

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1986
February,

Cilt 29
Vol.

Sayı 1
no.

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Sedimentolojik ve tektonik yorumlamada kumtaşı petrolojisinin kullanımı: ABD'nin kuzeydoğusundan bir örnek

The usage of sandstone petrology in sedimentologic and tectonic interpretation: an example from northeastern USA

..... Talat ÖZBEK ve Kelvin S. RODOLFO 1

Soma Neojen stratigrafisine palinolojik bir yaklaşım

A palynologic approach to the Neogene stratigraphy of Soma area

Funda AKGÜN, Cengiz ALIŞAN, Erol AKYOL 13

Aladağlarda paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu

Paleokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ mountains

..... Mustafa ÇEVİRİM, Wolfram ECHLE, Günther FRIEDRICH 27

Yeşilyurt (Alaşehir) sahasındaki uranyum belirtilerinin kökeni ve bunların depolanma sonrası alterasyonlarla tahribi

Genesis of uranium occurrences in the Yeşilyurt area (Alaşehir) and their destruction by post-depositional alterations

..... Hüseyin YILMAZ 13

Erzin ovası (Hatay) yeraltısuyu havzası sonlu eleman modeli

Finite element model for the Erzin plain (Hatay) groundwater basin

..... Nurkan KARAHANOĞLU, Vedat DOYURAN, Fongsaward SUVAGONDHA 53

Sonlu elemanlar modelinin Erzin ovası (Hatay) serbest akiferine uygulanması

Application of a finite element model to the unconfined aquifer of the Erzin plain (Hatay)

Vedat DOYURAN, Fongsaward SUVAGONDHA, Nurkan KARAHANOĞLU 61

Paleontolojide türlerin nicel olarak saptanmasına bir örnek: Alt Devonyen Icriodus'larında bir uygulama

An example to quantitative determination of species in paleontology: An application in the Icriodus Lineages of the Lower Devonian

M. Kemal CEBECİOĞLU, Michael A. MURPHY 73

Adana havzası Kuzgun formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri

Facies and environmental aspects of the Kuzgun formation (Upper Miocene) in Adana basin

Cengiz YETİŞ, Cavit DEMİRKOL, Erdal KEREY 81

Gelibolu Yarımada'sındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi
An investigation with organic geochemical and clay minerals of two source rocks in Gelibolu Peninsula

..... Mehmet ÖNAL 97

Jeofizik yöntemle kurşun-çinko (Pb-Zn) yatağının üretim alanının genişletilmesi: Afşin - Elbistan

Expansion of the production area for the Lead-Zinc deposit by using geophysical method at Afşin-Elbistan

..... Ahmet ERCAN 105

Doğu Karadeniz Bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökenel yorumu

Petrology and the genetic implications of Erdembaba volcanics of Pliocene age in the Eastern Black Sea region, Turkey

..... Nurl TERZİOĞLU 119

Kazdağ batısı Mihli dere vadisinin jeolojik ve petrografik incelenmesi

Geologic and petrographic investigation of Mihli dere valley (Kazdağ, northwestern Turkey)

..... Ziya GÖZLER 133

Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası
Petrology and geochemistry of the Sinop volcanics

..... Halil BAŞ 143

Altınekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi

Geology and tectonic evolution of the Altınekin (Konya) region

..... M. Erkan KARAMAN 157

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Demir ALTINER (ODTÜ) - Erçin KASAPođLU (HÜ) - Ayhan ERLER (ODTÜ)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Ömer AKINCI (MTA) - Ahmet ÇAğATAY (MTA) - Ercüment SİREL (MTA)
Güner ÜNALAN (MTA) - Ali KOÇYİğİT (ODTÜ) - Teoman NORMAN (ODTÜ)
Yavuz ERKAN (AÜFF) - Osman YILMAZ (H.Ü) - Mümin KÖKSOY (H.Ü)
Ozan SUNGURLU (TPAO) - Necdet ÖZGÜL (İTÜ) - Aral OKAY (İTÜ)
Naci GÖRÜR (İTÜ) - Yücel YILMAZ (İ.Ü) - Okay EROSKAY (İ.Ü)
Önder ÖZTUNALI (İ.Ü) Burhan ERDOğAN (DEÜ) - Selçuk TOKEL (KÜ)
Remzi DİLEK (K.Ü.) Erdal KEREY (F.Ü) - İhsan SEYMEN (S.Ü)
Fusun ALKAYA (S.Ü)

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde

Ergüzer BİNGÖL (MTA) - Aykut BARKA (MTA) - Fethullah ÖZELÇİ (MTA)
Evren YAZGAN (MTA) - Mustafa ÖZÇELİK (MTA) - Halil ÖNDER (ODTÜ)
Alparslan ARIKAN (H.Ü) - İsmet GEDİK (K.Ü) - Fuat ÖNDER (C.Ü)
ve Mustafa KUŞÇU (S.Ü.) nün de katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Tuncay ERCAN (MTA)

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak 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 verilmaz.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dısında tüm sayıları yazışma adresinden 1000,- TL'dan temin edilebilir.

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

40. Dönem (1985 - 1986)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Vedat DOYURAN (ODTÜ)	Başkan (President)
Ayhan ERLER (ODTÜ)	İkinci Başkan (Vice President)
Tuncay ERCAN (MTA)	Genel Yazman (Secretary General)
Esat M. ÖZTÜRK (MTA)	Sayman (Treasurer)
H. Jerf ASUTAY (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
M. Şefik İMAMOğLU (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Mustafa ŞENEL (MTA)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should
be addressed to : Türkiye Jeoloji Kurumu PK. 464 Kızılay, ANKARA
Telf. : 34 36 01

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1986
February,

Cilt 29
Vol.

Sayı 1
no.

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Sedimentolojik ve tektonik yorumlamada kumtaşı petrolojisinin kullanımı: ABD'nin kuzeydoğusundan bir örnek**
The usage of sandstone petrology in sedimentologic and tectonic interpretation : an example from northeastern USA
.....Talat ÖZBEK ve Kelvin S. RODOLFO 1
- Soma Neojen stratigrafisine palinolojik bir yaklaşım**
A palynologic approach to the Neogene stratigraphy of Soma area
Funda AKGÜN, Cengiz ALIŞAN, Erol AKYOL 13
- Aladağlarda paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu**
Paleokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ mountains
.....Mustafa ÇEVİRİM, Wolfram ECHLE, Günther FRIEDRICH 27
- Yeşilyurt (Alaşehir) sahasındaki uranyum belirtilerinin kökeni ve bunların depolanma sonrası alterasyonlarla tahribi**
Genesis of uranium occurrences in the Yeşilyurt area (Alaşehir) and their destruction by post-depositional alterations
.....Hüseyin YILMAZ 43
- Erzin ovası (Hatay) yeraltısuyu havzası sonlu eleman modeli**
Finite element model for the Erzin plain (Hatay) groundwater basin
... Nurkan KARAHANOĞLU, Vedat DOYURAN, Fongsaward SUVAGONDHA 53
- Sonlu elemanlar modelinin Erzin ovası (Hatay) serbest akiferine uygulaması**
Application of a finite element model to the unconfined aquifer of the Erzin plain (Hatay)
Vedat DOYURAN, Fongsaward SUVAGONDHA
.....Nurkan KARAHANOĞLU 61
- Paleontolojide türlerin nicel olarak saptanmasına bir örnek: Alt Devoniyen Icriodus'larmda bir uygulama**
An example to quantitative determination of species in paleontology : An application in the Icriodus Lineages of the Lower Devonian
M. Kemal CEBECİOĞLU, Michael A. MURPHY 73
- Adana havzası Kuzgun formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyesi ve ortamsal nitelikleri**
Facies and environmental aspects of the Kuzgun formation (Upper Miocene) in Adana basin
Cengiz YETİŞ, Cavit DEMİRKOL, Erdal KEREY 81
- Gelibolu Yarımadasındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi**
An investigation with organic geochemical and clay minerals of two source rocks in Gelibolu Peninsula
.....Mehmet ÖNAL 97
- Jeofizik yöntemle kurşun-çinko (Pb-Zn) yatağının üretim alanının genişletilmesi: Afşin - Elbistan**
Expansion of the production area for the Read - Zinc deposit by using geophysical method at Afşin - Elbistan
.....Ahmet ERCAN 105
- Doğu Karadeniz Bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu**
Petrology and the genetic implications of Erdembaba volcanics of Pliocene age in the Eastern Black Sea region, Turkey
.....Nuri TERZİOĞLU 119
- Kazdağ batısı Mıhlı dere vadisinin jeolojik ve petrografik incelenmesi**
Geologic and petrographic investigation of Mıhlı, dere valley (Kazdağ, northwestern Turkey)
.....Ziya GÖZLER 133
- Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası**
Petrology and geochemistry of the Sinop volcanics
.....Halil BAŞ 143
- Altmekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi**
Geology and tectonic evolution of the Altmekin (Konya) region
.....M. Erkan KARAMAN 157

Sedimentolojik ve tektonik yorumlamada kumtaşı petrolojisinin kullanımı : ABD'nin kuzeydoğusundan bîr örnek

The usage of sandstone petrology in sedimentologic and tectonic interpretation : an example from northeastern USA

TALAT ÖZBEK, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdlere Dairesi, Ankara.

KELVIN S. RODOLFO, University of Illinois at Chicago, Department of Geological Sciences, USA.

ÖZ: Pennsylvania ve New Jersey'deki Orta ve Üst Ordovisiyen yaşlı Martinsburg Formasyonu'nun orta Ramseyburg grovak üyesi, çökel ortamı ve beslenme alanı evrimini açıklamak ve levha tektoniği çerçevesinde jeodinamik konumunu tartışmak amacıyla incelenmiştir. Martinsburg mostra kuşağı boyunca -220 km.lik bir uzanım içerisinde- yedi örnek bölgesinden toplam olarak 48 adet örnek bu amaçla toplanmıştır. Bu örnekler monokristalin ve polikristalin kuvars, volkanik ve sedimenter litik parçalar, plajiyoklas ve K-feldispat gibi detritik bileşenleri açısından değerlendirilmiştir. Her kumtaşı ince kesitinde bu bileşenler için toplam 500 adet nokta sayımı yapılmış olup bunlar model üçgen diyagramlara yerleştirilmiştir. Farklı tektonik konumlarda oluşmuş 200'e yakın havzadan elde edilen analitik veriler üçgen diyagramlara yerleştirilmiştir. Farklı tektonik konumlarda oluşmuş 200'e yakın havzadan elde edilen analitik veriler üçgen diyagramlarda değişik bölgelerle temsil edilmektedir. Bundan dolayı tektonik ile kumtaşı petrolojisi arasında doğrudan bir ilişki kurulmaktadır.

Bu şekilde elde edilen verilerin ışığında Martinsburg türbiditleri daha baskın olan yeniden işlenmiş orojenik ve daha az yaygın kratonik olmak üzere iki ana beslenme alanının varlığını göstermektedir. Havzanın güneybatı bölümü baskın olarak Geç Kambriyen/Erken Ordovisiyen yaşlı tortul örtüden beslenmiş olup, kuzeydoğu bölümü ise, kırıntılarının çoğunu sedimenter örtü aşındıktan sonra yüzeyleşmiş olan ve Kuzey Amerika'nın temelini oluşturan granitik ve gnaysik plütonlardan alarak beslenmiştir. Bazaltik kırıntıların azlığı veya yokluğu bu sedimanlar için volkanik yay beslenme alanının baskın kaynak olmadığını göstermektedir.

Martinsburg çökel ortamı ve beslenme alanlarının evrimi Kuzey Amerika kratonunun, Prekambriyen riftleşmesinden kalan bir ada yayı veya bir kıtacı ile çarpışmasını gerektiren bir plaka tektoniği modeli ile açıklanmaktadır. Önerilen bu tektonik model Hamburg klip'inin (allokton bir birim) ve mostra kuşağı boyunca bazı yerlerde Martinsburg Formasyonu'nun tabanında görülen ince volkanik kül katmanları ve yastık lavların yerleşimi hakkında yeni yorumlar getirmektedir.

ABSTRACT: The Ramseyburg middle graywacke member of the Middle to Upper Ordovician Martinsburg Formation of Pennsylvania and New Jersey was analyzed petrologically in order to identify its provenances, with a view toward reconstructing the basinal and source-area evolution in a plate tectonic context. A total of 48 samples were studied, taken from seven localities along the Martinsburg outcrop belt, which extends for 220 km. These samples were analyzed for the following detrital grains: monocrystalline quartz, polycrystalline quartz, volcanic and sedimentary lithic fragments, plagioclase, and potassium feldspar. On each thin section, 500 points have been counted for these grains and been placed in triangular modal diagrams. Analytic data obtained from 200 basins which are formed by different tectonic regimes are represented by various parts of triangles. Therefore the relationship between tectonics and sandstone petrology are set up directly.

Analyzed data reveal that the Martinsburg turbidites had two provenances: a more dominant recycled orogenic and a subordinate cratonic interior. The southwestern portion of the basin was dominantly fed by reworked Late Cambrian/Early Ordovician sedimentary cover, and the northeastern part of the basin received its elastics from granitic and gneissic plutons of the North American basement that were exposed after the sedimentary cover was eroded. The rarity of predominantly basaltic detritus in the Martinsburg graywackes indicates that the arc provenance was not the prime source for these sediments.

The evolution of the Martinsburg basin and its source areas is accounted for by a plate tectonic model which requires the collision of the North American craton with an island arc or microcontinent left from Precambrian rifting. This proposed tectonic model provides additional insights regarding the emplacement of the Hamburg klippe, and of pillow basalts and thin volcanic ash layers present elsewhere along the outcrop belt at the base of the Martinsburg Formation.

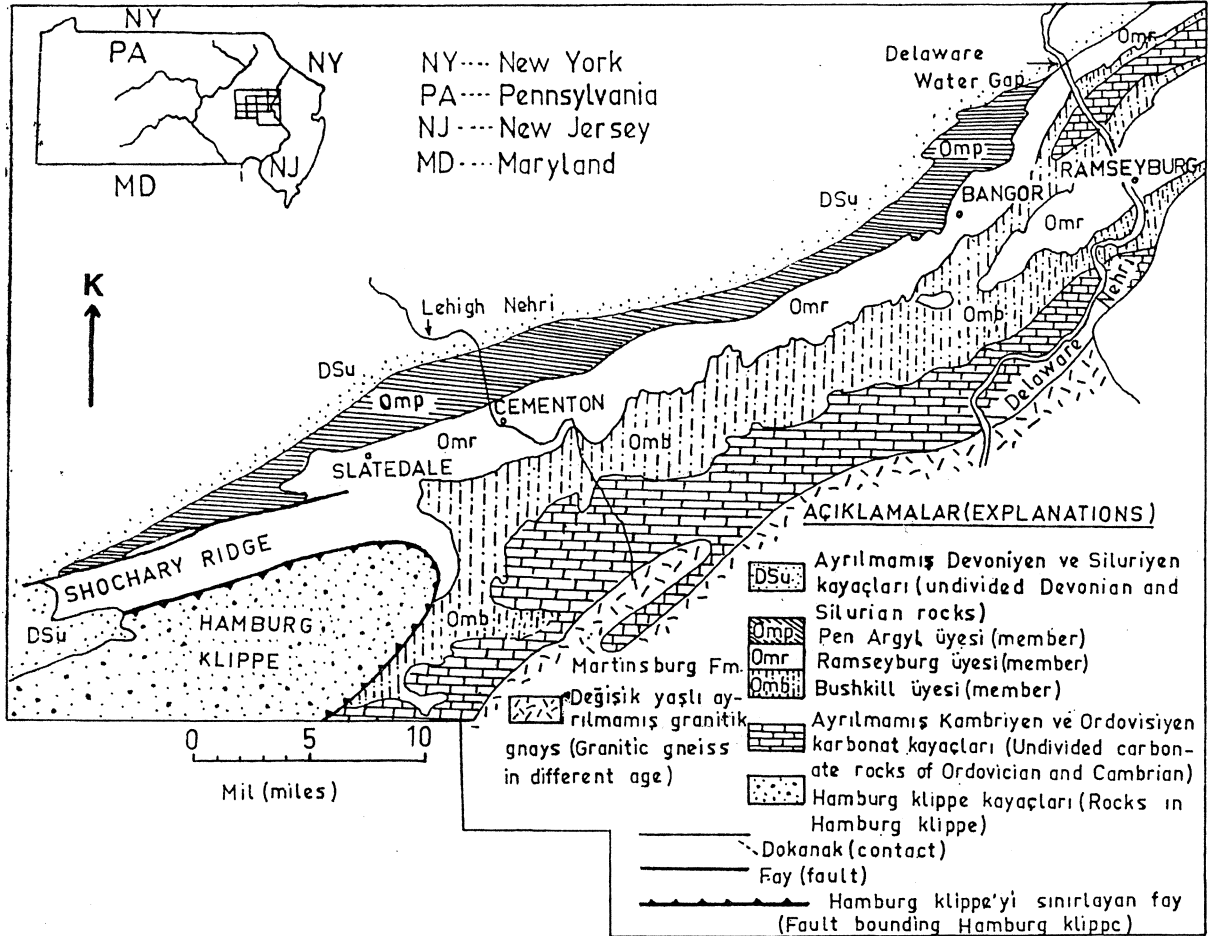
GİRİŞ

Bu araştırma, orta ve doğu Pennsylvania'da Takonik klastik kamasının bir bölümündeki Orta/Üst Ordovisiyen yaşlı **Martinsburg** Formasyonu'nun beslenme alanlarını tanımlamak ve formasyonun ortasında yer alan **Ramseyburg** grovak biriminin petrolojik özelliklerinden yararlanılarak sahanın plaka tektoniği evrimini açıklayabilmek amacıyla ele alınmıştır.

Orta ve Üst Ordovisiyen'de derin denizde çökelmiş bir fliş olan **Martinsburg** Formasyonu, doğu Pennsylvania'nın Büyük Vadi'sinin kuzey tarafı boyunca yüzeyleşmiş olup güneyde **Maryland**, **West Virginia** ve **Virginia**'ya ve kuzeyde **New Jersey** ve **New York**'a kadar uzanır (Şekil 1). **Martinsburg** Formasyonu çalışma sahasının hem kuzeydoğusuna ve hem de güneybatısına doğru Takonik klastik kamasının büyük bir bölümünü oluşturduğundan bu çalışma için özellikle seçilmiştir. Bu formasyonu üstleyen ve Takonik orojeninin en hızlı dönemlerinden birisine karşılık gelen Erken Siluriyen yaşlı **Shawangunk** For-

masyonunda da sınırlı bir araştırma yürütülmüştür. Buna rağmen **Shawangunk** ve eş zamanlı formasyonlar hakkında bu yazıda tartışılan verilerin çoğu literatürden derlenmiştir (Yeakel, 1962; Smith, 1967).

Çalışma sahasındaki stratigrafik istif; beyaz-gri renkli, bol miktarda sığ denizel fosil içeren **Beekmantown** kireçtaşları ile başlamakta olup bunlar yöresel olarak çimento kayası (cement rock) olarak isimlendirilen koyu gri-siyah renkli **Jacksonburg** killi kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2). **Jacksonburg** kireçtaşları **Beekmantown** kireçtaşlarının alt seviyelerine ait çakıllar içermektedir. Bu birim üzerine alttan üste doğru sırasıyla **Martinsburg** Formasyonu'nun en yaşlı üyesi olan ve ince kumtaşı tabakaları içeren şeyi birimi (**Bushkill** üyesi), ince ve kaim tabakalı grovaplardan oluşan ve yer yer şeyi içeren orta grovak birimi (**Ramseyburg** üyesi) ve en üstte de sleyt birimi (**Pen Argyl** üyesi) gelmektedir (Şekil 1). Orta ve doğu Pennsylvania'da, bu formasyon üzerine gelen ve bazı çalışmacılar tarafından **Martinsburg**'un en üst üyesi olduğu şeklinde yo-



Şekil 1 : Doğu Pennsylvania ve New Jersey'de Martinsburg Formasyonu'nun yayılımını ve Hamburg klip'inin doğu kesimini gösteren genelleştirilmiş bölgesel jeoloji haritası (Drake ve Epstein, 1967 ve Epstein ve diğerleri, 1972'den değiştirilmiştir).

Figure I : Generalized regional geologic map showing the eastern part of the Hamburg klippe and the distribution of the Martinsburg Formation in eastern Pennsylvania and New Jersey (modified from Drake and Epstein, 1967 and Epstein and others, 1972).

rumlanan **Shochary Rîdge** kumtaşları yer almaktadır. Bunlar sıg denizel fosil içermeleri ve oldukça kaba taneli olmaları nedeniyle **Martinsburg** grovaklarından ayrılırlar. Mostra kuşağı boyunca **Martinsburg** Formasyonu, açılal bir uyumsuzlukla Erken Siluriyen yaşlı **Shawangunk** ve Geç Ordovisiyen yaşlı karasal **Bald Eagle** ve **Juniata** formasyonları tarafından üstlenmektedir (Yeakel, 1962; Smith, 1967) (Şekil 1).

Bu çalışma devam ederken Shanmugam ve Lash (1982) tarafından bu formasyonun ilk olarak plaka tektoniğindeki jeodinamik anlamı tartışılmış ve bir model önerilmiştir. Buna rağmen, bu model Takonik alloktonların yerleşimini ve **Martinsburg** Formasyonu ile üstüne gelen **Shawangunk** ve diğer Erken Siluriyen formasyonları arasındaki uyumsuzluğu açıklamakta yetersiz kalmıştır. Aynı şekilde Martinsburg Formasyonu'nun tabanındaki yastık lavların ve ince volkanik kül katmanlarının (McBride, 1962) yerleşimini de açıklayamamaktadır.

Martinsburg Formasyonuna ait şeyi ve grovaklar değişik çalışmacılar tarafından türbidit olarak yorumlanmıştır. Diğer derin deniz çökellerindeki gibi yaygın sedimanter yapı ve dokuların varlığı, güncel derin deniz kırmızı killere benzer kırmızı seyilerin olması, radyolaryalı çörtlerin oluşması ve sıg deniz çökellerindeki yapıların ve organizmaların yokluğu derin deniz türbidit kökenini desteklemek için ileri sürülen verilerdir (McBride, 1962; McIver, 1970).

Özellikle şeyi biriminde görülen karmaşık kıvrım ve faylanmadan dolayı **Martinsburg** Formasyonu'nun gerçek kalınlığı bilinmemektedir. Buna rağmen formasyonun kalınlık tahminleri 1000 ile 3000 m arasında değişmektedir.

Martinsburg flîşi içerisinde veya üzerinde bulunan allokton birimleri açıklamak için değişik görüşler bulunmaktadır. Bunlar arasında **Hamburg** klip'ini ve **Shochary Ridge** kumtaşlarının tektonik konumunu açıklayan farklı görüşleri saymak mümkündür.

Bu çalışma, **Martinsburg** Formasyonu'nun mineralojik ve petrolojik özellikleri ile ilgilenebilir. Daha sonra bu veriler **Martinsburg** çökel ortamı ve beslenme alanlarının jeodinamik evrimi hakkında levha tektoniği kapsamında yorumlar geliştirmektedir.

BÖLGESEL JEODİNAMİK VERİLER

Takonik orojeni

Ordovisiyen'de Kuzey Amerika'nın en önemli jeolojik olayı Takonik orojenin varolmasıdır (Rodgers, 1970; King, 1977; Williams ve Max, 1980 ve Van der Voo, 1982). Orta ve Geç Ordovisiyen yaşlı Takonik orojeni, güncel plak tektoniği açısından yeniden incelenerek yorumlanmıştır (Bird ve Dewey, 1970; Rowley ve Kidd, 1981; Taylor ve Toksöz, 1982; Van der Voo, 1982). Genelde Kuzey Appalaşlar'da toplanmış olan bu çalışmalar zengin ve ayrıntılı paleocoğrafik yorumlar getirmiştir.

Genel olarak çalışmacıların çoğu Takonik orojenin, Kuzey Amerika kıtası ile bir ada yayının (Chappie, 1973; Dickinson ve diğerleri, 1983), veya Prekambriyen riftleşmesinden kalan bir mikrokıta-

mn çarpışmasından ortaya çıktığı görüşünü paylaşmaktadırlar (Taylor ve Toksöz, 1982). Colman-Sadd (1982) e göre, bir kıta-kıta çarpışması normal olarak iki orojeneze neden olur; ilki ofiyolit bindirmesi ile başlarken, sonraki metamorfizma, granit sokulumu ve sık sık gözlenen yaygın deformasyonla belirginleşir. Colman-Sadd (1982), kıtasal çarpışma evrelerini, plaka hareketlerini kontrol eden kuvvetlere bağlı olarak açıklamıştır: Bunlar; 1) dalan kabuğun aşağıya çekme kuvveti, 2) daha az etkili olarak, orta okyanusun sırtlarının açılmasına bağlı gelişen okyanus al kabuğun yayılma kuvvetidir.

Düşey kaldırma kuvvetlerine bağlı olarak gelişen orojen, dalma-batma zonundaki plakaların bir-biri üzerine geldiği dar kuşak boyunca yoğunlaşmıştır (Kopp, 1981). Kıtasal kabuğun kaldırma kuvveti, dalan okyanusal kabuğun ve diğer kontrol eden kuvvetlerin negatif kaldırma kuvvetlerini dengeler ve bu nedenle plaka hareketi durdurulur. Kıtasal kabuğun eklenmesi ve dalma-batmanın yenilenmesi kabuksal kısalmaya neden olmaktadır (Miyashiro ve diğerleri, 1982). Kabuk eklenmeden kaldığı sürece, litosfer bir bütün olarak dalma-batma olayı ile kısalmakta olup kıtasal kabuk çarpışma zonuna girer girmez dalma-batma olayı son bulmaktadır (Miyashiro ve diğerleri, 1982; Colman-Sadd, 1982).

Orojenik olaylara doğru yaş verilebilmesi gerçek tektonik modellerin yapımı için gereklidir. **Martinsburg** Formasyonu ile **Shawangunk** Formasyonu arasındaki uyumsuzluk ana bir deformasyon olayının

APPALASLARDA TAKONİK OROJENİ (TACONIC OROGENY IN APPALACHIANS)			
SİST. (SYST.)	K. AMERİKA SERİLERİ (N. AMERICAN SERIES)	K. AMERİKA KATLARI (N. AMERICAN STAGES)	MARTINSBURG HAYZA. (MARTINSBURG BASIN)
ORDOVİSİYEN (ORDOVICIAN)	MEDİNEN (MEDINAN)	ALEKSANDRİYEN (ALEXANDRIAN)	SHAWANGUNK FORM. (SHAWANGUNK FM.)
	SİNSİNATİYEN (CINCINNATIAN)	RİÇMONDİYEN (RICHMONDIAN)	Shochary Ridge
		MEYSVİLLİYEN (MAYSVILLIAN)	Pen Argyl Üyesi
		EDENİYEN (EDENIAN)	Ramsayburg Üyesi
	ÇAMPLANİYEN (CHAMPLAINIAN)	SARMANİYEN (SHERMANIAN)	Bushkill Üyesi
		KÖRKİLDİYEN (RİRKİE)	JACKSONBURG KÇE (LS)
		ROKLANDİYEN (ROCKL.)	
		BLEKRİYERİYEN (BLACKRIVERIAN)	
		ÇEZYEN (CHAZYAN)	BEEKMANTOWN GRUBU (GR.)
		VAYTRİYEN (WHITEROCKIAN)	

Şekil 2 : Appalaşlar'da Takonik orojeni'nin süresini ve Martinsburg Formasyonu'nu gösteren genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Shanmugam ve Lash, 1982; Taylor ve Toksöz, ** 1982 ve Dickinson ve diğerleri,* 1983'den derlenmiştir).

Figure 2 : Generalized stratigraphic column showing the Martinsburg Formation and duration of the Taconic Orogeny in Appalachians (compiled from Shanmugam and Lash, 1982; Taylor and Toksöz, ** 1982; and Dickinson and others,* 1983).

kanıtı olarak yorumlanmaktadır. Bu deformasyon olayının varlığını kum t aşlarının petrolojik etüdleriyle de kanıtlamak olasıdır. Beslenme alanındaki koşulların değişmesi Geç Ordovisiyen ve Erken Siluriyen zamanında ana bir tektonik olayın varlığını kuvvetli bir şekilde desteklemektedir. Çünkü dokusal olarak olgun olmayan Martinsburg grovakları, aynı çökel ortamında, zamanla dokusal olarak yarı olgun **Shawangunk** ve süper derecede olgun Tuscarora kum* taşlarının çökeline olanak vermiştir.

KITAÖNÜ HAVZA GELİŞİMİYLE İLGİLİ GÖRÜŞLER

Kitaönü (önülke) havzaları yaygın olarak kitaönü bindirme kuşaklarının kratonik taraflarına doğru uzanan uzun çökel ortamları olarak tanımlanmaktadır. Kitaönü havzaların ayrıntılı bir sınıflandırması Beaumont (1981) tarafından yayımlanmışsa da, Dickinson (1974)'ün daha basit ve geniş olarak kabul edilen kullanımı bu çalışma için uygun görülmüştür. Kitaönü havzaların iki uç tipi tamamen değişik tektonik ortamlarda oluşurlar. Yaygerisi (retroarc) havzalar (Şekil. 3A) magmatik yaylara komşu olan kitaönü bindirme kuşaklarının kratonik tarafında, oluşurken, dış/çevre (peripheral) havzalar (Şekil. 3B) kenetlenme zonlarına komşu olan kitaönü bindirme kuşaklarının yanında oluşmaktadır. Yaygerisi havzalar okyanusal kabuğun kıta altına normal dalması sırasında gelişirken, dış (çevre) havzalar kıtasal çarpışma sonucu oluşmaktadır.

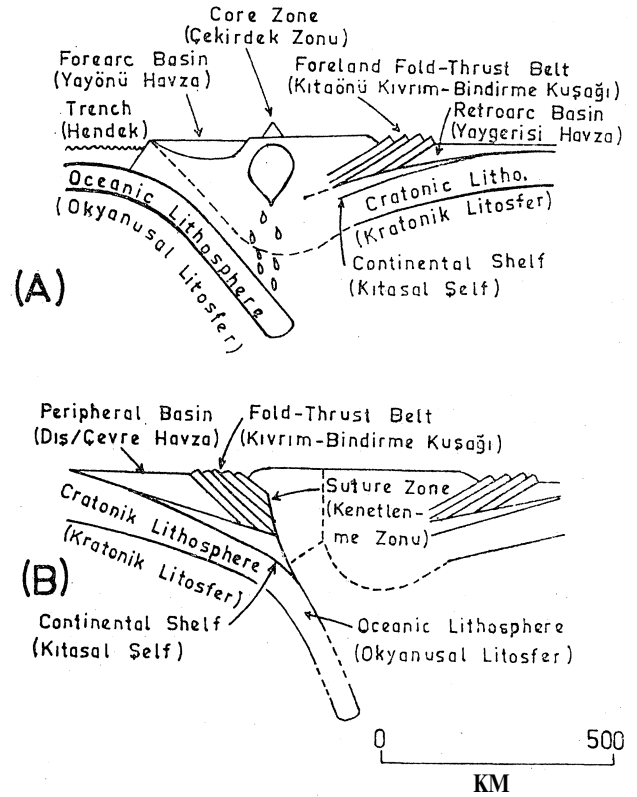
Kitaönü havzalar kıvrım-bindirme kuşağının oluşumu sırasında birbiri üzerine gelen litosferik yüklerle oluşan pasif yüklemeye yanıt olarak litosferin aşağıya doğru bükülmesi sonucu oluşmuşlardır (Beaumont, 1981). Orta Appalaşlar'da mostra dağılımı ve büyük bindirme faylarının yapısal özellikleri dış (çevre) havzaların tanımına yakinen uymaktadır. Takonik orojeninin ve onun kitaönü havzalarının oluşumunu açıklayan en mantıklı model, allokonların batıya doğru taşınmasını doğuya doğru dalma-batma ile açıklamaktadır.

Orojeni ve kitaönü havzaların gelişimi birbirinden ayrı olaylar olarak düşünülmemelidir. Bu çalışma, orojenik kuşaktaki olaylarla doğrudan kontrol edilen, havza içerisindeki aşınma ve sedimentasyon olayları ile ilgilenmektedir. Orta Appalaşlar'da üç ayrı üyesi ile **Martinsburg** formasyonu havzanın sinorojenik gelişimini göstermekte olup fliş olarak tanımlanmaktadır, buna karşın kısmen kaba taneli sığ deniz kırıntılılarından oluşan **Shochary Ridge** kumtaşları ve tamamen karasal çökellerden oluşan **Shawangunk** çökelleri orojenez bitiminden önceki molas evresine karşılık gelmektedir.

Kıvrım-bindirme kuşağındaki kabüksal kalınlaşma, kitaönü havzasındaki aşağıya doğru çökme için olası bir mekanizma olarak ileri sürülmüştür (Price, 1973). Bununla beraber, güncel olarak, yüklemenin rolünü desteklemek veya ısının neden olduğu kabüksal çökme gibi diğer faktörlerin etkisini saptamak için çalışmalar da yapılmıştır (Beaumont, 1981; Jordan, 1981). Atlantik-tipi kıta kenarlarının çökmesini gerektiren nedenler arasında bulunan litosferik soğumanın, sedimari yüklemesinden oluşan

çökme kadar önemli olduğu sonucuna varan Steckler ve Watts (1978), bu olayı geniş bir şekilde tartışmışlardır.

Deniz seviyesindeki değişmeler sedimentasyonu ve neticede yüklemeyi kontrol eden faktörler arasında bulunmaktadır. Buna rağmen sığ bir denizdeki su kolonunun gerçek kalınlığının litosferik kıvrılmaya tabakaların ağırlığından çok daha az etkisi bulunmaktadır. Leggett (1978)'e göre izostatik transgresif ve regresif olaylar çökel kayaların litolojisiindeki değişmelere neden olmaktadır. Martinsburg Formasyonu'nun taban birimi ile bunun altına gelen Jacksonburg kireçtaşları ve **Beekmantown** sığ-deniz karbonatları arasındaki uyumsuzluk da bu zamandaki ana bir izostatik olayla açıklanabilir. Büyük ölçekli transgresyonlar, ya büyük bir buzlanma döneminin sonunda kutuplardaki buzun erimesiyle ya da okyanus ortası sırtlardaki veya altındaki yapıcı aktivitenin artması ile okyanus havzası hacminin küçülmesiyle açıklanabilir (Hays ve Pittman, 1973). Erken



Şekil 3 : Kitaönü havzaların iki uç üyesi (Beaumont, 1981'den değiştirilmiştir).

A) Kıta altına okyanusal litosferin dalma-batması sonucu oluşan yaygerisi havza,
B) Kıtasal çarpışmanın bir sonucu olarak oluşan dış (çevre) havza.

Figure 3 : Two end members of the foreland basins (modified from Beaumont, 1981).

A) Retroarc basin, formed as a result of subduction of oceanic lithosphere under a continent,
B) Peripheral basin, formed as a result of continental collision.

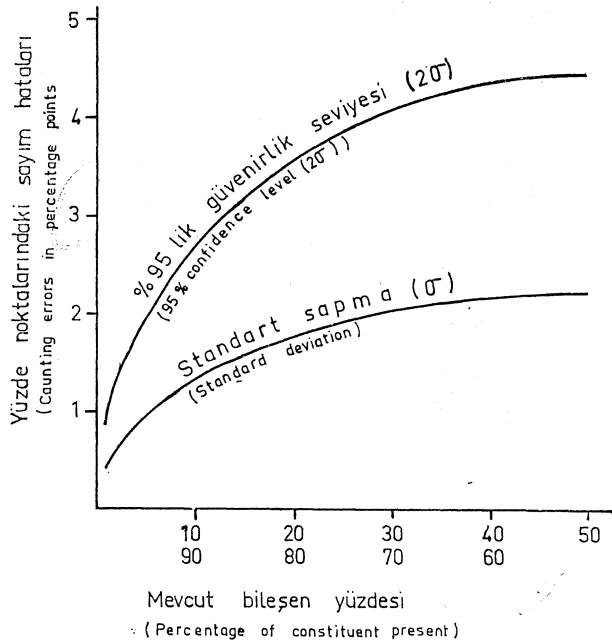
ve Orta Ordovisiyen zamanında geniş yayımlı buzulanma için hiç bir kanıt olmadığından (Leggett, 1978), Martinsburg çökel ortamının dereceli olarak derinleştiğini gösteren deniz yükselmesinin Orta ve Kuzey Appalaşlar'daki Ordovisiyen denizinde kısa süreli bir deniz tabanı yayılmasına bağlanması olası görülmektedir. Üstelik Virginia Appalaşlar'ındaki Martinsburg Formasyonu'nun tabanındaki yastık lavlar ve volkanik kül katmanları bu deniz tabanı yayılmasının bir göstergesi olabilir. Değişik olarak Cohen (1982) ve diğer bazı araştırmacıların önerdikleri şekilde, bu volkanik faaliyetler üst mantoya kadar uzanan büyük listrik faylara bağlı olarak gelişmiş olabilirler.

MARTINSBURG TÜRBİDİTLERİNİN LABORATUVAR İNCELEMELERİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

Toplam olarak 48 incesitte nokta sayımı yapılmıştır. Bütün ince kesitler tabakalanmaya dik olarak kesilen parçalardan hazırlanmış ve bazı örneklerin çapraz kesitleri de yapılmıştır. Her bir ince kesitte Swift otomatik nokta sayıcı ile 500 nokta sayılmıştır.

Nokta sayımı yapılan ana bileşenler; monokristalin kuvars (Qm), çört te içeren polikristalin kuvars (Qp), plajiyoklas (P), K-feldispat (K), volkanik litik parçalar (Lv) ve sedimanter litik parçalardan (Ls) oluşmaktadır.

Nokta sayımından kaynaklanan istatistiksel belirsizlik Şekil. 4'deki eğri ile gösterilmektedir. Van der Plas ve Tobi (1965)'den basitleştirilen bu şekil veri-



Şekil 4 : Bileşenler için 500 nokta sayımına dayanan ve sayım hatalarını gösteren şekil (Van der Plas ve Tobi, 1965'den değiştirilmiştir).

Figure 4 : Plot showing counting errors for modes based on 500 point counts. (After Van der Plas and Tobi (1965))

len bir bileşenin hesaplanmış yüzdesinin bir fonksiyonu olarak sayım hatasını göstermektedir.

Grovakların kırıntılı bileşenleri, kuvars (Q), feldispat (F) ve litik parçalar (L) Dickinson (1970) ve Graham ve diğerleri (1976)'nın mineralojik ve petrografik tanımlamaları ile saptanarak modal üçgen diyagramlarda kullanılmaktadır.

Çalışmacıların çoğu, mineralleri (özellikle plajiyoklas ve K-feldispat) renk, dilinim, inklüzyon, alterasyon ve konoskopik şekil gibi petrografik ve mineralojik özelliklerinden yararlanarak saptamayı tercih etmektedirler. Fakat bu özelliklerden bazılarını saptamak her zaman kolay olmamaktadır. Özellikle ince-taneli kumtaşlarında kuvars taneleri önemli miktarda zaman ve çaba sarfetmeden K-feldispat veya ikizlenme göstermeyen plajiyoklas tanelerinden ayıramazlar. Nokta sayımı yapılan örneklerden yaklaşık yüzde yirmisi kırıntılı tanelerin tanınmasını zorlaştıran kil ve mika mineralleri ile ornatılmıştır. Onun için örnek gruplarındaki istatistiksel değişimler, sayımlardaki tek hata kaynağı olarak düşünülmelidir. Optik tanımlamada ve nokta sayımında operatörün hatasını en aza indirmek için ince kesitler, hem plajiyoklas hem de K-feldispat için özel kimyasal maddelerle boyanmıştır (Bu konudaki referanslar ve yöntemin kullanılması hakkındaki ayrıntılar için Özbek, 1983'e bakınız).

MARTINSBURG TÜRBİDİTLERİNİN PETROLOJİK İNCELENMESİ VE KULLANILAN DİYAGRAMLARIN YORUMLARI

Örnekler arazideki yakınlıkları gözönüne alınarak 9 grup altında toplanmış olup resmi olmayan grup isimleri verilmiştir. Şekil. 5'de görüldüğü gibi güneybatıdan kuzeydoğuya doğru bu gruplar; Newville, Hershey, **Shochary Ridge**, **Slatedale**, Wind Gap, Cementon, Bangor, Delaware Water Gap ve Ramsesburg olarak isimlendirilmiştir.

Kumtaşları arasındaki önemli bileşimsel değişimler üçgen diyagramlarda gösterilmektedir. Beslenme alanı yorumlarında QFL (toplam kuvars-toplam feldispat-litik parçalar) üçgeni ile QmFLt (monokristalin kuvars-toplam feldispat-toplam litik parçalar) üçgeni çok kullanışlıdır. Ayrıca QpLvLs (polikristalin kuvars-volkanik litik parçalar-sedimanter litik parçalar) ve QmPK (monokristalin kuvars-plajiyoklas-feldispat) üçgenleri de yardımcı üçgenler olarak kullanılmaktadır.

Çizelge 1 kullanılan tane parametrelerini tanımlamakta olup bunları üçgen diyagramlarda kullandığı şekilde göstermektedir (Dickinson ve Suczek, 1979). Çizelge 1 Üçgen diyagramlarda kullanılan tane parametreleri:

- (1) $Q = Q_m + Q_p$
 Q ... toplam kuvars taneleri
 Qm ... monokristalin kuvars taneleri
 Qp ... polikristalin kuvars taneleri
- (2) $L = L_v + L_s$
 L... duraylı olmayan afanitik litik kırıntılar
 Lv ... volkanik - metavolkanik - hipabisal litik kırıntılar
 Ls ... afanitik sedimanter - metasedimanter litik kırıntılar

- (3) $Lt = L + Qp$
 Lt... toplam afanitik litik kırıntılar
- (4) $F = P + K$
 F ... toplam feldispat taneleri
 P ... plajiyoklas feldispat taneleri
 K ... potasyum feldispat taneleri

Q-F-L Üçgen diyagramı

Bu diyagram (Şekil 6 A) tane duyarlılığım, ve böylece, bozunma, beslenme alanı yüksekliği, taşınma mekanizması ve ana kayaç litolojisinin önemini vurgulamaktadır. Doğuya doğru monokristalin kuvars içeriğinde önemli bir artma, duraysız litik kırıntılılar içeriğinde ise bir azalma görülmektedir. Feldispat miktarında bu yönde çok küçük bir artış görülmektedir.

Kuvars köşesine çok yakın bir yerde bulunan **Shawangunk** Formasyonuna ait 4 örnek **Delaware Water Gap** bölgesinden alınmış olup bileşimsel olgunluğu yansıtmaktadır. Bu formasyondaki diğer tali bileşenler azalan önemlilik sırasına göre polikristalin (çok kristalli) kuvars, litik kırıntılılar ve feldispatlardır.

Shawangunk örnekleri kadar olmasa da, **Shochary Ridge** kumtaşları da bileşimsel ve dokusal olarak olgunluk göstermektedir. Bu örnekler bileşimleri açısından **Martinsburg** ve **Shawangunk** örnekleri arasında bir yerde bulunmaktadır. Monokristalin kuvarsça zengin olan bu grup feldispat ve duraysız litik parçalarca fakirdir. Tanelerin çoğu iyi yuvarlaklaşmıştır.

Martinsburg Formasyonu'nun en kuzeydoğu üç grubu olan **Cementon**, **Bangor** ve **Ramseyburg** feldispat ve duraysız litik kırıntı içerikleri açısından **Shawangunk** ve **Shochary Ridge** örneklerine göre daha zengin olup toplam kuvars oranları da daha yük-

sektir.

Martinsburg Formasyonu'nun güneybatıdaki üç grubu olan **Slatedale**, **Hershey** ve **Newville** 12 km gibi kısa bir mesafede örnek bileşimlerinde önemli bir değişiklik göstererek diğer gruplardan ayrı bir bölgede yer almıştır. Dokusal ve bileşimsel olarak olgun olmayan bu kumtaşları sedimanter litik kırıntılılar ve çok kristalli kuvars oranlarının yüksek olmaları ve diğer gruplardaki örneklerden daha kaba taneli olmalarıyla belirginler. Tane şekilleri yarı yuvarlaklardan köşeliye kadar değişmektedir.

