biçimsiz ve kataklastik doku göstermektedir. Heyrovskiyit çubuklarının uzunluğu en fazla 2—2,5 mm. olup, yer yer bükülme ve kırılma gösterirler. Bazen de birbirlerini kesen heyrovskiyit çubukları içinde arasıra çok eser miktarda bizmutin ve nabit bizmut izlenmiştir (Levha II, Şekil 6). Gerek bizmutin ve gerekse nabit bizmut heyrovskiyitin dilinimleri içine ve heyrovskiyit kristalleri arasına yerleşmişlerdir. Heyrovskiyit kristalleri içinde kalkopirit ve sfalerit tanecikleri bulunur. Ayrıca kalkopirit içinde çubukçuklar ve rombusal kesitler şeklinde ortaya çıkan heyrovskiyit kristalcikleri görülmüştür.

Bizmutin ve Nabit—Bizmut; eser miktarlarda, çok ufak tanecikler halinde ve genellikle de bizmutin içinde nabit bizmut kalıntısı şeklinde izlenmişlerdir. Bizmut, sfalerit, kalkopirit ve pirotinle kenetli halde ve gang içinde tek başına, veya kenar ve köşeleri boyunca bizmutine dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Nabit bizmut, bazen tamamen bizmutine dönüşmüş olarak izlenir. Bizmutin de bazen heyrovskiyite çok benzeyen bir minerale dönüşmüş izlenimi verir. Bizmutin galenit içinde bazen nisbeten iri taneli allotriyomorf oluşumlar şeklinde bulunmaktadır. Buna karşın bizmut ve bizmutin içinde de galenit tanecikleri gözlenmiştir. Ayrıca bizmutin bazen çubukçuklar biçiminde izlenir. Nabit—bizmut, bizmutin ve heyrovskiyite benzeyen daha gri mineral arasında nadiren mirmekitik dokuya benzer bir büyüme görülmektedir. Bazen pirotin de bu minerallerin birlikte büyümesine katılmaktadır.

Rutil; çok eser miktarda ve en fazla 40—50 mikron büyüklükte ufak tanecikler halinde gang içinde görülür. Rutilin yan kayaçlardan alınması olasıdır. Belkide yan kayaçlar içinde ilmenit taneleri olarak bulunan bu oluşuklar, hidrotermal alterasyon sonucu demir içeriklerinin açığa çıkmasıyla rutile dönüşmüşlerdir.

Kömürümsü—Malzeme; çok eser miktarda izlenmiştir. Büyük olasılıkla tortul kayaçların cevherleşmesi sonucu rutil gibi bu kayaçlardan alınmıştır.

Realgar ve orpiment; esas cevherleşme dışında, kireç taşı içinde yer yer görülmektedir. Cevherleşmeden oldukça uzak kesimlerde yer yüzüne çok yakın yerlerde oluşmuşlardır.

Balya madende opak mineral içerikli örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskopik incelenmesi sonucunda çok güzel zonlu yapı gösteren granat, epidot (pistasit), zoisit, klinozoisit, kalsit, kuvars, wollastonit, albit, diyopsid, hedenbergit, tremolit, ortoklas, andalüzit ve dönüşme ürünü klorit, saptanmıştır. İncelenen ince kesitlerin hemen %80'inde kuvars, kalsit, albit, epidot ve granat izlemek olasıdır.

Kökene

Balya madende cevherleşmenin volkanikler içinde mermerleşmiş kireç taşlarına bağlı olması, daha önce burada çalışan uzmanların (Kovenko, 1940; Gjelsvik, 1957; Kaaden, 1957 ve

Meer Mohr, 1959) cevherleşmenin Tersiyer volkanizmasıyla çok yakından ilgili olduğunu varsaymalarına neden olmuştur. Kovenko (1940) cevherleşmenin en zengin damarlarının volka-nik kayaç uzanımlarının tortul kayaçları kestikleri yerlere rastladığını ve büyük cevher kütlelerinin dasit—liparitlerin yaygın olduğu kesimlerde makaslama ve çatlakların bulunduğu yerlerde oluştuğunu ileri sürmektedir. Kovenko'ya göre cevherleşmenin oluşması için Tersiyer volkanik kayaçları ile, daha yaşlı kireç-taşlarının dokanak oluşurması, ayrıca cevher eriyiklerinin ha-reketini kolaylaştıran fay ve çatlakların var olması gereklidir. Gjelsvik (1957) ve Kaaden (1957) bu yörede yaptıkları çalış-malarla Balya madeni oluşumunun yine bu bölgede bulunan diğer kurşun yatakları gibi Tersiyer volkanizmasıyla doğrudan ilgili olduğunu söyleyerek, cevherleşmenin oluşum ortamı hakkında Kovenko ile aynı sonuca varmışlardır. Aynı görüş Meer Mohr (1959) tarafından da desteklenmektedir.

Yazar Balya madeni oluşumunu yukarıda kısaca değinilen görüşten tamamen ayrı bir görüşle ele almakta ve Balya madeni-ni volkanizmadan çok, granodiyorit kantağında oluşmuş hidrotermal bir yatak olarak görmektedir. Yazar bu kanyı ancak detaylı bir mikroskopik etüd sonunda elde edilen veriler yardımıyla varmıştır. Bu durumda Balya madeni de Biga yarım-adasında bulunan diğer bazı kontakt yataklar gibi bir granodi-yorit kantağında oluşmuştur. Öncelikle karot örneklerinde bulunan tipik skarn mineralleri bu görüşümüzü kanıtlamaktadı-r. Balya madende cevherleşme, daha çok kireçtaşı—granodi-yorit kantağında oluşmuştur. Bugün için Balya madeni en yakın granodiyorit intrüzyonuna 12 km uzaklıkta bulunmakta-tır. Cevherleşmenin oluştuğu sırada granodiyorit ile cevherleş-en kireç taşlarının birbirlerine çok daha yakın bulunmaları gerekmektedir. Yükselen granodiyorit intrüzyonu böylece do-kanaktaki kireçtaşları içinde hidrotermal bir yatak oluşturmuş-tur. Daha sonra ortaya çıkan tektonik hareketler ile bu yatak bölünmüş, parçalanmış ve belkide böylece ortaya çıkan kütleler kısmen hareket etmeye zorlanmıştır. Tektonizma sonunda Tersiyer'de faaliyet gösteren volkanizma bu cevherli kireçtaşı bloklarının etrafını sarmış, aralarını doldurmuştur. Şayet cevherli kireçtaşı bloklarının parçalandıktan sonra yer deği-ş-tirmedikleri düşünülürse, hidrotermal cevher eriyiklerini mobilize eden granodiyoritin bugünkü maden yatağına çok daha yakın olması gerekmektedir. Bu durumda granodiyoritin Balya madenin bulunduğu yerde daha derinde Tersiyer volkanik kayaç-ları altında kalması olası görülmektedir.

Hipotetik bir kontakt Pb—Zn yatağının parçaları olan cevherli kireçtaşları dasit içinde yabancı ve düzensiz kütleler halinde bulunmaktadır. Dolayısıyla böyle cevherli kireçtaşı bloklarının aranıp bulunması oldukça güç olmaktadır. Bugün için böyle cevherli bloklar yer yüzünden 500—600 m. derinlik-lerde bulunmakta ve sondajlarla aranıp bulunmaları sağlanmak-tadır. Eski ocak ve galerilerle daha çok yer yüzüne yakın dü-zeylerde bulunan galenitçe zengin hidrotermal damar tipi Pb—Zn cevherleri işletilerek alınmıştır.

SONUÇLAR

Bu çalışmada başlıca iki ayrı kurşun—çinko maden yatak türü incelenmiştir. Bunlardan biri "tabakaya bağlı" metamorfik Bayındır—Sarıyurt (İzmir) yatağı, diğerleri asidik intrüzyonlara bağlı olarak bulunan "kontakt" ve "hidrotermal", Biga yarım-adası yatak ve zuhurlarıdır. Biga yarımadasında ortaya çıkan bu yatak ve zuhurlardan Balıkesir il sınırları içinde bulunan Dursunbey ve Balya yatakları ile Çanakkale il sınırları içinde bulunan Yenice—Kalkım—Handeresi ve Yenice—Sofular ya-takları asidik intrüzyonların kontakt zonlarında oluşmuş "hid-ro termal" yataklardır. Buna karşılık yine Çanakkale il sınırları

içinde bulunan Yenice—Kurttaş ve Yenice—Arapuçan yatak-ları asidik intrüzyonların kontakt zonu dışında bulunan fay-larda yataklanmış "hidrotermal" yataklardır.

Bayındır—Sarıyurt yatağı örnekleri üzerinde yapılan maden mikroskopisi çalışmaları sonucu, bu yatakta maden mineralleri olarak sırasıyla sfalerit, galenit, pirotin, pirit, kalkopirit, ilmenit ve rutil izlenmiştir. Biga yarımadası yatak ve zuhurlarında da bazı ufak değişiklikler dışında hemen aynı maden mineralleri saptanmıştır. Ayrıca bu yatak ve zuhurlarda yer yer çok az kovelin, limonit, serrusit, malakit ve azurit gibi ikincil mineral-lere rastlanır. Balya madende yukarıda sayılan mineraller yanın-da az ve eser miktarlarda tetrahedrit, antimonit, arsenopirit, bournonit, boulanjerit, jamesonit, heyrovskiyit, bizmutin, nabit—bizmut, orpiment ve realgar gibi esas cevher parajenezine yabancı olmayan Sb—As—Bi sülfid mineralleri izlenmiştir. Miktarları çok az ve eser düzeyde olan bu minerallerin sayıları biraz fazla gibi görülüyorsa da, kimyasal formülleri göz önüne alınarak incelendiklerinde, Balya madeni oluşturan eriyiklerin incelenen diğer Biga yarımadası yatak ve zuhurlarından farklı olarak çok az ve eser Sb, As ve Bi içerdikleri görülür. Torbalı—Taşkesik zuhuru maden minerali olarak sfalerit yanında az jamesonit, pirit, markasit ve eser arsenopirit içermektedir. Yine bu zuhuru oluşturan cevherli sıcak sular bir miktar Sb ve As taşımış olmalıdır.

Görüldüğü gibi bazı ufak ve önemsiz farklılıklar dışında gerek Bayındır—Sarıyurt yatağı, gerekse Biga yarımadasında incelenen yatak ve zuhurlar hemen aynı maden minerallerini yaklaşık çoğunluk sıralarına göre kapsamaktadırlar. Bu durum-da akla Batı Anadolu'da bulunan bu iki ayrı tür kurşun—çinko yataklarının kökenleri bakımından birbirleriyle ilişkilerinin olup olmadığı sorusu gelmektedir.

Höll (1966) Batı Anadolu'da yaptığı çalışmalarla bu gö-rüşü bölgede çok sık rastlanan Sb—Hg—W yatakları için ortaya atmış, Yunanistan'ın da bir bölümünü kapsayan çok geniş bir alanda ortaya çıkan antimonit, zinober ve şelit yataklarının "tabakaya bağlı" cevherli düzeyler halinde bulduklarını ileri sürmüştür. Daha sonra bu cevherli düzeylerin metal kap-samları çeşitli yollarla hareketlenmiş, böylece aynı kökenli yataklar oluşmuştur. Gerçekten bugün Türkiye'den Yunanistan, Bulgaristan ve Yugoslavya'ya kadar uzanan Alp orojenezi ke-siminde "tabakaya bağlı" bir Sb—Hg—W metal bölgesinin bu-lunduğunu kanıtlayan çok sayıda veri vardır (Maucher, 1965). Höll (1966)'ün antimuan, civa ve wolfram zuhurları için ileri sürdüğü görüşler, Batı Anadolu'da yer yer ortaya çıkan arseno-pirit zuhurları için de geçerlidir (Çağatay ve Eyüboğlu, 1979). Paleozoyik yaşlı kayaçlara bağlı olarak bulunan Sb, Hg, W ve As metal bölgesi önce Varistik, sonra Alpin orojenezleri sıra-sında metamorfizma, tektonik parçalanma ve bölünmeye uğ-ramıştır. Bu parçalardan bir kısmının kapsadığı metal içerikleri çeşitli yollarla hareketlenerek, bugün karşımıza tabakalaşmayı kesen yatak ve zuhurlar halinde çıkmaktadırlar.

Biga yarımadasında ortaya çıkan ve bu çalışmada bun-lardan ancak bazıları incelenen çok sayıda Pb—Zn yatakları için de böyle bir oluşum söz konusu olabilir mi sorusunu, yazar olumlu yönde yanıtlamak istemektedir. Maden minerallerini tabakaya bağlı olarak içeren cevherli düzeylerin her zaman Bayındır—Sarıyurt Zn—Pb yatağı gibi ekonomik anlamda bir maden yatağı oluşturması, ¹ani işletilebilecek miktarda bu minerallerden kapsamı zorunlu değildir. Maden mineralleri ekonomik sınırların çok altında da olabilir. Biga yarımadası metamorfik şistlerinin yataklara oldukça uzak yörelerinden alınan örneklerin maden mikroskopisi incelemesi sonunda,

bazı parlak kesitlerde çok az ve eser miktarlarda galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve pirotin gibi sülfid minerallerine rastlanmıştır.

Biga yarımadasında incelenen maden yatak ve zuhurlarının hareketlenmesi bu bölgede bulunan asidik intrüzyonlar tarafından sağlanmıştır. Galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve pirotin gibi maden mineralleri içeren tabakalar içine granit—granodiyorit intrüzyonlarının girmesi sonucu, bunların çevresinde aynı maden mineralleri içerikli kontakt ve hidrotermal yataklar oluşmuştur. Böylece daha yaşlı kurşun—çinko mineralleşmeleri içeren metamorfik serilerin sıcaklık metamorfizması ve ergimesi sonucu granitoid magma geçtiği yol boyunca yan kayaçlardan bu mineralleri alarak hareketlendirmiştir. Granitoid magmanın son ürünü olarak ortaya çıkan cevher içerikli sıcak sular örtü kayaçlarıyla karşılıklı madde alış—verişine girerek; galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve pirotin gibi maden mineralleri kapsıyan ve skarn silikatlardan oluşmuş "kontakt"; veya kontakt zonu dışında faylarla biriken "hidrotermal" yatakları oluşturmuşlardır. Kısaca Biga yarımadasında ortaya çıkan bu tip yataklar, Bayındır—Sarıyurt tipi "tabakaya bağlı" yataklara benzer yataklardan granitoid intrüzyonlar yardımıyla oluşmuş "çok kökenli" (Polijenetik) yataklar olarak düşünülmektedir. Balya madeni ve Torbalı—Taşkesik zuhurunda bazı Sb, As, ve Bi içerikli minerallere rastlanması bu yörelerdeki metamorfik serilerde bu elementleri içeren minerallerin bulunduğu anlamına gelmektedir (Höll, 1961; Çağatay ve Eyyüboğlu 1979). Gerçekten bu her iki oluşum çevresinde de bazı antimonit ve arsenopirit zuhur ve yataklarına rastlanmaktadır. Bu zuhur ve yatakların kaynaklandığı ortam, yani kökenleri yine metamorfik kayaçlardır.

KATKI BELİRTME

Çalışmanın gerçekleşmesinde aşağıda adı geçen MTA Enstitüsü elemanlarının katkıları olmuştur: V. Alkan, Balıkesir bölge laboratuvarları arşivinde bulunan çalışma konusu yatak ve zuhurların tüm parlak ve ince kesitlerini yazarın incelemesine açık tutmuştur. Ayrıca yazarın hemen tüm saha incelemelerine katılarak, yataklar üzerine değerli bilgiler vermiştir. H. Özcan Bayındır—Sarıyurt yatağı; N. Hatay ve N. Yüce, Torbalı—Taşkesik yatağı; A. Yücelay, Kurttaşı, Arapuçan ve Sofular zuhurları; Z. Akşol, Balya madeni üzerine yapılan saha çalışmalarında yardımcı olmuşlardır. Z. Akşol ayrıca yazara Balya maden sondaj karot örneklerini inceleme olanağı sağlamıştır. E. Temiz çalışmanın yazım ve çiziminde yardımcı olmuştur. Yazar bu değerli meslektaşlarına teşekkür etmeyi borç bilir.

Yazımın ilk geliş tarihi: 14.7.1978
Yazımın düzeltilmeden geliş tarihi: 30.1.1980
Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

Akşol, Z., 1979, Balya kurşun—çinko maden yatağı: Jeoloji Mi., 7, 47-59.

- Alkan, V., 1974, İzmir—Bayındır—Sarıyurt işaretiyle gelen numunelerin petrografik—mineralojik tetkik ve tayini: M.T.A. Balıkesir Bölge Lab. Arş., Rapor No. Ba: 120 yayınlanmamış.
- Çağatay, A., ve Eyyüboğlu, T., 1979, Batı Anadolu'daki bazı antimonit, arsenopirit, zinober, şelit yatak ve zuhurlarının jeoloji—mineralojik incelenmesi ve elde edilen genetik bulgular: Jeoloji Müh., 9, 51-62.
- Çağatay, A., ve Aydın, E., 1979, Balıkesir—Balya madende izlenen bir Pb—Bi maden minerali "heyrovskiyit" üzerinde çalışma: Yerbilimleri, yayında.
- Dileköz, E., ve Çağatay, A., 1973, İzmir—Bayındır—Sarıyurt işaretiyle gelen numunelerin mineralojik tetkik neticesi: M.T.A. Lab. Dairesi Arş., Rapor No. 201/77211, yayınlanmamış.
- Gjelsvik, T., 1957, Türkiye'nin batısında Biga yarımadasında Alpin volkanizmaya bağlı maden yatakları üzerine aramalar: M.T.A. Derleme Rapor No. 2480, yayınlanmamış.
- Göktepe, A., Gönül, G., ve Açıkgöz, H., 1975, Balıkesir—Dursunbey Kurşun—Çinko—Bakır yatağı ara rezerv raporu: M.T.A. Derleme Rapor No. 5392, yayınlanmamış.
- Höll, R., 1966, Genese und Altersstellung von Vorkommen der S.-W-Hg formation in der Türkei und auf Chios, Griechenland: Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturwiss., 127.
- Kaaden, G. v.d., 1957, Çanakkale—Biga—Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik etüd saha çalışmaları: M.T.A. Derleme Rapor No. 2661, yayınlanmamış.
- Kızılkaya, H., 1965, Kazdağ masifi ve civarında yapılan kurşun—çinko—bakır—pirit prospeksiyonu hakkında: M.T.A. Derleme Rapor No. 3755, yayınlanmamış.
- Kovenko, V., 1940, Balya kurşun madenleri: M.T.A. Dergisi, 4/21, 580-587.
- Maucher, A., 1965, Die Antimon—Wolfram—Ouecksilber Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik: Freiburger Forschungshefte, 186, 173-188.
- Meer Mohr, H. v.d., 1959, Balya mıntıkasındaki kurşun zuhurlarının prospeksiyonu hakkında toplu rapor: M.T.A. Derleme Rapor No. 2703, yayınlanmamış.
- Özcan, H., 1976, İzmir—Bayındır—İlcadere Zn—Pb madeni raporu: M.T.A. Derleme Rapor No. 5756, yayınlanmamış.
- Özocak, R., 1970, Balıkesir ili, Dursunbey ilçesi güneyi (Alaçam dağı) maden prospeksiyonu ve Anadolu kurşun madeni jeolojik etüdü: M.T.A. Derleme Rapor No. 4888, yayınlanmamış.
- Ramdohr, P., 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen: Akademie-Verlag, Berlin, 1089 s.
- Takashima, K., 1974, Dursunbey—Balıkesir kurşun—çinko yataklarının jeolojisi: M.T.A. Derleme Rapor No. 5388, yayınlanmamış.
- Yücelay, A., 1970, Çanakkale ili, Yenice ilçesi, Kurttaşı köyü kurşun—çinko—bakır zuhuru etüdü: M.T.A. Derleme Rapor No. 4578, yayınlanmamış.

Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) Yörelerinde Oligosen Yaşlı Birimlerin Çökel Ortamları ve Linyit Oluşumları.

Sedimentary environments and lignite occurrences in the units of Oligocene age in the vicinity of Keşan (Edirne) and Marmara Ereğlisi (Tekirdağ).

Muzaffer ŞENOL Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Araştırma bölgelerindeki Oligosen yaşlı çökeller delta ve akarsu ortamlarında birikmişlerdir. Bu ortamlar, esas olarak çökel-lerin litofasiyesleri, sedimenter yapılan, fosil içerikleri ve geometrileri; aynı zamanda bunların dikme kesitte ilişkileri gözlenerek ve bu gözlenenlerin çağdaş ortamlarda yapılmış olan araştırmalarla denestirilmeleri sonunda ortaya çıkartılmışlardır.

Delta depolanmalarında delta ve lagün gibi delta arası çökeller görülmüştür.

Keşan yöresinde, linyitler delta düzlüğü ve lagünlerin bataklıklarında bulunmaktadır. Marmara Ereğlisi'nde bunlara menderes yapan ırmakların taşkın ovalarında rastlanmıştır.

ABSTRACT: The Oligocene-aged sediments of the investigated areas were deposited in fluvial and deltaic environments. This can be stated on the basis of the lithofacies, sedimentary structures, fossil content and geometry of the sedimentary bodies involved; also on their relation in vertical sequences and comparison with the studies made in modern environments.

Furthermore in the fluvial environments we distinguished both braided and meandering channel deposits and flood—plain deposits.

In the deltaic deposits we have seen deltasand interdeltaic sediments such as lagoon.

Lignites are found in the Keşan—area in the marshes of deltaic plains and lagoons. In Marmara Ereğlisi they are encountered in the flood—plains meandering rivers.

GİRİŞ ve AMAÇ

Bu araştırma, Kopp, Pavonive Schindler (1969) ve Lebküchner (1974) tarafından Alt ve Üst Oligosen yaşı verilen linyitli çökellerin ortamlarını saptamak amacıyla yapılmıştır.

Bunun için havzanın karakteristik yerlerinden dikme kesitler ölçülmüştür (Şekil 1). Genel olarak kesitlerde, gözlenen birimlerin litofasiyes, sedimenter yapı, fosil içeriği ve geometri özelliklerine ağırlık verilmiştir. Saptanan bu özelliklere uyumlu sütun kesit çizerek, kesit güzergahlarında eski çökel modelleri çıkartılmıştır. Bu modellerin çağdaş ortam modelleri ile denştirilmeleri sonunda ortam yorumlamalarına gidilmiştir.

Kaya türlerinin içerdiği kırıntılı tane boyları Wentworth'un (1922) tane boyu ölçeğine göre yapılmıştır. Birimler arasında tane boyu değişimlerini açık seçik gözleyebilmek için her bir tane boyu grubu ayrı çıkıntı yapacak şekilde dikme kesite işlenmiştir.

İnce kırıntılı birim (ince kırıntılılar) sözü, kil, mil ve çok ince kum boyu, kaba kırıntılı birim (kaba kırıntılılar) sözü, ince kum boyundan büyük tane boyunda kırıntı içeren çökel birimlerin tanımlanmalarında kullanılmıştır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışılan yörelerde ve yakın çevrelerinde, Erkiç (1977)(Şekil 2), Ternek (1949), Lebküchner (1974) jeolojisine, Kara ve Tuncalı (1978) (Şekil 3) linyit ve jeolojisine, Gökçen (1971, 1972) sedimentolojisine ve burada adlarını sayamadığımız pek çok çalışmacılar değişik amaçlara yönelik araştırmalar yapmışlardır.

GENEL JEOLJİ

Keşan'da Oligosen yaşlı çökeller kil taşları ve miltaşların egemen olduğu kalın bir çökel ile temsil edilmiştir. Lebküchner (1974) bu çökellere "Muhacir Formasyonu" adını vermiştir. Kopp, Pavoni ve Schindler (1969) bunların Alt Oligosen yaşında olduklarını söylemişlerdir. Bu çökellerin üstüne linyit arakatlı kum taşları, miltaşları ve kilaşları gelir. Lebküchner (1974) bu birimlere "Linyitli Kumtaşı Formasyonu" adını vermiş ve Alt Oligosen kısmen de Üst Oligosen yaşında olduğunu söylemiştir. En üst seviyede, az yuvarlanmış, değişik tane boyunda ve çeşitli tür kaya kırıntıları içeren çakıllı bir istif görülür. Lebküchner (1974) bu istife "Çakıllı Formasyon adını vermiştir.

Marmara Ereğlisi'nde ise Oligosen yaşlı çökeller altlarda linyitli kil taşları, miltaşları ve kumtaşları ile başlar. Bunu Keşan yörelerinde olduğu gibi çakıllı istif örter.

Kırıntılar birbirleri ile az miktarda kalsiyum karbonat çimento ile orta ve iyi derecede tutturulmuşlardır.

Genellikle katmanlar D—B yayımlı ve 5° —20° arasında değişen açı ile K eğimlidirler.

DİKME KESİTLER VE YORUMLARI

K 1 Kesiti

Kesit (Şekil 5) Yenimuhacir—Yılanlı (Şekil 2) arasında ölçülmüştür. Kesitler için açıklamalar şekil 4'de verilmiştir.

Litofasiyes. Kesit en altlarda zeytini siyah renkli kilaşı çökelleri ile başlar. Bunlar üste doğru miltaşı birimleri ile ardalanmalıdır. 100 m. den sonra kilaşları ve miltaşları yerlerini görece olarak çok ince—kaba kumboyutlar arasında değişen

kum taşlarına bırakır. Bunun da üstüne alttan aşındırmalı, çakıl ve çakıllı kumtaşı ile başlayan yukarı doğru tane boyu küçülmesi gösteren çoğun linyit ara katlı kilaşları ile son bulan devreler gelir. Bu kısımda ince kırıntılı devrelerin oran olarak yarından çoğunu kapsamaktadır. 222. m. den sonra gelen devreler atları aşındırmalı, çakıl ve çakılcık içerikli kaba kumtaşları ile başlar. Bu devrelerde tane boyu küçülmesi nadir olarak ince kırıntılı birimlere kadar olur.

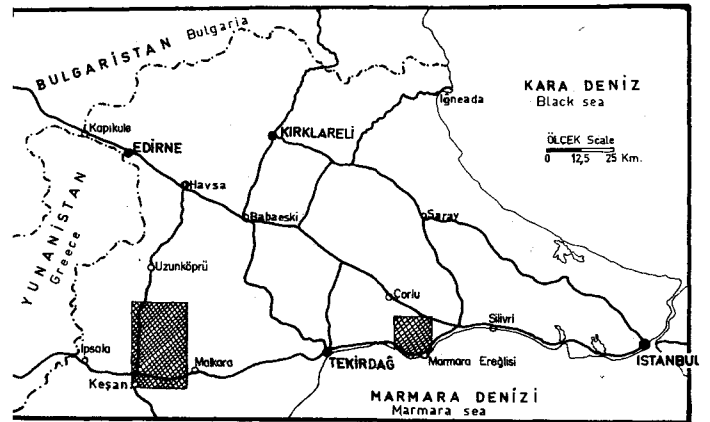
Kaba kırıntılı birimlerin değişik yerlerinde yapılan gözlemler, bunların kötü boylanmalı olduğunu göstermiştir. Yapılan çeşitli deneyler sonunda, kırıntıların kökenlerinin başlıca kuvarsitler, granitler, kristalin şistler, kireçtaşları, serpantinler, çeşitli renkli silis taşları, volkanik kay açlar ve bazaltlar oldukları görülmüştür.

Kaba kırıntılar, orta ve iyi derecede ve birimlerde yerel olarak değişik boyutlarda ve oranlarda dağılmışlardır. Bu da kaba kırıntılı birimlerin çoğun kötü boylanmış, doku ve bileşim yönünden gerekli olgunluğa erişmemiş olduklarını gösterir.

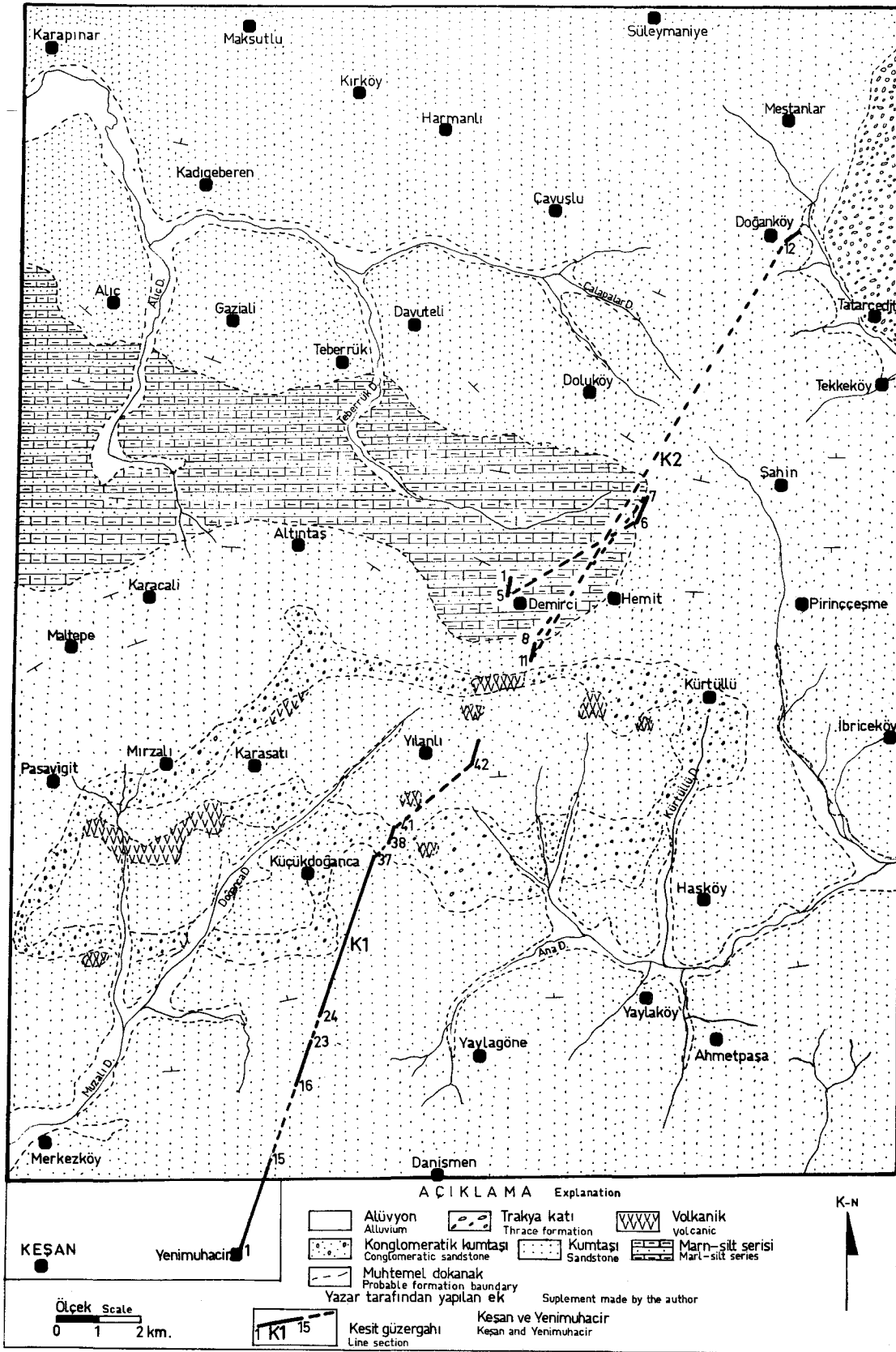
Kumtaşlarında ara geç görevini yapan kil ve mil boyundaki malzeme kimyasal çimentonun girişini engellemiştir. Bu nedenle kalsiyum karbonat olan çimento kaba kırıntılılarda hacimce %25 den azdır. Bu oranın ince kırıntılılarda %10 dan az olduğu görülmüştür. Çökellerde çimento az olmasına karşın orta ve iyi derecelerde tutturulmuşlardır.

Sedimenter Yapılar. Dikme kesitte (Şekil 5) görülen en önemli çökelme yapıları olarak dalga etkisi ile oluşmuş kırışıklar (rıpıl), konvulut laminasyonlar, yatay katmanlar ve laminalar, mercekli katmanlar, tırmanma yapan akıntı çapraz laminaları, akıntı izleri, demir yumruları, aşındırmalı taban, organizma yaşam izleri ve akıntılara bağlı rıpılların göçü ile oluşmuş büyük ölçekli çapraz katmanlar tesbit edilmiştir. Dalga rıpıllarının doruk eksenleri K—KD—KB yönleri arasında değişen gidışlere sahiptir. Akıntı izlerine göre iz bırakan çökeller genellikle D yönüne akmışlardır. Büyük ölçekli çapraz katmanlar orta—kaba kumtaşı birimlerinin bazılarında gelişmiştir. Buna göre ırmağın akışı KD—D yönlerine doğru olmuştur.

Fosil. Doğal olarak linyitli zonlarda bitki fosilleri vardır. Bu zonlarda ayrıca ince kavkılı gastropod fosillerine rastlanmıştır.

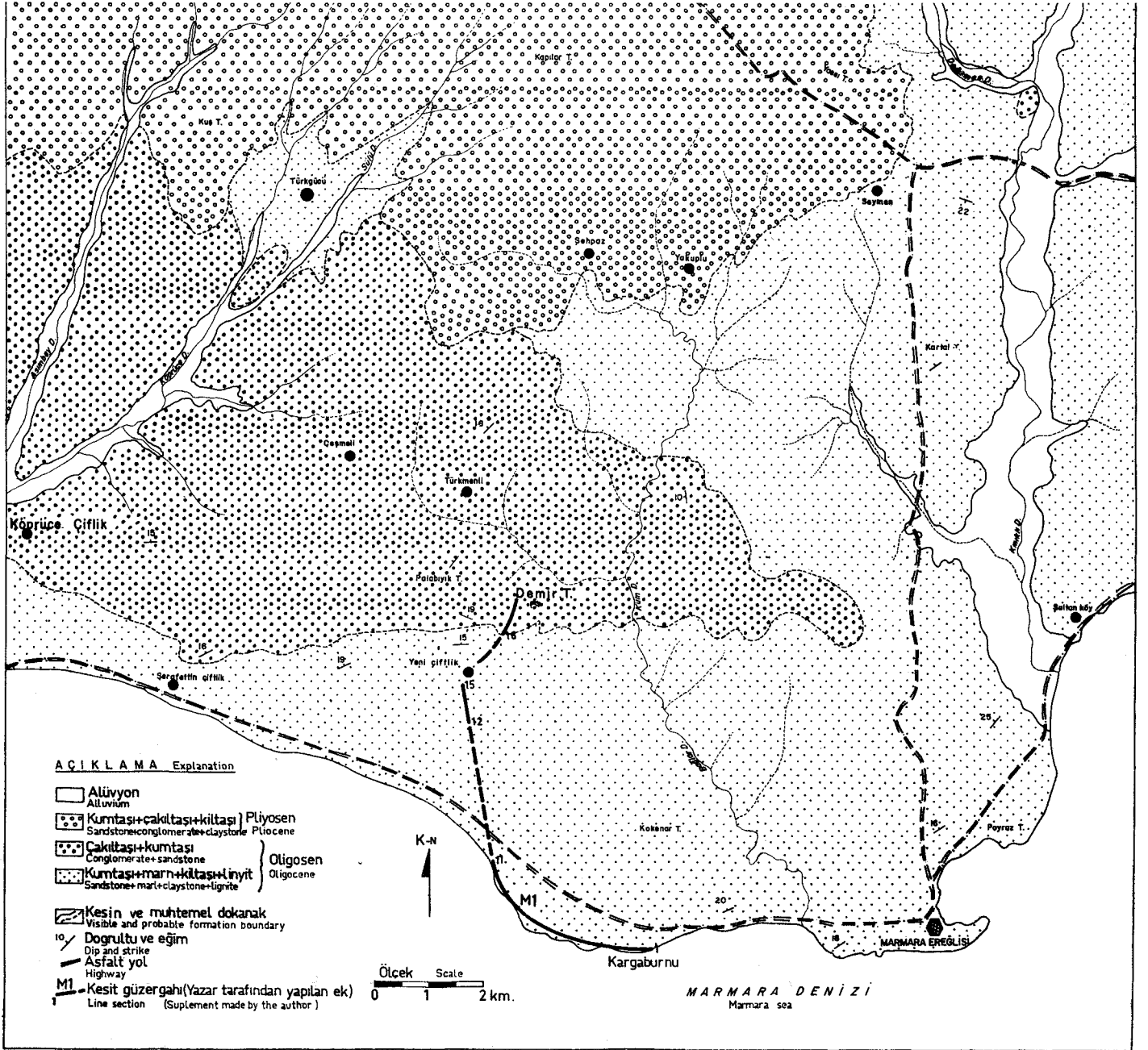


Şekil 1. Bulduru haritası
Figure 1. Location map.



Şekil 2. Keşan—Malkara civarı uranyum aramaları jeoloji haritası. (M. Erkiş, 1977'den sadeleştirilerek alınmıştır.)

Figure 2. Geological map of Keşan—Malkara district for uranium exploration. (Adapted from M. Erkiş, 1977.)



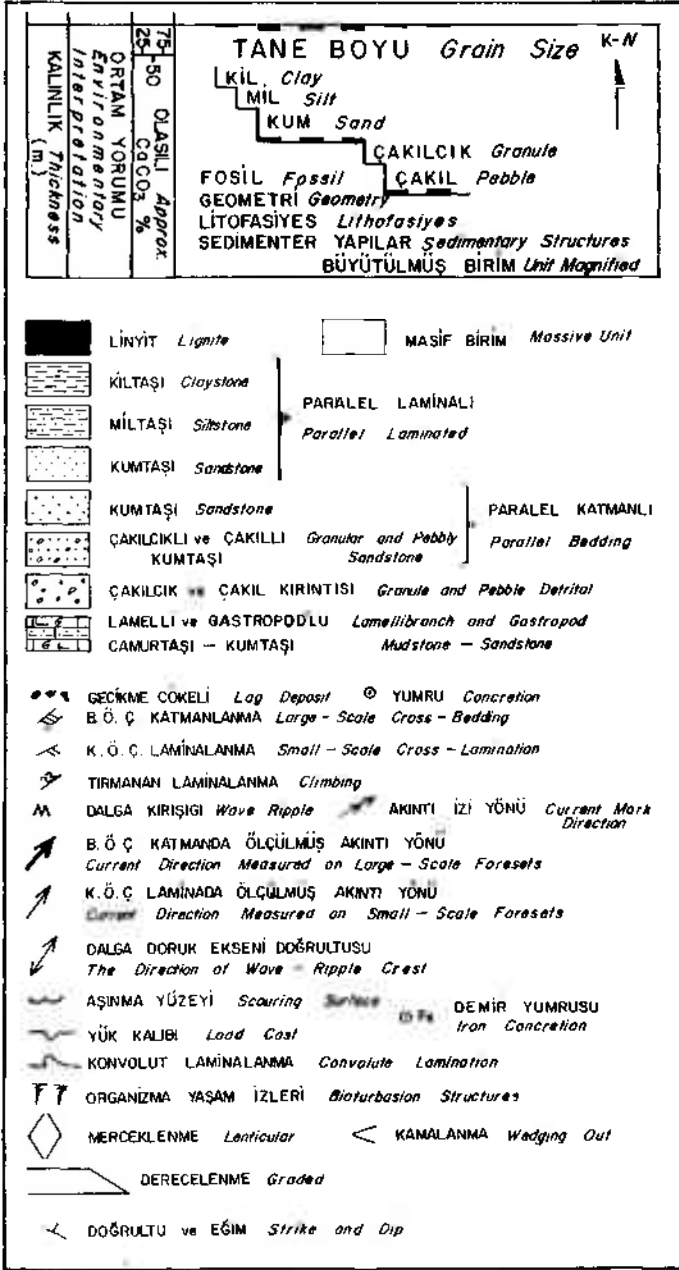
Şekil 3. Köprüce Çiftlik ile Sultanköy arasındaki genel jeoloji haritası. (H. Kara ve E. Tunçalı'dan alınmıştır.)

Figure 3. General geological map of the area between Köprüce Çiftlik and Sultanköy. (From H. Kara and E. Tunçali.)

Geometri. Kesitin başlangıcından ortalarına kadar olan kısımlarda birimler geniş katmanlıdır. Katmanlar lamina—orta kalınlık (0,3—30 cm.) arasında değişir. Kumtaşları kilttaşları ve miltaşlarına göre daha kalın katmanlıdır. Kesitin üstlerine gelen kısımlarda devrelerde bulunan kaba kırıntılılar mercek şeklindedir. İnce kırıntılılar ise geniş yayımlı ve katmanlıdır. Bunların şekil ve yayımları taşkın ovalarının geometrilerine ve akarsuyun göçüne bağlı olarak değişiktir.

Renk. Kesitte yer alan ince kırıntılı birimlerde zeytini siyah, kaba kırıntılılarda koyu sarımsı turuncu ve linyit içerikli çökellerde siyah renk egemendir.

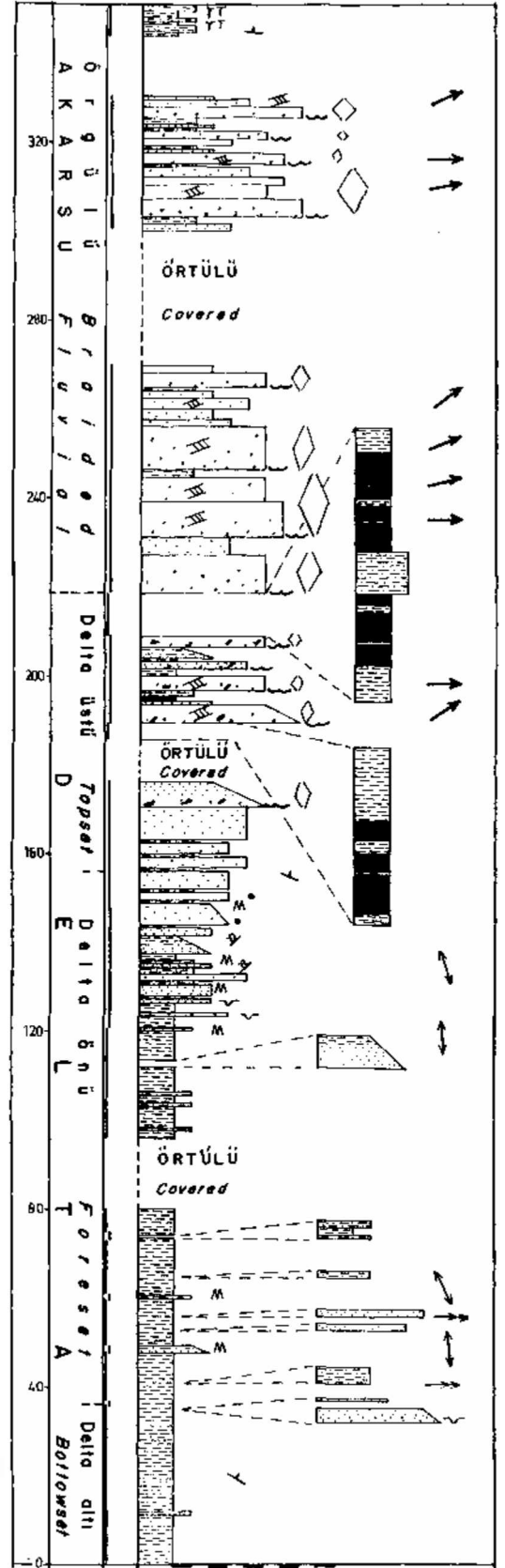
Ortam Yorumu. Çalışılan bölgenin karakteristik yerlerinden ölçülen ve yukarıda değinilen verilere uyumlu olarak incelenen dikme kesitin (Şekil 5) çağdaş ortam modelleri (Scruton,



Şekil 4. Kesitler için açıklama
Figure 4. Key to graphic section.

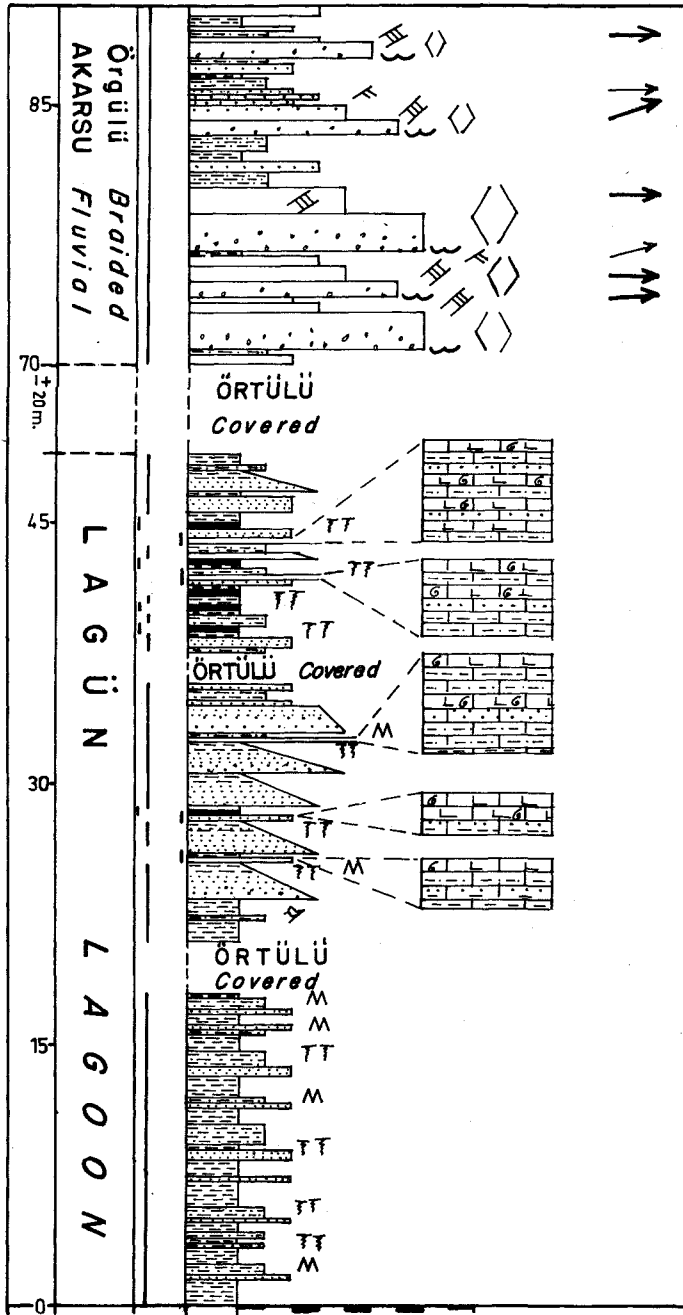
1960; Doeglas, 1962; Williams ve Rust, 1969; Donaldson ve diğerleri, 1970, Reineck, 1970; Singh, 1972) ile karşılaştırılması sonunda, yazar kesitin 222. m. ye kadar olan kısmını delta ve bundan üstünün akarsu ortamı modellerine uygun geldiğini görmüştür.

Delta ortamı, delta altı, delta önü ve delta üstü çökelleri, akarsu ortamı ise örgülü akarsu dolguları ile temsil edilmiştir.



Şekil 5. K 1 Kesiti, Yenimuhacir-Yılanlı köyleri arasında ölçülmüş stratigrafik dikme kesit ve sedimentolojik özellikler.

Figure 5. Section K 1, the sedimentary characteristics and stratigraphical vertical section between Yenimuhacir-Yılanlı regions.



Şekil 6. K 2 kesiti, Demirci—Doğanköy arasında ölçülmüş stratigrafi dikme kesiti ve sedimentolojik özellikler.

Figure 6. Section K 2, the sedimentary characteristics and measured stratigraphical vertical section between Demirci—Doğanköy regions.

Linyit delta üstünde gelişen bataklıklarda olmuştur.

Akarsu dolgularında gelişen akıntılara bağlı büyük ölçekli çapraz katmanlara göre malzeme genellikle ortama GB—B yönlerinden taşınmıştır. Kırıntıların orta ve iyi yuvarlak olması taşınmanın uzaklardan olduğunu gösterir.

Saptanan delta çökelleri, arazide geniş yayılımlar gösterir. Arazi gözlemlerimize göre Keşan Oligoseninde tek delta gelişiminden öte büyük bir delta kompleksi vardır. Şüphesiz bu karmaşığın farklı yörelerinde çökel modelleri tümü ile birbirlerine benzemez. Bunun en önemli nedeni malzemeyi taşıyan suyun enerjisinin ve ortam karakterlerinin zaman ve mekan içinde farklılık göstermesidir.

K 2 Kesiti

Kesit (Şekil 6) Demirci—Doğan köyleri (Şekil 3) arasında ölçülmüştür.

Litofasiyes. Kesit alt kesimlerde paralel katmanlı ve zeytini siyah renkli ince kırıntılılardan temsil edilmiştir. Daha üstlerde bunun arasına yer yer kumtaşları girer. 25—50. m. ler arasında bulunan çökeller linyit arakatlı ve fosil içeriklidirler.

Kesitin üst kesimlerine doğru, K 1 Kesitinde değinilen devresel çökellerin hemen hemen aynı geliri.

Fosil içeren birimlerde kalsiyum karbonat olan çimento oldukça yoğundur. Diğer birimlerin petrolojik özellikleri hemen hemen K 1 Kesitinde değinilenlerle eş olduğundan bu kısımda yazılmamıştır.

Sedimenter Yapılar. Kesitte (Şekil 6) izlenen en önemli sedimenter yapılar olarak; dalga etkisi ile oluşmuş rıplar, yatay katmanlar ve laminalar, derecelenmeler, organizma yaşam izleri, bozulmuş katmanlar aşındırılmış tabanlar, akıntılara bağlı rıpların göçü ile oluşmuş büyük ölçekli çapraz katmanlar ve küçük ölçekli çapraz laminalar gözlenmiştir.

Derecelenme ortamının durgun olmasından kaynaklanmıştır. Organizma yaşam izleri büyük ölçüde ince kırıntılılarda ve kömürlü çökellerde yoğunlaşmıştır. Bunların yoğunlaştığı yerlerde katmanların çoğunluğu bozulmuştur. Çapraz katmanlardan alınan ölçülere göre suyun akıntısı genellikle K—KD—D yönlerine doğru olmuştur.

Fosil. Kesitin orta yerlerinde bulunan bazı çökellerde lagüner—somatır (Lebküchner, 1974) ortamda yaşayan lamelibrans ve gastropod fosillerine rastlanmıştır. Linyitli çökellerde bitki fosilleri vardır.

Geometri. Alt kesimlerdeki çökeller geniş yayımlı ve lamina—çok ince (0,3—10 cm.) arasında değişen kalınlıkta katmanlıdır. Daha üstlerde devresel istiflerin alt kısmını oluşturan kaba kırıntılılar fazla yayımlı değildir. Bunlar kanalın geometrisine göre gelişmiş merccek şekillidirler. Devrelerin üstlerini oluşturan ince kırıntılı birimler lamina—çok ince (0,3—10 cm.) kalınlıkta katmanlıdır. Bunların şekil ve yayılımları, taşkın ovalarının geometrilerine ve akarsuyun zaman içinde olan yatay göçüne bağlı olarak değişiktir.

Renk. Bu kesitteki çökellerin renkleri hemen hemen K 1 Kesitinde değinenlerle aynıdır.

Ortam Yorumu. Yukarıda değinilen verilere uyumlu olarak incelenen dikme kesitin (Şekil 6) alt kesimleri lagün, üstleri akarsu ortamları olarak yorumlanmıştır.

Lagün ortamı, ince kırıntılı ç öke İlerle temsil edilmiştir. Bazı katmanlarda lagüner—somatır ortamlarda yaşayan fosillere rastlanmıştır. Linyit oluşumu ortamın bataklık kısımlarında gelişmiştir.

Akarsu ortamı, devresel dolgularla temsil edilmiştir. Bu devrelerde oran olarak ince kırıntılıların kabalara göre az olmaları bunların, enerjisi fazla olan örgülü akarsu çökelleri olduğunu gösterir. Bu çökellerde gelişen çapraz katmanlara göre malzeme ortama genellikle G—GB—B yönlerinde taşınmıştır. M 1 Kesiti.

Kesit (Şekil 7) Kargaburnu—Demirtepe (Şekil 3) arasında ölçülmüştür.

Litofasiyes. Kesit tümü ile altlan aşındırmak devresel istiflerden oluşmuştur. Bu devrelerin herbiri kaba kırıntılılarla başlar ve üste doğru görel olarak ince kırıntılılara geçer. Alt kesimlerde ince kırıntılılar devrelerin oran olarak %70 kadarını oluşturduğu halde bu oran üst devrelerde %40'ın altına düşer. Linyit oluşumu alt kesimlerdeki devrelerin ince kırıntılılarında gelişmiştir.

Kırıntılıların petrolojik özellikleri genellikle K 1 Kesitinde değinilenlerle benzerlik göstermektedir.

Sedimanter Yapılar. M 1 Kesitinde en önemli çökeltme yapıları olarak aşındırmak taban, derecelenme, konvolut ve paralel laminasyon, organizma yaşam izleri, demir yumruları, gecikme çökelleri ve akıntılara bağlı rıpların göçü ile oluşmuş büyük ölçekli çapraz katmanlar ve küçük ölçekli çapraz laminalar tesbit edilmiştir.

Fosil. Bilhassa kömür içerikli ince birimlerin bazılarında çok az olarak ince kavkılı gastropodlara rastlanmıştır. Doğal olarak kömürlü zonlarda bitki fosilleri vardır.

Geometri. Bu kesitten evvel K 1 ve K 2 kesitlerinde devresel birimler için değinilen geometri özellikleri buradaki devresel çökeller içinde geçerlidirler.

Renk. Bu kesitte görülen renkler hemen hemen diğer kesitlerde değinilen çökel renkleri ile aynıdır.

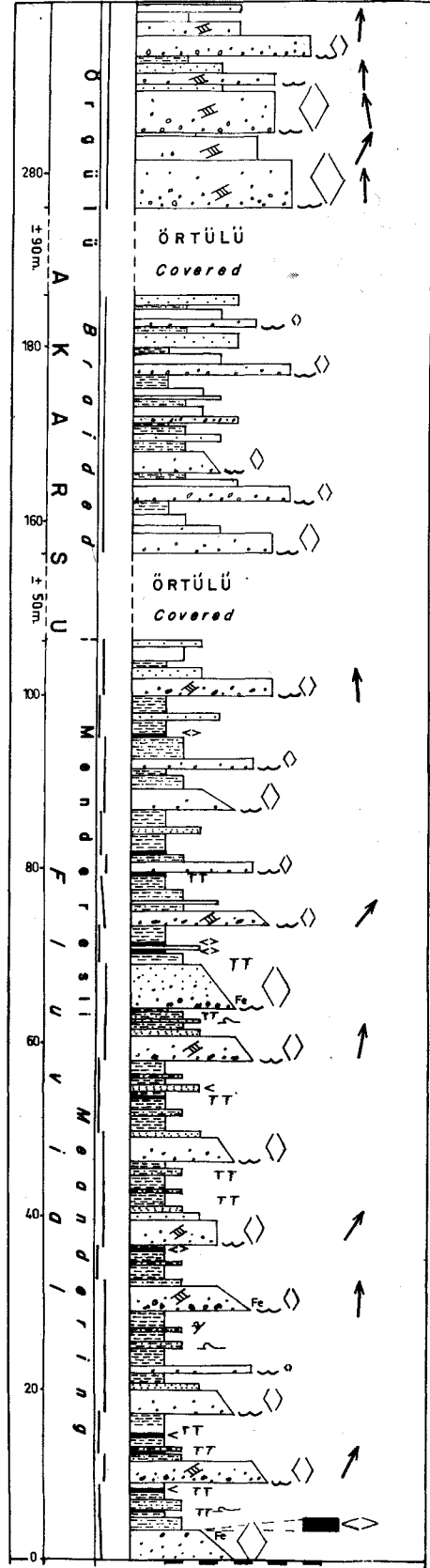
Ortam Yorumu. Yukarıda değinilen verilere uyumlu olarak incelenen dikme kesitin (Şekil 7) çağdaş çökel ortam modelleri (Doeglas, 1962; Williams ve Rust, 1969; Coleman, 1969; Mc Gowen ve Garner, 1970) ile karşılaştırılması sonunda yazar bu kesitin akarsu ortamı modellerine uygun geldiğini görmüştür.

Akarsu ortamı, altlarda menderesli, daha üstte örgülü akarsu çökelleri ile temsil edilmiştir. Bazı birimlerde gelişen çapraz katmanlara göre malzeme ortama genellikle G yönünden taşınmıştır. Kaba kırıntılıların orta ve iyi yuvarlak olması taşınmanın uzaklardan olduğunu gösterir. Linyit oluşumu menderesli ırmakların taşkın ovalarında görülmüştür.

LİNYİT OLUŞUMLARI

Deltalarda linyit oluşumu, delta üstünde gelişen bataklıklarda görülmüştür. Burada bulunan linyit birimlerinin kalınlıkları en fazla 4m., uzunlukları ise birkaç kilometre olan kamalar ve mercerler şeklindedir. Linyit katmanları arasında farklı kalınlıkta ve yayılımda ince kırıntılı çökel birimler vardır.

Lagünlerde linyit oluşumu lagün bataklıklarındadır. Burada bulunan linyit birimleri sınırlı kalınlık ve yayılımlıdır. Çoğun linyitler ince kırıntılılar içerirler.



Şekil 7. M 1 kesiti, Kargaburnu—Demirtepe arasında ölçülmüş stratigrafik dikme kesit ve sedimentolojik özellikler.

Figure 7. Section M 1, the sedimentary characteristics and measured stratigraphical vertical section between Kargaburnu—Demirtepe regions.

Menderes yapan akarsuların taşkın ovalarında oluşan linyit birimlerinin kalınlıkları ve yayımları fazla değildir. Bu yayılım, taşkın ovalarının geometrileri ve akarsuyun zaman içinde olan yataklarının göçü ile büyük ölçüde kontrol edilmiştir.

Örgülü akarsu yataklarında kaydadeğer linyit oluşumlarına rastlanmamıştır. Bunun sebebi linyit oluşumu için elverişli olan taşkın ovalarının örgülü akarsu ortamlarında gelişmemiş veya az gelişmiş olmasındandır.

Çalışılan yörelerde linyit oluşumu otoktondur. Bu oluşumun yataklanma özellikleri paralik kömür havzalarına çok benzer.

SONUÇLAR

Keşan yörelerinde;

— Oligosen yaşlı çökellerin kırıntıları G—GB—B yönlerinden taşınmışlardır.

— Kırıntılar, delta (delta altı, delta önü ve delta üstü), lagün ve akarsu (örgülü) ortamlarında çökelmişlerdir.

— Linyit oluşumu delta üstü düzlüklerde ve lagünlerde gelişen bataklıklarda olmuştur.

Marmara Ereğlisi yörelerinde;

— Oligosen yaşlı çökellerin kırıntıları genellikle G yönünden taşınmışlardır.

— Kırıntılar akarsu (örgülü ve menderesli) ortamında çökelmişlerdir.

Linyit oluşumu menderesli ırmakların taşkın ovalarında görülmüştür.

Görülüyor ki, Oligosen yaşlı linyitler çeşitli ortamlarda oluşmuştur. Ortamlara bağlı olarak Kalınlıkları, yayımları, gelişimleri, v.b. özellikleri farklı olan linyitler için aramalarda detaylı havza etüdlerinin yapılması kaçınılmaz bir olgudur.

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmalar sırasında gerekli kolaylığı sağlayan C. Sungur'a, M. Erkişçi'ye, H. Kara'ya ve E. Tuncalı'ya teşekkürlerini sunar.