Qm-F-Lt üçgen diyagramı

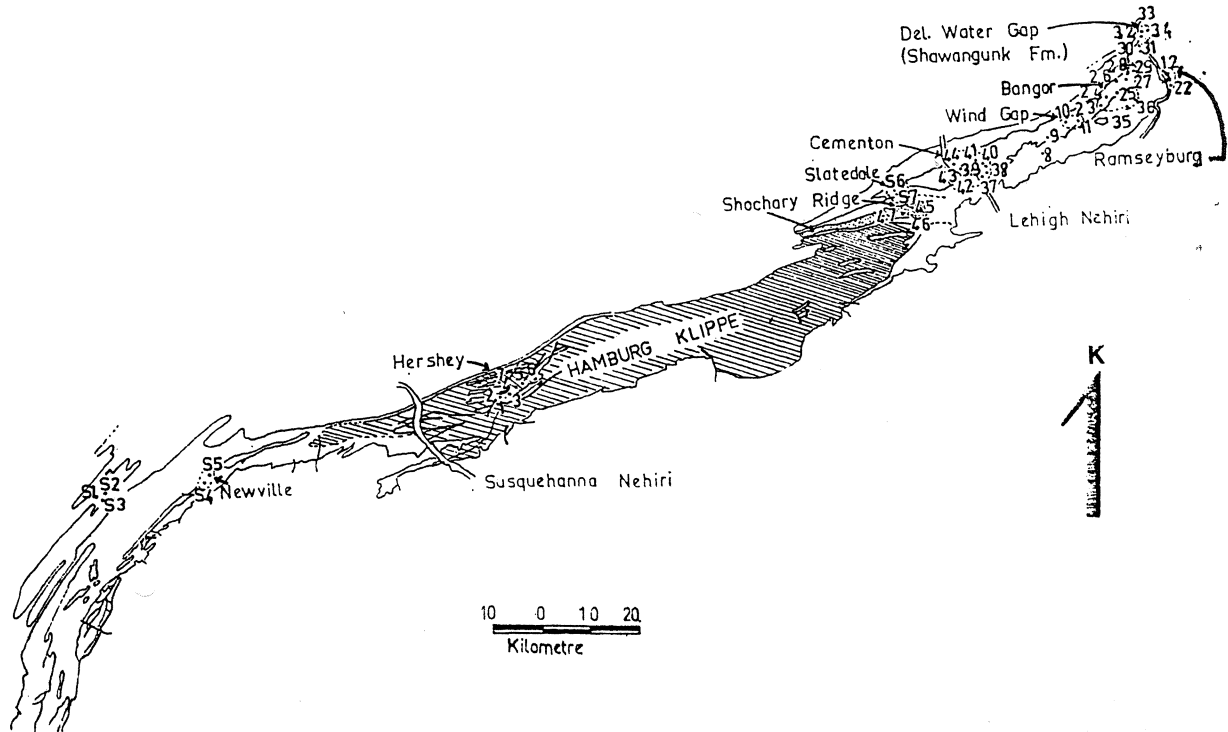
Bu diyagramda (Şekil 6 B) bütün litik kırıntılılar bir araya toplanmış olup, ana kayaç tane boyu önem kazanmaktadır. Daha ince taneli kayaçlar QFL diyagramında olduğundan daha fazla kum-boyu litik kırıntı vermektedir.

Bütün gruplar QFL şeklinde görülene benzer şekilde yer almış olup, sadece çok kristalli kuvars (Qp) kuvars köşesine litik köşesine (L) kaymıştır. **Martinsburg**'un en güneybatı grupları olan **Newville**, **Hershey** ve **Slatedale** yüksek toplam litik içeriği (Lt) ve düşük toplam feldispat içeriği (F) ile belirginleşmiştir. Bir kez daha **Cementon**, **Bangor** ve **Ramseyburg** örnekleri birbirine yakın yerlerde bulunmakta olup monokristalin kuvars en yaygın kırıntılı bileşendir. Bu yönde toplam feldispat içeriğinde hafif bir artış görülmektedir.

Önceki gibi, **Shawangunk** ve **Shochary Ridge** örnekleri kuvars köşesine yakın bir yerdedirler ve monokristalin kuvars içerikleri toplam bileşimlerinin % 85'inden fazla bir kısmını oluşturmaktadır.

Op-Lv-Ls üçgen diyagramı

Bu diyagram, magmatik ve metamorfik beslenme alanlarına karşı sedimanter, kratonik ve volka-



Şekil 5 : Örnek yerleri haritası.

Figure 5 : Sample location map.

nik yay beslenme alanlarına karşı yeniden işlenmiş beslenme alanlarının bağıl önemini belirlemek için gerekli temel bilgiyi sağlamaktadır. **Hershey**'den beş ve **Slatedale**'den bir ince kesitte görülen az miktardaki volkanik litik parça haricindeki diğer örnekler bu bileşeni içermez ve üçgenin Qp-Ls kenarı boyunca dizilmişlerdir. En güneybatıdaki gruplar olan **Newville**, **Hershey** ve **Slatedale**, diğer **Martinsburg** grubu örneklerinden çok daha yüksek sedimanter litik kırıntı içeriği ve buna eşlik eden kaba tane boyu ile belirgindirler.

Shawangunk örneklerinde, çok kristalli kuvars içeriği sedimanter litik kırıntı içeriğinden bağıl olarak daha yüksektir. Çok kristalli kuvars ve sedimanter litik kırıntılar **Shochary Ridge** grubunda hemen hemen eşit miktarlarda bulunmaktadır. Bu iki grup hiç volkanik kaya parçası içermemektedir.

Qm-P-K üçgen diyagramı

Bu diyagram QpLvLs şemasındaki gibi beslenme alanının bir indeksi olup monokristalin tane cinslerine (kuvars, plajiyoklas ve K-feldispat) önem vermektedir. Bütün örnekler yüzde 87.5'den fazla monokris-

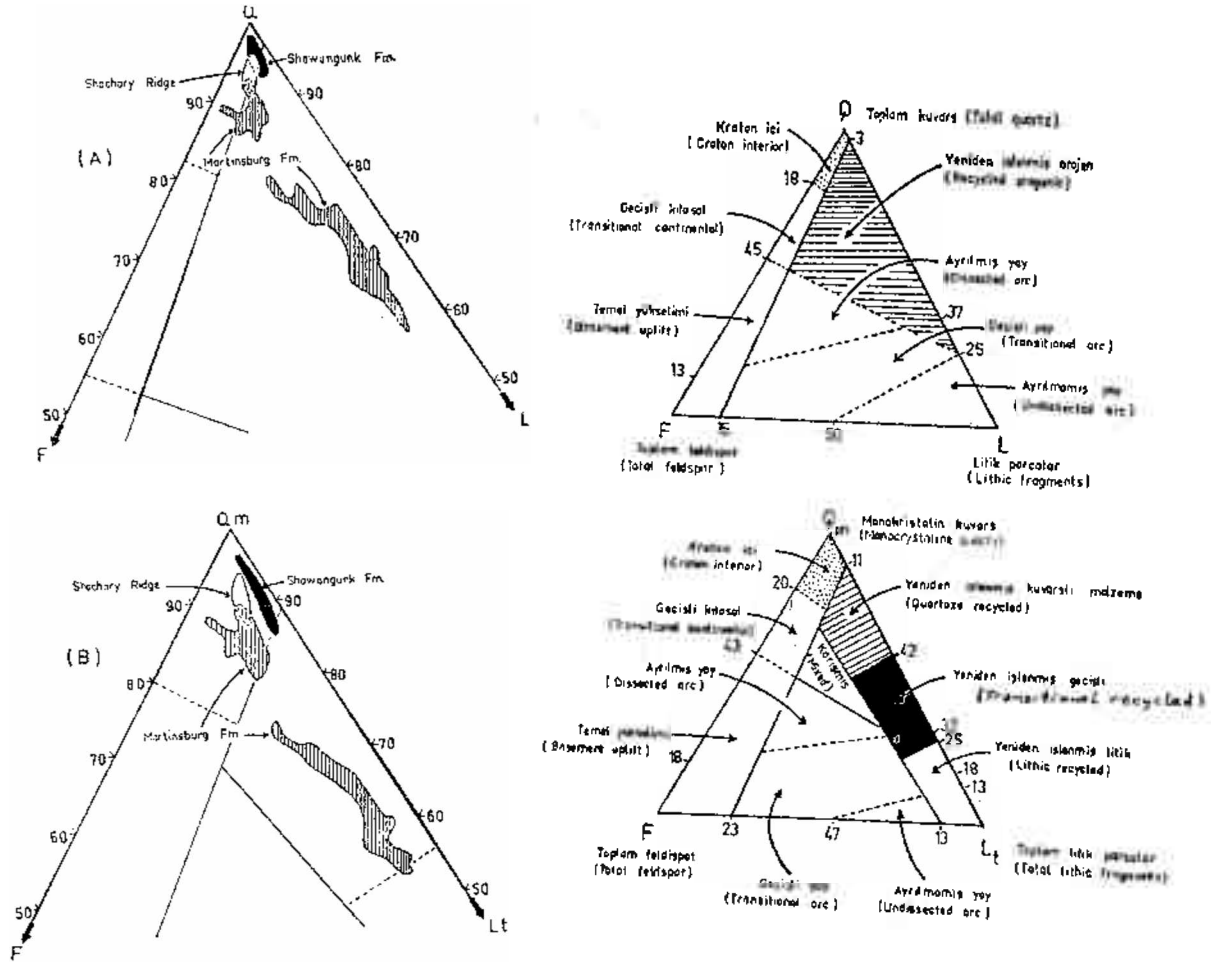
talın kuvars ve hemen hemen eşit miktarlarda plajiyoklas ve K-feldispat'tan oluşan ilginç bir eğilim göstermektedir. Plajiyoklas yüzdesi potasyum feldispat yüzdesinden bir derece daha yüksektir. **Shawangunk** ve **Shochary Ridge** örnekleri daha fazla monokristalin kuvars ve daha az K-feldispat ve plajiyoklas içermekte olup ayrı bölgeler işgal etmektedir.

BESLENME ALANI VE OLASI

KAYNAK ALANLARI

Şekil 6 A-B'deki iki tamamlayıcı üçgen diyagram (QFL ve QmFLt) beslenme alanı yorumu için yeniden çizilmiştir. Bu şekiller **Martinsburg**, **Shawangunk** ve **Shochary Ridge** kumtaşlarında sadece genel litolojik eğilimleri göstermek için basitleştirilmiştir.

Dickinson ve Suczek (1979) plaka tektoniği ile kontrol edilen değişik cinsteki beslenme alanlarından türeyen kumtaşlarının ortalama bileşimlerinin QFL ve QmFLt diyagramlarında ayrı bölgelerde bulunma eğiliminde olduğunu göstermişlerdir. Böylece ayrılmış üç ana beslenme alanı; **kıtasa bloklar**, **magmatik yaylar** ve **yeniden işlenmiş orojenler**'den oluş-



Şekil 6 : A) Beslenme alanı yorumu için yeniden çizilmiş QFL üçgen diyagramı (küçük üçgen Dickinson ve diğerleri, 1983'den). B) QmFLt üçgeni. (küçük üçgen Dickinson ve diğerleri, 1983'den).

Figure 6 : A) QFL ternary plot, redrawn for provenance interpretation, (small triangle from Dickinson and others, 1983). B) QmFLt ternary plot. (small triangle from Dickinson and others, 1983).

maktadır. Dickinson ve diğerleri (1983) bu diyagramları geliştirerek beslenme alanı cinsi ile ilişkili alt bölümleri ayırmışlardır.

Sonuçlarımız -her iki üçgen diyagramda da görüldüğü gibi- yeniden işlenmiş orojenik ve daha az etkili olan kraton içi olmak üzere iki çeşit beslenme alanının varlığını göstermektedir. Değişik orojenik konumlardaki temel kaynak kayalar, özellikle sedimanter ve metasedimanter kökenli, yeniden işlenmiş kırıntılıların yaygın olduğu kıvrımlanmış ve faylanmış istifin yükseltildiği bölgelerde bulunmaktadır. Dickinson ve Suczek (1979) yeniden işlenmiş orojenik beslenme alanlarını, deformasyona uğramış okyanusal sediman ve lavlardan oluşan dalma-batma karmaşıkları, kabuksal kenetlenmeler boyunca oluşan çarpışma orojenleri ve kıvrım-fay kuşakları ile ilişkili olan kıtaönü yükseltileler olarak üç ana grup altında toplamıştır.

Magmatik kayaların esas kaynak olmamasından dolayı bu beslenme alanlarından türeyen kumlar genellikle feldispatça fakirdirler. Kıtasal çarpışma ile oluşan orojenler, büyük naplar, sedimanter ve metasedimanter kökenli bindirme fayları ile belirginlerdir.

Takonik kıtaönü havzası ve komşu bindirme bloklarındaki kumtaşların çoğu yeniden işlenmiş orojenik beslenme alanlarından türeyen ve kuvarslı değişkeni ile belirginleşen kuvarso-litik bileşimlere sahiptirler (Şekil. 6). Kaynaklarının, Takonik olayı sırasında orojenik olarak yükseltilelen, kısmen metamorfize olmuş ve deformasyona maruz kalmış kıta kenarı kayalar olduğuna inanılmaktadır.

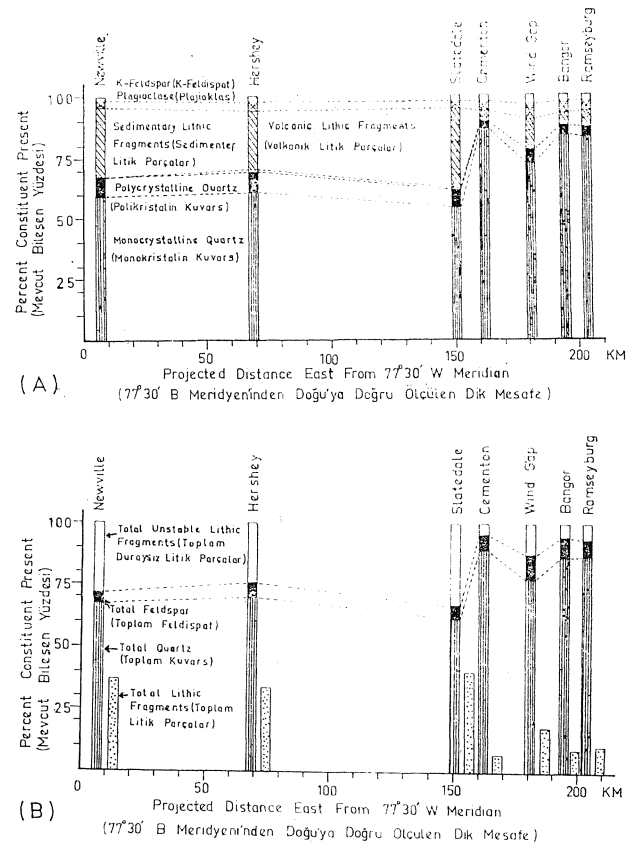
Şekil. 7A-B'de daha önce tanımlanmış grup isimleri kullanılmıştır. Pennsylvania Jeoloji Haritası'ndaki (Socolow, 1980) 77°30' B meridyeni başlangıç olarak seçilmiş olup her gruptaki örneklerin bu meridyene olan ortalama mesafeleri haritadan ölçülmüştür.

Şekil. 7A'da Martinsburg'un en güneybatıdaki üç grubu (Newville, Hershey ve Slatedale) ve en kuzeydoğudaki dört grubu (Cementon, Wind Gap, Bangor ve Ramaeyburg) arasında doğuya doğru monokristalin kuvars, çok kristalli kuvars ve sedimanter litik kırıntı içeriklerinde belirgin ve ani bir artış görülmektedir. Bu değişiklik sadece 12 km gibi kısa bir mesafede ortaya çıkmaktadır. Aynı ilişki toplam kuvars, toplam feldispat, toplam duraysız litik kırıntılılar ve toplam litik kırıntılılardan oluşan özet diyagramda da görülmektedir (Şekil. 7 B). Plajiyoklas ve K-feldispat içeriklerinde de kuzeydoğuya doğru hafif bir artış görülmektedir. Bu ilginç litolojik değişikliğin bir çok olası nedeni vardır.

1. Açıklama

Daha önce QFL ve QmFLt diyagramlarında da (Şekil. 6 A-B) görüldüğü gibi Martinsburg grovıkları için daha baskın olan yeniden işlenmiş orojenik ve daha az etkili olan kraton içi ohnak üzere iki ana beslenme alanı belirlenmiştir. Yeniden işlenmiş Geç Kambriyen ve Erken Ordovisiyen örtüden oluşan orojenik bir beslenme alanının, denizaltı yelpaze oluşumunun başlangıç evresinde, Martinsburg çökel or-

tamına kırıntı verdiğine inanılmaktadır. Yüzde 15'den 40'a varan sedimanter litik kırıntı içeriği ile belirlenen en güneydeki üç grup (Newville, Hershey ve Slatedale) havzanın bu kesimi için esaslı olarak sedimanter bir kaynağın varlığını belirtmektedir. Hernekadar geriye kalan gruplar QFL diyagramında yeniden işlenmiş orojenik beslenme alanında yer alsa da, bunlar QmFLt diyagramında kraton içi bölgede yer almaktadır. Bu durum kraton içi beslenme alanının ikincil bir kaynak olduğunu göstermektedir. Bunun en mantıklı açıklaması, Martinsburg denizaltı yelpazesinin başlangıç evresinde, kabuksal kıvrılma ile yükseltilelen sedimanter örtünün havzaya kırıntı verdiği ve zamanla granit ve gnayslardan oluşan kratonik kaynağın aşınma ile yüzeye çıktığı ve havzaya kırıntı verdiği şekilde yapılabilmektedir. Bu durum havzaya artan miktarlarda monokristalin kuvars ve feldispat, buna karşın daha az sedimanter litik kırıntı sağlamıştır. Baltimore gnays domu Martinsburg Formasyonunun olası beslenme alanlarından birisi olarak gösterilmiştir (Shanmugam ve Lash,



Şekil 7 : A) 77°30'B çizgisinden doğuya doğru Martinsburg grovaktarındaki bileşimsel değişim. B) Toplam tanelere göre bileşimsel değişim.

Figure 7 : A) Compositional change in the Martinsburg graywackes from 77°30'W line toward east.

B) Compositional change considering total grains.

1982). Tahmini yaşları Erken Paleozoyik'ten Mesozoyik'e kadar değişen kesin yaş verilmemiş sayısız plüton Appalaşlarda bulunmaktadır (Raymond, 1963). Doğu Pennsylvania'daki örneklerin çoğu, kratonun durayh kesimlerinden türediğine inanılan, yüksek kuvars içeriği ile belirgindirler. Bu durum yüksek monokristalin kuvars (% 80-89.4), düşük sedimanter litik kırıntılılar (% 1.6-7.6) ve düşük çok kristalli kuvars (% 5-13) yüzdesi ile desteklenmektedir. Bütün olarak düşünüldüğünde feldispat içeriği Cementon, Bangor ve Ramseyburg grupları için yüzde 5.2 ile 8.9 ve en güneybatıdaki üç grup için yüzde 3.8 ile 6.3 arasında değişmektedir.

Şekil. 7 A'da görüldüğü gibi, bütün modal analizlerde plajiyoklas içeriği K-feldispat içeriğinden çok az miktarda daha yüksektir. Eğer bir formasyon K-feldispattan daha fazla plajiyoklas içerirse volkanik bir beslenme alanından şüphelenmek gerektiği Folk (1974) tarafından belirtilmiştir. Özellikle plajiyoklas taneleri zonlanmışsa bu kural çok daha belirginleşmektedir. Ancak, bu çalışmada, plajiyoklas tanelerinde zonlanmanın yokluğu ve bazı K-feldispat tanelerinin yanlışlıkla plajiyoklas olarak tanınması olasılığı volkanik bir beslenme alanının varlığını desteklemektedir.

II. Açıklama

Güneybatı ve Kuzeydoğudaki Martinsburg grupları arasındaki ilginç litolojik değişimin ikinci olası açıklaması sedimantasyon esnasında bu grupların birbirine göre konumları ile verilmektedir. En güneybatıdaki grup örnekleri kaba taneli olup yelpazenin yakınsal kesimini, buna karşın kuzeydoğu gruplarının ince taneli kumtaşları iraksal kesimi temsil etmektedirler. Hershey ve Slatedale örnek yerleri çevresindeki bindirme fayları bu iki güneybatı grubun kayaçlarını şimdiki konumlarına getirmiştir.

III. Açıklama: Martinsburg grupları arasındaki litolojik değişimin paleocoğrafik veya dinamik anlamı

Üçüncü açıklama, Martinsburg çökel havzası değişik zamanlarda doldurulduğundan kuzeydoğudaki dört grubun örneklerinin stratigrafik olarak daha yüksek bir konumdan gelmiş olabileceği şeklindedir. Bu modele göre, güneybatıdaki üç grup diğer gruplardan önce çöküp aşınmışlardır. Kuzeydoğudaki dört grupta türbidit istifinin tabanı görülmediğinden bu açıklama mantıksız değildir. Güneybatıdaki üç grupta da şimdiki istifin tavanı görülmemektedir.

Bu ilginç litolojik kesikliğin üç olası açıklamasından birincisi bu makalede tartışılan petrolojik verilerle desteklenmektedir. Diğer iki açıklamanın da geçerliliği vardır. Özellikle denizaltı yelpaze çökellerinin kaynaktan itibaren yakınsal ve iraksallığı tartışılan ikinci açıklama arazi gözlemleri ile desteklenmektedir.

Hershey'de iki ve Slatedale'de bir örnek muhtemelen bazaltik lavlardan türemiş olup taneler arası boşluklarda bulunan plajiyoklas taneleri taşınmış volkanik kırıntılar içermektedir. Bazaltik lavların havzaya "ya büyük listrik faylarla ya da kısa süreli deniz-tabanı yayılması ile getirildiğine inanılmaktadır. McBride (1962) tarafından belirtilen bentonit ve

volkanik kül katmanlarının olası kaynağı olarak volkanik bir yay düşünülmektedir (örneğin; Taylor ve Toksöz, 1982'nin Bronson Hill antiklinoryumu). Buna rağmen Martinsburg Formasyonu'nun tabanındaki yastık lavların yerleşimi hakkında daha fazla veriye gereksinim duyulmaktadır.

Orta Appalaşlar'daki Orta/Geç Ordovisiyen ve Erken Siluriyen yaşlı kumtaşların inanılan beslenme alanları ve litolojik değişimleri ışığında Proto-Atlantik okyanusunun bir kesiminin Ordovisiyen'de kapandığına inanılmaktadır. Martinsburg Formasyonu'nun litik-arenitik kumtaşları istifte yukarıya doğru derecelenerek daha olgun olan Shawangunk Formasyonu'nun kuvars arenitlerine geçmektedir. Ordovisiyen-Siluriyen sistematik sınırı petrolojik olarak stratigrafik istifte duraysız ve ince kırıntılıların yukarıya doğru kayboluşu ile belirlenmektedir. Şimdiki çalışmanın sonuçları ve bu yazının değişik yerlerinde tartışılan veriler Geç Ordovisiyen ve Erken Siluriyen zamanında Proto-Atlantik okyanusunun bir kesiminin kapandığını kuvvetli bir şekilde desteklemektedir. Takonik orojeni ile yükselmiş sedimanter örtü aşınmaya ve yeniden işlenmeye başlamıştır. Sedimanter örtünün ortadan kalkması kratonik kaynağı daha etkin hale getirmiştir.

BÖLGESEL TEKTONİK MODEL VE EVRELERİ

Şekil. 8 de gösterilen ve bir dizi kesitler halinde sunulan Orta Appalaşların tektonik modeli Ordovisiyen'in bütün ana stratigrafik ve yapısal özelliklerini açıklamak için sadece ilk girişimdir. Bu model derindeki yapıları yorumlama girişiminde bulunmamaktadır.

I. Evre

Geç Prekambriyen riftleşmesi Kuzey Amerika kratonunu mikrokıta veya ada yayından ayırmakta ve büyük listrik normal fayların bu olay sonucu oluştuğu sanılmaktadır. Üst Kambriyen ve Alt Ordovisiyen kırıntılıları kıtasal şelften derin denize kadar olan Kuzey Amerika kratonu üzerinde çökelmişlerdir. Erken Ordovisiyen zamanında sığ-denizel Beekmantown karbonatları Kuzey Amerika'nın pasif kıtasal şelfi üzerinde çökelmeye başlamıştır.

II. Evre

Erken Ordovisiyen'den başlayarak Kuzey Amerika kratonu ile açık denizdeki bir mikrokıta veya ada yayı arasındaki Pröto-Atlantik Okyanusu'nun kıta kenarı okyanus havzası kapanmaya başlamıştır. Buradaki kıta kenarı, okyanus havzası ile batı Pasifik'teki (Karig, 1971) aktif ada yayları gerisinde kabuksal uzanım ile oluşan kıta kenarı havzalarla karıştırılmamalıdır. Bu havzanın doğu kıyısındaki dalma-batma Newfoundland Appalaşlar'da çok daha önce başlamıştır (Hiscott, 1978). New England ve daha güneydeki Appalaşlar'da kıtasal şelf üzerinde sığ deniz karbonatları ve daha derin kesimlerde kırıntılı sedimentler dalma-batma başladığında çökelmekteydi. Şelf karbonatları Beekmantown kireçtaşları ile (Savoy ve diğerleri, 1981) derin deniz kırıntılıları Hamburg klippele Orta Appalaşlar'da temsil edilmektedir.

III. Evre

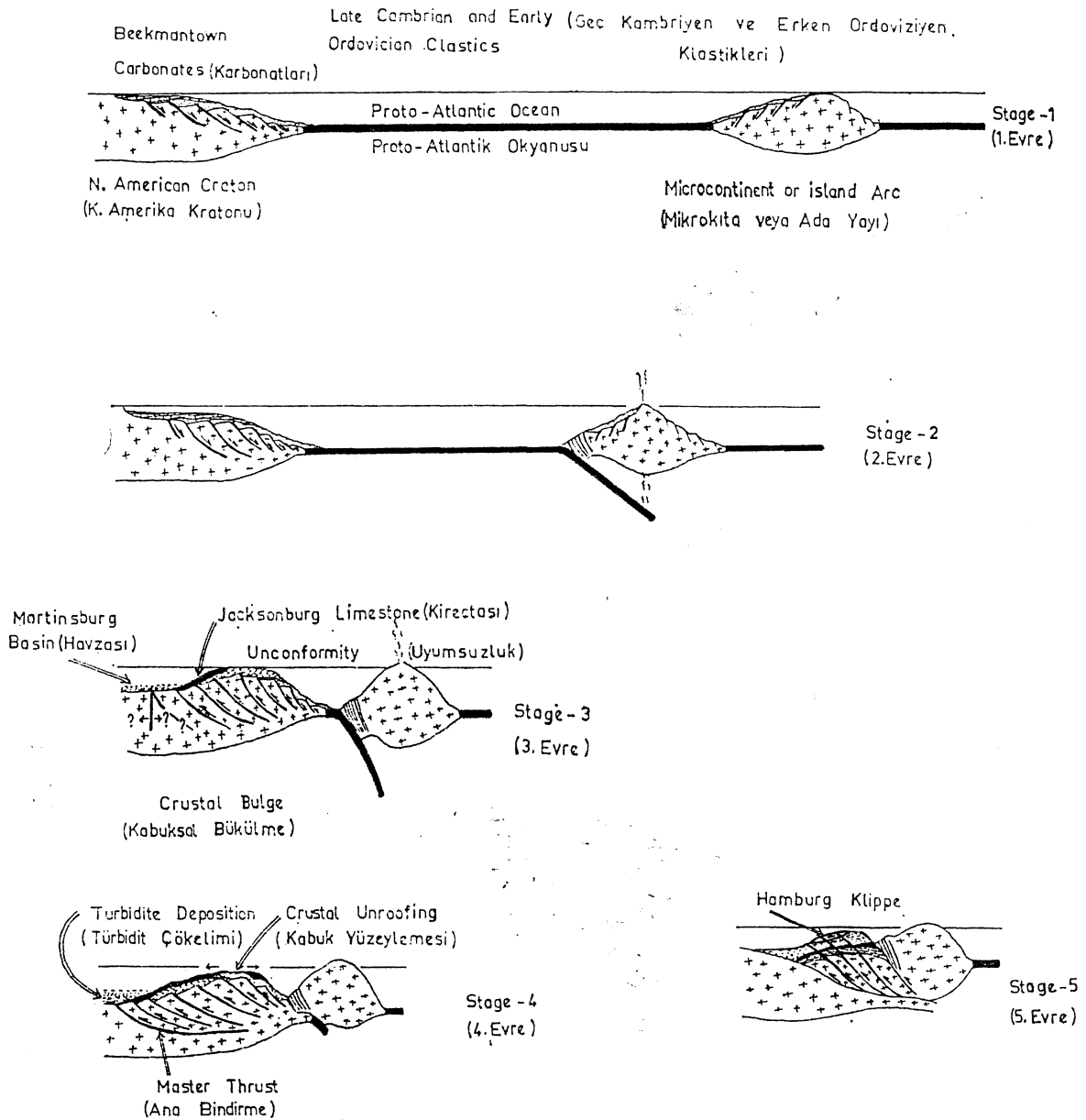
Bu evre Kuzey Amerika şelfinin kıvrılmasını

oluşturmak için ada yayı veya mikrokıtanın Kuzey Amerika kratonuna yeteri kadar yaklaştığı bir evredir. Büyük listrik faylar ters faylar olarak yeniden hareketlenmiş olup **Beekmantown** şelf karbonatları yüzeylenmiştir. Havzanın dereceli olarak derinleştiğini gösteren **Jacksonburg** kireçtaşları (Savoy ve diğerleri, 1981) uyumsuz olarak Beekmantown şelf karbonatları üstüne çökelmişlerdir. **Jacksonburg** kireçtaşları dereceli olarak **Martinsburg** Formasyonu'nun en alt üyesi olan **Bushkill** tarafından üstlenmektedir. Büyük listrik fayların ters faylar olarak yeniden hareketlenmesi, kabuksal kıvrılmanın oluşması, bazaltik veya iki kökenli volkanizmaya neden olması Jackson (1980) ve Cohen (1982) tarafından ayrıntılı olarak tartışıl-

maktadır. Bu nedenle **Martinsburg'un** tabanındaki yastık lavlar büyük listrik fayların yeniden hareketlenmesi ile getirilmiş olabilir. Diğer önemli bir nokta da **Jacksonburg** kireçtaşlarının tabanının hızlı yükselme, erozyon ve blok faylanma ile taşınma sonucu üretilen alt **Beekmantown** kayaçlarının içermesidir (Savoy ve diğerleri, 1981).

IV. Evre

Doğu ve güneydoğuya doğru devam eden yükselme bu evrede Martinsburg denizaltı yelpazesinin oluşumuna olanak vermiştir. Bu evre en az 400 m kalınlığındaki klastik istiften oluşan Ramseyburg üyesi ile temsil edilmektedir. Önemli oranlarda yeniden işlenmiş litik parça sağlayan ve kabuksal bükülme



Şekil 8 : Martinsburg Formasyonu'nun havza ve beslenme alanı evrimini gösteren Orta Apalaşlar'ın şematik levha tektoniği modeli.

Figure 8 : Schematic plate tectonic model of the Central Appalachians showing the basin and source area evolution of the Martinsburg Formation.

ile oluşan sedimanter örtü başlangıçta ana kaynak iken, bu örtünün aşmasıyla kabuksal bükülmenin kristalin tabanı baskın sediman kaynağı olmuştur. Bu şekilde daha çok monokristalin kuvars ve feldispat ve daha az sedimanter litik kırıntı havzaya taşınmıştır.

V. Evre

Martinsburg çökelişi devam ederken, yeniden hareketlenmiş taban fayları ada yayı kesiminden Üst Cambriyen ve Alt Ordovisiyen klastik ve karbonatlarını havzaya getirmiştir. Orta Apalaşlar'daki bu büyük klastik ve karbonat blokları **Hamburg klipi** ile ve diğer allokon birimlerle temsil edilmektedir. Bölgenin tektonik olarak duraylı bir hal alması ve beslenme alanı yüksekliklerinin azalması, iraksal türbidit ve pelajiklerden oluşan **Pen Argyl** üyesinin çökelişine olanak vermiştir. Ordovisiyen sonuna doğru Martinsburg havzası **Shochary Ridge**, **Bald Eagle** ve **Juniata** formasyonlarının sığ denizel çökelleri ile doldurulmuştur. Bu dönem Takonik orojeninin en şiddetli evrelerinden birisine karşılık gelmektedir. Daha sonra **Martinsburg** çökel ortamı tamamen yükseltilmiş olup, Orta Apalaşlar'da **Martinsburg** Formasyonu ile Erken Siluriyen formasyonları arasındaki uyumsuzluğu oluşturan şiddetli bir erozyona maruz kalmıştır. Erken Siluriyen zamanında, havza tamamen karasal klastiklerin çökelişine (**Shawangunk** ve **Tuscarora** formasyonları) olanak vermiştir.

Orta Apalaşlar'daki **Martinsburg** havzası için burada çizilen model Shanmugam ve Lash (1982)'nin modelinden bazı önemli noktalarda ayrılmaktadır, ilk olarak, bu model **Martinsburg** çökel ortamının kabuksal domlaşmanın batısında olduğunu varsayarak şimdiki jeolojik özellikleri daha kolay açıklamaktadır. İkinci olarak, bu model yastık lavların ve ince volkanik kül katmanlarının yerleşmesine açıklık getirmektedir. Üçüncü olarak, bu model **Martinsburg** havzasındaki **Hamburg fchpi** gibi allokonların yerleşimini açıklamaktadır. Son olarak, **Shawangunk** Formasyonu'nun yaşı Geç Ordovisiyen değil Erken Siluriyen (Yeakel, 1962; Smith, 1967) olarak alınmaktadır.

SONUÇLAR

Martinsburg Formasyonu ile bunu üstleyen **Shawangunk** Formasyonu arasındaki açıl uyumsuzluk, Takonik orojeni esnasında yapraklanmanın gelişmesi, **Martinsburg** kumtaşlarının stratigrafik olarak dokusal olgunluğundaki değişimle belirlenen beslenme alanı koşullarındaki değişim ve bu çalışmanın sonuçları Proto-Atlantik Okyanusu'nun bir kesiminin Geç Ordovisiyen zamanında kapandığını kuvvetli bir şekilde desteklemektedir. Takonik orojeninin doğudan türemiş klastik malzemesi Orta Apalaşlar'm değişik kesimlerinde bulunmaktadır. Dokusal ve bileşimsel olarak olgun olmayan **Martinsburg** grovakları, zamanla, aynı sahada dokusal ve bileşimsel olarak olgun olan **Shawangunk** ve **Tuscarora** kumtaşlarının çökelişine olanak vermiştir. Petrolojik olarak Ordovisiyen-Siluriyen sistematik sınırı stratigrafik istiftin duraysız ve ince taneli kırıntılıların kayboluşu ile belirlenmektedir.

Stratigrafik istifte, bu kumtaşlarının olgunluğunda yukarıya doğru olan değişim, daha aşağı seviyelerdeki **Martinsburg** grovaklarında bulunan yaygın çok kristalli ve gerilmiş metamorfik kuvars ile belirlenmektedir. Metamorfik kuvars taneleri birbirine geçişli sınırlar ve kuvvetli yanıp-sönme göstermektedir. Monokristalin kuvars, **Shochary Ridge** ve **Shawangunk** kumtaşlarının çoğunluğunu oluşturarak stratigrafik istifte yukarıya doğru artmaktadır. Litolojide görülen yukarıya doğru değişim, **Martinsburg** grovaklarının baskın olarak yeniden işlenmiş orojenik ve ikincil olarak da kraton içi kaynaklardan beslendiği şeklinde yorumlanmıştır.

Kitaönü havzalar, sedimanların çoğunu orojenin çekirdeğinden ve kıvrım-bindirme kuşaklarından almaktadır. Neticede bu olay, kıvrım-bindirme kuşağının ağırlığı ile litosferin aşağıya doğru bükülmesinden sonuçlanmaktadır.

Yaklaşık 300 m veya daha fazla kalınlıktaki **Beekmantown** grubu kayacı stratigrafik istiftin aşınma ile kaybolmuştur (Savoy ve diğerleri, 1981). Erozyonla oluşan yüzey, Beekmantown grubundan türemiş malzemeyi içeren yerel taban konglomeraları ile belirlenmektedir. **Beekmantown** grubu, uyumsuz olarak, **Jacksonburg** kireçtaşları ve havzanın dereceli olarak derinleştiğini belirten **Martinsburg** Formasyonu'nun transgresif fişi ile üstlenmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu yazının geliştirilmesinde büyük yardımlarını gördüğüm Prof. Dr. Norman D. Smith'e, yüksek lisans çalışmaları esnasında mali destek sağlayan M.T.A. Genel Müdürlüğü'ne, Prof. Dr. Robert Demar'a ve University of Illinois at Chicago'ya teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca yazıyı inceleyen Prof. Dr. Teoman Norman'a, %>ç. Dr. Naci Görür'e ve Dr. Evren Yazgan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Beaumont, C., 1981, Foreland basins: Geopys. J.R. astr. Soc, 65, 291-329.
- Bird, J.M. ve Dewey, J.F., 1970, Lithosphere plate Continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen: Geol. Soc. Am. Bull, 81, 10314061.
- Chappie, W. M., 1973, Taconic orogeny: abortive subduction of the North American continental plate?: Geol. Soc. Am. Abs. with Progs., 5, 573.
- Cohen, C. R., 1982, Model for a passive to active continental margin transition: implications for hydrocarbon exploration: AAPB Bull., 66, 708-718.
- Colman-Sadd, S.P., 1982, Two stage continental collision and plate driving forces: Tectonophysics, 90, 263-282.
- Dickinson, W. R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrol., 40, 695-707.
- Dickinson, W. R., 1974, Plate Tectonics and Sedimentation: Dickinson, W.R., ed., Tectonics and Sedimentation da: SEPM Spec. Publ. No: 22, 1-27.

- Dickinson, W.R. ve Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: AAPG Bull., 63,2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S. ve diğerleri, 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geol. Soc. Am. Bull, 94, 222-235.
- Drake, A.A., Jr. ve Epstein, J.B., 1967, The Martinsburg Formation (Middle and Upper Ordovician) in the Delaware Valley, Pennsylvania-New Jersey: USGS Prof. Paper, No: 1244H, 16 s.
- Epstein, J., Epstein, A.G. ve Bergstrom, S.M., 1972, Significance of Lower Ordovician exotic blocks in the Hamburg klippe, eastern Pennsylvania: USGS Prof. Paper, No: 800-D, D29-D36.
- Folk, R. L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill Publishing Company, Texas, 182 s.
- Graham, S.A., Ingersoll, R.V. ve Dickinson, W.R., 1976, Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin: Jour. Sed. Petrol., 46, 620-632.
- Hays, J.J. ve Pittman, W.C., 1973, Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences: Nature, 246, 18-22.
- Hiscott, R.N., 1978, Provenance of Ordovician deep-water sandstones Tourelle Formation, Quebec, and Implications for initiation of the Taconic orogeny: Can. J. Earth Sci., 15, 1579-1597.
- Jackson, J.A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts: Nature, 283, 343-346.
- Jordan, T.E., 1981, Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States: AAPG Bull., 65, 2506-2520.
- Karig, D.E., 1971, Origin and development of marginal basins in the western Pacific: J. Geophys. Res., 76, 2542-2561.
- King, P.B., 1977, The Evolution of North America: Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey, 48-63.
- Kopp, M.L., 1981, Horizontal extrusion during compression of orogenic belts: International Geol. Rev., 23, 1237-1248.
- Leggett, J.K., 1978, Eustasy and pelagic regimes in the Iapetus Ocean during the Ordovician and Silurian: Earth and Planet. Sci. Letts., 41, 163-169.
- McBride, E.F., 1962, Flysch and associated beds of Martinsburg Formation (Ordovician), Central Appalachians: Jour. Sed. Petrol., 32, 39-91.
- McIver, N.L., 1970, Appalachian turbidites; Fisher, G.W., Pettijohn, F.J., Reed, J.C., Jr., and Weaver, K.N., ed., Studies of Appalachian Geology: Central and Southern de: 69-83.
- Miyashiro, A., Aki, K. ve Şengör, A.M.C., 1982, Orogeny: John Wiley and Sons, N.Y., 242 s.
- Özbek, T., 1983, Petrology of the Middle-Upper Ordovician Martinsburg graywackes in Pennsylvania and New Jersey: sedimentologic and tectonic implications: M.S. thesis, University of Illinois at Chicago, 142 s., yayınlanmamış.
- Price, R.A., 1973, Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern Canadian Rockies: De Jong, K.A. ve Scholten, R.A., ed., Gravity and Tectonics de: 491-502.
- Raymond, L.A., 1983, A discussion on the Melanges and the Piney Branch complex - a metamorphosed fragment of the Central Appalachian ophiolite in northern Virginia: Am. J. Sci., 283, 374-376.
- Rodgers, J., 1970, The Tectonics of the Appalachians: John Wiley and Sons, New York, Inc., 31-39 ve 66-82.
- Rowley, D.B. ve Kidd, W.S.F., 1981, Stratigraphic relationships and detrital composition of the medial Ordovician flysch of western New England: implications for the tectonic evolution of the Taconic orogeny: Jl. Geology, 89, 199-218.
- Savoy, L., Harris, A.G. ve Repetski, J.E., 1981, Paleogeographic implications of the Lower/Middle Ordovician boundary, northern Great Valley, eastern Pennsylvania to southeastern New York: Geol. Soc. Am. Abs. with Progrs., 13, 174.
- Shanmugam, G. ve Lash, G.G., 1982, Analogous tectonic evolution of the Ordovician foredeeps, southern and central Appalachians: Geology, 10, 562-566.
- Smith, N.D., 1967, A stratigraphic and resedimentologic analysis of some Lower and Middle Silurian clastic rocks of the North-central Appalachians: Ph. D thesis, Brown University, 195 s., yayınlanmamış.
- Socolow, A.A., 1980, Geologic map of Pennsylvania: Commonwealth of Pennsylvania Topographic and Geologic Survey, 3 sheets.
- Steckler, M.S. ve Watts, A.B., 1978, Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York: Earth and Planet. Sci. Letts., 41, 1-13.
- Taylor, S.R. ve Toksöz, M.N., 1982, Crustal structure of the northeastern United States: contrasts between Greenville and Appalachian Provinces: Science, 208, 595-597.
- Van der Plas, R. ve Tobi, A.C., 1965, A chart for judging the reliability of point counting results: Am. J. Sci., 263, 87-90.
- Van der Voo, R., 1982, Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics: Annual Rev. Earth Planet. Sci., 10, 191-220.
- Williams, H. ve Max, M.D., 1980, Zonal subdivision and regional correlation in the Appalachian - Caledonian orogen; Wones, D.R., ed., The Caledonides in the U.S.A. de: Blacksburg, Dept. Geo. Sci., Va. Polytech. Inst./State Univ., Memoir 2, 57-62.
- Yeakel, L.S., Jr., 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the Central Appalachians: Geol. Soc. Am. Bull., 73, 1515-1539.

Yazının Geliş Tarihi : 15.3.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 23.11.1985

Yayıma Verüdüğü Tarih : 25.1.1986

Soma Neojen stratigrafisine palinolojik bir yaklaşım

A palynologic approach to the Neogene stratigraphy of Some area

FUNDA, AKGÜN, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

CENGİZ ALIŞAN, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Merkezi, Ankara

EROL AKYOL, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: Bu çalışmada, Soma yöresinde ekonomik değere sahip alt ve orta linyit damarları palinolojik yönden incelenmiştir. 16 cins ve bunlara bağlı 42 sporomorf türünün palinolojik ayrımı, bu linyitlerin Orta Miyosen yaşlı bir mikroflora içerdiğini göstermiştir.

Nitel ve nicel analiz sonuçları, bu mikrofloranın Geç Burdigaliyen - Erken Serravaliyen yaşlı Eskihsar pollen topluluğuna benzer özellikte olduğunu belirtmektedir.

Spor ve pollenlerin tanımladıkları bitki topluluğu, kömür oluşumu sırasında, günümüz Akdeniz iklimi veya biraz daha sıcak ve nemli iklim koşullarının egemenliğini yansıtmaktadır.

ABSTRACT: In this study, economically important the lower and the upper lignite seams of the Soma area have been examined palynologically. Palynologic determination of 16 different genera and 42 species of sporomorphes indicates that the lignite series contain a microflora of Middle Miocene (Early Serravalian) age.

Qualitative and quantitative analyses of this microflora closely match with the Eskihsar pollen assemblages which give an age of Late Burdigalian — Early Serravalian.

The spores and pollens of the region define a flora assemblage that indicates a dominance of the Mediterranean or slightly more humid and hot climate during the deposition of the coal-bearing formations.