Yazının ilk geliş tarihi: 9.5.1979

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi:

7.5.1980

Yayıma verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

Coleman, J. M., 1969, Brahmapudra River: Channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.* 3, 129-239

Deoglas, D. T., 1962, The structure of the sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology.*, 1, 167—190

Donaldson, A. C., Martin, R. H., Kanes, W. H., 1970, Holocene Buadalupe delta of Texas gulf coast. In: Morgan, J. P., ed., Deltaic sedimentation, modern and ancient. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.* 15, 107-137

Erkişçi, M., 1977, Trakya uranyum aramaları ön raporu. M.T.A. Uranyum servisi rap. no. 488, Ankara

Gökçen, S. L., 1971, Keşan bölgesi türbiditlerinde sıklık sedimantasyon. *Hacettepe fen ve müh. bil. der.* 1, 50—65, Ankara

, 1972, Keşan bölgesi kumtaşlarının yapısal dokusal özellikleri ve bölgenin sedimenter fasiyesleri. *Hacettepe fen ve müh. bil. der.* 2, 1, 50-65, Ankara

Kara, H., Tuncalı, E., 1978, Köprüce Çiftlik ile sultanköy arasının jeolojisi. M.T.A. (Yayınlanmamış), Ankara

Koop, K., Pavoni, N., Schmdler, C., 1969, Geologie Thrakiens IV: Das Ergene-Becken. *Beih. z. Geol. Jahrb.*, Helt 76, 136s., Hannover.

Lebküchner, F. R., 1974,-Orta Trakya Oligosen'inin jeolojisi hk. M.T.A. der. 83, 1-30, Ankara

McGowen, J.H., Garner, L.E., 1970, Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: Modern and ancient examples: *Sedimentology* 14,77—111

Reineck, H-E., 1970b, Marine Sandkörper, rezent und fossil. *Geol. Rundschau* 60, 302-321

Scruton, P.C., 1960, Delta building and deltaic sequence, in: Shepard, F. P., Phleger, F.B., Andel, T.H. Van

Singh, I.B., 1972, On the bedding in the natural—levee and the point—bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India. *Sediment. Geol.* 7,309-317

Ternek, Z., 1949, Geological study of the region Keşan Karadağ. *Istanbul*

Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377-92.

Williams, P.F., Rust, B.R., 1969, The sedimentology of a braided river. *J. Sediment. Petrol.* 39, 649-679.

Bornova (İzmir) Güneyi Filiş Topluluklarının Jeolojisi.

The Geology of the flysch assemblages in Southern Bornova (İzmir).

Fuzuli YAĞMURLU Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, İzmir

ÖZ: Bornova güneyinde, Kretase sonu yaşlı Kurudağ kireçtaşı düzeyine göre farklı stratigrafi konumlarında bulunan üç ayrı filiş topluluğu ayırt edilmiştir. Anılan filiş toplulukları, alttan üste doğru: (1) Kurudağ kireçtaşını altlayan, Kretase sonu yaşta Arapdere litarenit—şeyl birimi, (2) Kurudağ kireçtaşı düzeyini üstleyen, Kretase sonu ve/veya Paleosen başı yaşlı İzmirlik şeyl—litarenit birimi, (3) Kurudağ kireçtaşı ve diğer birimleri uyumsuz olarak üstleyen, Paleosen ortası yaşlı Beşiktaş litarenit—şeyl birimi olarak saptanmıştır.

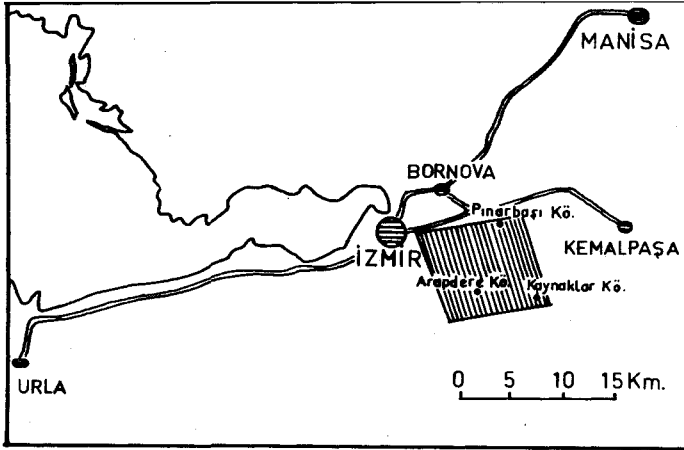
Paleosen ve Kretase yaşlı filiş topluluklarından derlenen paleoakıntı verileri, egemen beslenme güneyden kuzeye doğru olduğunu yansıtır.

Faylar genellikle düşey atılımlıdır; bağıl yaş sırasına göre, yaşlıdan gence, K—G ve D—B gidişlidir. Tüm kaya toplulukları bu iki egemen düşey fay sistemiyle mozayik bloklara ayrılmıştır. Kıvrımlar genel olarak KKD eksen gidişlidir. Tortul yapılarla doğrulan ve büyük bölümü ile güneye yatık olarak gelişen devrik kıvrımlar ise DKD—BGB eksen gidişlidir.

ABSTRACT: To the south of Bornova, on the bases of stratigraphic and depositional characteristics, three different flysch units are recognized. These are, in ascending order, (1) the Arapdere litharenite—shale unit, which is Late Cretaceous in age and underlies the Kurudağ limestone unit, (2) the İzmirlik shale—litharenite unit which is Late Cretaceous and/or early Paleocene in age and overlies the Kurudağ limestone unit, (3) Beşiktaş litharenite—shale unit which is middle Paleocene in age and rests unconformably on the older units.

Paleocurrent data from the Paleocene and Cretaceous flysch units, indicate that the main current directions were from south.

Vertically drapped N-S trending older faults, are cut by E—W trending younger faults. The study area is divided into a mosaic block pattern by two main fault systems. The folds have NNE trending axes. The overturned folds to the south recognized by depositional features are trending in ENE—WSW direction.



Şekil 1. Çalışma alanı

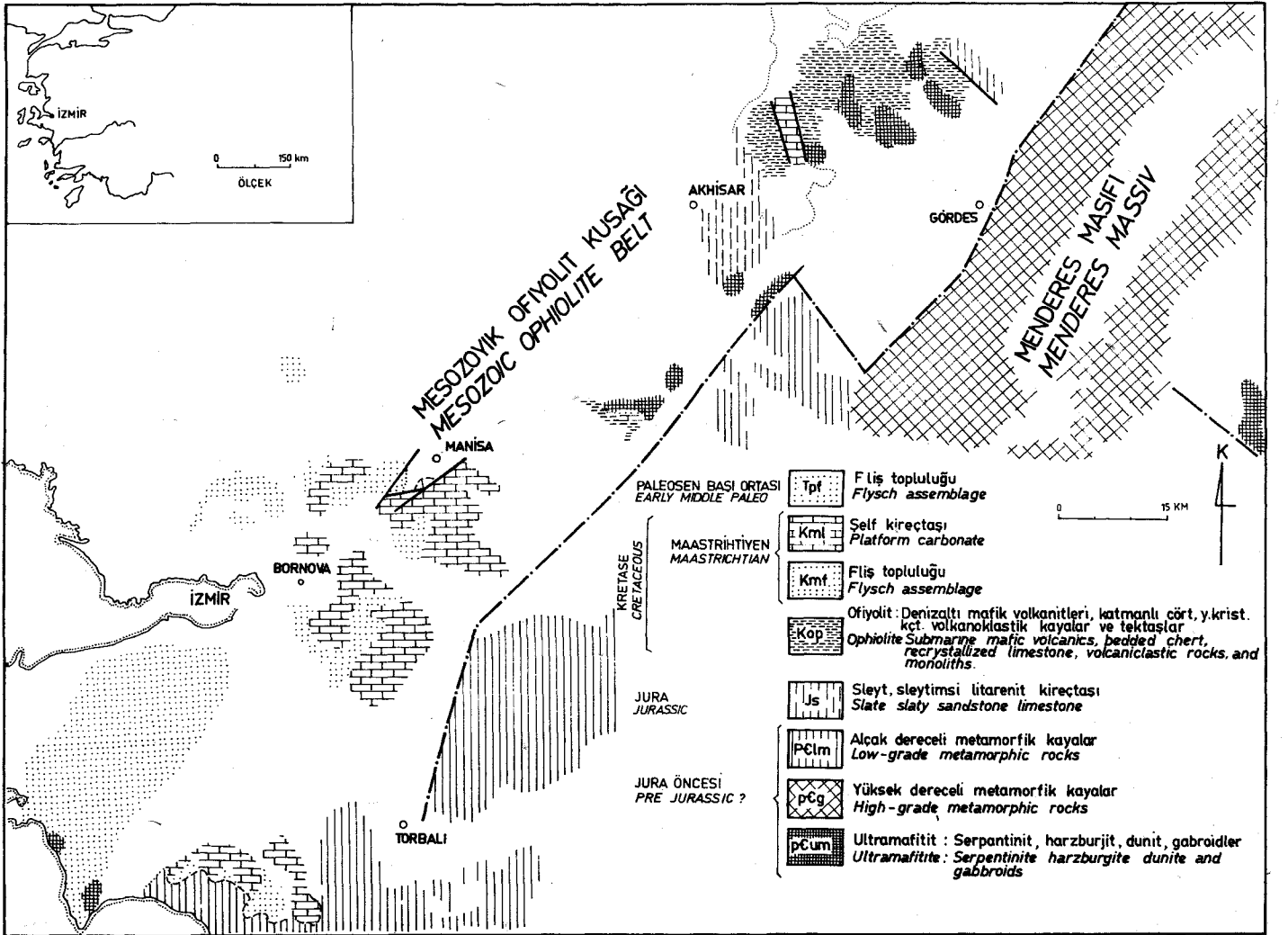
Figure 1. Study area

GİRİŞ

Çalışma, İzmir çevresinde yaygın olarak bulunan Mesozoyik Sonu yaşlı filiş topluluklarının stratigrafi ayırımı, tortullaşma özellikleri ve jeoloji konumunun saptanmasını amaçlar. Filiş toplulukları, değişik oranlardaki düzenli ve/veya düzensiz katmanlanmalı şeyl—litarenit aralanması ve tektaş kuşakları tarafından simgelenir.

Çalışma Alanı ve Jeoloji Konumu

Alan Bornova güneyindeki Altındağ, Pınarbaşı, Kaynaklar ve Arapdere köyleri ile sınırlanan, 1/25 000 ölçekli L 18—a2, L 18—b1 ve L 18—b4 paftalarında yer alır (Şekil 1). Çalışma alanı Brinkmann (1966) tarafından tanımlanan, Kretase yaşlı ofiyolit ve filiş kayaları içeren "İzmir—Ankara jeosenklineinin" güneybatı ucunda yer alır (Şekil 2). Kaya (1972), "İzmir—Ankara kuşağının" doğu bölümünde, (a) ultramafit ve alçak dereceli metatortullardan yapılabir temel, (b) bunun üzerine "ofiyolit (denizaltı mafik volkanitleri, katmanlı çört, kireçtaşı, ilgili tektaşlar)" ve (c) filiş (şeyl, litarenit) kayalarından yapılabir tortul örtü şeklinde üç ana birim ayırır. Yazara göre Maastrichtiyen yaşlı platform kireçtaşları tüm yaşlı birimleri örter.



Şekil 2. Mesozoyik Sonu yaşlı İzmir—Ankara kuşağı ve çalışma alanının jeoloji konumu (Kaya'dan).

Figure 2. Geological setting of the study area and the İzmir—Ankara belt (in Late Mesozoic age).

		AKARTUNA (1962)	VERDIER (1963)	ÖĞÜZ (1966)	KONUK (1977)	YAĞMURLU (1978)
NEOJEN NEOGENE		Kireçtaşı marn, konglomera Limestone marl conglomerate	Kireçtaşı, marn, konglomera Limestone, marl, conglomerate	Kireçtaşı, marn, konglomera Limestone, marl, conglomerate	Kireçtaşı, marn konglomera Limestone, marl, conglomerate	Kireçtaşı, çakıltı, çamurtaşı. Limestone, pebblestone, mudstone.
PALEOSEN Paleocene	ORTA Middle	—	—	—	—	BEŞİKTAŞ LİTARENİT-ŞEYL BİRİMİ Besiktaş litharenite-shale unit
	ALT Lower	—	—	—	BORNOVA FİLİŞ FM.	İZMİRLİK ŞEYL-LİTARENİT BİRİMİ İzmirlik shale-litharenite unit
ÜST KRETASE Upper Cretaceous	MASTRİHTİYEN Maastrichtian	KOMPAKT KİREÇTAŞI Compact limestone	FİLİŞ Flysch	FİLİŞ Flysch	Bornova flysch fm.	KURUDAĞ KİREÇTAŞI BİRİMİ Kurudağ limestone unit
		KRETASE FİLİŞ Cretaceous flysch	MARLI KİREÇTAŞI Marly limestone		KOCAÇAY FM. Kocaçay fm.	ARAPDERE LİTARENİT-ŞEYL BİRİMİ Arapdere litharenite-shale unit
	KAMPANİYEN Campanian	FOSİLLİ KİREÇTAŞI Fossiliferous limestone		MASİF KİREÇTAŞI Massive limestone	EĞRİDERE KİREÇTAŞI FM. Eğridere limestone fm.	Beytitepe Birimi Beytitepe unit
		DOLOMITLİ KİREÇTAŞI Dolomitic limestone				
JURA Jurassic	KRİSTALİN ŞİST Crystalline schist	—	—	—	—	—

Çizelge 1. Çalışma alanı ve yakın çevresine ait stratigrafi sınıflamaları ve sunulan çalışma ile karşılaştırılması.

Table I. Stratigraphic classifications applied by earlier workers to the study area and its surroundings, comparison with present work.

Uygulamalar

Filiş tanımı Dzulynski ve Walton (1965)'a göredir. Kumtaşı sınıflamasında Folk (1968), kireçtaşı sınıflamasında Folk (1962) gözetilmiş tir. Kumtaşlarında gözlenen akıntı, gereç yapıları ve katman içi tortullaşma ile yaşıt biçim değiştirme yapılarının tanımlanmasında Dzulynski ve Walton (1965)'a uyulmuştur.

Önceki Çalışmalar

Çalışma alanı ve yakın çevresinde yaygın olarak bulunan filiş topluluklarına ilişkin ayrıntılı stratigrafi ve sedimentoloji araştırmaları oldukça sınırlıdır. Ege bölgesindeki jeoloji çalışmalarının öncülüğünü yapan Hamilton ve Strickland (1840), İzmir çevresinde gri renkli, dayanımlı kireç taşlarının Hippurites ve Nummulites fosilleri kapsadıklarını belirtirler. Filiş topluluğu ilk kez Phillipson (1911) tarafından Paleozoik yaşlı, "diyabaz ve türevlerini" kapsayan şeyl-grovak topluluğu şeklinde ayırt edilmiştir. Parejas (1942), Belkahve çevresinde yaptığı araştırmalarda filiş içerisinde bulunan mercekli kireç taşlarında saptığı, Globotruncana varlığına dayanarak "Mastrihtiyen" yaşını öne sürer. Akartuna (1962), İzmir yöresindeki Kretase yaşlı kaya topluluklarında, "filiş" ile "grimsi afanitik kireçtaşları" olmak üzere iki ayrı düzeyin yer aldığını, "kristalin şistlerle Kretase katmanları arasında stratigrafi boşluğunun" var olduğunu belirtir. Verdier (1963), Işıklar Köyü ve Kavaklıdere'den geçen kesitte filiş ve kireçtaşının normal konumlu olduğuna değinir. Yazara göre filisin Mastrihtiyen yaşlı kireçtaşı üzerinde bulunmasına karşın filiş ile kireçtaşı arasındaki

sınır ilişkileri iyi gözlenmemektedir. Filiş ile kireçtaşı arasındaki dokanıklar yazara göre çoğunlukla fay ve kayma düzlemlerini karşılar. Brinkmann (1966), "İzmir-Ankara" kuşağının batı ucunda yer alan, Çatalkaya ve çevresinde Kretase yaşlı, başlıca kumtaşından yapıları, az olarak radyolarit ve volkanitler kapsayan filisin varlığını belirtir. Ögüz (1966), Manisa Dağı'nda Mastrihtiyen yaşlı yersel bazik volkanik bileşenler kapsayan filiş topluluğu ile 1000 m. kalınlığa ulaşan Kampaniyen yaşlı kalın katmanlı kireç taşlarını tanımlamıştır. Kaya (1972), Tavşanlı yöresinde, alttan "Ovacık ofiyolit gurubu", üstten Kretase Sonu yaşlı "Budağan kireçtaşı" ile çevrili filiş topluluğunu Mastrihtiyen yaşlı "Karaçalı formasyonu" şeklinde ayırt eder. Yazar, filiş topluluğunun beslenme alanının yakın kontrolü altındaki "miyojeosenklineal" bir istif özelliği taşıdığına değinir. Brinkmann (1972), "İzmir-Ankara jeosenklinealinde" yer alan kaya türlerinin dağılım ve bileşim özelliklerini tanımlamıştır. Yazar sözü edilen kuşağın, kapsadığı kaya türü ve yapısal özellikleri yönünden günümüzdeki Kaliforniya Körfezi'ne benzer tortullaşma çatısı olduğunu savunur. Konuk (1977), Bornova kuzeyinde, yaygın olarak bulunan karbonat kesitini, "Eğridere kireçtaşı formasyonu" şeklinde ayırt etmiş ve bunun üzerine gelen Üst Mastrihtiyen - Paleosen yaşlı topluluğu "Bornova filiş formasyonu" olarak tanımlamıştır (Çizelge 1).

STRATİGRAFI

Gözlenebilen kaya birimi sınırları ve katmanlanma özelliklerine dayanılarak Şekil 3'de verilen genelleştirilmiş stratigrafi istifiye edilmiştir. Devrik kıvrımlar ve düşey fay mozayığı kaya birimi kalınlıklarının çıkarılmasını önemli ölçüde etkiler.

Zaman stratig.	LİTOSTRATİGRAFI Lithostratigraphy	LİTOLOJİ Lithology	Kalınlık Thickness
NEOJEN Neogene		Kireçtaşı, çakıltası Limestone pebblestone	> 90 m
TERSİYER TERTIARY	PALEOSEN PALEOCENE	BESİKTAŞ LİTARENİT-ŞEYL BİRİMİ Besiktaş litharenite-shale unit	300
	PALEOSEN ? PALEOCENE ?	İZMİRLİK ŞEYL-LİTARENİT BİRİMİ İzmirlik shale-litharenite unit	400
MESOZYİK MESOZOIC	KRETASE SONU LATE CRETACEOUS MAASTRICHTIAN	KURUDAĞ KİREÇTAŞI BİRİMİ Kurudağ limestone unit	450
		ARAPDERE LİTARENİT-ŞEYL BİRİMİ Arapdere litharenite-shale unit	> 700
		BEYİTEPE KALKERLİ ŞEYL BİR. Beytitepe calceraous shale unit	30-140
		Killi kireçtaşı Clayey limestone	
		Kireçtaşı çakıltası Limestone pebblestone	
		Afanitik kireçtaşı Aphanitic limestone	
		Dolamitli kireçtaşı Dolamitic limestone	
		Kalkerli şeyl Calcerous shale	
		Merceksel kireçtaşı Lenticular limestone	
		Düzenli katmanlı ardalanmalı litarenit-şeyl Well bedded alternation of litharenite-shale	
		Kalkerli şeyl Killi kireçtaşı Calcerous shale Clayey limestone	
		Düzensiz katmanlı litarenit-şeyl karmaşığı Poor bedded litharenite-shale complex	

Şekil 3. Bornova güneyinde yer alan kaya topluluklarının genelleştirilmiş stratigrafi dikmesi.

Figure 3. Generalized columnar section of the rock assemblages to the south of Bornova.

Arapdere Litarenit — Şeyl Birimi

Tanım ve Dağılımı. Birim başlıca düzensiz, yanal süreksiz ve karmaşık katmanlı litarenit—şeyl ardalanmasından yapıldır. Alt sınır gözlenemeyen birim, üstten Kurudağ kireçtaşı birimi ile çevrilidir. Yayılım, Işıklar, Pınarbaşı, Kaynaklar ile Arapdere Köyleri'nin sınırladığı alan içindedir. Başvurma kesiti Işıklar Köyü güneyindeki Kalabak Deresinin kuzey yamacında (İzmir, L 18-a2, 51.7: 19.8) gözlenir.

Litoloji. Arapdere biriminin bileşenleri, karadan türeme litarenit, şeyl, az olarak kalkerli şeyl, merceksel kireçtaşı, değişik büyüklükte ve bileşimde tektaşlardan (eksotik ve olistolit) yapıldır.

Birimin büyük bölümünü oluşturan şeyller, genellikle yeşilimsi gri ile koyu grimsi yersel sarımsı gri ayrımsa renklidir. Şeyl içinde çok ince katmanlı silttaşı ve kaba litarenit arasında değişen türbidit katkıları yer alır. Kum taşları yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renkli, başlıca litarenit ve kuvarşlı litarenit bileşimindedir. Birimin değişik düzeylerinden alınan kumtaşlarının modal bileşimi Şekil 4'de verilmiştir.

Litarenitlerde taneler orta ile iyi arası boylanmış, köşeli ile yarı yuvarlaklaşmıştır. Bileşen taneler, bolluk sırasına göre, dalgalı sönme gösteren kuvars, yersel düz sönmeli megakuvars, çört, beyaz mika, feldispat, fillit, şeyl, kireçtaşı, bazik kaya kırıntıları ve opak minerallerdir. Taneler kil ve ince kıyılmış kaya kırıntısından yapılmış aramada ile bağlanmıştır.

Kireçtaşları, birimin Kurudağ kireçtaşına yakın üst düzeylerinde çoğunlukla ince mercekler şeklinde bulunur.

Dokanaklar. Arapdere biriminin alt dokanağı gözlenememektedir. Birim, 5—10 m arasında değişen bir dokanak aralığı ile üstleyen Kurudağ kireçtaşına derecelenir.

Yaş. Birimin üst bölümünde yer alan kireçtaşlarında E. Meriç ve İ. Tansel, Kretase Sonu'na ait aşağıdaki mikrofavnayı saptamışlardır.

Globotruncana sp.

Globotruncana fomicata fomicata PLUMMER

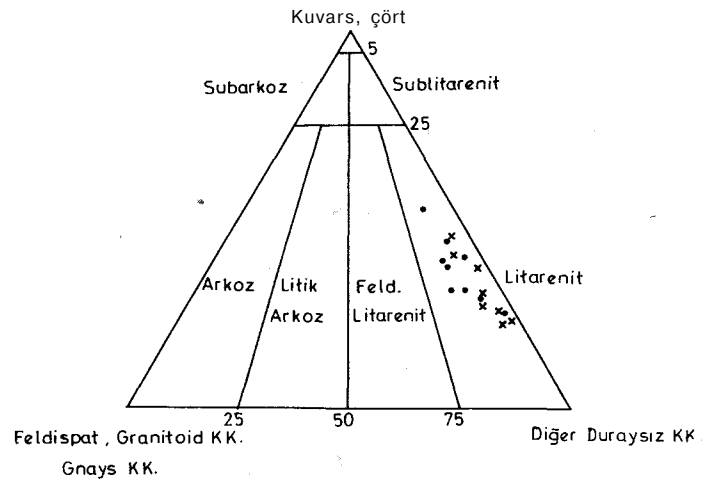
Rotaliidea ve belirgin olmayan foraminiferler

Milioliadae

Arenase kavkılı foraminiferler

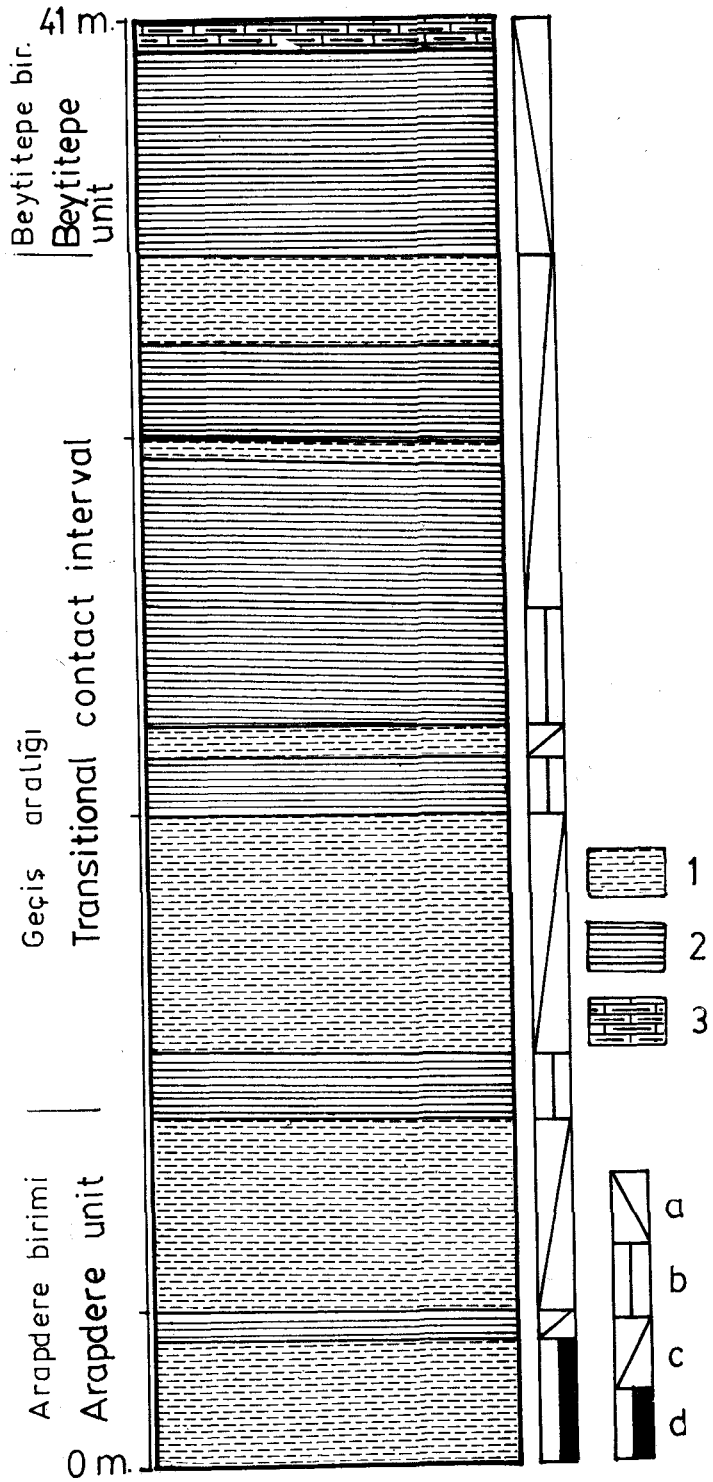
Algler

Yorum. Arapdere biriminin orta ve üst bölümleri kalkerli şeyl ve killi kireçtaşından yapılmış karbonat bileşenleri kapsar. Kumtaşlarının bileşimi metamorfik beslenme alanının varlığını kanıtlar. Akıntı yapıları güney yönlü bir beslenmeyi yansıtır. Düzensiz katmanlanma ve olağan kumtaşı olistolitleri duraysız ve/veya hızlı çöken birikim alanındaki çökeltim koşullarını öngörür. Egemen düzensiz katmanlı litarenit—şeyl karmaşığı, sualtı oturma ve kaymaların ürünüdür. Birim, olasılıkla Beytitepe



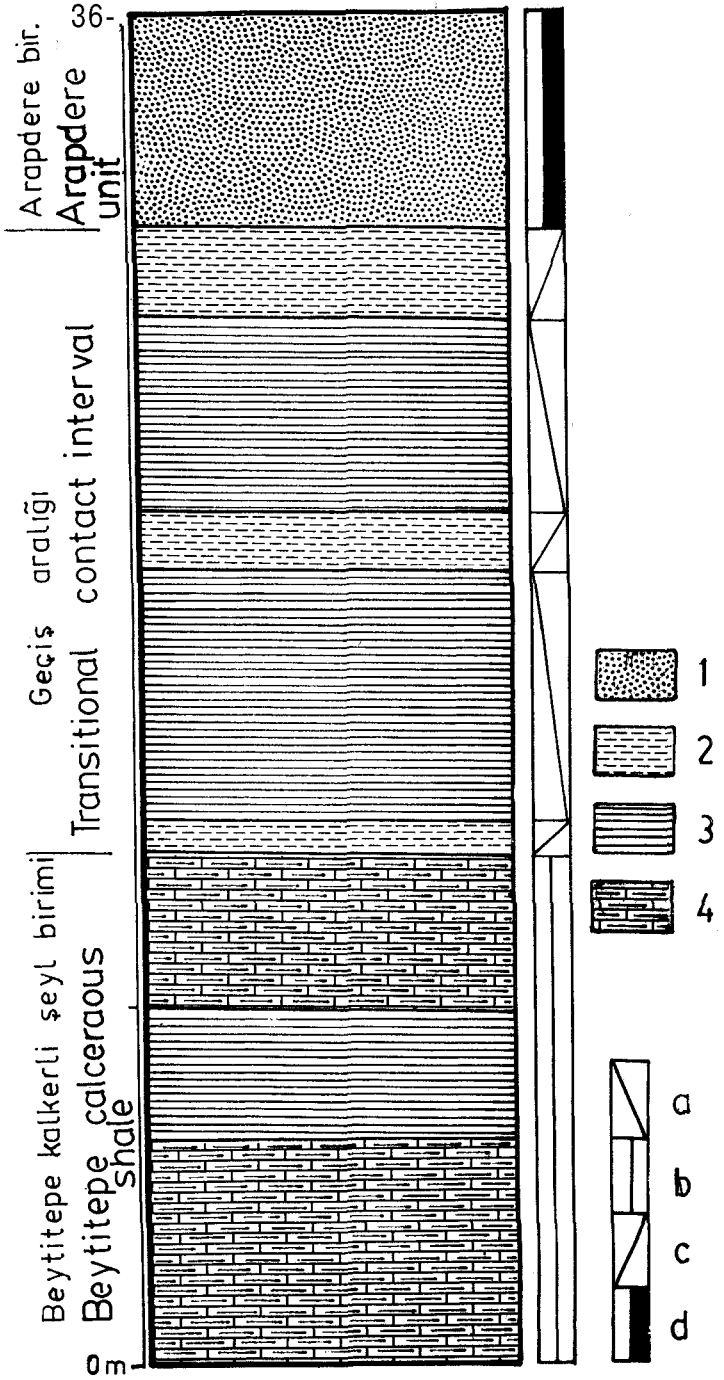
Şekil 4. Arapdere ve İzmirlik birimlerinin değişik düzeylerinden alınan kumtaşı örneklerinin sınıflamadaki yeri (Folk, 1968). (1) Arapdere litarenit—şeyl biriminden alınan kumtaşı örnekleri, (2) İzmirlik şeyl—litarenit biriminden alınan kumtaşları.

Figure 4. Classification of sandstone samples taken from different horizons in the Arapdere and İzmirlik units (Folk, 1968). (1) From the Arapdere litharenite—shale unit, (2) from the İzmirlik shale—litharenite unit.



Şekil 5. Beytitepe birimi ve altlayan Arapdere düzeyi arasındaki geçiş aralığı. Yer, Beytitepe doğusu (48.8: 22.3). (1) Şeyl-litarenit, (2) kalkerli şeyl, (3) killi kireçtaşı, (a) açık gri, (b) orta gri, (c) açık yeşilimsi gri, (d) koyu yeşilimsi gri.

Figure 5. Transitional contact interval between the Arapdere and the Beytitepe unit. Location, east of Beytitepe (48.8: 22.3). (1) Shale-litharenite, (2) calceraous shale, (3) clayey limestone, (a) light gray, (b) medium gray, (c) light greenish gray, (d) dark greenish gray.



Şekil 6. Beytitepe birimi ile üstleyen Arapdere düzeyi arasındaki geçiş aralığı. Yer, Beytitepe doğusu (49.1: 21.9). (1) Litarenit-şeyl, (2) şeyl-litarenit, (3) kalkerli şeyl, (4) killi kireçtaşı, (a) açık gri, (b) orta gri, (c) açık yeşilimsi gri, (d) koyu yeşilimsi gri.

Figure 6. Transitional contact interval of the Beytitepe unit to the Arapdere unit. Location; east of Beytitepe (49.1: 21.9). (1) Litharenite-shale, (2) shale-litharenite, (3) calceraous shale, (4) clayey limestone, (a) light gray, (b) medium gray, (c) light greenish gray, (d) dark greenish gray.

kalkerli şeyl birimi ile yanal geçişlidir. Beytitepe kalkerli şeyl birimine göre, birim alt ve üst düzeylere ayrılır. Alt düzey egemen olarak litarenit—şeyl karmaşığı, üst düzey düzenli katmanlı litarenit—şeyl ardalanmasından yapılıdır. Özellikle Kaynaklar Köyü doğusunda yaygın olan litik çakıltaşları ve eşlik eden kireçtaşı tektaşları kanal dolgusu özelliklerini taşır.

Beytitepe Kalkerli Şeyl Birimi

Tanım ve Dağılımı. Birim egemen olarak kalkerli şeyl ve az olarak killi kireçtaşından yapılıdır; Arapdere litarenit—şeyl birimi ile giriflik gösterir. Birime ait tipik kesit, Beytitepe çevresinde (İzmir, L 18—a2, 49.5: 21.6, 48.2: 21.2) gözlenir. Kalkerli şeyller koyu gri ile mavimsi gri, çoğunlukla açık gri ve sarımsı gri ayrışma renkli, lamina ile orta arası düzgün katmanlıdır. Kireçtaşı düzeyleri biyopsoydokrit ile biyopsoydospardan yapılıdır.

Alt ve Üst Dokanak. Beytitepe birimi, Arapdere alt litarenit—şeyl düzeyini yaklaşık 47m kalınlığında bir geçiş aralığı ile üstler (Şekil 5). Dokanak aralığında kalınlığı 5—10 m arası değişen düzenli katmanlı şeyl—litarenit ardalanması, 50 cm büyüklüğe ulaşabilen kireçtaşı çakıl ve blokları, yersel kırmızımsı kalkerli şeyl arakatkıları gözlenir.

Birim, Arapdere'nin egemen olarak düzenli katmanlı litarenit—şeyl ardalanmasından yapılmış üst düzeyine, kalınlığı 2—30m arasında değişen bir dokanak aralığı ile derecelenir (Şekil 6).

Yaş. Beytitepe kalkerli şeylleri, E. Meriç ve İ.Tansel tarafından saptanan Kretase Sonu yaşlı mikrofosilleri içerir.

Globotruncana sp.

G. sp. (gurup lapparenti)

G. sp. cf. stuartiformis DALBIEZ

G. tricanata QUERAU

G. fomicata foraicata PLUMMER

G. aff. abfiqua QUERAU

G. ventricosa — gansseri arası geçiş tipleri

G. ventricosa WHITE

G. arca (CUSMAN)

Praeglobotruncana sp.

Hedbergella sp.

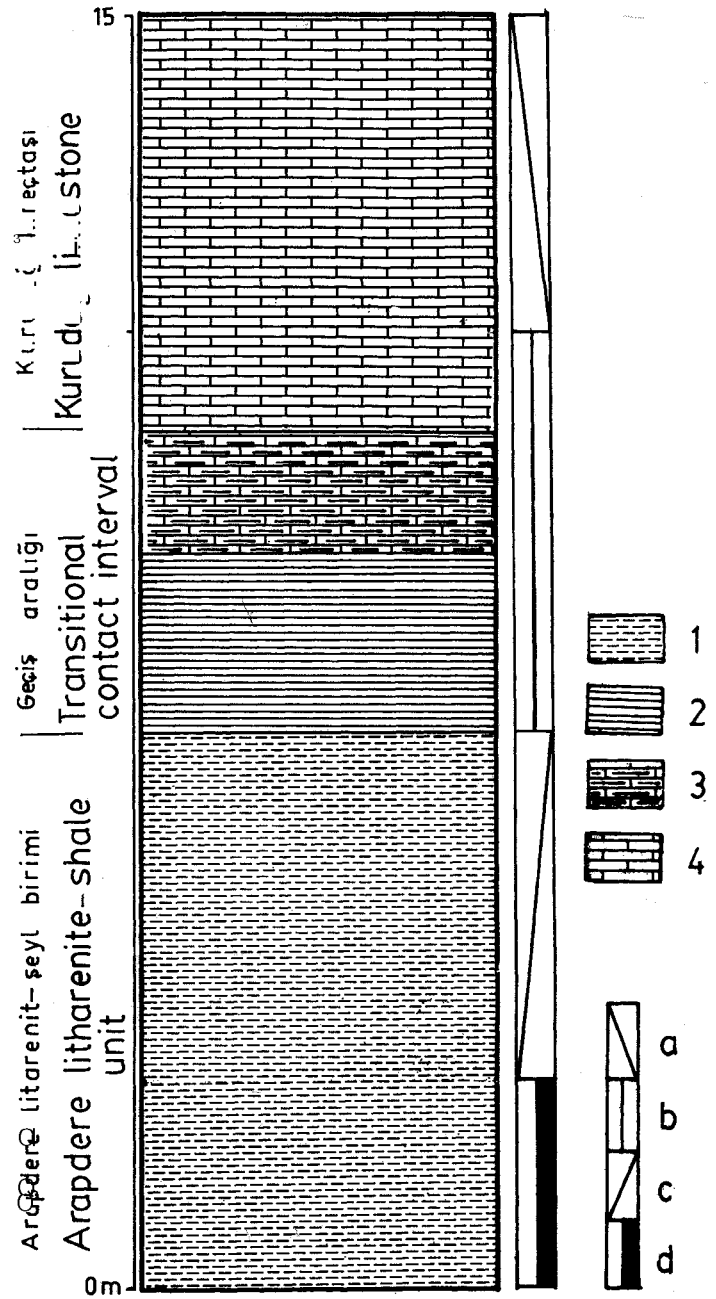
Heterohelix sp.

Ekinit diken kesitleri

Yorum. Beytitepe birimi Arapdere litarenit—şeyl biriminin alt ve üst düzeyleri ile girift sınır ilişkileri gösterir. Beytitepe'nin taşıdığı litoloji özellikleri ve mikrofavma türleri, karadan türeme kırıntılı tortulların ulaşamadığı dönemlerdeki özgül pelajik koşulları öngörür.

Kurudağ Kireçtaşı Birimi

Tanımı ve Dağılımı. Birim, alttan Arapdere litarenit—şeyl, üstten İzmirlik şeyl—litarenit birimleri ile sınırlanmış olan karbonat kesitinden oluşur. Birime ait başvurma kesiti Işıklar Köyü güneyinde gözlenebilir (52.6: 20.2). Birim, Kurudağ (Tahtadağ), Manastırtepe ve Altındağ yükseltileri ile çalışma alanı doğusunda kalan Kemalpaşa Dağı'nın (Nif Dağı) oluşturur.



Şekil 7. Kurudağ kireç taşının alt geçiş aralığı. Yer, Işıklar Köyü güneyi (52.6 : 20.3). (1) Şeyl-litarenit, (2) kalkerli şeyl, (3) killi kireçtaşı, (4) afanitik kireçtaşı, (a) orta gri, (b) açık sarımsı gri, (c) açık yeşilimsi gri, (d) koyu yeşilimsi gri.

Figure 7. The lower transitional contact interval of the Kurudağ limestone. Location; south of the Işıklar Köyü (52.6 : 20.3). (1) Litharenite—shale, (2) calcareous shale, (3) clayey limestone, (4) aphanitic limestone; (a) medium gray, (b) light yellowish gray, (c) light greenish gray, (d) dark greenish gray.

Litoloji. Kurudağ birimi egemen olarak kireçtaşı, az kalkerli şeyl, killi kireçtaşı ve kireçtaşı çakıltaşı ile ikincil dolomitten yapılıdır. Kireç taşları çoğunlukla orta ile koyu grimsi, masif, yersel orta ile kalın katmanlıdır. Kireçtaşı olağan olarak intraklast ve biyoklast taneler ile psydospar ve psydokrospar arası değişen aradolgu içerir.



Şekil 8. Arapdere litarenit-şeyl birimi içinde, özellikle Kurudağ kireçtaşına yakın düzeylerde gözlenen mercekşel kireçtaşları.

Figure 8. Lensoidal limestones observed in the upper parts of the Arapdere litharenite—shale unit.

Belli kesimlerde yaygınlaşan dolomitleşme, anakayanın litoloji ve tektonik özelliklerine göre seçimli olarak gelişmiştir.

Alt ve ÜstDokanak. Birime ait alt sınır, Işıklar Köyü güneyinde (53.2: 20.3) gözlenmiştir (Şekil 7). Kurudağ kireçtaşı birimi, altlayan Arapdere biriminden 25–50 m arasında değişebilen dereceli bir dokanak aralığı ile ayrılır. Arapdere litarenit—şeyl biriminin Kurudağ kireçtaşına yakın en üst düzeyleri mercekşel kireçtaşı ve kalkerli şeyl arakatlılar kapsar (Şekil 8). Birimin alt dokanak aralığında kalkerli şeyl ve killi kireçtaşı düzeyleri yer alır. Kurudağ kireçtaşı üstleri İzmirlik şeyl-litarenit birimi ile kireçtaşı arasında yersel olarak gözlenebilen dereceli dokanak yer alır (Şekil 9). Kartalkaya kuzeyinde (48.8: 23.5), Beşiktaş litarenit—şeyl birimi Kurudağ kireçtaşı uyumsuz olarak üstler.

Yaş. Kurudağ kireçtaşı çoğunlukla lamellibrans, gastropod ve Hippurites kalıntıları içerir. Organik bileşenler yersel olarak yığımlar oluştururlar. Fosil bulguları ve önceki araştırmalar (Akartuna, 1962, Verdier, 1963, Konuk, 1977) çerçevesinde birim olasılıkla Kretase Sonu yaşındadır.

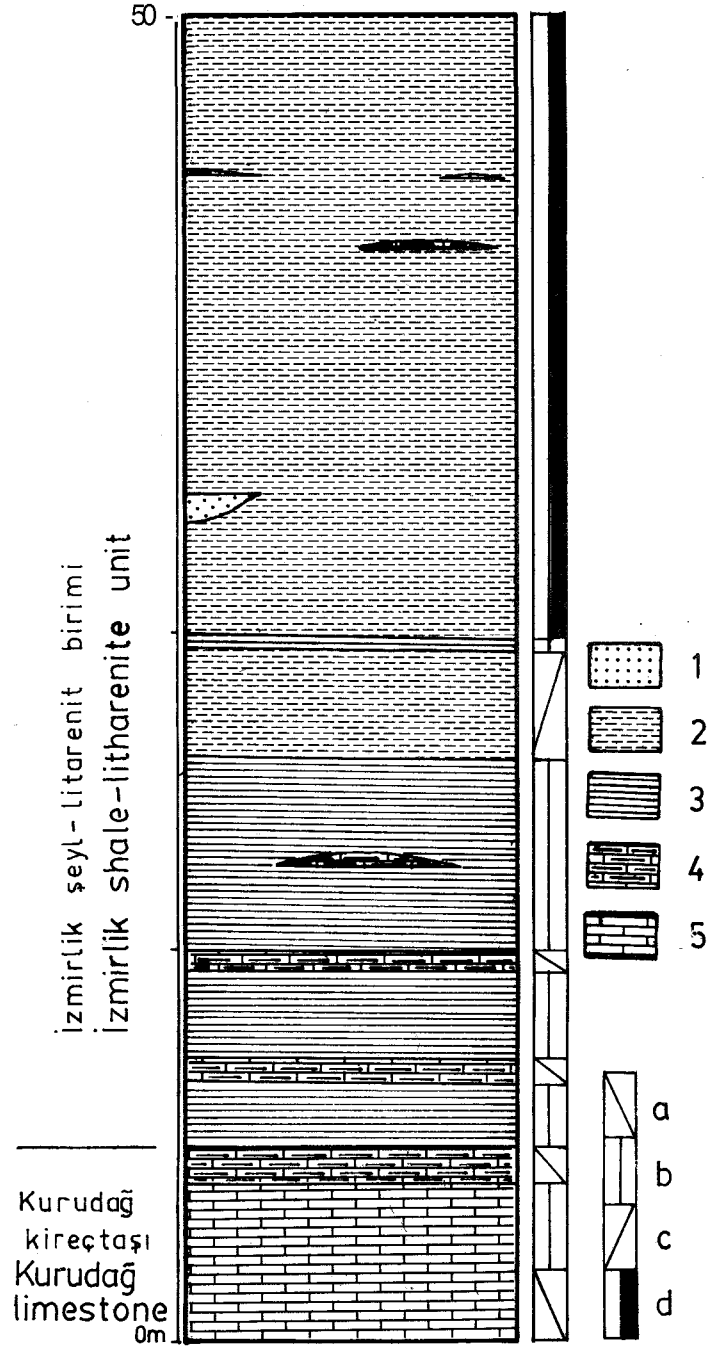
Yorumlar. Birimin egemen allokemli mikrokristalin kalsit dokusu, kıydan uzaklıkla kontrol edilen alçak enerjili bir ortamı yansıtır.

İzmirlik Şeyl—Litarenit Birimi

Tanım ve Dağılımı. Birim alttan Kurudağ kireçtaşı, üstten Beşiktaş birimi ile çevrili, başlıca şeyl ve litarenit bileşimli kumtaşlarından yapılıdır. Birime ait başvurma görünümü özellikle Kaynaklar Köyü çevresinde yaygındır (49.5: 25.7).

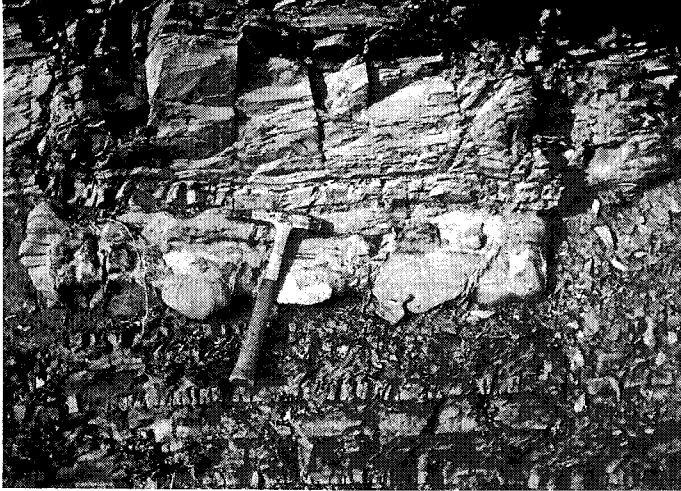
Litoloji. Topluluk başlıca düzenli katmanlı ve yanal sürekli şeyl—litarenit ardalanması, az olarak şeyl—litarenit karmaşığı, çok örnek bileşimli çakıltaşı, mercekşel kireçtaşı ve değişik litolojide çörtlü kireçtaşı, çört, kireçtaşı tektaşlarından yapılıdır.

Birimin büyük bölümünü oluşturan şeyller, çoğunlukla yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renklidir.



Şekil 9. İzmirlik şeyl—litarenit birimi ile Kurudağ kireçtaşı arasındaki geçiş aralığı. Yer, Deliktaş doğusu (48.1 : 25.7). (1) Litarenit—şeyl, (2) şeyl-litarenit, (3) kalkerli şeyl, (4) killi kireçtaşı, (5) afanitik kireçtaşı; (a) açık gri, (b) orta gri, (c) açık yeşilimsi gri, (d) koyu yeşilimsi gri.

Figure 9. Transitional contact interval between the Kurudağ limestone unit and the İzmirlik shale—litharenite units. Location; east of Deliktaş (48.1 : 25.7). (1) Litharenite-shale, (2) shale-litharenite, (3) calceraous shale, (4) clayey limestone, (5) aphanitic limestone; (a) light gray, (b) medium gray, (c) light greenish gray, (d) dark greenish gray.



Şekil 10. İzmirlik şeyl—litarenit birimi ile Kurudağ kireçtaşı arasındaki dokanak aralığında, merceksel kireçtaşı, kalkerli şeyl ve devrik katmanlı litarenitler yer alır.

Figure 10. Lensoidal limestone, calcereous shale and overturned litharenites in the transitional contact interval of the Kurudağ limestone to the İzmirlik shale—litharenite unit.

Şeyl içerisinde yaygın olarak çok ince laminalanma özelliği taşıyan silttaşı ile kaba taneli kumtaşı arasında değişen türbiditik oluşuklar yer alır.

Yaygın olarak bulunan kumtaşları, yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renklidir. Kumtaşları, başlıca litarenit ve az kuvarşlı litarenit bileşimindedir (Şekil 4). Litarenit, orta ile kötü boylanmış, köşeli ile yarı yuvarlaklaşmış tanelidir. Bolluk sırasına göre çoğunluğu dalgalı sönmeye gösteren kuvars, çört, feldispat, mika, düz sönmeli megakuvars, metamorfik kaya kökenli polikristalin kuvars, fillit, kireçtaşı ve olasılıkla bazik kayalardan yapıli kaya kırıntıları ana bileşenleridir. Aynı bileşenlerden yapıli ince kırıntılar ve kil aramaddeyi oluşturur. Litarenitler saptanabilen tanıtlayıcı özellikler çerçevesinde türbidit akıntı çökelleridir.

Çakıltaşları, Kaynaklar Köyü doğusundaki (49.5: 25.7) şeyl—litarenit karmaşığı içinde merceksel konumdadır. Çeşitli ölçekteki kireçtaşı tekttaşları, çakıltaşları ile çevrelenmiş bulunur. Çakıltaşı çoğunlukla orta gri ile sarımsı kahverengi arasında ayrışma renkli yersel bloğumsu görünümlü, çok örnek kötü ile orta arası boylanmak, karbonat çimentolu ve yersel şeyi arakatlıdır. Bileşen taneler çok ince çakıl ile çok kaba çakıl arası büyüklükte, yarı köşeli ve yersel değimlidir.

Orta ile koyu grimsi afanitik kireçtaşı, boz renkli ince taneli kumtaşı, siyahımsı, yeşilimsi ve kırmızımsı olabilen çört ile beyazımsı damar kuvarş çakıltaşının egemen bileşenleridir.

Tekttaşlar yersel olarak bir boyutta 250m büyüklüğe ulaşırlar. Çalışma alanında gözlenebilen ve harita alımı yapılan tekttaşlar, grimsi kireçtaşı, grimsi çörtlü kireçtaşı, katmanlı çörtler, çok örnek bileşenli çakıltaşı, kırmızımsı kireçtaşı ve kalkerli şeylden oluşur.

Alt ve Üst Dokanak. İzmirlik şeyi—litarenit birimi, 0—50m arası değişen kalınlıktaki dereceli dokanak aralığı ile Kurudağ kireçtaşını üstler. Dokanak aralığı belirgin olarak Kaynaklar Köyü kuzeyinde (49.5: 25.7) gözlenmiştir. Dokanak aralığında

yanal süreklilik gösteren killi kireçtaşı, kalkerli şeyl, şeyl ve laminite derecelenmeli katmanlı litarenitler yer alır (Şekil 10). Beşiktaş birimi olarak tanımlanan, başlıca şeyl—litarenit araldanması ve karmaşığından yapıli, çoğunluğu kireçtaşı olabilen tekttaşlar kapsayan topluluk, İzmirlik birimini Kale Tepe doğusunda (58.1: 22.7) uyumsuz olarak üstler.

Yaş. Büyük bölümü ile düzenli katmanlı şeyl—litarenit araldanmasından yapıli İzmirlik biriminin alt düzeylerinde yer alan killi kireçtaşı ve kireçtaşı arakatlıları tanımlanamayan foraminiferlerden yapıli fakir bir fauna kapsar. Altlayan birimlerde bolca gözlenen *Globotruncana*'nın yokluğu, birimin olasılıkla Paleosen yaşlı olduğunu öngörür (E. Meriç ile sözlü görüşme).

Yorumlar. Birimin alt bölümleri kalkerli şeyl ve killi kireçtaşından yapıli karbonatlı bileşenler kapsar. Litarenitler tam veya eksikli Bouma istifi özelliklerini taşır. Akıntı yapıları (oygu, oluk, sıçrama, saplanma) yönlü bir beslenmeyi yansıtır. Yersel gözlenebilen düzensiz katmanlı şeyl—litarenit karmaşığı, hızlı çöken duraysız birikim alanında gelişen sualtı oturma ve kaymalardan kalıtsaldır. Kaynaklar Köyü doğusunda yaygın olan çakıltaşlarının litoloji ve dağılım özellikleri, türümsel yönden kanal dolgusu olarak tanımlanabilir.

Beşiktaş Litarenit — Şeyl Birimi

Tanım ve Dağılımı. Birim alttan İzmirlik şeyl—litarenit birimi, üstten Neojen yaşlı taban çakıltaşı, çamurtaşı ve kireçtaşından yapıli tortul topluluğu ile çevrili, başlıca litarenit, şeyl ve tekttaşlardan (eksotik veya olistolit) yapılidir. Birime ait başvurma kesiti Kartalkaya kuzeyinde (48.8: 23.5) gözlenebilir.

Litoloji. Başlıca şeyl—litarenit araldanması ve karmaşığından yapıli olan birim, değişik litoloji ve boyutlarda afanitik kireçtaşı, çokörnek çakıltaşı, kireçtaşı çakıltaşı ve çörtlü kireçtaşından oluşan tekttaşlar içerir. Birim içinde oldukça yaygın bulunan kumtaşları, yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renklidir; bileşimce litarenit ve kuvarşlı litarenitten yapılidir. Litarenit, orta ile kötü boylanmış, taneleri yarı köşeli ile yarı yuvarlaklaşmıştır. Dalgalı sönmeli kuvars, yersel düz sönmeli megakuvars, metamorfik kaya bileşimli kaya kırıntıları ana bileşenlerdir. Aynı bileşimde ince kırıntılar ve kil aramaddeyi oluşturur. Şeyi ile araldanmalı litarenitler tam veya eksikli Bouma istifleri ile simgelenir.

Yaygın olarak bulunan şeyller, yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renklidir. Şeyl içinde yersel olarak çok ince laminalanmalı silttaşı ile kaba taneli kumtaşı arası değışimli türbiditi oluşuklar yer alır.

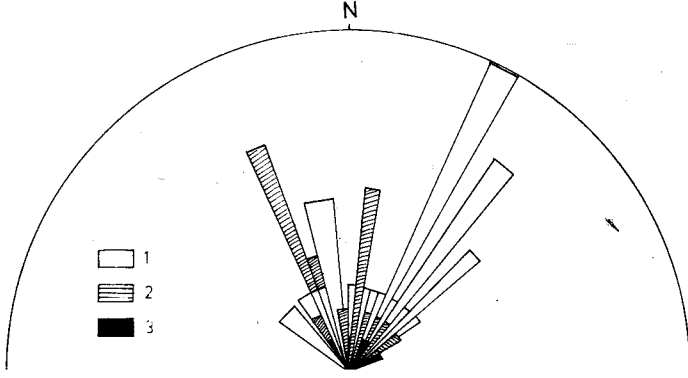
Tekttaşların çoğu, litoloji ve bileşimsel özellikleri yönünden İzmirlik şeyl—litarenit biriminin tekttaşlarına benzerlik gösterir.

Alt ve Üst Dokanak. Beşiktaş litarenit—şeyl birimi, altlayan İzmirlik ve Kurudağ kireçtaşı birimini transgressif olarak üstler (48.8: 23.5). Aşınma yüzeyinde, bileşenleri başlıca kireçtaşı, şeyi ve kumtaşından yapıli çakıltaşı düzeyi yer alır (Şekil 11). Neojen yaşlı, taban çakıltaşı, kalkerli çamurtaşı, kalkerli kiltası ve kireçtaşından oluşan tortul topluluğu birimi uyumsuz olarak üstler.

Yaş. Litarenit—şeyl araldanması ve karmaşığından oluşan birim içindeki mercekler kireçtaşları, E. Meriç ve İ. Tansel tarafından saptanan aşağıdaki mikrofosilleri kapsar.

Miliolidae

Textulariidae



Şekilli. Çalışma alanındaki filiş topluluklarından derlenen paleoakıntıların dağılım diyagramı.

- (1) Arapdere biriminden derlenen paleoakıntılar
- (2) İzmirlik
- (3) Beşiktaş "

Buna göre paleoakıntı doğrultu ve yönleri G—K gidişlidir. Beslenme genel olarak güneydendir.

Figure 11. Paleocurrent diagram of the flysch units.

- (1) The Arapdere unit
- (2) " İzmirlik unit
- (3) " Beşiktaş unit

The predominant pattern show a provenance lying to the south.

Polymorphinidae

Dotalidae

Parachaetetes asvapatii PIA

Lacazina sp.

Mercan kesitleri

Algler

Ekinit diken kesitleri

Belirgin olmayan foraminiferler

Belirtilen mikrofavna Paleosen ortası—sonu zaman aralığı içindedir.

Birimin en alt düzeyinde taban çakıltası gözlenir. Çakıltasını oluşturan kireçtaşı ve killi kireçtaşı çakıl bileşenlerinde aşağıdaki mikrofosiller saptanmıştır.

Globotruncana sp.

G. sp. ventricosa WHITE

G. sp. (grup lapparen ti)

Thaumatoporella sp.

Textulariidae

Belirgin olmayan foraminiferler.

Tanıtilan çakıl mikrofavnası Jura—Kretase Sonu zaman aralığını verir; birim için Paleosen yaş öngörülmüştür.

Yorumlar. Birim, altlayan türbidit kökenli tortul birimlerden, (a) tektaşların bolluğu, (b) çok kalın katmanlı litarenitlerin varlığı ile ayırd edilir.

PALEOAKINTILAR

Tortul yapı incelenmesi genellikle düzgün katmanlı litare-

nit—şeyl ardalanmasının yer aldığı tortul bölümlerinde yapılmıştır. Akıntı yönünü veren oygu, saplanma ve çarpma izleri ile akıntı doğrultusunu belirleyen uzunlamasına oluk izleri, güvenilir paleoakıntı verileri olarak derlenmiştir. Şeyl—litarenit karmaşığı şeklinde beliren tortul bölümleri, güvenilir paleoakıntı izlerinden yoksundur. Gözlenebilen akıntı yapıları ve katman yüzeyindeki konumlarına ait verileri, Norman, 1973'de önerilen düzeltimler uygulanmıştır.

Arapdere litarenit—şeyl biriminden elde edilen sonuçlar, genel beslenmenin güneybatıdan kuzeydoğuya doğru olduğunu yansıtır (Şekil 11). İzmirlik şeyl—litarenit birimi ile Beşiktaş litarenit—şeyl birimlerinde genel beslenme, güneyden kuzeye doğru olmuştur. Beslenme yönlerindeki ayrıcalıklar, (a) birikim alanındaki tektonik dengelenmeye bağlı gelişen su derinliği ve çanak eksenindeki doğrultu değişimlerine, (b) düzeltmelerdeki elde olmayan hata etkilerine yorulabilir.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Faylar

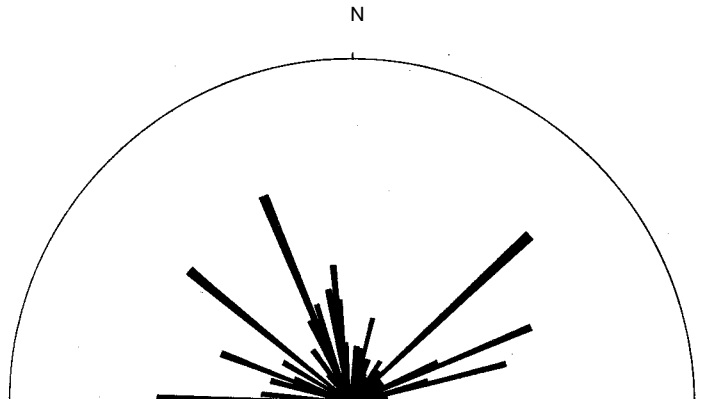
Pınarbaşı fayı, yaklaşık K15D gidişli, 5km kadar izlenebilen, Kurudağ kireç taşı Arapdere litarenit—şeyl biriminden ayıran düşey çekim fayıdır (Şekil 14). Fay, topografyada yersel olarak gözlenen dik yamaçlar meydana getirir. Pınarbaşı güneyindeki su kaynakları fay üzerinde yer alır. Fay, D—B gidişli faylar tarafından yer yer kesilmiştir.

Mersinere fayı, yaklaşık olarak Kuzey—Güney gidişli, 2km kadar izlenebilen düşey çekim fayıdır. Fay, topografyada oluşan eşikler, yersel gözlenen beslenme kuşakları ve kireç taşlarında yeniden kristalleşme yüzeyleri ile simgelenir. Çizgisel gidişli, derin açılmış Şeytanlı ve Mersin Dere'leri fay boyunca gelişmiştir (Şekil 14).

Karapınar Dere fayı, D—B gidişli Kurudağ kireçtaşı ile İzmirlik şeyl—litarenit birimini ayıran düşey çekim fayıdır. Yaklaşık olarak 1.5km izlenebilen fay, çok derin açılmış Karapınar ve İzmirlikpınarı Dere'leri ile çizgisel dizimli su kaynakları tarafından belirlenir.

Kartalkaya fayı, Kartalkaya'nın batısından geçen yaklaşık K—G gidişli fay, Kurudağ kireçtaşı Beşiktaş litarenit—şeyl biriminden ayırır (Şekil 14).

Çalışma alanında saptanan faylar ve konumları aşağıda belirtilen sonuçları öngörür.



Şekil 12. Çalışma alanından derlenen fayların dağılım diyagramı (fay uzunlukları ağırlıklı olarak dağılıma katılmıştır).

Figure 12. Fault pattern of the study area (length of the faults are indicated cumulatively).

(a) Gözlenebilen fayların çoğunluğu düşey çekim tektoniğine ait özellikleri taşır. Bu yönü ile çalışma alanında gözlenen faylar, bölgesel anlamdaki tektonik çatı içinde gerileme tektoniğine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır.

(b) Çalışma alanında başlıca iki fay sistemi egemendir (Şekil 12). (a) K—G ve (b) daha genç gelişen D—B gidişli faylar.

Kıvrımlar

Arapdere antiklinalı, stratigrafi birimlerinin dağılımına göre beliren, yaklaşık K—G gidişli bir kıvrımdır. Arapdere vadisi boyunca çekirdeği oluşturan Arapdere litarenit—şeyl birimi yüzeyler. Ekseni Arapdere ile çakışık olan antiklinalin doğu kanadı, yaklaşık K15D gidişli Pınarbaşı fayı ile alçalmıştır. Antiklinal içinde genel gidiş yarı paralel veya paralel gelişen küçük boyutlu kıvrımlar gözlenebilir.

Beytitepe senklinali, harita yorumuna dayanarak belirlenen KD gidişli ve kuzeye eğimli bir kıvrımdır. Senklinal içinde genel gidiş yarı paralel küçük boyutlu kıvrımlar gözlenebilir.

Sivrikaya senklinali, yaklaşık KD gidişli, güneye dalımlı asimetrik bir kıvrımdır. Kıvrımın doğu ve batı kanadı K—G gidişli faylarla kesilir (Şekil 14).

İzmirlikpınarı antiklinali, D—B gidişli, ekseni boyunca faylanmış harita yorumu ile beliren kıvrımdır.

Karakoltepe antiklinali; yaklaşık KD gidişli, ekseni kuzeye dalımlı bir kıvrımdır. Doğü kanadı K—G gidişli Pınarbaşı fayı ile kesilir (Şekil 14).

Kaynaklar Köyü kuzeyinde yer alan, Sivritepe (48.9 : 24.8), Kurudağ sivrisi (48.9 : 26.1) ve Deliktaş (48.2 : 24.5) güney eteklerinde gözlenen şeyl—litarenit ardalanmasından yapılmış İzmirlik birimine ait kumtaşları bütünüyle devrik konumdadır. Anılan yörelerde Kurudağ kireçtaşı, İzmirlik şeyl—litarenit birimini var olan devriklik nedeniyle üstler görünür (Şekil 14).

Gözlenebilen yapısal şekillere ilişkin sonuçlar şunlardır.

(a) Saptanabilen kıvrım eksenleri çoğunlukla KD gidişlidir. D—B gidişli genç faylar, KD gidişli kıvrım eksenlerinde saptanmalar oluşturur.

(b) Tortul yapılarla doğrulanan devrilmeler yaklaşık DKD—BGB eksen gidişlidir.

SONUÇLAR

1. Bornova güneyinde alttan üste doğru, (1) Kretase Sonu yaşta Arapdere litarenit—şeyl birimi, (2) Paleosen (?) yaşta İzmirlik şeyl—litarenit birimi, (3) Paleosen yaşlı Beşiktaş litarenit—şeyl birimlerinden yapılmış üç ayrı filiş topluluğu ayırd edilmiştir (Çizelge 2). Mastrohtiyen yaşlı Kurudağ kireçtaşı, Arapdere litarenit—şeyl birimi ile İzmirlik şeyl—litarenit birimleri arasında yer alır. Paleosen yaşlı Beşiktaş litarenit—şeyl birimi ile altlayan, Kurudağ kireçtaşı ve İzmirlik şeyl—litarenit birimleri arasında uyumsuzluk yer alır.

3. FİLİŞ TOPLULUĞU Beşiktaş litarenit—şeyl birimi —uyumsuzluk
2. FİLİŞ TOPLULUĞU İzmirlik şeyl—litarenit birimi
KURUDAĞ KİREÇTAŞI
1. FİLİŞ TOPLULUĞU Arapdere litarenit—şeyl birimi

Çizelge 2: Bornova güneyinde ayırd edilen filiş toplulukları.

Table 2: Classification of the flysch assemblages, to the south of Bornova.

2. Arapdere litarenit—şeyl birimini oluşturan filiş topluluğu, kalkerli şeyl, killi kireçtaşı ve afanitik kireçtaşından yapılmış yanallı yayımlı karbonat düzeyleri kapsar. Diğer filiş toplulukları, başlıca kireçtaşından oluşan çokörnek bileşimde tektaşlar içerir.

3. Kurudağ kireçtaşı birimi, birikim alanında gelişen bağllı olarak duraylı tektonik koşulları yansıtır. Birimi altlayan Arapdere litarenit—şeyl topluluğu içinde yer alan karbonatlı düzeylerin (Beytitepe kalkerli şeyl birimi) varlığı da gözetilirse, çökelme ortamında kırıntılı tortullarla örtülmeyen karbonat fasiyesinin geçici dönemlerde egemenleştiği sonucuna varılır. Kurudağ kireçtaşının çökeli mi ise Mastrohtiyen—Paleosen arası dönemde sürekli olmuştur.

4. Filiş topluluklarından derlenen paleokıntı doğrultu ve yönleri, beslenmenin genel olarak güneyden olduğunu yansıtır.

5. Filiş topluluklarında yer alan tektaşlar tektonik yüzeylerle sınırlanmamıştır. Gözlenebilen tektaşlar belirli stratigrafi düzeyleri oluştururlar; başlıca birikim alanı dışından türemişlerdir (eksotik blok).

6. Litarenitlerin dalgalı sönmeli kuvars, polikristalin kuvars, metamorfik kaya kırıntısı ve kırıntı mikaldan yapılmış ana bileşenleri ile çakıltaşlarında gözlenen metamorfik bileşenlerin varlığı, alçak ve yüksek dereceli metamorfizmin oluşturduğu beslenme alanını öngörür.

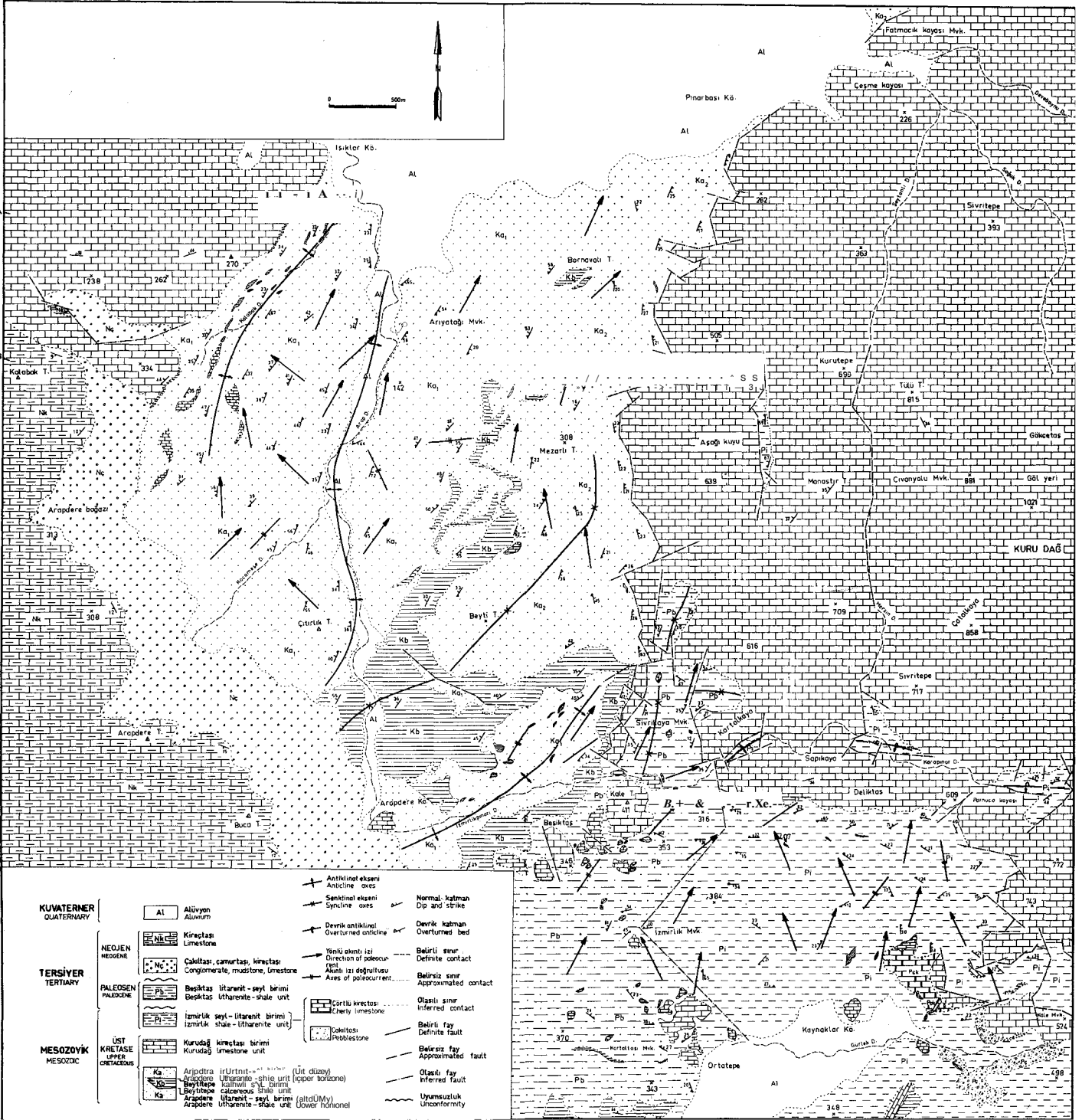
7. Düşey atımlı, K—G gidişli yaşlı faylar, daha genç gelişen D—B gidişli faylarla kesilmiştir. Tüm kaya toplulukları bu iki egemen düşey fay sistemiyle mozayik bloklara ayrılmıştır.

8. Tortul yapılarla doğrulanan ve güneye doğru yatık gelişen devrik kıvrımlar, genel olarak DKD—BGB eksen gidişlidir.

9. Filiş topluluklarında düzenli ve düzensiz katmanlanma şeklindeki yapısal ayırım, harita alımında yararlı bir sınıflama yöntemi olarak kullanılabilir. Filiş topluluklarının iç stratigrafisinin saptanmasında, (a) sürekli katman alt, üst yapılarının gözetilmesi, (b) belirli stratigrafi düzeyleri oluşturan tektaş kuşaklarının izlenmesi gibi yöntemler yararlı ve pratik sonuçlar kazandırır.

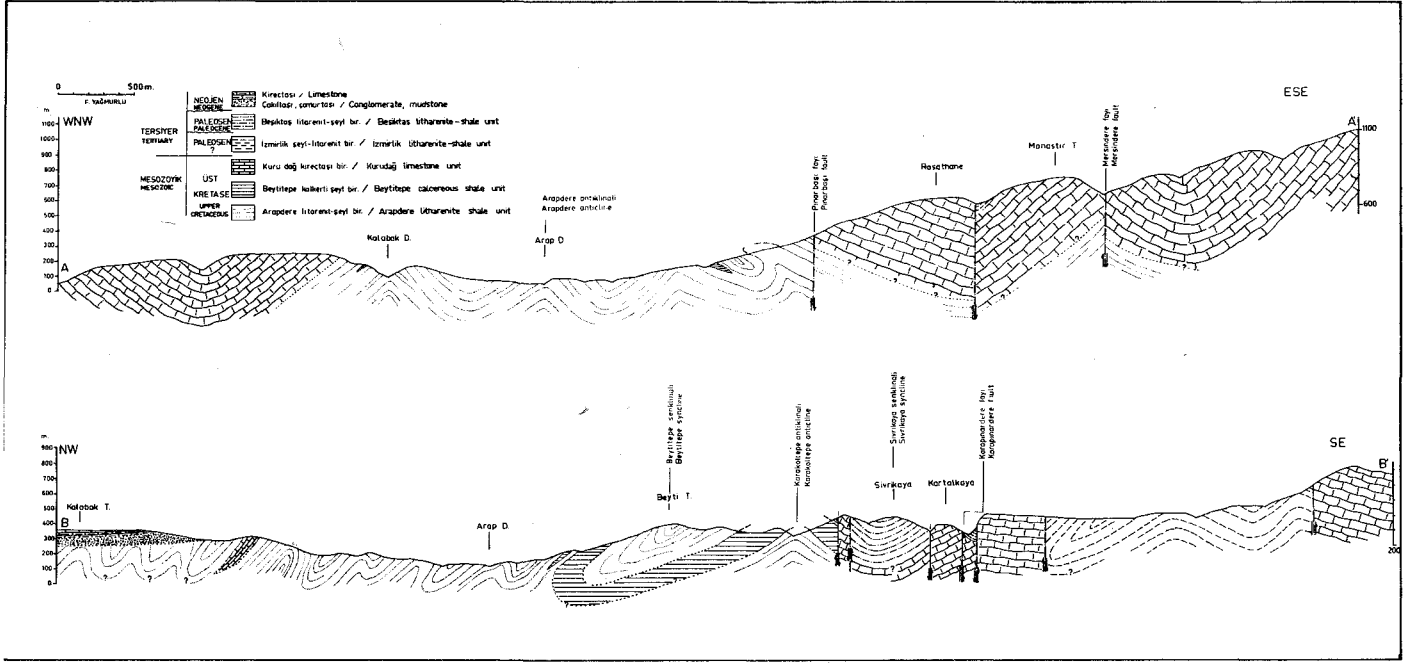
KATKI BELİRTME

Bu yazı TPAO tarafından desteklenmiş bir yüksek lisans çalışmasının ürünüdür. Çalışmayı yöneten ve irdelleyen, Prof. Dr. O. KAYA'ya teşekkür ederim. Çalışmalarına olanak sağ-



Şekil 13. Jeoloji haritası

Figure 13. Geological map



Şekil 14. Jeolojik kesitleri

Figure 14. Geological sections

layan Prof. Dr. Ö. DORA'ya, fosillerin tanıtlamasını yapan Doç. Dr. E. MERİÇ ile D. İ. TANSEL'e ve çalışmaya çeşitli yönlerden katkısı olan E. KARASU, M. GÜRLE, ve İ. ERDEM'e teşekkürlerimi iletirim.

Yazının ilk geliş tarihi: 16.6.1979

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 19.11.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1962, İzmir-Torbah-Seferihisar-Urfa bölgesinin jeolojik etüdü: İ.Ü. Fen Fak. Mon., 18
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von West-anatolien. N.Jb.Geol.Mh., 603-618
- Brinkmann, R., 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Westanatolien: Geol. Soc. America Bull., 83, 819-826
- Dzulynski, S. ve Walton, E.K., 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Development in Sedimentology, 7, 274, Elsevier Pub. Amsterdam.

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. In: W.E. Ham (ed), Classification of carbonate rocks: Amer. Assoc. Petrol. Geo. Mem., 1, 62-84

Folk, R.L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Hemphill's, Austin, 170

Hamilton, W.J. ve Strickland, H.E., 1840, On the geology of the Western part of Asia Minor: Trans. Geol. Soc, London, tb., 1-39

Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XV-I, 26-108

Konuk, T., 1977, Bornova filisinin yaşı hakkında: Ege Üniv. Fen Fak. Dergisi Seri-B, 1-1, 65-74

Norman, T., 1973, Ankara Yahşhan bölgesinde Üst Kretase—Alt Tersiyer sedimentasyonu: Türkiye Jeol. Kur. Bült. XVI—1, 41—67

Oğuz, M., 1966, Manisa Dağı'nın kuzey ve kuzeybatısının jeolojisi: Ege Üniv. Fen Fak. İlmî rap. serisi, 33

Parejas, E., 1942, Tektonique de la Turquie: İ.Ü. Fen Fak. Mon. 3/4

Phillipson, A., 1911, Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien: Pet. Mitt. Erg. H., 172

Verdier, J., 1963, Kemalpaşa Dağı etüdü: M.T.A. Dergisi, 61, 38-40

Attepe (Mansurlu) Demir madeni'nin Jeolojisi

Geology of Attepe—Mansurlu Iron Mine

İsmail HENDEN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
Erhan ÖNDER Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Attepe'de cevher Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde bulunmakta ve yapısal kontrolün cevherin yerleşmesinde önemli rol oynadığı görülmektedir. Cevher kırılma, faylanma ve litolojik kontrollerin etkisiyle meydana gelen bir «kapan»da yerleşmiştir.

Birincil cevher minerali siderittir ve az miktarda da hematit mevcuttur. Sideritin bozuşması sonucu cevher minerali gotit ve limonite dönüşmüştür. Bu bozuşma neticesinde cevherin tenörü yükseldiği gibi, safsızlık miktarının da çok düşük düzeye indiği görülmektedir.

Cevher hidrotermal metasomatik olarak kireçtaşları içinde yerleşmiştir. Yer yer kırık zonlarında boşlukların doldurulması ile de yerleşen cevherleşmeler görülmektedir. Cevher getirici eriyiklerin kaynağı domsal yapılar olarak yüzeyde belirtileri görülen derin intrüzyonlardır. KKD—GGB yönünde bu yapıları kesen faylar aracılığı ile eriyikler yüzeye ulaşmışlardır.

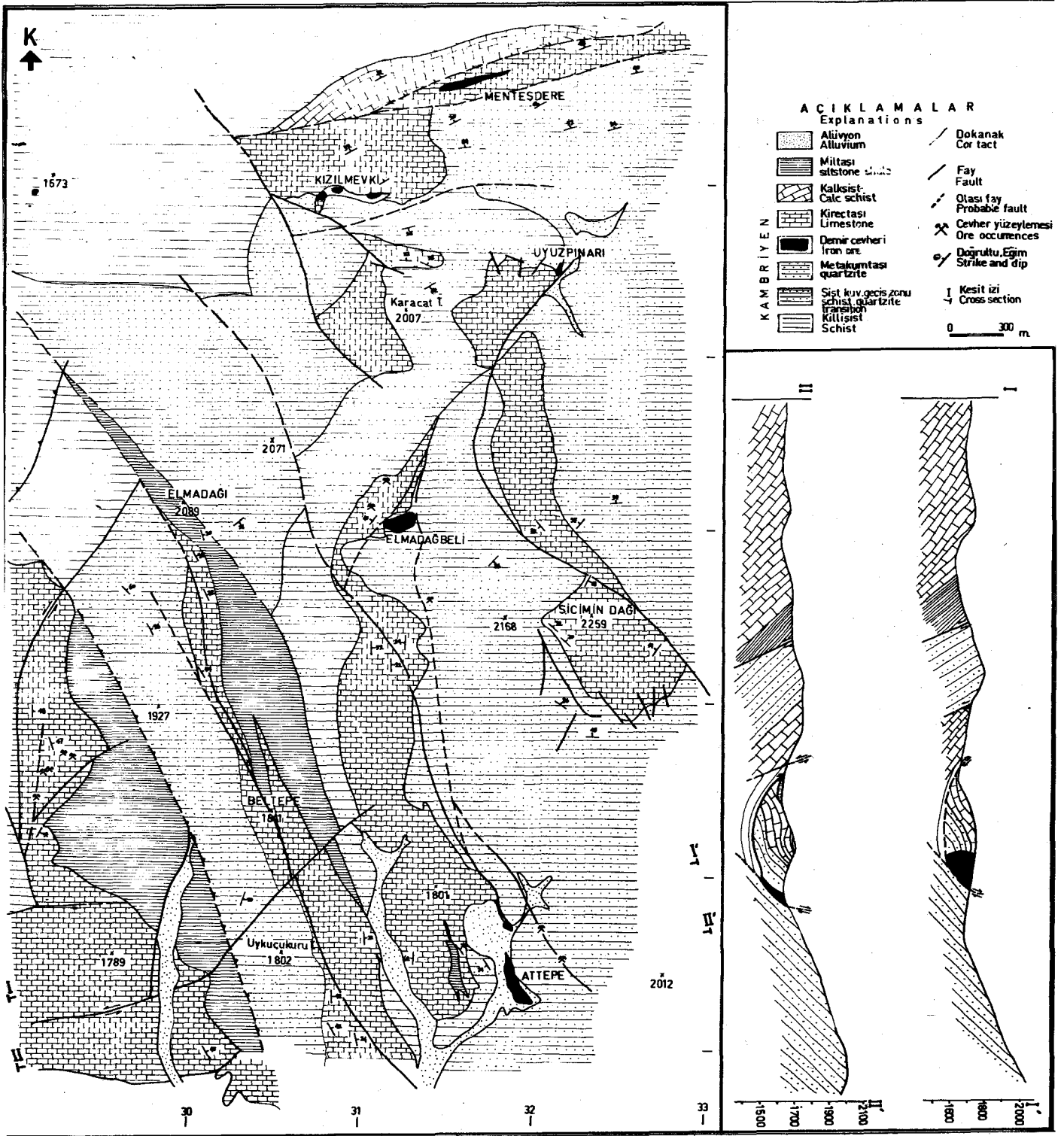
Çalışmalar sonunda Attepe'de toplam 4900 m sondaj yapılarak 34 milyon ton demir cevheri saptanmıştır. Cevher ortalama% 58.44 Fe, % 2.94 SiO₂ ve % 0.55 Al₂O₃ içermekte olup, yüksek fırın için hiçbir sorun yoktur. Cevherlerin tamamı açık işletme ile alınabilecek niteliktedir.

ABSTRACT: in Attepe, the ore is found within the Cambrian Limestones. Structural control has played an important role in the emplacement of the ore body. The ore has replaced the limestone in a faulted syncline.

Primary ore mineral is siderite with lesser amount of hematite. Siderite has almost totally altered to goethite and limonite, except in few places. Due to this alteration, grade of the ore has increased and impurities have been washed out.

The ore minerals, transported in hydrothermal fluids, replaced the limestone. Locally the ore minerals filled the fault zones. The source of the ore bearing fluids is thought to be a deep seated intrusion, which is expressed as a domal structure on the surface. The ore bearing fluids reached the surface by NNE—SSW trending faults.

During the exploration activities, 4900 m diamond drill holes have been made, and reserves are estimated as 34 million tons of iron with a grade 58.44 % Fe, 2.94 % SiO₂ and 0.55 % Al₂O₃.



Şekil 2. Adana Feka Mansurlu Attepe yöresi jeoloji haritası

Figure 2. Geological map of the Adana Feka Mansurlu Attepe region

2) Mermerli Kireçtaşları: Kalkıştler üzerine uyumlu olarak gelen mermerli kireçtaşları, ortalama tane büyüklüğü 0.6 mm olan mikro-mezokristalin kireçtaşları ve belirgin basınç ikizlenmeleri gösteren porfiroblastlar halinde kalsitler ve bu porfiroblastları birbirine bağlar durum gösteren büyüklüğü 0.04 mm civarında olan kalsit tanelerinden oluşmuştur.

3) Gri dolomitli kireçtaşları: Mermerli kireçtaşları dereceli olarak gri renkli dolomitli mikrokristalin kireçtaşlarına geçer. Cevherleşmenin yerleştiği bu zonun toplam kalınlığı 200—250 m civarındadır.

4) Killi mikrokristalin (Yumrulu) Kireçtaşları: Dolomitli mikrokristalin kireç taşlarının üzerine uyumlu olarak gelen yumrulu kireçtaşları içinde 0.04 mm tane büyüklüğünde kalsit çoğunlukta olup ayrıca çok az kuvars ve hematit izlenmektedir. Bu zon içinde birkaç santimetrelilik bandlar halinde kloritik şistlere rastlanmaktadır. Uzaktan sarımtırak rengi ile dikkati çeken bu zon yaklaşık 100—150 m kalınlığa sahiptir. Yer yer kalkıştli seviyeler izlenebilmektedir.

Miltaş. Yumrulu kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen bu seviye hemen hemen metamorfizma izi göstermemektedir. Sahada birkaç yerde (Attepe Madeninin batısında, ve Gliboz pınarının kuzey batısında) izlenebilir. Tek fosil içeren birim olarak bilinmesine karşın tarafımızdan fosil izine rastlanmamıştır. Eski çalışmalarla yapılan litolojik karşılaştırma sonunda bu birimin Üst Kambriyen — Alt Ordovisien olduğu daha alt seviyelerde killi şistlerin Orta Kambriyene kadar indiği anlaşılmıştır. Torosların çeşitli yerlerinde görülen bu seviyelerin hepsinde fosile rastlanmamaktadır (Özgül, 1976).

YÖRESEL TEKTONİK

Faylar genellikle K 20° — 40° D ve K 20° — 90° B yönündedir. Attepe çevresinde genellikle KB—GD, kuzeyde Kızıllı mevkii — Mentüş deresinde DKD—BGB yönünde, çoğunlukla ters fay niteliğinde olup, üstteki birimler şistlerin üzerinde yatay olarak hareket etmişlerdir. Hareket eden bu birimler kırılma olduklarından yer yer kırılırken kırılıp sürüklenmişlerdir. Bu hareketler sonucu metakumtaşları ve kireçtaşları şistlerle dokanak halinde yaygın olarak izlenebilmektedir. Yaklaşık D—B yönünde oluşan bu hareketler neticesinde kireçtaşları, metakumtaşları ve şistler birbirlerine paralel uzanan yüzeylemeler verirler ve dokanaklar çok yerde faylıdır. Bölgenin tektonik hatları uzay görüntülerinde çok açık olarak izlenebilmektedir. Baklava dilimi görünümünde olan bu fay sistemleri, Mansurlu ve Saimbeyli'yi içine alan yönenin D—B yönünde sıkıştırılmasından oluşmuş olmalıdır. Birkaçı Çukurovayı da baştan başa geçen bu fayların bir kısmının oldukça genç olduğu görülmektedir. Bölgede cevherleşmelerin bu fay sistemlerine bağlı olduğu ve cevherleşmelerin konumunun cevherin yerleşme ortamlarının uygun oluşuna bağlı olarak dağıldığı görülmektedir.

MADEN JEOLJİSİ

Attepe'de 1966—67 yıllarında yapılan çalışmalar sonunda toplam 21 adet sondaj yapılmıştır (SAT. 1 — SAT. 21). Bu sondajların neticesinde 3,3 milyon ton cevher rezervi hesaplanmıştır. Daha önce ayrıntılı olarak değinilen litolojik birimlerin hepsi Attepe'de izlenebilir. Cevher KB—GD yönünde uzanır. Güneyde yüzeyleme verdiği kısımda açık işletme ile cevher üretilmektedir. Yüzeylemenin kuzeyinde cevher 10—15 m döküntü yığınları altında örtülü kalır. Daha kuzeyde kireçtaşları cevherin üzerindedir (Şekil 3). Cevher kuzey—doğudan ankeritler ve killi şistlerle sınırlanmıştır. Kuzey—batıya doğru şist—cevher ve şist—kireçtaşı dokanaklarında belirgin ankerit-

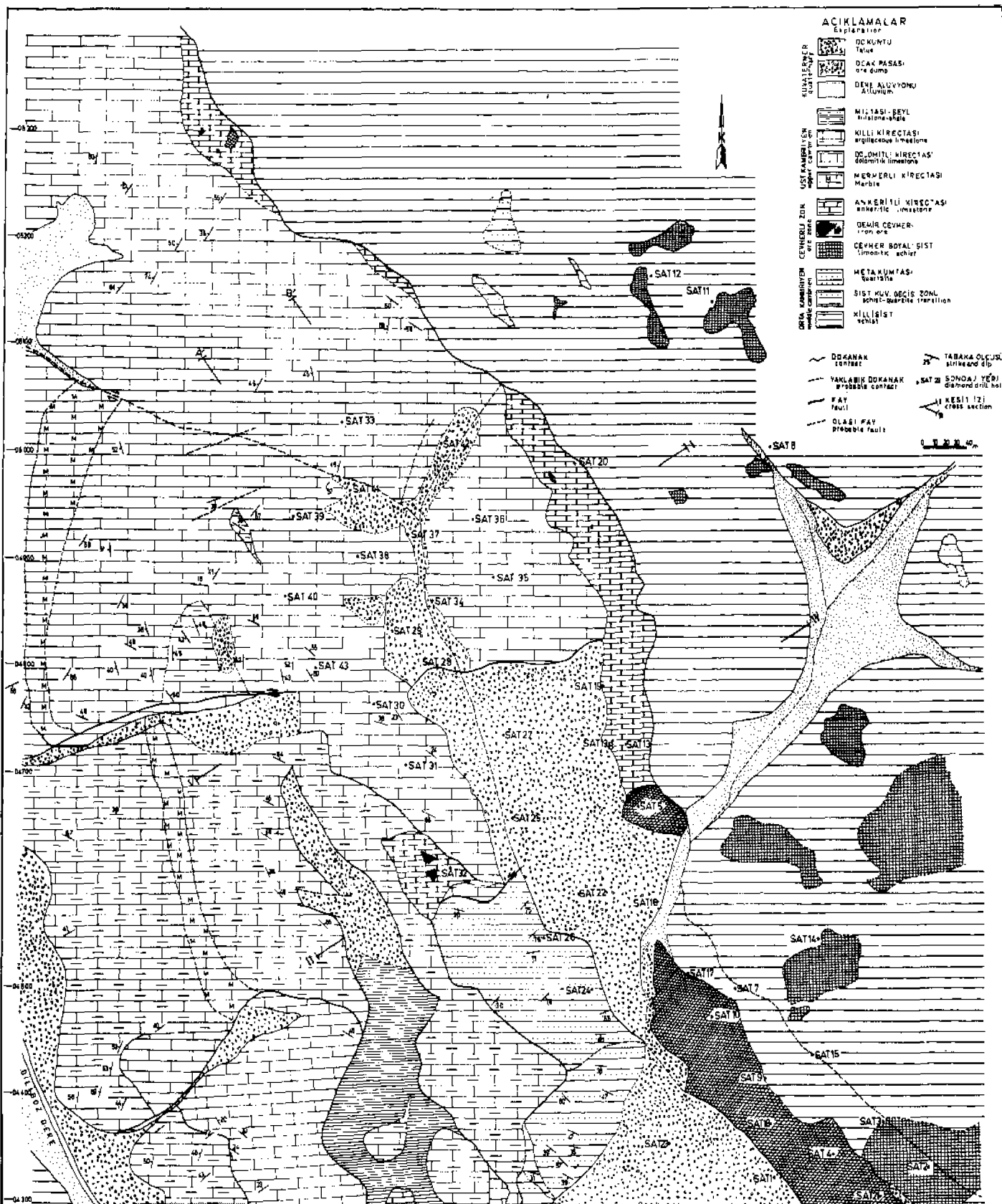
leşmeler izlenir. Bu dokanak boydan boya faylıdır. Güneyde ve güney—batıda metakumtaşları yer alır. Cevher daha kuzeyde tamamen kireç taşlarının altında kalır. Cevherin metakumtası ile olan dokanağı faylıdır. O halde cevher her üç birimle de dokanak halindedir.

ATTEPE DEMİR MADENİNİN TEKTONİK YAPISI

Attepe demir madeninin oluşumunda en büyük etken tektonik etki ile litolojik birimlerin cevherleşme için çok elverişli bir konuma girmiş olmasıdır. Tektonik hareketlerin cevherleşme üzerindeki etkisini anlamak için maden çevresi ile ilişkiyi araştırmak gerekir. Doğu-i>atı yönünde sıkışma ile Kambriyen yaşlı birimlerde birbirini izleyen kıvrılma ve kırılmalar görülür. Bu birimler plastik bir deformasyon gösterme niteliğinde olmadıklarından kıvrılırken kırılmışlardır. Batıdan gelen bir itme hareketi ile Attepe demir madeni çevresinde kireçtaşları ve metakumtaşları şistler üzerinde kayarak yine şistlerin kenarına sıkışmıştır. Bu sıkışma sırasında kireçtaşları Diliboz pınarının kuzeyinden başlayıp, doğuya doğru bir antiklinal, bir senklinal ve daha sonra devrilen bir antiklinal ve senklinal yapı oluşturmuştur (Şekil 4—5). Son devrik kıvrımlar, devrilirken kırılmış ve antiklinal yapı senklinal üzerinde hareket ederek yaklaşık 150—200 m. genişliğinde bir kırık zon oluşturmuştur. Bu hareketler sırasında şistler üzerinde sürüklenen kireçtaşları ve metakumtaşları, şistleri *taban* kabul eden bir çanak oluşturmuştur. Çanağın tabanında yer yer metakumtaşları bulunmasına karşın sürüklenme sırasında metakumtaşları daha batıda kalmıştır. Böylece devrik antiklinalin içinde ve tabanında kalan bu metakumtaşları cevheri batıdan çevrelemiştir. Maydana gelen kıvrımın eksenini G 10° B yönünde 15° dalımlıdır. Bundan dolayı İFB istikametinde ilerledikçe metakumtaşları daha derinde ve kıvrılıp sürüklenme sırasında daha batıda kalarak cevher yakınlarına ulaşamamıştır. Böylece kuzeyde yapı çanak özelliğini kaybetmiş sadece kıvrılmış ve kırılmış bir kireçtaşından ibarettir. Bu da cevherin birikmesine olanak sağlamamış, parmaklanıp dağılmasına neden olmuştur. Aşırı derecede kırılmaya uğrayan birimler üzerinde çok fazla miktarda eklem ve kırık yüzeyleri oluşmuş, kireç taşlarının da yeniden kristallenmesi sonucu tabakalanma yüzeylerini bulmak çok güç olmuştur. Sahada etkin tektonik hatları bulmak amacıyla bütün süresizlik yüzeylerinden ölçüler alınarak Kawraiski neti üzerine işaretlenmiştir. (Şekil 6a). Yapılan konturlamadan sonra olası kıvrım eksenini verecek yüzeylerin kutupları karşılıklı birer büyük ve küçük toplanmalar olarak görülür. Büyük toplanmalar etkin kıvrım eksenini yönündedir. Bunlardan başka netin kuzey ve güneyinde görülen birikimler meydana gelen kırık sistemlerini yansıtmaktadır. Attepe madeni civarı K 40° — 80° B yönünde kuvvetlerin etkisi altında kalmış, önemli fay sistemleri ve kıvrım eksenleri K 10° — 40° D arasında gelişmiştir. Buna karşılık özellikle K 50° — 60° B yönünde kırık sistemleri oluşmuştur (Şekil 6b). Kuvvetlerin geliş yönüne paralel olan bu doğrultu cevheri getirici eriyiklerin izlediği yön olmuştur. Yalnız Attepe civarında bu yönde K 20° B ya doğru bir değişme olduğu görülür.

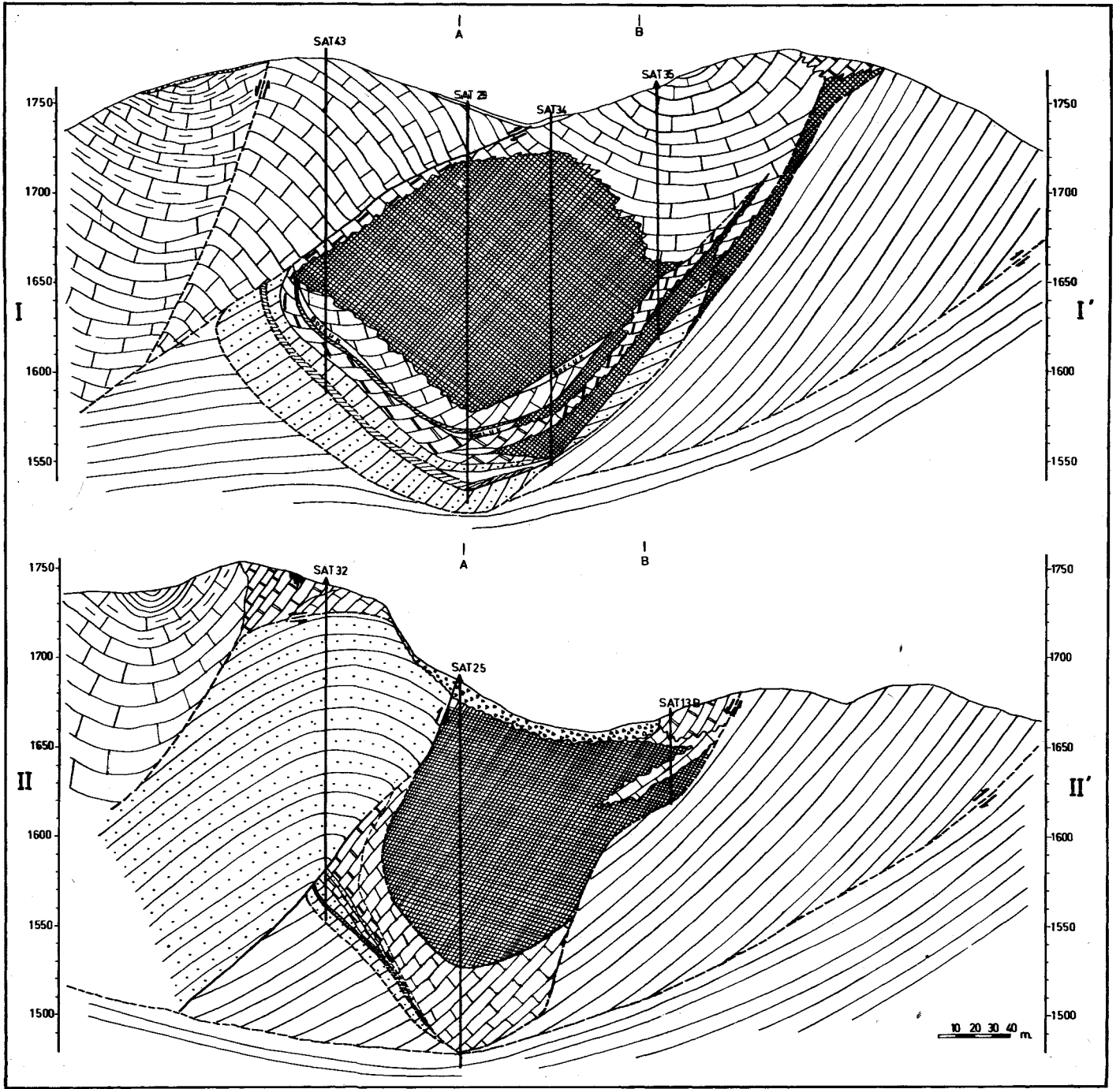
ATTEPE DEMİR MADENİ CEVHER MİNERALLERİ

Attepe'de çoğunlukla görülen cevher minerali göttittir. Yatağın çeşitli yerlerinde FeOOH mineralleri çeşitli formlarda yayılmış olarak görülmektedir. Bu demir hidroksit mineralleri işletilen ocakta yer yer iyi korunan kısımlarda FeOOH olarak iğnecikler halinde gözlenebilmekte ve çok güzel ınsal ve ritmik sıralanmalar göstermektedir. Cevherin yüzeye yakın kısmında genellikle amorf hidroksit (limonit) izlenmektedir. Cevher mineralleri içinde, çok az miktarda hematit görülmekte ise de makro düzeyde fark edilebilecek kadar değildir. Attepe'de



Şekil 3

Figure 3

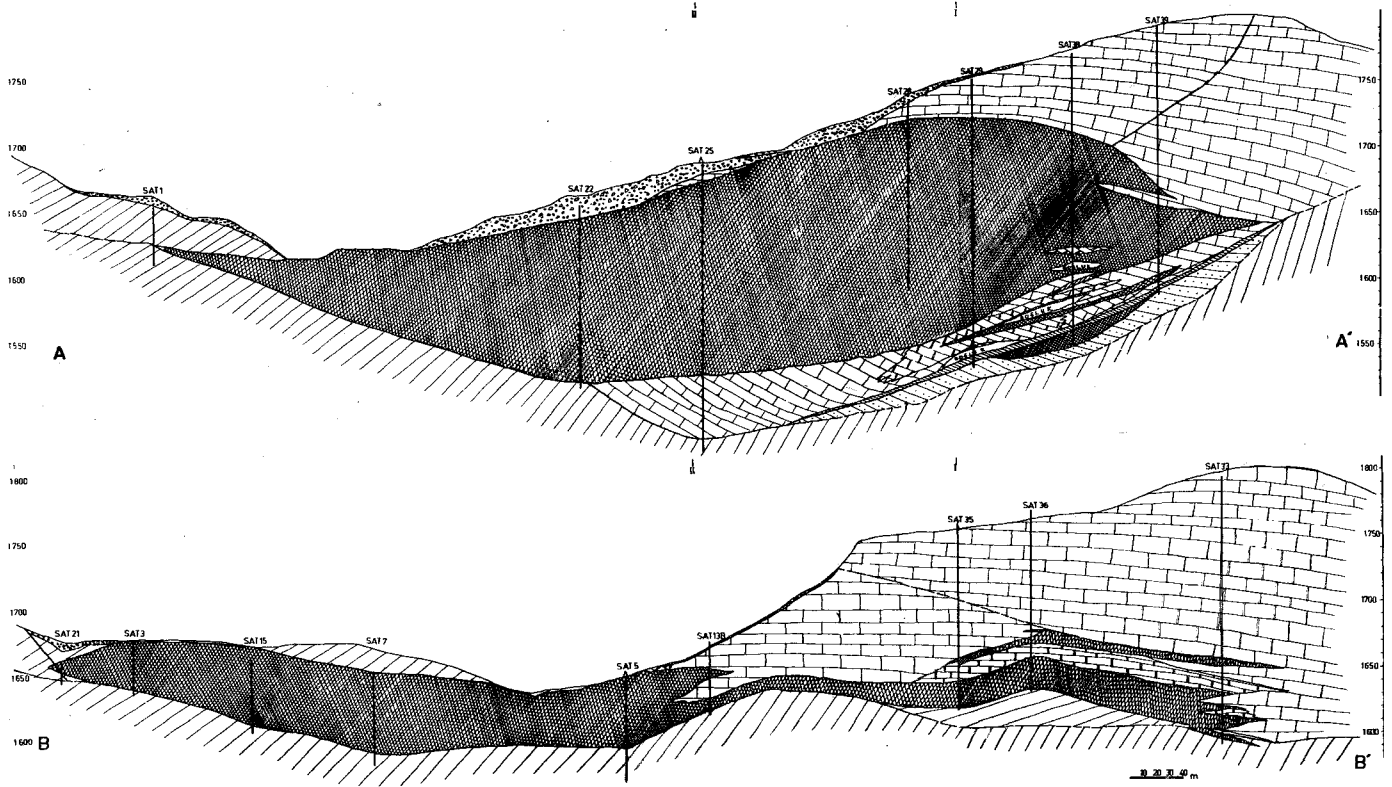


Şekil 4. Adana Fek e Mansurlu Demir Madeni jeoloji kesitleri (Kuzey doğ u—Güneybatı yönlü)

Figure 4. Cross sections of Attepe iron deposit (Northeast—Southwest direction)

miktarı az olmasına karşın belki de en önemli sayılabilecek mineral siderittir. Siderit pseudomorfları götit örneklerinin incelenmesinde çok az olarak izlenebilmektedir. Bu mineralin asıl varlığı sondajlarda görülmüştür. Daha sonra da değinileceği üzere SAT—25 sondajı 90—105 m arasında 15 m siderit kes-

miştir. Bunun dışında çeşitli sondajlarda çok az miktarda da olsa siderit izlenmiştir. Genellikle 0.04 mm — 5 mm arasında değişen hipidiomorf oluşumlar halinde olan sideritler, kataklitik dokuya sahiptir. Tamamen siderit olmayan kısımlarda demir hidroksit izlenmekte fakat, sideritten demir hidrokside



Şekil 5. Adana Fekre Mansurlu Demir Madeni jeoloji kesitleri (Kuzeybatı—güneydoğu yönlü)

Figure 5. Cross sections of Attepe iron deposit (Northwest—Southeast direction)

geçiş çok açık olarak izlenebilmektedir. Cevher minerali içinde çok az miktarda pirite rastlanmıştır. Pirit siderit içinde bozmuş olarak çok ince kılcal damarlar şeklinde görülmekte, götit içinde ise pseudomorfları izlenebilmektedir. Cevher içinde gang mineralleri yok denecek kadar azdır.

Cevherleşmeye bağlı olarak genellikle cevher—kireçtaşı arasında yaygın ankeritleşmeler izlenebilir. Ankeritleşmeler cevherleşmenin çok zayıf olduğu çevrede rastlanan küçük oluşuklarda açık olarak göze çarpar ve çoğu madenciler tarafından cevher zannedilmiştir. Zayıf cevherleşme alanlarında genellikle metakumtaşı—kireçtaşı ve şist—kireçtaşı dokanaklarında izlenir. Ankeritleşmenin cevherleşme ile çok yakın bağlantısı vardır. Bu bağlantıyı belirginleştirmek için ankerit mineralinin bileşimi ve oluşumuna bakmak gerekir. Ankeritin genel formülü $Ca (Mg, Fe^{+2}, Mn) (CO_3)_2$ şeklindedir. Asıl element değişimi Fe +2 in Mg un yerine alması ile olur. Bir miktar Mn da Fe—Mg konumuna yerleşebilir. Ankerit terimi Mg: Fe = 4:1 olan bileşimler için kullanılır. Eğer bileşimde Mg yerini alan % 20 ye kadar Fe veya Mn varsa ferroandolomit adını alır, bundan daha fazla Fe veya Mn bulunursa ankerit olur. Tabiiatta ferrodolomite — $CaFe (CO_3)_2$ — rastlanmamıştır, fakat % 20—37 $FeCO_3$ içeren ferroankeritlere çok rastlanır ve sideritle beraber bulunur. Sedimanter kayalar içinde ankerit, hidro termal ve alçak—sıcaklık metasomatizması sonucu oluşur. Daha çok galen—spalerit—florit—barit damarları ile birlikte bulunur ve kireçtaşının yerini almış olarak görülür. Sideritin bulunduğu bu tip cevherleşmelerde ankerit ana cevherleşmeye sideritten daha uzakta kalsitten daha yakında bulunur (Deer,

Howie, ve Zussman, 1970). Görülüyor ki, ankerit burada hidrotermal metasomatik (alçak—sıcaklık) bir etkinliğin olduğunu kanıtıyor ve cevher mineralinin de başlangıçta siderit olabileceğini destekleyen bir ipucu olarak beliriyor.

SONDAJLAR

Daha önceki çalışmalar sırasında (Arkan, 1968) 21 adet sondaj yapılmıştır. Bu sırada yapılan jeoloji haritası cevher yatağının kuzey ve kuzeybatı yönünde gelişebileceğini göstermiştir.

Yatağın gelişme yönünü saptamak ve yeni sondajların planlanmasında yardımcı olmak amacı ile eşkalınlık —eştenör haritaları (Şekil 7) ve yatağın taban ve tavan eşyükseklik haritaları da hazırlanarak sondajlar sırasında cevhere giriş ve çıkış düzeyleri önceden kolaylıkla bilinebilmiştir.

Bu haritalar yatağın değerlendirilmesi, rezerv ve tenör hesaplarının yapılmasında da kullanılmıştır.

Cevher yatağı SAT 28 ile SAT 29 arasında 150 m kalınlığa ulaşır. Bu kısım yatağın en kaim yeri olduğu gibi tenörün de en yüksek olduğu alandır, üstte bulunan kireçtaşının cevheri aşınmaya karşı korunması buna neden olmuştur.

Şekil 8 de sondajların yatak üzerindeki dağılımı toplu halde görülmektedir.

TENÖR HESAPLARI

Attepe'de daha önce yapılan 21 adet sondaja ek olarak 22 adet daha yapılarak toplam 43 adet sondaj gerçekleştirilmiştir. SAT—22 ile SAT—43 arasında yapılan sondajlarda cevher düzeylerinin ortalama 3 m de bir yarılanmış karot analizleri yaptırılmıştır. Daha önce yapılan sondajların hepsinin analiz sonuçları bulunamamıştır. Başlangıçta sondajların bir kısmında örneklerin spektral analizleri yaptırılmış ve istenen element sayıları geniş tutulmuştur. Çalışmalar ilerledikçe yatağın oldukça homojen olduğu anlaşılmış ve sadece Fe, SiO₂, Al₂O₃ analizlerinin yeterli olduğuna karar verilmiştir. Yaptırılan analizlerde görüldüğü gibi diğer elementler ya eser denecek kadar az veya yüksek firma verilebilecek niteliktedir.

Sondajların ağırlıklı tenör hesapları.

$$\frac{ZALXTL}{ZAL} = T_s$$

formülüne göre hesaplanmıştır (McKinstry 1948; Sandier 1962).

- AL = Sondajda yarılanarak örnek alınan uzunluklar
- TL = Örnek alınan uzunluğun analiz neticesi
- SAL = Toplam cevher kesilen uzunluk
- T_s = Sondajın ağırlıklı tenör ortalaması

Sondajların ağırlıklı tenör hesaplamasından sonra yatağın ortalamasını bulmak için çeşitli yöntemler denenmiş ve sonuçlarının çok yaklaşık olduğu ortaya çıkmıştır.

1) Rezerv hesaplarına esas alınan kesitler üzerine düşen veya çok yakınında olan sondajların ağırlıklı ortalamalarına göre tenör hesabı.

$$\frac{\sum T_{ij} \times A_{ij}}{\sum A_{ij}} = T_k$$

- T_s = Sondajın ağırlıklı tenör ortalaması
- A_L = Sondajda kesilen toplam cevher kalınlığı
- T_{ij} = Kesit ağırlıklı tenör ortalaması

Bu sonuç kullanılarak, her kesitin temsil ettiği cevher alanlarına göre yatak ortalaması hesaplanır.

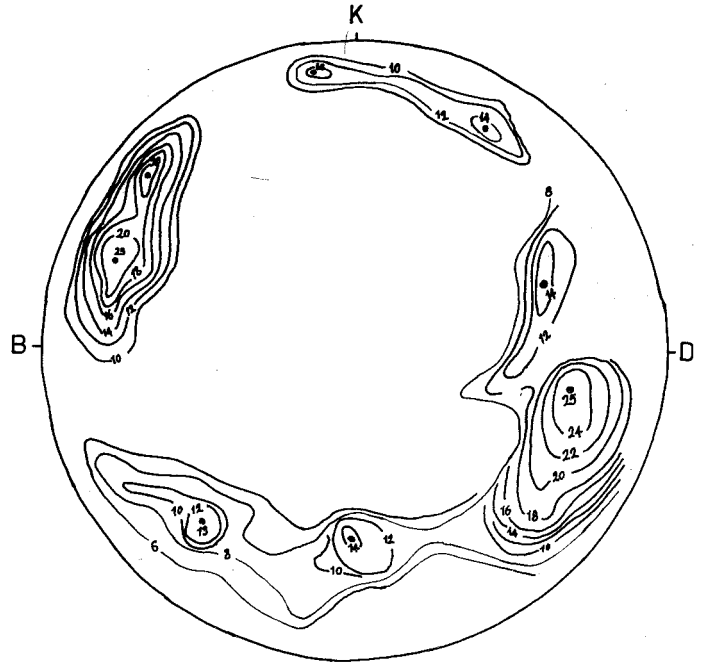
$$\frac{\sum T_k \times S}{\sum S} = T$$

- T_{ij} = Kesit ağırlıklı tenör ortalaması
- S = Kesit alanı
- T = Yatağın ağırlıklı tenör ortalaması

2) Rezerv hesaplarına esas alınan kesitler arası bloklara göre ağırlıklı tenör ortalaması: bu metodla yatak boyunca her dilimin rezervine karşılık tenörleri ortaya çıkmış oluyor ki bu da işletmecilik açısından kullanışlıdır.

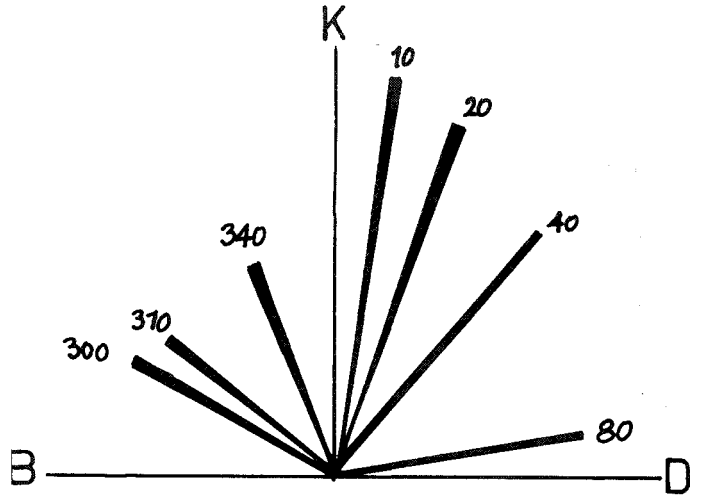
$$\frac{(T_{k1} \times S_1) + (T_{k2} \times S_2)}{(S_1 + S_2)}$$

- T_{ij} = Yukarıda hesaplanan kesit ortalama tenörü
- S = Kesit alanı
- T_g = İki kesit arasında kalan cevher blokunun ağırlıklı tenör ortalaması



Şekil6a. Attepe demir madeni kontur diyagramı

Figure 6a. Contour diagram of Attepe Iron Deposit



Şekil 6b. Önemli kırık zonlarının yönleri

Figure 6b. Directions of main fracture zones

Buradan giderek; yatağın ortalamasını hesaplamak için:

$$\frac{\sum T_B \times W_B}{\sum W_B} = T$$

- T_B = Kesitler arası blokların ortalama tenörleri
- W_B = Her blokun rezervi (ton)
- ∑ W_B = Yatağın toplam rezervi
- T = Yatağın ağırlıklı ortalama tenörü

3) Yatak üzerinde yapılab cevher kesen bütün sondajlara göre tenör hesabı:

$$\frac{\sum T_s \times \Delta L_s}{\sum L_s} = T$$

T_s = Her sondajın ağırlıklı ortalama tenörü

ΔL_s = Her sondajda kesilen toplam cevher kalınlığı

T = Yatağın ağırlıklı ortalama tenörü

Yukarıda belirtilen hesaplamalar Çizelge 2'de ayrıntılı olarak verilmiştir. Bu sonuçların bir karşılaştırmasını yaparsak:

	Fe %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
1) Kesitlere göre tenör hesabı	58.43	2.95	0.41
2) Bloklara göre tenör hesabı	58.44	2.94	0.55
3) Sondajlara göre tenör hesabı	58.38	3.02	0.37

Görüldüğü ki, sonuçlar arasında büyük bir tutarlılık vardır.

Çizelge 1 de görüldüğü gibi safsızlığa sebep olabilecek elementlerin hepsi de eser veya o düzeye yakın bulunmaktadır.

Sondaj No	As	P	Mn	Ba	Ti	Ni	CaO	Mg	S	Cu
SAT-5	Eser	Eser	0.82						0.23	
SAT-7	Eser	Eser	0.89						0.22	
SAT-9	Eser	Eser	0.94						0.03	Yok
SAT-10	Eser	Eser	0.81				0.94		Eser	Yok
SAT-15	Eser	yok	0.74				0.44			Yok
SAT-18	Eser	Eser	0.74				0.25		Eser	Yok
SAT-22	0.04	0.01	0.43	0.0045	0.0084	0.0029	0.0521	1.87	0.0647	0.00083
SAT-25	0.015	0.01	0.53		0.007	0.00022	0.081	0.06	0.085	0.0003
SAT-27	0.009	0.01	0.53		0.0052	0.00281	0.057	0.05	0.095	0.0006
SAT-28	0.01	0.01	0.76						0.01	

Çizelge - 1 Safsızlık ortalamaları (%)

REZERV HESAPLARI

Rezerv hesapları için cevher kütlelerini enine kesen kesit yönleri kullanılmıştır. Kesitler arası uzaklık 50 m olarak seçilmiştir. Bu enine kesitlere dik olarak 50 m aralıklarla kesitler de hazırlanmıştır. Yatağın boyuna olan bu kesitler rezerv hesabında kullanılmamıştır. Zira kesitlerin birbirinden diğerine geçişte cevher kesit alanında önemli değişiklik olmakta ve bu da rezerv sonucunun güvenilir olmasını engellemektedir. Sondajlar yapılırken, bu 50 m X 50 m kareli düzeninin 10 m lik köşelerine sondajların yerleştirilmesine özen gösterilmiştir. Fakat çeşitli nedenlerle bu her zaman mümkün olmamıştır.

Rezerv hesaplamaları için enine kesitler üzerinde cevher alanları planimetre ile ölçülmüş ve bu alanlardan rezerv hesaplamalarına gidilmiştir. Götit'in özgül ağırlığı 3'ün üzerinde olmasına karşın, cevher gövdesinde yer yer boşluklarda gözönüne alınarak özgül ağırlık 3 ton/m³ olarak kabul edilmiştir. Her sondajdan alınacak örneklerin özgül ağırlığının ölçülerek daha güvenilir bir sayıya varılması daha uygun olabilirdi, fakat alınan karot oranları çok düşük olduğu gibi, geçilen küçük boşluklar iyi bilinmemekte ve özgül ağırlığı düşük olan yumuşak cevherden de örnek alma olanağı bulunamamıştır.