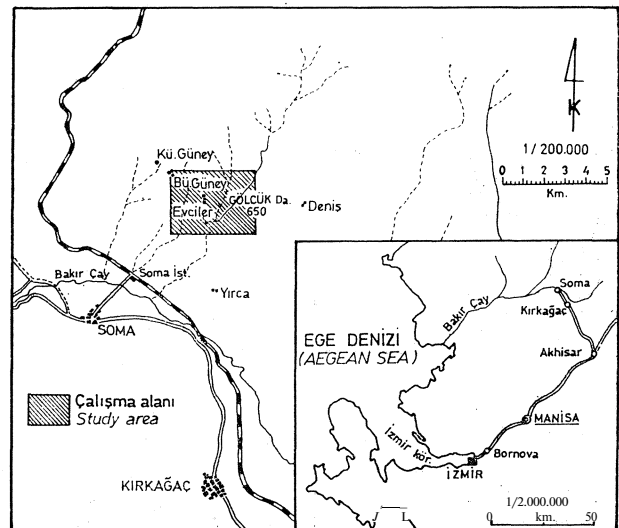
GİRİŞ

Soma ve çevresi Neojen tortulları, ekonomik değere sahip olmaları nedeniyle, birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu açıdan, özellikle kömür rezervlerinin açığa çıkarılmasını amaçlayan stratigrafik çalışmalara konu olmuştur (Nebert, 1960; Kleinsorge, 1940 ve 1941; Nebert, 1978; Brinkmann ve diğ., 1970; Becker-Platen, 1970 ve 1971; Benda, 1971 a ve b). Palinolojik açıdan ise, yalnızca yaş tayinlerinin yer aldığı, çok az sayıda inceleme vardır (Akyol, 1963; Benda, 1970; Brinkmann ve diğ., 1970; Benda, 1971 a ve b).

Bu çalışmada, Soma bölgesi Evciler yöresinden (Şekil 1) alman palinolojik örnekler incelenerek Neojen stratigrafisine katkıda bulunmak amaçlandıktan başka, bölgede kömür oluşumu sırasındaki paleoiklim ve paleocoğrafya modelleri kurulmaya çalışılmıştır.

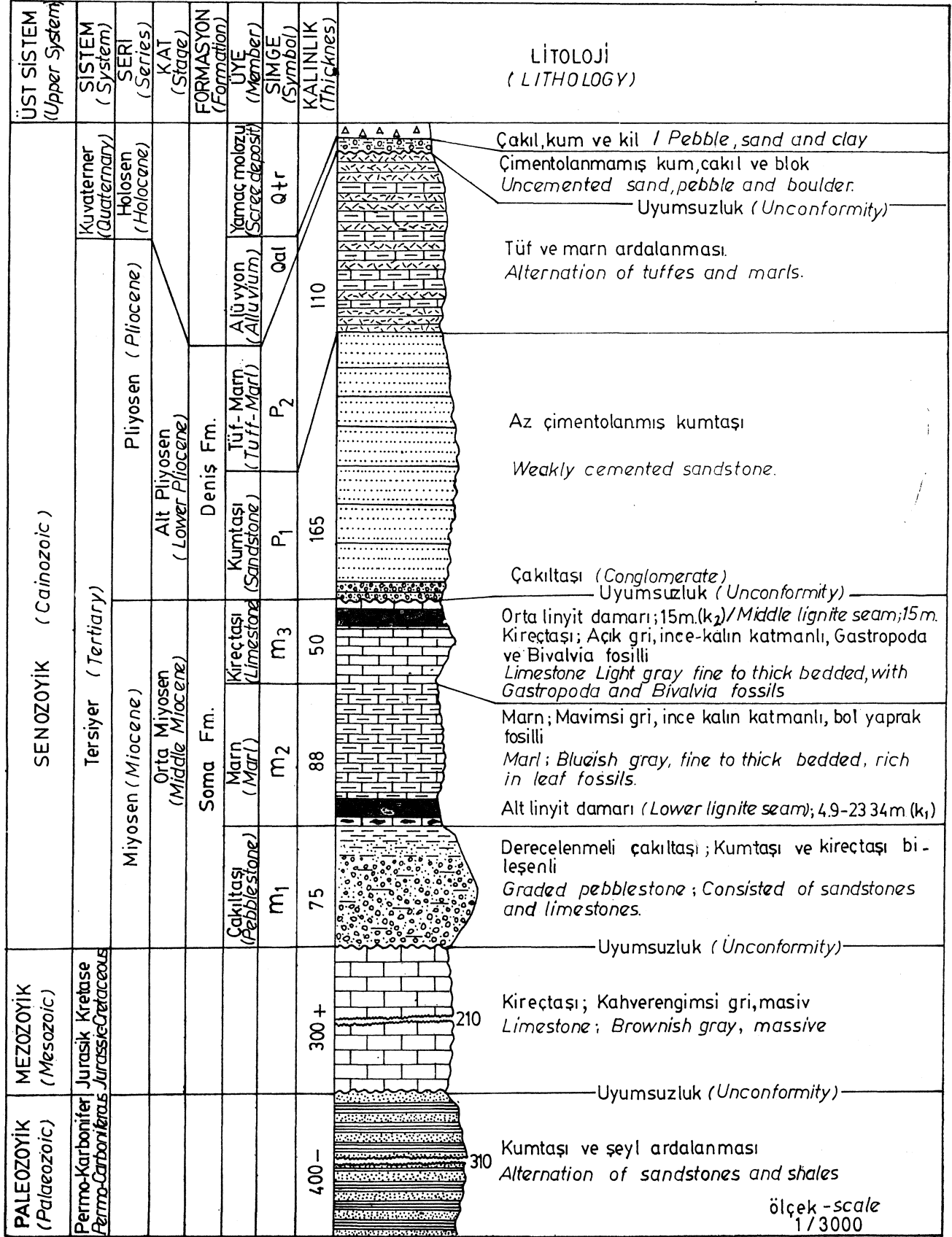
STRATİGRAFI

Evciler ye yakın çevresinde, Nebert (1978) tarafından tüm Soma Neojenli içiç geçerli olduğu belir-



Şekil 1 : Yer buldum haritası.

Figure I : Location map of the studied area.



Şekil 2 : Evciler çevresinin geliştirilmiş stratigrafi İstifi.

Figure 2 : Generalized stratigraphic section of the Evciler region.

tilen istif gözlenir (Şekil 2). Bu nedenle çalışmamızda, yazarca kullanılan formasyon ad ve simgelerine aynen yer verilmiştir.

Yörede temeli Paleozoyik yaşlı grovaklar ile Mezozoyik yaşlı kireçtaşları oluşturur.

Temel üzerine uyumsuzlukla Neojen gelir ve Neojen, Soma ve Deniz Formasyonlarına ayrılmıştır (Nebert, 1978).

Soma Formasyonu (m)

Nebert (1978), Soma Formasyonunu zaman-kaya birimi anlamında «Bazal, Alt Linyit, Marn, Kireçtaşı ve Orta Linyit serileri»ne bölmüştür. Ancak kaya birimi ile zaman-kaya birimi sınırları her zaman çakışmadığı için Nebert (1978)'in seri olarak kullandığı adlar burada kaya birimi olarak değiştirilmiştir.

Soma Formasyonu, litoloji bileşenlerine göre ve yöntemsiz olarak üç as birime ayrılmıştır. Ayrıca çalışma alanında bulunan iki kömür serisi alt ve orta linyit damarları olarak ele alınmıştır.

Çakıltaş üyesi (m_x). Çakıltaş, iyi çimentolanmış çakıl, kum ve kilden oluşur ve düşey derecelenme gösterir. Bileşenleri daha yaşlı temel kayalarından türemiş olup, Soma Formasyonunun taban çakıltaşını oluşturur. Üye temeli açılı uyumsuzlukla üstler.

Marn üyesi (m₂). Başlıca mavimsi-gri renkli, ince-kalın katmanlı ve bol yaprak fosillidir. Alt düzeylerde bulunan kömür alt linyit damarı (k_x) olarak belirtilmiştir. Çalışma alanındaki alt linyit damarı, marn ve tuf arakatıkları içerir ve toplam kalınlığı 4.9-23.3 m. arasında değişir. Marn üyesi, Çakıltaş üyesini, alt linyit damarının kömür içerikli kil düzeyleri ile dereceli olarak üstler.

Kireçtaşı üyesi (m₃). Açık gri renkli, ince-kalın katmanlıdır. Gastropoda ve Bivalvia fosilleri içerir. Birimin üst düzeylerinde yer alan kömür orta linyit damarı (k₂) olarak belirtilmiştir. Kömür, gastropodalı marn arakatıkları içerir, ve en fazla kömür kalınlığı 15 m. dir. Kireçtaşı üyesi, Marn üyesini dereceli olarak üstler.

Deniz Formasyonu (p)

Evciler yöresinde, Nebert (1978)'in Deniz Formasyonu içinde tanımladığı «Kum-kil ve Tuf-marn serileri» gözlenmektedir. Bu seriler kaya birimi şeklinde yöntemsiz olarak adlanmış ve aşağıda tanımlanmıştır.

Kumtaş üyesi (p_j). İlksel rengi grimsi-beyaz, ayrıışmış rengi sarımsı-kahve rengidir. Az çimentolanmış olup, genellikle katmanlanma belirgin değildir. Üye, altlayan Soma Formasyonunu ince bir çakıltaş düzeyi ile uyumsuz olarak üstler.

Tuf-marn üyesi (p₂). Tüfler, beyaz renkli, az dayanımlı ve kalın katmanlıdır. Marnlar, grimsi-beyaz renkli, az dayanımlı ve ince-orta katmanlıdır. Alt düzeylerde egemen olan marnlar, orta bölümde tüflerle ardalıdır. Üst bölümde ise tuf egemenliği gözlenir. Üye, altlayan kumtaş üyesini dereceli geçişle üstler.

MAKROPALAEONTOLOJİ

Nebert (1978) «Marn üyesi (m₂)» içinde yaprak izleri şeklinde fosil bitkileri, «Kireçtaşı üyesi (m₃)» içinde ise fosilleşmiş tatlı su molluskleri topladığını ve yapılan tanımlamalarda fosil mollusca faunasının pek iyi korunamamış olmasına karşın yine de Miyoseni karakterize ettiğini belirtmektedir.

Nebert (1978) topladığı örnekleri R. Egemen'e inceletmiş ve incelemeler sonucu tanımlanan fosil bitki kalıntılarının orta ve güneydoğu Avrupa'nın tipik linyit florasının temsilcileri olduğu, Alt ve Orta Miyosen yaşlı, karasal-limnik bir fasiyesi tanımladıkları saptanmıştır.

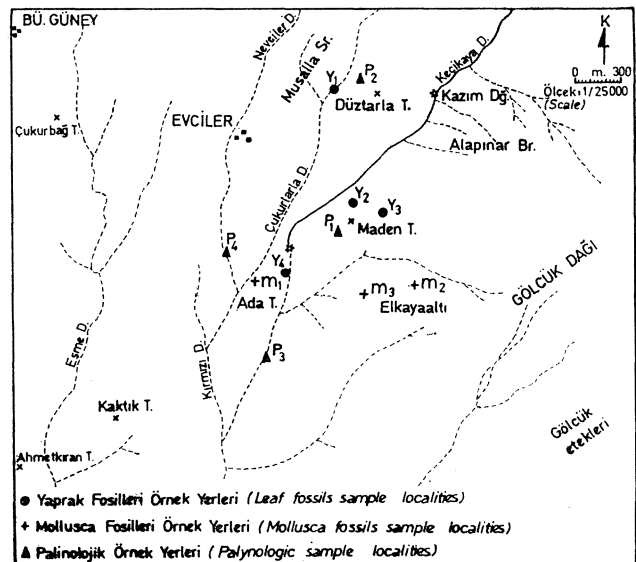
Çalışmalarımız sırasında Evciler yöresinde (Şekil 3) Düztarla Tepe batısında Çukurlarla Dere, Maden Tepe ve Kırmızı Dere'den topladığımız yaprak izleri taşıyan örnekler (Levha I, şek. 4-10) az sayıdadır, fakat Nebert (1978)'in verdiği listedekilerden pek farklı değildir.

Ada Tepe kuzeyinde Marn üyesinden Kireçtaşı üyesine geçiş zonunda Mollusca fosilleri, yaprak izleriyle birlikte gözlenir ve yukarı doğru egemenleşirler. Bunlar gastropodlardan *Mitra* sp. (Kretase-Güncel), Planorbis sp. (Üst Jurasik-Güncel) (Levha I, Şek. 1a, 1 b) ve bivalvlerden *Venus* sp. (Jurasik-Güncel) (Levha 1, şek. 2) dir. Elkayaaltı dolayında bulunan gastropodlardan *Limnea* sp. (Paleozoyik-en çok Tersiyer) (Levha I, şek. 3) tatlı sulu ortamlar için karakteristiktir. Ancak, yukarıda görüldüğü gibi bu fosillere dayanarak kesin yaş verme olanağımız yoktur.

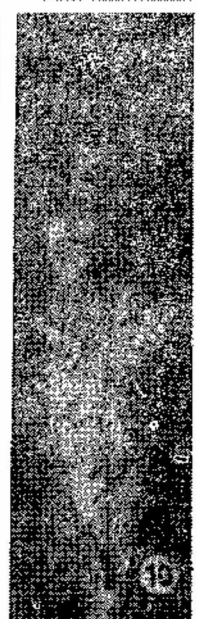
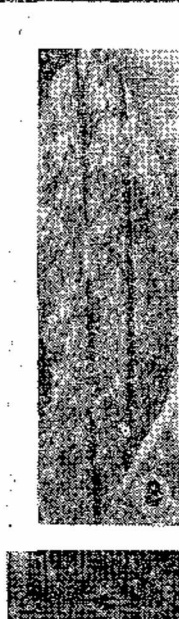
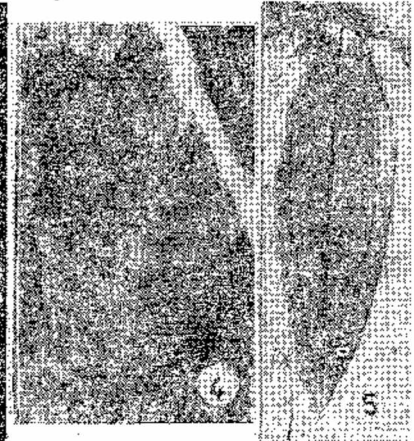
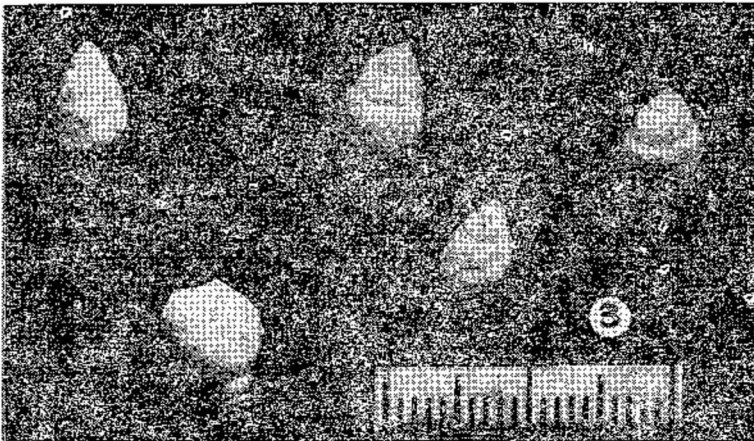
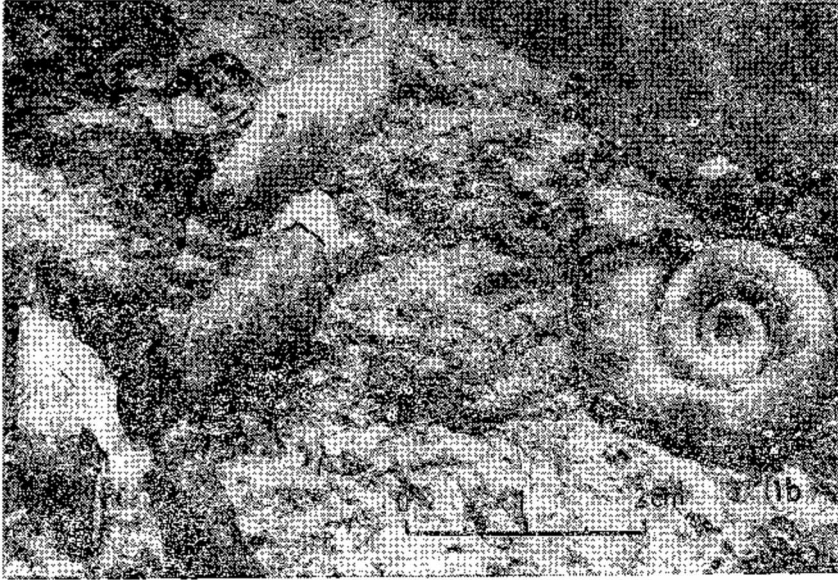
PALİNOLOJİ

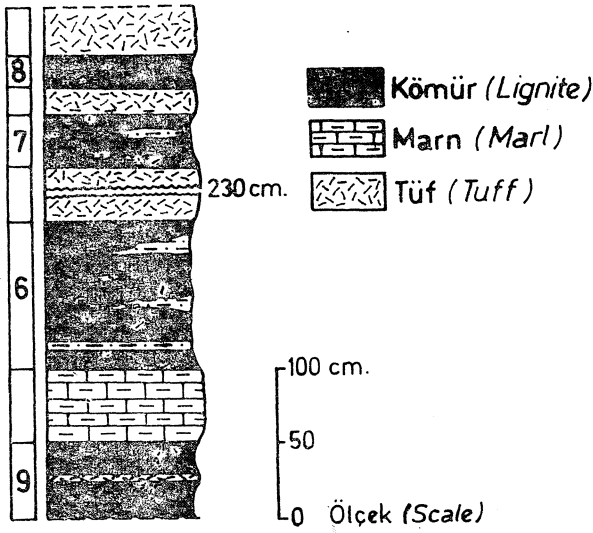
Örnek Alımı

Palinolojik incelemelerin gerçekleştirilebilmesi için araziden örnek alımı, genel olarak oluk örnek alım çerçevesinde yapılmıştır.

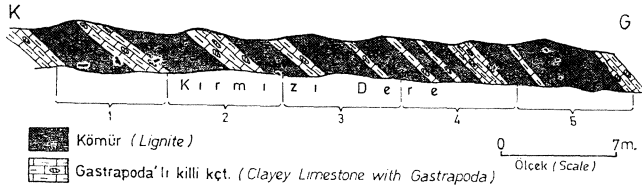


Şekil 3 : Örnekleme haritası.
Figure 3 : Sample location map.





Şekil 4 : Maden Tepe batısında alt linyit damarının görünüşü ve palinolojik örnek numaraları.
Figure 4 : The occurrence of the lower lignite seam in the west of Maden Tepe and the numbers of palynologic samples.



Şekil 5 : Kırmızı Dere vadisi içinde gözlenen orta linyit damarının basitleştirilmiş kesidi ve palinolojik örnek numaraları.
Figure 5 : Simplified cross section of the middle lignite seam observed in the valley of Kırmızı Dere and the numbers of palynologic samples.

LEVHA I

- Şekil 1a. *Mitra* sp.
Şekil 1b. *Planorbis* sp.
Şekil 2. *Venus* sp.
Şekil 3. *Limnea* sp.
Şekil 4. *Quercus*
Şekil 5,7. *Ziziphus* sp.
Şekil 6. *Juniperus* sp.
Şekil 8. *Pinus* sp.
Şekil 9. *Paliurus* sp.
Şekil 10. *Salix* sp.

PLATE I

- Figure 11. *Mitra* sp.
Figure 1b. *Planorbis* sp.
Figure 2. *Venus* sp.
Figure 3. *Limnea* sp.
Figure 4. *Quercus*
Figure 5,7. *Ziziphus* sp.
Figure 6. *Juniperus* sp.
Figure 8. *Pinus* sp.
Figure 9. *Paliurus* sp.
Figure 10. *Salix* sp.

Marn üyesi (m_2). Bu üyenin alt düzeylerinde gözlenen alt linyit damarı (k_2)nın yüzlek verdiği Maden Tepe batısındaki (Şekil 3) kömür galerisinden toplam dört örnek alınmıştır. Bu noktadaki ölçülü stratigrafi kesidi ve örnek numaraları şekil 4'de verilmiştir. Ayrıca Düztarla Tepe kuzeyinde (Şekil 3) alt linyit damarının üst düzeyinden (50 cm.) 13 numaralı örnek alınmıştır.

Kireçtaşı üyesi (m_3). Palinoloji örnekleri bu üyenin üst düzeylerinde ortaya çıkan orta linyit damarından (k_2) derlenmiştir. Kırmızı Dere içinde (Şekil 4) yüzlek genişliği yaklaşık 35 m. ye ulaşan bir kesitten 15 numaralı örnekler alınmıştır (Şekil 5). On numaralı örnek ise (Şekil 3), nokta örnek şeklinde alınmıştır.

SİSTEMATİK PALİNOLOJİ

Çalışmada pollenler için Thomson ve Pflug (1953), sporlar için ise Corsin; Carette; Danze; Laveine (1965) sınıflandırması kullanılmıştır.

İncelediğimiz örneklerde, aşağıda belirtilen spor ve pollen tipleri bulunmuştur.

Grup : SPORITES H. POT. 1893
Bölüm : MONOLETES IBR. 1933
Altbölüm : AZONOMONOLETES LUBER, 1935
Seri : Laevigato (DYB. ve JAC. 1957) C.C.D. ve L. 1962

Cins : LAEVIGATOSPORITES IBR. 1933
Cinsörnek : Laevigatosporites vulgaris (IBR. 1932) IBR. 1933

Laevigatosporites haardti (R. POT. ve VEN. 1934)

TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 1,2,3)
Botanik bağlılık : Polypodiaceae veya Marettiaceae; Nakoman (1966 a)'ya göre : *Aspidium aculeatus*

Bölüm : TRILETES (REINSCH, 1881) R. POT. ve KR. 1954

Altbölüm : ZONOTRILETES (WALTZ, 1938) R. POT. ve KR. 1954

Seri : Cingulati R. POT. ve KIAUS, 1954
Cins : CINGULATISPORITES TH. in TH. ve PF. 1953

Cinsörnek : Cingulatisporites laevispeciosus PF. in TH. ve PF. 1953

Cingulatisporites macrospeciosus (R. POT. ve GELL. 1932) NAKOMAN, 1966 (Levha II, şek. 4,5)

Botanik bağlılık : Lycopodium?

Grup : POLLENITES R. POT. 1931

Bölüm : BILATERES PF. in TH. 1953

Cins : MONOCOLPOPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953

Cinsörnek : Monocolpopollenites tranquillus (R. POT. 1934) TH. ve PF. 1953
Monocolpopollenites trachycarpoides NAKOMAN, 1966 (Levha II, şek. 10,11)

Botanik bağlılık : Palmae

Cins : MONOPOROPOLLENITES MEYER, 1956

- Cinsörnek : Monoporopollenites gramineoides MEYER, 1956
Monoporopollenites gramineoides MEYER, 1956
(Levha II, şek. 6,7)
- Botanik bağıllık : Graminae
Monoporopollenites Solaris WEYL. ve PF. 1957
(Levha II, şek. 8,9)
- Botanik bağıllık : Sparganium veya Typha
Bölüm : INAPERTURES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Cins : INAPERTUROPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Inaperturopollenites dubitus (R. POT. ve VEN. 1934) TH. ve PF. 1953
- Seksiyon : Magnoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Inaperturopollenites magnus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 12,15)
- Botanik bağıllık : Pseudotsuga, Larix
Inaperturopollenites dubius (R. POT. ve VEN. 1934) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 13, 14)
- Botanik bağıllık : Taxodiaceae veya Cupressaceae
Inaperturopollenites hiatus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 16, 17)
- Botanik bağıllık: Taxodium distinctum veya Juniperus communis, Inaperturopollenites polyformosus (THIERG, 1938)
TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 18)
- Botanik bağıllık : Sequoia veya Cryptomeria
Bölüm : SACCITES ERDTMAN, 1947
- Cins : PITYOSPORITES (SEWARD, 1914) R. POT. ve KL. 1954
- Cinsörnek : Pityosporites antarcticus SEW. 1914
Pityosporites microalatus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 19, 20)
- Botanik bağıllık: Pinus
Bölüm* : BREVAXONES PF. in TH. ve PF. 1953
- Cins : TRIATRIOPOLLENITES PF. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Triatriopollenites rurensis PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Seksiyon : Labroferoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Triatriopollenites pseudorurensis PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 21,22)
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 23)
Triatriopollenites rurobituitus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 24, 25, 26)
- Botanik bağıllık: Myricaceae
Seksiyon : Alabroidae PF. in TH. ve PF. 1953
Triatriopollenites myricoides (KREMP, 1949) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 27)
- Botanik bağıllık : Myricaceae
Triatriopollenites coryphaeus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. punctatus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 28, 29, 30, 31)
- Botanik bağıllık: Engelhardtia
Triatriopollenites globosus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 32)
Triatriopollenites plicatus (R. POT. 1934) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 33)
- Botanik bağıllık : Myricaceae
Cins : TRIPOROPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Triporopollenites coryloides PF. in TH. ve PF. 1953
Triporopollenites simpliformis PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 34)
- Botanik bağıllık: Juglandaceae
Triporopollenites labraferus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 36)
- Botanik bağıllık: Şüpheli
Cins : SUBTRIPOROPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Subtriporopollenites anulatus PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
Subtriporopollenites anuifatus PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 ssp. nanus PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Botanik bağıllık: Juglandaceae
Subtriporopollenites simplex (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. simplex R. POT. ve VEN. 1934 (Levha II, şek. 38, 39)
- Botanik bağıllık: Carya
Cins : INTRATRIPOROPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Intratriporopollenites instructus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953
Intratriporopollenites instructus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 40, 41)
- Botanik bağıllık: Tiliaceae
Cins : POLYVESTIBULOPOLLENITES PF. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : PolyVestibulopollenites verus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953
Polyvestibulopollenites verus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 42, 43, 44)
- Botanik bağıllık: Alnus
Cins : POLYPOROPOLLENITES PF. in TH. ve PF. 1953
- Cinsörnek : Polyporopollenites undulosus (WOLFF. 1934) TH. ve PF. 1953
- Seksiyon : Valiolidae PF. in TH. ve PF. 1953
Polyporopollenites undulosus (WOLFF. 1934) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 45)

- Botanik bağıllık: **Ulmus**
 Seksiyon : Stellatoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Polyporopollenites stellatus (R. POT. 1931) PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 46, 47, 48)
- Botanik bağıllık : **Pterocarya** veya **Juglans regia**
 Bölüm : LONGAXONES PF. in TH. ve PF. 1953
 Cins : TRICOLPOPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
 Cinsörnek : **Tricolpopollenites parmularius** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953
 Seksiyon : Asperoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Tricolpopollenites henrici (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 49)
- Botanik bağıllık : **Quercus**
Tricolpopollenites asper PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 50)
- Botanik bağıllık: **Quercus**
Tricolpopollenites densus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 51, 52, 53)
- Botanik bağıllık: Belirsiz
Tricolpopollenites microhenrici (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **intragramilatus** PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 54, 55, 56)
Tricolpopollenites microhenrici (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **intra-baculatus** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 57, 58)
- Botanik bağıllık: **Quercus**
Tricolpopollenites liblarensis (TH. in R. POT., TH. ve THIERG. 1950) TH. ve PF. 1953 ssp. **liblarensis** (TH. in R. POT. TH. ve THIERG. 1959) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 59, 60)
- Botanik bağıllık: Cupuliferae
Tricolpopollenites parmularius (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **rotundior** PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 62)
Tricolpopollenites parmularius (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **cylindrior** PF. in TH. ve PF. 1953 Levha II, şek. 61)
- Botanik bağıllık: Şüpheli
Tricolpopollenites retiformis PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 63)
- Botanik bağıllık : **Platanus** ve **Salix**
 Seksiyon : Spinoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Tricolpopollenites spinosus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 64, 65, 66)
- Botanik bağıllık : Malvaceae veya Lauraceae
 Cins : TETRACOLPOROPOLLENİTES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
 Cinsörnek : **Tricolporopollenites dolium** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953
- Seksiyon : Longoporoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Tricolporopollenites villensis (TH. in R. POT., TH. ve THIERG. 1950) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 67)
- Botanik bağıllık: Cupuliferae
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **fusus** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 68)
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **pusillus** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 69, 70, 71)
- Botanik bağıllık: Castanea
Tricolporopollenites steinensis PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 72)
- Botanik bağıllık: Şüpheli
 Seksiyon : Orbiporoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Tricolporopollenites kruschi (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. **pseudolaeus** (R. POT. in R. POT., 1931) TH. ve THIERG. 1950) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 74)
- Botanik bağıllık : Nyssaceae, Fagaceae, Araliceae
 Seksiyon : Microporoidae PF. in TH. ve PF. 1953
Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 75)
- Botanik bağıllık: **Sanbucus**
 Cins : TETRACOLPOROPOLLENİTES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
 Cinsörnek : **Tetracolporopollenites sapotoides** PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
 Seksiyon : Obscuroidae PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 76)
- Botanik bağıllık: Sapotaceae
 Seksiyon : Manifestoidae PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
Tetracolporopollenites microrhombus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 77)
- Botanik bağıllık: Sapotaceae
Tetracolporopollenites manifestus (R. ROT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 78, 79)
- Botanik bağıllık: Sapotaceae
 Cins : PERIPOROPOLLENITES PF. ve TH. in TH. ve PF. 1953
 Cinsörnek : **Periporopollenites stigmatosus** (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953
Periporopollenites stigmatosus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 80).
- Botanik bağıllık: **Liquidambar**
 Bölüm : INCERTAE SEDIS
 Cins : OVOIDITES R. POT. 1951

Cinsörnek : Ovoidites ligneolus (R. POT. 1931) R. POT. 1951
 POT. 1951
 Ovoidites ligneolus (R. POT. 1931) R. (Levha II, şek. 73)
 Ovoidites parvus (COOK, ve DETT. 1951) NAKOMAN, 1966 (Levha II, şek. 81)

İNCELENEN MİKROFLORANIN PALİNOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İncelenen örneklerin oldukça bol sayıda spor ve pollen içerdiği ve inceleme sonucunda da örneklerde 16 cins ve 42 tür ve 10 alt türün varlığı saptanmıştır. Her örneğin pollen spektrası 100 er bireyin tayini yapılarak ortaya konmuş ve tümü birleştirilerek bir pollen diyagramı oluşturulmuştur (Şek. 6).

Pollen diyagram incelendiğinde şu gözlemler yapılabılır :

— Tricolpopollenites densus ve Tricolpopollenites microhenrici türleri, tüm örneklerin temel tipleridir.

— Triatriopollenites coryphaeus örneklerinin çoğunda yüksek yüzdeye ulaşmaktadır.

— Inaperturopollenites dubius, Pityosporites microalatus düşük yüzdeli fakat düzenli olarak örneklerde yer alırlar.

— Tricolpopollenites henrici, Tricolpopollenites liblarensis, Tricolporopollenites pseudocingulum, Tricolporopollenites cingulum özellikle orta linyit serisinde (k_2), % 10'un üzerine çıkmaktadır.

— Yan tipler arasında yer alan, ancak zaman zaman önemli yüzdelere ulaşan türlerin, **Triatriopollenites myricoides**, **Triatriopollenites plicatus**, **Subtriopollenites simplex**, **Polyvestibulopollenites veras**, **Tricolpopollenites asper**, **Tricolporopollenites villensis** oldukları gözlenmektedir.

— Bir Pliyosen türü olan **Monoporopollenites Solaris** ise alt linyit serisinde pek ender, orta linyit serisinde de ender olarak bulunmaktadır.

NİTEL VE NİCEL ANALİZ SONUÇLARININ İRDELENMESİ

Türkiye Tersiyer linyitleri bugüne değin pek çok palinolojik çalışmaya konu olmuştur (Akyol, 1964, 1971, 1980; Benda, 1971a ve b; Nakoman, 1965, 1966 a ve b, 1967 a, b ve c, 1968 a ve b). Bu incelemelerde yer alan verilerin ışığında şu gözlemlere yer verilebilir:

Tricolpopollenites densus, **Tricolpopollenites microhenrici**, **Triatriopollenites coryphaeus**, **Inaperturopollenites dubius**, **Inaperturopollenites hiatus**, **Pityosporites microalatus**, **Tricolporopollenites cingulum** gibi örneklerimiz içinde çok bol görülen türlerin stratigrafik dağılımları geniştir. Miyosenin stratigrafik dağılımı geniş türlerce zengin olması (Akyol, 1978), örneklerin yaşını Miyosen olarak değerlendirmemizi zorunlu kılmaktadır.

Gerçektende;

— Eosen'den beri gözlenen Cingulatisporites macrospeciosus türüne ait birer bireye, ancak birkaç örnek içinde rastlanmıştır. Bunun yanısıra Miyosen öncesi sönen Extratriporopollenites, Verrucatosporites sp., Toroisporis, Trilites, Cicatricosisporites, Cicatricosisporites, Ck>rsinipollenites, Disulites, Laevigatosporites ovatus, Monocolpopollenites areolatus, Inaperturopollenites emmaensis gibi karakteristik cins ve türler örneklerimiz içinde yer almamaktadır.

— Üst Miyosen'de doğan ve gelişmeleri Pliyosen'de olan buğdaygillerden Monoporopollenites gramineoides ve Monoporopollenites solaris örneklerde pek az bulunmaktadır. Diğer yandan belli başlı Pliyosen fosilleri olan Compositae, Abies, Cedrus gibi Coniferae, Umbelliferae, Monocolpopollenites pliferus, Periporopollenites ornatus pollenlerine rastlanmaktadır.

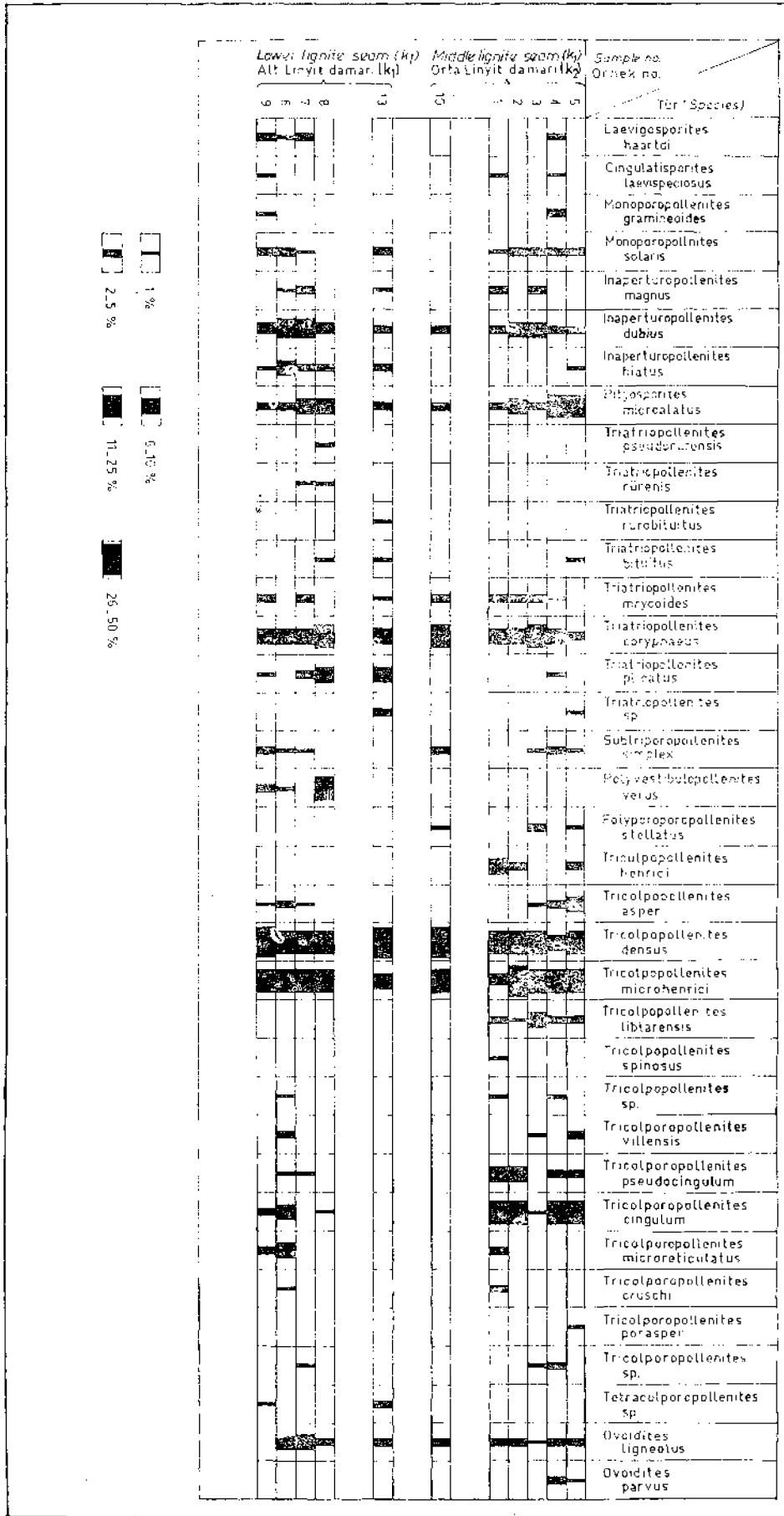
Özet olarak, Miyosen öncesi ve sonrası tipik türlerin bazıları örneklerimiz içinde nitel ve nicel olarak çok az sayıda bulunmaktadır. Bu durumda Soma k_1 ve k_2 linyit serilerinin Orta Miyosen (Erken Serravaliyen) yaşlı olduğu anlaşılmaktadır.

Soma k_1 ve k_2 kömür serileri için tanımladığımız sporomorf topluluğu, «Türkiye genç Tersiyer sınıflandırma şeması»nda (Benda, 1971 b), yüksek yüzdeli Pityosporites microalatus, Tricolpopollenites microhenrici ile biraz daha az fakat yinede yüksek yüzdeli Inaperturopollenites magnus, Inaperturopollenites dubius, Inaperturopollenites hiatus, Laevigatosporites haardtii, Polyvestibulopollenites verus ve Tricolpopollenites asper türleri ile simgelenen «Eskihisar pollen topluluğu»na büyük benzerlik sunmaktadır. Benda (1971 b) tarafından «Tortoniyen-Sarmasiyen» yaşlı kabul edilen Eskihisar pollen topluluğu, daha sonra omurgalı fosillerine dayanılarak Benda ve Meulenkamp (1979) tarafından, Geç Burdigaliyen-Erken Serravaliyen olarak yaşlandırılmıştır. Bu şekilde, örneklerimizle Eskihisar pollen topluluğu arasındaki benzerlik açıklanabilir duruma gelmiştir.

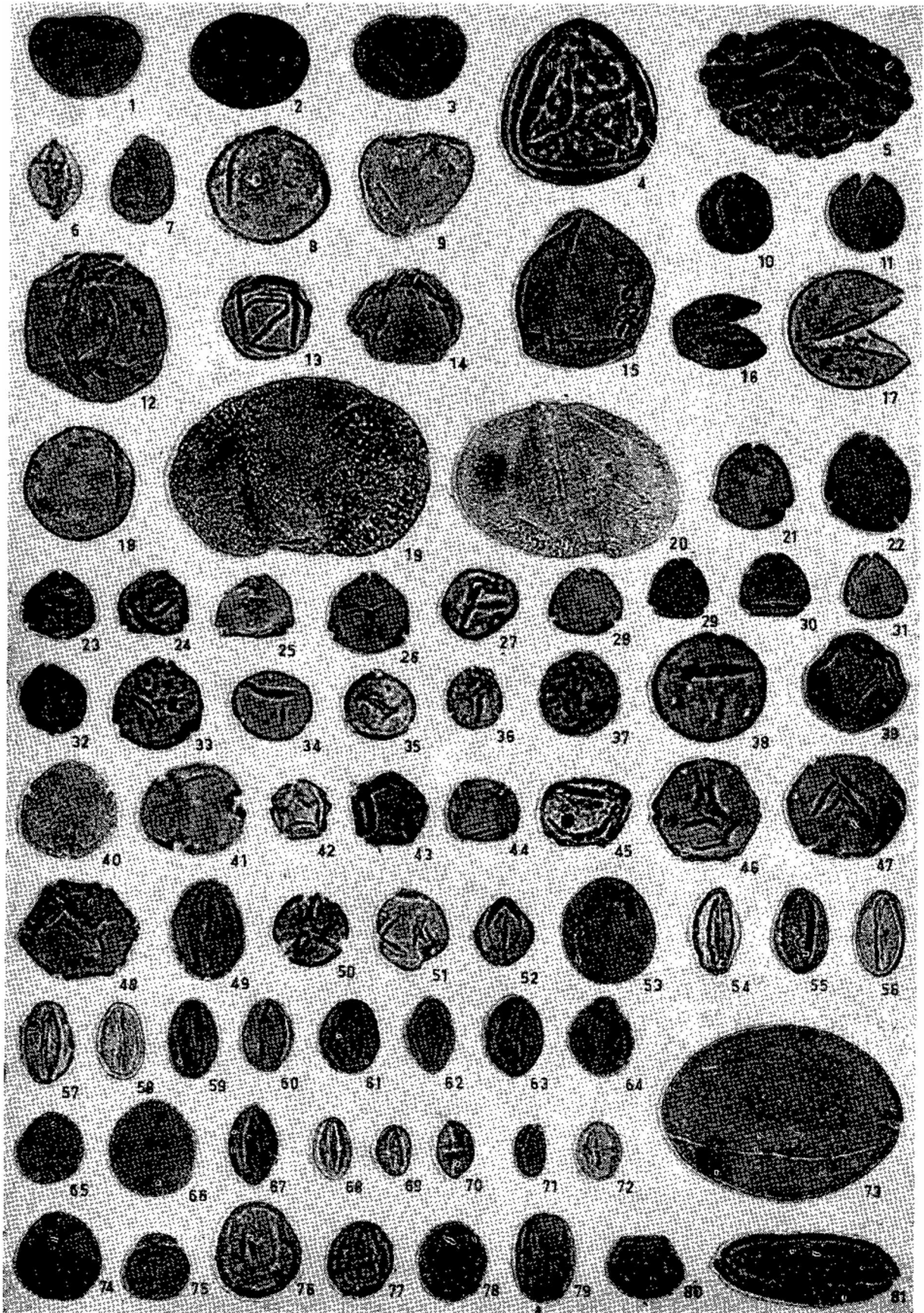
PALEOKLİMATOLOJİK VE PALEOCOĞRAFİK SONUÇLAR

Ayırtladığımız sporomorf çicekli ve çiçeksiz bitkilerin üreme organlarıdır. Günümüzde bunların hangi bitkilerce üretildikleri çoğunlukla aile, bazen de cins düzeyinde saptanabilmektedir. Böylece o bölgenin kömür oluşumu sırasındaki florası, floraya dayanarak da kömür havzası için gerekli iklimsel ve coğrafik koşullar hakkında fikir edinilebilmektedir.

Sporomorflarımızın ait oldukları bitki toplulukları genel olarak ele alındığında, günümüz Akdeniz iklimi veya biraz daha sıcak ve nemli bir iklimin varlığı söz konusudur. (G. Oğuz, sözlü görüşme). Larix, Pseudotsuga günümüzde Sibiryaya ve Kuzey Amerika gibi soğuk bölgelerde bulunmaktadır. Bu bitkilerin varlığı, çevreye göre oldukça yüksek yerlerin bulunması ile açıklanabilir. Sparganium (Bataklık sazları), Typha (Su kamışları) ve Taxodiumlar (Bataklık selvileri) ise, sulak ve bataklık bir ortamı simgelerler.



Şekil 6 : Örneklerin pollen diyagramı. Figure 6 : The pollen diagram of the samples.



LEVHA II Fotoğraflar x500 kez büyütülmüştür.

- Şekil 1,2,3. **Laevigatosporites haardtii** (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.
- Şekil 4,5. **Cingulatisporites macrospeciosus** POT. ve GELL) NAKOMAN
- Şekil 10,11. **Monocolpopollenites trachycarpoides** NAKOMAN
- Şekil 6,7. **Monoporopollenites gramineoides** MEYER
- Şekil 8,9. **Monocolpopollenites Solaris** WEYL. ve PF.
- Şekil 12,15. **Inaperturopollenites magnus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 13,14. **Inaperturopollenites dubius** (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.
- Şekil 16,17. **Inaperturopollenites hiatus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 18. **Inaperturopollenites polyforraosus** (THIERG.) TH. ve PF.
- Şekil 19,20. **Pityosporites microalatus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 21,22. **Triatriopollenites pseudorurensis** PF. in TH. ve PF.
- Şekil 23. **Triatriopollenites rurensis** PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Şekil 24,25,26. **Triatriopollenites ruobituitus** PF. in TH. ve PF.
- Şekil 27. **Triatriopollenites myricoides** (KREMP) TH. ve PF.
- Şekil 28,29,30,31. **Triatriopollenites coryphaeus** (R. POT.) TH. ve PF. ssp. **punctatus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 32. **Triatriopollenites globosus** PF. in TH. ve PF.
- Şekil 33. **Triatriopollenites plicatus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 34. **Tripoporopollenites simpliformis** PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Şekil 35,36. **Tripoporopollenites labraferus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 37. **Subtripoporopollenites anulatus** PF. ve TH. in TH. ve PF. ssp. **nanus** PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Şekil 38,39. **Subtripoporopollenites simplex** (R. POT.) TH. ve BF. ssp. **simplex** R. POT. ve VEN.
- Şekil 40,41. **Intratripoporopollenites instructus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 42,43,44. **Polyvestibulopollenites verus** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 45. **Polyporopollenites undulosus** (WOLFF) TH. ve PF.
- Şekil 46,47,48. **Polyporopollenites stellatus** (R. POT.) PF. in TH. ve PF.
- Şekil 49. **Tricolpopollenites henrici** (R. POT.) TH. ve PF.
- Şekil 50. **Tricolpopollenites asper** PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Şekil 51,52,53. **Tricolpopollenites densus** PF. in TH. ve PF.

Şekil 54,55,56.

Tricolpopollenites microhenrici (R. POT.) TH. ve PF.

ssp. **intragranulatus** PF. in TH. ve PF.

Şekil 57,58.

Tricolpopollenites microhenrici (R. POT.) TH. ve

PF. ssp. **intrabaculatus** (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 59,60

Tricolpopollenites liblarensis (TH. in R. POT., TH. ve THIERG.) TH. ve PF.

Şekil 62.

Tricolpopollenites parmularius (R. POT.) TH. ve PF.

ssp. **rotundior** PF. in TH. ve PF.

Şekil 63.

Tricolpopollenites parmularius (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 63.

Tricolpopollenites retiforais PF. ve TH. in TH. ve PF.

Şekil 64,65,66.

Tricolpopollenites spinosus (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 67.

Tricolporopollenites villensis (TH. in R. POT., TH. ve THIERG.) TH. ve PF.

Şekil 68.

Tricolporopollenites cingulum (R. POT.) TH. ve PF. ssp. **fuscus** (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 69,70,71.

Tricolporopollenites cingulum (R. POT.) TH. ve PF. ssp. **pusillus** (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 72.

Tricolporopollenites steinensis PF. in TH. ve PF.

Şekil 74.

Tricolporopollenites kruschi (R. POT.) TH. ve PF. ssp. **pseudolaeasus** (R. POT. in R. POT., ve THIERG.) TH. ve PF.

Şekil 75.

Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH. in TH. ve PF.

Şekil 76.

Tetracolporopollenites obscurus PF. ve TH. in TH. ve PF.

Şekil 77.

Tetracolporopollenites mivrorhombus PF. in TH. ve PF.

Şekil 78,79

Tetracolporopollenites manifestos (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 80.

Periporopollenites stigmosus (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 73.

Ovoidites ligneolus (R. POT.) R. POT.

Şekil 81.

Ovoidites parvus (COOK, ve DETT.) NAKOMAN

— PLATE II —

Photos 500 Times magnificated (500 x)

Figure 1,2,3.

Laevigatosporites haardtii (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.

Figure 4,5

Cingulatisporites macrospeciosus (R. POT. ve GELL) NAKOMAN

Figure 10,11.

Monocolpopollenites trachycarpoides NAKOMAN

Figure 6,7.

Monoporopollenites gramineoides MEYER

- Figure 8,9. *Monocolpopollenites Solaris* Weyl. ve PF.
- Figure 12,15. *Inaperturopollenites magnus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 13,14. *Inaperturopollenites dubius* (R. ve VEN.) TH. ve PF.
- Figure 16, 17. *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 18. *Inaperturopollenites yolformosus* (THIERG.) TH. ve PF.
- Figure 19,20. *Pityosporites microalatus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 21,22. *Triatriopollenites pseudorurensis* PF. in TH. ve PF.
- Figure 23. *Triatriopollenites rurensis* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 24,25,26. *Triatriopollenites rurobituitus* PF. in TH. ve PF.
- Figure 27. *Triatriopollenites myricoides* (KREMP) TH. ve PF.
- Figure 28,29,30,31. *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *punctatus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 32. *Triatriopollenites globosus* PF. In TH. ve PF.
- Figure 33. *Triatriopollenites plicatus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 34. *Tripoporopollenites simpliformis* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 35,36. *Tripoporopollenites labraferus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 37. *Subtripoporopollenites anulatus* PF. ve TH. in TH. ve PF. ssp. *nanus* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 38,39. *Subtripoporopollenites simplex* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *simplex* R. POT. ve VEN.
- Figure 40,41. *Intratriporopollentes instructus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 42,43,44. *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 45. *Polypoporopollenites undulosus* (WOLFF) TH. ve PF.
- Figure 46,47,48. *Polypoporopollenites stellatus* (R. POT.) PF. in TH. ve PF.
- Figure 49. *Tricolpopoilenites henrici* (P. POT.) TH. ve PF.
- Figure 50. *Tricolpopoilenites asper* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 51,52,53. *Tricolpopoilenites densus* PF. in TH. ve PF.
- Figure 54,55,56. *Tricolpopoilenites microhenrici* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *intragranulatus* PF. in TH. ve PF.
- Figure 57,58. *Tricolpopoilenites microhenrici* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *intrabaculatus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 59,60. *Tricolpopoilenites liblarensis* (TH. in R. POT., TH. ve THIERG.) TH. ve PF.
- Figure 62. *Tricolpopoilenites parmularius* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *rotundior* PF. in TH. ve PF.
- Figure 61. *Tricolpopoilenites parmularis* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *cylindrior* PF. in TH. ve PF.
- Figure 63. *Tricolpopoilenites retiformis* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 64,65,66. *Tricolpopoilenites spinosus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 67. *Tricolporopollenites villensis* (TH. in R. POT., TH. ve THIERG) TH. ve PF.
- Figure 68. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *fuscus* (R. POT.) ve PF.
- Figure 69,70,71. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *pusillus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 72. *Tricolporopollenites steinensis* PF. in TH. ve PF.
- Figure 74. *Tricolporopollenites kruschi* (R. POT.) TH. ve PF. ssp. *pseudolaeus* (R. POT. in R. POT., TH. ve THIERG)
- Figure 75. *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 76. *Tetracolporopollknites obscurus* PF. ve TH. in TH. ve PF.
- Figure 77. *Tetracolporopollenites microrrhombus* PF. in TH. ve PF.
- Figure 78,79. *Tetracolporopollenites manifestus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 80. *Periporopollenites stigosus* (R. POT.) TH. ve PF.
- Figure 73. *Ovoidites ligneosus* (R. POT.) R. POT.
- Figure 81. *Ovoidites parvus* (COOK, ve DETT.) NAKOMAN

Pityosporites microalatus gibi hava keseleri taşıyan ve rüzgâr yardımıyla oldukça uzaklara taşınabilen pollenlerin bulunması, görsel ortamdan uzak olan bir çevrede ormanların varlığını kanıtlar. Yüksek yerlerde bulunan ve soğuk iklimi simgeliyen *Larix* ve *Pseudotsuga* bitkilerine ait, hava keseleri olmayan, dolayısıyla taşınma olanakları kısıtlı olan *Inaperturopollenites magnus*, çökeltme ortamına akarsular yardımıyla gelmiş olmalıdırlar. Diğer sporomorf türleri ise, yerinde (in situ) palinolojik beslenmeyi ortaya koyar.

Otsu bitkilere bağlı mikrofosillerin ortamda az olması bizi şu sonuca götürür: karasal bir birikim ortamı olan göl, yüksek yapılı bitkilerden oluşan bir orman ile çevrelenmiştir. Göl suları zaman zaman yükselerek, ağaçlık bölgeyi basmış ve bitkilerin kömürleşmesini sağlamıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyol, E., 1963, Etude palynologique de cinq veines de houille de Gelik et de deux veines de lignite de Soma: These 3e Cycle, Fac. Sci. Univ. Lille.
- Akyol, E., 1964, Türkiye Tersiyer kömürleri palinolojik etüdlerine dair başlangıç: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 63, 2942.
- Akyol, E., 1971, Microflore d'Oligocene inferieur recoltee dans un sondage pres d'Avçıköru, Şile - İstanbul : Pollen Spores, XII, 1, 117 - 134.
- Akyol, E., 1974, Laevigatosporites haardti (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF. tipi üzerine bir biyometri araştırması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XVII, 1, 1-16.
- Akyol, E., 1978, Palinoloji ders notları: EÜ. Fen Fak. Yerbil. Böl. yayınları, 45 s.
- Akyol, E., 1980, Bayat (Çorum) Eosen'inin palinolojik incelemesi ve Karakaya - Emirşah kömürleri arasında denestirme denemesi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 91, 39-53.
- Becker-Platen, J.D., 1970, Lithostratigraphische Untersuchungen im Kânozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei): Beih. Geol. Jb., 97, 244 s.
- Becker-Platen, J.D., 1971, Stratigraphic division of The Neogene and Oldest Pleistocene in Southwest Anatolia: Newsl. Stratigr., 1, 3, 19-22.
- Benda, L., 1971 a, Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene: Newsl. Stratigr., 1, 3, 23-26.
- Benda, L., 1971 b, Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des Türkischen Jungtertiärs: Beih. Geol. Jb., 113, 46 s.
- Benda, L. ve Meulenkamp, J.E., 1979, Biostratigraphie correlations in the Eastern Mediterranean Neogene 5. calibration of sporomorf associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale: Ann. Geol. Pays. Helen., Tome hors serie, 1, 61-70.
- Brinkmann, K., Feist, R., Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W. ve Walter, H.R., 1970, Soma dağlarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 74, 41-57.
- Nakoman, E., 1965, Etude palynologique de quelques echantillons de lignite provenant du bassin de Thrace (Turquie): Ann. Soc. Geol. Nord., 84, 298-302.
- Nakoman, E., 1966 a, Contribution à l'etude palynologique des formations, tertiaires du bassin de Thrace: I. Etude qualitative: Ann. Soc. Geol. Nord, 86, 65-107.
- Nakoman, E., 1966 b, Analyse sporopollinique des lignites Eocene de Sorgun (Yozgat - Turquie): Bull. Miner. Res. Explor. Inst, Turkey, 67, 68-88.
- Nakoman, E., 1967 a, Güneybatı Anadolu'nun Tersiyer mikroflorasında rastlanan bazı yeni formlar: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 68, 27-38.
- Nakoman, E., 1967 b, Karlıova-Halifan linyitlerinin sporopollinik etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XI, 1-2, 68-90.
- Nakoman, E., 1967 c, Microflora des depots tertiaires du Sud -Quest de l'Anatolie: Pollen Spores, IV, 1, 121-142.
- Nakoman, E., 1968 a, Contribution à l'etude de la microflore tertiaire des lignites de Seyitömer (Turquie): Pollen Spores, 10, 3, 521-556.
- Nakoman, E., 1968 b, Ağaçlı linyitlerinin mikroflorasının etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XI, 1-2, 51-57.
- Nebert, K., 1960, Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 54, 7-36.
- Nebert, K., 1978, Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 90, 20-70.
- Thomson, P.W. ve Pflug, H.D., 1953, Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs: Palaeontographica, Abt. B, 94, 119-130.

Yazının Geliş Tarihi : 2.3.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.11.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Aladağlar'da Paleokarstlaşmaya Bağlı Zn-Pb Mineralizasyonu

Paleokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ Mountains

MUSTAFA ÇEVİRİM, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH, Aachen, F. Almanya
WOLFRAM ECHLE * * * * *
GÜNTHER FRIEDRICH * * * * *

ÖZ: Zamanti metal provensinin (Orta Toroslar, Türkiye) güneybatı kesimini oluşturan Aladağlar'da incelenen çinko-kurşun mineralizasyonu herhangi bir stratigrafik seviyeye veya magmatik olaya bağımlılık göstermez. Permian ve Jura kireçtaşı serilerinde bulunan çinko-kurşun cevherleşmelerinin oluşumu, Kretaseden sonra meydana gelen aşınma yüzeylerinde, özellikle kırık tektoniğinin yoğun olduğu yerlerdeki paleokarstlaşmayla ilgilidir. Gözlenen maden yatakları tipleri, yöresel tektoniğin ve karstlaşmanın, litolojisi farklı kireçtaşlarındaki gelişimine bağlıdır.

Cevherleşmeler, genellikle değişik oranda klastik malzeme ile birlikte, tektonik veya karstık kökenli boşluklarda depolanır. Ornatım yoluyla mineralizasyon sadece masif kireçtaşlarında, kırık tektoniğince belirlenen ezik zonlarda önem kazanır. Maden yatakları'nın alt seviyelerine kadar etkili olan ayrışım sonucu, sfalerit, galenit ve pirit/markasitten oluşan sülfürlü cevher parajenezine az rastlanır. Cevherleşme genellikle limonit, smitsonit, hemimorfit, hidrozinik ve Zn-Al-silikatlardan meydana gelir. Dolgu tipi cevherler, detritik çökellerle ardışıklı katmanlar veya bunların çimentosu şeklinde bulunurlar ve değişik karst zonlarına özgü heterojen mineralojik bileşim ve çoğunlukla jeopetal yapı gösterirler.

Karstlaşmaya uğrayan kireçtaşlarını -stratigrafik veya tektonik olarak- üzerleyen ofiyolitli seriler ve daha yaşlı tortul kayalar, karst boşluklarındaki çakıl ile kil boyutlarındaki detritik dolguların kaynak alanını oluştururlar. Karstlaşan kireçtaşlarının kalıntıları önemsiz yer tutar. Esas karst dolma süreci Eosen olarak kabul edilebilir.

Arazide ve mikroskopik boyutlarda yapılan gözlemlerle jeokimyasal verilere dayanılarak, dış-kökenli taşınma olaylarına bağlı bir köken önerilmektedir.

ABSTRACT: The Zn-Pb occurrences of the Aladağ Mountains are in the southeastern part of the Zamanti District of the Middle Taurus, Turkey. The mineralization depends neither on the stratigraphy of the host rocks nor on any magmatic activity. The occurrences are hosted by paleokarst features, developed at the post Cretaceous emergence surfaces in Permian and Jurassic limestone series. The distribution and shape of the ore deposits are influenced by the local fracturing and paleokarstification related to the varying lithology.

The orebodies were deposited as fillings of karstic networks and open-spaces in fracture zones. The mineralized material consists in general of chemically or mechanically transported fragments. Replacement of the wall rock represents an important process of mineralization only in structure-controlled weakness zones in massive limestones. The sulfide paragenesis consisting almost entirely of sphalerite, galenite and pyrite/marcasite, is rare in all occurrences due to oxidation processes. The oxidic ores contain predominantly smithsonite, hemimorphite, hydrozincite, Zn-Al-silicates and high amounts of limonite. The filling type ores occurring in layers and/or as cement of clastic sediments reveal very heterogenous composition and structures (mainly geopetal arrangement) with characteristic variations in different karst zones. The detritus between clay and pebble size are derived from -stratigraphically or tectonically overlying ophiolitic and older sedimentary source rocks. The insoluble residues of the karstified limestones are only of little importance.

The main period of the karst filling and karst mineralization is very probably of Eocene age. Results on the ore deposition, from regional down to microscopic scale, considering also our geochemical data point to an epigenetic origin for the mineralization through remobilisation by exogene processes.

GİRİŞ

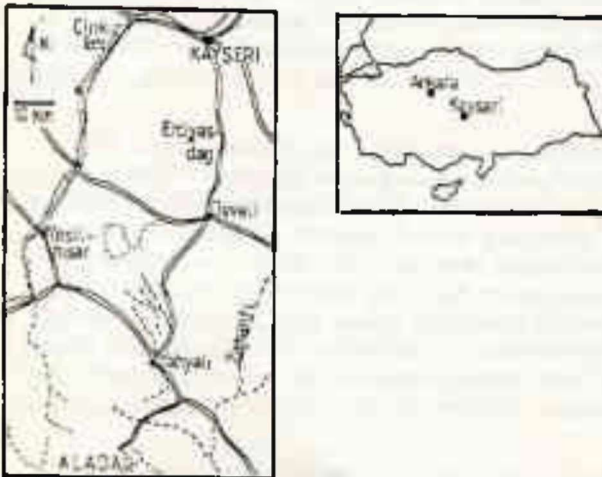
Aladağlar çinko-kurşun maden yatakları, Zamanti metal provensinin güney kesimini oluştururlar (Şekil 1). İlk çağlardan beri madencilik yönünden önemli olan bu bölge, 1970 senelerinden bu yana sürdürülen arama ve üretim çalışmalarından ve Kayseri yakınında ÇINKUR tesislerinin kurulmasından sonra daha güncel bir ekonomik değer kazanmıştır.

Yüzölçümü $30 \times 40 \text{ km}^2$ dolayında olan bir alan içinde, rezervleri birkaç bin ton ile bir milyon ton arasında değişen, çok sayıda çinko-kurşun yatağı yer almaktadır (Şekil 2). Belirli bir yapısal veya litostratigrafik bağımlılık göstermeyen bu cevherleşmelerin kökensel sınıflandırılması, bölgedeki maden arama ve değerlendirme çalışmaları için daha sağlam bir temel oluşturabilir.

Zamanti yöresi çinko-kurşun maden yatakları üzerine mevcut veriler (VACHE, 1964; İMREH, 1965; VOHRZYKA, 1966) daha çok kuzey kesimdeki cevherleşmelerde yapılan araştırmalara dayanmaktadır. Uygun coğrafi şartların yanı sıra, bu kesimdeki maden sahalarının, mineralizasyonun kökeni için «anahtar bölge» olarak kabul edilmesi (İMREH, 1965), araştırmaların burada yoğunlaşmasında önemli etkenlerdir.

METAG ve STOLBERGER ZINK tarafından 1968-1971 seneleri arasında sürdürülen ve bir rapor haline getirilen araştırmalar, Aladağlar'daki maden sahalarını da kapsamakta ve Zamanti maden yöresinde toplam 60 kadar çinko-kurşun cevherleşmesinin ayrıntılı jeolojisini ve yapılan sondajlı aramaların sonuçlarını içermektedir.

Son yirmi yıl içinde çeşitli maden sahalarında yapılan bu araştırmaların köken ile ilgili sonuçları değişik olmasına karşın, ortak olan yönleri, Zamanti bölgesini bir «metalojenik provens» olarak kabul ederek, bu yöredeki tüm çinko-kurşun cevherleşmelerini aynı kökene bağlamalarıdır. Köken hakkında ağırlıkta olan hidrotermal görüş, Zamanti maden bölgesinin bazı kenar kesimlerinde (Karamadazi, Mağara)



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.
Figure 1 : Index map of study area.

yüzeyleyen magmatik oluşumlara dayandırılmaktadır.

Aladağlar'da üç ayrı maden sahasında yaptığımız araştırmaların amacı, son yıllardaki yoğun cevher üretimiyle (kısmen açık işletme olarak) alt seviyelerine kadar açığa çıkan mineralizasyonun yan kayaçla ve diğer yapısal etkenlerle ilişkisini incelemek ve köken hakkında yeni veriler elde etmektir.

Delikkaya, Tekneli ve Suçatı arasındaki çalışma sahasında (Şekil 2), Zamanti bölgesinin önemli birçok kayaç birimi yüzeylemekte ve inceleme kapsamına alınan zuhurların ikisi (Delikkaya ve Tekneli), bu metal provensindeki çinko-kurşun mineralizasyonunun değişik litolojideki «esas maden yatakları tipleri» olarak gösterilmektedir (METAG ve STOLGERBER ZINK, 1971).

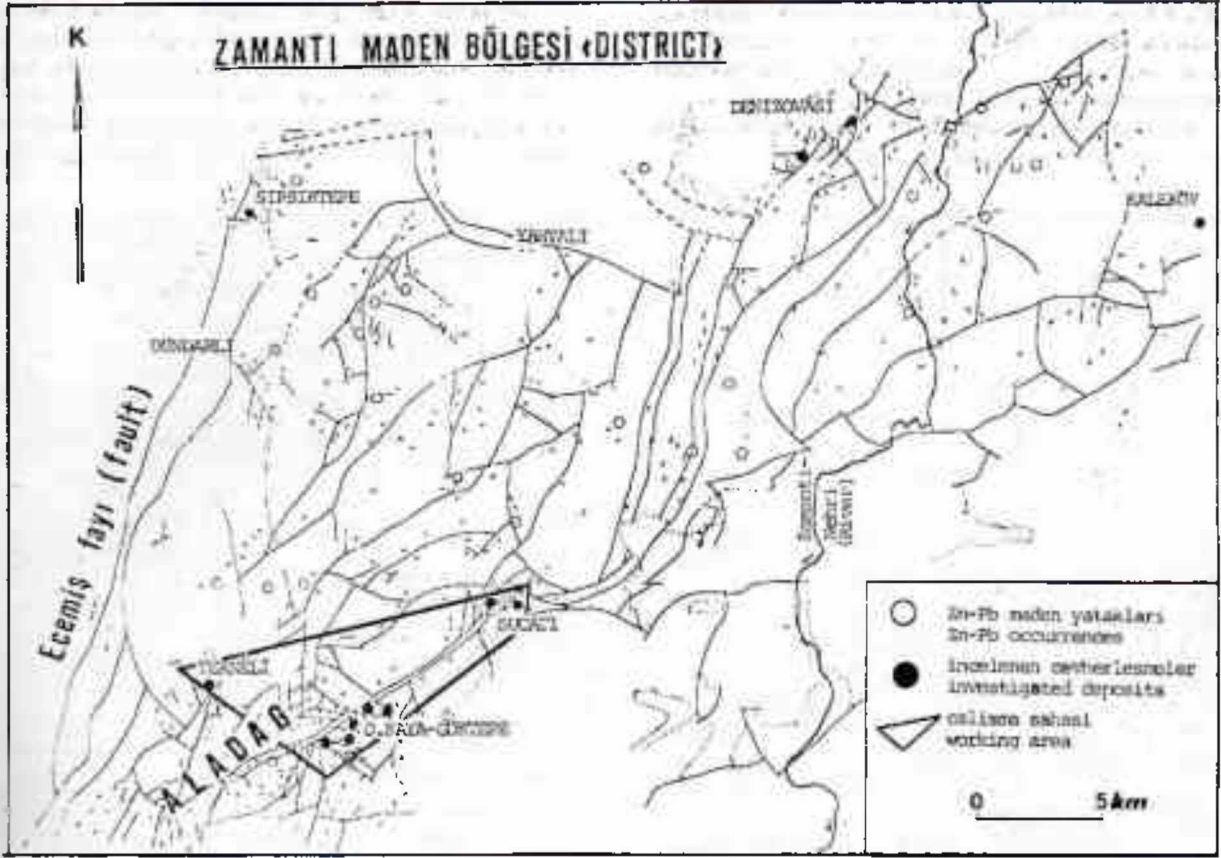
GENEL JEOLJİK YAPI

Zamanti maden bölgesinin ve Aladağlar'ın jeotektonik yapısı, Alp orojenezi sırasında meydana gelen ve Üst Devoniyen-Orta Kretase arasında oluşmuş, çoğunluk karbonatlı kayaç serilerini kapsayan naplar tarafından belirlenir (Şekil 3). Bu jeotektonik yapının en belirgin unsurlarından birini, nap sınırlarında dar şeritler şeklinde yüzeyleyen ve ancak çalışma bölgemizin dışında güneydoğuda geniş bir alana yayılan ofiyolitli seriler oluşturur.

Genel çizgileriyle BLUMENTHAL (1952) ve METZ (1956) tarafından ortaya konulan bu naplı ve ekaylı-karmaşık jeolojik yapı bütün Toros kuşağı için geçerli olup, birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan birimlerden («Birlik») meydana gelir (ÖZGÜL, 1976). RICOU (1980), Torosların kireçtaşı ekseninin, Arap-Afrika platformunun bir uzantısı olduğunu ve kuzeyden başlayarak, Senoniyen, Eo-Oligosen ve Miyo-Pliyosende yerleşmiş, radyolaritli, ofiyolitli ve metamorfik napların altında pencereler dizisi şeklinde yer aldığını kabul eder. Çalışma sahamızın yer aldığı Torosların kuzey kesiminde TEKELİ (1980) kuzeybatıdan güneydoğuya doğru birbirini üzerleyen şu napları ayırdeder: Yahyalı-, Siyah Aladağ-, Beyaz Aladağ-, Çatal Oturan-, Üstkuşak- ve Peridotit napı, ayrıca güneydoğuda Belemelik otoktonu. Zamanti bölgesinin çok sayıda çinko-kurşun maden yatağı Yahyalı ve Siyah Aladağ naplarında yer alır.

Yahyalı Napı (ÖZGÜL 1976)e göre «Bolkar Birliği» Kırşehir Masifinin örtüsünü oluşturur ve genellikle yeşil şist fasiyesinde metamorfizma gösteren karbonatlı kayaç serileri içerir (ÖZGÜL, 1976). Yahyalı'nın batısında, Triyas öncesinde oluşan (VACHE, 1966) granodiyoritik intrüzyonlar yüzeyleyebilir.

Siyah Aladağ napı genellikle karbonatlı ve kırıntılı kayaç serilerini içerir ve Aladağlar'daki çalışma sahamızın önemli bölümünü oluşturur. Bu jeotektonik birim magmatik ve metamorfik özellikler göstermez. Çalışma alanında (Şekil 4) çoğunluk Karbonifer'e ve yer yer Triyas'a ait karbonatlı seriler genellikle uyumlu istiflenirler. Jurasik ve muhtemelen Kretase'de oluşan tabakalı veya masif kireçtaşları daha çok, ofiyolitli melanj ile belirlenen nap sınırına yakın kesimlerde, dar bir alanda görülürler. Bu istiflerin Tri-



Sekil 2 : Zamanti maden bölgesinde Zn-Pb maden yataklarının dağılımı (METAG ve STOLBERGER ZINK, 1971).

Figure 2 : The distribution of the Zn-Pb occurrences in the Zamanti District (METAG & STOLBERGER ZINK, 1971).

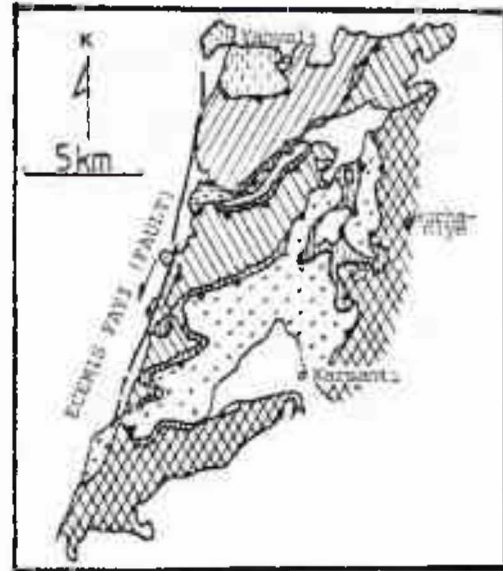
yas ve Permokarbonifer serilerine dokanağı her, yerde uyumsuz olup, yer yer boksit mercekleri ile de izlenebilen açılı uyumsuzluk ve bindirme de gözlenir. Çalışma alanında KDGB yönlü dar bir zonda yüzeyleyen ve birçok önemli cevherleşme içeren Jurasik kireçtaşları, aynı yönde uzanan ve tüm Zamanti yöresinde önemli blok tektoniğine neden olan faylarla Paleozoyik serilerden ayrılırlar ve doğu-güneydoğuda nap sınırını teşkil eden ofiyolitli melanjin altına da-larlar (Şekil 4, Jeolojik kesit B-B'). Paleozoyik ve Mezozoyik kayâç serileri yer yer Eosen kireçtaşları tarafından transgresif ve daha çok Neojen konglomeraları tarafından paleorölyefe uygun şekilde ör-tülürler.

ZAMANTI BÖLGESİNDEKİ ÇİNKÜ-KURŞUN MİNERALİZASYON TİPLERİ

Aladağ bölgesindeki çinkü-kurşun maden yatakları üzerine yaptığımız incelemeler ve kısmen Zamanti yöresinin diğer kesimlerindeki cevherleşmeleri de kapsayan arazi gözlemleri ile jeokimyasal araştırma-

Sekil 3 : Aladağlar'ın yapısal haritası (TEKELİ, 1980).

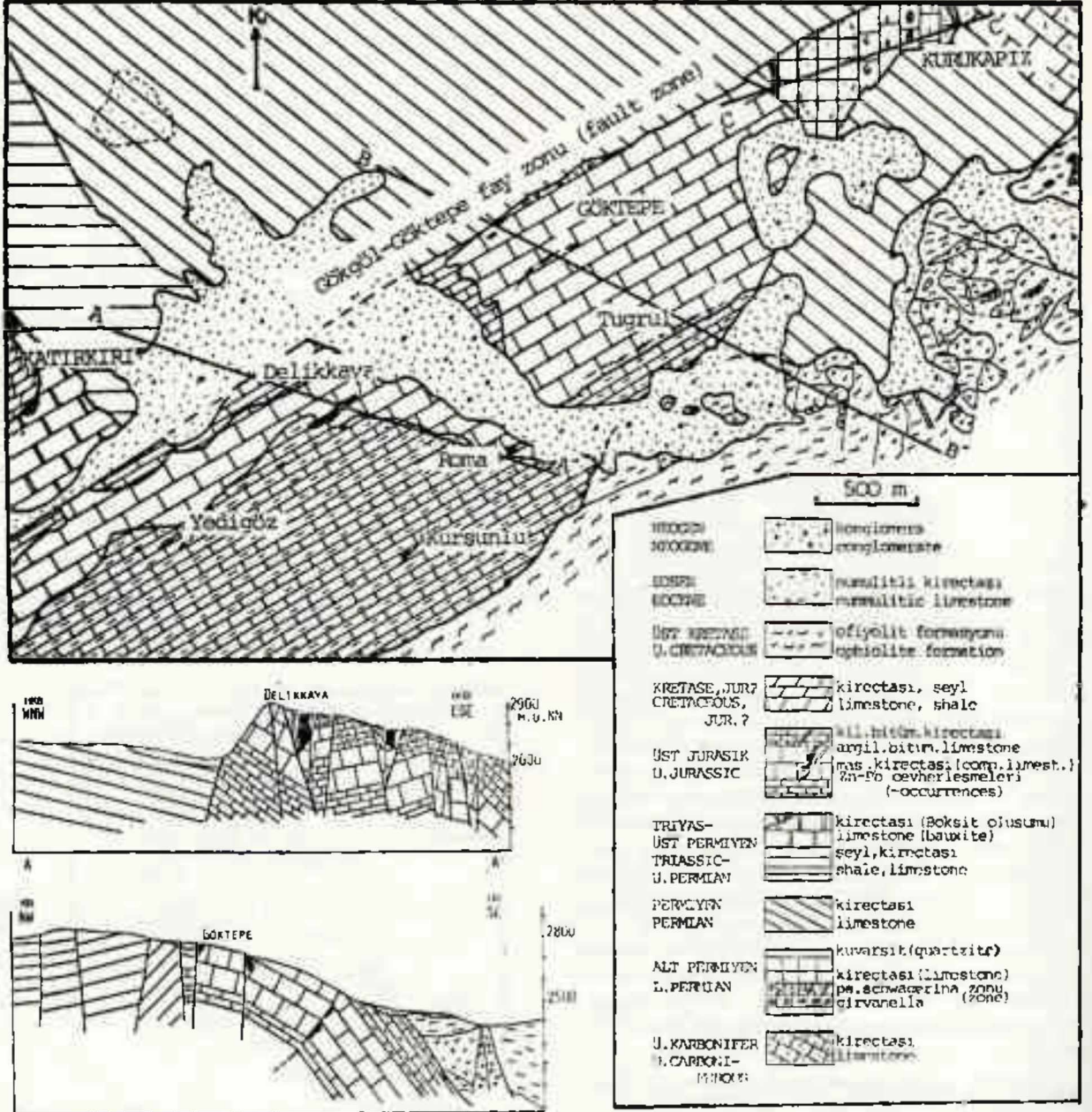
Figure 3 : Structural map of the Aladağ Mountains (TEKELİ, 1980).



- Peridotit napı (Peridotite nappel)
- Senoniyer ve ofiyolitik melanj (Senonian and ophiolitic melange)
- Beyaz Aladağ napı (White Aladağ nappel)
- Cataloturan napı (Cataloturan nappel)
- İskunak napı (İskunak nappel)
- Siyah Aladağ napı (Black Aladağ nappel)
- Yanyalı napı (Yanyalı nappel)
- Belenedük ootakonu (Belenedük autochthonous)

lar (CEVRİM, 1984), bu metal provenzinde önceki çalışmalarda kabul edildiği gibi, bir mineralizasyon olayının değil, en az üç ayrı oluşumun, çok sayıda cevherleşmeye köken olabileceğini gösterir. Bu varsayım, yukarıda kısaca değinilen jeotektonik yapıya ilişkin yeni araştırmalarla da bağdaşır.

1) Tabakaya bağlı çinko-kurşun mineralizasyonu : Bu mineralizasyona ait cevherleşmeler Zamanti bölgesinde genellikle ekonomik yönden önemsiz, küçük demir şapkalar şeklinde Üst Karbonifer/Alt Permiyen geçişinde bol fosilli kireçtaşlarının tabakalanma yönünde dizilirler. ÖZGÜL (1976) tarafından Siyah



Şekil 4 : Delikkaya ile Göktepe arasındaki çalışma sahasının jeolojik haritası ve şematik kesitler (METAG ve STOLBERGER ZINK (1971) verilerine dayanılarak)

Figure 4 : Geological map and schematic cross sections of the studied area between Delikkaya and Göktepe (modified after METAG & STOLBERGER ZINK, 1971).

Aladağ napı için ayırtman seviye olarak belirlenen bu biopisolitik, fuzulimli kalkerler, taban ve tavan kesiminde yer alan kuvarsit bantlarıyla da arazide kolayca izlenir ve toplam 40 m kadar bir kalınlığa erişirler. Cevherleşmeler düzenli olarak pseudoschwagerinalı seviyede yer alırlar. Aynı stratigrafik seviyeler Hadim bölgesinde işletilebilir maden yatakları içerirler (C. ALP, 1980, sözlü görüşme). Aladağdaki çalışma sahasında, sadece Köşkderesinde ve Tekneli'nin güneyinde saptanabilen bu önemsiz cevherleşmeler araştırmalarımızın dışında bırakılmıştır.

2) Birincil hidrotermal mineralizasyon: Bu mineralizasyon Yahyalı'nın batısında, Karamadazi'nde yüzeylenen granodiyoritik intrüzyona bağlıdır (METAG ve STOLBERGER ZINK (1971), Mağara bölgesinde de benzer magmatik oluşumlara işaret etmektedir). Karamadazi'ndeki intrüzyon kondağında önemli bir manyetit-skarn yatağı oluşmuş bulunup, bakırca da zengin çinko-kurşun cevherleşmeleri bu intrüzyonun, Keybettepe ve Şipşiktepe civarındaki apofizlerine bağlıdır. Yahyalı napında oluşan bu mineralizasyona ait cevherleşmeler, Aladağlar'da incelenen madenlerden birçok bakımdan farklıdır: Parajenez önemli oranda bakır minerali içerir; sfalerit içinde gözlenen kalkopirit ayrışmaları, galenitteki gümüş mineralleri (MÜLLER, 1982) ve yüksek eser element içeriği (her biri 1000 ppm den fazla Ag, Sb, Bi), ayrıca kükürt izotoplarının sıfıra yakın oluşu, bu cevherleşmelerin yüksek ısıda oluştuğuna işaret eder.

3) Paleokarstlaşmaya bağlı çinko-kurşun mineralizasyonu :

Bu mineralizasyona ait maden yatakları, Aladağlar'da ve Zamanti bölgesinin kuzey kesiminde, Siyah Aladağ napının Üst Devoniyen ile Kretase arasındaki değişik stratigrafik seviyelerinde bulunurlar ve bu maden yöresindeki çinko-kurşun rezervlerinin en önemli bölümünü meydana getirirler. Makalemizin konusu, bu mineralizasyonun kökenine ilişkin Aladağlar'da yaptığımız araştırmalardır.

ALADAĞLAR'DA KARSTLAŞMAYA BAĞLI ÇİNKO-KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

Maden yataklarının dağılımı ve yerleşim şekilleri

Aladağlar'da üç ayrı maden sahasında şu yataklar incelenmiştir: Delikkaya - Kurşunlu - Yedigöz - Roma - Göktepe - Tuğrul; Suçatı; Tekneli.

Tekneli'deki cevherleşme, Alt Permiyen'in üst seviyelerindeki tabakalı kalkerlerde, birbirine paralel üç ayrı fay zonunda oluşmuştur.

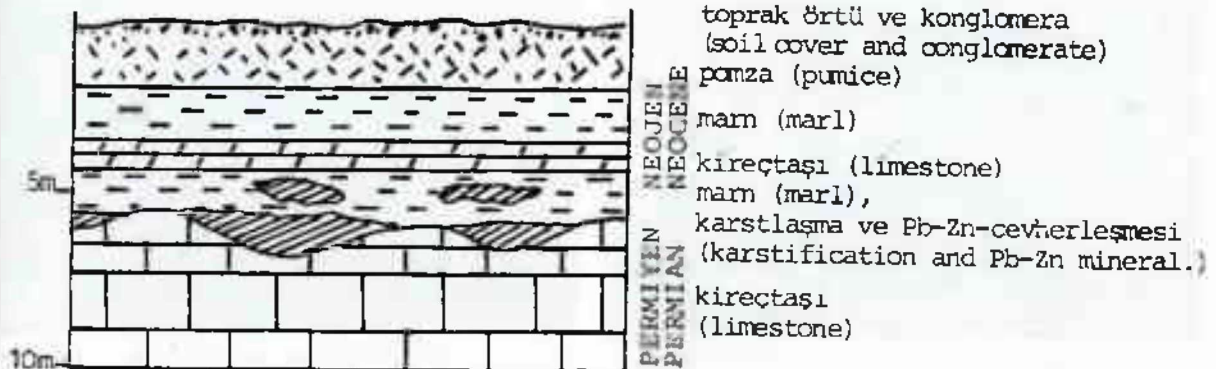
Delikkaya ile Suçatı arasındaki cevherleşmeler ise, Üst Jura'nın çeşitli seviyelerinde ve kırık tektoniğinin yoğun olduğu kesimlerde yerleşirler.

Dağılımı herhangi bir stratigrafik seviyeye bağlılık göstermeyen bu cevherleşmelerin yan kayacını oluşturan kireçtaşı serileri, killi-bitümlü, ince tabakalı kireçtaşları ile, karbonat oranı çok yüksek, masif kireçtaşları arasında değişir. İncelenen bütün cevherleşmelerde herhangi bir magmatik olayla ilişki gözlenmemiştir.

Aladağlar'daki maden yatakları, genellikle KD-GB yönlü fay zonlarında, kırık tektoniğinin yoğun olduğu yerlerde oluşmuştur. İMREH (1965) tarafından Denizova bölgesinde de saptandığı gibi, mineralizasyon için belirleyici etken, bu fayların atım ve uzunluğu değil, kırılmanın şiddeti ve buna bağlı olarak paleokarstlaşmanın gelişimidir. Buna en elverişli koşullar, çeşitli yönlerdeki kırıkların çok olduğu, karstlaşmanın kademeli fay sistemleri ile veya litolojik olarak (killi ve kuvarsitli seviyelerle) sınırlanabildiği yerlerde gerçekleşmiştir. Bu konuda diğer önemli bir gözlem de, cevherleşmelerin, boksit oluşumları, konglomera ve göl çökelleri ile belirlenen, Kretase sonrası aşınma yüzeylerinin altında yer almalarıdır. Karstlaşmaya bağlı cevherleşme ile Tersiyer çökeltileri arasındaki dereceli geçişler en belirgin olarak çalışma sahasının dışında, Zamanti bölgesinin kuzey kesiminde görülür (Şekil 5).

Konumu böylece tektonik ve paleocoğrafik koşullarla saptanan çinko-kurşun cevherleşmelerinin yerleşmesi uyumsuzdur. İşletilen maden yatakları çoğunlukla karstik veya tektonik boşlukları doldururlar. Metasomatik tipte cevherleşme sadece masif kireçtaşlarında, karst sistemi çevresindeki çok ezikli makaslama ve göçme zonlarında önem kazanır. Bu zonlar keskin fay düzlemleriyle sınırlanmıştır. Değişik maden yatakları tipleri şu yöresel etkenlere bağlıdır :

- kırık tektoniğinin gelişmesi
- cevherleşmenin yer aldığı kireçtaşı serilerinin litolojisi
- paleokarstlaşmanın gelişmesi



Şekil 5 : Ağcaşar madeninin şematik düşey kesit.

Figure 5 : Vertical sketch profile of Ağcaşar mine.



Maden yatakları sadece kırık tektoniğinin çok etkin olabildiği masif kireçtaşlarında enine ve derinliğine önemli bir genişleme gösterirler. Buna karşın, ince tabakalı, killi ve kuvarsit seviyeli kireçtaşı serilerinin de genellikle damar tipinde cevherleşmeler oluşabilmiştir.

Bu genç gelişme şekillerine rağmen, METAG ve STOLBERGER ZINK (1971) raporlarında ileri sürüldüğü gibi, bölgedeki tüm yatakların «stok» veya «damar» tipleri olmak üzere nitelendirilmesinin doğru bir değerlendirme olarak görmüyoruz. Böyle bir sınıflandırma ile stok tipinde metasomatik cevherleşmenin aşırı önem kazanması, çalışma sahasındaki maden yataklarının rezerv hesaplarında önemli hatalara yol açmıştır. Stok tipindeki cevherleşme, kalın tabakalı masif kalkerlerde mevcut çeşitli oluşumlardan sadece birini teşkil eder ve kırık tektoniğince kontrol edilen, ezik ve göçme zonlarında etkin bir mineralizasyon olayıdır. Mevcut rezervlerin çok yüksek tahmin edilmesine neden olarak ayrıca, karstlaşmaya bağlı mineralizasyonun yapı ve tenörü ile eski üretimin kabul edilenden fazla oluşu görülebilir.

Cevherleşme tipleri genellikle mevcut karst morfolojisine doğrudan bağlıdır (Şekil 6,7) ve çoğunlukla aşağıdaki yerleşme şekilleri gözlenir:

— eklem, çatlak ve yarık dolguları

— değişik morfoloji ve boyutlardaki karst dolguları

Şekil 6 : Çinko - kurşun cevherleşmelerinin bazı yerleşim şekilleri :

a : Karst boşluklarının değişik yapıda cevherli dolgusu (Delikkaya, 2715-25 m) 1 = tabakalı «terra rossa», 2 = limonit, smitsonit ve detritik malzemeden oluşan, karst morfolojisine uygun katmanlar, 3 = oksitli cevher blokları, 4 = yüzeyel ayrışan ve kısmen limonite dönüşen masif kireçtaşı.

b : çok kırıklı zonalardaki ornatım ve = detritik malzemeye birlikte — çatlak dolgusu tipindeki cevherleşmeler (Delikkaya, 2735 m.)

c : cevherleşmesi alınmış karst boşlukları (Suçatı).

d : Fay boyunca oluşan, oksitli cevher içeren karst cebli (Suçatı).

Figure 6 : Shapes of the Zn-Pb mineralization :

a : mineralized karst filling with various fabrics (Delikkaya, 2715-25 m) 1 = thin bedded «terra rossa», 2 = layers of limonite, smithsonite and detritic material adapted to the karst morphology, 3 = blocks of massive oxidic ores, 4 = compact limestone weathered and locally replaced by limonite.

b : Ores of strongly fractured zones as replacement and together with detritus as fissure filling (Delikkaya, 2735 m)

c : Mined karst cavities (Suçatı).

d : Oxidic ore-bearing karst pocket developed along the fault (Suçatı).

— damar ağı, empregnasyon ve ornatım zonları
— yüzeye yakın, zayıf tenörlü döküntüler.

Cevher tipleri

Yukarıda belirtilen yerleşme şekillerine bağlı olarak, cevher bileşimi ve yapısal düzenleri göz önünde bulundurulmadan, esas iki cevher tipi ayırdedilebilir:

(1) ornatım tipi cevherler

(2) dolgu tipi cevherler

İnceleme sahasındaki maden yataklarında çok ilerlemiş oksidasyon sonucunda sülfürlü mineral parajenezi her iki cevher tipinde de az görülür. Özellikle karst dolgularında kuvvetli ayrışım ve dönüşüm sonucu, oksidasyon cevherleri hakimdirler. Ayrıca artan limonit oranı ve değişik miktarlardaki detritik çökeller bu cevherlerin tenörünü düşürür. Bunda kolay çözülen çinko minerallerinin kaybı da önemli rol oynar.

Metasomatik cevher tipinde çok basit bir mineralojik bileşim ve yapı görülür. Çoğunlukla karst boşluklarının sardığı kireçtaşı bloklarında ve fay düzlemleriyle sınırlı ezik zonlarda görülen bu cevher tipi, zayıf empregnasyon ile sıkı yapılı zengin cevher kütlelerini kapsar.