Rezerv hesabı için

Kesit No	Kesit alanı S (m ²)	Kesitler arası Rezerv (milyon ton) $\frac{S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 \times S_2}}{3} \times d \times \chi = W_B$	Kesit üzerine düşen sondajlar	Kesit üzerindeki sondajlara göre ağırlıklı tenör			Kesitlerarası bloklara göre ağırlıklı ortalama tenör		
				$\frac{\sum T \times \Delta L_S}{\sum \Delta L_S} = T_K$			$\frac{\sum T_K \times S}{\sum S} = T_B$		
				% Fe	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃
I-I'	3.550	1.008.411	SAT 33	57.74	3.54	0.90	57.62	2.98	0.38
II-II'	10.510	1.875.578	SAT 39, 41, 42	57.58	2.80	0.21	58.13	2.80	0.34
III-III'	14.610	2.583.765	SAT 40, 38, 37	58.52	2.81	0.44	58.02	3.50	0.37
IV-IV'	19.980	3.333.871	SAT 43, 36	57.66	4.00	0.32	58.23	3.46	0.32
V-V'	24.550	3.858.885	SAT 43, 29, 34, 35	58.70	3.02	0.32	59.26	2.38	0.26
VI-VI'	26.920	3.960.498	SAT 30, 28	59.78	1.79	0.21	59.95	1.92	0.20
VII-VII'	25.890	3.546.057	SAT 31, 19	60.12	2.06	0.19	59.72	2.27	0.16
VIII-VIII'	21.460	2.827.077	SAT 27, 19	59.23	2.52	0.13	58.67	1.90	0.13
IX-IX'	16.350	2.432.221	SAT 25, 13B	57.93	1.09	0.14	57.83	2.63	0.40
X-X'	16.830	2.203.303	SAT 5, 22	57.72	4.2	0.66	57.78	4.06	0.66
XI-XI'	13.340	1.763.383	SAT 22	57.85	3.9	0.66	57.50	3.63	0.83
XII-XII'	10.240	1.321.215	SAT 24, 16	57.05	3.27	1.06	56.83	3.34	1.05
XIII-XIII'	7.450	0.944.506	SAT 24	56.53	3.44	1.04	57.23	3.56	0.85
XIV-XIV'	5.210	0.616.441	SAT 10, 7	58.22	3.73	0.57	57.00	5.20	0.61
XV-XV'	3.100	0.513.704	SAT 9, 15	54.95	7.68	0.69	55.49	7.26	0.695
XVI-XVI'	3.760	0.548.931	SAT 23, 18, 19, 15	55.93	6.91	0.70	56.99	4.96	1.12
XVII-XVII'	3.560	0.416.403	SAT 1, 4, 3	58.1	2.90	1.57			
XVIII-XVIII'	2.060	0.051.500	SAT 21, 2						
TOPLAM	S = 228.620	W = 33.805.749		$\frac{\sum T_K \times S}{\sum S}$			$\frac{\sum T_B \times W_B}{\sum W_B}$		
				58.43	2.95	0.41	58.44	2.94	0.55

Çizelge - 2 Attepe Demir Madeni Rezerv ve Tenör Hesapları

$$\frac{S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 \times S_2}}{3} \times d \times \chi = W_B \text{ formülü uygulanmış}$$

tır. (McKinstry 1948; Sandier 1962). S₁ ve S₂ bir blokun iki yanını oluşturan paralel kesitler, d = kesit arası uzaklığı = 50m. yoğunluk = 3 ton/m³

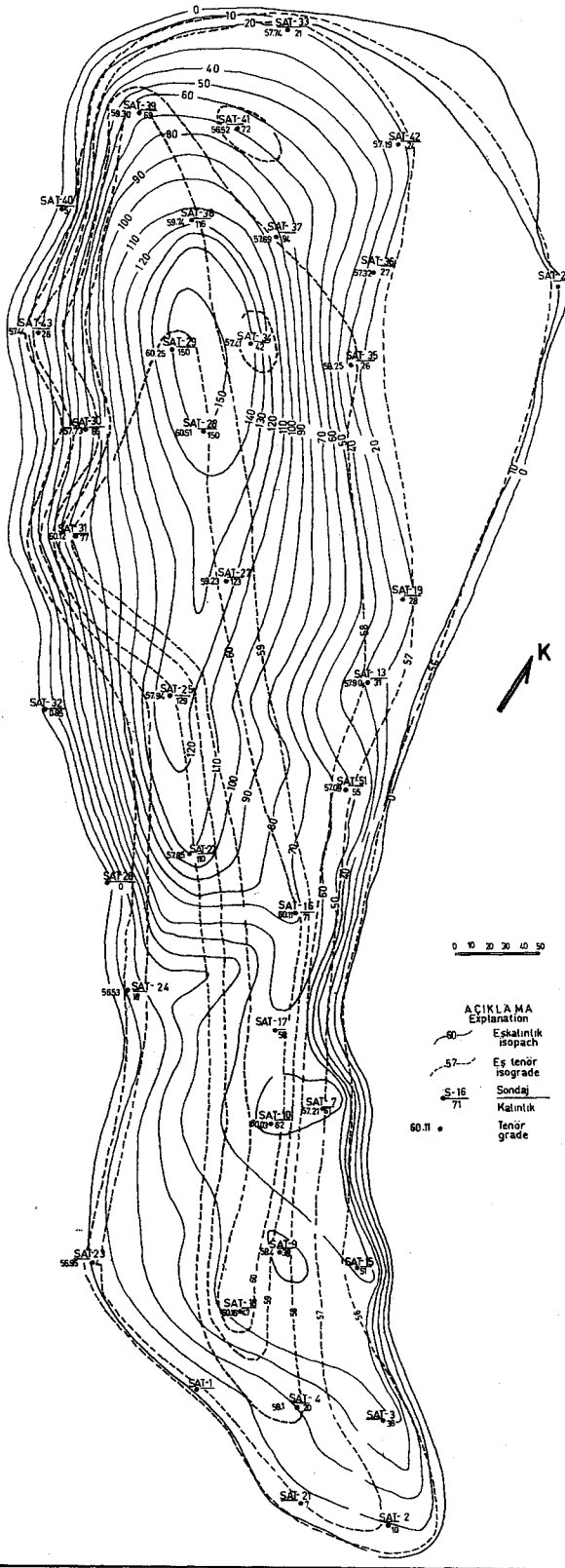
Formülde yer alan $\sqrt{S_1 \times S_2}$, kesitlerde meydana gelen değişimden doğacak hata payını azaltmak için konulmuştur.

Yukarıda her yönü ile açıklanmaya çalışılan yatağın tenör ve rezervi şu şekilde özetlenebilir. Attepe demir madeni ortalama % 58.44 Fe, % 2.94 SiO₂ ve % 0.55 Al₂O₃ ortalama temörlü 34 milyon ton demir cevheri rezervine sahip bir yataktır. Cevherin yüksek fırında ve işlenecek son ürün çelik mamülünde sorun yaratacak hiç bir yabancı maddesi yoktur.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Cevherin oluşumu üzerinde etkili olabilecek, daha önce incelediğimiz konuları sıralarsak;

- 1) Cevher yatağının jeolojisi ve cevherin dokanak kayaları ile ilişkisi



Şekil 7. Adana Feka Mansurlu Attepe demir madeni Eşkalınlık ve Eştenör haritası

Figure 7. Isopach and isograde map of Attepe iron deposit

- 2) Bölgesel ve yöresel tektonizma
- 3) Cevher mineralleri ve ankeritleşmenin önemi
- 4) Cevher gövdesinin genel şekli ve tenör değişimi
- 5) Cevher içinde demir dışı diğer elementlerin dağılışı

Yukarıda beş madde halinde sıralanan özelliklere bakarak cevherleşme açısından değerlendirecek olursak şöyle bir sonuç çıkar.

1) Cevher içinde yerleştiği dolomitli kireç taşları ile iç içedir ve kireçtaşları metasomatizmaya uğramıştır. Metakumtaşları ve şistler içinde de yer yer çatlakları dolduran ve kireçtaşı merceklerin yerlerini alan cevherleşmeler görülmektedir.

2) Bölgesel olarak bir sıkışma zonu söz konusudur, ve baklava dilimi şeklinde Eosen yaşında faylar izlenebilmektedir. Yöresel olarak itme fayları (ters) hakimdir, metakumtaşları ve kireçtaşları şistler üzerinde hareket etmiştir. Bu hareket sonucu geniş bir kırık zon oluşturan devrik bir antiklinal ve senklinal yapı oluşmuş olup, kıvrım eksenini G 10 B yönünde 15 dalmıştır. Bu yapı ideal bir tektonik küvet oluşturmuştur.

3) Cevher minerali sideritten dönüşmüş götittir. Cevherle kireçtaşı arasında ankeritleşmenin varlığı metasomatik zonlaşmayı gösterir önemli bir kanıttır.

4) KB—GD yönünde uzanan cevher yatağı bu doğrultuda oluşan kırık zonunun cevherleşmesinden oluşmuştur. Bir tarafı daha geniş bir elipsi andıran bu oval yataklanma şekline uygun olarak tenörün de değişmesi ilginçtir. Kuvvetli cevherleşmenin yatağın ortası boyunca kaynaklandığını düşünmemek olanaksızdır.

5) Cevher içinde demir dışında % 2.94 SiO₂ ve % 0.55 Al₂O₃ olup diğer safsızlıklar yok denecek kadar azdır. Bu da başlangıçta sideritin çok az silisli olduğunu gösterir.

Cevher yatağının uzun zaman yer üstü ve yer altı sularının tesiri altında değişime uğradığı düşünülürse siderit, götite dönüşürken safsızlıklar yeraltı sularında eriyerek yıkanmış olabilirler. Belki bu sebepten S ve As miktarı eser seviyede olabilir.

Bütün bu verilerin ışığı altında cevherleşmenin hidrotermal — metasomatik bir olayın sonucu olduğu yargısına varmak kaçınılmazdır. Mansurlu demirlerinin oluşumuna etken olan en büyük neden bu zonun D—B yönünde sıkışmış olmasıdır. Bölgede kırık hatları yüzlerce kilometre devam etmektedir. Bu kırık zonlarıyla birlikte, uzay görüntüsünde domsal yapılar gözükmektedir. Bu domlardan en belirgin olanı Mansurlu'nun kuzeyinde cevherleşme alanlarını da içine alan bir bölge olup, cevher bu domsal yapının KB istikametine rastlamaktadır. Domlaşma, cevheri getiren hidrotermal eriyiklerin kaynağı veya itici merkezi olmuştur. (Sheppard, 1976). Yeraltı suları derinliklere inerek domlaşmaya sebep olan magmatik kayaçla temas eder. Buradan magmatik su ve ısı olarak tekrar yükselmeye başlar. Buradan aldığı ve yolu üzerinde rastladığı mineralleri eriterek yükselir ve elverişli ortam bulduğunda cevherleşme oluşur, (bu konuyu ayrıntılı olarak inceleyen bir çalışma daha sonra yayınlanacaktır). Mansurlu demirlerinde de kanımızca durum buna çok yakındır. Yalnız domlaşmaya neden olan derinlik kayaç dokanağının yataktan çok derinde olması büyük olasılıktır. Cevher mineralinin kaynağını büyük olasılıkla derinlerde Pre-kambriyende oluşmuş sedimanter demir yatakları

oluşturmuş olabilir. Bu yatakların karbonat fasiyetlerinin de varlığı göz önünde tutulursa $FeHCO_3$ bileşiminin sıcak su ortamında kolaylıkla oluşabileceği bir gerçektir. Gelen bu eriyikler bulabildikleri kırık hatları boyunca yayılmışlar, kireçtaşı dokanaklarını ve kırık zonları seçerek yerleşmişlerdir. Daha önce de belirtildiği gibi siderit olarak yerleşen cevher daha sonra oksidasyon sonucu götite dönüşmüştür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Saimbeyli—Mansurlu Demir aramaları projesinin bir bölümüdür. Yazarlar, M.T.A. Enstitüsü yetkililerine ve çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen meslektaşlarına teşekkür ederler.

Yazının ilk geliş tarihi: 7.11.1979
Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 5.4.1980
Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arıkan, Y., 1968, Mansurlu Demir Zuhurları (Feke-Yahyalı: Adana-Kayseri): M.T.A. Maden Etüd Arşivi Rap. No. 410 (Yayınlanmamış)
- Blumenthal, M.M., 1941, Niğde ve Adana Vilayetleri Dahilindeki Torosların Jeolojisine Umumi bir Bakış: M.T.A. Seri B No. 6, 48 s.
- Deer, W.A., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1970, An Introduction to the Rock Forming Minerals: Longmans, London, 528 s.
- McKinstry, H.E., 1948, Mining Geology: Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 680 s.
- Sendier, J., 1962, Mise en valeur des Gisements metalliferes: Paris, 146 s.
- Sheppard., S.M.F., 1976, Identification of the origin of ore forming solutions by the use of stable isotopes; Volcanic processes in Ore Genesis, Proceedings of a joint meeting of the Volcanic Studies Group of the Geological Society of London and the Institution of Mining and Metallurgy: London, 25—41.
- Özgül, N., 1976, Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri: Türkiye Jeol Kur. Bült. 19/1; 65-78.

Haymana Yöresi (GB Ankara) Nannoplankton Biyostratigrafisi.

Nannoplankton biostratigraphy of the Haymana region (SW Ankara)

Vedia TOKER

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji—Stratigrafi Kürsüsü, Ankara

ÖZ: Haymana yöresinde (GB Ankara) Kampaniyen Lütesiyen yaşlı oluşuklar yüzeylenmektedir. Yaklaşık 5000 m kalınlığı olan bu oluşuklar konglomera, kumtaşı, şeyl, marn ve kireçtaşı çeşitleriyle temsil edilirler. Yüksel (1970) tarafından adlandırılan Haymana, Kavak, Çaldak, Kadıköy, Gedik, Karahoca ve Çayraz formasyonlarından alınan örneklerde 107 Nannoplankton türü tanımlanmış ve inceleme alanında bu formlar yardımıyla aşağıdaki biyozonlar saptanmıştır: Tetralithus gothicus (Alt Kampaniyen), Tetralithus trifidus (Üst Kampaniyen—Alt Mestrihtiyen), Arkhangelskiella cymbiformis (Alt—Orta Mestrihtiyen), Lithraphidites quadratus (Orta—Üst Mestrihtiyen), Cruciplacolithus tenuis (Alt Daniyen), Chiasmolithus danicus (Üst Daniyen—Alt Monsiyon), Ellipsolithus macellus (Alt Monsiyen), Fasciculolithus tympaniformis (Orta Mansiyen), Heliolithus kleinPELLI (Üs Monsiyen—Alt Tanesiyen), Discoaster gemmeus (Orta Tanesiyen), Discoaster multiradiatus (Üst Tanesiyen), Marthasterites contortus (Alt İpresiyen), Discoaster binodosus (Alt İpresiyen), Marthasterites tribrachiatus (Üst İpresiyen—Alt Lütesiyen), Discoaster lodoensis, Discoaster sublodoensis (Lütesiyen). Bu zonların diğer yörelerle karşılaştırmaları yapılmış ve inceleme alanında tanımlanan Planktonik Foraminifera zonlarıyla denklikleri saptanmıştır. Nannoplankton türlerine dayanılarakta ortamsal bir yorum verilmiştir.

ABSTRACT: The formations of Campanian—Lutetian age are exposed in the region of Haymana, SW of Ankara. These formations of about 5000 m thickness are represented lithologically by conglomerates, sandstones, shales, marls and a variety of limestones. The formations named by Yüksel (1970) as Haymana, Kavak, Çaldak, Kadıköy, Gedik, Karahoca and Çayraz were sampled, and 107 Nannoplankton species have been distinguished in the samples collected. By means of these Nannoplankton forms that the following biozones have been defined in the area studied: Tetralithus gothicus, Tetralithus trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Cruciplacolithus tenuis, Chiasmolithus danicus, Ellipsolithus macellus, Fasciculolithus tympaniformis, Heliolithus kleinPELLI, Discoaster gemmeus, Discoaster multiradiatus, Marthasterites contortus, Discoaster binodosus, Marthasterites tribrachiatus, Discoaster lodoensis, Discoaster sublodoensis. These zones of the research area were correlated with the other regions, and their compatibility with the planktonic Foraminifera zones described there were proved. Moreover, an environmental interpretation based on the Nannoplankton species is also provided here.

GİRİŞ

Bu araştırmaya konu olan inceleme alanı, Ankara'nın güneybatısında yer alan Haymana yöresidir (Şekil 1). Bu yöre ve çevresinde daha önce yapılan, sedimantolojik ve hidrojeolojik incelemelerde, Kampaniyen'den Orta Eosen'e değin sürekli bir tortul istifinin varlığına değinilmiş fakat ayrıntılı bir biyostratigrafi verilmemiştir.

Bu yörede, ülkemizde ilk kez, dünya üzerinde geniş yayımlı olan, dar stratigrafik aralarda kesin yaş veren ve genel karşılaştırmalara olanak sağlayan Nanoplankton'lar kullanılarak detaylı bir biyostratigrafik inceleme yapılmıştır.

İnceleme yöresi ve çevresinde Ziegler (1936), Erk (1957), Righi ve Cortesini (1960), Schmidt (1960), Meriç (1967), Dizer (1968), Yüksel (1970—1973), Akarsu (1971), Sirel (1975), Gökçen (1976, 1977), Ünalın ve diğerleri, (1976), Toker (1979) değişik amaçlı jeolojik çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışmada, inceleme yöresinde daha önce Yüksel (1970) tarafından ayrıntılanmış Haymana, Kavak, Çaldağ, Kadıköy, Gedik, Karahoca ve Çayraz formasyonları kullanılmış, yeniden bir adlamaya gidilmemiştir. Bu formasyonlarda ölçülen 32 stratigrafi kesitinden alınan 1729 kayaç örneği çalışma gerecini oluşturmuştur. Bu örneklerin içerdiği 107 Nannoplankton türü tanımlanmış bunlar yardımıyla 16 biyozon oluşturulmuş ve bu stratigrafik düzeyde çalışılmış diğer yörelerle karşılaştırılma verilmiştir.

Nannoplankton'larla ilk kez çalışıldığından önce örneklerdeki Planktonik Foraminifera zonları tanımlanmış ve Nannoplankton zonlarıyla karşılaştırılarak zon stratigrafik düzeylerinin kesinlik kazanması sağlanmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının stratigrafik istifi genelleştirilmiş dikme kesitte de (Şekil 2) görüldüğü gibi konglomera, kumtaşı, kumlu şeyl, şeyl, kumlu marn, marn ve kireçtaşından (biyostromal kireçtaşı, biyosparit, alg'li biyomikrit) oluşmaktadır. Bu istifin toplam kalınlığı yaklaşık 5000 m olup Kampaniyen—Lütesiyen stratigrafik düzeylerini temsil eder.

Yörede detaylı jeolojik ve stratigrafik çalışma Yüksel (1970) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada Yüksel (1970) in ayrıntılanıp tanımladığı litostratigrafi birimleri kullanılmıştır. Bu birimlerin içerdiği Nanoplankton'lar biyostratigrafik incelemenin temelini oluşturmuştur.

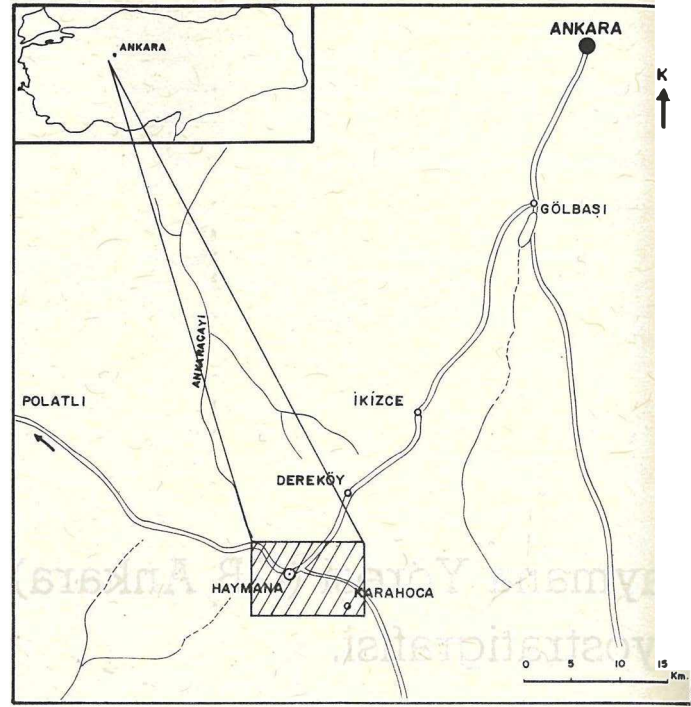
Litostratigrafi

İnceleme alanında litolojik birimler yaşlıdan gence doğru:

Haymana formasyonu. Tabanda kumtaşı ve kumlu şeyl ile başlayıp konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı araldanmasıyla yüzeylenen bu formasyon Haymana, Çaldağ Tepe, Çamlıkaya alanlarında geniş yayılım gösterir.

Ölçülü stratigrafi kesitinde 1295 m kalınlıkta olan formasyon Schmidt (1960) tarafından adlandırılmıştır. Tavanda Kavak formasyonuna uyumlu olarak geçer.

İçermiş olduğu fosil türlerine dayanarak bu formasyona Kampaniyen —Orta Mestrihtiyen yaşı verilmiştir.



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 1. Location map

Kavak formasyonu. Tabanda kumtaşı fasiyesi ile başlayıp tavana doğru boz renkli şeyller ve kireçtaşı litoloji birimiyle temsil edilir. Yüksel (1970) tarafından adlandırılmış olan bu formasyon Haymana, Kartalkaya, Büyük Çaltepe alanlarında yüzeylenir.

Kalınlığı 550 m olarak ölçülmüştür. Tavanda Çaldağ formasyonuna uyumlu geçer. İçerdiği fosillere göre yaşı Orta Mestrihtiyen'in üstü —Üst Mestrihtiyen'dir.

Çaldağ formasyonu. Tabanda biyostromal kireçtaşıyla başlayan bu formasyon, kumtaşı, konglomera, kumlu marn, marn ve kireçtaşı bantları araldanmasıyla devam eder.

Yüksek (1970) tarafından adlandırılan bu formasyon Kızılkoyun, Çaldağ, Gedik, Evcı, Yeşilyurt alanlarında yüzeylenir.

1400 m kalınlıkta olup tavanda Kadıköy formasyonuna uyumlu geçer. Küçük Çaltepe de yüzeylenen kireçtaşları bol miktarda Alg, Echinodermata, Briozoa, Planktonik ve Bentonik Foraminifere ile Nanoplankton'lar içerir. Bu fauna ve flora topluluğuna dayanarak bu formasyona Daniyen —Monsiyen yaşı verilmiştir.

Kadıköy formasyonu. Şeyl, kumlu şeyl, kumtaşı litoloji birimleriyle temsil edilen bu formasyon Yüksel (1970) tarafından adlandırılmıştır. Yeşilyurt ve Kızılkoyun yörelerinde yüzeylenmektedir. 460 m kalınlığındaki bu formasyon tavanda Gedik formasyonuna uyumlu geçiş gösterir.

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	KAT STAGE	AS KAT SUB STAGE	FORMASYON FORMATION	P FORANZONLARI ZONES OF P. FOR	D. NANNOPORONLARI ZONES OF N. FOR	KALINLIK THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY		PALEONTOLOJİ PALEONTOLOGY	
								PLANKTON FORAMİNİ.	NANNOPLANKTON		
TERTİYER (TERTIARY)	E O S E N (Eocene)	LÜTESİYEN (LUTETIAN)		CAYRAZ FORMASYONU CAYRAZ FORMATION	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	D. LODOENSIS	480 m.	Sarı-bej renkli kumlu marn yellow-beige colored sandy marl	G. bullbrookii G. broedermanni G. pseudotopilensis Glg. higginsii Glg. inaequispira	D. sublodoensis D. lodoensis Z. bijugatus C. grandis	
								Bez renkli marn dark gray colored marl	G. pentamerata G. bullbrookii G. caucasica G. pseudotopilensis	M. tribrachiatus D. elegans D. saipanensis D. keuperi M. attenuatus D. deflandrei S. tuberosa L. mochiophorus C. gammatum R. moricemus	
		İPRESİYEN (YPRESIAN)		KARAHOCA FORMASYONU KARAHOCA FORMATION	GLOBOROTALIA G. PENTACA. ARAGONENSIS MERATA	D. LODOENSIS	M. TRIBRACHIATUS	450 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. pentamerata G. bullbrookii G. caucasica G. pseudotopilensis	M. tribrachiatus D. elegans D. saipanensis D. keuperi M. attenuatus D. deflandrei S. tuberosa L. mochiophorus C. gammatum R. moricemus
									Dej renkli kireçtaşı beige colored limestone	G. pentamerata G. bullbrookii G. caucasica G. pseudotopilensis	M. tribrachiatus D. elegans D. saipanensis D. keuperi M. attenuatus D. deflandrei S. tuberosa L. mochiophorus C. gammatum R. moricemus
		TANESİYEN (THANETIAN)		KADIKÖY FORMASYONU KADIKÖY FORMATION	G. PSEUDO. G. VELASCO. MENARDII	D. BINODOSUS	M. CONTORTUS	500 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. binodosus G. caucasica	D. binodosus N. perfectus
									Konglomera Conglomerate	G. binodosus G. caucasica	D. binodosus N. perfectus
		M O N S İ Y E N (MONTANIAN)		ÇALDAĞ FORMASYONU (CALDAĞ FORMATION)	GLOBOROTALIA ANGULATA	D. MULTIRADIATUS	H. KLEINPELLI	460 m.	Kumtaşı sandstone	G. velascoensis G. aequa Glg. velascoensis	D. multiradiatus L. nascentis
									Bez renkli kumlu marn dark gray colored sandy marl	G. velascoensis G. aequa Glg. velascoensis	D. multiradiatus L. nascentis
		DANIYEN (DANIAN)		GLOBOROTALIA PUSILLA	GLOBOROTALIA UNICINATA	F. TYPANIFORMIS	H. KLEINPELLI	400 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. pusilla G. angulata G. makami Glg. triloculinoidea G. lg. velascoensis	H. kleinPELLI R. crebra S. radians N. digitosus T. craticulus
									Algli kireçtaşı Algy limestone	G. pusilla G. angulata G. makami Glg. triloculinoidea G. lg. velascoensis	H. kleinPELLI R. crebra S. radians N. digitosus T. craticulus
ÜST MEST. UPPER MAAS	MESTRIHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	GLOBOROTALIA UNICINATA	L. QUADRATUS	A. Cymbiformis	550 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. uncinata G. compressa G. pseudobulloides	E. macellus Z. sigmoides		
							Konglomera Conglomerate	G. uncinata G. compressa G. pseudobulloides	E. macellus Z. sigmoides		
ORTA MIDDLE	MESTRIHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	GLOBOROTALIA UNICINATA	L. QUADRATUS	A. Cymbiformis	550 m.	Algli kireçtaşı Algy limestone	G. mayaroensis Glc. aegyptiaca Glc. contusa	L. quadratus A. cymbiformis C. decoratus C. conicus B. bigelowi B. discula M. staurophora E. turrisseiffeli		
							Bez renkli şeyl dark gray colored shale	G. mayaroensis Glc. aegyptiaca Glc. contusa	L. quadratus A. cymbiformis C. decoratus C. conicus B. bigelowi B. discula M. staurophora E. turrisseiffeli		
ALT LOWER	MESTRIHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	GLOBOROTALIA UNICINATA	L. QUADRATUS	A. Cymbiformis	550 m.	Bez renkli kumlu şeyl dark gray colored sandy shale	G. ganseeri Glc. contusa Glb. contusa Glb. havanensis Glb. elevata Glc. rosetta Glc. stephensoni Glc. stuarti Glc. trinidadensis Glc. tricarinata	A. cymbiformis E. turrisseiffeli M. decoratus G. diplogrammus R. antophorus V. crux C. remulatus L. oeyenzi M. elongatus		
							Bez renkli şeyl dark gray colored shale	G. ganseeri Glc. contusa Glb. contusa Glb. havanensis Glb. elevata Glc. rosetta Glc. stephensoni Glc. stuarti Glc. trinidadensis Glc. tricarinata	A. cymbiformis E. turrisseiffeli M. decoratus G. diplogrammus R. antophorus V. crux C. remulatus L. oeyenzi M. elongatus		
ÜST UPPER	MESTRIHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	GLOBOROTALIA UNICINATA	L. QUADRATUS	A. Cymbiformis	550 m.	Bez renkli kumlu şeyl dark gray colored sandy shale	Glc. havanensis Glc. aegyptiaca Glc. ismeiana Glc. arca Glc. iapparenti Glc. falsostuarti Glc. ventricosa Glc. fornicata Glc. bulloides	T. trifidus W. barnasae M. staurophora V. crux C. initialis T. obscurus		
							Bez renkli şeyl dark gray colored shale	Glc. havanensis Glc. aegyptiaca Glc. ismeiana Glc. arca Glc. iapparenti Glc. falsostuarti Glc. ventricosa Glc. fornicata Glc. bulloides	T. trifidus W. barnasae M. staurophora V. crux C. initialis T. obscurus		
ALT LOWER	MESTRIHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	GLOBOROTALIA UNICINATA	L. QUADRATUS	A. Cymbiformis	550 m.	Dej renkli kumtaşı beige colored sandstone	Glc. elevata Glc. stuarti Glc. iapparenti Glc. ventricosa Glc. tricarinata	T. gothicus P. cretacea B. parca		
							Kumtaşı (sandstone)	Glc. elevata Glc. stuarti Glc. iapparenti Glc. ventricosa Glc. tricarinata	T. gothicus P. cretacea B. parca		

Şekil 2. Haymana yöresi genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 2. Generalized columnar section of the Haymana area

DİŞEY ÖLÇEK (SCALE) 0 100 200 300 400m

HAYMANA YÖRESİ NANNOPLANKTON BİYOSTRATİGRAFİSİ

Bol miktarda Planktonik ve Bentonik Foraminifera ile Nannoplankton içermektedir. Bu fosil topluluklarına dayanılarak formasyona Tanesiyen yaşı verilmiştir.

Gedik formasyonu. Şeyl, kumlu şeyl ve kumtaşı litolojik birimleriyle temsil edilen formasyon, Yeşilyurt, Çayraz, Karahoca, Evcı ve Gedik yörelerinde yüzeylenmektedir.

500 m kalınlıkta olan bu formasyon tavanda Karahoca formasyonuna uyumlu geçer.

İçerdiği fosillere dayanılarak formasyona İpresiyen yaşı verilmiştir.

Karahoca formasyonu. Kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl aralanmasıyla temsil edilmektedir. Tabanda kumtaşı seviyesi ile başlayıp tavana doğru, şeyl, kireçtaşı, kumtaşı aralanmasıyla sürmekte ve tavanda yaklaşık 10 m kalınlıkta kireçtaşıyla son bulmakta olup, uyumlu olarak Çayraz formasyonuna geçmektedir.

Ölçülü stratigrafi kesitinde 450 m kalınlıkta olduğu ve bol miktarda Planktonik Bentonik Foraminifera ve Nannoplankton'lar içerdiği saptanmıştır. Bu fosil topluluklarına dayanılarak formasyona İpresiyen yaşı verilmiştir.

Çayraz formasyonu. Marn, kireçtaşı ve kumtaşı litolojik birimleriyle temsil edilen bu formasyon Schmidt (1960) tarafından adlandırılmıştır.

Çayraz, Yeşilyurt, Karahoca, Gedikli ve Kanlıgöl yörelerinde yüzeylenmektedir. Tavanda Neojen yaşlı molaslarla açılı uyumsuzdur. 480 m kalınlıkta bu formasyon Bentonik (Numulites, Alveoline, Discocyclina türleri) ve Planktonik Foraminifera ile Nannoplanktonlar içermektedir. Bu formasyonlara dayanılarak formasyonun Lütesiyen yaşlı olduğu saptanmıştır.

Biyostratigrafi

Nannoplankton'lar 3000 e yakın türleriyle son 25 yıldır biyostratigrafide önemli rol oynamaktadırlar. Özellikle fosilce yoksun kabul edilen kayaç örneklerinde bulunmaları nedeniyle, yaygın olarak kullanılmaktadırlar. İnceleme alanında da bu formlar kullanılarak aşağıdaki biyozonlar tanımlanmıştır.

Tetralithus gothicus zonu

Tanımlama: Tetralithus gothicus Deflandre ile Tetralithus trifidus (Stradner)'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, Tetralithus aculeus (Stradner), Watznaueria barnasae (Black), Eiffellithus eximius (Stover), Eiffellithus turrisseiffelli (Deflandre), Cribrosphaera ehrenbergi Arkhangelsky, Micula staurophora (Garted), Microhabdulus decoratus Deflandre, Glaukolithus diplogrammus (Deflandre), Broinsonia parca (Stradner), Tetralithus obscurus Deflandre, Tetralithus gothicus Deflandre, (Levha I, Şekil 1) Predicosphaera eretacea (Arkhangelsky), Lucinorhabdus cayeuxi Deflandre, Reinhardites anthophorus (Deflandre), Biscutum testudinarium Black, Parhabdolithus embergeri (Noel) ve Ahmuellerella octoradiata (Gorka) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen Haymana (25), Kemikli sırtı (26), Mandıra (29) stratigrafi kesitlerinin sırasıyla 2501, 2614-2613, 2905-2907 nolu örneklerinde saptanmıştır (Şekil 3).

Biyozonlar (Mozones)	Fosil Formlar (Fossil Forms)			
	Tetralithus gothicus	Tetralithus trifidus	Arkhangelskiella cymbiformis	Lithaphidites quadratus
Glaukolithus diplogrammus				
Vekshinella crux				
Parhabdolithus embergeri				
Rhabdolithus splendens				
Reinhardites anthophorus				
Eiffellithus turrisseiffelli				
Eiffellithus eximius				
Chiastocyclus amphipons				
Chiastocyclus initialis				
Ahmuellerella octoradiata				
Cretarhabdus cordicus				
Cretarhabdus crenulatus				
Cretarhabdus decorus				
Cretarhabdus surirellius				
Predicosphaera cretacea				
Predicosphaera spinosa				
Cribrosphaera ehrenbergi				
Arkhangelskiella cymbiformis				
Broinsonia parca				
Biscutum testudinarium				
Watznaueria barnasae				
Braarudosphaera bigelowi				
Braarudosphaera discula				
Lithaphidites quadratus				
Microhabdulus decoratus				
Microhabdulus elongatus				
Lucinorhabdus cayeuxi				
Micula staurophora				
Tetralithus aculeus				
Tetralithus descriptus				
Tetralithus gothicus				
Tetralithus nitidus				
Tetralithus obscurus				
Tetralithus trifidus				

Çizelge 1. İnceleme alanı Üst Kretase Nannoplankton'ları ve stratigrafik düzeyleri

Table 1. The Upper Cretaceous Nannoplanktons and their stratigraphic distribution of the investigated area

Karşılaştırma ve yorum: Cepek ve Hay (1969) ve Manivit (1971) Fransa'da, Risatti (1973) Amerika'da, Roth (1973) ve Bukry (1974) derin deniz sondajlarında Kampaniyen stratigrafik düzeyinde değişik zonlar tesis etmişlerdir (Şekil 4). Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajında, daha önce tanımlanan zonların işaretçi türlerinin geniş yayımlı oluşları nedeniyle kullanımlarının sakıncalı olduğunu belirtmiş ve dikey yayılımı kısa olan *Tetralithus gothicus* Deflandre türüyle *T. gothicus* biyozonunu saptamıştır.

Yazarda, inceleme sahasında *T. gothicus* Deflandre türünü tanımlamış ve bu zonu kullanmıştır.

Tetralithus trifidus zonu

Tanımlama: Bu zon *Tetralithus trifidus* (Stradner) in yaşam süreci ile sınırlıdır.

Bu biyozonun fosil topluluğunu *Tetralithus gothicus* zonu Nannoplankton türleri ve *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fert), *Chiastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini), *Chiastozygus initialis* (Gorka), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Cretarhabdus decorus* (Deflandre), *Predicosphaera spinosa* Bramlette ve Martini, *Tetralithus descriptus* Martini, *T. nitidus* Martini ve *T. trifidus* (Stradner) (Levha I, Şekil 2) oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen Karahoca (4), Küçükçal Tepe (5), Sekidede Tepe (11), Haymana (25), Kemikli Sırtı (26), Mandıra (29) stratigrafik kesitlerinin sırasıyla 409–410, 501–505, 2502–2503, 2608–2611, 2908–2910 nolu örneklerinde saptanmıştır.

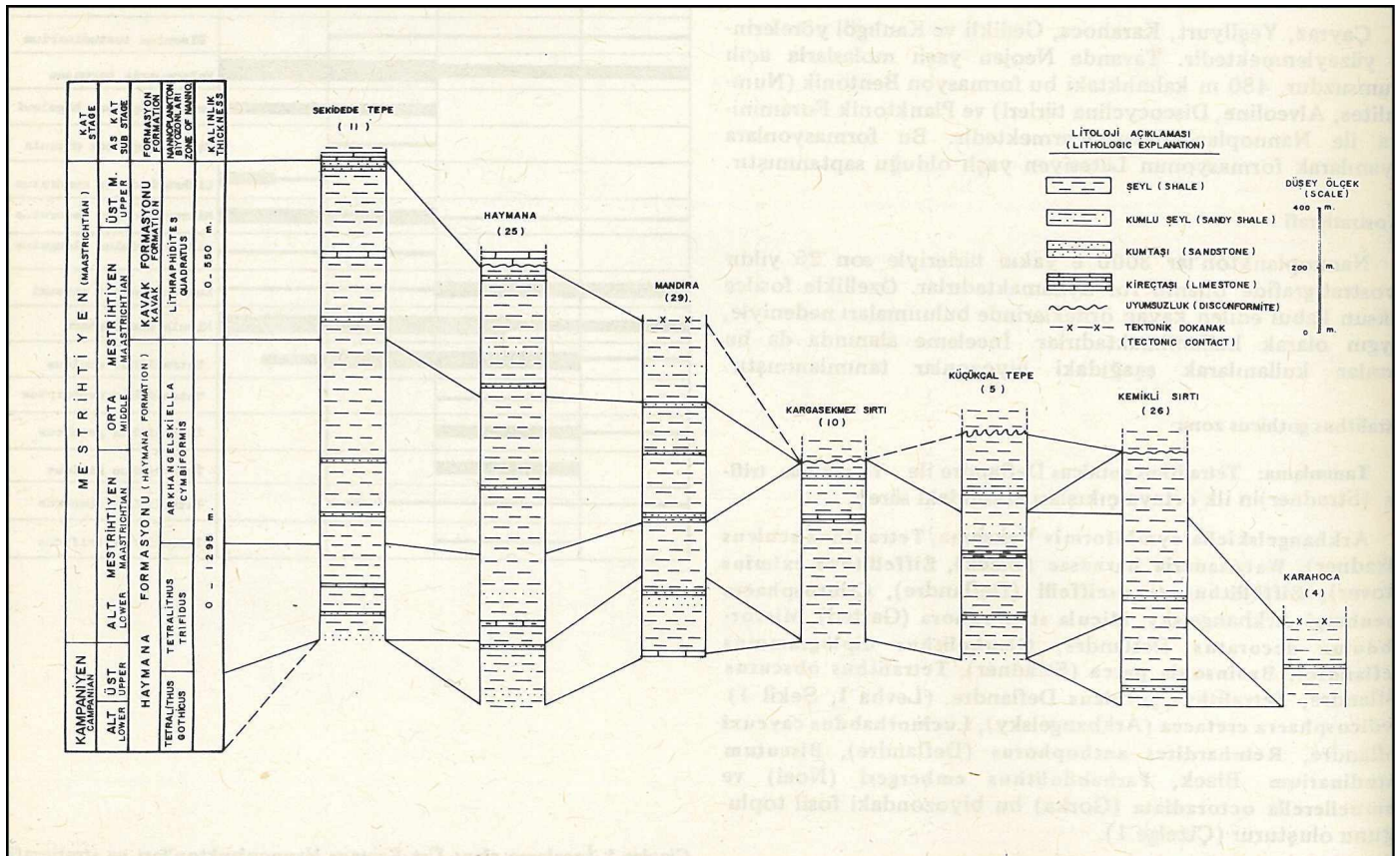
Karşılaştırma ve yorum: Fransa ve Amerika'da 1973 yılına değin Kampaniyen —Alt Mestrihtiyen stratigrafik düzeyi için değişik Nannoplankton zonları tesis edilmiştir (Şekil 4). Roth (1973), Bukry (1974) ve Martini (1976) aynı stratigrafik düzeyi için *Tetralithus trifidus* biyozonunu tanımlamışlardır.

İnceleme alanında da, diğer yörelerdeki çalışmalarda belirtilen fosil topluluğu ve litoloji ile çok benzer olan bu zon saptanmıştır.

Arkhangelskiella cymbiformis zonu

Tanımlama: *Tetralithus trifidus* (Stradner) in son görünüşünden *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini'nin ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, (Levha I, Şekil 3). *Tetralithus aculeus* (Stradner), *Watznaueria barnasae* (Black), *Eiffellithus eximius* (Stover), *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Micula stauropora* (Gardet), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Glaukolithus diploprogrammatus* (Deflandre), *Broinsa-*



Şekil 3. Ölçülü stratigrafik kesitleri denştirilmesi ve Üst Kretase Nannoplankton biyozonları

Figure 3. The correlation of measured stratigraphic sections and biozones of the Upper Cretaceous Nannoplankton

KATLAR STAGES		CEPEK VE HAY 1969 FRANSA	MANİVİT 1971 FRANSA	PERCH.NELSEN 1972 DANİMARKA	RISATTI 1973 AMERİKA	ROTH 1973 BUKRY 1974 D.S.D.P VOL:17	DAWOODY VE BARAKAT 1973 MISIR	MARTİNİ 1976 D.S.D.P VOL: 33 PASİFİK OKYA.	TOKER 1977 HAYMANA
MESTRIHTIYEN	ÜST UPPER	NEFROLİTHUS FREQUENCE	NEFROLİTHUS FREQUENCE	TETRALİTHUS MURUS		MICULA MURA		T. MURUS	
	ORTA MIDDLE	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	N. FREQUENCE	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS		ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS
	ALT LOWER	ÇİASTOZYGUS İNİTIALİS			H. CONCİNNUS R. SWANSEANA C. CİRCULA E. SCATU S	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS		ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS	ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS
		TETRALİTHUS ACULEUS			O. GIANNUS	TETRALİTHUS TRİFİDUS		TETRALİTHUS TRİFİDUS	TETRALİTHUS TRİFİDUS
KAMPANİYEN CAMPANIAN					M. LESLİAE C. İNİTIALİS T. ACULUES	BROINSONİA PARCA		TETRALİTHUS GOTHİCUS	TETRALİTHUS GOTHİCUS

Şekil 4. Üst Kretase Nannoplankton biyozonları genel karşılaştırılması

Figure 4. General correlation of the Upper Cretaceous Nannoplankton biozones

nia parca (Stradner), *Cretarhabdus decorus* (Deflandre), *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fert), *Chiasozygus initialis* (Gorka), *Rhabdolithina splendens* (Deflandre), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *C. conicus* Bramlette ve Martini, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran ve Braarud), *B. discula* Bramlette ve Riedel, *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Lucinorsurirellus* (Deflandre ve Fert), *Microrhabdulus elongatus* Gartner ve Ahmuellerella octoradiata (Gorka) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 11, 25., 26., 29., stratigrafi kesitlerinin sırasıyla 1101-1106, 2504-2506, 2606-2607, 2910-2912 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Cepek ve Hay (1969) ve Manivit (1971) Fransa'da Risatti (1973) Amerika'da, Roth (1973), Bukry (1974) derin deniz sondaj örneklerinde Alt Mestrihtiyen'in üstü ve Orta Mestrihtiyen stratigrafi düzeyinde değişik zonlar yapmışlardır (Şekil 4).

El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz örneklerinde Arkhangelskiella cymbiformis zonunu tesis etmişlerdir.

İnceleme alanında da Martini (1976) nin çalıştığı bölgedeki aynı fosil topluluğu ile aynı stratigrafik düzeyde *A. cymbiformis* zonu tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Lithraphidites quadratus zonu

Tanımlama: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini (Levha I, Şekil 4). ile *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu biyozonda 17 tür tanımlanmış olup, çoğu Arkhangelskiella cymbiformis zonu Nannoplanktonlarıdır (Çizelge 1).

Karşılaştırma ve yorum: Genellikle Orta Mestrihtiyen'in üstü ve Üst Mestrihtiyen stratigrafik düzeyinde çalışılan yörelerde *Lithraphidites quadratus* zonu saptanmış olmakla beraber, Cepek ve Hay (1969), Perch-Nielsen (1972), Roth (1973), Bukry (1974) bu zonun üst düzeylerinde şekil 4'de görüldüğü gibi değişik biyozonlar tanımlamışlardır. Bu karmaşıklık belki de zonların yerel olmalarından kaynaklanmaktadır.

İnceleme alanında ise yalnızca *Lithraphidites quadratus* zonu tanımlanabilmektedir.

Cruciplacolithus tenuis zonu

Tanımlama: *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) ile *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Markalius inversus (Deflandre), **M. astroporus** (Stradner), **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner), (Levha I, Şekil 5), **Braarudosphaera bigelowi** (Gran ve Braarud), **Zygodiscus sigmoides** Bramlette ve Sullivan bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda tanımlanan fosiller, inceleme alanında ölçülen Emirlereskıçalı (15) ve Evcı (8) stratigrafi kesitlerin sırasıyla 1547—1545, 801 nolu örneklerinde saptanmıştır (Şekil 5).

Karşılaştırma ve yorum : Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, El—Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da Daniyen katı başlangıcını altta Markalius astroporus ve üste Cruciplacolithus tenuis zonlarıyla saptamışlardır (Şekil 6). Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Daniyen'in Markalius inversus zonu ile başladığını ve üzerine Cruciplacolithus tenuis zonu geldiğini belirtmiştir. Bukry (1969) ve Kapellos (1973) Daniyen katı başlangıcında C. tenuis zonu tanımlamışlardır.

Bu farklılığın, sığ ve derin deniz örnekleriyle çalışmadan kaynaklandığı kanısındayım.

İnceleme alanında ise Mestrihtiyen üzerine uyumlu olarak gelen Daniyen katı Cruciplacolithus tenuis zonuyla tanımlanmıştır.

Chiasmolithus danicus zonu

Tanımlama: Chiasmolithus danicus (Brotzen) ile Ellipsolithus macellus (Bramlette ve Sullivan) un ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Cruciplacolithus tenuis zonu Nannoplanktonları ve Chiasmolithus danicus (Brotzen), (Levha I, Şekil 6) Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 15 ve 8. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 802—803, 1544—1541 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Kapellos (1973) Kafkasya'daki çalışmalarında Daniyen'in üst düzeyi ve Monsiyen katında Fasciculithus tympaniformis zonu, Bukry (1969) Hawaii'deki incelemesinde Heliolithus kleinpelli zonu, Roth (1973) Orta Pasifik'te, El—Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'daki incelemelerinde Daniyen—Monsiyen katlarını Cruciplacolithus tenuis zonuyla belirlemişler ve bu araştırmacılar inceleme sahalarında Chiasmolithus danicus (Brotzen) türünü saptayamamışlardır.

Martini (1970) ise genel zonlamasında Daniyen'in üst—Monsiyen'in en alt düzeyi için Chiasmolithus danicus zonu kullanmıştır. İnceleme alanında ise diğer araştırma yörelerindeki benzer fosil topluluğu ve C.Danicus (Brotzen) türü ile bu zon saptanmış ve kullanılmıştır.

Ellipsolithus macellus zonu

Tanımlama: Ellipsolithus macellus (Bramlette ve Sullivan) ile Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

M. astroporus (Stradner), M. inversus (Deflandre), C. danicus (Brotzen), C. tenuis (Stradner), Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen, E. macellus (Bramlette ve Sullivan) (Levha I, Şekil 7), B. bigelowi (Gran ve Brarod), B. discula Bramlette ve Riedel, Z. sigmoides Bramlette ve Sullivan bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme sahasında ölçülen 8., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 804 a, b, c, 1540—1538 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Kapellos (1973) Kırim'da yaptıkları çalışmalarında Monsiyen katı için Fasciculithus tympaniformis zonu tesis etmişlerdir. Bukry (1969) Hawaii'de yaptığı incelemelerinde aynı stratigrafik düzeyi H. klenpelli zonuyla, Roth (1973) ve El—Dawoody ve Barakat (1973) C. tenuis zonuyla tanımlamışlardır. Martini (1970,1979) genel zonlamada ve Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde E. macellus zonu kullanmıştır.

İnceleme alanında ise tanımlanan zon fosili ile Monsiyen'in alt düzeyinde E. macellus zonu saptanmış ve kullanılmıştır.

Fasciculithus tympaniformis zonu

Tanımlama: Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler ile Heliolithus kleinpelli Sullivan m' ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu Ellipsolithus macellus zonu Nannoplakton'ları ve Sphenolithus annarhopus Bukry ve Bramlette, S. primus Perch Hielsen, Chiasmolithus bidens (Bramlette ve Sullivan), C. californicus (Sullivan), Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler (Levha I, Şekil 8), F. billii Perch—Nielsen, Toweius eminens (Bramlette ve Sullivan), Ellipsolithus distichus (Bramlette ve Sullivan), Zygodiscus adamas Bramlette ve Sullivan, Ericsonia supertusa Hay ve Mohler oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen Kızılköyün (14), 8., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 1401—1402, 805 a—e, 1537—1533a nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon genellikle çalışılan tüm yörelerde saptandığı gibi, inceleme alanında da diğer yörelerdeki benzer fosil topluluğu ve litoloji ile Monsiyen katı düzeyi için tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Heliolithus kleinpelli zonu

Tanımlama: Heliolithus kleinpelli Sullivan ile Discoaster gemmeus Stradner in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonda, inceleme alanında tür sayısında büyük bir artış olmuş ve Daniyen katından beri tanımlanan asosiyasyona, Rhabdosphaera crebra (Deflandre), Toweius craticulus Hay ve Mohler, Sphenolithus radians Deflandre, Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen, N. junctus (Bramlette ve Sullivan), Helicosphaera seminulum seminulum Bramlette ve Sullivan, Fasciculithus involutus Bramlette ve Sullivan, Ericsonia cava (Hay ve Mohler), Heliolithus kleinpelli Sullivan, (Levha II, Şekil 1) Micrantholithus entaster Bramlette ve Sullivan, M. flos Deflandre türleri katılmıştır (Çizelge 2).

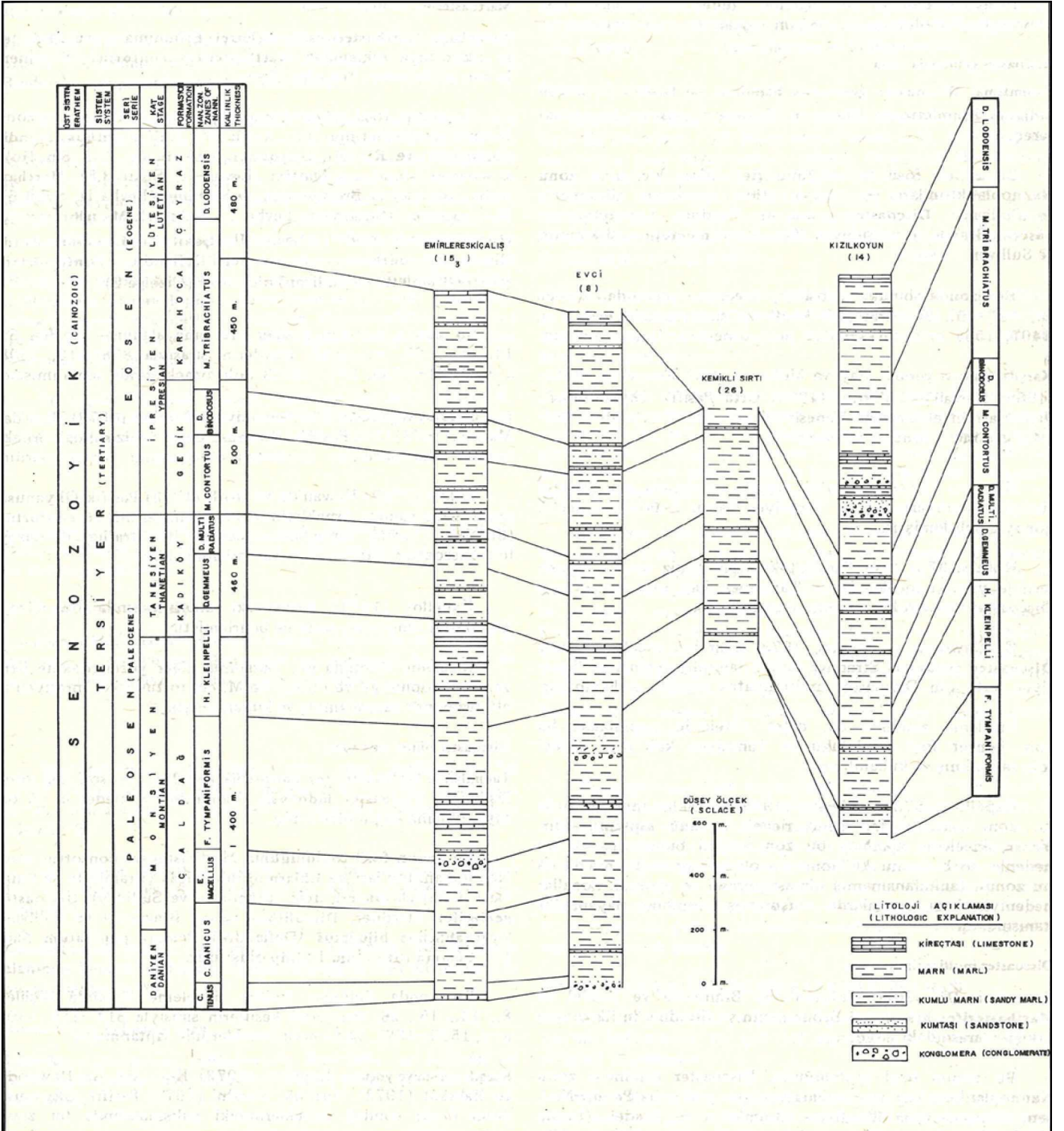
Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 806 a—b, 1403—1405, 1533 b—1534a, 2612—2616 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hemen hemen çalışılan tüm yörelerde Monsiyen'in en üst, Tanesiyen'in en alt stratigrafik düzeyinde bu zon tanımlanmıştır. Bukry (1969) Hawaii'deki incelemelerinde aynı stratigrafik düzey için Heliolithus riedeli zonu tesis etmiştir.

BİYOZONLAR (BIOZONES)	FOSİL FORMLAR (FOSSIL FORMS)	
	Form 1	Form 2
NP 14 Discoaster subloedenis		
NP 13 Discoaster loedenis		
NP 12 Marthasterites tribrachiatus		
NP 11 Discoaster binodosus		
NP 10 Marthasterites contortus		
NP 9 Discoaster multiradiatus		
NP 7 Discoaster gemmeus		
NP 6 Heliolithus kleinpelli		
NP 5 Fasciculithus tympaniformis		
NP 4 Ellipsolithus macellus		
NP 3 Chiasmolithus danicus		
NP 2 Cruciplacolithus tenuis		
	<i>Brevurdeophaera bigelowi</i>	
	<i>Ireanurdeophaera diocula</i>	
	<i>Micrantholithus attenuatus</i>	
	<i>Mic. basquandi</i>	
	<i>Mic. brauelletti</i>	
	<i>Mic. entaster</i>	
	<i>Mic. flos</i>	
	<i>Penna papillatum</i>	
	<i>Penna rotundum</i>	
	<i>Zyrtablitus bijugatus</i>	
	<i>Campyloephaera dela</i>	
	<i>Chiasmolithus bidens</i>	
	<i>Chias. calliferous</i>	
	<i>Chias. oscarus</i>	
	<i>Chias. denticus</i>	
	<i>Chias. gigas</i>	
	<i>Chias. grandis</i>	
	<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	
	<i>Ericemia onca</i>	
	<i>Ericemia ovalis</i>	
	<i>Ericemia supertus</i>	
	<i>Marshallus astroporus</i>	
	<i>Marshallus invernus</i>	
	<i>Discoaster barbadensis</i>	
	<i>Disco. binodosus</i>	
	<i>Disco. deflandrei</i>	
	<i>Disco. elegans</i>	
	<i>Disco. gemmeus</i>	
	<i>Disco. gemifer</i>	
	<i>Disco. helianthus</i>	
	<i>Disco. loedenis</i>	
	<i>Disco. multiradiatus</i>	
	<i>Disco. saipanensis</i>	
	<i>Disco. subloedenis</i>	
	<i>Discoasteroides kouperi</i>	
	<i>Marthasterites brauelletti</i>	
	<i>Marth. contortus</i>	
	<i>Marth. tribrachiatus</i>	
	<i>Fasciculithus millii</i>	
	<i>Fasc. involutus</i>	
	<i>Fasc. tympaniformis</i>	
	<i>Heliolithus kleinpelli</i>	
	<i>Discolithus distinctus</i>	
	<i>Discolithus versus</i>	
	<i>Helicopontophaera lophota</i>	
	<i>Helicophaera semimilium semimilium</i>	
	<i>Lopholithus molophilorus</i>	
	<i>Lopholithus nasens</i>	
	<i>Pontophaera pectinata</i>	
	<i>Pontophaera plana</i>	
	<i>Pontophaera pulcher</i>	
	<i>Scytophaera tuboena</i>	
	<i>Toweius craticulus</i>	
	<i>Toweius emmens</i>	
	<i>Rhabdophaera crebra</i>	
	<i>Rhabd. inflata</i>	
	<i>Rhabd. morionum</i>	
	<i>Rhabd. perlonga</i>	
	<i>Rhabd. truncata</i>	
	<i>Sphenolithus amarrhopus</i>	
	<i>Sphenolithus primus</i>	
	<i>Sphenolithus radians</i>	
	<i>Ellipsolithus distinctus</i>	
	<i>Ellipsolithus macellus</i>	
	<i>Neochastozygus digitatus</i>	
	<i>Neoch. junctus</i>	
	<i>Neoch. perfectus</i>	
	<i>Neoch. saepes</i>	
	<i>Neochecolithus protenus</i>	
	<i>Zygodiscus adams</i>	
	<i>Zygod. plectopora</i>	
	<i>Zygod. sigmoides</i>	
	<i>Cyclococcolithus garrigii</i>	

Çizelge 2. İnceleme alanı Tersiyer Nannoplankton'ları ve stratigrafik düzeyleri

Table 2. Tertiary Nannoplanktons and their stratigraphic distribution of the investigated area



Şekil 5. Ölçülü stratigrafi kesitleri denştirilmesi ve Tersiyer Nannoplankton zonları

Figure 5. The correlation of the measured sections and biozones of Tertiary Nannoplankton

İnceleme alanında ise, çalışılmış diğer yörelerdekine çok benzer fosil topluluğu ile bu zon saptanmış ve kullanılmıştır.

Discoaster gemmeus zonu

Tanımlama: Discoaster gemmeus Stradner ile Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu Heliolithus kleinpelle zonu Nannoplankton'ları ve Chiasmolithus consuetus (Bramlette ve Sullivan), Discoaster gemmeus Stradner, Lophodolithus nascentis Bramlette ve Sullivan, Zygodiscus plectopons Bramlette ve Sullivan oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 806 c-807 a, 1407, 1534 b-c, 2617-2618 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Bukry (1969) Hawaii'de, Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu'nda yaptıkları incelemelerde Tanesiyen katı orta düzeyinde Discoaster gemmeus zonunu saptamışlardır.

Kapellos (1973) Kırım'da yaptığı çalışmada zon işaretçi türünü tanımlayamamış ve Tanesiyen katını Heliolithus riedeli zonuyla belirlemiştir.

Roth (1973) Orta Pasifik'teki derin deniz sondajı örneklerinde yaptığı incelemelerde Tanesiyen katı orta düzeyi için Discoaster mohleri biyozonunu tesis etmiştir.

El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'daki incelemelerinde Discoaster gemmeus Stradner türünü tanımlayamamış ve Tanesiyen katı için Discoaster multiradiatus zonunu kullanmıştır.

İnceleme alanında da, diğer yörelerde tanımlanan bu zon, benzer fosil topluluğu ile Tanesiyen katı orta düzeyi için saptanmış ve kullanılmıştır.

Kapellos (1973) ve Martini (1976) yaptıkları incelemelerde bu zon üzerinde Heliolithus riedeli zonunu saptamışlardır. Yazar, inceleme alanında bu zon fosilini bulamamış ve bu nedenle de bu zon kullanmamış olup Mısır ve Fransa'da da bu zonun tanımlanamamış olması yöresel ve ekolojik koşullar nedeniyle bazı ortamlarda oluşmamış olduğuna dayanabilir kanısındadır.

Discoaster multiradiatus zonu

Tanımlama: Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel ile Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster gemmeus zonu Nannoplankton'ları ve Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen, Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel, (Levha II, Şekil 2) Pontosphaera pulcher (Deflandre) oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 807 b-c, 1407, 1532-1533, 2619-2620 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Tüm çalışılmış yörelerde Tanesiyen katı üst düzeyinde bu zon saptanmıştır. İnceleme alanında da tanımlanan bu zon kullanılmıştır.

Marthasterites contortus zonu

Tanımlama: Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner in ilk ortaya çıkışından Marthasterites contortus (Stradner) in son görünümüne dek olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster multiradiatus zonu Nannoplankton'larının bir kısmı ve Chiasmolithus grandis (Bramlette ve Riedel), Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, Discoaster binodosus Martini (Levha II, Şekil 3,5), Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner (Levha II, Şekil 6), M. contortus (Stradner) (Levha II, Şekil 4), M. tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) (Levha II, Şekil 7), Ericsonia ovalis Black, Micrantholithus bramlettei Deflandre, Pontosphaera plana (Bramlette ve Sullivan) oluşturur (Çizelge 2)

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 808-813, 1408 a-b, 1531-1530, 2621-2623 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Marthasterites contortus biyozonunu saptamışlardır.

Bukry (1969) Hawaii'de ve Roth (1973) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerindeki incelemelerinde M. contortus (Stradner) türünü saptayamamışlardır. Bu stratigrafik düzey için Discoaster diatypus zonunu kullanmışlardır.

Kapellos (1973) Kırım'daki araştırmasında bu düzeyi Discoaster binodosus zonu ile belirlemiştir.

İnceleme alanında ise, çalışılmış diğer yörelerdekine benzer fosil topluluğu ve litoloji ile M. contortus zonu İpresiyen'in alt düzeyinde tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Discoaster binodosus zonu

Tanımlama: Marthasterites contortus (Stradner) in son kez görülüşünden, Discoaster lodoensis Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışına değin olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Marthasterites contortus zonu Nannoplankton'ları ve Chiasmolithus gigas (Bramlette ve Sullivan), Campylosphaera dela (Bramlette ve Sullivan), Discoaster gemmifer Stradner, Discolithus versus Bramlette ve Sullivan, Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Pemma papillatum Martini, Pemma rotundum Klump oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 814-815, 1409 a-c, 1529-1527, 2624 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Kapellos (1973) Kırım'da, El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerindeki çalışmalarında bu zon saptamışlardır.

Bukry (1969) Hawaii'de ve Roth (1973) Orta Pasifik derin deniz sondajı örneklerindeki araştırmalarında İpresiyen katı orta düzeyi için Discoaster diatypus zonunu tanımlamışlardır.

İnceleme alanında da, çalışılmış diğer yörelerdekine benzer fosil topluluğu ile Discoaster binodosus zonu İpresiyen katı orta düzeyinde saptanmış ve kullanılmıştır.

Marthasterites tribrachiatus zonu

Tanımlama: Discoaster lodoensis Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışından, Marthasterites tribrachiatus (Bramlette ve Riedel)'in son görünümüne dek olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster binodosus zonu Nannoplankton'ları ve Discoaster deflandrei Bramlette ve Riedel, D. elegans Bramlette ve Sullivan, D. lodoensis Bramlette ve Riedel (Levha II, Şekil 8), D. saipanensis Bramlette ve Riedel, Scyphosphaera tubicena Stradner, Discoasteroides keuperi (Stadner), Discoaster helianthus Bramlette ve Sullivan, Lophodolithus mohlophorus Deflandre, Micrantholithus attenuatus Bramlette ve Sullivan, Cyclococcolithina gammation (Bramlette ve Sullivan), Rhabdosphaera morionum (Deflandre), Helicopontosphaera lophota (Bramlette ve Sullivan) Rhabdosphaera truncata Bramlette ve Sullivan Neococcolithes protenus (Bramlette ve Sullivan), Micrantholithus basquensis Martini oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 816–819, 1410–1413, 1526–1501 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğuyla İpresiyen katı üst düzeyinde bu zon saptanmıştır.

Discoaster lodoensis zonu

Tanımlama: Marthasterites tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) in son kez görünüşünden, Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan'ın ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Marthasterites tribrachiatus zonu fosil topluluğuna bu zonda Rhabdosphaera inflata Bramlette ve Sullivan katılmakta ve M. tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) görülmemektedir (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 14. stratigrafi kesitinin 1414–1416 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğuyla Lütesiyen katı alt düzeyinde bu zon saptanmıştır.

Discoaster sublodoensis zonu

Tanımlama: Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan ile Chiphragmalithus alatus (Martini) nin ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Campylosphaera dela (Bramlette ve Sullivan), Ericsonia supertusa Hay ve Mohler, Chiasmolithus grandis (Bramlette ve Riedel), Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan (Levha II, Şekil 9), Rhabdosphaera crebra (Deflandre), R. inflata Bramlette ve Sullivan, R. morionum (Deflandre) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 28. stratigrafi kesitinin 2804 nolu örneğinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hemen hemen çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğu ile Lütesiyen katı orta düzeyinde bu zon tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Ortamsal Yorum

İnceleme alanında toplanan örneklerdeki Nannoplankton'ların Kampaniyen –Alt Mestrihtiyen stratigrafik düzeyinde derin denize özge türler olduğu izlenir. Orta–Üst Mestrihtiyen as katlarında Braarudosphaera bigelowi (Gran ve Braarud) ve B. discula Bramlette ve Riedel türlerine rastlanır. Adı geçen ilk türün daima sığ bir deniz ortamında (Bukry, 1969) yaşam sürdürdükleri belirlendiğinden bu as katlarda deniz derinliğinin 0–200 m geçmediği görülür.

Daniyen yaşlı kayaç örneklerinde de B. discula Bramlette ve Riedel B. bigelowi (Gran ve Braarud) bulunuşu Orta Mestrihtiyen'den başlayarak sığlığını koruyan denizin bir kattada devam ettiğini gösterir.

Monsiyen ve Tanesiyen stratigrafik düzeyinde Nannoplankton türlerine dayanarak deniz derinliğini belirleme olanağı yoktur. Çünkü, şelf ve derin deniz Nannoplankton'ları bir arada görülmektedir. Çalışılan bölgenin fliş fasiyesinde olması, türbitit akıntılarla derine gelmiş türlerin kıyı ve derin deniz fosillerinin karışımından oluşması nedeniyle.

İpresiyen–Lütesiyen stratigrafik düzeyinde ise kıyı–şelfi karakterize eden B. bigelowi (Gran ve Braarud), B. discula Bramlette ve Riedel, Pontosphaera pectinata (Bramlette ve Sullivan), Helicopontosphaera seminulum seminulum Bramlette ve Sullivan, Micrantholithus flos Deflandre, M. attenuatus Bramlette ve Sullivan, Rhabdosphaera crebra (Deflandre), R. perlonga (Deflandre), Pontosphaera pulcher (Deflandre), Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Micrantholithus bramlettei Deflandre, M. entaster Bramlette ve Sullivan türlerinin bulunuşu Monsiyen –Tensiyen katlarında devam eden derin denizin sığlaştığını gösterir.

Nannoplankton'lara dayanılarak Kampaniyen–Alt Mestrihtiyen katlarında derin, Orta Mestrihtiyen – Daniyen katlarında sığ, Monsiyen–Tanesiyen'de derin ve İpresiyen'den sonra sığ bir denizin havzayı kapladığı görülür. Bununla beraber incelenen örnekleri topladığımız formasyonlar fliş olarak bilinmektedir. Fliş bir türbidit serisi olduğundan faunaya dayanılarak tanımlanan ortamsal durumun, içinde buldukları tortulların bugünkü durumlarını değil de birincil durumlarını belirttiğini gözden uzak tutmamak gerekir.

BİYOSTRATİGRAFİ BİRİMLERİ KARŞILAŞTIRILMASI

Son 25 yıldır dünya çapında geniş yayımlı Nannoplankton'lar kullanılarak bir çok kat saptanmış ve ayrıntılı biyost-ratigrafi yapılmıştır.

Son yıllarda, Nannoplankton'lar dar zaman aralığını karakterize etmeleri nedeniyle, gerek stratigrafik düzey saptanmasına ve gerekse karşılaştırma yapımına büyük çapta olanak sağlamaktadır.

Değinilen nedenlerden dolayı bu formlar üzerinde çalışmalar yoğunlaştırılmış ve çok sayıda biyozon saptanmıştır. Yapılan karşılaştırmalarda ayrıca bu biyozonların Planktonik Foraminifera biyozonları ile yöresel korelasyonları, Bramlette ve Sullivan (1961), Bramlette ve Wilcoxon (1967), Hay ve Mohler (1967), Perch–Nielsen (1969), Gartner ve Bukry (1969) Martini (1970), Decima, Roth ve Todesco (1975), Stainfort

HAY VE MOHLER 1967 FRANSA	BUKRY 1969 HAWAII	MARTINI 1970 GENEL ZONLAR	HAQ 1970 KAFKASYA	KAPELOS 1973 KIRIM	ROTH 1973 ORTA PASIFIK	EL. DAWOODY- BARAKAT 1973 MISIR	MARTINI 1976 ORTA PASIFIK OKYANUSU	TOKER 1977 TÜRKİYE
		DISCOASTER SUBLODOENSIS NP 14		DISCOASTER SUBLODOENSIS	DISCOASTER SUBLODOENSIS		DISCOASTER SUBLODOENSIS	DISCOASTER SUBLODOENSIS
	DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS NP 13		DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS		DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS
	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS NP 12		MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	TRIBRACHIATUS ORTHOSTYLUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS
	DISCOASTER DIASTYPUS	DISCOASTER BINODOSUS NP 11		DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER DIASTYPUS	DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER BINODOSUS
		MARTHASTERITES CONTORTUS NP 10				MARTHASTERITES CONTORTUS	MARTHASTERITES CONTORTUS	MARTHASTERITES CONTORTUS
DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS NP 9		DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS		DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS
		HELIOLITHUS RIEDELİ NP 8		HELIOLITHUS RIEDELİ	DISCOASTER NOBILUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	HELIOLITHUS RIEDELİ	DISCOASTER GEMMEUS
DISCOASTER GEMMEUS	DISCOASTER GEMMEUS	DISCOASTER GEMMEUS NP 7			DISCOASTER MOHLERİ		DISCOASTER GEMMEUS	
HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS RIEDELİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ NP 6		HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ
	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS NP 5			FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS
FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS		ELLIPSOLITHUS MACELLUS NP 4	ELLIPSOLITHUS MACELLUS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS			ELLIPSOLITHUS MACELLUS	ELLIPSOLITHUS MACELLUS
		CHIASMOLITHUS DANICUS NP 3	CHIASMOLITHUS DANICUS			CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	CHIASMOLITHUS DANICUS	CHIASMOLITHUS DANICUS
CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS NP 2	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS
MARKALIUS ASTROPORUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	MARKALIUS INVERSUS NP 1	MARKALIUS ASTROPORUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		MARKALIUS ASTROPORUS	MARKALIUS INVERSUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS

Şekil 6. Tersiyer Nannoplankton biyozonları genel karşılaştırılması

Figure 6. General correlation of the Tertiary Nannoplankton zones

ve diğerleri (1975), Hillebrandt (1975) tarafından yapılmıştır. İnceleme alanında yapılan iki gruba ait karşılaştırma ise şekil 7'de gösterilmiştir.

Kampaniyen

Globotruncana elevata zonuyla Tetralithus aculeus Nannoplankton biyozonunu ilk kez Fransa'da Cepek ve Hay (1969) yaptıkları incelemelerde korele etmişlerdir. Daha sonra T. aculeus zonu Manivit (1971) tarafından Kampaniyen — Alt Mestrihtiyen yayımlı olarak kullanılmıştır. Risatti (1973), Roth ve Bukry (1974) de değişik Nannoplankton adlarıyla bu stratigrafik düzeyi simgelediler. Son olarak Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Kampaniyen'in alt düzeyi için Tetralithus gothicus ve Üst Kampaniyen —Alt Mestrihtiyen'in alt düzeyi içinde Tetralithus trifidus zonlarını tanımlamıştır. Bu gün Nannoplankton genel biyozonlamasında geçerliliğini sürdüren T. gothicus ve T. trifidus zonları aynı stratigrafik düzey için verilen diğer zonlamalardan daha kesin sonuç vermektedir. T. aculeus zon türünün dikey stratigrafik yayılımı geniş olduğundan zonlamadaki kullanımı daha az geçerlidir.

Yukarıdaki verilere ve karşılaştırmalara koşut olarak inceleme alanında da Globotruncana elevata Planktonik Foraminifera zonuyla, Tetralithus gothicus ve Tetralithus trifidus Nannoplankton biyozonlarının stratigrafik düzey bakımından korelasyona uygun olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 7).

Mestrihtiyen

Kampaniyen —Mestrihtiyen sınırını Nannoplankton biyozonlarıyla saptamak olanaksızdır. Tetralithus trifidus zonu Üst Kampaniyen—Alt Mestrihtiyen'in alt düzeyinde yayımlıdır. Bu nedenle Alt Mestrihtiyen yaşlı Globotruncana havanensis zonu Tetralithus trifidus zonu üst düzeyiyle Arkhangelskiella cymbiformis zonu alt düzeyiyle korele edilebilir.

1974 tarihine dek Lithraphidites quadratus Nannoplankton zonu alt düzeyi orta Mestrihtiyen olarak belirlenmiştir. Bazı yörelerde ise Üst Mestrihtiyen olduğu saptanan bu türün, ortaya çıkışının klimatolojik ve sıcaklık etkenlerine bağlı olduğu saptandığından (Worsley 1969) yöreden yöreye Orta veya Üst Mestrihtiyen'de görünümünün doğal olduğu belirlenmiştir.

İnceleme alanında Globotruncana gansseri zonu üst düzeyinde yer alan Lithraphidites quadratus zonu Mısır ve Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde saptanan düzey ile aynıdır.

Haymana yöresinde Globotruncana gansseri zonu Arkhangelskiella cymbiformis zonu üst—Lithraphidites quadratus zonu alt düzeyiyle korele edilmiştir.

Üst Mestrihtiyen, Nannoplankton'larla çalışılan yörelerde Lithraphidites quadratus zonuyla belirlenmiş olup çok benzer fosil topluluklarıyla temsil edilmiştir. Üst Mestrihtiyen'in üst düzeyleri için değişik biyozonlar tanımlanmışsada bu konudaki tartışmalar henüz sonuçlanmamıştır.

Globotruncana mayaroensis zonu inceleme alanında Lithraphidites quadratus zonuyla korele edilmiştir.

Mestrihtiyen sonunda pek çok Nannoplankton türünün yaşam süreci son bulmuş (bir kaç tür hariç) Daniyen katı yeni Nannoplankton türlerinin doğuşuyla başlamıştır.

Daniyen

Haymana yöresinde Daniyen, Cruciplaculithus tenuis ve Chiasmolithus danicus zonunun alt düzeyiyle tanımlanmıştır.

Martini (1970) genel zonlamasında, El—Dawoody ve Barakat (1973), Decima, Roth, Todesco (1975), Stainforth ve diğerleri (1975) çalıştıkları yörelerde Globorotalia pseudobulloides zonunu Cruciplaculithus tenuis zonu ile denk olarak belirlemişlerdir.

Globorotalia trinidadensis zonu inceleme alanında Chiasmolithus danicus zonuyla korele edilmiştir. Çalışılan pek çok yörede bu zon ayırtlanamamış ve Daniyen katının tümü için C. tenuis zonu kullanılmıştır.

Monsiyen

Monsiyen katı başlangıcını simgeleyen Globorotalia uncinata Planktonik Foraminifera biyozonu, C. tenuis Nannoplankton zonu ile pekçok yörede, inceleme alanında da Chiasmolithus danicus zonunun üst düzeyi ve Ellipsolithus macellus zonu ile korele edilmiştir.

Globorotalia angulata zonu Fasciculithus tympaniformis Nannoplankton biyozonu alt düzeyi ve Globorotalia pusilla Planktonik Foraminifera zonu incelenen tüm yörelerde ve çalışılan sahada F. tympaniformis zonu üst düzeyi ve Heliolithus kleinPELLI biyozonu alt düzeyi ile korele edilmiştir.

Tanesiyen

İnceleme yöresinde Tanesiyen Globorotalia pseudomenardii Planktonik Foraminifera zonuyla simgelenmekte olup Heliolithus kleinPELLI zonu üst ve Discoaster gemmeus zonu alt düzeyiyle korele edilmiştir.

Tanesiyen katı üst düzeyi ise Globorotalia velascoensis Planktonik Foraminifera zonuyla simgelenmektedir. Bu zon Discoaster gemmeus ve D. multiradiatus Nannoplankton zonuyla korele edilmiştir. Bu zonlar çalışılmış diğer yörelerle uyum gösterir.

İpresiyen

İnceleme alanında, Globorotalia subbotinae biyozonu Marthasterites contortus ve Discoaster binodosus Nannoplankton zonu alt düzeyine karşı gelir. Bu düzeyi simgeleyen Nannoplankton biyozonlarının sınırı yöreden yöreye değişmektedir.

İnceleme alanında Marthasterites contortus zonunu G. velascoensis zonu örneklerinde saptayamadığımızdan bu biyozonun başlangıcını İpresiyen olarak tanımladık.

Discoaster binodosus ve Marthasterites tribrachiatus biyozonu inceleme alanında Globorotalia argonensis ve Globorotalia pentacamerata zonuyla simgelenmiş olup Marthasterites tribrachiatus Nannoplankton zonuyla korele edilmiştir.

Lütesiyen

Lütesiyen katı başlangıcını simgeleyen Globorotalia bullocki Planktonik Foraminifera zonu, Discoaster lodoensis ve D. sublodoensis Nannoplankton zonlarıyla korele edilmiştir. Çalışılmış diğer yörelerde ve inceleme alanında elde edilen sonuçlar büyük benzerlik göstermiştir.

HAYMANA 1977 V. TOKER	
P. FORAMİNİFERA ZONLARI	NANNOPLANK. ZONLARI
G. BULLBROOKİ	D. SUBLODOENSİS
	D. LODOENSİS
G. PENTACAMERATA	
G. ARAGONENSİS	M. TRIBRACHIATUS
G. FORMOSA FOR.	
G. SUBBOTINAE	D. BINODOSUS
G. VELASCOENSİS	M. CONTORTUS
G. PSEUDOMENARDİİ	D. MULTIRADIATUS
	D. GEMMEUS
G. PUSILLA	H. KLEINPELLİ
G. ANGULATA	F. TYMPANIFORMİS
G. UNCİNATA	E. MACELLUS
G. TRINIDADENSİS	C. DANICUS
G. PSEUDOBULLOİDES	C. TENUİS
G. MAYAROENSİS	L. QUADRATUS
G. GANSSEİRİ	ACYMBİFORMİS
G. HAVANENSİS	T. TRİFİDUS
G. ELEVATA	T. GOTHCUS

Şekil 7. İnceleme alanı Planktonik Foraminifera ve Nannoplankton zonları korelasyonu

Figure 7. The correlation of the Planktonic Foraminifera and Nannoplankton zones in the Haymana area

SONUÇLAR

Haymana yöresinde, Nannoplankton'lara dayanılarak yapılan biyostratigrafik incelemelerden aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1— Kampaniyen—Lütesiyen stratigrafi düzeylerinde Türkiye'de ilk kez inceleme yöresinde toplanan örneklerde 107 Nannoplankton türü tanımlanmış ve bunlarla olanaklar ölçüsünde inceleme alanında 16 biyozon saptanmıştır.

2— Tanımlanan 16 Nannoplankton zonuyla kat ayrımları yapılmıştır.

3— İnceleme alanı için tanımlanan Nannoplankton biyozonlarının çalışılmış diğer yörelerle genel karşılaştırması yapıp ayrıcalıklar tartışılmıştır.

4— Nannoplankton türlerine dayanılarak inceleme alanı için ortamsal yorum verilmiştir.

5— Nannoplankton ve Planktonik Foraminifera biyozonlarının korelasyonu yapılmış ve diğer yörelerde alınan sonuçlarla karşılaştırması yapılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Genel Jeoloji—Stratigrafi kürsüsünde doçenlik tezi olarak hazırlanan ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'nun desteklediği "Haymana yöresinin (GB Ankara) Planktonik Foraminifera ve Nannoplankton'larla biyostratigrafik incelenmesi" adlı projenin bir kısmıdır.

Bu çalışmada değerli fikirlerinden yararlandığım Sayın Prof. Dr. Suat Erk'e, Sayın Prof. Dr. Melih Tokay'a, E.T.H Zürih Jeoloji bölümünden Nannoplankton incelemelerinde sonuca varılmasında yardımlarını esirgemeyen Dr. K. Perch—Nielsen'a ve Teknik ressam Işın Uncular'a teşekkürlerimi sunarım.

Yazının ilk geliş tarihi: 12.12.1979

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 5.4.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

Akarsu, İ., 1971, Polatlı—Haymana civarının detay petrol jeolojisi: T.P.A.O. raporu No: 2502, Ankara (yayınlanmamış)

Bramlette, M.N., Sullivan, F.R., 1961, Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California: Micropaleontology, 7, 129—188.

Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1867, Middle Tertiary Calcareous Nannoplankton of the Cipro Section, Trinidad, W.I.: Tulane Studies in Geology 5, 93—131.

Bukry, D., 1969, Coccolith stratigraphy leg 6. Deep Sea Drilling project, 6, 965—1045.

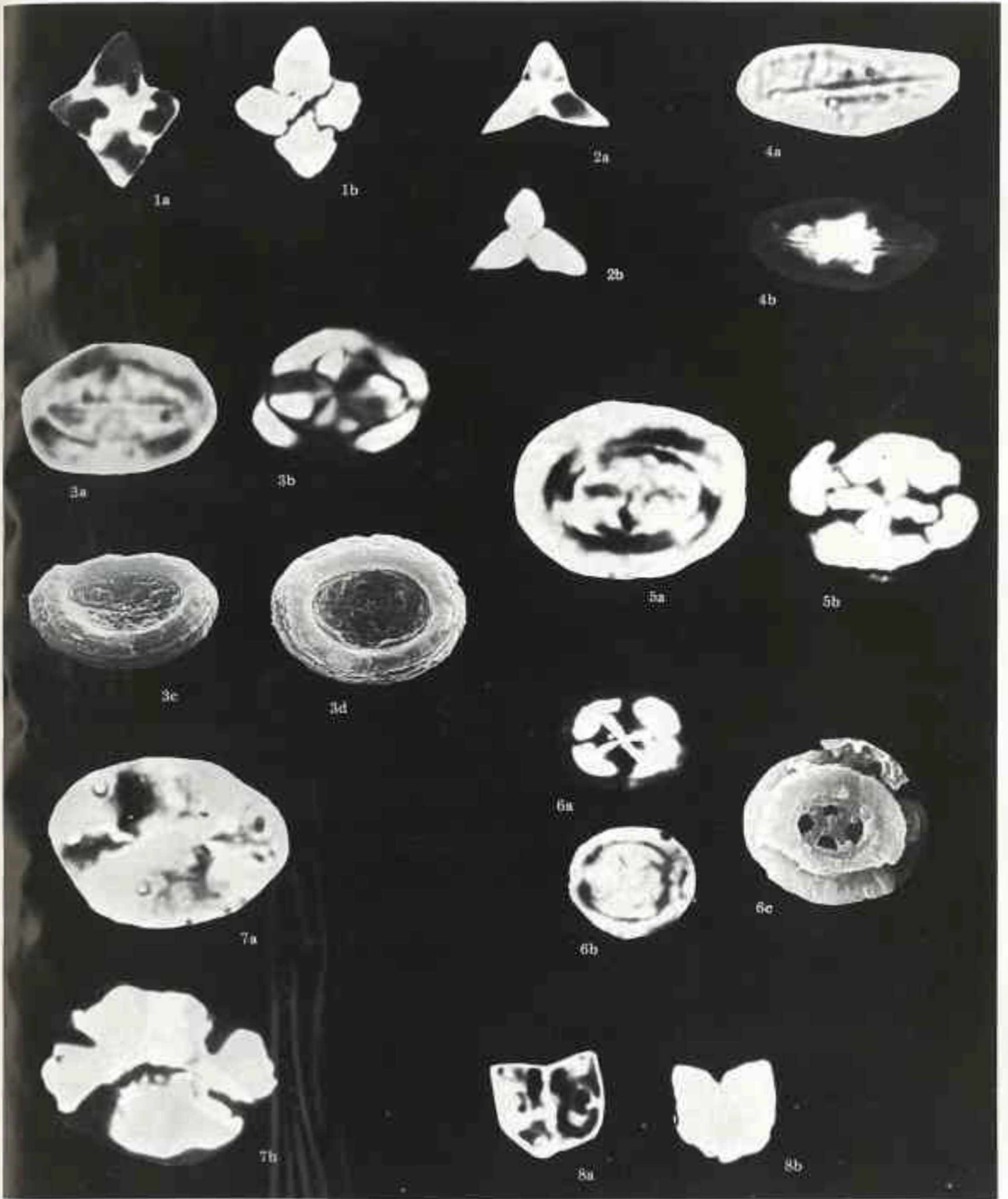
- Bukry, D., 1974, Coccolith stratigraphy leg 17: Deep Sea Drilling Project 17, 1048–1069.
- Cepek, P., Hay, W.W., 1969, Zonation of the Upper Cretaceous using Calcareous Nannoplankton: XXXII Intern. Geol. Congr. Proc. Paleobot. Sect. 334–339.
- Decima, F.P., Roth, P.H., Todesco, L., 1975, Nannoplankton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno: Schweiz. Palaont. Abh. 97, 35–55.
- Dizer, A., 1968, Etude micropaleontologique du Nummulitique de Haymana (Turquie): Rev. Micropal., 11, 13–21.
- El-Dawoody, A.S., Barakat, M.G., 1973, Nannobiostratigraphy of the Upper Paleocene Lower Eocene duwi range, Ouseir District, Egypt: Eighth Arab Petroleum Congress.
- Erk, A.S., 1957, Ankara civarının petrol ihtimalleri: M.T.A. rapor no: 2608, Ankara (yayınlanmamış).
- Gartner, S.Jr., Bukry, D., 1969, Tertiary Holococcoliths: Journ. Pal. 43, 1213–1221.
- Gökçen, S.L., 1976, Haymana Güneyinin Sedimentolojik İncelenmesi (SW Ankara): Doc. tezi, H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara, (yayınlanmamış).
- Gökçen, S.L., 1977, Haymana (GB Ankara) güneyindeki tortul istifin sedimanter petrolojik incelenmesi: M.T.A. dergisi, 89, 118–141.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., 1967, Calcareous Nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France and Paleocene–Early Eocene correlations: Journ. Pal., 41, 1505–1541.
- Hillebrandt, A. von., 1975, Correlation entre les biozones de grands Foraminifères et de Foraminifères planctoniques de l'Ilerdien: Bull. Socie. Geol. France, 70, Tome XVII.
- Kapellos, C., 1973, Biostratigraphie des Gurnigelfiysches mit besonderer Berücksichtigung der Nummuliten und des Nannoplanktons, unter Einbeziehung des Palaogenen Nannoplanktons der Kırım: Suisses Paleont., 96, 1–129.
- Manivit, H., 1971, Les Nannofossiles calcaires du Cretace Francais: Centre Nat. Recher. Sci., 1–261.
- Martini, E., 1970, Les Nannofni, E., 1970, Standart Tertiary and Quaternary calcareous Nannoplankton zonation.: Proceeding 11. Planktonic conf. Roma. 739–803.
- Martini, E., 1976, Cretaceous to Recent Calcareous Nannoplankton from the Central Pacific Ocean (D.S.D.P. leg 33): Deep Sea Drilling Project 33, 383–423.
- Meriç, E., 1967, Sur quelques Loftusia: Rev. Rac. de Scie. Univ. d'Istanbul, Serie B, 32, 1–58.
- Perch-Nielsen, K., 1969, Die Coccolithen einiger Danischer Maastrichtien und Danien Localitäten: Dansk. Geol. Foren 19, 51–68.
- Perc-Nielsen, K., 1972, Neue Coccolithen aus dem Paleozan von Denemark, der Bucht von Biskaya und dem Eosan der Labrador See: Bull. Geol. Society Denemark, 21, 1–75.
- Righi, M., Cortesini, A., 1960, Regional studies Central Anatolia Basin. Progress Report 1. Stratigraphy (Turkish Gulf Oil Co.). T.C. Petrol Dairesi Arşivi. 11. Ankara (Yayınlanmamış).
- Risatti, J.B., 1973, Nannoplankton biostratigraphy of the Upper Bluffport marl–Lower Prairie Bluff Chalk interval in Mississippi. Proceed. Symp. Calc. Nannofos. Gulf Coast section: Soc. Econ. Paleont. Minerol. 8–34.
- Roth, P.H., 1973, Calcareous Nannofossils–leg 17, D.S.D.P.: Deep Sea Drilling Project 17, 695–707.
- Schmidt, G.C., 1960, Geological evolution of the licences 360–363 and 365–367, District 11: T.C. Petrol Dairesi Arşivi, Ankara (yayınlanmamış).
- Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) Güneyinin Stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 18, 181–192.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H., 1975, Cenozoic Planktonic Foraminiferal zonation and characteristics of index forms: Univ. Kansas Paleont. Contr. 62, 163–244.
- Toker, V., 1979, Haymana yöresi (GB Ankara) Üst Kretase Planktonik Foraminifera'ları ve biyostratigrafi incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 121–134.
- Ünal, G., Yüksek, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyit, Z., Hüseyin, S., 1976, Haymana–Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) Üst Kretase–Alt Tersiyer Stratigrafisi ve Paleocoğrafik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19, 159–176.
- Worsley, H., 1969, The nature of the terminal Cretaceous event as evidenced by calcareous Nannoplankton extinction in Alabama and other areas: Univ. Publ. PH. D. Thesis Univ. Illinois.
- Yüksel, S., 1970, Etude Geologique de la Region d'Haymana (Turquie centrale): These, Fac. Scie. de L'Universite de Nancy, France.
- Yüksel, S., 1973, Haymana yöresi tortul dizisinin düşey yönde gelişimi ve yanal fasiyes dağılışı: M.T.A. dergisi, 80, 50–53.
- Ziegler, K., 1936, Haymana kömür havzası hakkında: M.T.A. rapor no. 120, Ankara (yayınlanmamış).

LEVHA I

- Şekil 1. **Tetralithus gothicus** Deflandre
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta, (2501), X 1000
- Şekil 2. **Tetralithus trifidus** (Stradner)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (505), X 1500
- Şekil 3. **Arkhangelskiella cymbiformis** Vekshina
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta c–d. S.E.M. (2501), X2500
- Şekil 4. **Lithraphidites quadratus** Bramlette ve Martini
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1416), X 2500
- Şekil 5. **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (2512), X 4000
- Şekil 6. **Chiasmolithus danicus** (Brotzen)
a. Polarize ışıkta b. Normal ışıkta c. S.E.M. (1541), X 2500
- Şekil 7. **Ellipsolithus macellus** (Bramlette ve Sullivan)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1540), X 4000
- Şekil 8. **Fasciculithus tympaniformis** Hay ve Mohler
a. Normal Işıkta b. Polarize ışıkta, (2611), X 2500

PLATE I

- Figure 1. **Tetralithus gothicus** Deflandre
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2501), X 1000
- Figure 2. **Tetralithus trifidus** (Stradner)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (505), X 1500
- Figure 3. **Arkhangelskiella cymbiformis** Vekshina
a. Transmitted light b. Crossed nicol c–d. S.E.M. (2501), X 2500
- Figure 4. **Lithraphidites quadratus** Bramlette ve Martini
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1416), X 2500
- Figure 5. **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2512), X 4000
- Figure 6. **Chiasmolithus danicus** (Brotzen)
a. Crossed nicol b. Transmitted light c. S.E.M. (1541), X 2500
- Figure 7. **Ellipsolithus macellus** (Bramlette ve Sullivan)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1540), X 4000
- Figure 8. **Fasciculithus tympaniformis** Hay ve Mohler
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2611), X 2500



LEVHA II

- Şekil 1. **Heliolithus kleinpelli** Sullivan
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (2612), X 2500
- Şekil 2. **Discoaster multiradiatus** Bramlette ve Riedel (1407), X 3500
- Şekil 3. **Discoaster birodosus** Martini, (1527), X 2500
- Şekil 4. **Marthasterites contortus** (Stradner), (812), X 3000
- Şekil 5. **Discoaster binodosus** Martini, (2624), X 3000
- Şekil 6. **Marthasterites bramlettei** Brönnimann ve Stradner, (1513), X 3000
- Şekil 7. **Marthasterites tribrachiatu**s (Bramlette ve Riedel)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1510), X 3000
- Şekil 8. **Discoaster lodoensis** Bramlette ve Riedel
a. Normal ışıkta b. S.E.M., (1415), X 2500
- Şekil 9. **Discoaster sublodoensis** Bramlette ve Sullivan
a. Normal ışıkta b. S.E.M., (2804), X 4000

PLATE II

- Figure 1. **Heliolithus kleinpelli** Sullivan
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2612), X 2500
- Figure 2. **Discoaster multiradiatus** Bramlette ve Riedel, (1407), X 3500
- Figure 3. **Discoaster binodosus** Martini. (1527), X 2500
- Figure 4. **Marthasterites contortus** (Stradner), (812), X 3000
- Figure 5. **Discoaster binodosus** Martini, (2624), X 3000
- Figure 6. **Marthasterites bramlettei** Brönnimann ve Stradner, (1531), X 3000
- Figure 7. **Marthasterites tribrachiatu**s (Bramlette ve Riedel)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1510), X 3000
- Figure 8. **Discoaster lodoensis** Bramlette ve Riedel
a. Transmitted light b. S.E.M., (1415), X 2500
- Figure 9. **Discoaster sublodoensis** Bramlette ve Sullivan
a. Transmitted light b. S.E.M. (2804), X 4000



1a



1b



2



3



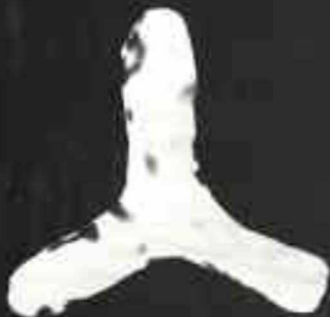
4



5



6



7a



8a



9a



7b



8b



9b

Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye Arasında Kalan Yörenin Stratigrafisi (1)

Stratigraphy of the area between Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye

İsmail TERLEMEZ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
Ali YILMAZ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye arasında kalan bölgede, Orta Jürasik—Pliyosen yaş aralığında ve çeşitli fasiyelerde kayalar yüzeylenmektedir. Bunlardan Orta—üst Jürasik—Alt Kretase yaşta kireçtaşları temeli oluşturur. Bunun üzerine açılal uyumsuzlukla Senomaniyen—Kampaniyen yaşta tüfit, andezit akıntısı, aglomera, kireçtaşı ve kumtaşı ardalanması oturur. Bu birim özellikle Gököy ve Ulubey yörelerinde dasit ve sineyitlerle kesilmiştir. Daha üstte, kuzeyde tüfit, killi kireçtaşı ardalanması ve güneyde kumlu—killi kireçtaşı ardalanması bulunmaktadır. Maestrihtiyen yaşta olan bu iki dizinin, daha genç birimler altında yanıl geçişli olduğu düşünülmektedir. Paleosen yaşta tüfit, aglomera ve kömür arakatlı kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşı ardalanması, Maestrihtiyen yaşta birimlerin devamı şeklinde çökeltmiştir. Bunların üzerine açılal uyumsuzlukla, bazı yerlerde kireçtaşı, bazı yerlerde de bazalt gelmektedir. Bundan sonra aglomera ile andezit akıntısı ve aglomera arakatlı kumtaşı çökeltmiştir. Bu birimler Eosen yaştaadır. Miyosen (?)—Piyosen devresinde çeşitli bazalt oluşumları gelişmiştir. Bunları genç alüvyon ve heyelanlar izlemiştir.

ABSTRACT: Strata of various facies of Middle Jurassic—Pliocene age invertal outcrop in the area between Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye. Of these rocks, limestone of Middle—Upper Jurassic—Lower Cretaceous age forms the basement. Tuffite, andesite flows, agglomerate, limestone and sandstone alternation of Cenomanian—Campanian age covers the limestone with an angular unconformity. That unit is cut by dacite and syenites especially at Gököy and Ulubey areas. Tuffite—argillaceous limestone alternation at the north, sand, and argillaceous limestone alternation at the south overlie the previous unit. These two sequences of Maastrichtian age are thought to have a lateral interfingering below the younger units. Paleocene aged tuffite, agglomerate and limestone with coal seams, argillaceous limestone and sandstone alternation is deposited as a continuation of the units of Maastrichtian age. Limestone and at some places basalt cover these units with an angular unconformity. Then agglomerate and andesite flows and sandstone with agglomerate beds are deposited. These units are of Eocene age. Various basaltic formations are developed during Miocene (?)—Pliocene period. These are followed by young alluvium and landslides.

(1) Bu bölgeye ait ilk verilerimiz Türkiye Jeoloji Kurumu 28. Bilimsel Kurultay ı'nda, ayrıntılı verilerimiz Türkiye Jeoloji Kurumu 34. Bilimsel Kurultay ı'nda bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Bu yazıda, Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye arasında kalan alanın stratigrafisi sunulacaktır. Çalışma alanı jeolojik özellikleri açısından Orta Karadeniz Bölgesi'nde yer almaktadır. Bu yazı, 1973—1974 yıllarında Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nde uygulanan Ünye—Hafik Jeodinamik Projesinin bir bölümünü oluşturmaktadır (Şekil 1).

Karadeniz kuşağının doğusunda volkanitler, batısında tortul kayalar egemendir. Ünye—Ordu—Koyulhisar—Reşadiye arasındaki bölgede bu volkanitlerle tortul kayaları beraber inceleme olanağı vardır. Çalışma alanının volkanit ve tortul fasiyesleri, fasiyeslerin K—G ve D—B doğrultularında değişimi incelenmiştir. Bu arada Karadeniz kuşağının büyük bir bölümü için geçerli olabilecek verilerin toplanmasına çalışılmıştır. Bu amaca yönelik 25 adet 1/25.000 ölçekli paftanın jeoloji haritası ve çeşitli ölçeklerde 20 adet ölçülü stratigrafik kesit yapılmıştır.

Bu bölgeyi içeren en eski jeolojik çalışmalar Schultze—Westrum (1960—1962) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalar Giresun ve Ordu yöresinde jeoloji haritası alımı ve cevher yatakları prospeksiyonunu amaçlamaktadır. Daha sonraları bölgede Weddin (1963), Ağrah (1967), Kronberg (1969), Bora, Erler ve İldız (1970), Gediklioğlu (1970), Pejatovic (1971), Kalyoncuoğlu, Yaşar ve Karabulut (1975) ve Seymen (1975) çeşitli ölçekte jeoloji harita alımı ve cevher yatakları prospeksiyonu çalışmaları yapmışlardır.

Yapılan stratigrafik adlamanın, Schultze—Westrum'un (1960) ve Seymen'in (1975) farklı yapıdaki adlamalarıyla karşılaştırılmasında da yarar görülmüştür (Şekil 2).

STRATİGRAFI

Jürasik—Kretase Kayalar

Zinav Kireçtaşı (JKz). Çalışma bölgesinde, yerli dizinin görülebilen en yaşlı kayatürünü oluşturan kireçtaşı yüzeylemelerini Reşadiye'nin KB'sındaki Zinav boğazı yamaçlarında, Büyükelmaçlı Tepe, Betişih Tepe, Evliya Tepe ve Kapaklı yaylasında izlemek mümkündür. Ayrıca çalışma alanının dışında Reşadiye—Niksar arasındaki Kelkit vadisi kuzey yamacında ve Niksar dolayında görülmektedir.

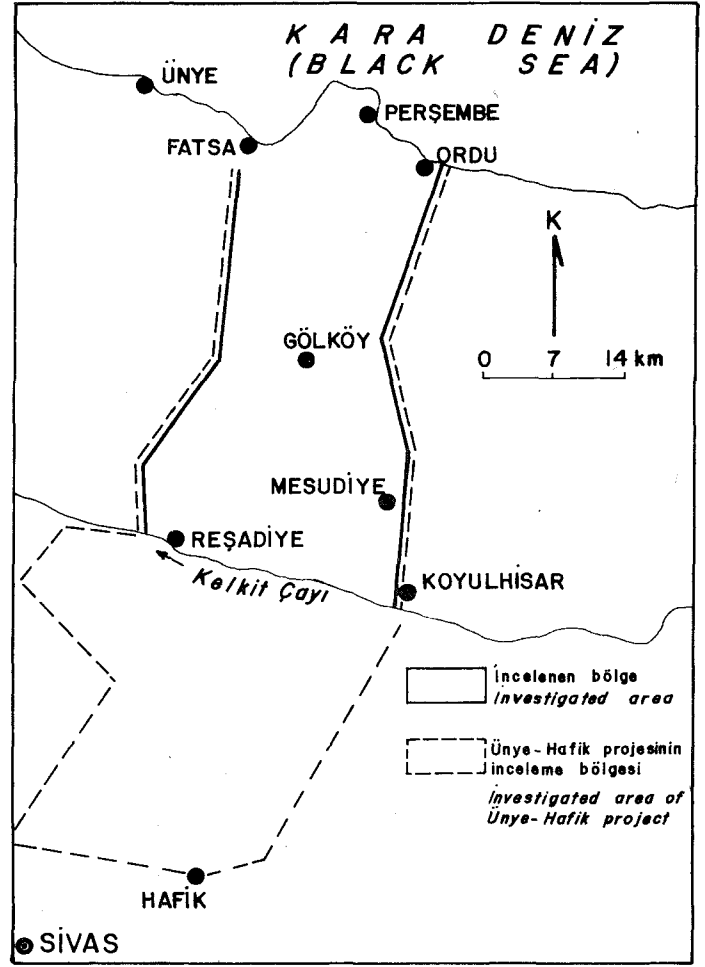
Zinav Kireçtaşı'nın kayatürü özelliklerini ve görünür kalınlığını belirlemek amacıyla Zinav boğazında yapılan ölçülü tip kesitte 300 m kalınlığa eriştiği görülmüştür.

Bu kireç taşın genel rengi beyazımsı, açık gri, değişmiş rengi kirlili, gri, renk dağılışı tekdüzedir. Alt ve üst düzeyleri tabakasız ya da çok kalın tabakalı, orta düzeyleri ise kalın tabakalıdır. Bol çatlaklı, çatlaklar kalsit dolgululu; ince taneli ve tekdüze dokulu, bazı yerlerde oolitik dokudadır. Oldukça yeniden kristalleşmiş ve Belemnites, Terebratula, gastropod makrofosillidir.

Çalışma bölgesinde Zinav Kireçtaşı'nın alt dokanağı görülememektedir (Şekil 3, 4).

Bu kireçtaşının kalınlığı önemli bir değişiklik göstermemektedir. Zinav boğazında 300 m, Kapaklı yaylası dolayında ise 250—300 m kalınlığa erişmektedir (Şekil 5). Çeşitli düzeylerinde dereceli tabakalanma gösteren kırıntılı kireçtaşı içermekte ve göze çarpan bu fasiyes değişikliği izlenmemektedir.

Kapaklı yaylası ve doğusundan toplanan örneklerde şu önemli fosiller görülmüştür.



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 1. Location map

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama)
Vernuelinidae
Trocholina sp.
Ophthalmidiidae
Valvulinidae
Lituolidae

Bunlara göre birim Orta—üst Jürasik (Kimmericiyen—Portlandiyen) yaşındadır.

Zinav boğazı ve Büyükelmaçlı Tepe'den toplanan örneklerde şu önemli fosiller görülmüştür.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama)
Pseudocyclammina sp.
Trocholina elongata Leup
Spirillina sp.
Globigerinidae (bol miktarda)
Paalzowella sp.
Lagenidae (bol kırıklar halinde)
Neotrocholina sp.
Nodosariidae

SCH.WESTRUM (1960)		SEYMEN (1975)		TERLEMEZ VE YILMAZ(1980)	
Yaş Age	Kayatürleri Lithologies	Yaş Age	Grup ve Formasyonlar Group and Formations	Yaş Age	Formasyon ve Üyeler Formation and Members
M E S O Z O Y I K	En genç bazalt <i>The youngest basalt</i> En genç andezit <i>The youngest andesite</i>	Miyosen-Günümüz <i>Miocene-Recent</i>	Yolüstü Formasyonu " <i>Formation</i> Resadiye dayk ve silleri " <i>dyke and sills</i> Hatipli Formasyonu <i>Formation</i>	Miyosen-Günümüz <i>Miocene-Recent</i>	Yolüstü Bazaltı " <i>Basalt</i> Erdembaba Bazaltları " <i>Basalts</i> Canik Formasyonu " <i>Formation</i>
	Granodiyorit - Monzonit <i>Granodiorite - Monzonite</i> Granit porfir (3 nolu dasit) <i>Granite porphyrite (dacite, num.3)</i> Tüfler, aglomeralar <i>Tuffs, agglomerates</i> Marnlı kalker, tüfit <i>Marly limestone, tuffite</i>	Lütesiyen <i>Lutetian</i>	Kavaklıdere Grubu <i>Group</i> Hasanşeyh Formasyonu " <i>Formation</i> Kabaklık Formasyonu " <i>Formation</i> Çalyayla Kireçtaşı " <i>Limestone</i> Kuzbağı Aglomerası " <i>Agglomerate</i>	Lütesiyen <i>Lutetian</i>	Hasanşeyh Bazaltı " <i>Basalt</i> Hatipli Üyesi " <i>Member</i> Asarcık Üyesi " <i>Member</i> Selecik Kireçtaşı Üyesi " <i>Limestone Member</i>
M E S O Z O Y I K	Üst Bazik Seri (Inoceramus'lu Kireçtaşı) <i>Upper Basic Series (Limestone containing Inoceramus)</i> Riyodasit (2 nolu dasit) <i>Rhyodacite (dacite, num. 2)</i> Andezitik, dasitik tüfler (Tavan tuf serisi) <i>Andesitic, dacitic tuffs (Upper tuff series)</i> Cevherli dasit (1 nolu dasit) <i>Dacite with ore (dacite, num.1)</i>	Senomaniyen - Paleosen <i>Cenomanian - Paleocene</i>	Düdenyayla Formasyonu " <i>Formation</i> Kırandağ Formasyonu " <i>Formation</i> Kapaklı Formasyonu " <i>Formation</i> Kızıltepe Formasyonu " <i>Formation</i> Gökçebel Formasyonu " <i>Formation</i>	Senomaniyen - Paleosen <i>Cenomanian - Paleocene</i>	Gölköy Formasyonu <i>Formation</i> İğdir Kireçtaşı Üyesi " <i>Limestone Member</i> Bereketli Üyesi " <i>Member</i> Siyenit, Dasit <i>Syenite, Dacite</i> Ayırtlanamamış <i>Undifferentiated</i> Nebiseyh Kireçtaşı Üyesi " <i>Limestone Member</i> Tolluk Tuf-Kumtaşı Üyesi " <i>Tuff-Sandstone Member</i>
	Alt Bazik Seri (Üst Jura. Alt Kre-tase Kireçtaşları) <i>Lower Basic Series (Upper Jurassic - Lower Cretaceous Limestones)</i> Kompakt Kireçtaşı (Ü. Jura.) <i>Compact Limestone (Upper Jurassic)</i> Bazalt - Aglomera <i>Basalt - Agglomerate</i>	Orta-Üst Jurasik - Alt Kre-tase <i>Middle-Upper Jurassic - Lower Cretaceous</i>	Çaltepeleri " <i>Formation</i> Hankırın-tepe Kireçtaşı " <i>Limestone</i> Karatepe Formasyonu " <i>Formation</i>	Orta-Üst Jurasik - Alt Kre-tase <i>Middle-Upper Jurassic - Lower Cretaceous</i>	Zınav Kireçtaşı <i>Zınav Limestone</i>
PALEOZOYİK PALEOZOIC	Yaşlı granit kapsayan Metamorfittler <i>Metamorphites including ancient granite</i>				

Şekil 2. Önerilen stratigrafik ad lam an in Schultze—Westrum (1960) ve Seymen'in (1975) yaptıkları adlamalarla bir karşılaştırması

Figure 2. Correlation of the proposed stratigraphic nomenclature with the nomenclatures of Schultze—Westrum (1960) and Seymen(1975).

Textulariella sp.
Orbitolinidae
Dasycladaceae (Alg).

Bunlara göre birim Neokomiyen (Olasılı Valanjiniyen) yaşındadır.

Yukarıdaki fosillerden de anlaşılacağı gibi Zinav Kireçtaşının alt düzeyleri Kapaklı yaylası ve doğusuna rastlamakta; batıya ve Zinav deresi dolayına gidildikçe daha üst düzeylere geçilmektedir. Gerek Jürasik, gerekse Alt Kretase kireç taşlarının birbirleriyle olan dokanağını saptamak olanaksız olduğundan Zinav Kireçtaşı'na genel olarak Orta—Üst Jürasik—Alt Kretase yaşı verilmiştir.

Reşadiye dolayında çalışan Seymen (1975), Hankırın tepesi Kireçtaşı adını verdiği bu kireçtaşı Jürasik—üst Paleosen yaşındaki Çaltepeler Gurubu içerisinde bir formasyon olarak kabul etmiş ve Üst Jürasik—üst Kretase yaşını vermiştir? Bu sonuca göre Seymen, bölgedeki, Jürasik'ten üst Paleosen'e kadar olan bütün kayatürlerini birbirleriyle uyumlu olarak kabul etmiştir. Bizim çalışmalarımıza göre ise bu kireçtaşları Orta—Üst Jürasik—Alt Kretase yaşında ve üstüne gelen diğer kayatürleri ile aralarında kesin olarak bir uyumsuzluğun varlığı söz konusudur.

İçermiş olduğu fosillere ve kayatürü özelliklerine göre bu kireçtaşının derin olmayan denizel bir ortamda çökeldiğini söyleyebiliriz.

Mesudiye Formasyonu (Ayırtlanamamış) (Km). Alomera, bazik akıntı, kireçtaşı, tüfit ve kum taşından oluşan ardalanmanın en tipik yüzeylemeleri Mesudiye ve dolayında görülmektedir. Bu formasyon içinde bazı yerlerde Tolluk Tüf—Kumtaşı Üyesi ve Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi olmak üzere iki üye ayırtlanmıştır (Şekil 5). Çoğu yerlerde ise bu üyeleri ayırtlamak olanağı olmamıştır. Bunun için Mesudiye Formasyonu'na ayırtlanamamış terimini eklemek zorunluluğu doğmuştur. Bu formasyona Gölköy—Aybastı çizgisinden Karadeniz'e kadar olan bölgede, Mesudiye ve dolayında, Reşadiye—Koyulhisar arasındaki Kelkit vadisinin kuzey yamacında, Reşadiye'nin kuzeyinde ve Zinav gölü dolayında rastlamak mümkündür (Şekil 6).

Bu formasyonu oluşturan kayatürlerinin özelliklerine kısaca değinelim: Aglomera, koyu gri, kahverengimsi, siyaha yakın renkte, tabakasız, yer yer çok kalın—kalın tabakalı, çakılları ufak çakıl, büyük çakıl, blok büyüklüğünde ve çoğunlukla andezit ve bazalttır. Çimentosu gevşek veya sıkı olup tüf ve andezitten oluşmaktadır. Çakılları köşeli, boylanmamış, birbirleriyle teması, çimentosu sıkı olanlarda oldukça fazla, gevşek çimentolularda ise yoktur.

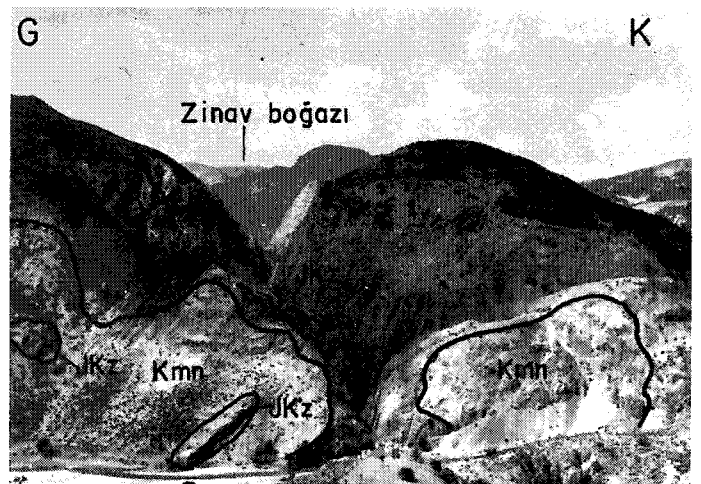
Bazik akıntı, genellikle andezit, yer yer bazalt ve spilitik karakterdedir. Koyu gri, kahverengimsi, yeşilimsi ve mor renkli; orta—kalın tabakalı, yer yer tabakasız, dokusu pek belli değil, ince taneli akıntı yapısı göstermekte, değişik yönde çatlaklı ve çatlaklar yer yer kalsit dolguludur. Bazan aglomeratik özellikte ve ayrışmadan dolayı yer yer yumru biçiminde çıkıntılar oluşturur. Bu bazik akıntılar kuzeyde (Gölköy—Aybastı çizgisinin kuzeyi) daha egemen durumdadır. Mikroskopik olarak belirgin bir porfiri dokuda, serizitleşmiş, kısmen bozuşmuş ve albitleşmiş plajiyoklas kristalleri, az miktarda klinopiroksen (ojit), ayrıca içlerinde klinopiroksen kalıntıları kapsayan klorit, tümüyle klorit ve bazen de uralitle doldurulmuş yalancı şekiller ve yalancı şekillerin etraflarını halka şeklinde çevirmiş kuvars agregatları kloritik bir metaryal ve opak mineralden oluşan hamur içerisinde izlenmiştir.

Kireçtaşı, Mesudiye Formasyonu içerisinde Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi'nden oluşan fakat harita birimi olarak ayrılamayan kireçtaşı düzeyleri ile farklı özellikteki killi, tüflü ve kumlu kireçtaşı düzeyleri görülmektedir. Gri, yeşil ve bordo renkli, genellikle ince-orta tabakalıdır. İçerisindeki kum ve kil oranı kuzeyde, tüf ve kil oram ise Mesudiye dolayında artmaktadır. Çeşitli yönde çatlaklı, çatlaklar kalsit ve silis dolgululu, ince kristalli, do kuşuz ve ele teması pürüzlüdür. Yer yer bazik akıntı ve aglomera parçaları içermekte ve bunlarla dereceli geçiş göstermektedir.

Tüfit, Mesudiye Formasyonu'nda en egemen kayatürüdür. Güneyde özellikle Mesudiye dolayında kuzeye göre daha yaygındır. Genellikle koyu gri, gri, yeşil ve kahverengi, ince—orta tabakalı bazen tabakasız veya kalın tabakalıdır. Yer yer, özellikle Mesudiye—Yeşilce yolu üzerinde çapraz tabakalıdır. Ele teması pürüzlü, tane boyları çakılçık, ender kireçtaşı çakıllıdır. Kolayca kırılabilen, ince taneli, yer yer kaba taneli ve kloritleşmiş mika ve feldspat taneleri içermekte; bazen de küresel ayrışma göstermektedir. Ayrıca kireçtaşı, bazik akıntı ve aglomera parçalarını tüfitler içerisinde görmek mümkündür.

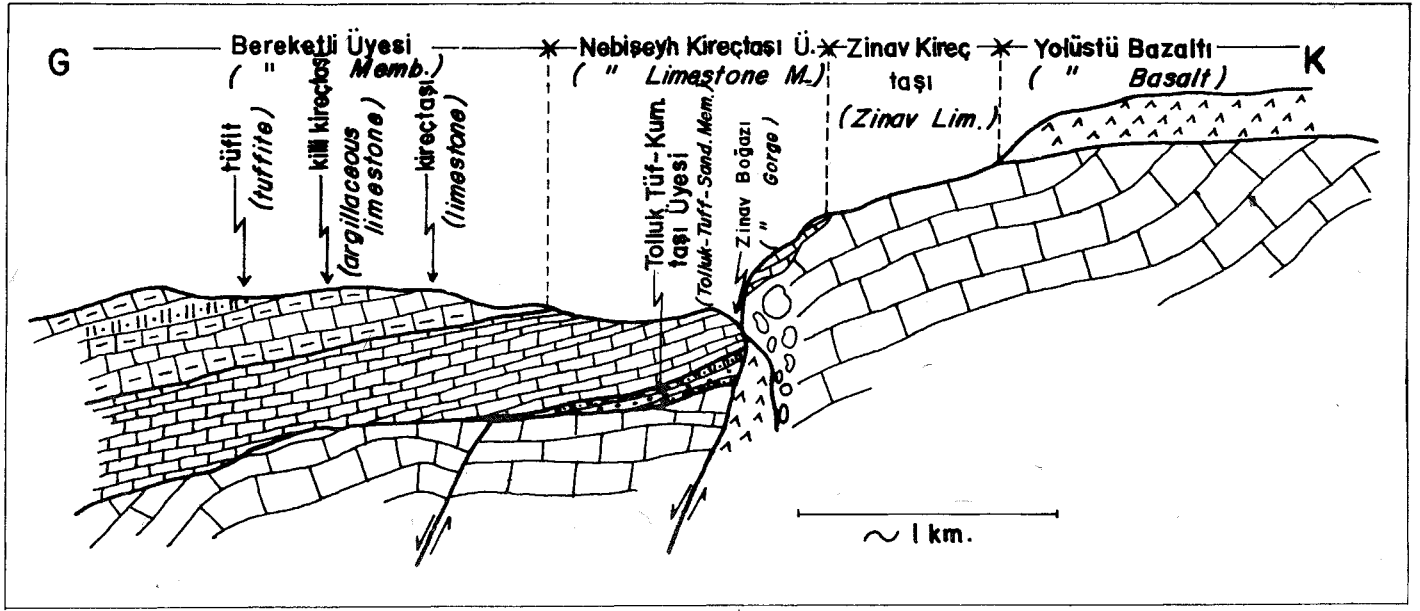
Kumtaşı, Mesudiye Formasyonu içerisinde en az görülen kayatürü olan kumtaşının taneleri tamamen volkanik kökenlidir. Yeşilimsi, gri, kırmızımsıtrak ve kirli sarı renkte, ince—orta tabakalıdır. Genellikle taneleri orta derecede yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış bazen orta boylanmıştır. İnce taneli, elemanların pek çoğu volkanittir. Yer yer küresel ayrışma gösterir. Mikroskopik olarak bozuşmuş feldspat kırıntıları, volkanik kaya parçaları, ojit, biyotit, sanidin ve trakit parçaları, kalsit, demir hidroksit ve demirli opak minerale dönüşmüş bir hamur içinde izlenmektedir.

Mesudiye Formasyonu içinde bazen yersel çakıltaşı düzeylerini görme olanağı vardır. Çakıltaşının çakılları çeşitli boylarda, orta boylanmış, yuvarlanmış, birbirleriyle teması oldukça azdır. Ayrıca kireçtaşı ve volkanitler de görülmektedir. Gevşek tüf ve kireçtaşı çimentoludur. Ayrıca bu formasyonu kesen çeşitli dayklar görülmektedir.



Şekil 3. Reşadiye batısı, Zinav boğazı; Zinav Kireçtaşı (JKz) ve üst seviyelerini svamış olan Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi (Kmn)

Figure 3. Zinav Gorge, West of Reşadiye; Nebişeyh Limestone Member (JKz) overlying Zinav Limestone (JKz)



Şekil 4. Reşadiye KB'sı, Zinav Gölü—Büyükelmaçalı T. arası şematik kesit

Figure 4. Cross section between northwest of Reşadiye and Zinav Lake—Büyükelmaçalı T.