Sülfürlü mineralizasyon genellikle kırık tektoniğinin esas yönünde (KD-GB), kademeli fay sistemlerinde ve tabakalı ile masif kireçtaşlarının kantağına yakın kesimlerde (karst sularının birikmesi sonucu indirgeyici ortam!) görülür. Bu cevherler, ayrışma sonucu kollomorf ve kabuk veya sıkı yapılı oksidasyon ürünlerine dönüşürler. Çoğunlukla sadece galenit, seruzit içinde serpilmiş kalıt mineral olarak gözlenir. Zengin cevherli ornatım bloklarının önemli bir kısmı sadece smitsonit içerir. Sülfid kalıntılarının veya bunlara ilişkin kalıt dokuların saptanamadığı bu cevherler, karst sistemi çevresinde önemli bir metasomatizma olayına işaret ederler. Kireçtaşlarının yüzeyel ayrışmasını, kabuk ve gözenekli cevher oluşumlarını ve giderek birkaç metre genişliğe kadar zonlu ornatımını kapsayan bu cevherler, belirgin bir şekilde ornatılan kireçtaşlarının kalıt dokusunu gösterirler.

Oksidasyon kuşağının derinlere kadar etkisiyle artan ayrışımın beraber, limonit oranı da artar. İksel sülfürlü cevherlerin yoğun olduğu zonlarda tipik gözenekli yapıda, sert limonit kütleleri oluşurken, karbonatlı cevher blokları masif homojen limonite dönüşüp, ayrışım ilerledikçe, toprağımsı dağılırlar. Dolgu tipi cevherler karst ceplerinde mevcut sülfürlü oluşumlar dışında, çok heterojen ve kısa mesafede değişen bir yapı gösterirler. Daha çok smitsonit ve limonit, seyrek olarak da sülfid mineralleri içeren bu cevherleşme, detritik karst çökelleriyle ardışıklı ve/veya döküntü malzemenin çimentosu olarak görülür. Değişik cevher tipleri, karst sisteminin çeşitli zonlarında etkin sedimantasyon koşullarının ve gerek dolma sürecinde, gerekse daha sonraki ayrışım, dönüşüm ve taşınma olaylarının sonucudur.

Aralarında geçişler bulunan şu cevher tiplerini ayırdedebiliriz :

— masif-sülfid cevherli karst dolguları

— kollomorf yapılı smitsonit ve limonit oluşumları

- cevherli karst çökelleri
- karst boşluklarının tabakalı cevherleşmeleri
- karst morfolojisine uygun, katmanlı limonit - kil smitsonit bantları
- ritmik - tabakalı yarık damar ve cep dolguları
- kumlu veya milli, kil ve cevher arakatlı dolgular
- genç kil-limonit çökelleri ve kabuk oluşumları

Cevherleşmenin mineralojisi

İncelenen maden yataklarının sadece bazı kesimlerinde bulunan ve bir kısmında hiç mevcut olmayan sülfid mineralizasyonu esas olarak sfalerit, galenit ve pirit/markasitten oluşan bir parajenez gösterir. Pck seyrek de olsa, galenit içinde kalkopirit tanecikleri ve oksidasyon cevherlerinde kovelin toplulukları da gözlenebilir.

Sülfürlü cevherler genel olarak çok ince taneli olup, karmaşık birleşme düzeni içinde masif kütleler oluştururlar. Mineralizasyonun bileşimi, ayrı ayrı maden yataklarının çeşitli kesimlerinde karşılaştırıldığında, yüzeye yakın kesimlerin galenitçe zengin

olduğu ve tabanda sfaleritin arttığı görülür. Böyle bir zonlaşma, Zamanti yöresinin diğer kısımlarında da mevcuttur (İMREH, 1965).

Sfalerit parajenezin ilk oluşumlarından biridir. Milonitleşmeye varan şiddetli kataklastik etki altında kalmıştır. Bu olayla meydana gelen sayısız çatlak ve boşluk hipidyomorf pirit/markasit tarafından doldurulur (Şekil 8-a). Boş kalan yerlere galenit (veya seruzit) ve smitsonit yerleşir. Bu birleşme düzeni, sülfid mineralleri tamamen ayrıştıktan sonra da kalıt doku olarak korunur ve ilksel sülfid cevherleşmesinin tanınmasında yararlı olabilir.

Sfaleritin çok rastlanan zonlu yapısı, özellikle oksidasyon başlangıç safhasında veya galenit ve smitsonit tarafından ornatılması halinde daha belirgindir (Şekil 8-b). Bazan sfaleritin, çok sayıda galenit saçınımları da içeren jel şeklinde kristallenmesi görülür.

Pirit ve markasit çoğunlukla sfaleritle beraber bulunurlar ve onun kataklastik çatlaklarını doldurur, kısmen de ornaturlar. Bir kısım pirit/markasit taneleri kataklastik yapı ve korozyon etkileri gösterirken, aynı numunede geniş alan kapsayan levhaması ve kırı



- | | |
|--|--|
| | masif kireçtaşı (compact limestone) |
| | çok kırıklı makaslama ve geçme zonları (strongly fractured weakness zones) |
| | ornatım cevherleri (replacement ores) |
| | masif limonitli cevher (massive limonitic ore) |
| | tabakalı dolgu (terra rossa) (bedded karst fillings) |
| | ince katmanlı cevherleşme (thin layered mineralization) |
| | kireçtaşı parçaları ve konglomera (limestone fragments and conglomerate) |
| | kaolinit bantları (kaolinite layers) |
| | eski galeri (ancient haulage level) |

Şekil 7 : Delikkaya madeninden cevherli fay zonu doğrultusunda düşey bir kesit

Figure 7 : Cross section of Delikkaya mine along the mineralized fault zone

düzenli demir-sülfid minerallerinin görülmesi, daha genç fazların da varlığına işaret eder.

Sülfürlü cevherlerde sık sık pirit-markasitçe veya sfaleritçe zengin tabakalar ayırdetmek mümkündür.

Galenitçe zengin cevher kütlelerinde pirit ve markasit limonite dönüşmüş olarak bulunurlar. Bu şekilde meydana gelen psödomorf dönüşüm ürünlerine karst dolgularının çeşitli katmanlarında da rastlanır.

Galenit incelenen maden yataklarının bilhassa ta-
van kesiminde neredeyse tek sülfid minerali olarak bulunur. Bu sülfid bloklarında yalnız az miktarda pirit/markasit ve ancak saçınımlar şeklinde sfalerit gözlenir. Her üç sülfid türünün bulunduğu alt kesimlerde de, diğerlerine oranla oksidasyona karşı dayanıklı olan galenit, smitsonite ve limonite dönüşmüş kısımlarla ardışıklı bantlar halinde geri kalır. Galenit, sülfid parajenezinin en genç minerali olarak, kataklastik sfaleriti ve pirit/markasiti kabuk şeklinde sarar ve giderek sfaleriti ornatır.

Birinci derecede ayrılmış cevherlerde de galenit, daha çok serüzit içinde sayısız saçınımlar şeklinde, tek kristal minerali olarak gözlenir. Rekrystalizasyon sonucu yer yer oksitli cevherleri kesen galenit damarları meydana gelir.

Cevherli karst çökellerinde de galenit, küşelli çakıllar veya ince tabakalar, yahut ta serüзите dönüşmüş olarak detritik malzemenin arakatkısı şeklinde yer alır.

Oksidasyon cevherlerinin bileşimi esas olarak karbonatlar ve limonittir. Çoğunlukla serüzit tarafından temsil edilen kurşunlu oksidasyon mineralleri, sadece sülfürlü cevherlerin yoğun olduğu kısımlarda önemli miktarlarda bulunur. Karbonatlı cevherlerin hakim olduğu bu maden yataklarında esas mineral smitsonittir. Daha sonra oluşan hemimorfit ve hidrozinkeit, ayrışım, taşınma ve deformasyon sonucu meydana gelen çeşitli gözenek ve boşlukları doldurup, karst çökellerinde ve yantaşlarda kabuklar şeklinde görülürler. Karst dolgusunda yer alan cevherleşmenin önemli bir bölümünü «çinko-alumosilikatlar», çoğunlukla fraypontit oluşturur. Bu cevher minerallerinin yanısıra, kil mineralleri ve demir oksit ve hidroksitleri de, adsorpsiyon yoluyla önemli oranlarda metal ihtiva ederler.

Smitsonit değişik cevher tiplerinde çok farklı şekillerde bulunur. Masif-karbonatlı ornatım cevherlerinde genellikle ince veya orta taneli ve özbiçimsiz olan smitsonit, kovuk ve gözeneklerde zonlu yapı, özbiçimsiz ve polisentetik kristaller şeklinde görülür. Gözenekli ayrılmış cevherlerde smitsonit ve hidrozinkeit, psödomorf böbrek yapıları meydana getirirler.

Çok taneli zonlarda kireçtaşının smitsonit tarafından boyanmış ornatımı belirgin şekilde görülebilir. Çoğunlukla özbiçimsiz smitsonit zonları, kalsitin romboedrik bölünüm yüzeyleri boyunca aralanırlar; çözümlenmiş ve meydana gelen gözenekler daha sonra hidrozinkeit ve submikroskopik boyuttaki taşıntılarla dolunurlar (Şekil 8-d).

Smitsonit, içerdiği demir oranına göre, çeşitli renkler gösterir. Demir, ya izomorf karışımlar şeklinde (monhaymit), veya smitsonit içinde dağılmış limonit sızıntıları olarak bulunur. Zonlu yapılı smitsonitin değişen demir içeriği mikroskopta belirgin şekilde gözlenebilir.

Çeşitli karst boşluklarında smitsonit, detritik malzemenin çimentosu şeklinde, tenörü % 40 dan fazla zengin cevherleşmeler oluşturur. Bu cevherlerde smitsonitin tane boyu, çok ince pelitik ile mesokristalin arasında değişir ve çok sayıda detritik tanelerin de saçınımlar şeklinde sarıldığı görülür. Farklı yapıdaki smitsonitten oluşan bantların ve değişik oranda klastik malzeme içeren katmanların aralanmasıyla (Şekil 8-c) karst boşluklarının tipik ritmik yapıları cevherleri meydana gelir. Değişik smitsonit tiplerinin (ÇEVİRİM, 1984), dikey ve yanal geçişlerle birbirini izlediği gözlenir.

Hidrozinkeit, çoğunlukla ayrışma neticesi meydana gelen kovuk ve gözeneklerde dolgu veya karbonatlı cevherleri saran kabuk oluşumları şeklinde bulunur. Hidrozinkeitin genç sintir teşekkülleri (aragonit ile birlikte) kalın kabuk ve stalaktit şeklinde gözlenir.

Hemimorfit, gözenek dolgusu ve ince damarlar şeklinde bütün cevherlerde görülür. Fakat daha fazla miktarlarda karst dolgularındaki detritik malzemenin arakatkısı olarak bulunur. Yer yer kumlu çökeltilerle aralanmış hemimorfit katmanları da saptanmıştır (Şekil 8-e). Detritik çökellerin arakatkısında silikat jellerinden veya çinko-alumosilikatların ayrışmasından oluşan kollomorf veya levhamsi hemimorfit, irili ufaklı birçok kum taneciklerini de sarar. Fakat bu cevher minerali çoğunlukla smitsonitin ve hidrozinkeitin bir ayrışım ürünü olarak görülmelidir.

Karst dolgularında ve bunları sınırlayan kireçtaşı bloklarındaki mineralizasyonun diğer önemli bir bileşeni, genel olarak «çinko-alumosilikatlar» olarak adlandırdığımız cevher mineralleridir. Amorf ile kristalleşmiş birçok dönüşüm fazları içeren bu çinko mineralleri ayrı bir çalışmada daha etraflı incelenecektir. Özellikle fraypontit değişik karst zonlarındaki killi cevherlerin önemli bir bileşenidir.

İncelenen bütün cevherleşmeler, ilerlemiş alterasyon sonucu önemli oranda limonit (çoğunlukla götit, bazen lepidokrokit) içerirler. Bu oksidasyon ürünleri sülfürlü ve karbonatlı cevherlerin veya karst dolgusunun bileşimindeki demir içerikli detritik silikatların, karst ortamında ayrışmasıyla oluşabilecekleri gibi, karst dolgularında kaynak alanlarında, aşınma ve lateritik ayrışmadan sonra, taşınmış da olabilirler. SMIRNOV (1954)'da «ornatım» ve «dolgu tipi limonit» şeklinde bir ayırım önerir.

Mekanik taşınma ürünleri arasında tamamen limonitleşmiş bol fosil parçacıklara da rastlanır (Şekil 8-f). Limonitleşmeye rağmen, gözle de görülebilen alg yapıları, bunların blok tektoniğiyle Jura kireçtaşlarını sınırlayan Alt Permiyen seviyelerinden taşındığını gösterirler.

Kurşun-oksidasyon mineralleri incelenen madenlerde sadece sülfürlü cevherin yoğun olduğu kısımlarda

önemli miktarlarda bulunurlar; geniş karst boşluklarını dolduran cevherleşmenin kurşun oranı % 1 in altındadır.

Galenit, ayrışma neticesinde, tane sınırlarından ve ya bölünme yüzeylerinden başlayarak anglezite ve ya çoğunlukla serüzite dönüşür. Seyrek olarak piro-morfit de gözlenir.

Serüzit, cevherli karst dolgularında genellikle yeşilimsi renkte, septeklorit (ve fraypontit) arakatlı olup, killi cevherlerde özbiçimsiz veya levhamsı kristaller halinde bulunur. Çoğunlukla korozyona uğramış bu kristaller, çinko-alumosilikatların da yer aldığı killi hamurla iç içe bulunurlar.

PALEOKARSTLAŞMANIN GELİŞİMİ

Karst dolgularının bileşimi

İncelenen maden yataklarında karst boşluklarını dolduran malzeme, genel olarak mekanik veya kimyasal yolla taşınma ürünü olup, daha az oranda, karstlaşmaya uğrayan kireçtaşlarının kalıntıları da içerir. Cevher mineralleri diğer karst çökeltileriyle ardalanmış katmanlar şeklinde veya bunların çimentosu olarak bulunurlar. Karst dolguları, paleokarstin dolma sürecinde çeşitli taşınma olayları ile periyodik olarak aktarılmışlardır.

Alloktan karst dolguları. Bunlar karst boşluklarını çeviren kireçtaşlarından gelen çöküntü veya kırıntı ürünlerini ve karst ortamına çeşitli uzaklıktan taşınan detritik malzemeyi kapsarlar. Karst dolgusunda milimetre ile metre boyutlarındaki kireçtaşı parçaları kuvvetli ayrışma ve dönüşme gösterirler. Büyükçe bloklarda soğan kabuklarına benzer ayrışma şekilleri ve çoğunlukla smitsonit veya fraypontit tarafından ornatım gözlenir.

Çoğunlukla silikath, detritik taşıntıların tane boyu kil ile çakıl arasında değişir. Karst sisteminin alt seviyelerine doğru tane boyunun küçüldüğü ve kimyasal çökeltilerin arttığı görülür. Çeşitli kayaç ve mineral tanelerini içeren detritik malzemenin mineralojisini belirlemek, erozyona uğrayan kayaç serileri ile karst ortamı arasında süregelen kuvvetli ayrışım-dan dolayı tam olarak mümkün değildir.

Çalışma sahasındaki karst dolgularında genellikle şu mineralojik bileşimde döküntülere rastlanır:

- Serpentin, septeklorit, smektit, serisit ve kaolinite dönüşmüş kayaç parçacıkları (bunlar ilksel ortamda lateritik ayrışım veya karst sisteminde oluşan dönüşüm ürünleri olabilir)
- Kuvarsit, boynuztaşı, radyolarit ve boksit taneleri
- Cevherli ve limonitleşmiş (kısmen fosilli) döküntüler
- Kuvars, amfibol, piroksen, feldspat ve mika taneleri
- Ağır mineraller (kromit, manyetit, titanomanyetit, hematit, rutil v.s.)

Karst dolgusundaki otojen oluşumlar şöyle sıralanabilir.

- Çinko, kurşun ve demirin sülfürlü ve oksidasyon mineralleri.
- Demir ve alüminyum oksid-hidroksid-jelleri
- Kalsit, aragonit, opal, kalsedon
- Kil mineralleri (kısmen taşıntı)

Klastik karst dolgularının kaynakları

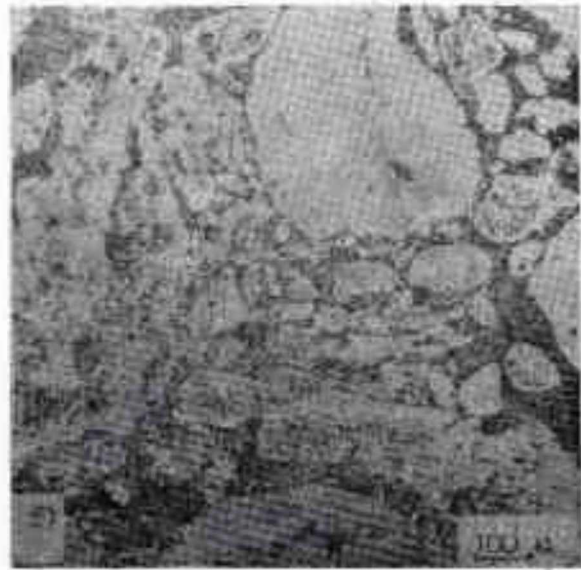
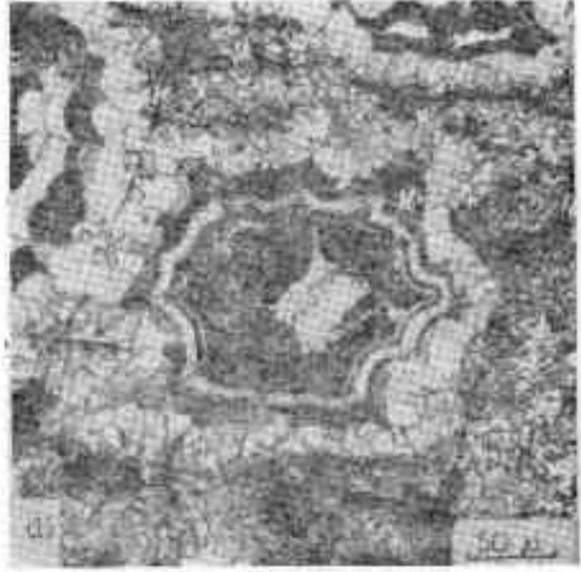
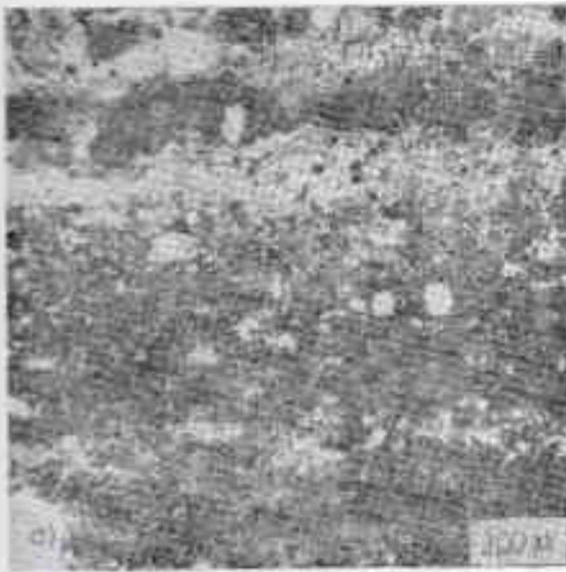
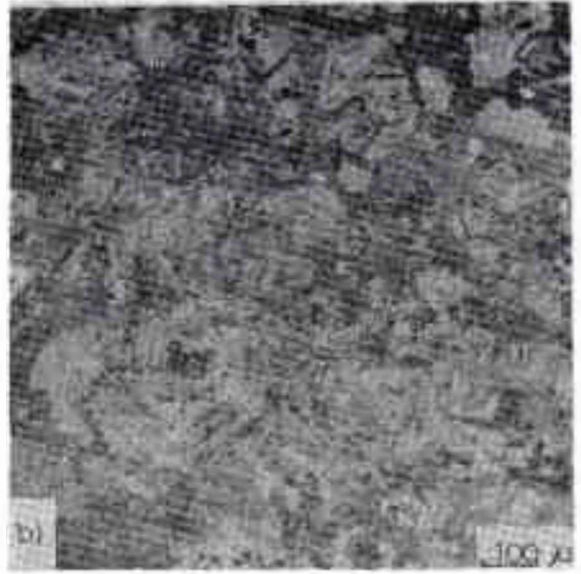
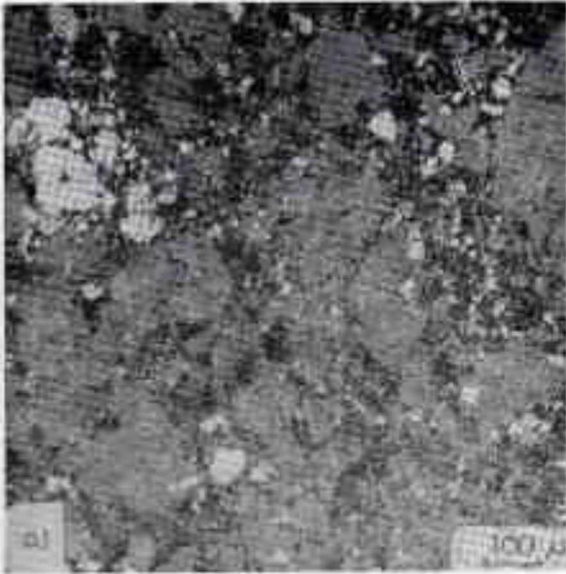
Karst dolgularının önemli bileşenlerinin Jura kireçtaşlarının ve bunların üzerindeki toprak örtününün mineralojik yapısı ve ofiyolitli zondaki önemli kayaç türleri ile karşılaştırılması silikath detritik malzemenin çoğunlukla ofiyolitli zondaki kayaçlardan kaynaklandığını göstermektedir. Cevherli karst dolgula-

Şekil 8 : Aladağ'daki cevherleşmelerin mineral parajenezi ve birleşme düzenleri (IK = ince kesit, PK = parlak kesit)

- a) kataklastik sfaleritte (gri) saçınmalar ve çatlak dolgusu şeklinde pirit - markasit (beyaz) ve kuvars (siyah); (PK).
- b) Zonlu yapıli sfaleritin (açık gri) smitsonit (gri-siyah) ve galenit saçınmaları da içeren serüzit (gri-beyaz) tarafından ornatımı; (PK).
- c) Ritmik-katmanlı, karbonatlı cevher (çoğunlukla smitsonit); detritik çökeltilerin yoğun olduğu seviyeler koyu renkte; (IK).
- d) Kalsitin smitsonit tarafından zonlu ornatımı; ortada kabuk şeklinde hidro-zinkit (siyah) ve çok ince taneli döküntü; (IK).
- e) Karst boşluklarının cevherli kum çökeltilerinde hemimorfite (beyaz) zengin katmanlar; (IK).
- f) Kalsit tarafından çimentolanan cevherleşmiş (daha çok limonitli) alg yapıları (PK).

Figure 8 : Fabrics and intergrowths of ore minerals from Aladağ (TS = thin section, PS = polished section)

- a) Cataclastic sphalerite (grey) and as intercalations and fracture fillings - pyrite/marcasite (white) and quartz (black); (PS).
- b) Zonal sphalerite replaced by smithsonite (dark grey) and cerussite (light grey) including galena (white); (PS).
- c) Rhythmically bedded carbonatic ore (mostly smithsonite); dark layers with higher amounts of detrital material; (TS).
- d) Replacement of calcite by zoned smithsonite; in the middle part encrusting of younger hydrozincite (black) and sub-microscopical detrital filling; (TS).
- e) Hemimorphite (white) concentrated along layers of mineralized sand fillings of the karst cavities; (TS).
- f) Mineralized (limonitic) algae fragments embedded in calcite; (PS).



rında önemli yer tutan limonitin de bir bölümü bu bazik-magmatik kayaç serilerinin lateritleşme veya karst ortamında ayrışma ürünü olabilir.

Ayrıca karstlaşmış kireçtaşlarının tavanında yer alan killi seviyeler veya blok tektoniğiyle yükselen Paleozoyik seriler (genellikle Permian kireçtaşı ve kuvarsitleri) bu taşınma ürünlerine kaynak teşkil edebilirler. Fakat petrografik araştırmaların da gösterdiği gibi, karstlaşmış olan kireçtaşlarının çözülmesiyle oluşan kalıntı killer paleokarst dolgusunda ancak önemsiz yer tutar.

Karst boşluklarında depolanma şekilleri

Farklı depolanma şekilleri, karst sisteminin çeşitli kesimlerindeki çökeltme ortamında değişen hidro-dinamik ve fiziksel-kimyasal koşulların sonucudur.

Karst sisteminin üst zonlarındaki dolgular daha çok kil arakatlı kalın kum ve çakıl döküntülerini kapsar. Derinlere inildikçe, iri taneli klastik malzemenin azaldığı ve kimyasal çökeltmenin arttığı gözlenir. Bunun yanı sıra, üst seviyelerde çoğunluk düzensiz olan depolanma, alt zonlarda iyi bir periyodik istiflenme gösterir.

Çalışma sahasında ilerlemiş cevher üretimiyle (kısmen açık işletme olarak) 200 metre derinliğe kadar açığa çıkan cevherli karst dolguları yanal ve düşey çok kısa mesafelerde, petrografik yapı ve renk bakımından sürekli değişiklik gösterirler. Bu heterojen yapı, genel olarak, karst dolgularının ayırtman bir özelliği olarak kabul edilebilir.

Karst boşluklarında mekanik veya kimyasal yolla depolanan dolgu, karst topoğrafyasına uygun olarak düzgün tabakalar şeklinde, ya da yüksek eğimli karst duvarlarında kayma yapılarıyla sık sık kesilen bantlar şeklinde depolanır. Periyodik olarak ardalanan santimetre ile desimetre kalınlığındaki cevher, limonit, kil ve kum çökelleri, bir kaç metreye varan düzenli istifler oluştururlar. Diğer yandan, bir kısım karst boşluklarında oldukça sürekli bir sedimentasyonla çok ince tabakalı, kil-limonit dolgusu (terra rossa) yer alırken, bunların yakınında, çok sayıda kalker breşini de içeren kaotik bir dolgu oluşabilir.

Tabakalanma. Cevherli ve killi-limonitli katmanların çoğunluk detritik kalın taneli çökellerle ardalanmasıyla, aşınan tabaka yüzeylerindeki sinter-kabuk oluşumlarıyla (genellikle hidrozinkit) ve bazı tabakalarda yoğun breşik tanelerin sıralanmasıyla belirginleşir. Değişik depolanma safhaları genellikle ince kil zarflarıyla sınırlanır.

Detritik çökellerde dereceli ve sık sık çapraz tabakalanma görülür. Özellikle killi-limonitli karst dolgularında dalgalı dokanaklar ve karst boşluğuna uzanan çıkıntılarda veya çökelmiş malzemenin içine düşen kalker blokları etrafında, akıntı eğrileri şeklinde büzülme ve kıvrımlar oluşur. Daha genç çökeller bunların üzerlerini düzgün bir tabakalanmayla örtler.

Jeopetal düzende çökeltme. Kuvvetli ayrışım ve oksidasyona uğramış karst dolgularında da bir çok

ayırtman özellik göz önünde bulundurularak tanımlanabilir: dereceli ve çapraz tabakalanma, tabaka içi laminalanmalar, tabaka geçişlerinde biriken breşik taneler, tek taraflı dalgalanmalar ve sinter-kabuk oluşumlarının büyüme yönleri v.s.

Karst dolgularında mikroskopik boyutlara dek izlenebilen **deformasyon ve kayma olayları**, dolma sürecinde başlayıp, günümüze değin sürerler. Henüz sertleşmemiş dolgunun oturmasıyla veya göçük kireçtaşı bloklarının etkisiyle, katmanlarda dalgalanmalar, özellikle killi çökellerin su alarak kabarması, gravimetrik kaymalar ve oksidasyon olayları ile ayrışma ve çözülmeler, karst dolgusunda önemli yapısal değişikliklere neden olur.

Karst dolma sürecinin yaşı hakkında düşünceler

Karst dolgularında önemli yer alan silikatlı detritik malzemenin genellikle ofiyolitli zondan kaynaklanması, dolma yaşı hakkında ilk önemli ip ucu olarak kabul edilebilir.

Üst Kretase'de, olasılıkla Senoniyen'de (TEKELİ, 1980) oluşan ofiyolitli kayaç birimi, Maastrihtiyen'de nap tektoniğiyle Siyah Aladağ napını parotokton olarak üzerler.

Üst Kretase'de ve Eosen'de etkin aşınma safhaları, bir yandan ofiyolitli serilerde lateritik ayrışma ve paleoreliyef içinde taşınmalarla boksit oluşumlarına (WIPPERN, 1964), diğer yandan Siyah Aladağ napının kireçtaşı serilerinde karstlaşmaya neden olurlar. Zamanla bölgesinin kuzey bölümünde rastlanan taneli demir cevherleşmelerinin (VACHE, 1966) oluşumu da bu olaylarla ilgili olabilir.

Aladağlar'daki araştırma sahasının güneyinde, Maden Boğazı'nda yüzeyleyen 150 m kadar kalınlıktaki bir Eosen istifinde BLUMENTHAL (1952), bizim cevherli karst dolgularında saptadığımız mineralojik bileşimde, çoğunluk yeşil kayaç kökenli taşınma ürünlerinin, Eosen'e (Lutesyen) ait numulitli kireçtaşları ile ardalanarak, Üst Jura yaşlı, ince tabakalı kireçtaşı serilerini örttüğünü belirtir.

Çalışma sahasında, Delikkaya ve Göktepe kesiminde, numulitli kireçtaşları da içeren aynı türde döküntü malzeme, Eosen sonrası bir erozyonun artıkları olarak bulunmaktadır. Bu genç erozyon olayları derin vadili bir röliyef yaratmış ve karst cevherleşmelerinin de yer aldığı seviyelere kadar etkili olmuştur. Paleoröliyefe uygun şekilde istiflenen Neojen konglomeraları, genel olarak aşınan ofiyolitli örtünün ve bunun altındaki kireçtaşlarının ürünlerinden oluşur ve kısmen cevher parçacıkları da içerirler. Karst dolgusunun ve çinko-kurşun cevherleşmelerinin üst yaş sınırı hakkında daha belirgin gözlemler Denizovası-Ağcaşar bölgelerinde yapılabilir. Burada karst boşluklarını dolduran allokon mineralizasyon, çoğunluk Neojen'e ait göl çökelleri ve Üst Miyosen'de başlayan Erciyes volkanizmasının tüfleri ile örtülür. Sonuç olarak, esas karst dolgu safhasının ve çinko-kurşun cevherleşmelerinin üst yaş sınırı hakkında daha belirgin gözlemler Denizovası-Ağcaşar bölgelerinde yapılabilir. Burada karst boşluklarını dolduran

allokton mineralizasyon, çoğunluk Neojen'e ait göl çökelleri ve Üst Miyosen'de başlayan Erciyes volkanizmasının tüfleri ile örtülür.

Sonuç olarak, esas karst dolgu safhasının ve çinko-kurşun mineralizasyonunun Eosen'de yer aldığı tahmin edilmektedir.

ALADAĞ BÖLGESİNDEKİ ÇİNKO - KURŞUN MADEN YATAKLARININ JENEZİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

Delikkaya - Göktepe, Suçatı ve Tekneli'deki maden sahalarında incelenen çinko-kurşun yataklarının, kırık tektoniğinin ve paleocografik gelişmenin hazırladığı yerlerde, farklı kireçtaşı serileri içinde uyumsuz olarak bulunması, mineralizasyonun **ardoluşumlu** (epijenetik) özelliğini vurgular.

Önemli cevherleşmelerin olduğu Jura kireçtaşlarında yapılan jeokimyasal incelemeler (ÇEVİRİM, 1984) bu kayaç serilerinin normal çinko-kurşun miktarları içerdiğini ve bu metallerin önceden mevcut bir derişiminin söz konusu olmadığını gösterir. Cevherleşmelerin tesir alanında, çatlak ve fayların yakınlarında veya tavan kesimindeki killi-bitümlü serilerde tespit edilen daha yüksek oranlardaki çinko-kurşun miktarları, yayılma (Dispersiyon) ve adsorpsiyon olayları ile açıklanabilir.

Araştırma sahasındaki maden rezervlerinin esas bölümünü, çeşitli yarık damar ve karst boşluklarını dolduran ve bugün genellikle oksitli ve karbonatlı cevherleri içeren mineralizasyon oluşturur. Bu cevherlerde saptanan yapı ve onların bileşimindeki döküntü malzeme, sadece dışkökenli bir taşınmanın ürünü olarak açıklanabilir.

Örneğin Tuğrul ocağındaki yüksek tenörlü (% 30'dan fazla Zn), çoğunluk karbonatlı cevherler, detritik-silikatlı çökellerin çimentosunu oluşturup, çeşitli karst boşluklarını doldururlar. Bu tür bir cevherleşme, birincil sülfürlü bir mineralizasyonun oksidasyon ürünü olamayacağı gibi, sadece detritik malzemenin dış kökenli olması da kabul edilemez. Genelde tespit edilen yapı da, cevherli tüm karst dolgusunun allokton olduğunu gösterir. Ağcaşar bölgesinde karst morfolojisini dolduran cevherli dolgu ile genç Tersiyer çökelleri arasındaki dereceli geçişler de bu yargıyı destekler.

Sülfürlü cevherlerin de bir çok yerde karst ceplerini doldurması (Göktepe, Suçatı) ve klastik çökellerin arakatısında veya bunlarla ardışıklı katmanlar şeklinde görülmesi (Delikkaya, Denizovası), paleo-karstlaşma ve dolma olayı ile mineralizasyon arasında sadece ikincil bir ilişki olmadığını gösterir.

EL AREF ve AMSTUTZ (1984), Kızıl Denizin battısında, çinko, kurşun ve demirin sülfürlü ve oksidasyon minerallerinin, graben ve karst ortamında, mekanik döküntülerin çimentosu biçiminde burada incelenenlere çok benzer iki maden yatağı oluşturduklarını belirtirler.

Kireçtaşlarının ornatımı sonucu oluşan ve bilhassa karst sisteminin çevresindeki karakteristik zonlarda

(LAGNY, 1975) görülen, karbonatlı zengin cevherleşmeler de ikincil (descendent) metasomatizma ile açıklanabilir. Kırık tektoniğince zodelenen kireçtaşı bloklarında dört-beş metre genişliğe varan, yer yer zonlu cevherleşmenin, derine doğru kamalaşması ve yerini killi-limonitli çatlak dolgularına bırakması, mineralizasyonun ikincil niteliğini destekler. Diğer yandan zengin karbonatlı cevher bloklarının, maden yataklarının bir çok kesiminde sülfid artıkları içermeyişi ve değişik smitsonit tiplerinin kalsiti ornatması, bu cevherlerin ilksel niteliğini vurgular.

Karst ortamındaki detritik malzemenin ayrışmasıyla oluşan, Si ve Al oranı yüksek çözelti ve jeller, damar ve karst boşluklarını sınırlayan kireçtaşlarında, onların dolgu içinde gömülü parçacıklarında ve genel olarak klastik dolgunun arakatısında çinko-alumosilikat minerallerini içeren, bir parajenez oluştururlar. Deneysel incelemeler de (HARDER, 1975) bu varsayımı desteklemektedir.

Cevherleşmelerin yerleşmesine ve maden yataklarının şekline ilişkin gözlemler de birincil nitelikli bir mineralizasyonla uyusmamaktadır.

Cevher üretiminin, «kök zonuna» kadar indiği bir çok maden yatağında, mineralizasyonun tabanda dar veya geniş çapta bir kamalanma ile sona erdiği görülmektedir. Daha derine varan fay ve çatlaklarda tenörü çok düşük killi-limonitli bir dolgu veya iri taneli kalsit koluşumları yer alır.

Yanal genişlem gösteren metasomatik bir cevher kütlesi masif kireçtaşlarında da yoktur. Cevherli zonlarla steril kireçtaşları arasında, dik fay düzlemlerindeki killi zonla belirlenen keskin bir kontak mevcut olup, buna sınırlayan bloklarda hiç bir tesir gözlenmez.

Kırık tektoniğinin yoğun olmadığı yerlerde, örneğin Göktepe'de, yüzeye yakın karst ceplerinde oluşan mineralizasyon, bir kaç metre derinlikte, tabakalanmanın eğim yönünde kamalaşır. Benzer durumda oluşan Yedigöz ve Kurşunlu'daki cevherli damarlar sadece tavan kesimindeki ince tabakalı kireçtaşı serilerinde yer alıp, alt seviyelerdeki masif kireçtaşları karstlaşma bu derinliğe erişemediğinden mineralize olmamışlardır. Ayrıca çalışma sahasının en önemli fay zonunda (Gökgöl-Göktepe), yalnız yüzeyde, morfolojik graben yapısında düşük tenörlü döküntüler yer alır; METAG ve STOLBERGER ZINK' (1971)'in burada gerçekleştirdiği 200 metreye varan sondajlarda, çinko-kurşun cevherleşmesi saptanamamıştır.

Aladağ bölgesinde incelenen çinko-kurşun maden yatakları taşınma (mobilizasyon) neticesinde oluşmuşlardır.

Sülfürlü cevher minerallerinde yapılan jeokimyasal araştırmaların ve isotop analizlerinin değerlendirilmesi (ÇEVİRİM, 1984) bu görüşü desteklemektedir: Örneğin, ortalama olarak sfaleritte % 2.3 Fe, % 0.15 Cd, 58 ppm Mn; galenitte 30-150 ppm Ag, 100 ppm den az oranlarda Sb, Bi, Sn ve pirit/markasitte ancak 15 ppm Co ile 25 ppm Ni (Co/Ni \leq 1) saptanmıştır. Bu şekilde düşük oranlarda eser element içeren

sülfid minerallerine genellikle düşük ısıda veya mobilizasyon yoluyla oluşan cevherleşmelerde rastlanır. Değişik zuhurlardan alınan galenit numunelerinde tespit edilen yüksek oranda radyojen kurşun birikimi (J-tipi kurşun) ve hesaplanan Th/U oranı ($\mu = 4$) ile, galenit, sfalerit ve pirit/markasitte «ağır kükürt isotopunun» öncmlü derecede zenginleşme göstermesi ($\delta^{34}S = +8 - 13.2\%$), bu cevherlerin yer kabuğu kökenli olduklarına ve mobilizasyonla oluştuklarına (OHMOTO ve RYE, 1979; HEYL ve diğerleri, 1974) ilişkin kanıtlar olarak görülebilir.

Araştırma sahasındaki maden yataklarında veya bir zuhurun çeşitli kesimlerinde rastlanan mineral parajenezleri ile yapılar, genel olarak paleokarst gelişiminin değişik safhalarında etkin hidro-dinamik ve fiziksel-kimyasal şartlar ile yeraltı su seviyesinin hareketleriyle ilgilidir.

Aladağ bölgesinde cevherleşme şekilleri ile paleokarst morfolojisi arasındaki sıkı bağlantı ve genç olarak izlenen görünümüler ancak dış-kökenli bir karstlaşma ve karst dolgusu ile açıklanabilir.

Tektonik ve karstik olaylarla belirlenen bu «jeokimyasal kapanlara» çinko ve kurşunun hangi kaynaklardan ve nasıl taşındığına ilişkin önemli sorun, burada ancak genel hatlarıyla tartışılabilir.

Sistematik jeokimyasal araştırmalar (örneğin KRAUSKOF, 1955, CADEK ve diğerleri, 1968; WEDEPOHL, 1978) bir çok magmatik ve sedimanter kayaç türünün, yüzeye yakın sularla çözülüp taşınarak, uygun ortamlarda cevherleşme derecesinde birikimler oluşturmaya yetecek oranda metal içerdiklerine işaret ederler. CADEK ve diğerleri (1968) bu konuda çeşitli deneysel araştırmalar da yaptıklarını belirtirler ve genel olarak etkin bir birikimde rol oynayan jeotektonik ve jeokimyasal faktörleri özetlerler.

Diğer yandan, ayrışmaya ve aşınmaya uğrayan kâkâç serilerinin yer yer ilksel mineralizasyonlar da içerebileceğini ve genelde, normal metal oranlarının da ayrışma olayları neticesinde kısmen (örneğin çinko, kurşun) öncmlü derecede artabileceğini (WEDEPOHL, 1953; FUCHS, 1976) gözönünde bulundurmak gerekir.

Yukarıda sayılan her olanak, Aladağ bölgesindeki cevherleşmeler için kaynak alanı oluşturabilir.

Yan kayaçlarda yapılan jeokimyasal incelemeler, gerek karstlaşmaya uğrayan masif kireçtaşlarının tavanında yer alan ve çoğunluk aşınmış, killi-bitümlü seviyelerin (ÇEVİRİM, 1984), gerekse nap tektoniğiyle bunların üzerine itilen ofiyolitli kayaç serilerinin -bilhassa asidik intruzyonların (METAG ve STOLBERGER ZINK, 1971) önemli oranda çinko ve kurşun içerdiklerini gösterir. Yazımızın giriş bölümünde, Siyah Aladağ napında, Alt Permiyenin bol fosilli ayırıtman seviyelerindeki tabakaya bağlı bir çinko-kurşun mineralizasyonuna işaret edilmişti. Jura kireçtaşlarının karst dolgularında bulduğumuz, Alt Permiyenden taşındığı bariz, limonitli-ağlı döküntüler ve çok miktarda kuvarsit çakılları, Tersiyerdeki blok tektoniğiyle oluşan paleocoğrafik rölyefe

bağlı aşınmanın, olasılıkla cevherli bu Paleozoyik seviyeleri de etkilediğini gösterir. Bölgenin paleocoğrafik evrimine ilişkin daha etraflı çalışmalar ve Alt Permiyen'deki cevherleşmeleri de kapsayan izotop araştırmaları ile karstik mineralizasyonun kaynak alanına dair daha belirgin veriler elde edilebilir.

Çinko ve kurşunun çözeltide taşınma ve depolanma şekilleri bir çok yazar tarafından (ROBERTS, 1967; BERNARD, 1977; BARNES ve CZAMANSKE, 1979; HAYNES ve MOSTAHGEL, 1982) araştırma ve tartışma konusudur. Genel olarak şu olanaklar söz konusudur: Klorid, sulfat, sülfid, bisülfid bileşikleri; kloridli, karbonatlı veya organik kompleksler; hidratlı iyonlar veya bunlara ve diğer maddelere adsorptif bağlı olarak. Diğer yandan, değişik taşınma mekanizmalarının kısmen bir arada da etkin olabileceği ve genelde çözeltide hakim kimyasal şartların önemli rolü de göz önünde bulundurulmalıdır.

Kükürt izotoplarının sonuçlarına dayanarak, incelenen cevherleşmelerdeki kükürtün, zayıf-alkalik veya nötr, homojen, sulu çözeltilerde, muhtemelen metal-bisülfid-kompleksleri şeklinde taşınmış olabileceğini tahmin ediyoruz. Bu yolla taşınmanın, düşük ısıda da etkin olduğunu BARNES ve CZAMANSKE (1979) nin deneysel araştırmaları da göstermektedir. Ayrıca karst ortamında mevcut zayıf-alkalik şartlar, kireçtaşının çözülmesiyle sağlanan tampon etkisiyle süreklilik kazanır. Bu şartlarda çinko ve kurşunun hidroksidleri kolay çökeldiğinden dolayı, bu metallerin adsorptif yolla depolanması da söz konusudur (WEDEPOHL, 1953; BINGHAM ve diğerleri, 1964).

HAYNES ve MOSTAHGEL (1982), galenit ve sfaleritin günümüzde de, (Kanada'da) genç karst sistemlerinin belli zonlarında çökeldiğini belirtirler. Bu oluşumlar, bizim jenzle ilgili görüşlerimizi destekler.

Karst ortamı, gerek sulu çözeltilerde taşınan metallerin ve gerekse diğer mekanik ayrışma ürünlerinin depolanması için en uygun koşulları içerir. BERNARD (1971) tarafından öngörülen bir «Karst-Modelinde», yüzeyden yer altı su seviyesine kadar çeşitli karst zonlarında etkin hidro-dinamik ve fiziksel-kimyasal ortam şartlarına bağlı olarak, karst dolgusunun ve cevherleşmenin oluşumu açıklanmaktadır.

Metallerin karst ortamında depolanmasında, hidroliz, sorpsiyon ve oksidasyon-reduksiyon olayları önem kazanır (CADEK ve diğerleri, 1968).

Önemli olan, karst sularının biriktiği kesimlerde reduksiyon şartlarının sağlanabilmesi ve killi-bitümlü karst çökellerinin de bunda önemli bir rol oynamasıdır.

Karst dolgularındaki ayrışma ve taşınma olayları günümüze değin sürmüştür. Bu olaylarla cevherleşmeler, alt seviyelerine kadar oksidasyona ve kısmen de erozyona uğramıştır. Buna bağlı olarak karst rölyefi içinde, çoğunluk zayıf tenörlü döküntüler biçiminde çok genç cevherleşmeler de oluşur.

Ayrışma ve taşınma neticesi, değişik karst zonlarındaki dolguların bileşimi ve görünümünü giderek değiştirir. İncelenen maden yataklarının başlıca metalleri olan çinko, kurşun ve demirin farklı jeokimyasal özellikleri, ayrışma ve çözülüp tekrar depolanma sırasında, bu metallerin oksidasyon minerallerinin ayrılmasına ve değişik zonlarda yoğunlaşmasına neden olur.