Tolluk Tüf—Kumtaşı Üyesi (kmt). Mesudiye Formasyonu içerisinde ayrılanmış olan ve formasyonun en alt düzeyini oluşturan tüf—kumtaşı ardalanması yalnızca Zinav gölü yakın kuzeyindeki Tolluk T.'de saptanmıştır. Bu üye genellikle tüf ve kumtaşı ardalanmalı, orta tabakalı, kumtaşları biraz kireçli, yer yer yeşilimsi, gri kireçtaşı arakatlı olup, bol lamellibrans kapsamaktadır.

Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi (Kmn). Mesudiye Formasyonu'nun her düzeyinde görülen kireçtaşının en tipik yüzeylemeleri Nebişeyh dolayında izlenmiştir. Bu üyeyi ayrılanmış olarak Zinav gölü, Reşadiye kuzeyinde ve Mesudiye dolayında görme olanağı vardır (Şekil 7), Ancak ayrılanamamış olarak da özellikle kuzeyde Mesudiye Formasyonu içerisinde ince düzeyler ve merceler halinde izlenmektedir. Bu kireçtaşı, genellikle kırmızı, düzenli ve ince—orta tabakalı, yer yer kumlu, gevrek yapılı, kırıntılı ve yer yer marn arakatlıdır.

Mesudiye Formasyonu'nun en alt düzeyini oluşturan Tolluk Tüf—Kumtaşı Üyesi ve Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi'nin, Zinav Kireç taşı'nın aşınmasıyla oluşan çukurları doldurduğu ve yüzeylerini sıvamış biçimde olduğu ve böylece aralarında kesin bir uyumsuzluğun olduğunu söyleyebiliriz (Şekil 3, 4, 8).

Mesudiye Formasyonu kuzeyde (Gölköy—Aybastı çizgisi ile Karadeniz arası) genellikle kuzey—güney doğrultusunda dalgalanma gösterdiğinden farklı kalınlıklar saptanmıştır. Bu formasyonun kalınlığı 100—300 m arasında değişmektedir. Tolluk Tüf—Kumtaşı Üyesi 20—25 m, Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi ise 40—60 m kalınlığa sahiptir.

Bu formasyon çalışma bölgesinin en yaygın birimidir. Kuzeyde volkanik katkısı oldukça fazla olması, bölgede denizaltı volkanik etkinliğin çok yoğun olduğu ve volkanik işlevin azaldığı zamanlarda tortulların çökeldiğini gösterir. Mesudiye dolayında ve Kelkit vadisi kuzey yamacında ise volkanik katkı

kuzeye göre azdır. Reşadiye kuzeyinde ve Zinav gölü dolayında ise volkanik katkı yok denecek kadar azdır ve formasyon tümüyle Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi ile temsil edilmiştir. Bu formasyon içerisindeki kayatürleri birbirleriyle dereceli geçiş göstermekte ve tortullarda sınırlı yanal bir devamlılık görülmekte ve birbirlerinin içerisinde kamalanmaktadır.

Tolluk Tüf—Kumtaşı Üyesi'nden derlenen örneklerde şu önemli fosiller görülmüştür.

- Globotruncana cf. helvetica Bolli
- Paeglobotruncana sp.
- Hedbergella sp.
- Marssonella sp.
- Globotruncanidae
- Globigeriniidae

Bunlara göre birim Senomaniyen—Turoniyen yaşındadır.

Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi'nden derlenen örneklerde:

- Globotruncana linneiana (d'Orb.)
- G. cf. coronata Bolli
- G. tricarinata (Oue.)
- G. ventricosa veya G. concavata arası tipler
- G. cf. globigerinoides Plum.

Bunlara göre birim Koniasiyen—Kampaniyen yaşındadır.

Ayrılanamamış Mesudiye Formasyonu'ndan derlenen örneklerde:

- Globotruncana cf. ventricosa (White)
- G. cf. fornicata (Plum.)
- G. cf. area (Cush.)
- G. linneiana (d'Orb.)
- G. cf. elevata (Brotzen)

Bunlara göre birim Üst Senoniyen (Olasılı Kampaniyen) yaşındadır.

Yukarıdaki fosillerin verdiği yaşlardan da anlaşılacağı gibi Mesudiye Formasyonu, Senoniyen—Kampaniyen yaşındadır. Ayrıca bu formasyon içerdiği fosillere göre pelajik ve denizaltı volkanizmasının etkin olduğu bir ortamda çökelmiştir.

Siyenit (s). Çalışma bölgesinde Topçam çevresi ve batısında, Gököy'ün kuzeydoğusundaki Damarlı Köyü dolayında ve Gököy'ün kuzeybatısındaki Çavuşçayır Mahallesi dolayında siyenit yüzeylemeleri görmek olanaklıdır.

Siyenit, genellikle pembe ve balmumu rengine, değişmiş rengi kirli sarı—kahverengi olup, beyaz ve pembe renkli feldspat, kuvars, biyotit ve albitleşmiş amfibollerini çıplak gözle görmek mümkündür. Genel olarak iri taneli yer yer ise ince tanelidir. Mikroskopik olarak holo kristalin ve mikroyazı dokulu, fazla miktarda potasyum feldspat (serizitleşmiş, kil mineralleşmiş), daha az plajiyoklas, kuvars (ikincil ve birincil kökenli), az muskovit ve opak mineral içermektedir. Fazlaca ayrışmaya uğramış ve ayrışma ürünü olarak kil minerali ve serizit gözlenmiştir.

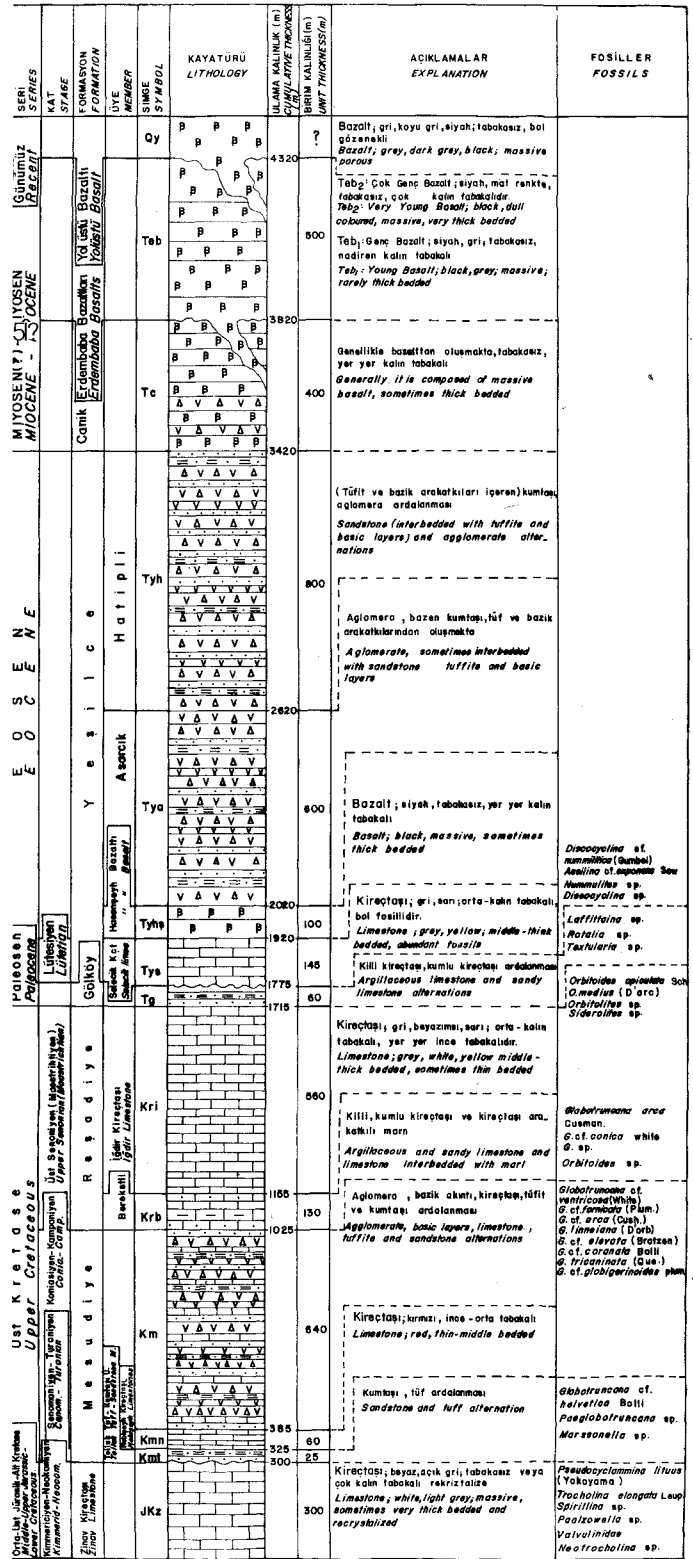
Siyenitin diğer birimlerle dokanağında şu veriler elde edilmiştir: Topçam batısında Mesudiye Formasyonu ile dokanağın yakın yerinde siyenit içerisinde bu formasyona ait silisleşmiş andezit anklavlarına rastlanılmıştır. Yine aynı yerde kırmızı kireçtaşı döküntüleri görülmüştür. Burada Mesudiye Formasyonu'nun siyenit üzerine geldiğine (daha genç olduğuna) ait hiçbir veriye rastlanılmamıştır. Bundan da siyenitlerin Mesudiye Formasyonu'nu kestiği görüşüne varılmıştır. Yine bu bölgede siyenitlerle dokanak halinde olan Gököy Formasyonu'nun siyenitler üzerine bir taban çakıltısı ile geldiği saptanmıştır. Gököy'ün kuzeydoğusundaki siyenitlerin de Mesudiye Formasyonu'nu kestiği dokanaklarındaki incelemelerden anlaşılmıştır. Yine Gököy kuzeybatısındaki siyenite Mesudiye Formasyonu'na ait andezitlerin dokanağı incelendiğinde andezitlerin içerisinde yer yer siyenit dayları görülmekte olup andezitler dokanakta oldukça serttir ve silisleşmiştir.

Bölgemizdeki siyenitlere genel bir yaş verme yoluna gidecek olursak: Mesudiye Formasyonu'nu kestiğinden Kampaniyen sonrası, Gököy Formasyonu'nun siyenitler üzerine bir uyumsuzluk göstererek gelmesinden de Paleosen öncesinde siyenitlerin oluştuğunu düşünebiliriz (Şekil 5, 9).

Dasit (d). Çalışma bölgesinin Gököy—Aybastı çizgisinin kuzeyinde kıyıya kadar çeşitli yerlerde dasit yüzeylemelerini görmek olanaklıdır. Ulubey'in kuzeybatısı, kuzeyi ve kuzeydoğusu, ayrıca Fatsa—Aybastı arasında Akkaya köyü ve Kabataş köyünün dolay dasitin en yoğun olduğu yerlerdir.

Dasit, genellikle açık pembe, açık gri renkte olup, pembe ve beyaz feldspat, kuvars ve biyotitleri çıplak gözle görmek olanaklıdır. Oldukça ayrışmaya uğramış olup, ayrışma rengi kirli gridir. Yer yer breşik yapı göstermekte, bazı yüzeylemeleri saçılmış pirit içermekte ve andezit daylarıyla kesilmektedir. Mikroskopik olarak porfirik dokulu, fenokristaller halinde plajiyoklas (oligoklas), daha az kuvars, taşınmış cam hamur içinde plajiyoklas, kuvars ve çok az biyotit mikrolitleri ile opak mineral içermektedir.

Ulubey doğrusunda, dasitin, Mesudiye Formasyonu ile dokanağında dasitlerin oldukça ayrışmış olduğu ve ayrışan dasitin içerisinde Mesudiye Formasyonu'na ait tüf parçaları izlenmiştir. Ayrıca tüflerin dokanakta oldukça sertleşmiş ve silisleşmiş



Şekil 5. Canik Dağları ile Kelkit Çayı (Kuzey Anadolu Fayı) arasında kalan alanın genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 5. Generalized Columnar section of the area between Canik Mountain Range and Kelkit River (North Anatolian Fault)

olması dasitlerin Mesudiye Formasyonu'nu kestiğini kanıtlamaktadır. Yine Gölköy batısında yol üzerindeki dasitlerin bir intrüzyon olduğu ve Mesudiye Formasyonu'na ait andezitleri kestiği gerek yer şekli, gerek dokusu, gerekse etrafındaki andezitlerin parçalanmasından ve sertleşmesinden anlaşılmaktadır. Dasitlerin Fatsa Formasyonu ile dokanağı incelendiğinde, dasitin bu formasyonu kestiğine ilişkin hiçbir veriye rastlanılmamasına karşılık Fatsa Formasyonu'nun çökmesi sırasında önceden oluşmuş eski bir engebe olduğunu kanıtlayacak veriler elde edilmiştir. Şöyle ki Ordu—Ulubey şosesinin Ulubey yakınındaki bir dasit kütlesi üzerine, Zinav Kireçtaşı ve dasit çakıllarını içeren bir taban çakıltaşı ile Fatsa Formasyonu oturmaktadır.

Bölgedeki dasitlere genel bir yaş verme yoluna gidecek olursak; Mesudiye Formasyonu'nu kestiğinden ve Fatsa Formasyonu dasitler üzerine bir uyumsuzluk göstererek geldiğinden Maestrihtiyen öncesi (olasılı Kampaniyen yaşlı birimlerin çökmeye devam ettiği) bir zamanda dasitlerin oluştuğu düşünülebilir (Şekil 5, 9).

Reşadiye Formasyonu (Kr).

Bereketli Üyesi (Krb). Killi, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı arakatlı marnlardan oluşan kayatürlerinin tipik yüzeylemelerine Bereketli dolayında ayrıca Reşadiye—Bereketli yolunun 5—10 km'lerinde yol boyu, Kaşınar köyü, Doğan-tepe ve Kuzbağı köylerinde ve Bereketli dolayında yüzeylemelerini görme olanağı vardır.

Bu üneyi oluşturan kayatürleri şu özellikleri içermektedir: Marn, üyenin egemen kayatürüdür. Genellikle gri renkte, değişmiş rengi grimsi sarı, renk dağılışı tekdüze, ince tabakalı, yer yer laminalı, aralarında sert çıkıntılar yapan orta tabakalı killi ve kumlu kireçtaşı arakatlıları oldukça fazladır. Kireçtaşı, gri renkte, değişmiş rengi sarı, orta—kalın tabakalı, tane boyları çakılcık, ele teması pürüzlü ve yer yer kil ve kum oranı değişmektedir. Sert kırılımlı ve az olarak ince tabakalı marn arakatlıdır.

Bereketli Üyesi'nin alt dokanağının Zinav Kireçtaşı ile uyumsuzluk gösterdiği, Mesudiye Formasyonu (ayrılmamış) ile Reşadiye ve dolayında, Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi ile Nebişeyh ve Zinav gölü dolayında uyumluluk gösterdiği ve bunun yanında aralarında bir dereceli geçişin olmadığı saptanmıştır. (Şekil 6).

Kalınlığının fazla bir değişim göstermediği ve ölçülen kesitlerde 125—130 m arasında değiştiği saptanmıştır. Reşadiye dolayında marn içerisindeki kireçtaşı arakatlıları oldukça fazla olmasına karşın Bereketli dolayında kireçtaşı arakatlısı az ve kil, tuf oranı fazladır. Ayrıca bu üye içerisindeki kayatürleri birbirleriyle dereceli geçiş göstermektedir.

Bereketli Üyesi'nde şu önemli fosiller saptanmıştır:

- Globotruncana arca (Cushman)
- G. cf. conica White
- G.sp.
- Orbitoides sp.
- Siderolites sp.
- Globigerina sp.
- Gümbelina sp.

Bu fosillere göre Bereketli Üyesi, Maestrihtiyen yaşında olup genel olarak neritik, ancak denizin yer yer derinleştiği yerlerde de pelajik bir ortamda çökmüştür.

İğdir Kireçtaşı Üyesi (Kri). Reşadiye Formasyonu'nun diğer bir üyesi olan kireç taşının en tipik yüzey lemeleri İğdir Dağı'nda gözlenmiştir. Ayrıca Kelkit vadisi kuzey yamacındaki yüksek tepelerde geniş yayılım göstermekte, Bereketli dolay ve batısında dağınık halde irili ufaklı yüzeylemeleri izlenmektedir.

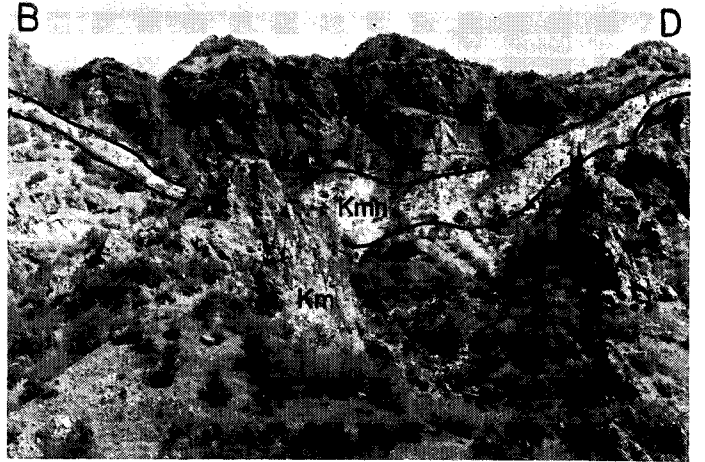
Bu kireçtaşları, genellikle gri, beyazımsı ve yer yer sarı renkte, değişmiş rengi kirlili gri ve sarı, orta—kalın tabakalı, bazen çok kalın, yer yer ince tabakalıdır. İnce kristalli, kalsirudite niteliğinde, dayanımlı, ele teması pürüzlü ve oldukça çatlaklı, çatlaklar yer yer kalsit dolguludur. Çavdar yaylası dolayında oldukça kıvrımlı olup, devrik antiklinal ve senklinal oluşturmaktadır. Kil ve kum oranı yer yer değişmekte, az olarak çakıltaşı niteliğinde, az yeniden kristalize ve çok az ince tabakalı marn arakatlıları izlenmekte olup bol mikro—makrofosillidir.

İğdir Kireçtaşı Üyesi'nin alt dokanağının Zinav Kireçtaşı ile uyumsuzluk gösterdiği, Mesudiye Formasyonu (ayrılmamış) ile Bereketli dolayında uyumluluk gösterdiği, ancak aralarında bir dereceli geçişin de olmadığı, Bereketli Üyesi ile Bereketli dolayında aralarında bir dereceli geçişin olduğu saptanmıştır.

Bu kireçtaşının kalınlığı büyük değişimler göstermektedir. Kelkit vadisi kuzey yamacında 560 m, daha kuzeyde 180 m ve Bereketli dolayında ise 50 m kalınlıktadır. Bu üyenin Kelkit vadisi kuzey yamacından kuzey ve kuzeybatıya gidildikçe kalınlığı azalmaktadır. Kireçtaşı içerisindeki kil, kum oranı ve marn arakatlısı Kelkit vadisi kuzey yamacında daha egemen, Çavdarlı yaylası ve Bereketli dolayında ise yok denecek kadar azdır.

İğdir Kireçtaşı Üyesi'nin çeşitli yerlerinden derlenen örneklerde şu önemli fosiller saptanmıştır.

- Orbitoides apiculata Sch.
- Orbitoides medius (d'Arc.)
- Orbitolites sp.



Şekil 7. Mesudiye—Gölköy karayolunun kuzeyi; Mesudiye Formasyonu'na (Km) ait iki aglomera düzeyi arasında Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi (Kmn)

Figure 7. North of the highway between Mesudiye and Gölköy; Nebişeyh Limestone Member (Kmn) lying between two levels of agglomerate of Mesudiye Formation (Km)



Şekil 8. Zınav deresinin batısı; Zınav Kireçtaşı (JKz) ile Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi'nin (Kmn) dokanak ilişkisi

Figure 8. West of Zınav creek; boundary between Zınav Limestone (JKz) and Nebişeyh Limestone Member (Kmn)

Siderolites sp.	%
Orbitoides sp.	
Ophtalmidiidae	
Omphalocyclus sp.	

Bunlara göre birim Maestrihtiyen yaşındadır. Yukarıdaki fosillere ve kayatürü özelliklerine göre, İğdir Kireçtaşı Üyesi neritik bir ortamda çökelmiştir.

Bereketli Üyesi ve İğdir Kireçtaşı üyesi'ni içeren Reşadiye Formasyonu Kelkit vadisi kuzey yamacında, Reşadiye ve Bereketli dolayında oldukça yaygındır. Çalışma alanının kuzeyinde (Canik dağlarından Karadeniz'e kadar) bu formasyonun yüzeylemelerine rastlanılmamıştır. Alt düzeylerinde (Bereketli Üyesi) kil ve kum oranı oldukça fazla, kireç oranı az ve genellikle marn şeklindedir. Bunlar Reşadiye ve Bereketli dolayında daha yaygındır. Üst düzeyleri (İğdir Kireçtaşı Üyesi) ise kil ve kum oranı bakımından az, kireç oranı oldukça fazla ve genellikle kireçtaşı şeklindedir. Bu kireçtaşları Kelkit vadisi kuzey yamacında daha yaygın ve alttaki marnlara göre oldukça büyük kalınlıklara erişir. İki düzey birbirleriyle dereceli geçiş göstermekte ve alt düzeyleri Üst Senoniyen (Maestrihtiyen), üst düzeyleri ise kesinlikle Maestrihtiyen yaşındadır. Reşadiye Formasyonu'nun içerdiği fosillerden çökelme ortamı hakkında şu sonucu çıkarabiliriz: Kelkit vadisi kuzey yamacında kıyıya yakın ve neritik bir ortamın egemen olduğu, daha kuzeybatıya (Reşadiye ve Bereketli dolay) gidildikçe denizin yer yer derinleştiği, neritik ve pelajik faunanın içice yaşadığı bir ortamın egemen olduğunu söyleyebiliriz.

Fatsa Formasyonu (Kf). Kireçtaşı, killi—kumlu ve tüflü kireçtaşı ve tüfit aralanmaları ile yer yer kumtaşı, aglomera ve yersel çakıltaşı arakatıklarından oluşan bu dizinin en tipik yüzeylemeleri Fatsa ve dolayında izlenmiştir. Ayrıca bu formasyonun yüzeylemelerini Gölköy—Aybastı çizgisinin kuzeyinde genellikle Fatsa, Perşembe, Ordu, Ulubey ve Gölköy dolayında izleme olanağı vardır (Şekil 6).

Bu formasyonu oluşturan kayatürlerinin özelliklerine kısaca değinelim:

Kireçtaşı, genellikle gri, beyaz ve sarımsı renkte, ortakalın tabakalı, çok az kumlu ve killi olup, aralarında yer yer ince tabakalı killi düzeyler görülmektedir. Taneli bir yapıya ve konkoidal kırılma yüzeyine sahip, yer yer, özellikle Gölköy dolayında yeniden kristalize ve bol çatlaklıdır. Bazı düzeyleri çakıltaşı niteliğinde, dayanıklı ve diğer düzeylere göre oldukça sert çıkıntılar oluşturmakta, bazen makrofosil kavkılı ve bol mikrofosillidir.

Killi—kumlu ve tüflü kireçtaşı, genellikle gri, mavimsi ve açık sarı renkte, ince-orta tabakalı olup, kil—tuf ve kum oranı oldukça fazladır. Kırılma yüzeyi pürüzlü, çok ince ve tekdüze dokuda, aralarında yer yer kalın tabakalı ve sert çıkıntılı kireçtaşı düzeyleri izlenmekte olup, kireçtaşlarına göre daha yumuşak bir yerşekli oluşturur. Yer yer çökelmeye yaşıtlı kayma kıvrımları gösterirler ve makrofosiller oldukça kırtır.

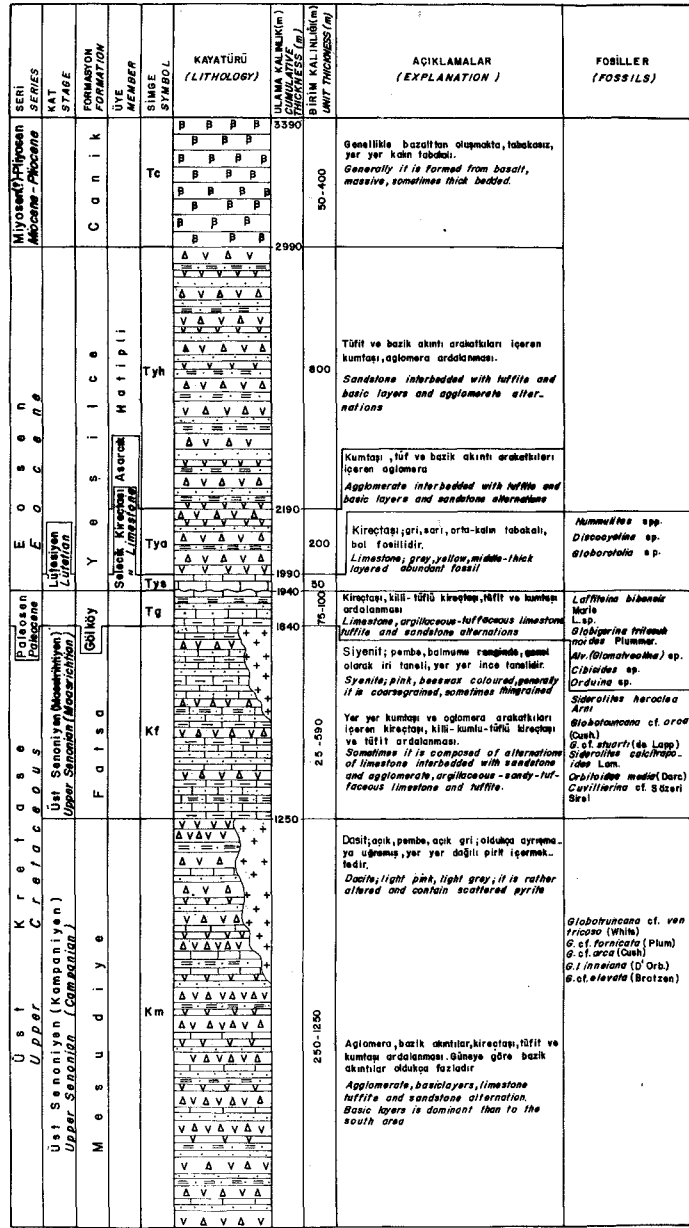
Tüfit, gri ve açık sarı renkte, düzenli ince tabakalı olup, oldukça ayrılmıştır. Ele teması pürüzlü, çok az killi ve kumludur. Çok yumuşak bir yerşekli oluşturmakta ve mikrofosil bakımından oldukça yoksuldu. Mikroskopik olarak çok küçük taneli, fazla miktarda bozmuş volkanik cam ile bu camla kaynaşmış serizit mikrolitleri, az miktarda büyük kristaller halinde andezin, ojit, daha az biyotit ve opak mineral içerirler.

Kumtaşı, gri ve yeşilimsi renkte, orta tabakalı ve ince tanelidir. Tanelerin büyük bir oranı volkanik kökenlidir. Taneleri orta derecede yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış ve kalsit çimento içerisindedir. Ele teması pürüzlüdür. Fatsa Formasyonu içerisinde çok az ve ince düzeyler halinde göze çarparlar.

Aglomera, formasyon içerisinde 0.5 m kalınlığında düzeyler halindedir. Tabakasız olup, çeşitli boylarda andezit çakılları köşeli, boylanmamış, birbirleriyle teması az ve gevşek tuf çimento içerisindedir.

Çakıltaşı, formasyonun daha çok alt dokanağına yakın yerlerde bulunmakta, diğer düzeylerde ise bazen izlenebilmektedir. Tabakasız, çakılları volkanik, gri kireçtaşı, killi kireçtaşı ve bordo renkli kireçtaşından oluşmakta, yuvarlaklaşmış ve kısmen boylanmıştır. Tuf—kum ve kireç çimento içerisinde tanelerin birbirleriyle teması oldukça azdır. Çimentosu genellikle gevşek, bazen serttir. Bu çakıltaşı hem Fatsa Formasyonu'nun hem de alttaki birimlerin çakıllarını içerdiğinden taban çakıltaşından çok yersel çakıltaşı niteliğindedir. Mikroskopik olarak kalsit çimento içinde plajiyoklas (andezin bileşiminde olup ortalama tane boyu 0.4 mm), daha az kuvars, mikrokristalin kireçtaşı parçası (2.5 mm tane boyunda), ortalama 1 mm tane boyunda çört parçaları, tane boyu en çok 2 mm'ye ulaşabilen volkanik kaya parçaları ve opak mineraller vardır.

Fatsa Formasyonu'nun alt dokanağı Çamas kuzeybatısında, Gölköy ve Ulubey kuzeyinde, Mesudiye Formasyonu (ayırtlanamamış) ile uyumluluk göstermekte, ancak aralarında bir dereceli geçiş görülmemektedir. Bazı yerlerde ise Fatsa Formasyonu ile Mesudiye Formasyonu dokanağında çakıltaşına rastlanılmıştır. Bu bir uyumsuzluğu belirleyen taban çakıltaşı olmayıp, iki formasyonun da çakıllarını içeren ve sular ile aktarılmış bir yersel çakıltaşıdır. Ayrıca bölgedeki dasitlerle olan dokanağında bir uyumsuzluk olduğu (Fındıklı'da iki birim arasında, Zınav Kireçtaşı'nın çakıllarını da içeren çakıltaşı saptanmıştır) kesin olarak kanıtlanmıştır.



Şekil 9. Karadeniz ile Canik Dağları arasında kalan alanın genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 9. Generalized columnar section of the area between Black Sea and Canik Mountain Range

Fatsa Formasyonu'nun kalınlığı, özellikle sahilde tabakaların büyük dalgalanmalar göstermesinden değişken olup, Çamaş kuzeybatısında en büyük kalınlığa (590 m) ulaşmaktadır (Şekil 9). Daha güneye gidildikçe kalınlığın düştüğü ve Gölköy dolayında ise en düşük kalınlığa (25—50 m) eriştiği saptanmıştır. Genel olarak kalınlığı 25 ila 590 m arasında değişmektedir. Bu formasyon içerisindeki kil, kum oranı ve volkanik katkı sahilde ve Ulubey dolayında oldukça fazla olmasına karşın Gölköy'ün hemen kuzeyinde kil ve kum oranı daha az, volkanik katkı yok denecek kadar az ve tamamen kireçtaşı egemendir.

Formasyonun çeşitli yerlerinden toplanan örneklerde şu önemli fosiller saptanmıştır:

- Siderolites herochea Ami
- Siderolites calcitrapoides Lam
- Cuvillierina cf. Sözeri Sirel
- Orbitoides media (d' Arc.)
- Globotruncana cf. arca (Cush)
- G. cf. stuarti (de Lapp.)
- G. tricarinata (Oue.)
- G. linneiana (d'Orb.)
- G. cf. conica (White)

Bu fosillere göre Fatsa Formasyonu Üst Senoniyen (Maestrihtiyen) yaşındadır.

Genel olarak Fatsa Formasyonu Perşembe ve Gölköy dolayında neritik bir ortamda, Fatsa, Ordu ve Ulubey dolayında ise denizin yer yer derinleştiği ve volkanik faaliyetin az da olsa egemen olduğu bir ortamda çökelmiştir.

Fatsa Formasyonu ve Reşadiye Formasyonu'nun gerek içerdikleri fauna, gerekse kayatürü özellikleri bakımından aynı ortamın çökelleri olduğunu söyleyebiliriz. Ancak Fatsa Formasyonu'ndaki volkanik katkı Reşadiye Formasyonu'na göre oldukça fazladır. Fatsa Formasyonu'nun sahildeki kayatürleri Reşadiye Formasyonu'nun alt düzeylerine, Gölköy kuzeyindekiler ise Reşadiye Formasyonu'nun üst düzeylerine karşılıktır (Şekil 5,9).

Tersiyer Kayalar

Gölköy Formasyonu (Tg). Kireçtaşı, killi ve tüflü kireçtaşı, tüfit ve kum taşı arakatkıları, kömür ve yer yer aglomera arakatkılarından oluşan bu kayatürlerinin en tipik özellikleri ve en yaygın olduğu yer Gölköy dolayındadır. Ayrıca Gölköy—Aybastı yolu boyunca yer yer ufak yüzeylemelerini, Topçam batısındaki Çukuralan köyü dolayında ve Kelkit vadisi kuzey yamacındaki Sugözü köyünün kuzeyindeki tepede yüzeylemelerini izlemek olanaklıdır (Şekil 6).

Formasyonu oluşturan kayatürlerinin özelliklerine kısaca değinelim:

Kireçtaşı, Genellikle koyu gri, gri ve sarı, orta—kalın tabakalı, yer yer sık dokulu, ince taneli, bazen kaba kum taneli ve kaba kristallidir. Bazı düzeyleri çakıltaşı niteliğinde ve ele teması pürüzlüdür. İçerisindeki kum oranı yer yer değişmekte, Kelkit vadisi kuzey yamacında ve Topçam dolayında artmaktadır. Aralarında bazen ince tabakalı killi kireçtaşı ve tüfit arakatkıları izlenmektedir.

Killi ve tüflü kireçtaşı, gri, açık gri ve sarı renkte, ince-orta tabakalı, kil oranı yer yer %50'ye kadar çıkmakta ve ele teması pürüzlüdür. Çok az oranda kumlu, yer yer kalın tabakalı kireçtaşı, tabakasız gevşek aglomera ve tüfit arakatkıları izlenebilmektedir.

Tüfit, gri ve mavimsi, ince tabakalı, kireçli ve yer yer çok az kumludur. Kömür damarının tabanındaki tüfitler mikrofossil bakımından oldukça zengin, damarlar arasındaki ve kömürlü dizi tavanında bulunan tüfitler ise Lamellibrans ve Gastropot kavkı ve kalıplarının bolluğu ile dikkati çeker. Mikroskopik olarak; hamuru tamamen kalsitleşmiş ve andezin, andezit parçaları, çört ve kirlili opak mineraller ile az miktarda fosil kırıntılarında oluşmuştur.

Kumtaşı, orta—kalın tabakalı, tanelerinde volkanik malzeme egemen, feldspat, kuvars ve biyotit taneleri orta derecede yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış, kaba taneli ve kalsit bir hamur içerisindedir. Mikroskopik olarak; başlıca plajiyoklas kırıntıları, uralitik oluşumlar, klorit, opak ve kısmen demirli bir mineraller yer değiştirmiş opak oluşumlar, kalsit, kuvars ve biyotit taneleri kalsit bir hamur içerisinde izlenmektedir. Gölköy Formasyonu içinde ayrıca alt kısımlarında çok ince düzeyler halinde andezit çakıllı ve gevşek tuf çimentolu aglomera ile üst düzeylerinde ortalama kalınlığı 0.50 m olan kömürlü düzeyler görülmektedir.

Gölköy Formasyonu 'nun alt dokanağı Gölköy doğusunda Mesudiye Formasyonu ile bir uyumsuzluk göstermemektedir. Fatsa Formasyonu ile Gölköy kuzeyinde, İğdir Kireçtaşı ile Sügözü kuzeyindeki tepelerde dokanak halindedir. Elde ettiğimiz verilere göre aralarında bir uyumsuzluğun olmadığı ve gerek Fatsa Formasyonu gerekse İğdir Kireçtaşı üyesi'nin çökmesini sağlayan koşulların bu formasyonun çökmesi sırasında devam ettiği kanısındadır.

Formasyon, Topçam batısındaki siyenitler üzerine Çukur alan köyü dolayında bir uyumsuzluk göstererek gelmektedir.

Gölköy Formasyonu'nun görünür kalınlığı kuzeyde (Gölköy civarı), güneye göre daha fazla ise de gerçekte güneyde daha kalın ve iyi gelişmiş olduğunu fakat genç bazaltlarla örtülü olmasından ufak yüzeylemeler halinde görüldüğünü söyleyebiliriz. Gölköy dolayında görünür kalınlığı 75—100 m, güneyde ise 60 m olarak ölçülmüştür. Bu formasyonun Gölköy dolayında çakıltası, kaba kumtaşı ve kumlu sert killi kireçtaşlarından oluşan alt düzeyi (30—50 m), batıda yani Aybastı'da görülmemektedir. Üst düzeyleri ise kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçli tüfit dizilerinden oluşup batı kesiminde görülen kayatürüne uygundur ve kömür içerir. Topçam dolayındaki Gölköy Formasyonu'nun alt düzeyinde ince bir düzey halinde çakıltası, kumtaşı ve tüfit araldanması (1—2 m) görülmekte, üst düzeyleri ise kireçtaşı ve kireçtaşı ile dereceli geçişli tüfitlerden oluşmaktadır. Kelkit vadisi kuzey yamacında ise killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve çakıltası niteliğinde kireçtaşı araldanmasından oluşmuştur (Şekil 5,9).

Gölköy Formasyonu'ndan derlenen örneklerde şu önemli fosiller görülmüştür:

Laffiteina bibensis Marie
L. sp.
Orduina sp.
Globorotalia sp.
Discocyclus sp.
Globigerina triloculoides Plummer
Nodosariidae
Alv. (Glomalveolina) sp.
Rotalia sp.
Cibicides sp.

Bunlara göre birim Paleosen yaşındadır.

Yukarıdaki fosilleri içeren bu formasyon zaman zaman ilerleme ve çekilme gösteren kıyı çizgisi ve derin olmayan denizel bir ortamda çökelmiş ve bir yandan da yer yer volkanik işlemler devam etmiştir.

Yeşilce Formasyonu (Ty)

Selecik Kireçtaşı Üyesi (Tys). Bu kireçtaşlarının en tipik yüzeylemelerine Selecik Mahallesi dolayında rastlanır; en yaygın

olduğu yerler ise; Yeşilce dolayı, Gölköy—Aybastı yolu boyunca dik yarlar halinde, Üçyol köyü kuzeyi, Çukuralan köyü dolaydır. Ayrıca güneyde ise özellikle Bereketli doğusunda ufak yüzeylemeler halinde korunduğunu görmek olanaklıdır (Şekil 6).

Bu kireçtaşının genel rengi gri ve kirli sarı, orta—kalın tabakalı, bol fosillidir. Ele teması pürüzlü, kalsirudit niteliğinde, kaba kristalli ve çatlaklıdır. Gölköy—Aybastı arasında hafif eğimli Gölköy Formasyonu üzerinde Selecik Kireçtaşı Üyesi 30—40 m'lik dik yarlar oluşturarak hemen göze çarpmaktadır.

Selecik Kireçtaşı Üyesi'nin alt dokanağı Konacık köyü kuzeyinde Mesudiye Formasyonu ile yalancı bir uyumluluk göstermesine karşın Üçyol kuzeyinde kesin olarak büyük bir açılmalı uyumsuzluk göze çarpmaktadır. İğdir Kireçtaşı Üyesi ile Taşlıca Köyü batısında, Gölköy Formasyonu ile ise Gölköy dolayında aralarında büyük açılmalı uyumsuzluk görülmektedir.

Bu kireçtaşının büyük kalınlıklara erişmediği ve Yeşilce dolayında 145 m'iken Gölköy—Aybastı arasında 40—50 m'ye düştüğünü söyleyebiliriz. Tekdüze bir fasiyes göstermekte ise de ancak Gölköy—Aybastı yolundaki kireçtaşlarının üst düzeylerinde ve Bereketli doğusunda kum ve tuf oranı daha fazladır (Şekil 5, 9).

Formasyondan toplanan örneklerde şu önemli fosiller görülmüştür:

Assilina cf. exponens Sow
Discocyclus cf. nummulitica (Fumbel)
Discocyclus sp.
Nummulites sp.
Globorotalia sp. #
Actinocyclus sp.
Sphaerogypsina sp.

Örneklerin içermiş olduğu fosillerden anlaşılacağı gibi Selecik Kireçtaşı Üyesi, Alt—Orta (Lütesiyen) Eosen yaşındadır. Bu kireçtaşı derin olmayan denizel bir ortamda çökelmiştir.

Hasanşeyh Bazaltı (Thys). Bu bazaltların en tipik yüzeylemeleri Reşadiye'nin kuzeydoğusundaki Hasanşeyh dolayında izlenmiş olup ayrıca Reşadiye'nin kuzeydoğusundaki Kavaklıdere köyü, Bereketli batısında ve kuzeyindeki Bozçalı ve Işıklar köyleri dolayında geniş yayılım gösterir (Şekil 6).

Bu bazaltlar genellikle siyah renkte, tabakasız, yer yer kalın tabakalı, tabaka eğimleri yataya yakın ve tabakalanmaya dik çatlaklar gelişmiştir. Yer yer ayrışmaya uğramış ve ayrışma rengi kırmızıdır. İçerisinde iri ojitler göze çarpmakta, bazen aglomeratik bir görünüm sunmaktadır. Mikroskopik olarak; porfiritik dokuda, makrofenokristaller halinde plajiyoklas (labrador, albit ikizli), daha az ojit taneleri içeren plajiyoklas ve ojit mikrolitleri ile kloritleşmiş volkanik cam ve opak mineralli hamurdan oluşmaktadır.

Bazaltların alt dokanağının Bereketli Üyesi ve İğdir Kireçtaşı Üyesi ile açılı bir uyumsuzluk gösterdiğini elde ettiğimiz verilere göre söyleyebiliriz. Bazaltların kalınlığı fazla bir değişim göstermemekte olup, kalınlığının 50—100 m dolayında olduğunu söyleyebiliriz.



Şekil 10. Konacık köyü kuzeyi; Selecik Kireçtaşı Üyesi (Tys) ile Asarcık Üyesi (Tya) arasındaki dereceli geçiş

Figure 10. North of Konacık Village, gradual transition between Selecik Limestone Member (Tys) and Asarcık Member (Tya)

Hasanşeyh Bazaltı'nın kesin yaşını belirleyecek herhangi bir bitki vs. kalıntısına rastlanılmamıştır. Ancak arazi gözlemlerine dayanılarak Selecik Kireçtaşı Üyesi ile hemen hemen aynı yaşta olduğu, yani Eosen yaşta olduğunu söyleyebiliriz.

Asarcık Üyesi (Tya). Egemen kayatürü aglomera, bazen kumtaşı, tuf ve bazik akıntı arakatıklarından oluşan bu dizinin en iyi özellikleri Asarcık köyü dolayında görülmektedir. Yeşilce'den güneybatıya doğru Karabayır köyüne kadar bir yayılım gösterirler. Çalışma bölgesinin başka yerlerinde yüzeylemelerine rastlanılmamıştır.

Aglomera, genellikle gri, bazen mor renkte, tabakasız, yer yer kalın tabakalı, ufak çakıl, çakıl ve blok büyüklüğünde bazalt taneleri, sıkı yer yer gevşek tuf ve bazalt çimento içinde yer almaktadır. Taneleri boylanmamış, köşeli ve birbirleriyle teması sıkı çimentoluda çok, gevşek çimentoluda ise oldukça azdır. Bu aglomeralar içerisinde yer yer, gri renkli, ince—orta tabakalı ve ince taneli volkanik kumtaşları, bordoya çalan renkte ince tabakalı ve kumlu kireçtaşı arakatıkları izlenmektedir.

Kumtaşı, labradorit, hornblend, ojit ve bazalt taneleri, kalsit çimento, ve ayrıca mikrofosil içermektedir.

Asarcık Üyesi Mesudiye kuzeyindeki Konacık köyü yakın kuzeybatısında, Mesudiye Formasyonu üzerine düşük açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Daha batıya gidildiğinde bu üyenin Mesudiye Formasyonu üzerine açılı bir uyumsuzlukla geldiği görülmektedir. Yine Konacık köyü yakın kuzeyinde Selecik Kireçtaşı ile dereceli geçiş gösterdiği izlenebilmektedir (Şekil 10).

Bu üyenin kalınlığı yer yer değişimler göstermekte ve tekdüze bir fasiyes göze çarpmaktadır. Kalınlığının 200—600 m dolayında olduğu düşünülmektedir.

Asarcık Üyesi'nin az olarak arakatıklar halinde içerdiği kumlu kireçtaşları yaş saptamak için yeterli olmamıştır. Ancak, alttaki Eosen yaşlı Selecik Kireçtaşı Üyesi ile kesin olarak dereceli geçiş göstermesi bu üyenin de Eosen yaşında olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 10).

Hatıpli Üyesi (Tyh). Kumtaşı ve aglomera araldanması, tufit ve bazik akıntı arakatıklarından oluşan bu dizinin en tipik yüzeylemelerine Hatıpli mahallesinde rastlanılmakta olup ayrıca Yeşilce—Gölköy—Aybastı ve Bereketli arasında kalan bölgede geniş bir yayılım gösterir (Şekil 5).

Bu üneyi, oluşturan kayatürlerinin özelliklerini kısaca özetlersek:

Kumtaşı, genellikle gri, ince-orta tabakalı, taneleri ince ve volkanik olup orta derecede yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmıştır. Yer yer çimentosu yeşilimsi, tane boyları büyümekte ve çakıltaşı niteliğini kazanmaktadır. Ayrıca küresel ayrışma da görülmektedir.

Aglomera, çimentosu genellikle gri, bazen siyaha yakın ve mor renkte, tabakasız, yer yer kalan tabakalıdır. Taneleri çeşitli boylarda ve andezit, yer yer bazalt ve tuf olup boylanmamış, köşeli ve birbirleriyle teması oldukça azdır. Çimentosu sıkı ve genellikle tuf olup yer yer andezit niteliğindedir. Kumtaşı ve aglomera araldanması içerisinde yeşil ve gri renkte, ince tabakalı, aşınma yüzeyleri yumru yumru olan tuf ve yeşilimsi, bordo ve gri bir ara maddesi içinde açık renkli, yer yer 2-6 mm çapında limonitleşmiş feldspat içeren, tabakasız andezit arakatıkları izlenebilmektedir. Mikroskopik olarak andezit, hemikristalin profik dokulu, tümüyle kalsitleşmiş, demir hidroksitleşmiş ve kaolinleşmiş olup plajiyoklas fenokristalleri, kristalli camsı hamur içerisinde yer alır; demir hidroksit, kuvars ve kalsit dolgusu boşluklar içerir.

Hatıpli Üyesi alt dokanağının Yeşilce Formasyonu'nun diğer üyeleri olan Selecik Kireçtaşı Üyesi ile Yeşilce kuzeyinde ve Gölköy—Aybastı yolunun güneyinde; Hasanşeyh Bazaltı ile Bereketli kuzeyinde; Asarcık Üyesi ile Selecik Mah. kuzey-batısında tam bir uyumluluk gösterdiği, bazı yerlerde ise aralarında derceli bir geçişin olduğu kesin olarak görülmektedir.

Bu üyenin içerisindeki kayatürlerinin tabaka eğimlerinin büyük dalgalanmalar göstermesinden kalınlığın yersel olarak çok değiştiği görülmektedir. Yeşilce kuzeyinde 185 m, Hatıpli kuzeydoğusunda ise 160 m kalınlık ölçülmüştür. Ancak Gölköy—Aybastı çizgisinin güneyinde ise büyük kalınlıklara erişmekte olup olası kalınlığı 700—800 m dolayındadır. Hatıpli Üyesi, Yeşilce Formasyonu'nun en yaygın üyesi olup genellikle tekdüze fasiyeste ancak Yeşilce kuzeyinde, Arıcılar ve Hatıpli mahallesi dolayında kumtaşı ve tufün, diğer yerlerde ise aglomeranın egemen olduğunu söyleyebiliriz.

Hatıpli Üyesi'nin içerisindeki, az da olsa tortullardan derlenen örneklerde fosillere rastlanılmamıştır. Ancak alttaki Eosen yaşlı Selecik Kireçtaşı ve Asarcık üyesi ile uyumlu olması ve bazı yerlerde dereceli geçiş göstermesi bu üyenin de Eosen yaşında olduğunu kanıtlamaktadır.

Tek tek üyelerini incelediğimiz Yeşilce Formasyonu'nun özelliklerine kısaca değinelim: K'de Yeşilce Gölköy—Aybastı çizgisinde Eosen yaşında kalın kireçtaşı (Selecik Kireçtaşı Üyesi) çökmesine karşıt, G'de Bereketli dolayında yer yer ince kireçtaşı oluşumu yanında kalın bir bazalt akıntısı da (Hasanşeyh Bazaltı) yer almaktadır. Kireçtaşı çökmesinden

sonra Eosen denizinde büyük bir hareketlilik devresinin başladığı, taşınma ve volkanik işlemin arttığı bir ortamda kalın Asarcık Üyesi ve Hatipli Üyesi'nin çökeldiğini söyleyebiliriz. Yeşilce Formasyonu'nun bütün üyeleri birbirleriyle uyumlu ve dereceli geçişli olup, paleontolojik verilere göre Eosen yaşında olduğu saptanmıştır. Toplam kalınlığının ise 1600 m'ye eriştiğini söylemek olanaklıdır. Ayrıca Eosen'de genel olarak K'de tortul, G'de volkanik işlemlerin egemen olduğunu söyleyebiliriz.

Canik Formasyonu (Tc). Genellikle bazalttan oluşan bu kayatürünün en tipik özellikleri Canik dağlarında görülmektedir. Ayrıca, bu bazaltın yüzeylemelerini Gölköy—Aybastı güneyindeki Canik dağlarında, Yeşilce kuzeyindeki Ortatepe ve dolayında, Topçam—Gölköy arasında kalan Göltepe ve dolayında izlemek olanaklıdır (Şekil 6).

Bu bazaltlar, genellikle siyah, koyu yeşil, koyu gri ve siyahımsı mor renkli, tamakasız, bazen kalın tabakalı olup, tabaka eğimleri yataya yakındır. Çatlaklı, çatlak yüzeyleri siyahımsı ve sarı renktedirler ve yer yer kalsit bademciklerinin erimesiyle oluşan küçük boşluklar göze çarpmaktadır. Bazen aglomeralı özellikle ayrılmış kısımları andezit görünümündedir. Mikroskopik olarak hemikristalin porfiritik dokuludur, labradorit, belirsiz serpantinleşmiş olivin ve ojit feonokristalleri, labradorit, ojit mikrolitleri ve yer yer opak mineralden oluşan camsı bir kütle içerisinde uzanmaktadır.

Canik Formasyonu'nun alt dokanağının Gölköy doğusu ve güneydoğusunda Mesudiye Formasyonu ve Gölköy Formasyonu ile bir uyumsuzluk gösterdiği kesindir. Hatipli üyesi ile, çeşitli yerlerdeki incelemelerimizde bir uyumsuzluğu belirleyecek veriler bulma olanağı olmamıştır.

Bu formasyonun kalınlığı çeşitli yerlerde değişiklikler göstermek olup olası kalınlığı 50—400 m dolayındadır.

Canik Formasyonu'nun yaşını belirleyecek yaprak, ağaç vs. fosilleri arazide bulma olanağı olmamıştır. Ancak bu bazaltları, altındaki Eosen yaşlı Hatipli Üyesi'nden bir açılal uyumsuzlukla ayırma olanağı olmamıştır. Ayrıca çalışma bölgesi dışındaki verilerin değerlendirilmesine ve eski araştırmacıların görüşlerine göre bu formasyonun Eosen'in en üst seviyeleri ya da Eosen'den daha genç olduğunu düşünmek gerekmektedir.

Erdembaba Bazaltları (Teb₁ Teb₂)

Bu bazaltların yüzeylemeleri Kelkit vadisinin kuzey yamaçındaki Erdembaba tepesi dolayında özellikle Mesudiye—Reşadiye—Koyulhisar üçgeni arasında kalan bölgede geniş yayılım gösterirler. Ayrıca Gölköy—Ordu şosesinin üzerinde Ağuboğazi tepe dolayında yüzeylemelerini görmek olanaklıdır.

Bölgedeki bu bazaltlar da kendi aralarında genç ve çok genç bazaltlar diyekiye ayrılabilirlerdir.

Genç Bazalt (Teb₁): Genellikle siyah, yer yer gri renkte, tabakasız, yer yer kalın tabakalı ve tabaka eğimleri yataya yakındır. Değişmiş yüzeyleri cüruf görünümünde ve yeşil likenlerle kaplıdır. Koyu renkli amfibol fenokristalleri ve ikincil olarak yerleşmiş sarnımsı silis kristalleri içermektedir. Mikroskopik olarak hemikristalin porfiritik dokuludur. Labradorit, ojit ve kısmen serpantinleşmiş olivin fenokristalleri, labradorit, ojit, olivin ve ikincil opak mineraller camsı hamur içerisinde uzanmakta ve serpantin dolgulu boşluklar içermektedir.

Çok Genç Bazalt (Teb₂): Genellikle siyah ve mat renkte, tabakasız, az olarak kalın tabakalıdır. Dokusu pek belli değildir. Oldukça sert, kırılma yüzeyleri midye kabuğu biçiminde ve beşgen soğuma eklemleri göstermektedir. Çürüme yüzeyleri kirlili kahverengi likenlerle kaplıdır. Bu bazaltlar vedileri doldurmuşlar ve sonraki aşınmalarla yer yer sekiler halinde korunmuşlardır. Mikroskopik olarak hemikristalin porfiritik dokuludur. Labradorit, bütünüyle serpantinleşmiş olivin ve ojit fenokristalleri labradorit mikrolitleri ve opak mineralden oluşan camsı bir hamur içerisinde yer almaktadır.

Erdembaba Bazaltları'nın alt dokanağı Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayatürleri ile kesin olarak açılal bir uyumsuzluk göstermektedir. Ayrıca Eosen yaşlı Hatipli Üyesi içerisinde bu bazaltların daykları ve silleri saptanmıştır.

Bu bazaltları oluşturan genç volkanik işlem iki aşamada gelişmiş olabilir. İlk aşamada oluşan genç bazaltlar genellikle Kelkit vadisinin kuzeyindeki tepelerde geniş yayılım gösterirler. İkinci aşamada oluşan çok genç bazaltlar ise genç bazaltların yaygın olduğu yüksek tepelerin kuzeyinde Eosen'in yontmuş olduğu vadilerle ve Koyulhisar kuzeyindeki İğdir Dağı'nın yüksek tepelerinde geniş yayılım gösterirler. İki aşamada oluşan bu bazaltların toplam kalınlığının 0—500 m arasında değiştiğini söyleyebiliriz.

Bu bazaltların diğer birimlerle olan dokanak ilişkisinden elde edilen verilere göre yaşının Eosen'den daha genç, olasılı Miyosen (?)—Pliyosen olduğu görüşündeyiz.

Yolüstü Bazaltı (Oy)

Çalışma Bölgesi'nin en genç volkanik işleminin ürünü olan bu bazalt Yolüstü köyünde, Reşadiye'nin kuzeybatısındaki Yolkaya ve Bağdatlı köyleri arasında, Çukurtaşı tepesi dolayında ve Zinav gölü batısında yüzeylemeleri görülebilir.

Bazaltik Lavlar, genellikle gri, koyu gri, ve siyah, tabakasız, lav kaynakları çevresinde bol gözenekli, yer yer urğansı lavlar ve cüruf halindedir. Gözeneklerde beyaz zeolitler, kaya içinde hornblend, piroksen ve olivin çiplak gözle tanınabilir.

Andezitik lavlar, beyazımsı gri ve pembe olup, 1—3 mm büyüklüğünde feldspatlar, 2—3 mm uzunluğunda hornblend prizmaları ve biyotit pulları çıplak gözle izlenebilmektedir. Mikroskopik olarak plajiyoklas fenokristallerinin bazıları andezin bileşimli, ayrıca ojit fenokristali ve hornblend + opak mineral, biyotit + opak mineral ve boşlukları doldurulmuş olarak kalsit vardır. Hamur albitleşmiş plajiyoklas mikrolitleri ve ince taneler halinde opak mineralden oluşmaktadır. Hamurdaki plajiyoklas mikrolitleri akıntı dokusunu belirleyen bir sıralanma göstermektedir ve hamur içinde yaygın olarak gelişmiş kalsit oluşukları izlenmiştir.

Herbir püskürme merkezi, genellikle birden fazla krater ya da lav kaynaklarına sahiptir. Ancak lav akıntıları birbirine karışmış ve birbirleriyle doğrudan ilişkili olmayan volkanlar aynı aynı püskürme merkezleri olarak kabul edilmiştir. Sözü edilen volkanlara ait lavların bileşimi genellikle bazalt olup yer yer andezit tipleri de yer alır.

Yolüstü Bazaltı'nın oluşumu bölgenin faylanma tektoniğiyle yakından ilgili olup, Üst Kretase yaşta Bereketli Üyesi ve Nebişeyh Kireçtaşı Üyesi'ni, Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyinde ise Alt Miyosen yaşta birimleri (Şeymen, 1975) uyumsuzlukla örter. Yine bölgedeki lavların yer yer genç vadi tabanlarında da akmış olması (Delice ve Zinav derelerine akmış olan

lavlar) ve taze bir akıntının bütün özelliklerini (özellikle Bağdatlı—Yolkay a köyleri arasında lavda) görme olanağı olduğundan, bu genç volkanizmanın Holosen'de (günümüzde) etkinlik göstermiş olması gerekmektedir.

SONUÇLAR

1— Yaklaşık 3000 km²lik bir yer kaplayan çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, 20 adet stratigrafik dikme kesit ölçülmüş ve 11 formasyon, 8 üye ayrılanmıştır.

2— Bölgenin, bütün Karadeniz kuşağına uygulanabileceğini umduğumuz ayrıntılı stratigrafisi ortaya konmuştur. Ayrıca volkanik ve tortul fasiyeslerin K—G ve D—B değişimi irdelenmiştir. Buna göre: Üst Kretase'de K'de volkanik, G'de tortul; Eosen'de K'de tortul G'de volkanik fasiyesler egemendir.

3 — Bölgede, Jürasik—Alt Kretase ve Paleosen yaşta olan yeni kayaların varlığı kanıtlanmıştır.

4 — Gölköy—Aybastı hattı ile Kelkit çayı arasında kalan ve önceleri Üst Kretase olarak yaşlandırılan kayaların çoğunluğunun Eosen ve Miyosen (?)—Pliyosen yaşta olduğu ortaya konulmuştur.

5 — Jürasik—Alt Kretase kireçtaşlarının üstündeki birimlerle, Üst Kretase ile Eosen arasında, Eosen ile daha geç birimler arasında uyumsuzluk olduğu özgün yeni verilerle ortaya çıkarılmıştır.

6 — Bölgedeki Jürasik—Alt Kretase birimlerinin 300 m, Üst Kretase birimlerinin 2600 m, Paleosen'in 125 m, Eosen'in 1600 m ve Miyosen—Pliyosen'in 900 m kalınlıkta olduğu ve bölgedeki bütün birimlerin görünür kalınlığının yaklaşık 5525 m olduğu açıklığa kavuşturulmuştur.

7 — Bölgede çeşitli zamanlarda olmak üzere 5 volkanizma devresi saptanmış olup, bu volkanizmalardan 3'ü denizaltı volkanizması, diğer 2'si ise plato bazaltlarıdır. Volkanizma ürünlerinin Jeoloji haritası üzerindeki dağılımı gözönüne alınırsa, volkanizmanın genel olarak K'den G'ye doğru gençleştiğini söyleyebiliriz.

KATKI BELİRTME

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün önce Jeoloji Dairesi, daha sonra Temel Araştırmalar Daires Başkanlığı'na bağlı olarak sürdürülen ve saha çalışmaları 1973—1974 yıllarında yapılan "Ünye—Hafik Arasında Kalan Bölgenin Jeodinamik Açından İncelenmesi" adlı projenin bir bölümünü oluşturan bu çalışmanın yapılmasına olanak sağlayan o zamanki MTA Enstitüsü Genel Direktörü Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a, araştırmamanın tüm aşamalarında katkıda bulunan eski Temel Araştırmalar Dairesi Başkanı ve MTA Enstitüsü Genel Direktör Yardımcısı Esen Arpat'a teşekkürü borç biliriz.

Ayrıca, Hüseyin Pehlivanoğlu, Coşkun Gürel ve Emin Erkan'ın araştırmaya birer yıl doğrudan katkıları olmuştur. Kendilerine teşekkür ederiz.

Yazının ilk geliş tarihi: 26.12.1979

Yazının düzeltilmeden geldiği tarih: 19.11.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağralı, B., 1967, Ordu ili, Gölköy—Aybastı arasındaki sahada yapılan 1/25.000 ölçekli jeolojik löve ve bölgedeki kömür zuhurlarının incelenmesi hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap., no. 4262, yayınlanmamış.
- Bora, E., Erler, A., ve Ildız, T., 1970, Giresun G39-a2 ve G39-a3 paftalarının jeolojik etüdleri ve maden prospeksiyonu raporu: Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 4438, yayınlanmamış.
- Gedikoğlu, A., 1970, Etude geologique de la region de Gölköy: These de 3 e cycle, Fac. Sc. Université de Grenoble, yayınlanmamış.
- Kalyoncuoğlu, A., Yaşar, M., ve Karabulut, A., 1975, Reşadiye (Tokat) bentonit sahalarında ayrıntılı çalışma raporu: Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 5395, yayınlanmamış.
- Kronberg, P., 1969, Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) tektoniği üzerine fotojeolojik veriler: Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, sayı 74, 57—65.
- Pejatoviç, S. 1971, Doğu Karadeniz—Küçük Kafkasya bölgesindeki metalojenik zonlar ve bunların metalojenik özellikleri: Maden Tetkik ve Arama Ens. Dergisi, sayı. 77, 10—21.
- Schultze—Westrum, H.H., 1960, Giresun—Aksudere (Doğu Pontos cevher bölgesi) hinterlandında yapılan prospeksiyon ve jeoloji harita çalışmaları hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap., no. 3184, yayınlanmamış.
- Schultze—Westrum, H.H., 1962, Ordu—Piraziz—Çambaşı hinterlandı çevresinde 1961 senesinde yapılan cevher yatakları prospeksiyonu ve jeolojik yeni löveler (1/25.000): Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap., no. 3337, yayınlanmamış.
- Seymen, I., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay zonunun tektonik özelliği: Doktora Tezi, İst. Teknik Univ., 192 s.
- Wedding, H., 1963, Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit—Baysurt (Gümüşhane) çevresindeki Jura Stratigrafisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, Sayı 61, 31—66.

Toroslar'da Fasiyes Yönünden Farklı Bir Alt Karbonifer İstifi (Aladağ Bölgesi)

A Lower Carboniferous sequence defined by a distinctive facies in the Taurus Mountains (Aladağ region)

Ahmet AKSAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Toroslar'ın Aladağ bölgesindeki Alt Karbonifer istifi, alt bölümünde "derin su" (havza—yokuşaltı), üst bölümünde "sığ su" (şelf kenarı) fasiyeslerini içerir.

Havza—yokuşaltı fasiyesi genellikle çörtlü kireçtaşlarıyla temsil olunur. Bunlar türbiditik kökenlidir; laminalanma ve ince derecelenme gösterirler; taşınmış ekinoderm parçalarıyla radyolarya ve diğer planktonik fosilleri içerirler. Birlikte bulunan kayalar radyolarya içeren kireç çamurtaşı, şeyl, volkanik taneli kireçtaşı ve altere tüftür.

Şelf kenarı fasiyesi iskeletli ve oolitik kireç taşlarıyla temsil olunur. Kuvarsit ve kuvars kumtaşı, aratabakalar olarak bulunur.

Toroslar'da şimdiye kadar yapılmış çalışmalar, genellikle kıyı ortamını belirten, sığ su fasiyesi özellikleri taşıyan Alt Karbonifer'in varlığını ortaya koymuştur. İlk kez bu çalışmayla, Aladağ bölgesinde Nohutluk Tepe Karbonifer istifinde derin su fasiyesinin varlığı saptanmış olmaktadır.

ABSTRACT: Lower Carboniferous sequence of Nohutluk Tepe in the Aladağ region of Taurus Mountains consists of "deep—water" (basinal—lower slope) facies in the lower parts and "shallow-water" (shelf edge) facies in the upper parts.

Basinal—lowerslope facies is generally represented by silicified limestones. These rocks have turbiditic origin. They show lamination and fine grading; they contain radiolaria and other planktonic fossils with transported echinoderm fragments. Associated rocks are shale, radiolaria bearing lime mudstones, limestone with volcanic grains and altered tuffs.

Shelf—edge facies is represented by skeletal and oolitic limestones. There are quartzite and quartz sandstone interbeds with limestones.

Previous studies in the Taurus Mountains have indicated the presence of Lower Carboniferous sequence of shallow water facies in a near shore environment. It is the first time that this study distinguished the presence of deep—water facies in the Lower Carboniferous sequence of Nohutluk Tepe in the Aladağ region.

GİRİŞ

Toroslar'da değişik yörelerde salt Karbonifer üzerine yapılan çalışmalar (Dumont ve Lys, 1973; Demirtaşlı ve diğerleri, 1978) yanında, değişik amaçlara yönelik olmakla birlikte Karbonifer'le ilgili bilgiler de içeren araştırmalar (Demirtaşlı, 1967; Özgül ve diğerleri, 1973; Özgül, 1976; Monod, 1977) bulunmaktadır. Aladağlar'da Nohutluk Tepe yöresinde Karbonifer'in varlığına ise ilk kez Blumenthal (1952) değinmiştir. Yukarıda anılan çalışmaların ortaya koyduğu bilgiler deneytirme için yeterli ayrıntıda olmamakla birlikte, Toroslar'ın Aladağ bölümündeki Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifinin diğerlerinden farklı fasiyes özellikleri taşıdığı, farklı çökelme ortamı koşullarını yansıttığı kanısına varılmıştır. Bu yazı sözkonusu istif fasiyes özellikleri ile tanıtmak ve Toros kuşağının diğer Alt Karbonifer istifleriyle deneytirme amacıyla hazırlanmıştır.

İncelenen istif, Toroslar'ın Aladağ bölümünde, Kayseri'ye bağlı Yahyalı İlçesinin yaklaşık 20 km güneyindeki Nohutluk Tepe Yöresindedir (şekil 1). Alttaki ofiyolitik melanjla tektonik dokanıklı olan istifte bulunan kayatürleri çörtlü kireçtaşı, volkanik taneli kireçtaşı, altere tuf, kuvarsit, kuvars kumtaşı, iskeletli ve oolitik kireçtaşıdır (şekil 2). İstifin tabanından tavanına değin sürekli ve egemen olan kayatürü kireçtaşıdır.

Çalışma sırasında ölçülü stratigrafi kesiti yapılarak, tabakalanma ve tortul yapılarla makroskopik kayatürü özellikleri incelenmiştir, örneklerden yapılan ince kesitlerin incelenmesi ise mikrofasiyes türlerini ve bunların sınıflandırılmasında Dunham (1962) terimleri kullanılmıştır.

FASİYES

Nohutluk Tepe istifinde iki fasiyes ayırt edilmiştir:

- 1) istifin alt bölümünde görülen "derin su" fasiyesi ve
 - 2) birincisi üzerinde tedrici geçişli olarak yer alan "sığ su" fasiyesi.
- Bu bölümlenme istifin tüm fasiyes örneklerini içerecek ve doğru yansıtacak biçimde, genelleme yapılarak elde edilmiştir.

Derin Su (Havza—Yokuşaltı) Fasiyesi

Kayatürü özellikleri. İstifin alt bölümünü oluşturan bu fasiyeste yaygın kayatürü çörtlü kireçtaşlarıdır. Çörtler çoğunlukla 1—10 cm arası kalınlıkta bantlar, nadir olarak da küçük yumrular biçimindedir. İstif genellikle orta tabakalı olup, tabakalar 15—30 cm arasında kalınlık değişimi gösterirler. Genellikle ince taneli olan kireçtaşının taze yüzeyleri koyu gri—kahverengimsi gri renklidir. Hemen tüm kireçtaşı tabakalarında ince derecelenme ve laminalanma görülür. Laminalar genellikle düz ve paralel, bazı düzeylerde hafif bükülmüştür. İstifin en alt bölümünde kireç taşlarıyla yanal geçişli, siyah renkli bir şeyi düzeyi gözlenmiştir. İstifin bu bölümünde, ince aratabakalar ve ezik düzeyler olarak, donuk yeşil renkli altere tuf sık sık karşılaşılan bir kayatürüdür.

Çörtlü kireçtaşlarında dokusal bileşen taneler olarak sünger spikülleri, radyolaryalar ve diğer planktonik fosiller yaygındır. Opak mineral kırıntıları, volkanik kırıntılar, kuvars taneleri, foraminiferler, ekinoderm parçaları, krinoid parçaları başlıca tane türleridir. Bu tanelerin çoğu taşınmış olma belirtileri sunarlar. Bitüm içeren düzeylere de rastlanır. Bu fasiyesteki kireç taşlarında hamur genellikle mikrit (bazı düzeylerde killi mikrit) tir. Ekinoid ve krinoid malzemesinin bol olduğu bazı düzeylerde hamur neomorfik mikrospar halindedir.

Bu fasiyeste yaygın olan çörtlü kireçtaşı sünger spiküllü, radyolaryalı kireç vaketası ve kireç çamurtaşındır (levha I, şekil 1). Silt boyunda tanelerden oluşmuş bioklastik kireç tanetaşı—istif taşı (kalsisiltit) bazı düzeylerde rastlanan bir kireçtaşı türüdür.

Çökelme Ortamı Koşulları. Çörtlü kireçtaşı tabakalarındaki ince derecelenme kayanın dokusunu oluşturan farklı tür ve boydaki bileşenlerin belirli bölümlerde yoğunlaşması sonucu gelişmiştir. Laminalanma özelliği de bu fasiyesteki kayalarda sürekli gözlenmiştir (levha I, şekil 1). Laminalanma genellikle ince ve düzgün—paraleldir. Bazı düzeylerde bükümlü laminalanma da gözlenmiştir. Kayaları oluşturan bileşen taneler genellikle sığ ortamlardan taşınmışlardır. Bu verilere ve yukarıda anlatılan kayatürü özelliklerine dayanılarak, istifde türbidit akıntılarının ürünü tortulların egemen olduğu sonucuna varılmaktadır. Radyolaryalar içeren şeyl ve kireç çamurtaşları düzeyleri pelajik özellikte olup türbiditik tortullarla aratabakalı durumdadırlar.

Altere tuf ve volkanik kırıntılı kireçtaşı düzeyleri, çökelme sırasında volkanizmanın etkin olduğunu gösterir. Altere tuf düzeyleri 1—5 cm kalınlıklı ara tabakalar olarak istifin bu bölümünde alt düzeylerde görülür. Çört bantları bol radyolaryalar içerirler ve laminalanma gösterirler. Bunların değişik kesimleri ilksel dokuyu yansıtmak yönünden farklı görünümde dirler. Bazı örneklerde bol radyolaryalar ve sünger spiküllü, mikrit hamuruna ait kalıntı parçaları belirgin biçimde görülmekle birlikte bazılarında da ilksel doku bileşenleri, belirgin dolamitleşmeyle de kendini belli eden, diyajenetik değişimlere uğramıştır. Ayrıca, karbonat bileşimli iskelet tanelerinden, silisleşmiş olanları da gözlenmiştir. Bu özellikler, çört bantlarının organik kökenli olduğu ve diyajenezle bağlı olarak geliştiği görüşünü destekler niteliktedir.

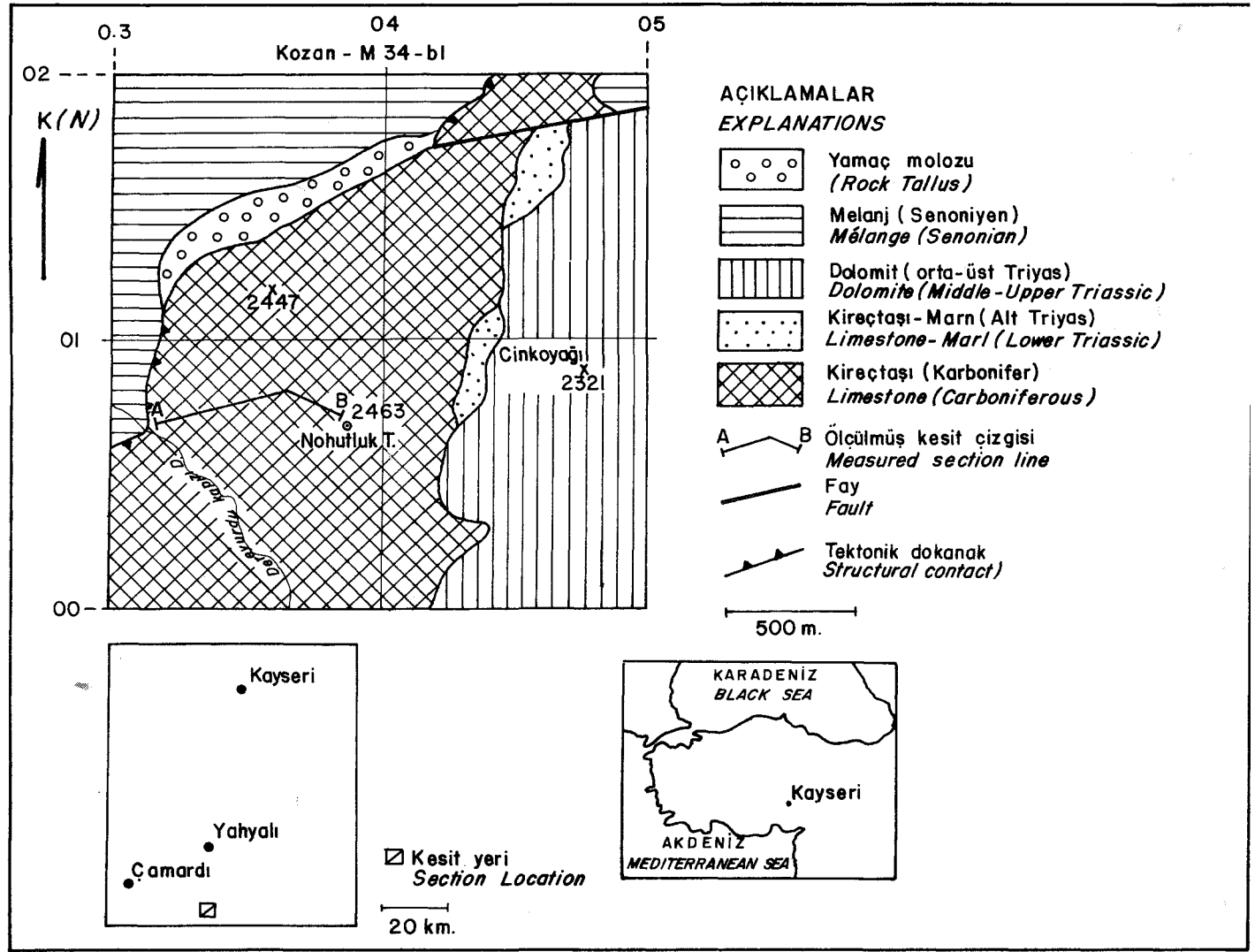
Sığ Su (Şelf Kenarı) Fasiyesi

Kayatürü özellikleri. İstifin üst bölümünü oluşturan bu fasiyesteki yaygın kayatürü iskeletli, oolitik kireçtaşıdır. Kuvarsit ve kuvars kumtaşı, ara tabakalar olarak bulunur. Bu bölümde istif genellikle kalın tabakalıdır (30 cm — 100 cm). Tabakalar genel olarak süreklilik belirtirler. Kireçtaşlarının taze yüzeyleri gri—bej; kuvarsitler bej—beyaz ve kuvars kum taşları kahverengi—gri renktedirler. Gerek kireçtaşlarında, gerek kuvarsit ve kuvars kumtaşlarında taneler kum boyu aralığında olup kaba ile ince arasında değişiklik gösterirler. Boylanma genellikle iyidir; derecelenme görülmez.

Bu fasiyesin en alt bölümü, kireçtaşları içinde kuvars tanelerinin bolluğu ve kuvarsit tabakalarıyla dikkati çeker. Derin su fasiyesinin bitimiyle birlikte bol kuvars tanesi içeren iskeletli kireç tanetaşı ile karşılaşılır (levha I, şekil 2). Bol bol kuvars taneli kireçtaşları daha üstte oolitik nitelikte olabilmektedir. Aratabakalar halinde kuvarsit içeren bu kireçtaşlarını yaklaşık 30 m kalınlığında bir kuvarsit bölümü izlemektedir. İskeletli, oolitik kireçtaşlarıyla devam eden istifte daha üstte karbonat çimentolu bir kuvars kumtaşı aratabakası bulunmaktadır.

Kireçtaşlarında dokusal bileşenleri oluşturan taneler oolitler, ekinoderm parçaları, foraminiferler, brakiyopod parçaları, krinoid parçaları, briyozoa ve alg parçaları ile kuvars taneleridir. Kireçtaşları spari kalsitle çimentolanmıştır.

Bu fasiyeste iskeletli kireç tanetaşı (levha I, şekil 3) en yaygın kireçtaşı türüdür. Bazı düzeyler ise salt oolitik kireç tanetaşlarından (levha I, şekil 4) oluşmuştur.



Şekil 1. Nohutluk Tepe dolayının jeoloji taslak haritası.

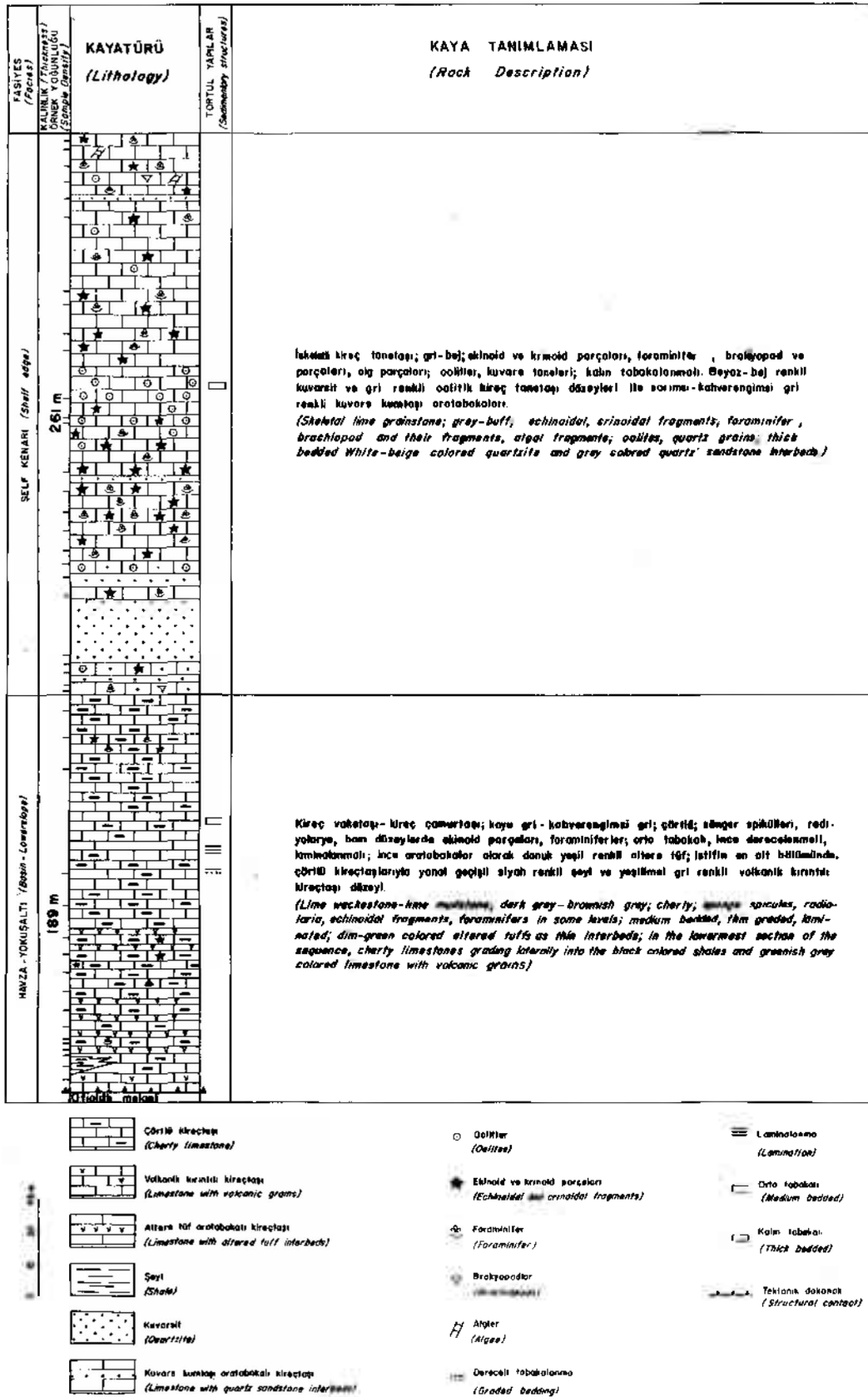
Figure 1. Geological sketch map of the area around Nohutluk Tepe.

Çökeltme Ortamı Koşulları. İstifin bu bölümünün kalın tabakalardan oluşmuş bulunması, derecelenme görülmeşi, tabakaların süreklilik belirtmesi, tane boylanması iyi oluşu, kireçtaşlarında temiz spari kalsit çimentonun varlığı ve bazı düzeylerin salt oolitik kireç tanetaşlarından oluşmuş bulunması çökeltmenin yüksek enerjili, sürekli akıntılarının etkin olduğu sığ bir ortamda geliştiğini gösterir. Kum boyundaki kuvars tanelerinin kireçtaşları içinde bol ve iyi boylanmış olarak kalın ve istifin kuvarsit, kuvars kumtaşı ara tabakaları içermesi, bütünüyle kuvars bileşimli karadan türeme malzemenin kıyı kumulları kökenli olduğunu, deniz düzeyinin yer değiştirmesine bağlı olarak çökeltme ortamına geldiğini düşündürmektedir. Behrens (1965), taksonomik olarak farklı fosillerin temsil ettiği ve ekinoidlerin bolluğuyla kendini belli eden bir çökeltme ortamında tuzluluğun normal olduğunu belirtmiştir. Aynı özellikler istifin bu bölümünde saptandığından çökeltmenin normal tuzluluk koşullarında oluştuğu söylenebilir.

DİĞER ALT KARBONİFER İSTİFLERİ

Batı Toroslar'da Göller Bölgesindeki Gökdağ Karbonifer serisini tanımlayan Dumont ve Lys (1973), serinin Alt Karbonifer yaşlı Orbucak ve Gökdağ formasyonlarından oluşan bölümünün bir transgresyon olayıyla gelişen sığ su fasiyeslerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Orta Toroslar'da Silifke bölgesindeki Korucuk Formasyonunun (Demirtaşlı ve diğerleri, 1978) Alt Karbonifer yaşlı bölümüne ilişkin istif ve kayatürü özellikleriyle ilgili bilgiler değerlendirildiğinde, formasyonun bu bölümünün, içerdiği çörtlü kireçtaşı düzeyine kadar şelf ortamında gelişmiş ürünlerden, bu düzeyin üstünde ise şelf kenarı koşullarını yansıtan kayatürlerinden oluştuğu görülür. Çörtlü kireçtaşı düzeyinin yansıttığı çökeltme koşulları ise, yazarlarca belirtilen özelliklerine dayanılarak yorumlanamamıştır.



Şekil 2. Nohutluk Tepe istifinin dikme kesiti.

Figure 2. Columnar section of the Nohutluk tepe sequence.

Doğu Toroslar'da Pınarbaşı—Sarız (Kayseri) bölgesindeki Ziyarettepe Formasyonunun (Demirtaşlı, 1967; Özgül ve diğerleri, 1973; Demirtaşlı ve diğerleri, 1978) belirtilen kaya stratigrafisi birimi özelliklerine dayanılarak, formasyonun alt ve orta bölümünün karadan türeme (terrijen) gereçlerin ulaşabildiği bir şelf ortamını; üst bölümünün ise karadan türeme gereçlerin ulaşmadığı şelf kenarı ortamını yansıttığı anlaşılmaktadır.

Arap Otoktonu'nun Amanoslar bölümündeki Karbonifer yaşlı istiflerle ilgili bilgiler (El Ishmawi, 1972) değerlendirildiğinde, bunların karadan türeme malzemenin bol oranda ulaştığı bir şelf ortamını yansıttığı sonucuna varılmaktadır. Daha doğuda, kenar kıvrımları bölümünde ise, tamamen karadan türeme kırıntılardan oluşma bir Karbonifer istifinin, transgressif bir denizin literal zonunu yansıttığı belirtilmiştir (Kellog, 1960).

SONUÇLAR

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifi düşey yönde belirgin bir fasiyes değişimi göstermektedir. İstifin alt bölümünde yer alan derin su (havza—yokuşaltı) fasiyesi, aratabakalar olarak pelajik tortulları içeren türbiditik kireçtaşlarından oluşmuştur. İstifin üst bölümünde bulunan sığ su (şelf kenarı) fasiyesi, regresif bir faz sırasında gelişmiş iskeletli ve oolitik kireçtaşlarıyla temsil olunur. Bu fasiyeste, deniz düzeyinin yer değiştirmesine bağlı olarak, karbonat çökmesine önemli oranda karadan türeme gereç katılması söz konusudur.

Toroslar'da ve Arap Otoktonu'nda Alt Karbonifer istifleriyle ilgili yayınlardan elde edilen bilgilerin ışığında, bu istiflerin genellikle kıyı çizgisi ile şelf kenarı arasındaki çökeltme ortamlarını yansıtan fasiyes özellikleri taşıdığı görülür. Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifi ise Toroslar'da derin su fasiyesi de içeren Alt Karbonifer'in varlığını gösterir.

KATKI BELİRTME

Bp. çalışma M.T.A. Enstitüsü Temel Araştırmalar Dairesi'nde yürütülen "Toros Ofiyolit Projeleri" kapsamında yapılmıştır. Çalışmaya, değişik aşamalarda düşünceleriyle ve eleştirileriyle, Dr. Muhittin Şenalf ve Dr. Selçuk Talu katkıda bulunmuşlardır.

Yazının ilk geliş tarihi: 73.1980

Yazının düzeltilmeden geçiş tarihi: 19.11.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

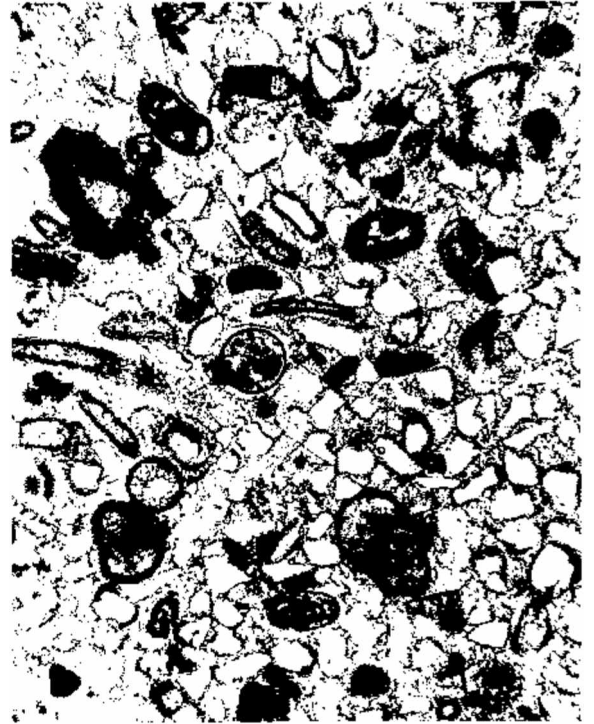
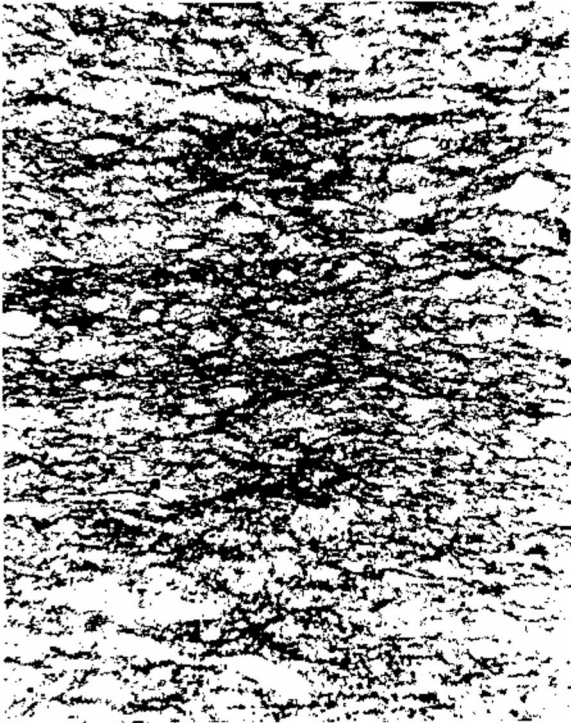
- Altınlı, İ.E., 1966, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 66, 35-74.
- Behrens, E.W., 1965, Environment Reconstruction for a part of the Glen Rose Limestone, Central Texas: Sedimentology, 4 65-111.
- Blumenthal, M.M., 1952, Toroslar'da Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler: Maden Tetkik ve Arama Ents., Ankara, No: 6, 136 s.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı—Sarız—Mağara civarının jeoloji raporu: Maden Tebrik ve Arama Enst., Derleme, No: 1935, (yayınlanmamış).
- Demirtaşlı, E., Çatal, E., Dil, N., Kırışlı, C. ve Salana, A., 1978, Excursion B ve Excursion C: Guidebook, Field Excursions on the Carboniferous Stratigraphy in Turkey, 25-37.
- Dumont, J. F. ve Lys, M., 1973, Pisidyia Torosları Otoktonunda (Göller Bölgesi) bulunan Gökdağ Karbonifer Serisinin tanımlanması (Viziyen, Başkırıyen): Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi-Tebliğler, 192-203.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depo atıonal texture; Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks da: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 1, 108-121.
- El Ishmawi, R., 1972, Geologie des nördlichen Mittelteils des Amanos—Gebirges zwischen islahiye und Bahçe (S—Türkei), Geotekt, Forsch., 42, 34-63.
- Kellog, H.E., 1960, Stratigraphic Section of Hazro Area: Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi (yayınlanmamış rapor).
- Monod. O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie): These, Univ. Paris-Sud, 511 s.
- Özgül, N., Metin, S., Erdoğan, B., Göger, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O., 1973, Tufanbeyli Dolayının Kambriyen—Tersiyer Kayaları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 16, 1, 82-100.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.

LEVHA I

- Şekil 1. Derin su fasiyesindeki laminalanma gösteren spiküllü, radiolarialı kireç vaketaşının fotomikrografi, (X50).
- Şekil 2. Siğ su fasiyesinin en alt bölümüne ait bol kuvars tanesi içeren iskeletli kireç tanetaşının fotomikrografi, (X 50).
- Şekil 3. Siğ su fasiyesindeki, iskeletli kireç tanetaşının fotomikrografi, (X 50).
- Şekil 4. Siğ su fasiyesindeki oolitic kireç tanetaşının fotomikrografi, (X 50).

PLATE I

- Figure 1. Photomicrograph of spicular, radiolarian lime wackestone showing lamination; from the deep—water fades, (X 50).
- Figure 2. Photomicrograph of skeletal lime grainstone containing abundant quartz grains; from lowermost part of the shallow-water facies, (X50).
- Figure 3. Photomicrograph of skeletal lime grainstone from the shallow-water facies, (X 50).
- Figure 4. Photomicrograph of oolitic grainstone from the shallow-water facies, (X50).



Bitlis Metamorfitlelerinde Volkanitli Triyas *

Volcanics of Triassic age in Bitlis Metamorphic rocks

Doğan PERİNÇEK Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara

ÖZ: Bu çalışma Dol Köyü (Palu—Elazığ) yakın dolaymdaki üst Triyas yaşlı istifin tanıtılmasını amaçlamaktadır.

İnceleme alanında metabazalt ve metadiyabazdan oluşan magma kayalarının Noriyen yaşlı sedimanter istiflerle birincil ilişkili ve yaşıt olduğu saptanmıştır. Sedimanter istif, kristalize kireçtaşı, mermer, silisleşmiş şeyil, radyolarit, radyolaryalı sileksit, serisit—klorit şist, glokofanşist, metakuvarsit ve metatüf ile temsil edilir. Metabazalt ile girik bulunan kristalize kireçtaşında, Megalodont kavkıları bulunmuştur.

Bu çalışma ile Bitlis metamorfitlelerinde ilk kez Üst Triyas yaşlı, volkanik katkıli sedimanter istifin varlığı kesin kanıtlarıyla ortaya konmuştur. Arabistan kıtasıyla Anadolu kıtası arasında bulunan okyanusun Üst Triyas esnasında açılmaya başladığı bilinmektedir. Rifeşme olayı başlangıcında blok faylanma ile kıta kabuğu üzerinde derin bir çanak oluşmuştur. Dol köyü dolayındaki Noriyen yaşlı istif bu çanakta çökelmiştir.

ABSTRACT: The aim of this study is to introduce the Upper Triassic sequence around Dol Village (Palu—Elazığ).

in the studied area the magmatic rocks which are composed of metabasalt and metadiabase are in primary relation and also contemporaneous with the Norian sedimentary sequence. This sedimentary sequence is represented by crystalline limestone, marble, silicified shale, radiolarite, radiolarian chert, sericite—chlorite schist, glaucophane schist, metaquartzite and metatuff. In the crystalline limestone which is interfingering with metabasalt, Megalodont fragments have been found.

By this study the presence of Upper Triassic aged volcanic material bearing sedimentary sequence in Bitlis metamorphites has been proved for the first time by all its evidences. It is known that the splitting of the Arabian and Anatolian continents and forming of an ocean have started in Upper Triassic. At the beginning of rifting a deep trough has formed on the continental crust by block faulting. The Norian aged sequence around Dol Village has been deposited in this trough.

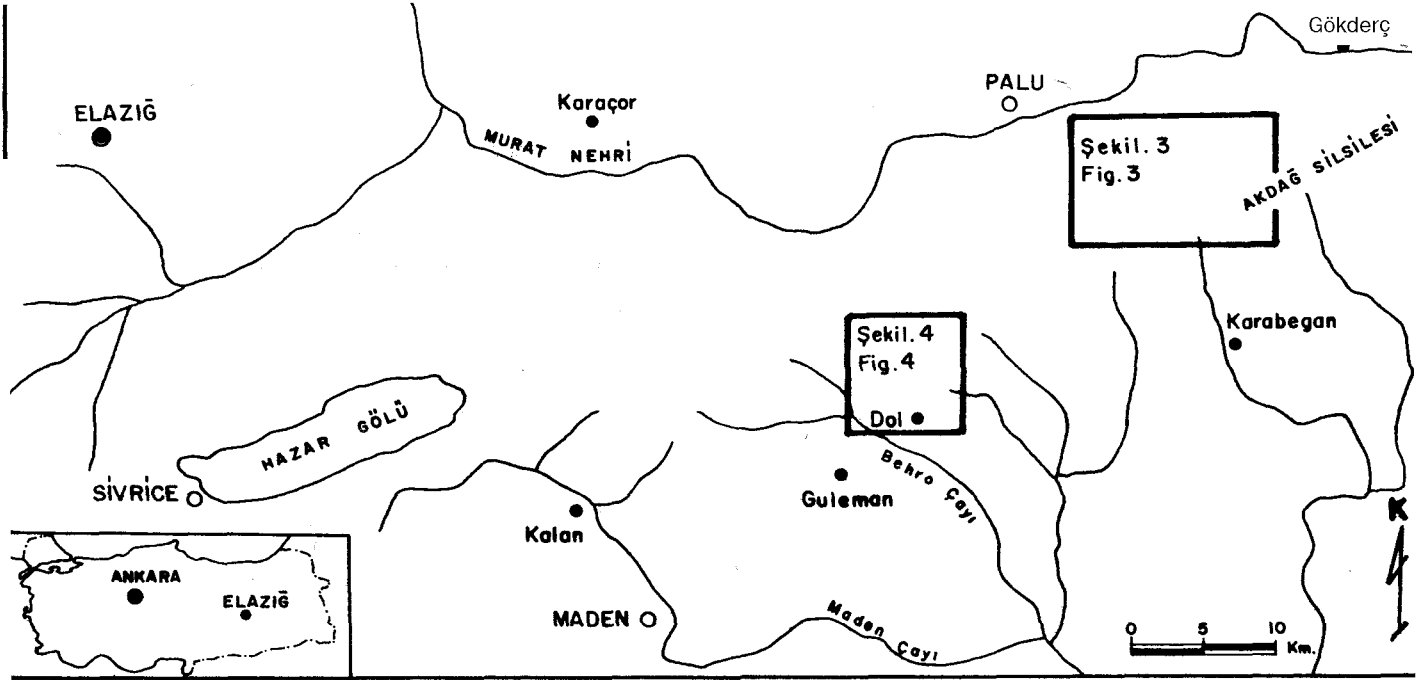
* 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Bitlis metamorfiterleri olarak tanımlanan süreklilik dilimi bünyesindeki Triyas'ın varlığı bölgenin değişik kesimlerinde çalışan yer bilimcilerce saptanmıştır. Bu yazı ise metavolkanitli Üst Triyas'ın tanıtımını amaçlamaktadır. Guleman kuzeyindeki Dol köyünün (şekil 1) 1 km. kuzey kuzeybatısında metavolkanit ile Megalodont'lu kristalize kireçtaşı'nın girik ve birincil ilişkili olduğu görülür (Perinçek, 1979 a). Bigra dağı dolayındaki bu mostra Buban köyü yönünde uzanır. Üst Triyas mermer—kristalize kireçtaşı, yeşil—bordo renkli şeyil, Radiolaria'lı sileksit, serisit—kloritist ile temsil edilir.

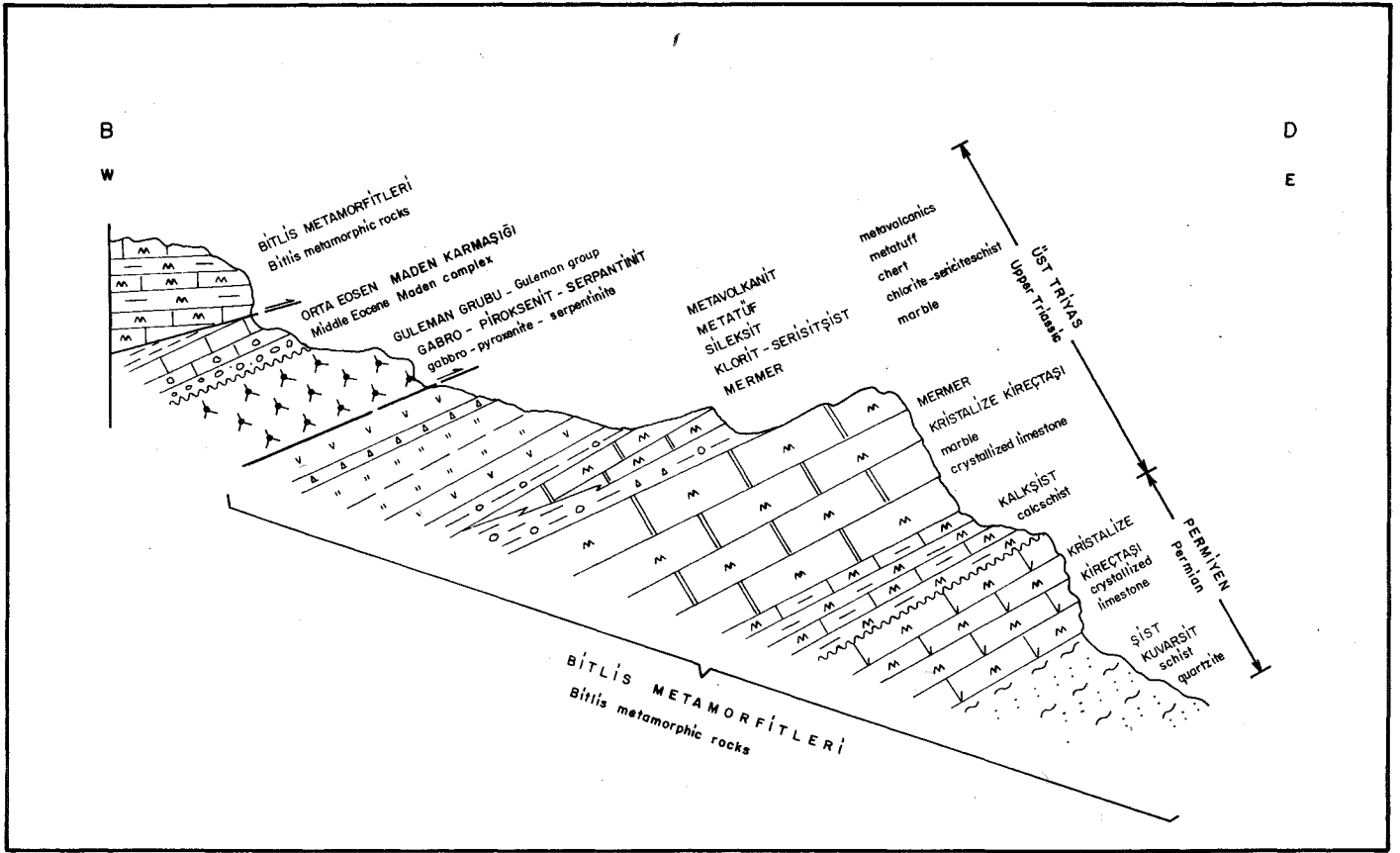
Anadolu kıtasının bir parçası kabul edilen Bitlis metamorfiterleri ile Arabistan kıtası arasındaki okyanusun açılma yaşının Üst Kretase'den önce olduğu bilinmektedir. Dewey ve diğerleri (1973) söz konusu okyanusun Üst Triyas esnasında gelişmeye başladığını belirtmişlerdir. Hall (1976) bu görüşe karşı çıkarak Türkiye'de bu yaşı doğrulayan hiç bir kanıtın olmadığını yazmıştır. Ancak, Dol köyü dolayındaki metavolkanitli Üst Triyas, kıtasal kabuk üzerinde başlayan riftleşme için önemli bir kanıttır. Hail (1974) Mutki—Bitlis dolayında ofiyolit melanjı olarak tanımladığı birimi a) Serpantin Birliği, b) Yeşilist Birliği c) Kromit Birliği, d) Çökel Birliği, e) Mermer Birliği olmak üzere beşe ayırmıştır. Serpantin birliği dışında kalan birlikler Dol köyü dolayındaki Üst Triyas yaşlı litoloji topluluğu ile korele edilebilir. Hall (1976) okyanus kökenli olduğunu belirttiği ofiyolit melanjı için, Yeşilist Birliğindeki çört katkılarında bulunan radiolariaların verdiği yaşı benimsemiştir. Buna göre çörtler ve onlarla ilişkili yeşil şist birliğinin metabazaltları Üst Kretase yaşlıdır. Boray (1975) Mutki dolayında haritaladığı Radiolaria'lı metaçört, glokofanlı milonit ve aktinolitçe zengin yeşiltaştan oluşan litoloji topluluğunun Üst Kretase yaşlı olduğunu kabul etmişse de genelde Mesozoyik—Tersiyer gibi bir yaş konağını benimsemiştir. Boray (1975) e

göre Mutki dolayındaki ofiyolit melanjı güneyde Toros orojenik kuşağında, otokton kesit içinde yer alan (Rigo de Rihgi ve Cortesini, 1964) Jurasik—Alt Kretase yaşlı radyolaryalı çört, ofiyolit, yastık lav, tuf ve aglomeradan oluşan birim ile korele edilebilir. Kellogg (1960) Kambos dağı dolayında ölçtüğü stratigrafi kesitinde kristalize kireçtaşı, çört arabantlı şeyil ile temsil edilen istif için Üst Kretase, daha üstteki serpantin ve değişmiş volkanitten oluşan Pirik formasyonu için Paleosen yaşını benimsemiştir. Bu kesitte Üst Kretase'ye bırakılan litoloji topluluğu, kanımızca Dol köyü dolayındaki Üst Triyas yaşlı birimin eşdeğeridir. Baştuğ (1976) Üst Kretase yaşlı olduğu belirtilen söz konusu birimi Arabistan kıtası ön ülkesinde çökelmiş bulunan Kampaniyen—Alt Maastrichtiyen yaşlı otokton Kastel formasyonu ile, Pirik formasyonunu alloktan Koçali karmaşığı ile korele etmiştir. Sungurlu (1974) tarafından adlanmış bulunan Koçali karmaşığı Üst Jura—Alt Kretase yaşlı ve okyanusal kökenlidir. Savcı ve Yöndem (1979) Bitlis—Mutki dolayında yaptıkları çalışmada, Permian yaşlı karbonatlar üzerine metakumtaşları, serisit—klorit şist, mermer, metatuf, kuvarsit ve dolomit kireçtaşlarından oluşan istifin geldiğini, bu istifin üst kesimini oluşturan kalkıştı düzeyinden Üst Triyas yaşlı alındığını, kalkıştı üzerine genellikle tektonik dokanakla, birincil ilişkilerinin korunduğu bazı alanlarda ise geçişli olarak Metaofiyolit düzeyinin geldiğini belirtmişlerdir. Metaofiyolitik olarak haritalanan birimin alttan üste; a) kırmızı renkli mikrit, çamurtaşı, radyolarit, çört ve tuf, b) düzensiz ardalanmalı olarak split, pelajik çökel, c) tektonik ilişkili olarak metagabro, serpantinik olmak üzere üçe ayrılabilirdi, Metaofiyolit alt kesimindeki sedimanların olası Üst Jura yaşlı olduğu aynı yazarlarca ileri sürülmüştür. Mutki—Bitlis dolayındaki Permian yaşlı karbonatlar ile metagabro—serpantin düzeyi arasında kalan litolojik topluluğu yazara göre Dol köyü dolayındaki Üst Triyas yaşlı birim ile eşitli olmalıdır (şekil 2).



Şekil 1. Bulduru haritası

Figure I. Location map (Index map)



Şekil 2. Kambos dağı dolayındaki taslak jeoloji enine kesiti.

Figure 2. Schematic geological cross-section around Kambos Mountain.

STRATİGRAFİ

Bitlis metamorfitleeri olarak tanımlanan birimin bünyesindeki metavolkanitli Üst Triyas'ın anlatımına geçmeden önce, bu birimle dokanakta olan ve verilen haritalarda mostraları görülen birimler, aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

Lice Formasyonu: Gri—grimsi yeşil—miltaş—kumtaşı aralanması ile temsil olunur. Kumtaşında türbidit akıntılarının belirgin özelliklerine rastlanır. Birim içinde olistostromal çakıltısı katkıları vardır. Karabegan ilçesi güneybatısında kaba klastikler içerir. Birim kuzeydeki yükselim alanı önündeki dar ve uzun bir çanakta çökelmiştir. Yaşı Alt Miyosendir. Miyosen sonrası sürüklenimler ile bölgeye yerleşen allokon birimler öneyinde ve altında görülür.

Çüngüş Formasyonu: Litoloji olarak Lice formasyonuna çok benzersede, renginin daha koyu olması aşırı konum bozumu, blokluluğu ile ondan ayrılır. Kahverengimsi gri—grimsi—açık kırmızı yeşil—marn—kumtaşı aralanmasından oluşur. Birim içindeki blokların çoğu Maden karmaşığından ortama katılmış olan olistolitlerdir. Sungurlu (1974) yeşil—kumtaşı ile temsil edilen birimde Üst Oligosen—Alt Miyosen yaşını veren fosiller bulmuş, daha sonra tipik mevkii olarak Çüngüş kuzeyini göstererek birim için Eosen—Alt Miyosen yaşını benimsemiştir (Sungurlu, 1976, sözlü görüşme). Behro çayı vadisinde birimden alınan numuneler Oligosen yaşını ver-

miştir. Çüngüş formasyonu sürüklenim örtüleri öneyinde bulunur ve en alttaki sürüklenim dilimini oluşturur. Lice formasyonu ve sınırlı bir alanda Maden karmaşığı birimin altındadır.

Guleman Grubu: Ultrabazikler birim içinde oldukça yaygındır. Piroksenit, dunit, harzburgit dışında gabbro, diyabaz, bazalt ta görülür. Birim tektonik hatlara yakın olduğu yerlerde tümüyle serpantinleşmiştir. Birim için Soytürk ve Baştuğ (1973) Üst Kretase, Açıkbaz ve Baştuğ (1975) Jura, Sungurlu (1976, sözlü görüşme) üst Jura—Alt Kretase, Özkaya (1978) Kretase yaşlarını benimsemişlerdir. Erdoğan (1977) Kretase yaşlı olduğunu belirttiği birimi asbölümlere ayırarak haritalamıştır. Guleman grubunun, Kampaniyen—Alt Maastrichtiyen yaşlı Yüksekova karmaşığı ile köken ve yaş ilişkisi olmalıdır (Perinçek, 1979 c). Erdoğan (1977) tarafından Guleman grubunun üst kesimi olarak haritalanan bazaltlarda, birimin yaşının öğrenilmesi amacıyla tortul katkı aranmış, yastık lavlı bazalt içinde katkılar oluşturan kırmızı kireç taşından Kampaniyen—Maastrichtiyen yaşları alınmıştır. Söz konusu kırmızı kireçtaşının mostraları Maden kazası kuzeybatısındaki Kalan mahallesinin yakın batısındadır. Bitlis metamorfitleeri üzerinde görülen Guleman grubunu Maden karmaşığı ve Hazar formasyonu (= Simaki formasyonu) diskordansla örter.

Yüksekova Karmaşığı: İnceleme alanında yaygın litoloji tipi bazalt, spilit ve diyorittir. Girbelek dağı'nın kuzeyinde yastık lavlı bazalt içinde 'Globotruncana' h kırmızı renkli kireç-

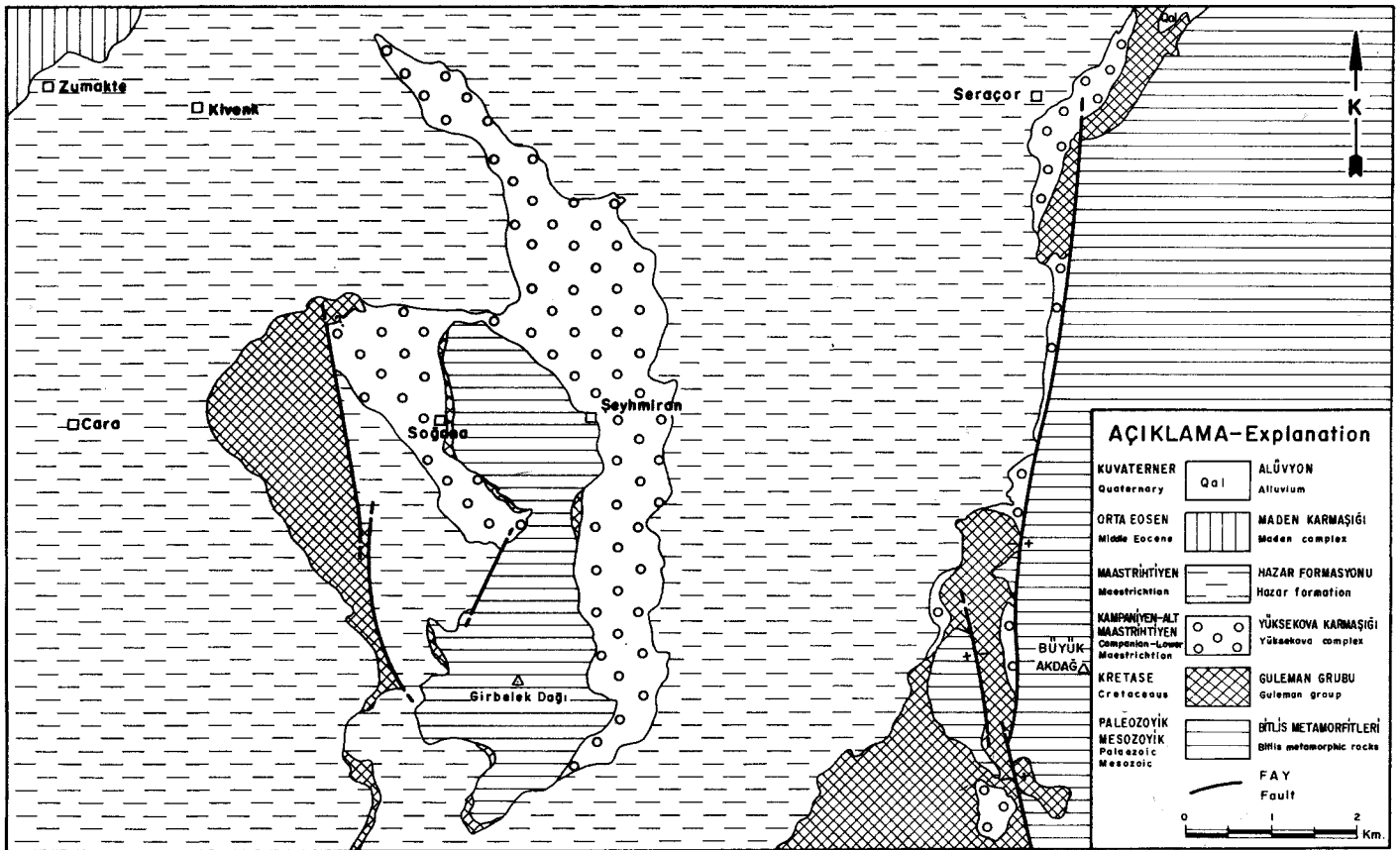
taşı katkılarında rastlanmıştır. İnceleme alanı yakın kuzeyinde ve kuzeybatısında Yüksekova karmaşığı yukarıdaki litoloji tiplerinden başka gri—yeşilimsi gri kireçtaşı, şeyil, kumtaşı, piroklastik kayalar, granit, granodiyorit te içerir. Birimin oluşum yaşı Kampaniyen—Alt Maastrichtiyendir (Perinçek, 1979 b). Bitlis metamorfileri üzerine gelen Yüksekova karmaşığını Hazar formasyonu diskordansla örter.

Hazar Formasyonu: (= Simaki Formasyonu): Gri şeyil, marn, kumtaşı, miltaşı ardalanması ile temsil edilir. Flis fasiyesindeki birim, Palu—Karabegan arasında maksimum kalınlığa (1500—2000 m.) erişir. Küçük Akdağ kuzeybatısında ve Kivenk köyü doğusunda istifin tabanında yer yer görülen bol fosilli kireçtaşı, Maastrichtiyen yaşını vermiştir. Arsat köyü batısında istifin tavanında sınırlı bir alanda görülen kireçtaşı da aynı yaştadır. İki kireçtaşı arasında kalan fliş istifinde fosil bulmak çok güçtür. Kireçtaşı düzeylerinde tanıtılan miktofosillerle istifin tümünün Maastrichtiyen yaşlı olduğu ispatlanmıştır. Hazar formasyonu nadiren görülen taban çakıltaşı ile Bitlis metamorfileri, Guleman grubu ve Yüksekova karmaşığı üzerine gelir. Maden karmaşığı, kırmızı çakıltaşı kumtaşı—miltası ile Hazar formasyonu üzerine gelirse de iki birimin konkordan gözüktüğü yerler de vardır.

Maden Karmaşığı: Birimin çökeltme çanağı sürekli tektonizmanın etkisinde kalmıştır. Olistostromal akmlar, volkanik etkinlik çanağın özelliğidir. Maden karmaşığı, çakıltaşı—kum-

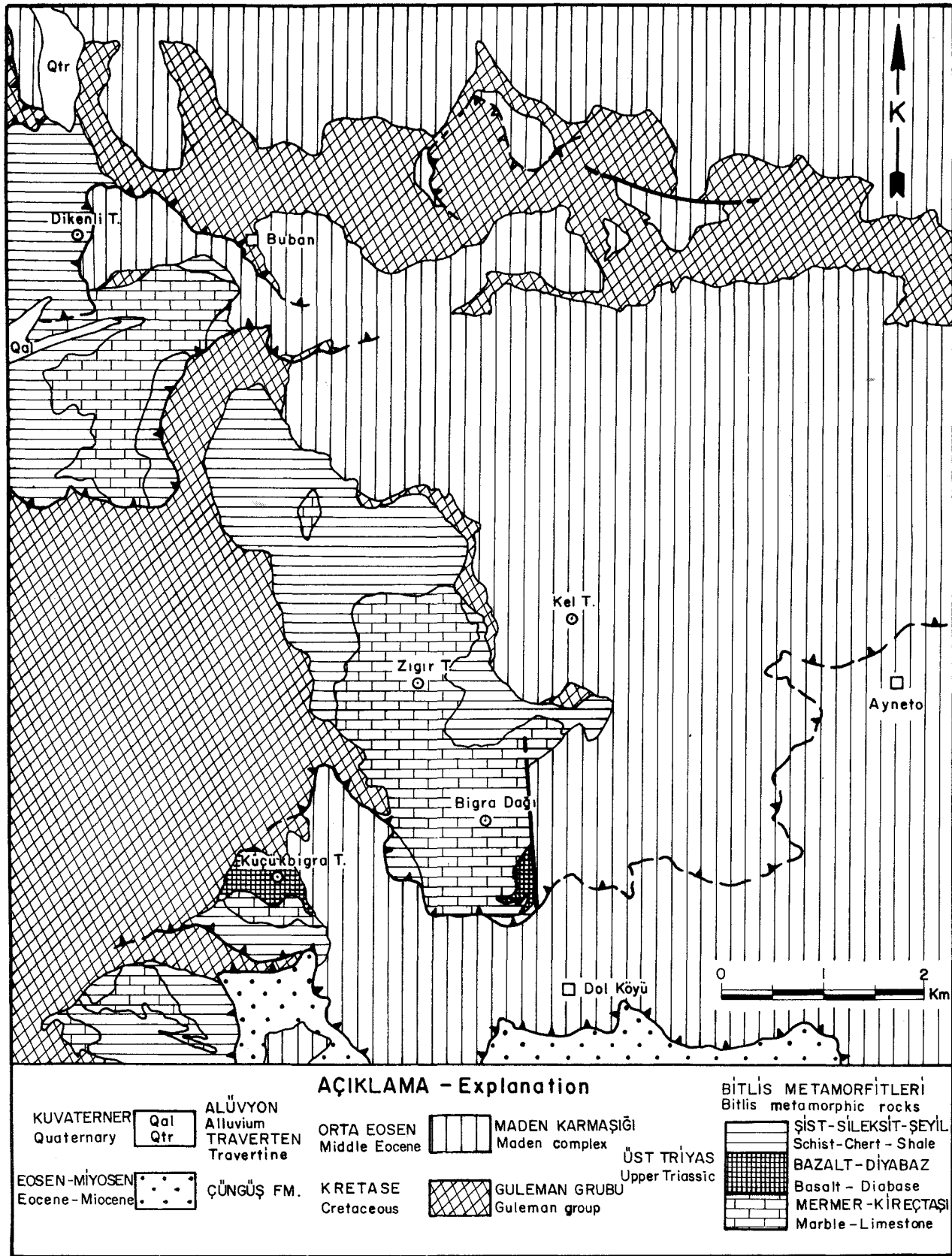
taşı—miltası—marn—şeyil—gri Nummulites'li kireçtaşı—koyu kırmızı—açık yeşil Globorotalia'lı kireçtaşı, yastık lavlı bazalttan oluşan litoloji topluluğu ile temsil edilir. Bu litoloji tipleri düşey ve yatay yönde birbirleriyle geçişlidir. Bunlar yer yer düzenli bir sıralanım gösterebilir de genellikle düzensiz ardalanırlar. Kısa mesafelerde litoloji değişimi olağandır. Birimin sığda çökelmiş bulunan gri kireçtaşı açık deniz yönünde kayarak kendi çanağına olistolitler vermiştir, ya da çökeltme ile yaşıtlı sığ deniz mikrofosilleri türbiditler şeklinde akarak derin deniz çökelleri arasındaki biyoklastik yapıllı kireçtaşı katkılarını vermiştir. Bu kireç taşında fosillerin tümü kırıktır. Maden karmaşığı Orta Eosen yaşlıdır. Taban çakıltaşı ile Bitlis—Pütürge metamorfileri ve Guleman grubu üzerine gelir. Hazar formasyonu ile olan dokanak karakteri önce de belirtildiği gibi yer yer değişik gösterir. Küçükbigra tepe güneyinde Maden karmaşığı, Çüngüş formasyonunun altındadır.