Diğer yandan ilksel cevherleşmelerin ayrışması, çözülmesi ve detritik karst dolgusunun çimento şeklinde tekrar çökmesi, daha zengin cevherleşmelerde oluşturmaya elverişlidir (GINSBURG, 1966).

Sonuç olarak, Aladağ bölgesindeki çinko-kurşun cevherleşmelerinin, karstlaşmaya uğrayan kireçtaşlarını stratigrafik veya tektonik üzerleyen kayalar serilerinden veya bunların içerdiği ilksel cevherleşmelerden taşınmayla oluştuğunu kabul ediyoruz. Mineralizasyon olayı, Tersiyer sırasında, nap tektoniğinden sonra, olasılıkla birkaç safhada, litolojisi ve stratigrafisi farklı kireçtaşlarında meydana gelmiştir. Cevherleşmeler arasında paleocoğrafik bağlantı ve genelde, cevherleşme ile karstlaşma arasındaki temel ilişkiden hareketle, ROUVIER (1971) tarafından «metacoritizasyon» olarak adlandırılan bir sürecin (dış-kökenli olaylarla yeniden taşınma ve depolanma) mineralizasyona neden olduğu tahmin edilmektedir.

KATKI BELİRTME

Aachen Teknik Üniversitesi Mineraloji ve Maden Yatakları Enstitüsünde yapılan bir doktora çalışmasının bazı bölümlerini içeren bu araştırmalar, M.T.A. Enstitüsü ve KAYSERİ ÇİNKÜR İşletmeleri tarafından desteklenmiştir. Bizden hiç bir yardımı esirgemeyen ÇİNKÜR Maden İşletmeler Müdürü İlhan Mollamustafaoğlu'nun, bölgede bütün deneyimiyle ve yönlendirici tartışmalarla çalışmalarımıza katkısı büyüktür. ÇİNKÜR Maden Arama Müdürü Cemil Alp'in ve Aladağ İşletmesi yöneticileri Yavuz Özgür ile Hüsnü Akyol'un teknik yardımlarının, arazi çalışmalarımızın verimliliğindeki payları büyüktür. Adı geçen kişi ve kuruluşlara teşekkürü borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- BARNES, H.L., ve CZAMANSKE, G.K., 1979, Solubilities and transport of ore minerals; BARNES, H.L., ed, Geochemistry of hydrothermal ore deposits de: Wiley, New York.
- BERNARD, A.J., 1971, Metallogenic processes of intra-karstic sedimentation: 8. Int. Sed. Congress, «Ores in Sediments», Heidelberg, 43-58.
- , 1977, Quelques réflexions sur la genèse des gisements du type «Vallé du Mississippi» Sciences de la Terre, 21, 3, 271-302.
- BINGHAM, F.T., PAGE, A.L., ve SIMS, JR., 1964, Retention of Cu and n by H-Montmorillonit: Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28, 351.
- BLUMENTHAL, M.M., 1952, Das taurische Hochgebirge des Aladag, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik: M.T.A. yayını, seri: D, 136 s.
- CADEK, J., MALKOVSKY, M., ve SULCEK, Z., 1968, Geochemical significance of subsurface waters for the accumulation of ore components: XXIII. Int. Geol. Cong., 6, 161-168.
- ÇEVİRİM, M., 1984, Die Zink-Blei-Vererzungen des Aladag-Gebietes/Türkei mit Betrachtungen zur Paläokarstentwicklung: Doktora tezi, Aachen, 184 s.
- EL AREF, M.M. ve AMSTUTZ, G.C., 1984, Lead-zinc deposits along the Red Sea coast of Egypt, New observations and genetic models on the occurrences of Um Geigh, Wizr, Essel and Zug El Bohar: Monog. Ser. Min. Dep., 21, 110 s.
- FUCHS, Y., 1976, A propos de quelque exemples de relations entre alterations et concentrations metalliferes (Pb, Zn, Cu, U, Ba, Sr, F...) dans la domaine epicontinental: Bull. Soc. géol. France, 7, XVIII, 1, 91-94.
- GINSBURG, I.I., 1966, Karst und Erzbildung: Zeitschr. f. angew. Geol., 12, 2, 67-71.
- HARDER, H., 1975, Synthese von Zink-Montmorin (Smectit) unter Oberflächenbedingungen: Die Naturwissenschaften, 62, 517.
- HAYNES, S.L., ve MOSTAGHEL, M.A., 1982, Present-day precipitation of lead and zinc from groundwaters: Min. Dep., 17, 213-228.
- HEYL, A.V., LANDIS, G.P., ve ZARTMANN, R.E., 1974, Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley-Type mineral deposits: A review: Econ. Geol., 69, 992-1006.
- IMREH, L., 1965, Zamanti metal cevherleşmesi bölgesinin kurşun-çinko mineralizasyonları: M.T.A. Dergisi, 65, 92-118.
- KRAUSKOPF, K.B., 1955, Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in seawater: Geochim. Cosmochim. Acta, 9, 1.
- LAGNY, Ph., 1975, Le gisement plumbo-zincifère de Salafossa (Alpes italiennes orientales): Remplissage d'un paléokarst triassique par des sédiments sulfurés: Min. Dep., 10, 345-361.
- METAG ve STOLBERGER ZINK, 1971, Zamanti çinko-kurşun, projesi, nihai rapor: Maden sahalarının jeolojisi, mineraloji-paleontoloji ekleri: D.P.T. Müsteşarlığı, 177 Sayfa.
- METZ, K., 1956, Ein Beitrag zur Kenntnis des Gebirgsbaues von Aladag und Karanfil Dagi und ihres Westlandes (Kilikischer Taurus): M.T.A. Derg., 48, 68-78.
- MÜLLER, D., 1982, Mineralparagenese und Aufbereitarbeit der Blei-Zink-Erze des Zamanti-Distrikts/Zentralanatolien/Türkei: Doktora tezi, RWTH Aachen, 146 s.
- OHMOTO, H., RYE, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon; BARNES, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits de: Wiley, New York.

- ÖZGÜL, N., 1976, Torosların bazı temel özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 65-78.
- RICOU, L.E., 1980, Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 101-118.
- ROBERTS, W.M.B., 1967, Sulfide synthesis and ore genesis: Min. Dep., 2, 188-199.
- SMIRNOV, S.S., 1954, Die Oxidationszone sulfidischer Lagerstätten: Akademie Verlag, Berlin, 312 s.
- TEKELİ, O., 1980, Toroslarda, Aladağların yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 11-14.
- VACHE, R., 1964, Die Blei-Zink Lagerstätte am Bakirdağ im Antitaurus (Provinz Kayseri): M.T.A. Derg., 62, 91-102.
- , 1966, Zur Geologie der Varisziden und ihre Lagerstätten im südanatolischen Taurus: Min. Dep., 1, 30-42.
- VOHRZYKA, K., 1966, Zur Geologie und Metallogenese des Gebietes zwischen Yahyalı (Kayseri) and Zamanti-fluß: M.T.A. Derg., 67, 97-104.
- WEDEPOHL, K.H., 1953, Untersuchungen zur Geochemie des Zinks: Geochim. Cosmochim. Acta, 3, 93-142.
- , ed., 1978, Handbook of Geochemistry: Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.
- WIPPERN, J., 1964, Toros boksitleri ve bunların tektonik durumu: M.T.A. Derg., 58, 47-70.

Yazının Geliş Tarihi : 11.4.1985

Yayına Verildiği Tarih : 25.1.1986

Yeşilyurt (Alaşehir) sahasındaki uranyum belirtilerinin kökeni ve bunların depolanma sonrası alterasyonlarla tahribi

Genesis of uranium occurrences in the Yeşilyurt area (Alaşehir) and their destruction by postdepositional alterations

HÜSEYİN YILMAZ, Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, İzmir.

ÖZ: Yeşilyurt sahasındaki uranyum belirtileri Men deres masifinin düşük ve orta dereceli metamorfik kayalarla altlanan fluvial tortul kayaları içinde bulunur. Bu belirtiler bol kil ve silt aramaddesi içeren Neojen konglomera ve kumtaşları içinde yer alırlar. Uzamış merccekler şeklindeki oksitli ve oksitsiz uranyum yığışmaları çökel kayaların aramaddede dolgusu olarak belirir. Her iki tipteki uranyum belirtileri bol karbonlu malzeme içeren ince taneli silt ve kil aramaddesi içinde tekdüze olarak dağılmıştır. Oksitsiz uranyum yığışmaları ile pirit ve siderit bollaşması arasında bir ilişki gözlenmez.

Oksitli zonlardaki yüksek tenörlü uranyum cevheri (% 0.05 U_3O_8) çok az veya hiç kalsit içermeyen kil ve hematit aramaddeli kumtaşı ve konglomera düzeylerinde bulunur. Ancak düşük tenörlü (< % 0.01 U_3O_8) uranyum cevheri kalsitçe zengin kumtaşı ve konglomera düzeylerinde yer alır. Otojenik pirit ve siderit diyajenez sırasında oluşmuştur. Çözeltideki uranyum ilk olarak kil ve karbonlu malzeme tarafından soğurulmuş ve daha sonra H_2S tarafından indirgenmiştir.

indirgenmiş kumtaşı ve konglomera içinde yığışmış büyük miktardaki uranyum, graben kıyısı büyüme fayı boyunca yükselen karbonatça zengin yeraltı sularında çözünmüş ve daha sonra fluvial tortullar içinde yeniden dağılmıştır. Yalnız birkaç uranyum belirtisi özellikle kalsit ve hematit tarafından yansıtılan yoğun alterasyondan kurtulabilmiştir. Bütün uranyum belirtileri epijenetik kökenli olup hazne kayac içindeki hareketli yeraltı suları tarafından oluş turulmuştur. Metamorfik kayalar, özellikle masif gnayslar, tortullar içindeki uranyum yığışmalarının kaynağı oluşturlar.

ABSTRACT : Uranium occurrences in the Yeşilyurt area of Western Turkey occur in fluvial sedimentary rocks which are underlain by low-to medium-grade metamorphic rocks of the Menderes massif. These occurrences are found in Neogene conglomerate and sandstone beds that contain a matrix of abundant clay and silt. Uranium is present as a matrix impregnation in tabular lenses within the sandstone and conglomerate beds. Both oxidized and unoxidized occurrences occur. Both types are disseminated uniformly throughout the fine grained clay and silt matrix rich in carbonaceous matter. Unoxidized uranium occurrences show no direct correlation with pyrite and siderite abundance.

Ore grade uranium (0.05 % U_3O_8) concentrations in the oxidized occurrences are confined to sandstone and conglomerate beds with clay and hematite matrix containing little or no calcite whereas very low grade (< 0.01 % U_3O_8) uranium concentrations occur in calcite-rich matrix of sandstone and conglomerate beds. Authigenic pyrite and siderite formed during diagenesis. Uranium in solution was first adsorbed by clays and carbonaceous matrix and further reduced by mobile H_2S .

A large amount of uranium, concentrated to ore grades in the reduced sandstones and conglomerates, was dissolved by carbonate-rich solutions ascending along the graben margin growth fault and redistributed throughout the fluvial sediments. A few occurrences of uranium survived the severe alteration represented mainly by calcite and hematite. All the occurrences are epigenetic in origin formed by groundwater solution that moved through the host rock. The massive gneisses are believed to have been the only source of uranium.

GİRİŞ

Türkiye'deki uranyum yatakları çoğunlukla Neojen yaşlı karasal konglomera ve kumtaşları içinde oluşmuşlardır. Günümüzdeki uranyum aramaları fluvial ve sığ göl (playa) ortamlarında yapılmaktadır. Çalışma alanında uranyum cevherinin kökeniyle ilgili

herhangi bir araştırma yapılmamıştır. Bu çalışmada Yeşilyurt bölgesindeki uranyum belirtilerinin jeolojik özellikleri incelenmiş ve bunları önce oluşturan ve daha sonra da tahrip eden işlevler sırasıyla verilmiştir. Uranyum yığışmaları ekonomik değildir. Ancak uranyum yataklarının oluşumunda ve yok olma-

smda büyüme faylarının önemi ortaya konmuştur. İncelenen örnekler çalışma alanındaki bütün kayaçlardan alınmıştır. Cevher örnekleri yüzeylenmiş kayaçlardan ve sondaj kırıntılarında alınmıştır. Örnekler petrografi ve x-ışın difraksiyon ile floresans yöntemleriyle çalışılmıştır. Bütün uranyum yığışmalarının bulunduğu yaklaşık 120 km² lik bir alanın 1:10.000 ölçekli haritası yapılmıştır.

YEŞİLYURT BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

Yeşilyurt ve diğer uranyum yataklarının çoğu Batı Anadolu'da bulunur (Şekil 1). Bunlar yeşilşist ve amfibolit fasiyesindeki temel kayaların üstüne uyumsuz olarak oturan Neojen yaşlı fluvial ve gölsel tortullar içinde belirirler. Çalışma alanında bulunan Paleozoyik yaşlı (Brinkmann, 1976) metamorfik kayalar alt birim ve üst birim olarak ikiye ayrılmıştır. Alt birim gözlü gnaysa dereceli geçiş gösteren biyotit ve muskovit-kuars şistlerden oluşur (Şekil 2). Biyotit şist, kuvars, albit, biyotit, muskovit, almandin, aktinolit/tremolit, klorit ve turmalin minerallerinden oluşur. Gözlü gnays büyükçe K-feldspat porfiroblastları içerir. Üst birim ise masif gnaysa yanall geçiş gösteren granat-mika şist ve mermer aralanmasından oluşur. Mermerler dolomitiktir (Şekil 2). Granat-mika şist kloritoid kuvars, almandin, muskovit, kalsit, dolomit ve az oranda manyetit ve spekülaitten oluşur. Masif gnays K-feldspat, albit ve az oranda kuvars, klorit, manyetit ve spekülaitten oluşur. Metamorfik istif daha sonra granitik gnaysa dönüşmüş granit tarafından kesilmiştir. Petrografik çalışmalar, metamorfik kayaların yaygın bir feldspatlaşma geçirdiğini gösterir.

Neojen tortul kayaları alt fluvial birim ve üst fluvial birim olarak ikiye ayrılmıştır (Şekil 2 ve 3).

Alt fluvial birim havza kıyısında egemen olarak az pekleşmiş blok ve çakıltaşlardan oluşan alüvyon yelpazesi ve havza içine doğru da az pekleşmiş ince çakıltaşı ve silttaşından oluşur. Blokların büyüklüğü yersel olarak 150 cm ye ulaşır. Ortalama 10-15 cm ve seyrek olarak da 100 cm den fazladır. Blok ve çakıltaşı bileşenleri gnays, şist, metakuvarsit, granitik gnays ve az olarak da mermerdir. Çakıllar az yuvarlak veya oldukça köşelidir. Aramadede çoğunlukla soluk yeşil, sarımsı kahverengi, mikali, orta ve kaba kumdan oluşur. Bunların yanında kalsit aramadesi bol bulunur. Alt fluvial birim havza içine doğru kumtaşı, konglomera, silttaşı ve az oranda çamurtaşı ve bentonitik tüfitten oluşur. Kötu boylanma gösteren, dokusal olgunlaşmamış kumtaşları başlıca sarımsı, grimsi, soluk yeşil, kahverengi ve yersel olarak da kırmızı renkli, ince ile kaim arası düzgün katmanlı ve az pekleşmiştir. Kumtaşlarının bileşenleri beyaz veya koyu renkli mika, kuvars, feldspat mineralleri ve şist kırıntılarıdır. Bol olarak kalsit aramadesi içerir ve havza içine doğru oransal azalma gösterir. İnce taneli fluvial tortullar kanal tabanı oluşukları (Channel lag) ile başlayan ve üste doğru büyük-orta ölçekli çapraz katmanlanma, kırışık ve tırmanır kırışık izler ile devam eden ve yatay veya buruşuk (konvolüt) lamina-

lanma ile son bulan devirsellik sunar.

Alt fluvial birimin tortul özellikleri bunun alüvyon yelpazesi, örgülü nehir ve taşkın ovası ortamı koşullarında oluştuğunu gösterir. Tortul yapıları ve paleoakıntı verilerine dayanılarak alt fluvial birimin, havza içine doğru, KB uzanlı örgülü nehir sistemiyle biriktirildiği söylenebilir. Ancak bu nehir sistemi kuzey ve kuzeydoğuda yer alan metamorfik yükseltilerden akan mevsimsel dereler tarafından oldukça etkilenmiştir. Metamorfik temele yakın yerlerdeki tortul birikimi alüvyon yelpazeleri şeklinde olmuştur (Şekil 2). Folk (1974) sınıflamasına göre kumtaşları litik arkoz ve arkozdur. Birkaç örnek de litaranit ve subarkoz alanında yer alır. Alt fluvial birim çoğunlukla kuvars, muskovit, kil ve kalsit, az oranda da biyotit, amfibol ve kloritten oluşur. Parlatmalı ve ince kesitlerde saptanan başlıca ağır mineraller almandin, spekülait, turmalin, rutil, apatit, siderit, manyetit, kyanit ve zirkondur.

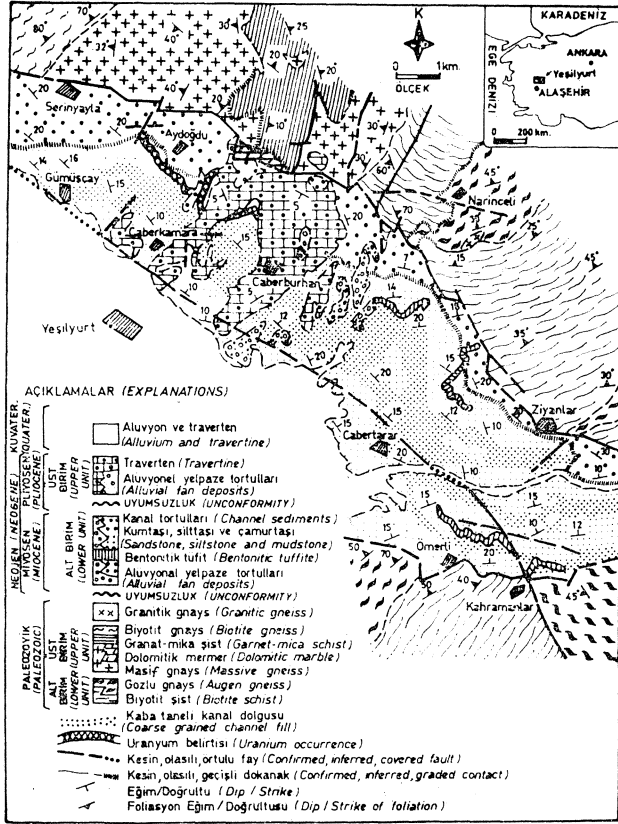
Alt fluvial birimin tabaka eğimleri çoğunlukla düşüktür ve K-KD yönlüdür. Ancak bu Kahramanlar çevresinde KB dır (Şekil 2). Çalışma alanının kuzeyindeki büyüme fayı alt fluvial birim içindeki tabaka eğimlerinin Menderes masifine doğru dönmesini sağlamıştır.

Üst fluvial birim mikali kum, silt ve karbonat aramadedeli pekleşmemiş, kahverengi, köşeli ve yarıköşeli blok ve çakıllardan oluşmuştur. Birim alüvyon yelpazesi ortamında birikmiştir. Karbonat aramadesi metamorfik masife doğru artar ve daha sonra traverten kireçtaşına geçiş gösterir (Şekil 2 ve 3). Alt fluvial birim üstüne uyumsuz olarak oturan üst fluvial birim kötü boylanma gösterir ve dokusal olgun değildir. Tabaka eğimleri alt fluvial birimin tersine olarak havza içine doğrudur. Bu da birimin alt fluvial birimi etkileyen dönme hareketinden etkilenmediğini gösterir.



Şekil 1 : Yeşilyurt (Alaşehir) çalışma alanı yerbulduru haritası ve bölgesel jeoloji.

Figure 1 : Regional geology and index map of the study area, Yeşilyurt (Alaşehir)



Şekil 2 : Yeşilyurt (Alaşehir) alanının jeolojisi.
Figure 2 : Geology of Yeşilyurt area, Alaşehir.

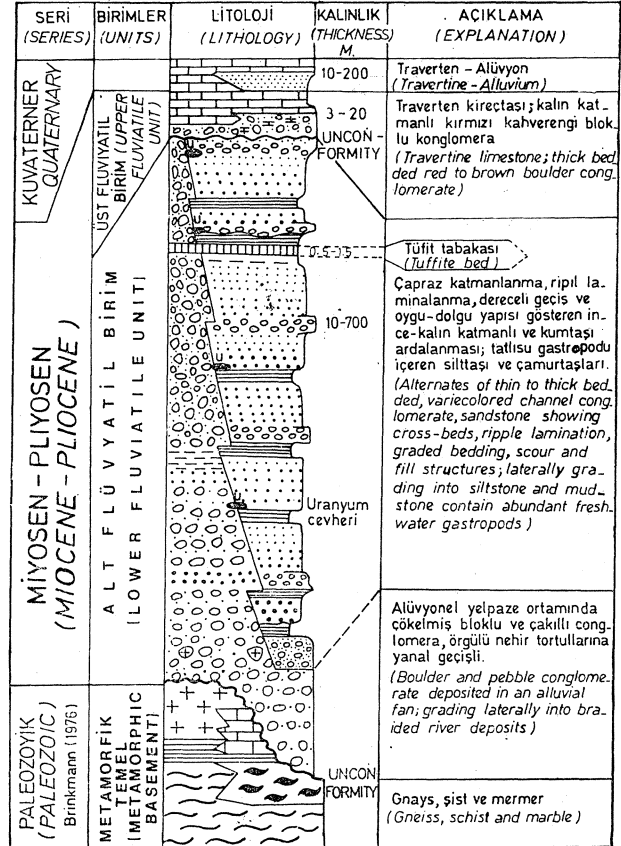
METAMORFİK KAYALARIN BOZUNMASI

Gnays ve daha çok şistler içinde bulunan biyotit ve amfibol minerallerinin büyük bir bölümü orta şiddette bozunmuşlardır. Bunun sonucu olarak dilinim düzlemleri boyunca opak demir yığılımları oluşmuştur. Feldispat grubu mineraller yersel olarak serisitleşme gösterir. Kimyasal bozunmanın en yoğun olduğu bölgeler fay zonlarıdır. Özellikle graben kenarı fayı boyunca yaklaşık 200 m genişliğinde bir ezilme zonu oluşmuştur. Büyüme fayı ve buna koşut faylar boyunca gnayslar parçalanmış ve sarımsı-beyaz milonitleri oluşmuştur. Bunun sonucu olarak feldispat mineralleri illit ve kaolinite dönüşmüştür.

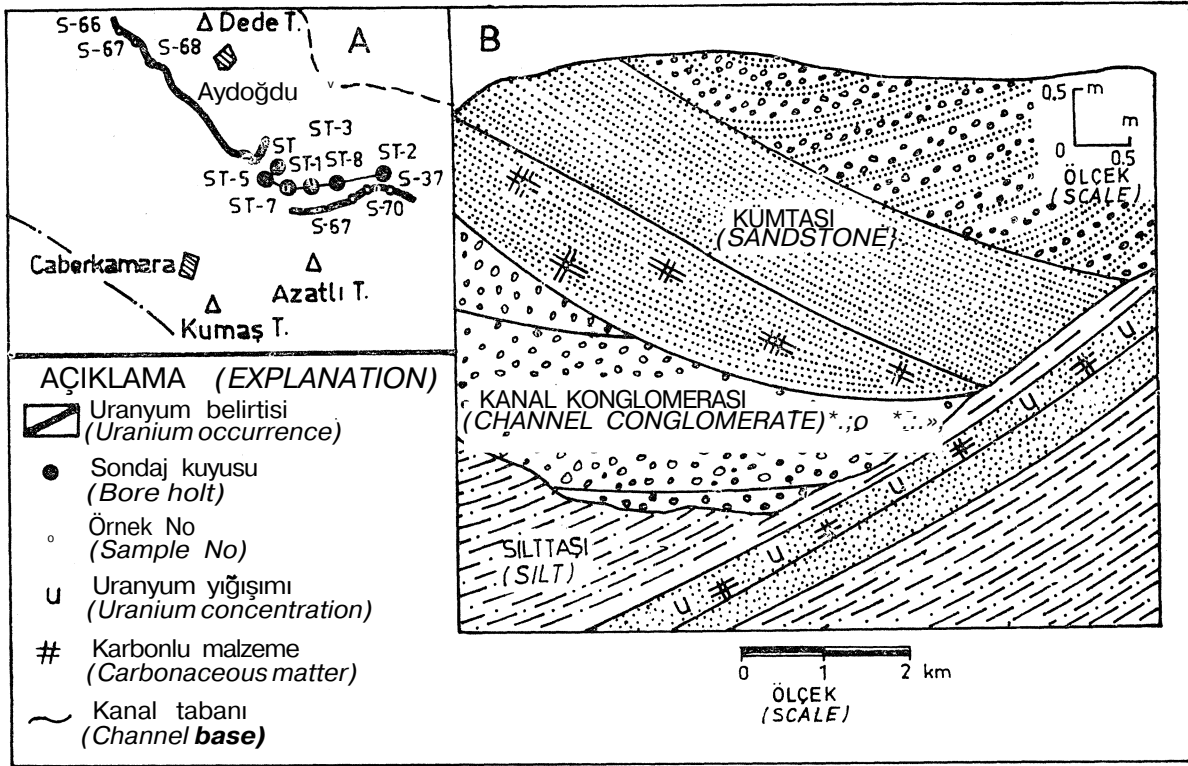
URANYUM BELİRTİLERİ

Alt flüviyal birim içindeki uranyum yığılımları gözenek dolgusu ve taneler üstüne sıvamalar şeklinde belirir. Uranyum belirtileri metamorfik temele yakın alüvyon yelpazesi ve örgülü nehir tortulları arasındaki dereceli geçiş dokanağına koşut uzanımlıdır (Şekil 2 ve 3). Bu belirtiler süreklilik göstermeyen uranyum cevher mercceklerine bağlıdır. Uranyum içeren flüviyal kayalar çoğunlukla kötü boylanmış, pekleşmemiş veya az pekleşmiş kumtaşı, konglomera ve silttaşından oluşur (Şekil 4). Çalışma alanında mineralojik olarak iki tip uranyum yığılımı ayırt edilmiştir. Ef unlar dan ilki yüzeyde veya yüzeye yakın yerlerde bulunan oksitli-uranyum belirtileri ve diğeri de daha derinlerde (180-260 m) oluşan oksitsiz veya indirgenmiş uranyum belirtileridir.

Oksitli tipteki uranyum belirtileri içeren kumtaşı ve konglomeralar soluk yeşil ve kırmızımsı-sarımsı renklerde olup bol miktarda hematit ve götit içerirler (Şekil 5). Bol bulunan organik malzeme oksitlenmiştir. Uranyum tenörü % 0.015 ile % 0.05 arasında değişir. Uranyumca zengin kumtaşı ve konglomeraların aramaddesi çoğunlukla kil ve az oranda kalsiten oluşur. Uranyumca fakir olanlarınki de çoğunlukla kalsit ve dolomittir. Hematit aramaddesinin radyoaktivitesi kalsit aramaddesinininkine kıyasla çok daha yüksektir. Oksitli uranyum belirtileri seyrek olarak bozmuş siderit, biyotit ve amfibol mineraleri içerir. Hiç pirit bulunmaz. 180 ile 260 m derinlikte bulunan oksitlenmemiş uranyum cevher merccekleri geometri ve tenor açısından oksitli tiplere benzerlik gösterir (Şekil 4 A ve 5) ST1, ST8 ve ST2 sondajları tarafından kesilen uranyum belirtisi ortalama kalınlığı 0.5 ve tenörü % 0.04 U_3O_8 olan birçok cevher mercceklerinden oluşur. Uranyum içeren kumtaşları çok kötü boylanmış, ince taneli yersel çakıllı ve silttaşı ve çamurtaşı ile arakatmanlıdır. Pirit bolluğu ile uranyum tenörü arasında herhangi bir korelasyon bulunmaz. Ancak uranyumun bolca pirit ve siderit içeren indirgen kumtaşları içinde yığıldığı söylenebilir.



Şekil 3 : Yeşilyurt sahasındaki tortul ve metamorfik kayaların genelleştirilmiş stratigrafisi.
Figure 3 : General stratigraphic column of the sedimentary and metamorphic rocks in the Yeşilyurt area.



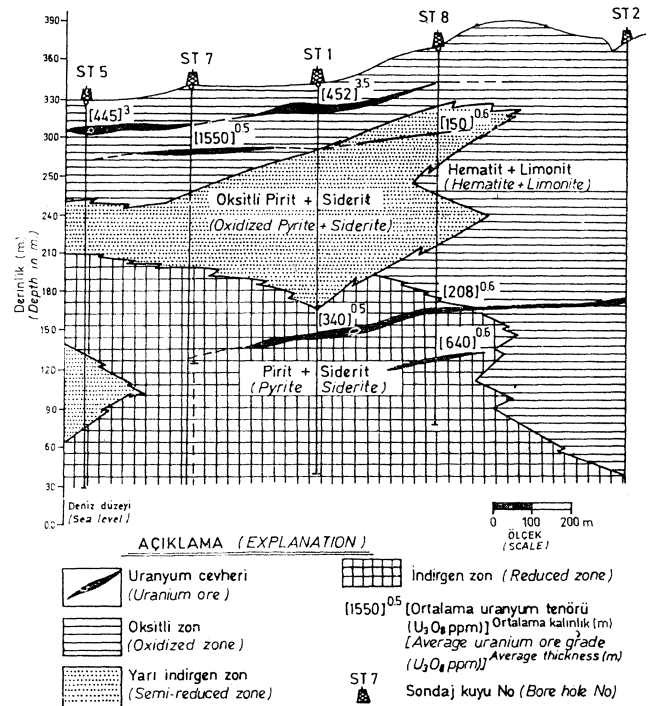
Şekil 4 : Yeşilyurt uranyum belirtileri (A) ve Azatlı T. uranyum mineralleşmesinden genel bir kesit (B).

Figure 4 : Yeşilyurt uranium occurrences (A) and a generalized section from the Azatlı T. uranium mineralization (B).

KUMTAŞLARININ PETROLOJİSİ

Kimyasal diyajeneze ilişkin veriler incelenen örneklerin tümünde gözlenmiştir. Kimyasal diyajenez silikat minerallerinin çözünmesi ve bunun sonunda çört, karbonat ve kil minerallerinin oluşumu ve özellikle feldispat minerallerinin kısmen veya tümüyle kalsit tarafından ornatılması işlevlerini içine alır.

Klorit kumtaşı içinde gözenek dolgusu şeklinde belirir (Şekil 6 A). X-ışım difraksiyon çalışmaları simektitin tabakaarası boşluklarında organik madde içerdiğini göstermiştir. Kumtaşı içindeki tüfit tabakası otojen simektit (Şekil 6 B) ve kaolini t (Şekil 6 C) kapsar. Kaolinit bol organik malzeme içeren kumtaşı içinde yaygındır. Demir karbonat çimentosu çok küçük siderit kristallerinin mozayik biçimde yığılmasından oluşmuş küresel, elips veya uzamış çubuk şeklindeki siderit yumruları (Şekil 6 D) ve bireysel siderit romboederlerinden (Şekil 6 E) oluşur. Siderit kalsit ve kil aramaddesi içinde yer alır. İndirgenmiş kumtaşı içindeki siderit miktarı % 0.01 ile % 6.6 arasında değişir ve % 1.25 ortalama değer sunar (Çizelge 1). 60 ile 90 metreler arasında sideritçe zengin bir düzey saptanmıştır. Yüzeylemiş kumtaşı hiç pirit içermez. Gri renkli indirgenmiş kumtaşlardan alınan sondaj kırıntıları % 0.12-2.14 pirit içerir ve % 0.4 ortalama değer verir. Pirit çimento, kumtaşı gözeneklerini dolduran mikrokristalin mineral yığılımları olarak belirir (Şekil 6F). Pirit yığılımları içinde kuvars ve feldispat katı kapanımları olağandır. Uranyum zenginleşmesi ile pirit-siderit bol-



Şekil 5 : Oksitli ve oksitsiz uranyum mineralleşmesi arasındaki ilişki, Azatlı T. Kuzeyi.
Figure 5 : Relationship between oxidized and unoxidized uranium mineralization, north of Azatlı T.

ÖRNEK NO Oksitli ve yanoksitli zonlardaki % ağırlık.

(SAMPLE NO) (Weight % in semioxidized and unoxidized zones)

	Pirit (Prite) x	(Siderite)	x
CBI— 59	0.15	0.14	
— 89	0.44	1.23	
—104	0.08	—	
—134	0.48	—	
—179	0.42	0.04	
—209	0.29	0.01	
—224	0.22	0.05	
ZCT2—89	0.03	1.00	
—149	0.05	—	
—169	2.14	—	
—219	0.02	—	1.25
—299	0.05	0.02	
—249	0.45	0.03	
—289	0.12	0.05	
ST5—80	0.30	3.70	
—120	0.70	0.40	
—160	0.26	0.26	
—180	0.28	—	
ST8—66	0.30	1.80	
—138	—	3.60	
—224	2.24	0.40	
—244	0.46	4.27	
—261	1.37	6.64	
—269	0.02	2.65	

x : Ortalama değer,
(average value)

CBI—59: Sondaj kuyu no- örneğin alındığı derinlik
(bore hole no - depth of sample)

Çizelge 1. Fluvial tortullar içindeki pirit ve siderit bolluğu.

Table I. Abundance of pyrite and siderite in fluvial sediments.

luğu arasında hiç bir ilişki gözlenmez. Ancak, uranyum, pirit ve siderit kapsayan indirgenmiş kumtaşların içinde yığılmıştır. Dolomit, kalsit aramaddesi içinde özbiçimli spar kristaller olarak belirir (Şekil 7 A). Kumtaşı ve konglomeraların en önemli aramaddesi spar kalsittir (Şekil 7B). Kalsit çimentosu biyotit ve muskoviti dilinimleri ve feldispat minerallerini de kenarları boyunca kısmen veya tümüyle ornatmıştır.

indirgenmiş kumtaşı ve konglomera düzeylerindeki kırıntılı mineraller içinde hematit tanecikleri gözlenir. Bunlar indirgeyici çözeltilerin etkisinden kırıntılı mineraller içinde korunmuş ve siderit veya piritte dönüşmekten kurtulmuştur. Bu çalışmada kullanılan analiz teknikleriyle oksitli ve oksitsiz uranyum belirtirleri içinde hiç bir uranyum minerali saptanamamıştır. Ancak buradan alınan örneklerin otadyografisi kil aramaddesi içinde oldukça yüksek miktarda uranyum yığıldığını göstermiştir (Şekil 7 C, D).

PETROJENETİK İLİŞKİLER

Minerallerin tane biçimleri ve dokuları fluvial kayalar içindeki asıl minerallerin çevre metamorfik kayalarından taşındığını gösterir. Birçok dokusal ve petrografik özellikler, pirit, siderit, kalsit, dolomit, demir oksit (hematit ve götit), kaolini t ve bir miktar illit, klorit ve simektitle birlikte siyah amorf uranyum bileşiğinin de otojenik olarak oluştuğunu belirtir. Bu belirgin özellikler aşağıda sıralanan verileri içerirler: (1) Kumtaşı boşluklarında siderit, pirit, klorit, dolomit ve kaolinit oluşumu, (2) feldispat illit tarafından kısmen ve kalsit tarafından da kısmen veya tamamen ornatılması, (3) siyah amorf uranyum bileşiğinin kil tanecikleri üstüne adsorbsiyonu veya tanelerarası dolgu olarak oluşumu ve (4) birçok kırıntılı ve otojenik mineralleri çevreleyen kalsit aramaddesi.

ANALİTİK YÖNTEMLER

Uranyum florimetrik ve toryum da XRF yöntemiyle analiz edilmiştir. Florimetrik ölçümlerdeki hata payı (2 a) = p^o 5 dir. Bu yöntemin doğruluğu ekstraksiyon sırasında uranyumun nicesel kazanımına ve bununla girişim yapan elementlerin varlığına bağlıdır. Toryum ölçümündeki hata payı (2 a) = F^o 5 dir.

JEOKİMYASAL ARAŞTIRMALAR

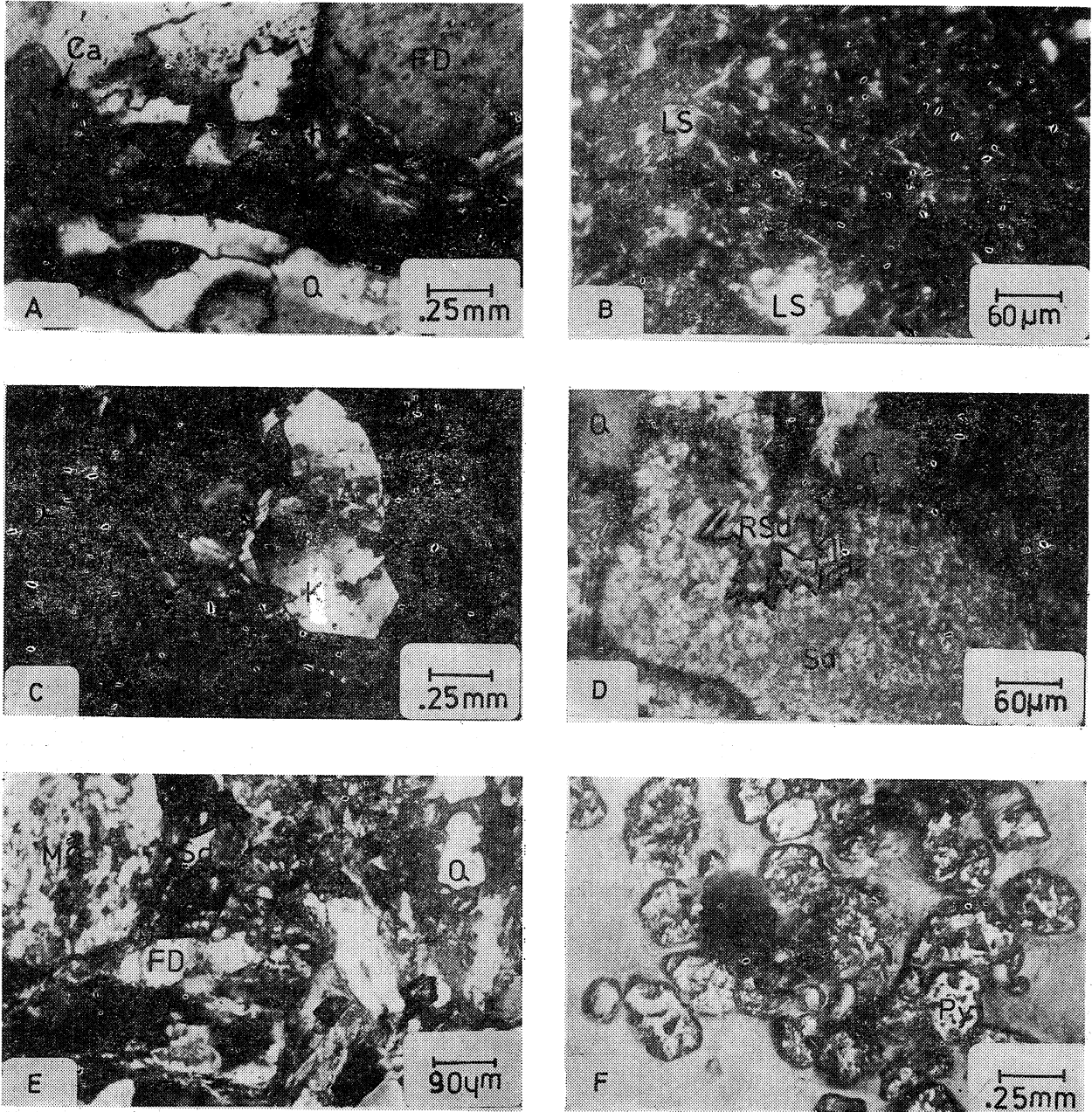
Çalışma alanındaki granat-mika şist ve gözlü gnays içindeki ortalama uranyum miktarları (Çizelge 2) sırasıyla 1.8 ppm ve 1.7 ppm dir. Ancak masif gnayslar içindeki uranyum miktarı, 6.6 ppm, gözlü gnays ve granat-mika şistinkine kıyasla çok daha yüksektir. Metamorfik kayaların 12.7 ppm lik ortalama toryum miktarı kabuk ortalamasına (10 ppm; Taylor, 1966) yakındır. Metamorfik kayalarda en yüksek ortalama toryum miktarı, 13.3 ppm, masif gnayslarda görülür.

Fluvial tortulların ortalama uranyum miktarı, 10.3 ppm, dünya ortalamasına göre (3.1 ppm; Beus ve Grigorian, 1977) oldukça yüksektir. Hiç bir uranyum minerali saptanamamasına karşın fluvial kayalar içinde yüksek miktarda bulunması, bunun kumtaşlarının gözeneklerinde amorf uranyum bileşiği olarak dağıldığını gösterir. Bu öneri kısmen de olsa bazı cevher örneklerinin farklı tane boyu fraksiyonlarının analizi ile desteklenmiştir. Şekil 8 de görüldüğü gibi uranyum miktarı fraksiyonun tane boyu küçülmesine koşut olarak artış gösterir. Fluvial kayalardaki 5.8 ppm lik ortalama toryum miktarı dünya ortalamasınınkinden (1.7 ppm; Beus ve Grigorian, 1977) çok daha yüksektir. Fakat grovak, 6.7 ppm ve arkozun, 5.0 ppm, toryum değerlerine yakındır (Richardson, ve Rogers 1964).

TARTIŞMA

Önceki Çalışmalar

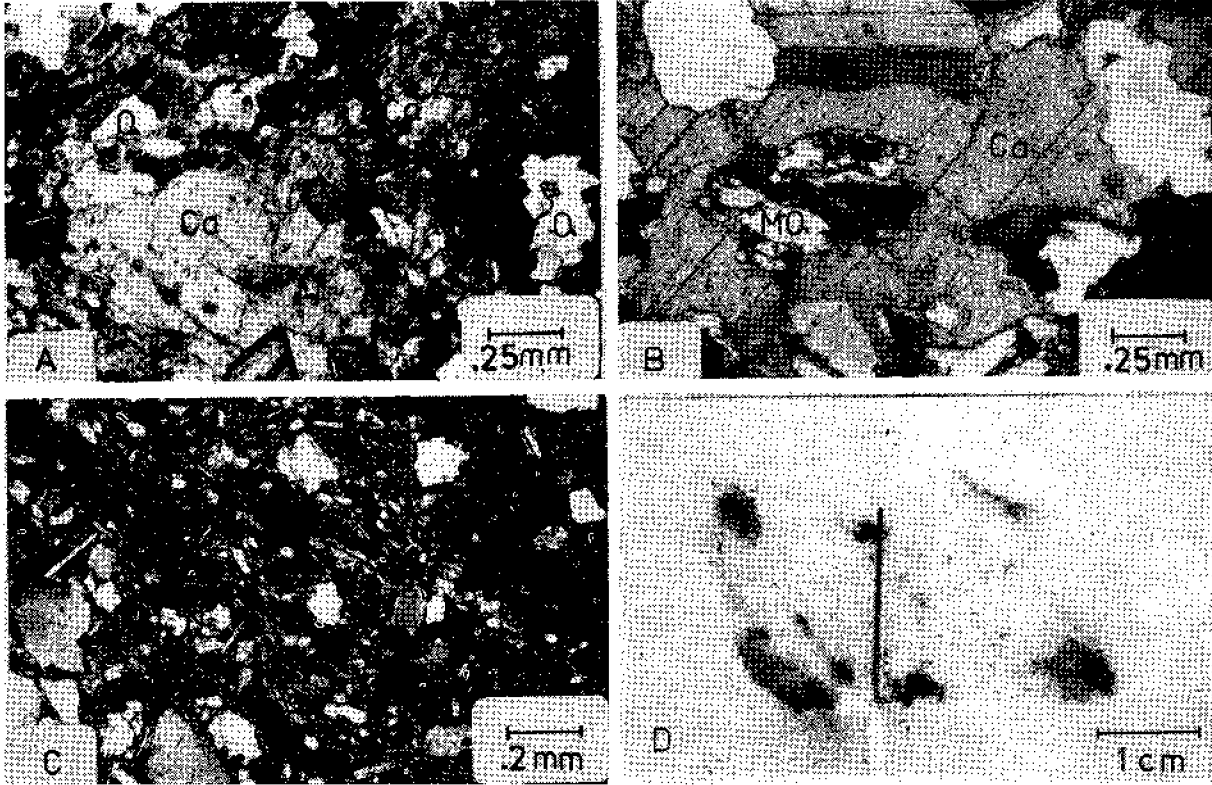
Türkiye'de bilinen uranyum yatakları karasal tortullar içinde bulunur. Bunlardan en önemlileri Köprübaşı (Manisa) ve Fakih (Uşak) çevresinde yer alır. Köprübaşında jenetik açıdan iki tip uranyum yatağı ayırt edilmiştir. Bunlardan ilki fluvial kumtaşı ve konglomeralar içinde merccek şekilli epijene-



Şekil 6 : A) Boşluk dolgusu şeklinde oluşmuş otojenik -klorit'(Ch), klorit ile feldspat (FB) kenetlenmesi nispeten iyi çimentolanmış kayacı oluşturur, kloritin kalsit (Ca) tarafından ornatiması, Q: kuvars; çapraz nikoller. B) Tüfit malzemesinin simektite (S) dönüşümü, daha sonra yeniden kristallenerek büyük (LS) tanelerini oluşturmuştur; çapraz nikoller. C) Fluvial kumtaşları içindeki tüfit malzemesinin gözeneklerini dolduran kaolinit (K); çapraz nikoller. D) Kumtaşı gözeneklerinde oluşan küresel siderit (Sd), yeniden kristalleşmeyle oluşmuş küçük romboedrik siderit (RSd), Q: kuvars; çapraz nikoller. E) İllit - simektit aramaddesi içindeki siderit romboederleri (Sd), çoğu siderit rombo-

ederleri aşındırıcı çözeltilerin etkisiyle özşekillerini kaybetmiştir, MQ: metakuvar-sit, Q: Kuvars, FD: feldspat, çapraz nikoller. F) Kumtaşlarının pirit (Py) çimentosu, pirit içindeki siyah ve gri bölgeler kırıntılı silikat mineralleridir; parlak kesit.

Figure 6 : A) Authigenic chlorite (Ch) formed as cavity fillings interlocking of feldspar (FD) with chlorite develops relatively well-cemented rock, replacement of chlorite by calcite (Ca) is quite common, Q: Quartz; crossed nicois. B) Degradation of tuffite material to smectite (S) which later recrystallized to larger smectite (LS) crossed nicois. C) Authigenic kaolinites (K) filling pore spaces within the tuffite material of lower fluviatile sandstones; crossed



Şekil 7 : A) Kalsit (Ca) çimento içinde yüzer görünümdeki dolomit (D) kristalleri, Q: Kuvars; çapraz nikoller. B) Kalsit (Ca) çimento içinde yüzer görümlü kırıntılı kuvars (Q), metakuvarsit (MQ) ve biyotit (Bio) taneleri, poikilotopik doku; çapraz nikoller. C) Azatlı T. oksitli uranyum belirtisinden alınan bir örneğin ince kesiti, uranyum içeren aramada hematit, kil ve bozmuş organik malzemeden oluşur; çapraz nikoller. D) Uranyumca zengin örneğin (Şekil 7C) otoradyografisi. Örnekteki uranyumca zengin siyah lekeler hematit ve organik malzemece zengin bölgelerde bulunur.

Figure 7 : A) Dolomite (D) crystals floating in calcite (Ca) cement, Q: Quartz; crossed nicols. B) Calcite (Ca) cement with floating detrital grains of quartz (Q), metaquartzite (MQ) and Biotite (Bio), poikiloblastic fabric; crossed nicols. C) Photomicrograph of a sandstone sample from the Azatlı T. oxidized uranium occurrence. Matrix containing uranium consists mainly of clay, hematite, and degraded organic matter; crossed nicols. D) Autoradiography of the uranium-rich sample (Fig. 7 C). Uranium-rich black spots in the sample are rich in hematite and organic matter.

nicols. D) Spherical siderite (Sd) forming in pore spaces of sandstones, partial replacement of the spherical siderite by recrystallized small rhomboedric siderite (RSd) crystals, Q: Quartz; crossed nicols. E) Occurrence of siderite rhombs (Sd) in an illitesmectite matrix, most of the siderite rhombs lost their euhedral shapes by corrosive solutions, MQ: metaquartzite, Q: quartz, crossed nicols. F) Pyrite cement (Py) in sandstones, small black or gray spots in pyrite aggregates are detrital grains; polished section.

tik uranyum yığılımlarıdır (Yılmaz, 1981). Burada uranyum siyah amorf bir bileşik şeklinde kumtaşı ve konglomeraların tanelerarası boşluklarını doldurmuştur. Pirit uranyum çökeliminde en etkili indirgeyicidir. Köprübaşında bulunan ikinci tip uranyum mineralleşmesi göl kalkerlerinin killi ve tüftü arakatkıları içinde tabaka şeklinde sinjenetik veya çok erken diyajenetik yığılımlardır (Uçakçı, 1976). Uranyum dahlite bağlıdır. Fakılı uranyum yatağı tüf arakatkılı kil, tüfit, silt, kumtaşı ve marn ardalanmasından oluşan gösel tortullar içinde mercek şeklindeki yığılımdır (Kaplan, 1974). Buradaki uranyum mineralleşmesi iki evrede gerçekleşmiştir: (a) başlangıçta asit olan göl suyunda yüksek oranda bulunan uranyum iyonları gölün zamanla nötral özellik kazanması sonucu sinjenetik olarak çökelmiştir ve (b) daha sonra yeraltı sularının etkisiyle çözünen uranyum

Kayaç Türü (rock type)	U		Th		Th/U	
	Aralık (Range)	— x	Aralık (Range)	— x	Aralık (Range)	— x
Granat-Mika Şist (6) (Garnet-Mica Schist)	0.7-3.1	1.8	8.0-19.6	12.0	0-28.0	12.0
Gözlü Gnays (4) (Augen Gneiss)	0.7-3.1	1.7	n.d-19.8	9.5	0-14.0	6.0
Masif Gnays (14) (Massive Gneiss)	0.1-24.7	6.6	n.d-30.2	13.3	0-25	4.7
Granitik Gnays (1) (Granitic Gneiss)	-	3.1	-	10.0	-	3.3
Fluviyal Kayalar (36) ^x , (17) ^{xx} (Fluviatile Rocks)	0.7-32.0	10.3	n.d-16	5.8	04-9.0	1.2

nd : duyarlılık sınırının altında
(not detected)

6 : Analiz edilen örnek sayısı
(Not of sample analysed)

(36)^x, (17)^{xx} : U ve Th için analiz edilen örnek sayısı.
(No. of sample analysed for U and Th respectively).

Çizelge 2. Yeşilyurt sahasının değişik tipteki kayaları içinde ortalama U ve Th bolluğu (ppm).

Table 2. The average abundance (ppm) of U and Th in various rock types of the Yeşilyurt area.

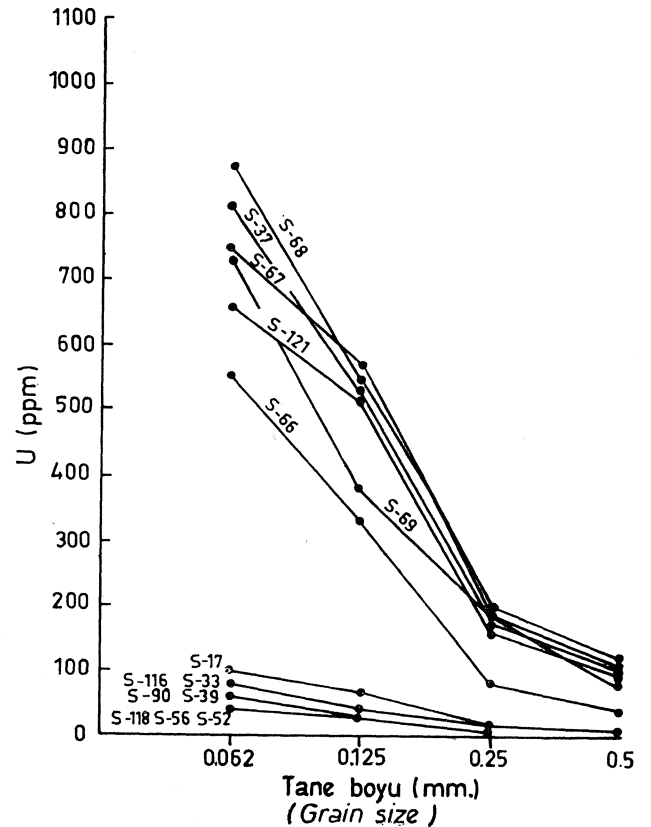
sülfatlı uranyum mineralleri şeklinde, uranopilit, yeniden çökerek Fakılı uranyum yatağını oluşturmuştur (Kaplan, 1974).

Yeşilyurt Uranyum Belirtilerinin Oluşumu

Fluviyal kayaların indirgenmiş bölümlerindeki uranyum yığılması ve yeniden dağıtılması tortullaşmanın başlangıcından günümüze değin yer alan alterasyon işlevleri ile yakından ilgilidir. Cevher oluşumu sırasındaki alterasyon tipleri aşağıda verildiği gibidir (Şekil 9).

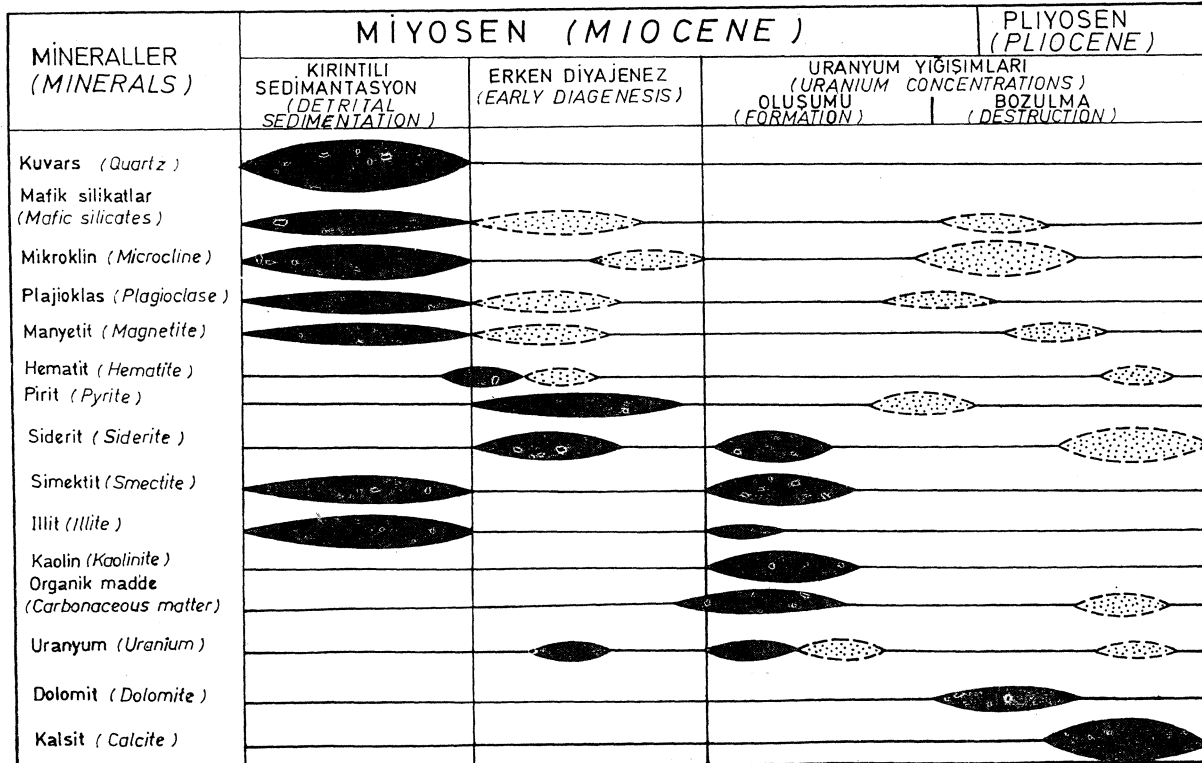
Hematiti oluşturan demir metamorfik kayalardan türeme kırıntılı manyetit, amfibol ve biyotit gibi demirli silikat minerallerinden sağlanmıştır. Böylece metamorfik kayaların aşınıp taşınması sırasında kimyasal bozuşmayla oluşan hematit tortul havzada diğer klastik malzemeye birlikte birikmiştir. Daha sonra yeraltı düzeyinin altında kalan organik malzemenin bozuşması sonucu açığa çıkan H₂S hematit içindeki üç değerli demiri iki değerliye indirgemıştır. İndirgen ortamdaki Fe⁺², CO₂ basıncının artmasına koşut olarak mikrokristallerden oluşan siderit yumrularını oluşturmuştur. Hematitin mikrokristalli siderit yumrularına dönüşümü sırasında oluşabilen arafaz grinalit (Chauvel, 1973) burada saptanamamıştır.

Mikrokristalin pirit yığılımları, ve siderit yumrularının oluşumu ile yansıtılan kumtaşları içindeki yaygın indirgenme işlevi tortul gömülmesinin çok erken diyajenetik evresinde gelişmiştir. Siderit ve pirit oluşumu sırasındaki jeokimyasal koşullar pH=6-9 ve Eh= (—) 0.2 ve (←) 0.4 v dur (Garrels ve Christ, 1965). Bu evrede metamorfik temelden yakan uranyum fluviyal tortullar içine yeraltı ve yüzey suları ile uranil karbonat karmaşıkları, uranil hidroksit iyonları veya uranil hidroksitin solları şeklinde taşınmıştır. Durgun yeraltı suyu içindeki uran-



Şekil 8 : Cevherli ve cevhersiz örneklerde taneboyu değişimine bağlı olarak uranyum zenginleşmesini gösteren diyagram.

Figure 8 : Diagram showing uranium concentration vs. grain size change in barren and ore grade samples.



Şekil 9 : Yeşilyurt sahasındaki fluvial tortulların kırıntılı ve otojenik minerallerinin paragenetik ilişkileri.
İçerideki dolu elipsler minerallerin detritik veya otojenik oluşumunu, noktalı olanlar da bu minerallerin bozulmasını temsil eder.

Figure 9 : Paragenetic relationships for detrital and authigenic minerals of the fluvial sandstones in the Yeşilyurt area.
Solid ellipsoids represent deposition or authigenic formation of minerals, ellipsoids with dots indicate destruction of minerals.

yum çökelişi, organik malzemenin adsorbsiyon etkisi, uranyum hidroksitinin koloidal parçacıklar oluşturarak pıhtılaşması ve soğurucu feldispat ve diğer silikat mineralleriyle sedimentasyonu şeklindeki işlemlerle sağlanmıştır. Uranil iyonları adsorblanmış +6 değerli uranyum adsorblayan malzeme veya H_2S tarafından +4 değerli şekline indirgenir (Langmuir, 1978). Burada çok erken diyajenez evresindeki uranyum yığılması ekonomik yataklar oluşturacak büyüklük ve tenörde değildir. Tortul gömülme derinliğinin artmasıyla feldispatların seçimli çözünmesi yerinde otojenik illit ve simektit oluşumuna yol açmıştır. Feldispat, mika, kuvars ve detritik killerin çözünmesi sonucu gözenek suyundaki K, Al, Fe ve Si zenginleşmiş ve kumtaşı gözeneklerinde otojenik simektit oluşmuştur. pH ve Mg artışı bazı feldispat tanelerinin klorite bozulmasını veya kloritin gözenek dolusu olarak yeniden oluşmasını sağlamıştır. Kaolinit oluşumu silisçe fakir ve kation/ H^+ oranı düşük çözeltiler gerektirir (Brookins, 1975). Fluvial tortullar içindeki kaolinit, simektit bileşiminde bulunan K, Mg ve Fe kationlarının organik asit çözeltiler tarafından yıkanması sonucu oluşmuştur. Çok erken diyajenez evresinde gelişen mikrokristalin dokudaki siderit yumruları yeniden kristalleşerek daha büyük özbiçimli siderit kristalleri oluşturmuşlardır. Bunun yanında hematit ve bazı silikat mineralleri

içindeki +3 değerli demir H_2S etkisiyle pH'nın 8 ve daha düşük olduğu jeolojik ortamlarda kolay çözünen +2 değerli demire indirgenmiştir. Fe^{+2} ortamındaki CO_2 basıncının artışına bağlı olarak romboedrik biçimde özgün siderit kristallerini oluşturmuştur (Erken diyajenez evresi). Tortul gömülme derinliğinin artışıyla birlikte ortamın indirgeyici özelliği de artmıştır. Böylece H_2S çok erken diyajenez evresine göre daha çok önem kazanmıştır. Erken diyajenez evresinde H_2S den başka indirgeyiciler de önemlidir. Bunlar oksijen içermeyen fakat CO_2 basıncı yüksek yeraltı suyu ve özellikle simektit tabakaları arasında yerleşmiş organik asitlerdir. Ekonomik değerdeki uranyum yığılımları bu evrede oluşmuştur. Melin (1969), Adler (1963, 1974), Lukacs ve Florjancic (1974) ve diğer birçok araştırmacılara göre mikrobiyolojik işlemlerle üretilen H_2S hareketli yeraltı sularındaki uranyumun çökmesine neden olur. Yeşilyurt bölgesinde oksijenli yeraltı suları içindeki uranil karbonat karmaşıkları ve hidroksit iyonları fluvial tortullar içindeki indirgen zonlara ulaştıkça yeniden çökerek ince taneli siyah amorf uranyum bileşimini oluşturmuştur. Granger ve Warren (1969) uranyumun piritin inorganik olarak bozulmasıyla üretilen H_2S ile çökebileceğini belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre Wyoming (ABD) «rol tipi» uranyum yatakları bu yolla oluşmuştur» Kashirt-

seva (1968), Dahi ve Hagmier (1974) ve Yılmaz (1981) uranyum mineralleşmesi ile pirit bolluğu arasında yakın bir ilişki olduğunu vurgulamışlardır. Adams ve diğerleri (1978) uranyum yatakları çevresindeki siderit bolluğundan söz ederler. Yeşilyurt çalışma yöresindeki oksitlenmemiş uranyum belirtileri ve uranyum içermeyen indirgenmiş kumtaşları (Çizelge 1, ZCT2-169) yersel olarak bol pirit ve siderit içerirler. Piritçe fakir tortullar içinde uranyum yığılması görülmez. Bu ilişki uranyum indirgenmesinde etkin rol oynayan H₂S in pirit oluşumunda da önemli olduğunu gösterir. Uranyum, pirit ve siderit oluşumları içindedir. Pirit uranyum çökelimini doğrudan etkilememiştir.

Miyosen tortul kayalarının yükselmesinden sonra graben kenarı büyüme fayı boyunca yükselen karbonatça zengin çözeltiler alt ve üst fluviyal birim içine yayılmıştır. Bunun sonucu olarak kumtaşı ve konglomeraların aramaddesini oluşturan siyah amorf uranyum bileşiği ve ince taneli malzeme ve feldispatların bir bölümü dolomit ve özellikle kalsit tarafından ornatılmıştır. Böylece çözeltilere geçen uranyum, tortullar içinde yeniden dağıtılmıştır.

Çalışılan tortul kayaların kütlesi yaklaşık 10¹¹ tondur. Tortul kayacın her tonu 10 gr uranyum (U) kapsar. Bu değerlerden gidilerek 1.5X10⁶ ton uranyumun Yeşilyurt sahasındaki fluviyal tortullar içinde dağıtılmış olduğu sonucuna varılabilir. Bunun yarısının tanelerarası boşluktaki serbest uranyum bileşiği olduğu varsayılırsa 7x10⁵ ton yatak oluşturabilecek uranyumun kumtaşı ve konglomeralar içinde dağıldığı açıkça görülür. Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler, fluviyal kayalar içindeki uranyum kaynağının metamorfikler, özellikle masif gnayslar olduğunu önerir.

SONUÇLAR

(1) Fluviyal tortulların geometrisi, birikim oranı ve litolojisi graben kenarı büyüme fayınca denetlenmiştir. Uranyum yığılımları litolojik olarak alüvyon yelpazesi ve örgülü nehir tortulları arasındaki geçiş zonunda gelişmiştir. Pirit ve siderit biraradalığı fluviyal tortullar içindeki indirgen zonların belirlenmesinde önemli klavuzdur. Bakteriyolojik yolla üretilen H₂S başlıca uranyum indirgeyicisi olup pirit oluşumunda da önemlidir.

(2) Miyosen sonu ve Pliyosen sırasında alt fluviyal birim içindeki uranyum yığılımları büyük oranda karbonatça zengin çözeltiler tarafından tahrip edilmiş ve tortullar içinde yeniden dağıtılarak ekonomik önemini yitirmiştir.

KATKI BELİRTME

Araştırmacı bu çalışmayı destekleyen TÜBİTAK'a, özellikle uranyum analizlerinin yapılmasında yardımları dokunan Dr. N. Çağatay'a, Sondaj loğlarını sağlayan F. Aydmöz'e ve çizimleri yapan M. Gürle'ye teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Adams, S.A., Curtis, H.S., Hafen, P.L. ve Salek-Nejad, H., 1978, Interpretation of postdepositional processes related to the formation of and destruction of the Jeckpile-Paguete uranium deposit, Northwest New Mexico: Econ. Geol.,

73, 1635-1654.

Adler, H.H., 1963, Concepts of genesis of sandstone-type uranium ore deposits: Econ. Geol., 59, 46-53.

———, 1974, Concepts of uranium ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments: IAEA-SM, 183/43, 141-164.

Beus, A.A. ve Grigorian, S.V., 1977, Geochemical exploration for mineral deposits: Applied Pub. Ltd., Illinois, 287 s.

Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey: Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam.

Brookins, D.G., 1975, Comments on the coffinite-uraninite relationship, probable clay mineral reactions and formations: New Mexico Geol. Soc., 5, 158-166.

Chauvel, J., 1973, Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron formation, Central Labrador Trough Canada: Jour. Sed. Petrol., 44, 299-327.

Dahl, A.R. ve Hagmier, J.L., 1974, Genesis and characteristics of southern Powder River Basin uranium deposits. Wyoming: IAEA-SM. 183, 201-216.

Folk, R.L., 1974, Petrology of Sedimentary rocks: Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.

Garrels, R.M. ve Christ, C.L., 1965, Solutions, minerals and equilibria: Harper and Row, New York.

Granger, H.C. ve Warren, C.G., 1969, Unstable sulfur compounds and origin of roll-type uranium deposits: Econ. Geol., 64, 161-182.

Kaplan, H., 1974, Le gite d'uranium de Fakılı, Turquie, et sa formation: IAEA-SM. 183, 453-465.

Kashirtseva, M.F., 1968, Effect of material composition of rocks on formation of epigenetic uranium concentrations: Inter. Geol. Reviews, 11, 530-538.

Langmuir, D., 1978, Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits: Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 547-569.

Lukacs, E. ve Florjancic, A.P., 1974, Uranium ore deposits in Permian sediments of Northwest Yugoslavia: IAEA-SM. 183, 313-329.

Melin, R.E., 1969, Uranium deposits in Shirley Basin, Wyoming: Contribution to Geol., 8, 143-151.

Richardson, K.A. ve Rogers, J.J.W., 1964, Thorium and uranium contents of some sandstones: Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 2005-2015.

Taylor, D., 1966, The application of trace element data to problems in Geology: Physics and Chemistry of the Earth, 3, 299-349.

Uçakçı, S., 1976, Köprübaşı bölgesi uranyum yatakları: Mad. Tetk. Ar. Enst., Derleme, 73 s.

Yılmaz, H., 1981, Genesis of uranium deposits in Neogene sedimentary rocks overlying Menderes metamorphic massif, Turkey: Chem. Geol., 31, 185-210.

Yazının Geliş Tarihi : 4.6.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Erzin Ovası (Hatay) Yeraltısuyu Havzası Sonlu Eleman modeli

Finite Element Model for the Erzin Plain (Hatay) Groundwater Basin

NURKAN KARAHANOĞLU, ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

VEDAT DOYURAN, ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

FONGS AWARD SU VAGONDA, Chiang Mai üniversitesi, Tayland

ÖZ: Bu yazıda Erzin ovası serbest akiferi için bir sonlu eleman modeli tanıtılmaktadır. Modelde kullanılan yeraltısuyu akış denklemleri, Dupuit varsayımları kullanılarak dengesiz serbest akifer koşulları için oluşturulmuştur.

Modelin Erzin ovası yeraltısuyu havzasına uygulanması 1978 sulama mevsimi için kalibrasyon, 1978-1982 dönemi için gerçekleştirme çalışmaları ile yürütülmüştür. Duyarlılık analizleri akifer parametreleri, ağ boyutu, sınır koşulları ve beslenme-boşalım değerlerine göre yapılmıştır.

Akiferin değişik hidrolojik koşullara karşı davranışının benzeşimi uzun süreli yeraltısuyu düzeyi gözlemleri olan beş kuyu yardımı ile sağlanmıştır. Elde edilen sonuçlar ölçülen ve hesaplanan yük dağılımları arasında çok iyi bir uyum göstermektedir.

ABSTRACT : In this paper a finite element model is presented for the unconfined aquifer of the Erzin plain. In the model governing groundwater flow equations are modified by introducing Dupuit assumptions for the non-steady state unconfined aquifer condition.

Application of the model to the Erzin plain groundwater basin is accomplished by calibration of the model for the irrigation season of 1978 and verification for the period 1978-1982. Sensitivity analyses are conducted for aquifer parameters, mesh size, boundary conditions and recharge - discharge rates.

Simulation of the response of the aquifer to changing hydrological conditions is accomplished by means of five control wells for which long term head distribution data are available. The results obtained have shown a very good correlation between the measured and the computed heads.

GİRİŞ

Yeraltısuyu kaynaklarının verimli şekilde işletilebilmeleri akiferlerin kantitatif olarak değerlendirilmesini gerektirmektedir. Günümüzde yeraltısuyu tüketimi, kentleşme, tarım ve endüstri gereksinimlerine koşut olarak hızla artmaktadır. Artan bu talebin karşılanmasını konu alan çalışmaların, yeraltısuyu kaynaklarının daha verimli kullanılmasına yönelik olması gerekmektedir. Son yıllarda hızla gelişen sayısal modeller, yeraltısuyu işletmesine ilişkin sorunların araştırılmasında ve akifer sistemlerinin incelenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Yeraltısuyu çalışmalarında kullanılan sayısal modeller genel amaçlı olarak hazırlanmakta ve değişik hidrolojik koşullara uygulanabilen bilgisayar programlarından oluşmaktadır. Akiferde yeraltısuyu akışını kontrol eden diferansiyel denklemler modelin esasını oluşturmakta ve bu denklemlerin uygun sınır koşulları ile sayısal çözümü bilgisayar program-

lanca gerçekleştirilmektedir. Bu tür modellerin kullanılmasında, çözümü amaçlanan fiziksel problemin tüm ayrıntıları ile ortaya konulması ve modelin uygulanacağı sahanın hidrojeolojik özelliklerinin yeterli ayrıntıda tanımlanması gerekmektedir. Başarılı bir model uygulaması için hidrolojik prensiplerin, akiferin, sayısal modelin ve çözüm yöntemlerinin uygun bir düzende bağdaştırılması gerekmektedir.

Bu incelemede Erzin ovası (Şekil 1) serbest akiferi için geliştirilen sonlu elemanlar modeli ve saha uygulaması ele alınmaktadır.

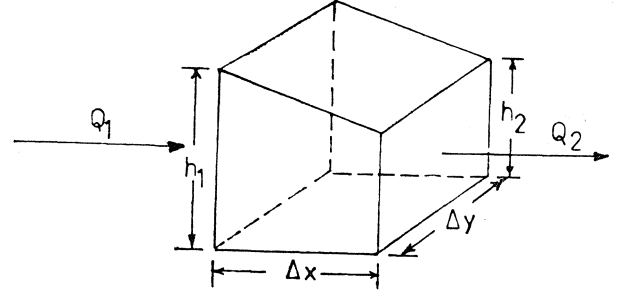
SAYISAL MODEL

Yeraltısuyu havzalarının sayısal modellerle benzeşim çalışmaları doğa olaylarını fiziksel bir yaklaşımla tanımlamayı amaçlamaktadır. Bu nedenle, oluşturulacak modelde yeraltısuyu akışının matematiksel olarak ifade edilmesi gerekmektedir. Matema-

tiksel model olarak bilinen bu aşamadan sonra oluşturulan kısmi diferansiyel denklemler, sayısal yöntemlerle çözülmekte ve akifer içerisinde yeraltı suyunun dağılımı belirlenmektedir. Benzeşim çalışması, oluşturulan modelin saha koşullarına uygulanması ile tamamlanmaktadır.

Erzin ovasında yeraltı suyunun serbest akifer koşullarında olduğu gözönüne alındığında, benzeşim çalışmasında kullanılacak modelin bu yönde geliştirilmesi gerekmektedir. Serbest akiferlerde suya doymuş zonu kalınlığı yeraltı suyunun konumu ile değiştiğinden, basınçlı akiferler için geçerli olan yeraltı suyu akış denklemi, bazı çok özel durumlar dışında geçerliliğini yitirmektedir. Bu nedenle, yeraltı suyu akışını kontrol eden denklem Dupuit varsayımları kullanılarak yeniden oluşturulmaktadır. Buna göre, yeraltı suyu akışı yatay kabul edilmekte ve hidrolik eğim ise serbest yüzeyin eğimine eşit alınmaktadır.

Serbest akiferlerde yeraltı suyu akışını kontrol eden diferansiyel denklemin oluşturulabilmesi için öncelikle, akiferin çok küçük bir dilimi için (Şekil 2) süreklilik analizinin yapılması gerekmektedir. Akiferin küçük bir kısmını temsil eden bu kontrol hacminin üst düzeyi su tablasını göstermekte ve su tab-



Şekil 2 : Serbest akifer birim hacmi (Wang ve Anderson, 1982)

Figure 2 : Infinitesimal volume of unconfined aquifer (Wong and Anderson, 1982)

lası yüksekliği sol yüzde $h(x) = h_1$, sağ yüzde ise $h(x) = h_2$ olarak alınmaktadır. Şekilde Q_1 ve Q_2 ile gösterilen oklar, akifer dilimine giren ve çıkan hacimsel akış hızlarını ifade etmektedir. Darcy kanunu ve Dupuit varsayımları kullanılarak bu iki akış hızı arasındaki fark şu şekilde ifade edilir.

$$Q_2 - Q_1 = K \cdot \Delta y \left[h_2 \frac{dh}{dx} \Big|_{x_2} - h_1 \frac{dh}{dx} \Big|_{x_1} \right] \quad (1)$$

Kontrol hacminin üst yüzeyinden beslenme hızı R ile gösterilip, süreklilik analizi yapıldığında

$$Q_2 - Q_1 = R \cdot \Delta x \cdot \Delta y \quad (2)$$

elde edilir. (1) numaralı denklemde parantez içindeki terimler h^2 cinsinden ifade edilebilmektedir. Böylece, $dh^2/dx = 2h(dh/dx)$ ilişkisi dikkate alındığında ve (1) ve (2) nolu denklemler $(\Delta x \cdot \Delta y)$ ile bölüldüğünde,

$$\frac{K}{2} \left[\frac{dh^2}{dx} \Big|_{x_2} - \frac{dh^2}{dx} \Big|_{x_1} \right] = R \quad (3)$$

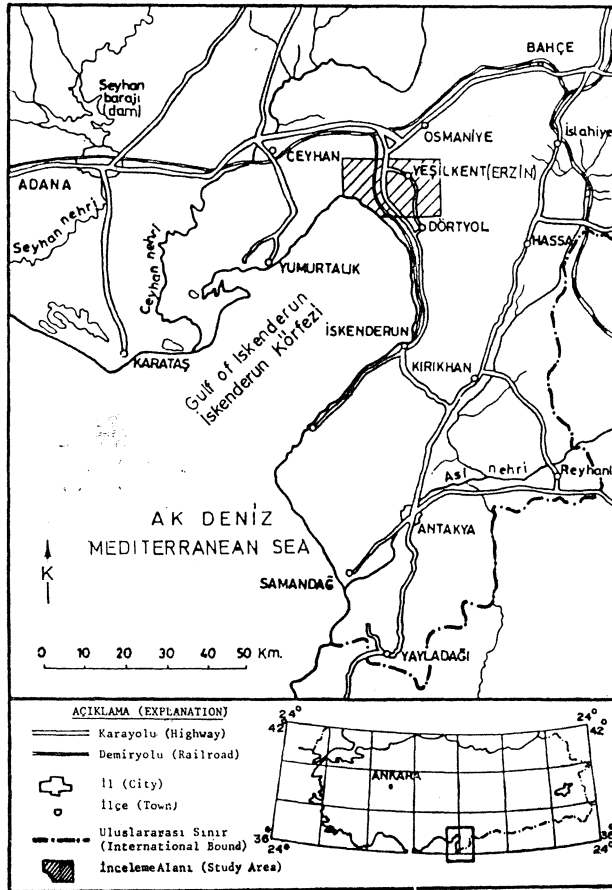
ifadesi elde edilir. Parantez içindeki ifadenin limiti ($x \rightarrow 0$) alınarak

$$\frac{K}{2} \frac{d^2 h^2}{dx^2} = -R \quad (4)$$

denklemi bulunur. Bu denklem bir boyutlu ortamda, serbest akiferlerde yeraltı suyu akışını ifade etmektedir. Benzer şekilde x -yönünde yapılan analiz, y -yönünde de tekrarlandığında iki boyutlu akım için

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right) = -R \quad (5)$$

kısmî diferansiyel denklemini elde edilir.



Şekil 1 : Yerbulduru haritası

Figure 1 : Location map

Zamana bağımsız olarak yapılan analiz sonucunda, serbest akiferlerde dengeli akışı kontrol eden diferansiyel denklem h^2 cinsinden ifade edilmiştir. Ancak genelde yeraltı düzeyi zamana bağlı olarak değişmektedir. Bu nedenle akış denklemine zaman faktörünü de katmak gerekir. Bunun için, depolama-yı kontrol eden bir terim, $S \text{ Oh/at}$, (5) nolu denkleme ilave edilir. Bu ifadedeki S depolama katsayısıdır ve serbest akiferlerde özgül verim olarak da bilinmektedir. Böylece (5) nolu denklem zaman kavramının da ilavesi ile aşağıdaki şekli alır:

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (6)$$

Bu şekilde dengesiz akış koşullarındaki serbest akiferde x , y ve t 'ye bağlı olarak, yeraltısuyu akışını kontrol eden denklem elde edilmiştir. Bu denklem, çözümde kolaylık sağlayabilmek amacı ile $V = h^2$ eşitliği kullanılarak,

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) = \frac{S}{2\sqrt{V}} \frac{\partial V}{\partial t} - R \quad (7)$$

şekline dönüştürülebilir (Wang ve Anderson, 1982).

Dupuit varsayımları kullanılarak elde edilen ve serbest akiferlerde zamana bağlı akışı kontrol eden bu denklem (6 veya 7), matematiksel modelin temelini oluşturmaktadır. Ancak, modelin tamamlanabilmesi için gerekli sınırlar ve başlangıç koşullarının benzerim çalışmasının yapılacağı ortamın hidrojeolojik koşulları göz önüne alınarak belirlenmesi zorunludur. Bunun için kullanılan denkleme göre (6 veya 7) sınır koşullarının (h) ya da (V) cinsinden ifade edilmesi gerekmektedir. Çünkü yukarıda belirtilen diferansiyel denklemler model sınırları içinde kalan kısımdaki akışı modellemektedir.

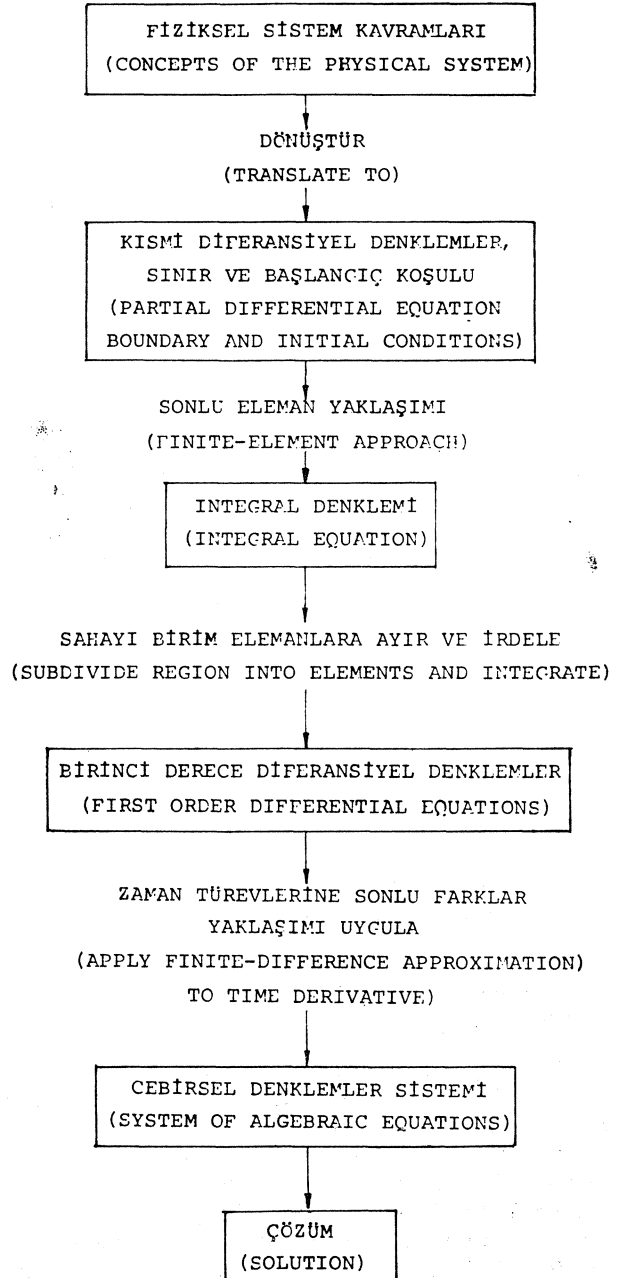
Sınırlar koşullarının matematiksel olarak ifadesi uygulama sahasının sınırları dikkate alınarak iki şekilde yapılmaktadır. Birincisinde, sınır boyunca, diferansiyel denklemde bilinmeyen olarak alınan (h) ya da (V), bilinen bir değere eşitlenmekte (Dirichlet sınır koşulu), diğerinde ise bilinmeyen türevine belirli bir değer verilmektedir (Neumann sınır koşulu). Böylece, doğal ortamda gözlenen geçirimsiz ya da geçirimsiz sınırlar koşulları, matematiksel olarak ifade edilerek model son şeklini almaktadır.

Yeraltı düzeyinin zamana ve yere bağlı değişimini inceleyebilmek için yukarıdaki denklemlerle oluşturulan ve sınır koşulları ile desteklenen matematiksel ifadelerin çözülmesi gerekmektedir. Bunun için, bu çalışmada, sayısal çözüm için sonlu elemanlar yöntemi seçilmiştir. Bu yöntemde küçük elemanlara bölünmekte ve her bir elemanda bilinmeyen fonksiyonlar, elemanların düğüm noktalarındaki değerleriyle ifade edilmektedir (Zienkiewicz, 1977).

Sonlu elemanlar yönteminin uygulanmasında, ilk olarak, model denkleminin integral denkleme dönüştürülmesi gerekmektedir (Şekil 3). Bu nedenle çözüm ortamında ağırlıklı farkların integralini en

düşük seviyeye indiren «ağırlıklı kalıntılar» yöntemi kullanılmıştır. Böylece, akımı kontrol eden kısmi diferansiyel denklem,

$$\int_{\Omega} W \left[\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{S}{2\sqrt{V}} \frac{\partial V}{\partial t} + R \right] d\Omega = 0 \quad (8)$$



Şekil 3 : Sonlu eleman yöntemi ile genelleştirilmiş model oluşturulması (Mercer ve Faust, 1980'den)

Figure 3 : Generalized model development by finite element method (After Mercer and Faust, 1980)

integral denklemi şeklinde yazılabilir. Bu denklemde (W) ağırlık katsayısını (f_i) ise çözüm ortamının alanını ifade etmektedir. Denklemdeki ikinci derece terimler Green teoremi kullanılarak değerlendirilmektedir. Diğer taraftan sonlu elemanlar yönteminin gereği olarak, bağımlı değişken (V), elemanların düğüm noktalarındaki değerlerle,

$$V = \sum_{m=1}^{m^e} N_m(x, y) \cdot \bar{V}_m(t) \quad (9)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Burada (N_m) elemanlar için kullanılan şekil fonksiyonlarını, (\bar{V}_m) düğüm noktalarındaki bağımlı değişken değerini, (m^e) ise seçilen elemandaki toplam düğüm noktasını ya da köşe noktasını göstermektedir. Bir çok sonlu eleman uygulamasında, (8) nolu denklemde kullanılan ağırlık katsayıları ve/veya fonksiyonları, şekil fonksiyonlarına eşit alınmaktadır. Galerkin yöntemi olarak bilinen bu uygulama yapıldığında ve Green teoremi ile geliştirilen denklemde (9) nolu ifade yerine konulursa,

$$[G] \{V\} + [P] \left\{ \frac{av}{at} \right\} = \{f\} \quad (10)$$

elde edilir. Matris yöntemi kullanılarak yazılan bu denklemde,

[G], bilinmeyenlerin katsayılarından oluşan matrisi,
 {V}, düğüm noktalarındaki bilinmeyenler vektörünü,
 [P], bilinmeyenlerin zaman türevi katsayılarından oluşan matrisi,

$\left\{ \frac{av}{3t} \right\}$, düğüm noktalarındaki bilinmeyenlerin zamana göre türevini içeren vektörü,
 {f}, elemana, köşe noktalarında etkiyen yükler vektörünü göstermektedir.

(10) nolu denklem doğrusal (Linear) olmayan bir denklemdir. Çünkü [P] matrisi bilinmeyen bağımlı değişken V'yi içermektedir.

Matris yöntemi kullanılarak ifade edilen bu diferansiyel denklem bağımlı değişkenin (V) kendisi ve zamana göre türevi $Ov/3t$ cinsinden ifade edilmiştir. Bu birinci derece diferansiyel denklem, Wilson ve Clough (1962: Aral, 1974'de) tarafından önerilen yöntem kullanılarak çözülebilir. Bu yöntemde $Oh/3t$ ifadesinin zamana göre değişimi, her bir zaman dilimi içerisinde doğrusal olarak kabul edilmektedir. Buna göre bilinmeyen, eski zaman değeri kullanılarak

$$\{V\}_t = \{V\}_{t-\Delta t} + \left(\left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{t-\Delta} + \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_t \right) \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (11)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Bu denklem kullanılarak (10) nolu denklemdeki $Ov/3t$ terimini değerlendirilmekte ve böylece denklem sistemi $Ov/3t$ teriminden arındırılmaktadır. Bu uygulama yapılırken (11) numaralı denklem bir kez (t) zamanında ve bir kez de (t- Δt) zamanında yazılarak, (10) nolu denklemde yerine konulmaktadır. Böylece (11) ve (10) nolu denklemler aynı anda çözümlenerek, aşağıdaki genel cebirsel denklem sistemi elde edilebilir:

$$[G]^* \{V\}^* = \{f\}^* \quad (12)$$

Burada,

$$[G]^* = [P] \cdot \frac{2}{\Delta t} + [G] \quad (13)$$

ve

$$\{f\}^* = \{f\} + \frac{2}{\Delta t} \cdot [P] \{V\}_{t-\Delta t} \quad (14)$$

şeklinde tanımlanmıştır. (12) nolu cebirsel denklem sistemi çözümlenerek elde edilen $\{V\}^*$ değerleri

$$\{V\} = 2 \cdot \{V\}^* - \{V\}_{t-\Delta t} \quad (15)$$

eşitliğinde yerine konularak, bağımlı değişkenin yeni zaman seviyesindeki çözümü elde edilmektedir. Yukarıdaki denklemlerde görüldüğü gibi çözümün zaman içerisinde ilerletilmesi, yöntemde bir önceki zaman değerleri kullanılarak yapılmaktadır.

Oluşturulan sayısal modelin çözüm sistemi, sonlu elemanlar yönteminin gereği olarak, (10-15) nolu denklemlerde görülen matris ve vektörlerin herbir eleman için yazılmasını ve sonradan bunların elemanların bağlantı ilişkilerine göre birleştirilmesini gerektirmektedir. Daha sonra sınır koşulları genel denklem sistemine işlenmekte ve oluşturulan genel cebirsel denklem sistemi her bir zaman seviyesinde çözümlenmektedir. Bu işlemler yapılırken, her bir zaman seviyesinde [P] matrisinin bilinmesi gerekmektedir. [P] matrisi ise çözümü aranan bağımlı değişkeni içermektedir. Bu nedenle [P] matrisi hesaplanırken, bir önceki zaman seviyesinde bulunan V değerleri kullanılmıştır. Böylece, bağımlı değişkenin, başka bir deyişle yeraltı düzeyinin, elemanların düğüm noktalarındaki değerlerinin zaman ve yer koordinatlarına göre değişimi saptanabilmektedir. Tüm bu işlemleri yapacak bir bilgisayar programı (GRWM) geliştirilerek Erzin ovası için amaçlanan yeraltı su benzeşim modeli tamamlanmıştır. GRWM bilgisayar programı, Aral (1974) tarafından hazırlanan, dengeli ve zamana bağlı akım denklemlerini çözen FEMAC programı geliştirilerek elde edilmiştir.