Bitlis Metamorfileri: Birim Karabegan ilçesi kuzeyinde Akdağ silsilesinin hemen batısında Guleman Grubu ve Yüksekova karmaşığı altına girer. 6 km. batıdaki Girbelek dağı dolayında Yüksekova karmaşığı altında mostra verir (şekil 3). Bu alanda Yüksekova karmaşığını diskordansla örten Hazar formasyonu (= Simaki formasyonu) doğrudan metamorfiter üzerine de gelir. Girbelek dağı batısında tekrar üzerinde bulunduğu birimler altında kaybolan Bitlis metamorfileri + 22 km. güneybatıda Bigra dağı dolayında tekrar yüzeylenir (Şekil 4). Bigra dağı, Zigir tepe, Küçükbigra tepe, Koçan tepe, Dikenli tepe ve Buban



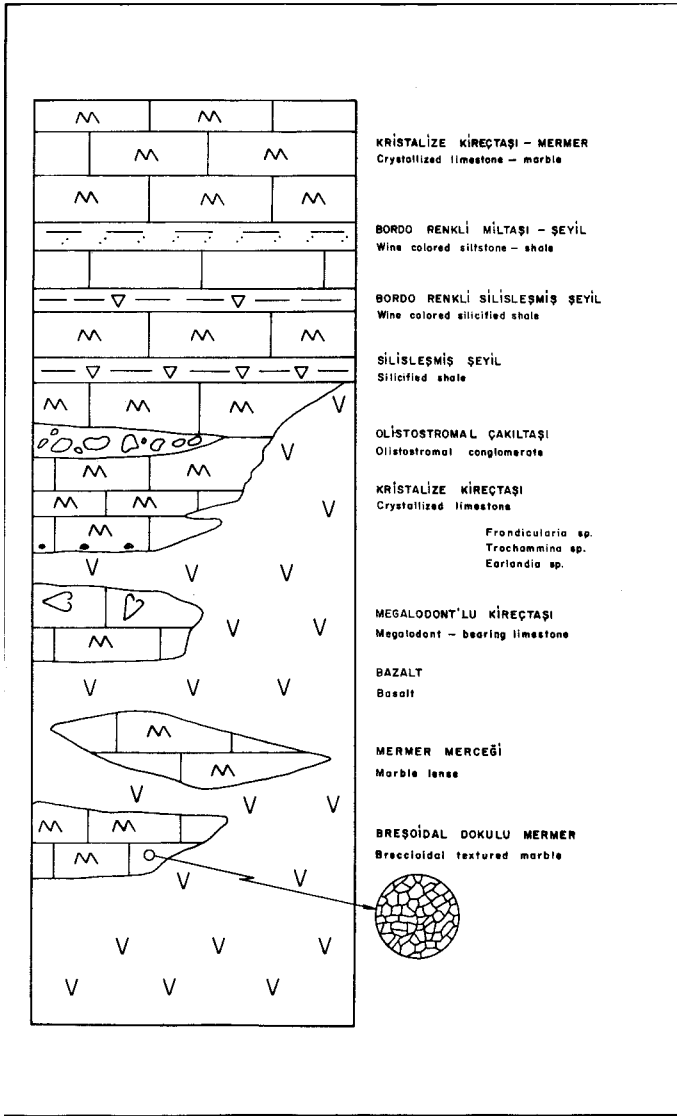
Şekil 3. Girbelek Dağı — Akdağ dolayının jeolojisi haritası

Figure 3. Geological map of the vicinity of Girbelek Mountain — Akdağ



Şekil 4. Bigra dağı — Dol köyü dolayının jeoloji haritası

Figure 4. Geological map of the vicinity of Bigra Mountain — Dol Village



Şekil 5. Dol köyü kuzeybatısındaki Triyas yaşlı biriminin dikme kesiti.

Figure 5. Columnar section through the Triassic aged unit in the north-west of Dol Village

köyü dolaylarındaki yüzeylenme alanında, Bitlis metamorfitleleri, Üst Triyas yaşlı litoloji topluluğu ile temsil edilir. Bu yazı Triyas yaşlı istifin tanıtımını amaçladığından, Bitlis metamorfitlelerinin Permiyen ve daha yaşlı birimlerinden burada söz edilmeyecektir.

Dol köyü kuzeyinde Megalodont'lu kristalize kireçtaşı ve mermer yanal ve düşey yönde metabazalt ile giriktir. Küçükbigra dağı dolayında çürüme yüzeyi kahverengi olan yeşil, yer yer süt kuvars bantlı serisit—kloritşist, glokofan şist üzerine mermer, bunun da üzerine metadiyabaz gelir. Bigra dağı ve Zığır tepesi oluşturulan mermer—kristalize kireçtaşı üzerinde serisit şist, metadiyabaz, silisleşmiş şeyil, silisleşmiş kireçtaşı, radyolarit, radyolarialı siliksitten oluşan yer yer kuvars bant-

lan sunan litoloji topluluğu bulunur. Dikenli tepe tolayında yeşil—bordo silisleşmiş şeyil, metakuvarsit, gri kristalize kireçtaşı düzensiz ardalanır. Üst Triyas'ı oluşturan litoloji topluluğu yukarıda özetlenen ilişkileri dışında aşağıda belirtilen özellikleri de sunar.

Dol köyü kuzeyinde kara—koyu gri kristalize kireçtaşı—mermer ile bazalt giriktir. Altta bulunan bazalt içinde mermer mercekleri bulunur, ayrıca kireçtaşı katmanları yanal yönde bazalt içinde kamalanır. Bu litoloji topluluğu üstte doğru yerini tümüyle karbonatlara bırakır (şekil 5). Kristalize kireçtaşı yer yer Megalodont ve mikro fosillidir (levha I, şekil 1). Megalodont kavkaları özellikle katmanın üst kesiminde toplanmıştır. Kireçtaşının doğrudan bazalt üzerine geldiği durumlarda katman tabanında bazalt çakılçıkları görülür. Kireçtaşı, bazalt (levha I, şekil 1), olistostromal çakıltısı (levha I, şekil 5), bordo—kahverengimsi sarı şeyil—miltası—çamurtaşı (Levha I, Şekil 5) katkılıdır. Kireçtaşı yer yer metavolkanit tarafından kesilir (levha I, şekil 3). Üst Triyas sedimantasyonu sırasında volkanik etkinlik ve buna bağlı olarak ortama katılan bazalt, çökeltmekte olan, henüz sertleşmemiş kireçtaşını etkilemiş, breşoidal doku kazanan kireçtaşının çatlaklarını, bazalt ve volkanizma ile ortama katılan eriyikler doldurmuştur. Böylece kireçtaşı; hamurunu koyu renkli volkanitlerin oluşturduğu çakıltısı görünümünü kazanmıştır (levha I, şekil 4). Bazalt kireçtaşı içinde cm. boyutunda sokulumlar oluşturabildiği gibi, tekçe kireçtaşı parçalarını içine de alabilmiştir. Söz konusu volkanizma ve bununla birlikte gelişen tektonizma çökeltmekte olan sedimanları etkilemiş, akma heyelanları oluşmuş ve buna bağlı olarak olistostromal çakıltısı gelişmiştir. İnceleme alanında görülen olistostromal çakıltısının malzemesinin daha çok Triyas yaşlı gri—kara kireçtaşı, kahverengimsi sarı-sarı kalkışit, radyalarialı çört ve daha az oranda volkanitler oluşturmaktadır. Olistostromal çakıltısı tane destekli olabildiği gibi, yer yer volkanit kökenli malzeme bağlayıcı görevini yapmıştır. Çakıllar kaba kum—çakılçık boyutundan blok boyutuna kadar değişir ve hemen hemen tümü köşelidir, boylanma çok kötüdür.

Kireçtaşı kıt fosillidir ve aşırı yeniden billurlaşma nedeniyle mikro fosil tayini oldukça güç yapılmaktadır. Karbonat istifi dikkatli incelenmiş cm. boyutunda fosilli birkaç zon tesbit edilmiştir. Bu fosilli zondan alınan numuneler Paleontolog Ö. Özer ve İ. Sezgin tarafından incelenmiş ve Frondicularia sp, Trochammina sp, Earlandia sp, saptanmıştır.

Dol köyü kuzeyinde kireçtaşında bol miktarda Megalodont bulunmaktadır. Megalodontların Noriyen katını karakterize ettiği bilinmektedir. Böylece inceleme alanındaki bazalt ve diyabaz yapıllı volkanitlerin de Üst Triyas yaşlı olduğu saptanmıştır.

Üst Triyas yaşlı olduğu saptanan litoloji topluluğunun da katıldığı Bitlis metamorfitleleri üzerine gelen birimlerden bir tanesi Yüksekova karmaşığdır. Bu ilişki Şeyhmiran, Soğana köyleri dolayında bir Akdağ batısında belirgindir. Bigra dağı kuzeybatısında ise metamorfitleler üzerine Guleman grubu gelir. Burada GD—GB uzanlı Bitlis metamorfitlelerinin batısında oldukça kalın ve yaygın olarak bulunan Guleman grubu metamorfite mostrasının doğu ve kuzeydoğusunda aniden incelemek geçer ve yer yer de kamalandığından Guleman grubunu diskordansla örten Madden karmaşığının doğrudan doğruya metamor-

fitler üzerine geldiği görülür. Akdağ batısında da metamorfitlet üzerine Guleman grubu gelir. Girbelek dağı dolayında metamorfitletler üzerinde bulunan Yüksekova karmaşığı mostrada güneybatı yönünde kamalanır ve Yüksekova karmaşığını disko rdansla örten Hazar formasyonu (= Simaki formasyonu) Metamorfitletleri de örter. Küçükbigra dağı güneybatısında Üst Triyas yaşlı metamorfitletler kamalanır. Burada metamorfitletler Guleman grubu üzerinde sürüklenimlidir ve kendi üzerlerinde de Guleman grubu vardır. Metamorfitletlerin kamalanması alttaki tektonik dokanak boyunca olmaktadır. Buban köyü batısında Dikenli tepe dolayında Bitlis metamorfitletleri Maden karmaşığı ve Guleman grubu üzerinde sürüklenimlidir.

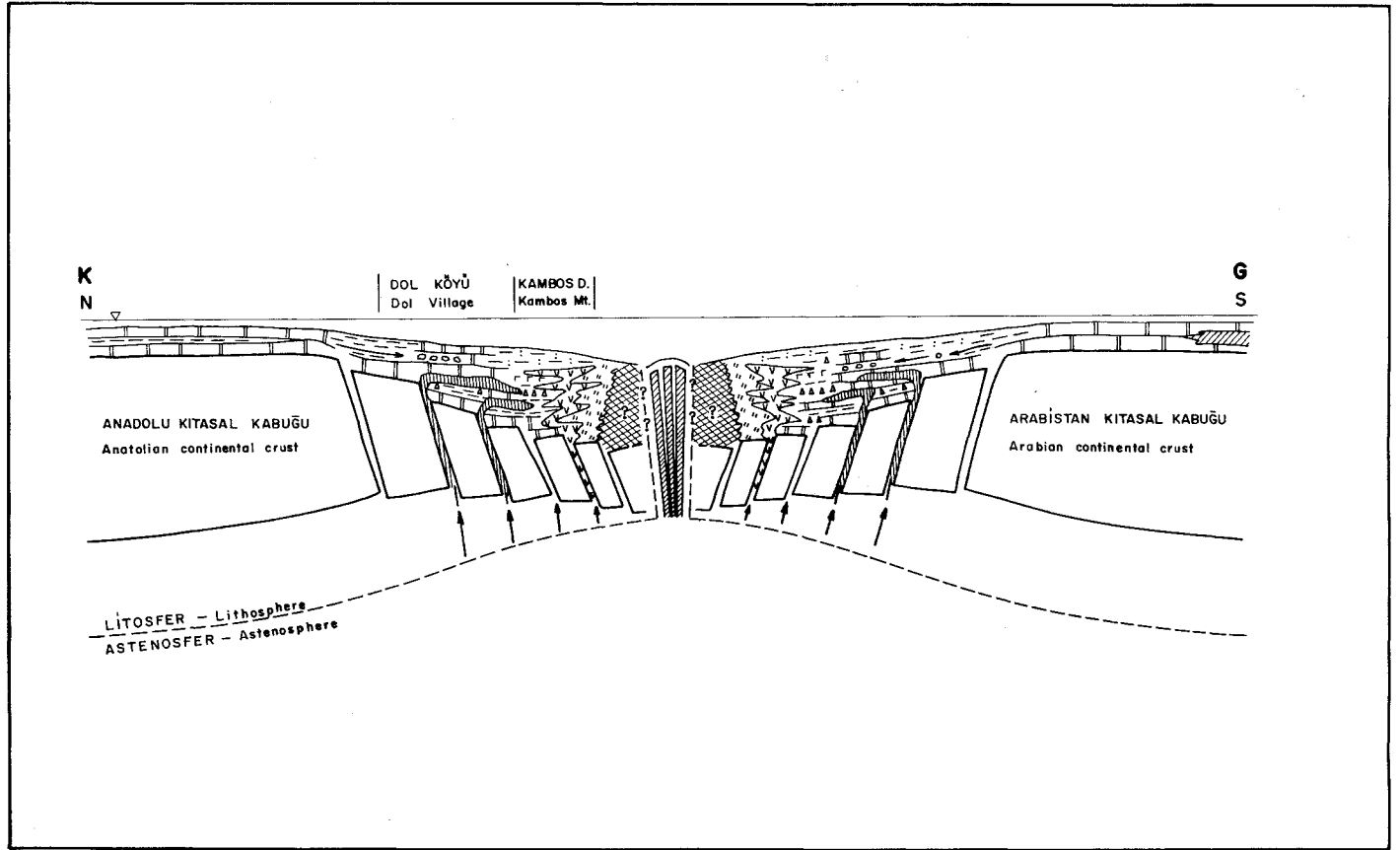
TARTIŞMA

Bitlis metamorfitletlerinin batı ucunda görülen volkanik ara katkılı sedimanter istif, Üst Triyas esnasında Arabistan kıtasının kuzeyinde geliştiği ileri sürülen (Dewey ve diğerleri, 1973) riftleşme olayının önemli bir kanıtıdır. Üst Triyas'taki riftleşme ile Arabistan kıtasından ayrılmış bulunan kuzeydeki kıta, Anadolu kıtası olarak tanımlanmıştır. Bitlis metamorfitletleri Anadolu kıtasının bir parçası olup, Dol köyü dolayında görülen istif Üst Triyas esnasında Anadolu kıtasının güney kenarında çökelmiştir.

Megalodont' lu sığ deniz karbonatları ile birlikte sileksit, kuvarsit, radyolarit, silisleşmiş şeyilden oluşan istifin bulunması ortamdaki değişimi göstermesi bakımından ilginçtir.

Triyas esnasında kıta kabuğunu etkileyen tansiyon kuvvetlerinin etkisiyle Anadolu kıtası ile Arabistan kıtası zıt yönde (şekil 6) birbirinden uzaklaşmaya başlamıştır. Riftleşmenin başlangıç evresinde zayıflık düzlemleri boyunca gelişen blok faylanma ile kıta kabuğu kırılmış, çökmüş ve giderek incelmştir. Sığ ortam koşulları değişmiş, açık denizde pelajik fosilli sedimanlar durulmuştur. Kıta kabuğundaki kırıklar boyunca magmatik etkinlik başlamış, Üst Triyas yaşlı çökeller volkanit katkılar almışlardır. Ortamdaki tektonik etkinliğin artmasıyla sığda çökelmiş yaşıt çökeller, açık deniz yönünde akmış, olistostromal çakıtaşı oluşmuştur. Dol köyü kuzey—kuzeybatısında görülen bu tip çakıtaşının özellikleri, taşınmanın uzun mesafelerde olmadığını gösterir. İnceleme alanında görülen istifte tuf arakatıklarının yaygın olmaması blok faylanmayı ardalayacak olan riftleşme olayının henüz başlamamış olmasına bağlanabilir, ya da rift alanı incelenen alanın oldukça güneyinde almıştır.

Yazara göre Dol köyü dolayında görülen istif yukarıda özetlenen olaylar dizisinin ürünüdür. İki kıtayı birbirinden uzaklaş-



Şekil 6. Üst Triyas esnasında Arabistan—Anadolu kıtasal kabukları arasında gelişen blok faylanma ve riftleşme olayını gösteren evrim modeli (Hutchinson ve Engels; 1970'den yararlanılmıştır.)

Figure 6. Evolutionary model showing the block—faulting and rifting developed between the Arabian and Anatolian continental crusts during Upper Triassic. (Modified from Hutchinson and Engels, 1970)

tıran tansiyon kuvvetlerinin sürmesiyle blok faylanmayı rifleşme takip etmiş, Arabistan kıtası ile Anadolu kıtası arasında okyanus meydana gelmiştir.

SONUÇLAR

Dol köyü yakın dolayında yapılan bu çalışma ile Üst Triyas yaşlı diyabaz ve bazaltın varlığı öğrenilmiştir. Bunlarla yaşıt istif içindeki karbonatlarda Megalodont bulunarak birimin yaşı herhangi bir tartışmayı gerektirmeyecek şekilde belirlenmiştir. Anadolu kıtası ile Arabistan kıtası arasındaki okyanusun Üst Triyas'ta açılmaya başladığı (Dewey ve diğerleri, 1973) görüşüne yazar da katılmış, bu olayın bir kanıtı olarak Dol köyü dolayındaki istif gösterilmiştir. Mutki—Bitlik dolayında çalışan yerbilimciler tarafından haritalanan birim ile inceleme alanındaki Üst Triyas yaşlı istif karşılaştırılmış, Üst Kretase ya da Triyas (?) — Üst Jura (?) yaşlı olduğu ileri sürülen istifin bir bölümünün Üst Triyas olabileceği olasılığı tartışmaya açılmıştır. Söz konusu istifin üst kesiminde yer alan ve alt dokanağının tektonik olduğu belirtilen metagabro—pirokсенit—serpantin yapıslı kesim ise Guleman grubu ile korele edilmiştir.

SUMMARY

This work aims to identify the Upper Triassic aged sequence interfingering with basalts in the close vicinity of the village Dol (Palu-Elazığ).

The Bitlis metamorphic rocks dip westwards under the allochthonous units and the overlying Upper Cretaceous flysch in the northeastern parts of the studied area. Their first outcrops can be observed in the area 6 kilometers west and the second ones in the northwest of the village Dol.

The megalodont-bearing crystalline limestones in the studied area are interfingering with basalts both laterally and vertically. The limestones which pinch-out inside the basalts occasionally form lenses. The basalt is intercalated with the limestones and occasionally cuts through them? Basalts and the solutions involved in the environment by means of volcanism fill the fractures of the yet unconsolidated limestones which have gained a breccoidal matrix by means of the dominating tectonism in the environment. The limestones contain basalt pebbles where they line on top of basalts. They are olistostromal conglomerate inclusions inside the sequence. The elements of these conglomerates are volcanic rocks and sediments of the same age. Basalts occasionally act as a binding element.

The microfossils and the megalodonts found in the crystalline limestones show that the age of the unit is Norian. No fossils have been recorded inside the purple-red shalemudstone—siltstones which form inclusions inside the carbonate sequence.

While sericite—chlorite schists are observed under the sequence composed of crystalline limestones, metadiabase can be seen on top of it. It is observed that irregularly intercalated sericite schist, silicite, silicified shale, tuff, rodiolarite and meta—diabase all together lie on top of the recrystallized carbonate sequence.

The subject of this paper, the Upper Triassic aged sequence is within the Bitlis metamorphic rocks. On top of the Bitlis metamorphic rocks one can observe: 1) Cretaceous aged ultrabasic rocks (Guleman group), 2) Campanian—Lower Maastrichtian aged basalt (Yüksekova Complex), 3) Maastrichtian aged flysch (Hazar formation), 4) Middle Eocene aged sedimentary

complex with volcanic inclusions (Maden complex). All these units can either be on top of the metamorphic rocks in the order represented by the numbers above all together, or each of these units can separately and directly lie on top of the Bitlis metamorphic rocks. The basalts which form the upper section of the ultrabasic rocks bear red limestone inclusions. Campanian—Maastrichtian age has been given to these limestones.

The sedimentary sequence with volcanic intercalations observed in the vicinity of the village Dol is an important evidence of rifting which had developed on the continental crust in the northern extension of the Arabian continent during Upper Triassic. Thus, the Anatolian continent has been broken off the Arabian continent and these two continents have moved away from each other in opposite directions. The tensional forces which affected the continental crust at the beginning of rifting have caused the continental crust to break along the weak planes forming block faulting and thinning of the continental crust. The magmatic activity developing along these faults added volcanic inclusions into the Upper Triassic aged sediments.

Yazının ilk geliş tarihi: 15.5.1980

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 16.12.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Açıkbaş, D., ve Baştuğ, C. 1975, V. Bölge Cacas—Hani yöresi kuzey saharlarının jeoloji raporu ve petrol olanakları: T.P.A.O., Rap. no: 917, yayınlanmamış.
- Baştuğ, C. 1976, Bitlis napının stratigrafisi ve Güneydoğu Anadolu suture zonunun evrimi: Yeryuvan ve İnsan, 1/3, 55—61.
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması; Türkiye Jeol. Kur. Bül., 18/1, 81—84.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the Alpine system. Geol. Soc. America Bull., 84, 3137—3180.
- Erdoğan, B., 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani—Maden region, Southeast Turkey: University of New Brunswick, Ph. D. Thesis, 288 s, yayınlanmamış.
- Hall, R., 1974, The structure and petrology of an ophiolitic melange near Mutki, Bitlis province, Turkey: University of London, Ph. D. Thesis, 351 s., yayınlanmamış.
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, Southeastern Turkey: Geol. Soc. America Bull., 87, 1078—1088.
- Hutchinson, R.W., ve Engels, G.G., 1970, Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia: Phil. Trans. R. Soc. A, 267, 313—329, Fig. 14.8
- Kellogg H.E., 1960 Stratigraphic report, Bitlis—Siirt Area, Petroleum District V., Southeast Turkey: Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi, Ankara, yayınlanmamış.

- Özkaya, İ., 1978, Ergani—Maden yöresi stratigrafisi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/2, 129-139.
- Perinçek, D., 1979 a, Güneydoğu Anadolu'da allohton birimler: 33. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, s.115-116.
- Perinçek, D., 1979 b, Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları: T.P.A.O., Ankara, Rap. no. 1361, yayınlanmamış.
- Perinçek, D., 1979 c, interrelation of the Arabian and Anatolian plates, Guide book for excursion "B": First Geological Congress on Middle East, Ankara, 34 s.
- Rigo de Righi, M., ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey: A.A.P.G. Bul, 48, 1911-1937.
- Savcı, H. ve Yöndem, F., 1979, Hizan—Bitlis—Mutki— Meydan dolayının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması: T.P.A.O. Rap. no. 1356, yayınlanmamış.
- Soytürk, N., ve Baştuğ, C., 1973, Kozluk—Baykan yöresi jeoloji raporu: T.P.A.O. Rap. no. 795, yayınlanmamış.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 85-107.

LEVHA I

- Şekil 1. Megalodontların yakından görünüşü.
- Şekil 2. Triyas yaşlı kireçtaşı katmanları arasındaki bazalt katkısının görünüşü.
- Şekil 3. Şeklin sağında megalodontlu kireçtaşı, solunda bu kireçtaşını kesen volkanit görülmektedir.
- Şekil 4. Breşoidal doku kazanmış kireçtaşının görünüşü. Volkanit etkinlik ile breşoidal doku kazanan kireçtaşının çatlaklarını bazalt ve volkanizma ile ortama katılan eriyikler doldurmuştur.
- Şekil 5. Şekilde, altta solda gri bazalt (a) görülmektedir. Bunun üzerine yanal yönde kamalanan açık gri kireçtaşı (b) gelir. Daha üstte koyu gri silisleşmiş şeyil (c) ve açık gri kireçtaşı (d) vardır.
- Şekil 6. Olistostromal çakıltaşının görünüşü. Çakıllar yaşıt-birimden derlenmiştir.

PLATE I

- Figure 1. A close look on the megalodonts.
- Figure 2. Basaltic inclusion between the Triassic aged limestone beds.
- Figure 3. Limestone with megalodonts can be seen at the right—hand side of the figure while the volcanic rock that cuts through this limestone can be observed at the left—hand side.
- Figure 4. Limestone with superimposed breccoid texture, Basalts and solutions included in the environment by means of volcanism fill the fractures of the limestone which has gained its breccoid texture as a result of volcanis activities.
- Figure 5. Grey baslats (a) can be seen at the lower left corner of the figure, Light—grey limestone (b) laterally pinching—out comes on top of these basats. Dark—grey silicified shales (c) and light—grey limestones (d) lie on top.
- Figure 6. Olistostromal conglomerates. Pebbles are derived of the equivalent aged unit.



1



2



3



4



5



6

Orta Anadolu Masifinin Kuzeydoğusunda (Akdağmadeni Yozgat) Etkili Olan Bölgesel Metamorfizmanın İncelenmesi.*

A study on regional metamorphism of northeastern part of Central Anatolian massif (Akdağmadeni, Yozgat)

Yavuz ERKAN Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Bey tepe, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada Akdağmadeni doğusundaki (Yozgat İ35-c2 paftasında) granit intrüzyonu çevresinde gelişen cevherleşmeyi konu alan bir araştırmadan elde edilen, bölgesel metamorfizmaya ilişkin bazı veriler sunulmaktadır.

İnceleme alanı, orta kısmında bir granit intrüzyonu yer alan, güneybatıya dalımlı antiklinal şeklinde bir yapıya sahiptir. İntrüzyon çevresinde bulunan başlıca kalsilikatik gnays, mermer, kuvarsit/kuvarşist, gnays ve amfibolit şeklinde gruplandırılabilen kayalardan belirgin bir kontakt metamorfizma gelişmiştir. Kalsilikatik gnayslarda kalsit+diyopsit+skapolit+plajiyoklaz+titanit, gnayslarda sillimanit+ortoklaz parajenezlerine rastlanılmıştır. Gnayslardaki biyotitlerin kıvılcık—kahverengi, amfibolitlerdeki hornblendlerin kahverengi—yeşil pleokroyizma rengine sahip oldukları saptanmıştır. Bu kayalarda mevcut mineral topluluklarının tümü bölgede yüksek mertebeli bir bölgesel metamorfizmaya işaret etmektedir.

Petrolojik verilerin değerlendirilmesi ile burada, daha önceki araştırmacıların yaptığı şekilde, bölgesel metamorfik kayaları, taban ve tavan serisi şeklinde ayırmak ve bunları haritalamak, önce yüksek mertebeli bir metamorfizmanın, sonra düşük mertebeli metamorfizmanın etkili olduğundan söz etmek olası görülmemektedir.

İncelenen bölgede yaklaşık 1500 m üzerinde bir kalınlığa sahip, yer yer pelitik seviyeler içeren karbonatlı bir seri, Kırşehir yöresinde olduğu gibi, orta basınç/yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Burada herhangi bir metamorfik zonlanma ayırt etmek olası değildir ve kayaların tümünün aynı metamorfizma mertebesine sahip bir metamorfizma zonuna ait oldukları kabul edilebilir.

ABSTRACT: In this paper, some data related to the regional metamorphism, obtained during a study on mineralization around a granite intrusion in the east of Akdağmadeni (Yozgat İ35—c2 sheets), are presented.

The study area has a southwest plunging anticlinal structure with a granite intrusion in the center. Indications of contact metamorphism in the rock groups, namely calcsilicatic gneiss, marble, quartzite/quartzschist, gneiss and amphibolite around the granite intrusion, are clearly seen. Calcite+diopside+scapolite+plagioclase+sphene paragenesis in the calcsilicatic gneisses, and sillimanite+orthoclase paragenesis in the gneisses are observed. Reddish—brown pleochroism color in biotites of the gneisses, and brownish—green pleochroism color in hornblendes of the amphibolites were determined. All the mineral groups which exist in the above mentioned rocks indicate a high degree of regional metamorphism in the area.

On the basis of the petrological data obtained in this study, it is not possible, as it was done by some previous investigators, to divide the regional metamorphic rocks as upper and lower series and to map them as such. It is not also possible to state that initially a high degree of metamorphism, has been effective in the area.

In the study area, a carbonaceous series with about 1500 m thickness which includes some pelitic layers, had been subjected to an intermediate pressure/high temperature metamorphism, as it is in the vicinity of Kırşehir. It was not possible to differentiate any metamorphic zoning in the study area; and it is accepted that all the rocks in the area belong to a single metamorphic zone.

* 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayında tebliğ olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Orta Anadolu'da, Eosen öncesi formasyonlar ile ilişkileri tartışmalı olan ve genellikle Tersiyer yaşlı seriler ile çevrilmiş durumda bulunan metamorfik kütleler yer almaktadır. Bu kütlelerin "Orta Anadolu Masifi" "Kırşehir Masifi" veya "Kızıllırmak Masifi" şeklinde adlandırılan büyük bir metamorfik masife ait oldukları kabul edilmektedir. Akdağmadeni yöresinde ve Kuzey Anadolu Fay zonunun güneyinde yer alan metamorfik seriler bu masifin kuzeydoğu kısmını teşkil etmektedir. Masifin güneybatısında, Kırşehir Yöresinde bulunan metamorfik serilerin incelenmesi ile buradaki kayaç grupları başlıca mermer, kalsit, kuvarsit, kuvarşist, gnays, mikaşist, amfibolit, kalsilikatik gnays şeklinde sekiz grup altında toplanmış, ayrıca mineral parajenezlerine ve minerallerin kimyasal bileşimlerinde gösterdikleri değişikliklere dayanılarak bu bölgede üç metamorfizma zonunun varlığı da saptanmıştır (Erkan, 1976 a ve b). Akdağmadeni yöresindeki metamorfiklerin incelenmesi ile bu masifin kuzeydoğu ve güneydoğusu arasında petrolojik bir korelasyon yapılması, böylece Kırşehir—Akdağmadeni dolayındaki metamorfiklerin bir bütün teşkil edip etmedikleri petrolojik kıyaslamalar ile ortaya çıkarılabilir.

Bu çalışmada, Akdağmadeni yöresinde değişik kalınlıklarda bant ve mercerler şeklinde bulunan mermerlerde, granitik intrüzyona bağlı olarak gelişen cevherleşmeleri konu alan ve ileride yayınlanacak bir çalışmadan elde edilen, bölgesel metamorfizmaya ilişkin bazı veriler sunulmaktadır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Akdağmadeni yöresinin jeolojik incelenmesi bölgede önemli maden yataklarının bulunması nedeni ile değişik araştırmacılar tarafından ayrıntılı bir biçimde yapılmıştır. Metamorfik seri üzerinde ilk ayrıntılı bilgi Pollak (1958) tarafından verilmekte ve bu araştırmacı metamorfik kütleleri stratigrafik olarak üç seriye ayırmaktadır. Buna göre en altta kuvarsit, mermer, mika—gnays gibi kayaçlardan ibaret bir "Temel Serisi" bulunmakta, bunun üzerine diskordan olarak bir mermer serisi gelmekte ve en üstte de mikaşist, mika—kuvarsit şeklinde bir "Tavan Serisi" bulunmaktadır. Vache (1962) de bu bölümlemeyi benimsiyerek Akdağmadeni bölgesinde iki farklı metamorfizmanın geliştiğini, önce alttaki temel serisinin mezo—katozonal koşullar altında bölgesel metamorfizmaya uğradığını (prevaristik), orta ve tavan serilerini teşkil eden kayaçların ise transgresif olarak bu temel serisinin üzerine geldikten sonra epizonal koşullar altında bir bölgesel metamorfizma geçirdiğini (varistik) ifade etmektedir. Erkan (1975) Akdağmadeni yöresinde, Kırşehir Bölgesinde rastlanılan mineral topluluklarına benzer topluluklar bulunduğunu, sillimanit+ortoklaz ve ayrıca Kırşehir yöresinde rastlanılmayan disten+stavrolit topluluğu nedeni ile bu bölgede metamorfizma basıncının daha yüksek olması gerektiğini belirtmektedir.

BÖLGEDEKİ KAYAÇ GURUPLARI

Akdağmadeni doğusunda Yozgat İ35-c2 paftasında yer alan bölgedeki (Şekil 1) bölgesel metamorfik kayaçların genellikle metasedimanter nitelikte oldukları mineralojik bileşimlerine dayanılarak ileri sürülebilir. Bölgede kalsilikatik gnays, mermer, kuvarsit, amfibolit, gnays şeklinde beş grup altında toplanabilen kayaçlar yer almaktadır. Bu kayaçların genç bir granit intrüzyonundan geniş ölçüde etkilendikleri kontakt zonlarında belirgin bir şekilde görülmektedir. Kontakt zonlarında hornfels, kalsilikatfels, granatfels, diyopsitfels şek-

linde gruplandırılabilen kontakt metamorfik kayaçlar oluşmuş, ayrıca bölgesel metamorfik kayaç minerallerinin de kısmen değişikliğe uğradığı saptanmıştır.

Ekseni kuzeydoğu—güneybatı yönünde uzanan ve güneybatıya dalımlı bir antiklinal şeklinde olan bölgede granitik kayaçlar antiklinalin çekirdeğini oluşturmaktadır. Bölgedeki bu yapısal özelliğin, kubbe şeklinde olan granit intrüzyonu ile gelişmesi olasıdır. Antiklinalin kuzey kanadının büyük bir kısmını ve güney kanadının daha az bir bölümünü kalsilikatik kayaçlar oluşturmaktadır. Güney kanadında daha çok mermer ve daha az oranlarda gnayslara rastlanılmaktadır. Magmatik faaliyetlere bağlı olarak gelişen cevherleşmeye güneyde rastlanılmasının nedeninin, mermerlerin yayılımı ile ilgili olduğu şekilde ortaya çıkmaktadır.

Kalsilikatik Gnays

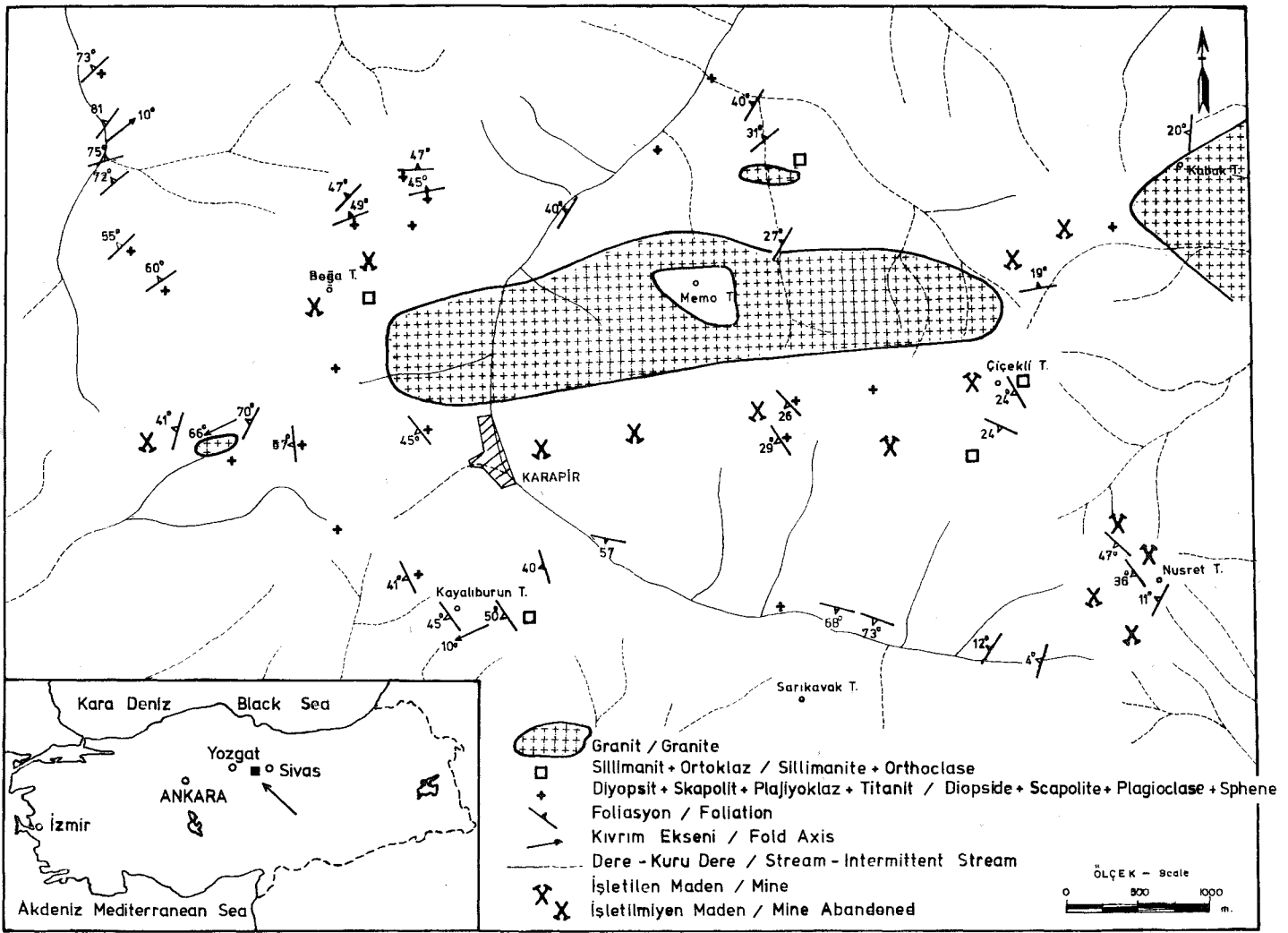
İnceleme alanında en yaygın kayaç türünü oluşturur. Tipik olarak özellikle Boğa Tepe kuzeyinde, Sorguncuk Dere ve kollarında mermerler ile ara katkılı olarak görülür. Burada kuzeydoğu—güneybatı doğrultusuna ve ortalama 52° kuzeybatıya eğimli bir foliasyona sahip, yaklaşık 1500 m kalınlığında, mermer amfibolit ve mika—gnayslar ile arakatlı bir kalsilikatik gnays kütlesi yer almaktadır. Bu kayaçlar genellikle orta koyulukta gri (N4)* ve yeşilimsi gri (5G 2/1) renklere sahiptir. Mineralojik bileşimleri kalsit+diyopsit+plajiyoklaz+skapolit+titanik+kuvars+opak mineraller+biyotit+granat şeklindedir. Diyopsit ve skapolit gibi Ca—Mg silikat minerallerinin, granit intrüzyonundan çok uzak mesafelerde, herhangi bir kontakt metamorfizma etkisi taşımayan kayaçlar içinde bulunmaları, bunların bölgesel metamorfizma ürünü olduklarını açıkça göstermektedir.

Mineral topluluklarına dayanılarak, pelitik karbonatlı kayaçlardan itibaren olduğu ifade edilebilen bu kayaçlarda belirtilen mineraller incekesitte değişik oranlarda temsil edilmektedir. Makroskopik ölçekte kalsitin bazı seviyelerde bol olarak bulunduğu, bazı seviyelerde ise diğer Ca—Mg silikatlarının zenginleşmiş olduğu gözlenmektedir. Buna bağlı olarak muhtemel birincil sedimanter özelliği aksettiren bileşimsel bir bantlaşmanın varlığı bu şekilde ortaya çıkmaktadır. Oldukça değişik kalınlıklarda olan bu bileşimsel bantlaşma nedeni ile kayacın kantitatif mineralojik bileşimini saptamak olanaksızdır.

Granit intrüzyonunun kontakt zonuna yakın kısımlarda diyopsitin uralitleştiği, bazı kesitlerde karbonatlaştığı, kontakt zonundan uzaklaştıkça diyopsit minerallerinin herhangi bir bozunma izi taşımayan ksenoblastik taneler halinde bulunduğu gözlenmektedir. Plajiyoklazlar andezin/labrador bileşimindedir. Polisentetik ikizlenme gösteren kristalleri nisbeten azdır. Kontakt zonuna yakın olan kayaçlarda serisitleşme göstermektedir. Skapolit ksenoblastik taneler halinde bulunan diğer olağan bir bileşendir. Bu bileşenler dışında renksiz, açık yeşil, çalubusu tremolit/aktinolit; bazı kesitlerde kısmen veya büyük ölçüde kloritlemiş, kahverengi, bazen kızıl kahverengi biyotit ile granat minerallerine de rastlanılmaktadır. Tali bileşen olarak tipik eşkenardörtgen, çoğunlukla yuvarlak şekillere sahip titanit, az miktarda apatit ve opak mineraller de görülmektedir.

Amfibolit

Amfibolitlere mermer ve kalsilikatik gnayslar arasında 10 m den birkaç metreye kadar değişen kalınlıklarda bant ve mercerler şeklinde rastlanılmaktadır. Makroskopik olarak koyu yeşil-



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure I. Geological map of studied are.

limsi gri (5GY 4/1), yeşilimsi siyah (5GY 2/1 ve 5G 2/1), grimsi siyah (N2) renklere sahiptir. Masif görünümüne sahip olanlar dışında herhangi bir yönlenme göstermeyen amfibolite-re de rastlanılmaktadır. Mineralojik bileşimi hornblend+plajiyoklaz+apatit+opak mineraller+kalsit+kuvars+diyopsit+granat+titanit şeklindedir.

Hornblendler, özellikle kahverengimsi bir renk tonuna sahip yeşil renkleri ile dikkati çekmektedir. Plajiyoklazlar oligoklaz/andezin arasında değişen bir bileşime sahip ksenoblastik taneler halinde bulunmaktadır. Kayaç bileşimine katılan minerallerin çoğunun, intrüzyon kontaktından uzaklığa bağlı olarak az veya çok oranlarda gelişmiş kloritleşme, karbonatlaşma serisitleşme şeklinde gelişen bozunma gösterdikleri de gözlenmektedir.

Memer

Bölgede yaygın olarak bulunan diğer bir kayaç grubunu özellikle intrüzyonun güneyinde yer alan ve magmetik faaliyet ile ilgili cevherleşme ve mineralleşmeleri tipik olarak içeren mermerler oluşturmaktadır. Çoğunlukla beyaz (N9) renkli

olan mermerlerin makroskopik olarak yönlenme göstermediği, küçük/orta arasında değişen tane büyüklüklerine sahip olduğu, kaba bölünme gösterdikleri gözlenmektedir. Mikroskopik olarak granoblastik bir yapıya sahip olan mermerlerin ana bileşenini ksenoblastik kalsit oluşturmakta, bunun yanı sıra köken kayaçtaki impüritelere bağlı olarak kuvars+tremolit/aktinolit+muskovit+klorit+epidot+opak minerallere rastlanılmaktadır. Ancak intrüzyondan geniş ölçüde etkilenmeleri, skarnlaşmanın Akdağmadeni doğusunda kalan bölgede çok etkin biçimde gelişmiş olması bölgesel metamorfik mineral prajenezlerinin ayır edilmesini olanaksızlaştırmaktadır. Akdağmadeni'nin batı ve güneyinde bulunan diğer mermerler içinde tipik olarak idiyoblastik grafit pullarına da rastlanılmaktadır.

Kuvarsit/Kuvarşist

Metakarbonatlar ve gnayslar arasında yer yer ince bant ve mercerler halinde görülen kuvarsitler gri/beyaz arasında değişen renklere sahiptir. Başlıca kuvasit+kalsit+muskovit+apatit+opak mineraller+titanit şeklinde bir mineralojik bileşime sahip olan bu kayaçlar önemli bir kayaç grubu teşkil etmemektedirler.

Gnays

Metakarbonatlar ile beraber bazen çok kalın, bazen ince seviyeler oluşturan gnayslar mevcut koyu renkli mineral türüne bağlı olarak siyah /yeşil renk tonlarına sahip gri/beyaz renkler göstermektedir. Genellikle küçük taneli olan, açık ve koyu renkli bileşenlerin ince bant ve merclekler şeklinde kayaçta zenginleştiği görülen gnayslarda anateksiye işaret edecek pegmatitik bileşimdeki bant ve merclelere rastlanılmamıştır. Kayaç kaba bir bölünme ($> 1 \text{ cm}$) gösterir ve nisbeten serttir.

Mikroskopik olarak granoblastik, lepido—granoblastik, nemato—granoblastik, fibro granoblastik yapıların saptandığı gnaysların ana bileşenlerini kuvars+plajiyoklaz+ortoklaz+biyotit+granat+muskovit+hornblend+sillimanit oluşturmakta, taliolarak da apatit+opak mineraller+titanit+zirkon minerallerine rastlanılmaktadır.

Plajiyoklazlar oligoklaz/andezin bileşiminde olup polisenetik ikizlenmeye az olarak rastlanılmaktadır. Minerallerde zayıf bir ters zonlu yapının varlığı da saptanmaktadır. Işıkkırma indisleri dikkate alınmadığı takdirde ortoklaz mineralleri ile kolayca karıştırılan bu minerallerin modal bileşimlerinin saptanmasında boyama yöntemine başvurulması gerekir.

Kuvars dalgalı sönme gösteren ksenoblastik taneler halinde dağınık olarak diğer mineraller arasında bulunmaktadır.

Gnayslarda koyu renkli bileşen olarak saptanabilen en olağan mineral biyotittir. Bölgedeki biyotitlerin büyük bir kısmının kızıl kahverengi bir renk ve belirgin pleokroizma göstermeleri çok tipik bir özelliktir. Bazı örneklerde ve daha az oranlarda bulunan muskovit ile beraber yönelmiş olarak ince—uzun yapraklı kristaller halinde bulunmaktadır. Daha çok biyotit içeren örneklerde idiyoblastik taneler halinde bulunan granat izotropur ve pirsipit grubu minerallerindedir.

Hornblend yeşil renkli ve çubuksu mineraller halinde çoğunlukla biyotit içeren örneklerde bulunmaktadır.

Sillimanite tipik olarak ince—uzun, iğnemsiz, lifsel kristaller halinde bazı gnays örneklerinde yönelmiş olarak rastlanılmaktadır.

Kay aç bileşenlerinin kontakt metamorfizma ile etkilendiği, feldispatların serisitleştiği, biyotitlerde kloritleşme, sillimanitte tipik olarak serisitleşmelerin gelişmiş olduğu gözlenmektedir.

PETROLOJİK YORUMLAMALAR

Akdağmadeni doğusunda kalan bölgenin, orta kısmında bir granit intrüzyonu yer alan, güneybatıya dalmırlı bir antik -linal şeklinde yapıya sahip olduğu daha önce belirtilmişti. Intrüzyon çevresinde bulunan kayaç grupları kontakt metamorfizmadan geniş ölçüde etkilenmişlerdir. Görünür granit intrüzyonundan itibaren bazı yerlerde 1—2 km kadar olabilen çok geniş bir kontakt zonunun varlığı, intrüzyonun bu bölgedeki derinliğinin fazla olmadığına ve üzerindeki örtünün erozyon ile kaldırılmadığına işaret etmektedir. Bölgedeki kontakt metamorfizma ve cevherleşme ayrı bir çalışmanın konusunu teşkil etmekte olduğundan bunlara burada değinilmeyecektir.

Bölgedeki litolojik birimlerden, yer yer pelitik seviyeler içeren oldukça kalın bir karbonatlı serinin bölgesel metamorfizmaya uğradığı, daha sonra genç bir granit intrüzyonundan etkilendiği ortaya çıkmaktadır.

Kalksilikatik gnayslarda yaygın olarak ve bazı bantlarda zenginleşmiş halde skapolit minerallerine rastlanılmış olması petrolojik yönden çok ilginçtir. Bu kayaçlarda görülen skapolit+diyopsit+plajiyoklaz+kalsit+titanit parajenezinin Kırşehir yöresindeki kalksilikatik kayaçlarda da bulunduğu (Erkan, 1976 a) ve bu mineral topluluklarının, doğada başka bölgelerde de Amfibolit fasiyesi koşulları altında oluşmuş kayaçlarda saptanmış mineral topluluklarına uyduğu görülmektedir (Trommsdorf, 1966, Shaw, 1960, Ramsay ve Davitson, 1970). Bölgesel metamorfik kalksilikatik gnays ve skapolitlerin kimyasal bileşimlerinde yapılan incelemeler, köken kayaçta CaO ve Na₂O miktarlarının bağlı bolluğunun ve ortamda mevcut H₂O, CO₂, SO₃, Cl, F ve diğer uçucu bileşenlerin skapolit oluşumu ve bileşimi üzerinde etkisi olduğunu göstermektedir (Sobolev, 1972, Hietanen, 1967, Ramsay ve Davitson, 1970, Serdyuchenko, 1975).

Daha önceki çalışmalarda, inceleme alanında çok kalın bir seri oluşturan bu kay açların, dolay ısı ile belirtilen mineral topluluklarının kontakt metamorfizma ile oluştuğu ileri sürülmektedir (Vache, 1962). Kontakt metamorfizma etkilerini intrüzyonun yakın çevresindeki kayaçlarda çok belirgin bir şekilde ayırt etmek, kayaç minerallerinde kloritleşme, uralitleşme, serisitleşme, karbonatlaşma v.b. şekilde gelişen retrograd metamorfizma olarak kabul edilebilecek bazı değişimleri ayırt etmek olasıdır. Intrüzyondan çok uzak mesafelerde, belirtilen Ca—sillikat minerallerinin bulunması ve kayaçlarda ornatma, bozunma gibi süreçlerin izlerine rastlanılmaması bunların oluşumlarının kontakt metamorfizma ile ilgili olmadığını açıkça göstermektedir.

Bölgede diğer araştırmacılar tarafından (Pollak, 1958, Vache, 1962) temel ve tavan serisi olarak adlandırılan kayaçlar arasında petrolojik açıdan herhangi bir farkın bulunmadığı saptanmıştır. Temel serisinin gnays amfibolit, tavan serisinin kuvarsit, mermer, mikaşist olduğu şeklindeki ayrımları kabul etmek olası değildir. Her iki seriye ait kayaç gruplarının birbirine geçiş göstermeleri, aralarında yapısal jeolojik bir sınırın (faylanma, diskordans gibi) bulunmadığını veya daha önce mevcut olsa bile bunun son bölgesel metamorfizma ile ortadan kaldırıldığını göstermektedir.

Bu kayaçlarda mevcut mineral topluluklarının tümü bölgede yüksek mertebeli bir bölgesel metamorfizmaya işaret etmektedir. Özellikle daha önce belirtilen diyopsit+skapolit+kalsit+titanit parajenezine Kırşehir Bölgesinde "An₃₀+diyopsit" ve diyopsit+kalsit" izogradları ile başlayan İkinci Metamorfizma Zonunda da rastlanılması nedeni ile her iki yörenin metamorfizma koşulları birbirleri ile kıyaslanabilir (Erkan, 1976 a). Ayrıca Akdağmadeni yöresinde kalksilikatik gnayslar, ile beraber görülen gnayslarda sillimanit+ortoklaz topluluğuna rastlanılması, biyotit minerallerinin kızıl kahverengi, amfibolitlerdeki hornblendlerin tipik hahverengimsi yeşil pleokroizma renklerine sahip oluşu, bölgede anateksiye işaret eden pegmatitik bant ve damarlara rastlanılmaması da çok ilginçtir.

Disten mineraline bu yörede rastlanılmamıştır. Ancak Akdağmadeni güneyinde stavrolit+disten parajenezine rastlanıldığı ifade edilmektedir (Erkan, 1975). İnceleme alanında ise bölgesel metamorfik oluşumlu sillimanit+ortoklaz topluluğuna rastlanılmaktadır. Bu kayaçlardaki sillimanit minerallerinin kontakt metamorfizma esnasında etkili, nisbeten düşük fiziksel koşullar altında veya hidrotermal etkenlerle alkali olarak (Tröger, 1969) serisitleştiği de görülmektedir.

Metamorfizma mertebesinin yükselmesi ile hornblend minerallerinin kimyasal bileşimindeki değişikliklere, özellikle

le Ti içeriğine bağlı olarak, pleokroizma renginin de düzenli bir değişme gösterdiği ve bu durumun farklı metamorfizma koşullarını karakterize eden bir izograd şeklinde değerlendirildiği bilinmektedir (Miyashiro, 1958, Bard, 1970, Binns, 1965). Metamorfizmanın düşük sıcaklıklarında n. yönündeki rengin mavi—yeşil olduğu, sıcaklığın yükselmesi ile yeşil ve çok yüksek sıcaklıklarda kahverengi—yeşil bir durum aldığı ifade edilmektedir (Miyashiro, 1973). Akdağmadeni doğusunda kalan bölgede hornblend+plajiyoklaz+ diyopsit + granat+titanit+opak mineraller parajenezine sahip amfibolitlerdeki hornblendlerin kahverengi—yeşil bir renk göstermeleri bu bakımdan ilginçtir.

Gnayslardaki biyotit mineralleri çoğunlukla kırmızı kahverengi renk tonuna sahiptir. Bu renkteki biyotitlerin Kırşehir yöresinde sillimanit+ortoklaz izogradı ile başlayan III Metamorfizma Zonunda da gözlemlendiğine, bu durumun yüksek mertebeli metamorfizmaya işaret ettiğine de değinilmektedir (Erkan, 1976 a).

SONUÇLAR

Akdağmadeni doğusunda kalan bölgede oldukça kalın metasedimenter nitelikteki kalsilikatik gnays, gnays ve amfibolit gibi kayalarda rastlanılan mineral topluluklarına, minerallerin özelliklerine ve saha gözlemlerine dayanılarak, bu yöredeki bölgesel metamorfik kayalar, tavan ve taban serisi şeklinde, daha önce yapıldığı gibi, bir ayırım yaparak haritalamak, bölgedeki önce yüksek mertebeli daha sonra düşük mertebeli bir bölgesel metamorfizmanın etkili olduğundan söz etmek olası görülmemektedir. İkinci ve düşük mertebeli bir metamorfizmanın daha önce yüksek mertebeli metamorfizma geçirmiş temeli oluşturan seviyeyi de etkilemesi ve bu şekilde kuvvetli bir retrograd metamorfizmanın gelişmesi beklenirdi. Başka bir deyişle temel serisinin üzerine bir diskordans ile geldiği iddia edilen ve arkoz, kireçtaşı içeren filiş serisi şeklinde tanımlanan orta ve tavan serilerinin kuvarsit, mermer ve mikasit şekline dönüşmesine yol açacak düşük mertebeli bir metamorfizmanın temel serisi üzerindeki etkisinin büyük olması gerekirdi. Ancak temel seriye ait olduğu ifade edilen yerlerden toplanılan örneklerde, tüm yüksek mertebeli metamorfik kayalarda normal olarak görülebilen çok zayıf retrograd metamorfizma belirtisi dışında, bu tür bir etkiyi görmek mümkün olmamıştır. Bu kayalarda biyotitlerin kısmen kloritleşmesi, diyopsitlerin zayıf uralitleşmesi v.b. gibi bazı değişiklikler gözlenebilmektedir.

İnceleme alanının dışında ve Akdağmadenin güneyinde yüksek mertebeli metamorfizmaya işaret eden disten+stavrolit, sillimanit+ortoklaz parajenezleri içeren kayalarda da benzer durumların gözlemlendiği, sıcaklık ve basınç koşullarının değişimine karşı çok hassas bir mineral olan stavrolitin, düşük mertebeli ikinci bir metamorfizma sonucu klorit+serisit agregatına dönüşümü veya kloritoyide çevrilmesinin gerektiği, ancak bunun gözlenmediği de belirtilmektedir (Erkan, 1975).

Granit intrüzyonu çevresinde bulunan kayalarda ki bölgesel metamorfik oluşumlu diyopsitlerin ise kenar ve çatlakları'ndan itibaren kalsitleştiği ve uralitleştiği, sillimanit minerallerinin bazı yerlerde geniş ölçekte serisitleştiği görülmektedir. Bu şekilde kontakt metamorfizma ile retrograd metamorfizma etkilerini birbirinden ayırt etmek, örneklerin sahadaki ilişkilerini de dikkate almak sureti ile mümkün olabilmektedir.

İncelenen yörede yaklaşık 1500 m üzerinde bir kalınlığa sahip, yer yer pelitik seviyeler içeren karbonatlı bir seri orta basınç, yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Burada herhangi bir metamorfik zonlanma ayırt etmek olası değildir

ve incelenen bölgedeki kayaların tümünün aynı metamorfizma mertebesine sahip bir metamorfizma zonuna ait olduğu kabul edilebilir. İnceleme alanının güney ve güneybatısındaki metamorfiklerin incelenmesi ile tüm bölgedeki etkili metamorfizma koşullarının tam olarak ortaya çıkarılması olasıdır.

Sillimanit+Ortoklaz, skapolit+diyopsit+plajiyoklaz+kalsit+titanit mineral toplulukları, kahverengi yeşil hornblend, kırmızı kahverengi biyotitin varlığı metamorfizma koşullarının amfibolit fasiyesinin üst sınırına yakın bir değere sahip olduklarını, pegmatitik bant ve merceklerle rastlanılmamış olması anateksi koşullarına erişilmediğine işaret etmektedir. Böylece gerek kayaç grupları ve gerekse mineral topluluklarına dayanarak Akdağmadeni yöresi metamorfikleri ile Kırşehir yöresi metamorfiklerinin tek bir masife ait oldukları kesinlikle söylenebilir.

Yazının ilk geliş tarihi: 26.7.1980

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 26.7.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bard, J.D., 1970, Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracene Metamorphic Belt (SW-Spain): *Contr. Mineral, and Petrol.*, 28, 117-134.
- Binns, R.A., 1965, The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill District, New South Wales, Part: I-Hornblendes: *Min. Mag.*, 35, 306-326.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir Bölgesinde) etkili rejyonel metamorfizmanın petrolojibincelenmesi: *H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi*, 147 s.
- Erkan, Y., 1976 a, Kırşehir çevresindeki rejyonel metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları: *Yerbilimleri*, 2/1, 23-54.
- Erkan, Y., 1976 b, Orta Anadolu Masifindeki karbonatlı kayalarda plajiyoklaz bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerin incelenmesi: *Yerbilimleri*, 2/2, 107-111.
- Hietanen, A., 1967, Scapolite in the Belt series in the St. Joe—Clearwater Region, Idaho: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 86, 1—56.
- Miyashiro, A., 1958, Regional metamorphism of the Gosaisyo—Takanuki district in the Central Abukama Plateau: *Tokyo Uni., Journ. Faculty Sci.*, 11, 219-272.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*: Halsted Press, New York, 400 s.
- Pollak, A., 1958, Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv: *Notizbl. hess. L.—Amt. Bodenforschung*, 87, 239-245.

- Ramsay, C.R. ve Davidson, L.R., 1970, The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of the Mary Kathleen, Queensland, Australia: *Contr. Mineral, and Petrol.*, 25,41—51.
- Serdyuchenko, D.P., 1975, Some Precambrian scapolite—bearing rocks evolved from evaporites: *Lithos*, 8, 1—7. *
- Shaw, D.M., 1960, The geochemistry of scapolite, Part I: Previous work and general mineralogy, Part II: Trace elements, petrology and general geochemistry: *J. Petrology*, 1, 218-260, 261-285.
- Sobolev, V.S., 1972, The facies of metamorphism: Australian Nat. Uni. Press, Canberra, 416 s.
- Trommsdorff, V., 1966, Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in the Zentralalpen: *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 46,431-460.
- Trover, W.E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Teil II: Textband: E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, 822 s.
- Vache, R., 1962, Die Kontaktlagerstätte von Akdağmadeni und ihr geologischer Rahmen innerhalb des Zentralanatolischen Kristallins: *M.T.A. Enst. Dergisi*, 60, 22-36.