MODELİN ERZİN OVASINA UYGULANMASI

Geliştirilen sonlu elemanlar modeli, ErzİN ovası yeraltısuyu havzasındaki beslenme ve boşalım koşullarına bağılı olarak, yeraltısı düzeyi değişimlerini belirlemek amacı ile uygulanmıştır. Başarılı bir model uygulaması gerçek saha koşullarının en iyi bir şekilde modele yansıtılması ile mümkündür. Bu nedenle, hidrojeolojik veriler sayısal modelin temel girdilerini oluşturur. Aşağıda, ErzİN ovasının hidrojeolojik özelliklerine kısaca değinilecektir. Bu konuda daha ayrıntılı bilgiler Doyuran (1982, 1983a, 1983b) de verilmiştir.

Ovanın Hidrojeolojik Özellikleri

ErzİN ovası, İskenderun körfezinin doğusunda yer alan bir kıyı ovası niteliğindedir. Ovanın temelini oluşturan kayalar yapısal kontrollü bir çöküntü hendeğini dolduran konglomeralardan (Haydar Formasyonu - Pliyosen) oluşmuştur. Pleyistosen yaşlı bazaltik lav akıntıları (Delihalil Formasyonu) ovanın kuzeybatısında geniş bir yayılım göstermektedir. Gerek konglomeralar ve gerekse bazaltik lav akıntıları hidrolik bağılantılı olup ErzİN ovasında serbest akifer koşulunu oluşturmaktadır (Şekil 4). Ovanın önemli bölümü alüvyonlar, birikinti koni çökelleri ve kıyı kumulları ile örtülüdür. Genellikle geçirimsizlik yüksek olan bu Holosen çökelleri yağıştan, sulamadan, akarsu yatakları ve kanallardan süzülme yolu açarak akiferin beslenmesine önemli katkı sağlamaktadır.

Konglomeralar gerek ilksel ve gerekse ikincil gözeneklilikleri nedeniyle yüksek depolama özelliği taşımaktadır. Hidrolik iletkenliği 10-15 m/gün arasında değişmekte ve açılan 120 işletme kuyusunda özgül debi ortalama 10 lt/sn/m dolayındadır.

Bazaltik lav akıntıları son derece eklemli ve bloklu bir yapı göstermektedir. Bu özellikleri nedeniyle yüksek (50-100 m/gün) hidrolik iletkenliğe sahiptirler. Açılan 25 işletme kuyusunda özgül debi 10-100 lt/sn/m arasında değişmektedir.

ErzİN ovası kuzeybatıda iyi tutturulmuş kumtaşı, konglomera ve yer yer marn aralanmalı Kuzgun Formasyonu (Miyosen) ile sınırlanmaktadır. Geçirimsizlik az olan bu birimler ovanın bu kesiminde geçirimsiz sınır koşullarını oluşturmaktadır.

Ovayı doğuda sınırlayan ofiyolitli seri (Üst Kre-tase) genellikle geçirimsiz olup bu kısımda yeraltından beslenme beklenmemektedir. Doğudaki dağlık bölgelerden kaynaklanan akarsular bu dağların etekleri boyunca görülen birleşik birikinti koni çökelleri nedeniyle sularının önemli bir kısmını süzülme yolu ile kaybetmektedir. Bu nedenle birikinti koni kuşağı akiferin başlıca beslenme alanını oluşturmaktadır.

Benzeşim Çalışmaları

Ovanın hidrojeolojik yapısı gözönüne alınarak yaklaşık 110 km² lik kısmı model sahası olarak seçilmiş ve bu alan 258 üçgen elemana bölünmüştür

(Şekil 5). Elemanlar ova içerisinde yerleştirilirken, köşe noktaları mümkün olduğunca mevcut yeraltısuyu kuyularında seçilmiş ve böylece 157 düğüm noktasından oluşan sonlu elemanlar ağı oluşturulmuştur.

Modelin akifer koşullarına uygunluğu, havza içerisinde seçilen beş kuyu yardımı ile gerçekleştirilmiştir. Bu kuyuların seçiminde, uzun süreli yeraltısı düzeyi ölçümlerinin temini esas alınmıştır. Sonlu elemanlar ağına (Şekil 5) 34, 52, 54, 83 ve 101 nolu düğüm noktalarını oluşturan bu kuyular ovadaki 10436, 10440, 10457, 9662B ve 5260 nolu DSİ kuyularına karşılıktır.

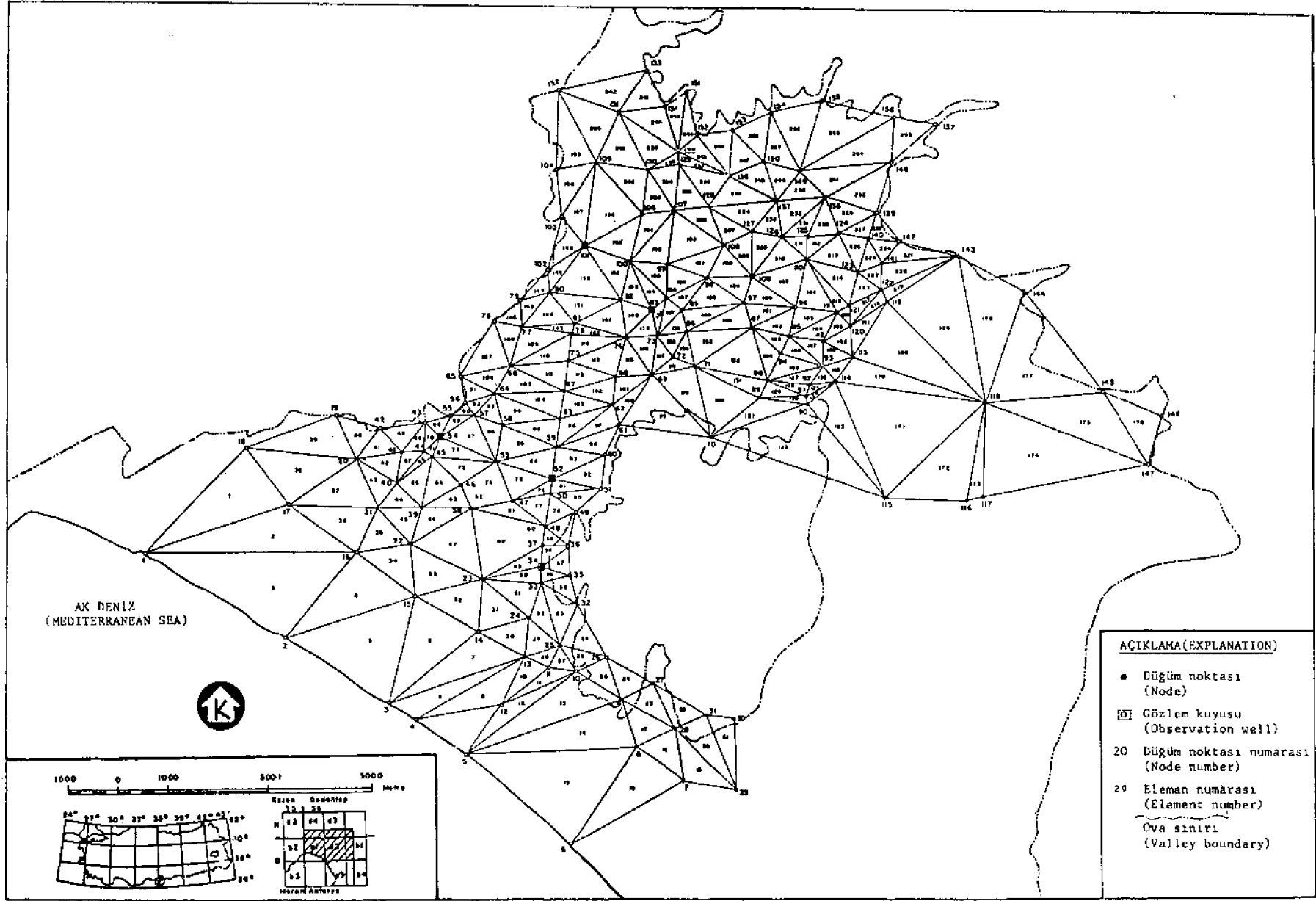
Bilgisayar programında girdi olarak verilen başlangıç yük değerleri, Mayıs 1978 ölçümlerine göre hazırlanan yeraltısı düzeyi eş yükseklik haritasından (Doyuran, 1983) alınmıştır. Modelin havza koşullarına uyarlanması 1978 sulama mevsimi verilerine göre yapılmıştır. Bu aşamada tüm sınır değerleri sabit yük olarak alınmış ve model çözümü zamana bağımsız olarak gerçekleştirilmiştir. Modelin gerçekleştirilme aşamasında ovanın kuzeybatısındaki 65-19, doğudaki 61-16 nolu noktalar arası geçirimsiz sınır olarak alınmıştır. Bu bölgeler dışında kalan tüm sınır noktaları için sabit yük sınır koşulu kullanılmıştır (Suvagondha, 1985).

Modelin saha koşullarına uyarlanması olarak tanımlayabileceğimiz kalibrasyon aşaması, hidrolik parametrelerin ve sınır koşullarının belirli bir kombinasyonunda Ölçülen yeraltısı düzeyi değerlerinin model çözümünden elde edilen değerlerle uyumunu sağlamaktır. Genelde model önce dengeli akış rejimine uygun sınır koşulları ile çalıştırılmakta ve ileri aşamada yapılacak benzeşim çalışması için başlangıç değerleri bulunmaktadır. Bunun için Mayıs 1978 yeraltısı düzeyi haritası kullanılarak sınır noktaları için uygun hidrolik yükler seçilmiş ve bilgisayar programı yardımı ile havza içerisindeki noktalarda yük dağılımı belirlenmiştir. Kalibrasyon aşamasında hesaplanan değerler ile gözlenen değerler arasındaki farkın 1 m. içinde kalması hususu gözetilmiş ve bu koşul gerçekleşene kadar işleme devam edilmiştir.

Modelin gerçekleştirilme aşamasında, 1978 ile 1982 yılları arasındaki dönemde akiferde gözlenen yeraltısı düzeyi değişmeleri kullanılmıştır. Genelde ileriye yönelik su düzeyi değişimlerinin tahmini için benzeşim çalışmalarının günümüze değin sürdürülmesi gerekir. Ancak söz konusu ova için 1982 sonrasında ait verilerin bulunmaması benzeşim çalışmalarını 1978-1982 dönemi ile sınırlamıştır.

Diğer taraftan duyarlılık analizleri, hidrolik parametreler ve değişik sınır koşulları için yürütülmüştür. Bu amaçla değişik ağ boyutu, hidrolik iletkenlik, depolama katsayısı, beslenme hızı ve sınır koşulları denenmiştir. Duyarlılık analizleri sonunda model tüm değişikliklere olumlu tepki göstermiştir.

ErzİN ovası serbest akiferine uygulanan sonlu elemanlar modeli ile bilgisayar programı kullanılarak 1978-1982 dönemi için yeraltısı düzeyindeki değişme-



ler belirlenmiş (Doyuran ve diğerleri, 1986), gözlem kuyularından elde edilen ölçüm değerleri ile karşılaştırılmıştır. Gözlenen ve model yardımı ile hesaplanan yeraltı düzeyleri arasında iyi bir uyum elde edilmiştir.

SONUÇLAR

Bu araştırmada, Erzin ovası yeraltısuyu serbest akiferini modellemek amacı ile bir sonlu elemanlar modeli geliştirilmiştir. Modelde kullanılan diferansiyel denklem Dupuit varsayımları kullanılarak oluşturulmuş, böylece bilgisayar çözümünde iterasyon gerekliliği ortadan kaldırılmıştır.

Modelde girdi olarak kullanılan fiziksel parametreler, akifer sınır koşulları ve başlangıç hidrolik yük değerleri mevcut saha verileri kullanılarak belirlenmiştir.

Model kalibrasyonu 1978 sulama mevsimi için, modelin gerçekleşmesi ise 1978-1982 dönemi için yapılmıştır. Model gerçekleştirme aşamasında, modelin çeşitli fiziksel parametrelere duyarlılığı incelenmiş ve önerilen modelin tüm değişikliklere çok iyi bir uyum sağladığı gözlenmiştir.

Benzeşim çalışmasından elde edilen sonuçlar kuyulardaki su düzeyi değişimleri ile son derecede iyi bir uyum içindedir. Gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki ihmal edilebilir farklılıklar, kuyulardaki gözlem hatalarından ve benzeşim çalışmasında sabit debide pompaj kabulünden kaynaklanmaktadır. Bu nedenle değişken pompaj kabulü ile modelin daha da geliştirilmesi olasıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aral, M.M., 1974, Finite element solution of selected partial differential equations. FEMAC compu-

ter program : METU Publication No. 28, Ankara, 99 p.

- Doyuran, V., 1982, Erzin ve Dörtüol ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 151-160.
- Doyuran, V., 1983a, Erzin ve Dörtüol ovalarında yeraltı düzeyi değişmelerinin yorumu : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 49-58.
- Doyuran, V., 1983b, Yeraltı düzeyi değişmelerinin istatistiksel model ile benzeşimi: Mühendislik Jeolojisi Türk Millî Komitesi Bülteni, 5, 5,5-8.
- Doyuran, V., Suvagondha, F., Karahanoğlu, N., 1986, Sonlu elemanlar modelinin Erzin ovası (Hatay) serbest akiferine uygulaması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29/1, 61-72.
- Mercer, J.W., ve Faust, C.R., 1980, Ground-Water modeling: Numerical Models, Ground water, 18, 4, 395-409.
- Suvagondha, F., 1985, Finite element modelling of the Erzin plain ground-water basin, Hatay, Turkey: METU, Engineering Faculty, Geological Engineering Department, Ankara, PhD. Thesis, (unpublished) 104 p.
- Wang, H.F., ve Anderson, M.P., 1982, Introduction to groundwater modeling techniques: W.H. Freeman and Company, San Francisco, 237 s.
- Zienkiewicz, O.C., 1977, The finite element method: McGraw Hill, Berkshire, 787 s.
- Yazının Geliş Tarihi : 12.10.1985
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.2.1985
Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Sonlu Elemanlar Modelinin Erzin Ovası (Hatay) Serbest Âkiferine Uygulaması

Application of a Finite Element Model to the Un confined Aquifer of the Erzin Plain (Hatay)

VEDAT DOYURAN, ODTÜ, Jeoloji 'Mühendisliği Bölümü, Ankara
FONGSAWARD SUVAGONDHA, Chiang Mai Üniversitesi, Tayland
NURKAN KARAHANOĞLU, ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Bu yazıda sonlu elemanlar modelinin Erzin ovası serbest âkiferine uygulanışı tartışılmakta ve GRWM bilgisayar programının algoritması tanıtılmaktadır. Duyarlılık analizleri ağ boyutunu, hidrolik iletkenliği, depolama katsayısını, sınır koşullarını ve beslenme-boşalım miktarlarını içermektedir. Model kalibrasyonu 1978 sulama mevsimi için yapılmıştır. Modelin saha koşulları için gerçekleşmesi 1978-1982 dönemini kapsamaktadır. Önerilen model akiferin davranışını başarılı bir şekilde yansıtmaktadır.

ABSTRACT : In this paper application of a finite element model to the unconfined aquifer of the Erzin plain is discussed and the algorithm of the computer program known as GRWM is described. The sensitivity analyses include the mesh size, hydraulic conductivity, storage coefficient, boundary conditions, and recharge-discharge rates. Model calibration is achieved for the irrigation season of 1978. Verification of the model is accomplished for the period 1978 thru 1982. The proposed model simulates the behaviour of the aquifer successfully.

GİRİŞ

Yeraltısu işletmesinde en önemli husus, akiferin hidrolik dengesini korumak koşulu ile, verimin en üst düzeyde tutulmasıdır. Yeraltısu havzalarında yürütülen ayrıntılı hidrojeolojik incelemeler akiferin gerçek potansiyelini ortaya koymayı amaçlamaktadır. Beslenme ve boşalım arasındaki dengenin korunması, seçilecek işletme stratejisinin temelini oluşturur. Endüstriyel, tarımsal ya da içme suyu amaçlı kullanımların özellikle yeraltısu kaynaklarına bağımlı olduğu yerlerde bu denge daha da önem kazanmaktadır.

Akiferin üretimden (pompaj) etkileşimini belirlemede seçilecek en gerçekçi yol, yeraltısu düzeyi değişmelerinin sürekli olarak izlenmesi ve bunların yorumlanmasıdır. Yeraltısu havzasının dış etmenlerden etkileşimini yansıtabilecek herhangi bir sistem olarak tanımlanan model, özellikle karmaşık hidrolojik ortamların değerlendirilmesinde en etkili araçtır.

Bu incelemede, İskenderun körfezinin kuzeydoğusunda yer alan Erzin ovası serbest akiferi için geliştirilen sonlu eleman modeli kısaca tanıtılmakta ve modelin sahaya uygulanışı ayrıntılı olarak ele alınmaktadır. Çeşitli hidrolojik veriler model çalışmalarında temel girdileri oluşturmakta ve modelin, güvenilirliği, ise benzeşim süresinin uzunluğuna bağımlı kalmaktadır. ;

Erzin ovasının hidrojeolojik özellikleri Doyuran (1982 ve 1983) de ayrıntılı olarak verilmektedir. Tekrardan kaçınmak amacı ile bu yazıda ovanın jeolojik ve hidrolojik özelliklerine değinilmemiştir. Bu hususta ayrıntılı bilgiler ilgili kaynaklardan sağlanabilir.

MODEL

Serbest akiferlerde suya doygun zonun kalınlığı yeraltısu düzeyi ile değişmekte ve bu nedenle gözlenebilen ortamlardaki akışı tanımlayan denklemler doğrusal özelliklerini kaybetmektedir. Basıncı akiferlerde sabit girdi olarak kullanılan transmissivite değerleri serbest akiferlerde çözümü amaçlanan yeraltısu düzeyine bağımlı duruma gelmektedir. Bu ise sayısal çözüm aşamasında, sabit girdi olarak seçilen transmissivite değerlerinin, çözümden elde edilen yeraltısu düzeyine bağımlı olarak düzenlenmesini gerektirmektedir.

Erzin ovası serbest akiferi için önerilen modelde, Dupuit varsayımları kullanılarak hidrolik iletkenlik cinsinden ifade edilen doğrusal olmayan yeraltısu akış denklemi oluşturulmuştur. Yeraltısu akışının yatay ve hidrolik eğimin serbest yüzeyin eğimine eşit olduğu kabulü ile, akiferin çok küçük bir dilimi için yürütülen süreklilik analizi sonucunda Darcy kanunu da kullanılarak aşağıdaki kısmî diferansiyel denklem elde edilmiştir.

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R(x,y,t) \quad (1)$$

Burada h , hidrolik yükü; K , hidrolik iletkenliği; S , depolama katsayısını ve R ise akifere üst yüzeyden süzülme ile beslenmeyi göstermektedir. İki boyutlu ortamda ve dengesiz koşullardaki yeraltısuyu akışını kontrol eden bu denklem, çözüm kolaylığı sağlamak amacı ile ($V = h^2$) ilişkisi kullanılarak

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) = \frac{S}{2\sqrt{V}} \frac{\partial V}{\partial t} - R(x,y,t) \quad (2)$$

şeklinde ifade edilebilir.

Serbest akiferde yeraltısuyu akışını kontrol eden (2) nolu denklem, değişik beslenme ve boşalım koşullarında akiferdeki yeraltısı düzeyi değişimlerinin hesaplanmasında kullanılmaktadır. Benzeşim çalışması olarak da bilinen bu yöntem, akış denkleminin zaman ve yer boyutuna göre çözülmesini gerektirir. Analitik çözümlerin yetersiz kaldığı bu tür denklemlerde sayısal yaklaşım genellikle tek seçenektir. Bu nedenle sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak (2) nolu denklem, V bilinmeyen x,y ve t boyutunda değişimi çözülmüştür.

Sonlu elemanlar yöntemi, model denklemini olarak bilinen (2) nolu kısmi diferansiyel denklemin integral denklemine dönüştürülmesini gerektirir (Zienkiewicz, 1977). Bu aşamada, çözüm ortamındaki ağırlıklı farkların integralini en düşük seviyeye indirmek için Galerkin yöntemi kullanılmıştır. Böylece aşağıdaki integral denklemini elde edilmiştir:

$$\int_{\Omega} N_j \left\{ \frac{K}{2} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{S}{2\sqrt{V}} \frac{\partial V}{\partial t} + R \right\} d\Omega = 0 \quad (3)$$

Bu denklemde (f_i) çözüm ortamının alanını, N_j ise elemanlar için kullanılan şekil fonksiyonlarını göstermektedir. Herbir eleman için yazılan integral denklemleri, bağımlı değişkenin elemanların düğüm noktalarındaki bilinmeyenler cinsinden ifade edilmeyle ve Green teoremi kullanılarak

$$[G] \{V\} + [P] \left\{ \frac{\partial V}{\partial t} \right\} = \{F\} \quad (4)$$

matris denklemine dönüştürülmektedir. Bağımlı değişkenin kendisi ve zaman türevi cinsinden yazılan bu denklem sisteminde $[G]$ ve $[P]$ matrisleri ile $\{F\}$ vektörünün birim elemanları

$$G_{ii} = \int_{\Omega_e} \frac{K}{2} \left(\frac{\partial N_i}{\partial x} \cdot \frac{\partial N_i}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} \cdot \frac{\partial N_i}{\partial y} \right) d\Omega \quad (5)$$

$$P_{ii} = \int_{\Omega_e} \frac{S}{2\sqrt{V}} N_j d\Omega \quad (6)$$

$$F_i = \int_{\Omega_e} N_i R d\Omega \quad (7)$$

integral ifadeleri kullanılarak hesaplanmaktadır. (6) nolu ifade ile verilen $[P]$ matrisi sabit olmayıp, bilinmeyen bağımlı değişken V 'yi içermektedir. Bu da (3) nolu denklemin doğrusal olmayan (nonlinear) bir denklem olmasından kaynaklanmaktadır. V 'ye sabit bir değer vererek denklemin doğrusallaştırıldığını varsayalım. Bu sabit değer ne olduğu daha sonra açıklanacaktır. Herbir eleman için yazılması gereken (4) nolu denklem sisteminde, eleman düğüm noktalarındaki (V) değeri ile onun zaman türevi bilinmeyenler olarak gözükmektedir. Ancak sayısal çözümün gerçekleştirilmesi için $OV/3t$ teriminin (V) cinsinden ifade edilmesi gerekir. Bu amaçla Wilson ve Clough (1962; Aral, 1974'de) yöntemi uygulanarak, zaman türevi (V) bilinmeyeninin (t) ve ($t-\Delta t$) deki değerleri ile ifade edilmiştir. Bu uygulama sonucu (4) nolu denklem sistemi, sadece (V) nin bilinmeyen olarak kaldığı aşağıdaki şekle dönüştürülmüştür:

$$[G]^* \{V\}^* = \{F\}^* \quad (8)$$

Bu denklem sisteminde $[G]^*$ matrisi,

$$[G]^* = [P] \frac{2}{\Delta t} + [G] \quad (9)$$

şeklinde; $\{F\}^*$ vektörü ise,

$$\{F\}^* = \{F\} + \frac{2}{\Delta t} [P] \{V\}_{t-\Delta t} \quad (10)$$

eşitliği kullanılarak oluşturulmaktadır. Böylece elemanlar için saptanan $[G]$ ve $[P]$ matrisi ile $\{F\}$ vektörü kullanılarak (8) nolu denklem sistemi sadece (V)^{*} bilinmeyeni için çözülebilecektir. Buradan elde edilen çözüm değerleri aşağıdaki eşitlikte yerine konularak,

$$\{V\}_t = 2 \{V\}^* - \{V\}_{t-\Delta t} \quad (11)$$

düğüm noktalarındaki bilinmeyenler yeni zaman değerinde hesaplanmaktadır. Buradan anlaşılacağı gibi bu işlemler yapılırken her bir zaman seviyesinde $[P]$ matrisinin bilinmesi gerekmektedir. $[P]$ matrisi ise bilinmeyen V 'yi ihtiva etmektedir. Bu nedenle $[P]$ hesaplanırken bir önceki zaman seviyesinde hesaplanan V değerleri kullanılmıştır. Bu nokta bilgisayar programında PMODIF Altprogramında biraz daha açıklığa kavuşacaktır.

GRWM BİLGİSAYAR PROGRAMI

Eleman seviyesinde değerlendirilen (5), (6) ve (7) nolu integral denklemleri kullanılarak $[G]$ ve $[P]$ eleman matrisleri ile $\{F\}$ eleman vektörü oluşturulmaktadır. Bu matris ve vektörler daha sonra eleman bağlantı ilişkileri kullanılarak sahadaki tüm düğüm noktalarının içerildiği genel matris ve genel yük vek-

törü içerisine yerleştirilmektedir. Sımr koşullarının bu genel sisteme işlenmesinden sonra cebirsel denklem sistemi çözülerek düğüm noktalarındaki bilinmeyenler elde edilmektedir.

Çok sayıda işlem gerektiren bu yöntemin uygulanabilmesi ancak bilgisayar yardımı ile mümkün olabilmektedir. Bu nedenle Erzin ovası için geliştirilen yeraltısuyu modelinde kullanılmak üzere bir bilgisayar programı (GRWM) geliştirilmiştir (Suvagondha, 1985). Bunun için Aral (1974) tarafından hazırlanan FEMAC programı Erzin modeli için gerekli düzenlemelerle GRWM şekline dönüştürülmüştür.

Hazırlanan bilgisayar programının çeşitli fiziksel parametrelere tepkisini araştırmak amacı ile duyarlılık analizleri yapılmıştır. Bu analizler için ağ boyutu, hidrolik iletkenlik, depolama katsayısı ve beslenme-boşalm değerleri başlıca değişkenler olarak seçilmiştir.

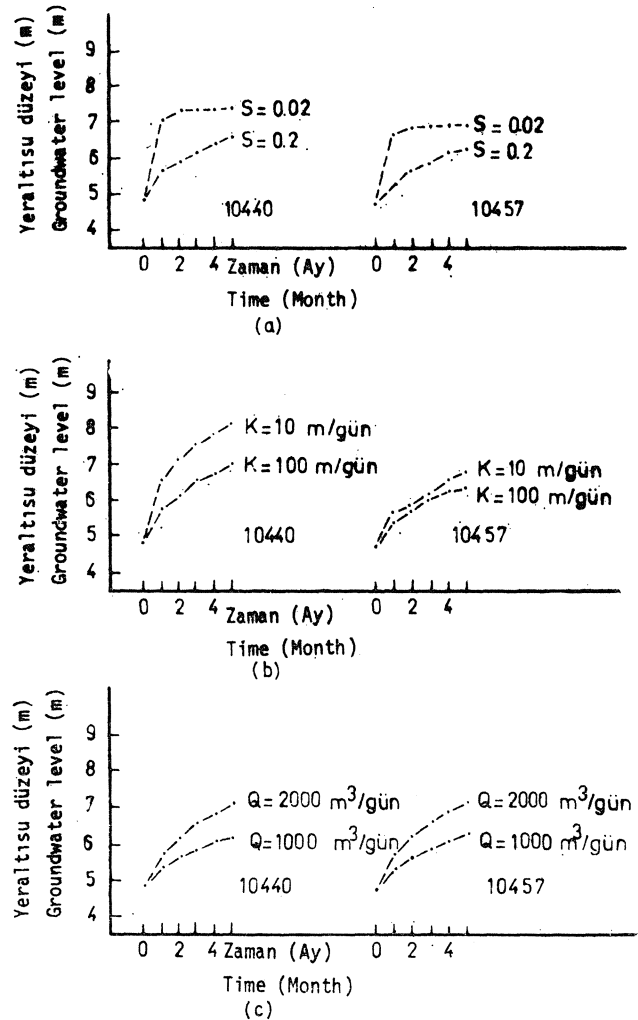
Öncelikle ağ boyutunun sonuçlar üzerine etkisi araştırılmış ve bu amaçla iki değişik ağ boyutu denenmiştir. Programlama gereği olarak her bir elemana ait ortalama hidrolik yük değerlerinin saptanması nedeniyle küçük eleman boyutlarına sahip bir ağın daha sağlıklı, sonuç vereceği açıktır. Bu nedenle ilk olarak 1025 eleman ve 563 düğüm noktasından oluşturulan sonlu eleman ağı ile çözüm yapılmıştır. Bu çalışmadan olumlu sonuç alınmasına karşın gerek eleman ve gerekse düğüm nokta sayısının çok oluşu, bilgisayar işlem süresini fazlaca artırmıştır. Örneğin, bu ağ kullanılarak çalıştırılan programda 150 günlük benzeşim için 1335 saniyelik bilgisayar zamanı kullanılmıştır. Bu nedenle ikinci aşamada daha az sayıda düğüm noktası içeren bir ağ oluşturulmuştur. Toplam 258 eleman ve 157 düğüm noktası içeren bu ağın benzeşim çalışmaları için yeterli duyarlılığı sağladığı anlaşılmıştır. İşlem süresinden sağlanan ekonomi nedeniyle ikinci seçenek benimsenmiştir.

GRWM bilgisayar programının değişik hidrolik iletkenlik, depolama katsayısı ve beslenme değerlerine tepkisini belirlemek amacı ile yürütülen duyarlılık analiz sonuçları Şekil 1 de verilmektedir. Şekilde görüldüğü gibi bu parametrelerde yapılan herhangi bir değişiklik programda gerektiği şekilde algılanmakta ve sonuçlandırılmaktadır.

FORTTRAN IV ile hazırlanan GRWM bilgisayar programı ana program ve yedi alt programdan oluşmaktadır. Şekil 2, ana programın akış şemasını ve çağrılan altprogramları göstermektedir.

Program, modele girdi olarak verilen düğüm nokta koordinatları; eleman bağlantıları; eleman hidrolik iletkenlik ve depolama katsayıları; sımr ve başlangıç koşulları ve beslenme/boşalm değerlerini okuyarak işleme başlamaktadır. Genel matrisi ve yük vektörünü sıfırladıktan sonra, eleman döngüsüne girmekte ve burada SET alt programını çağırarak her bir eleman için eksen değişikliğini gerçekleştirerek düğüm noktalarının yerel koordinatlarını saptamaktadır. Daha sonra ELEM altprogramı çağ-

olarak her bir eleman için [G] ve [P] matrisleri ile {F} vektörü oluşturulmaktadır. Bunların birleştirilme işlemi ana program içerisinde gerçekleştirildikten sonra, yukarıda açıklanan sayısal çözüm yöntemi kullanılarak en genel katsayı matrisi elde edilmektedir. BOUND altprogramı yardımı ile sımr koşulları bu genel denklem sistemine işlenerek cebirsel denklem sistemi çözüme hazırlanmaktadır. Bu aşamada DECOM altprogramı çağrılarak genel katsayı matrisi kullanılan cebirsel denklem çözüm yönteminin gerektirdiği şekle sokulmaktadır. Bundan sonra program zaman döngüsüne girmektedir. Burada PMODIF çağrılarak her bir zamanda (birinci zaman dilimi hariç) eleman [P] matrisi güncelleştirilerek genel [P] matrisine yerleştirilmektedir. Bu işlem için tekrar çağrılması gereken BOUND ve DECOM altprogramlarından sonra VEC çağrılarak genel [P] matrisinin bir önceki zaman çözüm vektörü ile çarpılması gerçek-

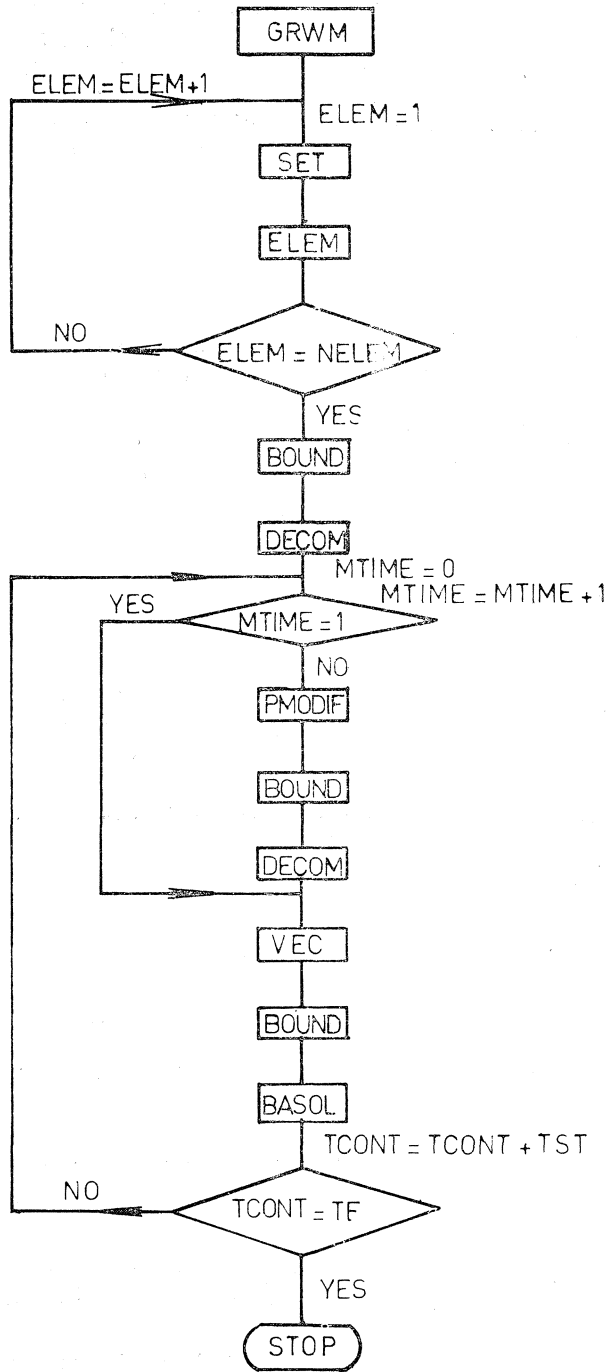


Şekil 1 : Model duyarlılık analizleri (a) depolama katsayısı; (b) hidrolik iletkenlik; (c) beslenme.

Figure 1 : Sensitivity analyses of the model: (a) storage coefficient; (b) hydraulic conductivity; (c) recharge rate.

leştirilmektedir. BOUND altprogramının çağrılarak genel yük vektörünün güncelleştirilmesinden sonra BASOL altprogramı kullanılarak çözüme ulaştırılmaktadır. Tüm bu işlemler tamamlandıktan sonra programın akışı zaman döngüsünün başına yöneltilmekte ve böylece bu işlemler her bir zaman dilimi için tekrarlanmaktadır.

GRWM bilgisayar programında yer alan altprogramların temel işlevleri aşağıda açıklanmaktadır.



Şekil 2 : GRWM programı akış şeması.
Figure 2 : Flow chart of GRWM program.

SET Altprogramı :

Bu altprogram her bir eleman için eksen değişikliğini gerçekleştirerek elemanların düğüm noktaları için yerel koordinatları saptamaktadır.

ELEM Altprogramı :

ELEM altprogramı SET'de oluşturulan yerel koordinatları kullanarak çağrıldığı eleman için [G] ve [P] matrisleri ile eleman yük vektörünü {F} oluşturmaktadır. Bu matrisler ve vektör eleman döngüsünden çıktıktan sonra ana program içerisinde birleştirilmektedir.

BOUND Altprogramı :

Ana programda oluşturulan genel denklem sisteminin sınır koşullarının işlenmesi bu alt program kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Ayrıca BOUND altprogramı genel yük vektörünün güncelleştirilmesini sağlamaktadır.

PMÖDIF Altprogramı :

Sayısal çözüm yöntemi oluşturulurken (6) nolu denklemde yer alan V' terimi bir önceki zaman (V) değerleri cinsinden ifade edilmiştir. Bu nedenle bu terimin zaman çözümü içerisindeki değişkenliği PMODIF altprogramı çağrılarak sağlanmaktadır. Bu iş için PMODIF, SET ve ELEM altprogramlarını çağırarak ve eleman [P] matrisini güncelleştirerek genel [P] matrisine yerleştirmektedir.

YEC Altprogramı :

Bu altprogram dikdörtgen bir şekilde yerleştirilen simetrik matris ile bir vektörün çarpım işlemini yapmaktadır.

DECOM Altprogramı :

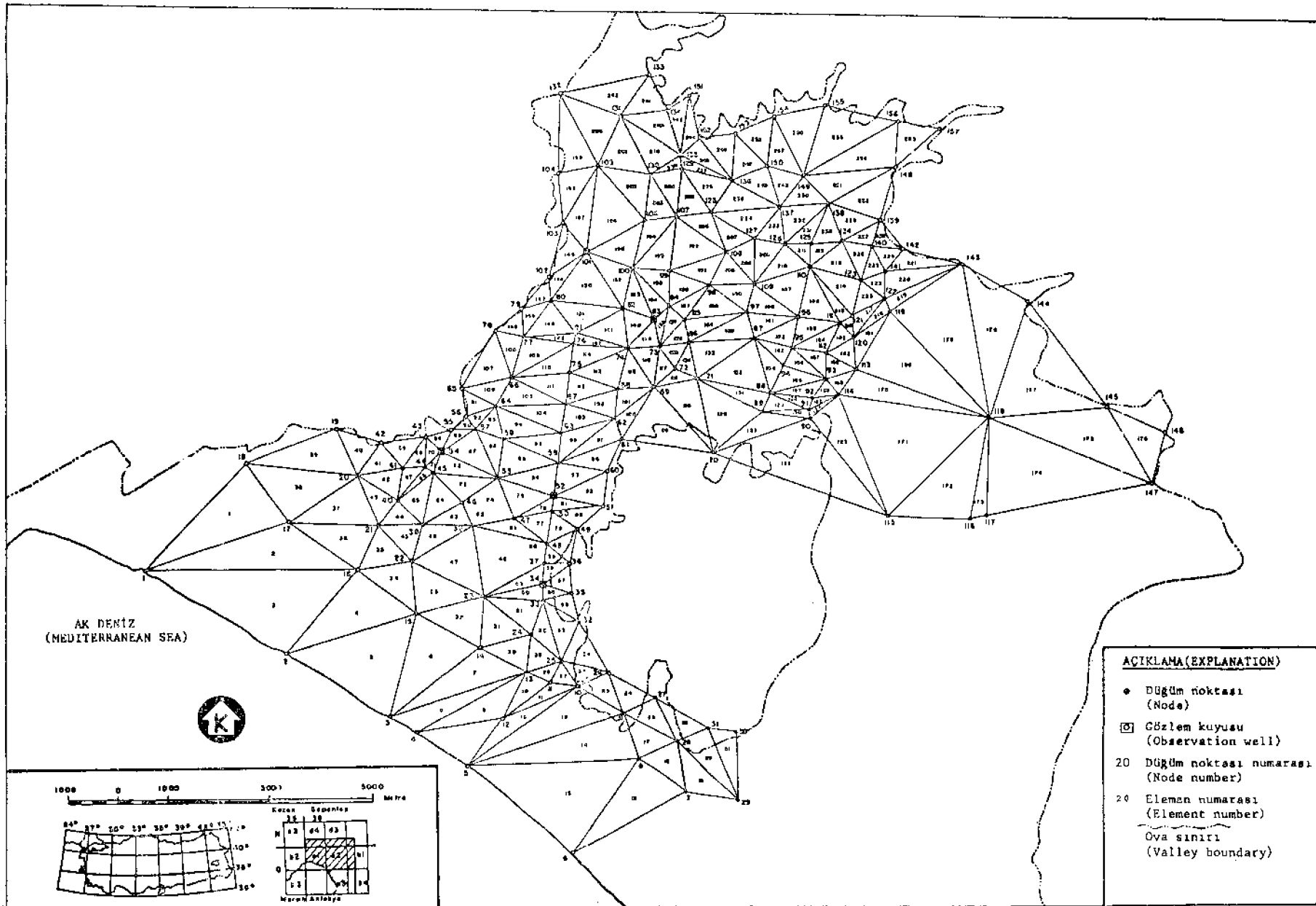
DECOM altprogramı Cholesky çözüm yönteminin gerektirdiği, dikdörtgen şekilde yerleştirilmiş simetrik bir matrisi alt ve üst üçgensel matrislere ayırmakta ve üst kısmı dikdörtgen şekilde saklamaktadır.

BASOL Altprogramı :

Sayısal çözüm aşamasında bahsedilen genel bircel denklem sisteminin çözümü BASOL altprogramı kullanılarak yapılmaktadır. Bu program DECOM ile oluşturulan değiştirilmiş matrisleri kullanmaktadır. Sonuçlar bir vektör şeklinde programda tutulmaktadır.

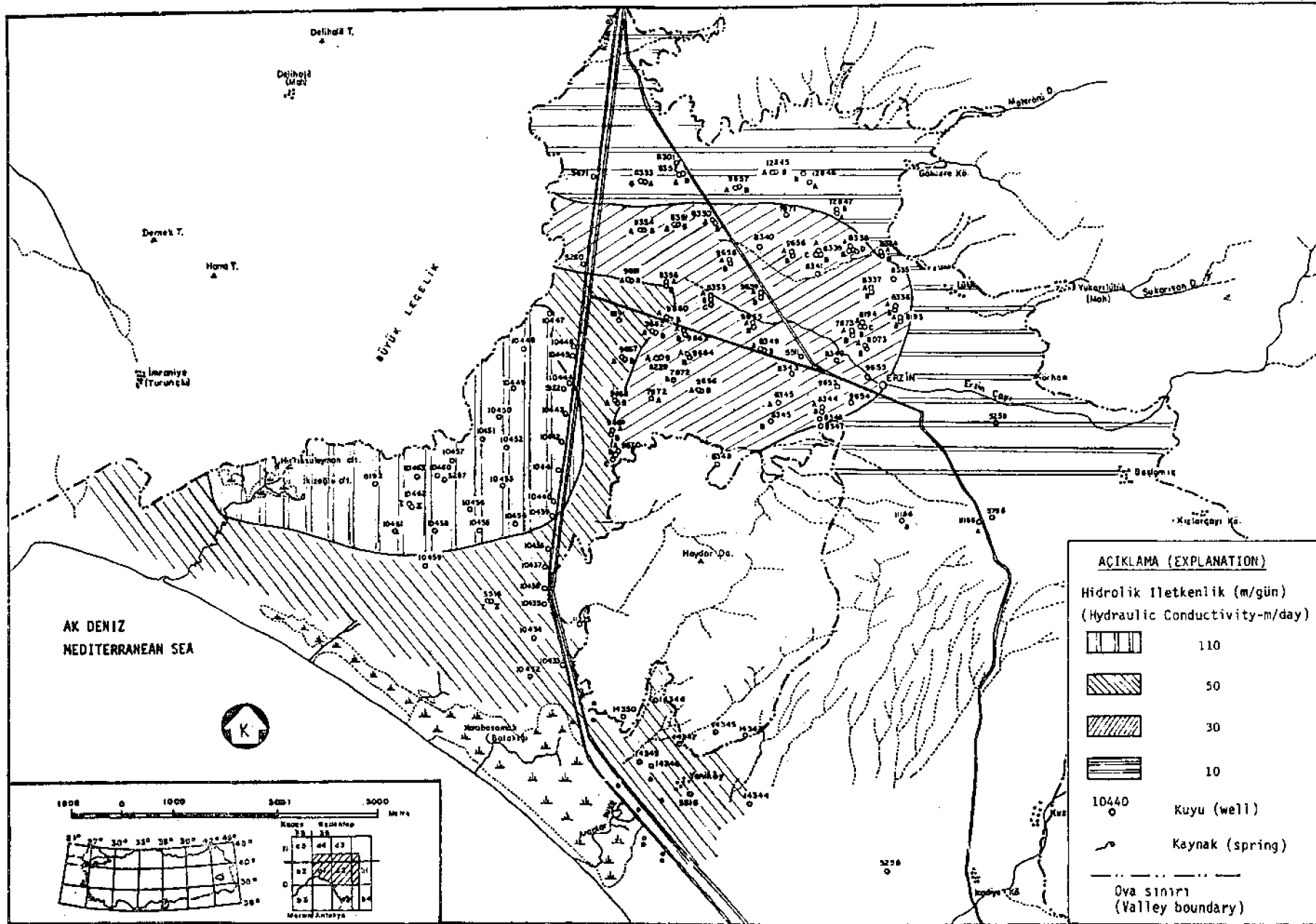
MODEL UYGULAMASI

Geliştirilen bilgisayar programı duyarlılık analizlerine olumlu tepki göstermiş, Erzin ovasına ait hidrojeolojik ve fiziksel parametreler temel girdiler olarak alınarak serbest akifere uyarlanmıştır. Model uygulaması için Erzin ovasındaki işletme kuyularının yoğunlaştığı sahayı içeren 110 km² lik bir alan seçilmiştir. Saha sonlu elemanlar yöntemine göre üçgen elemanlara bölünmüştür (Şekil 3).



Şekil 3 : Erzin ovası sonlu eleman ağı.

Figure 3 : Finite element mesh of the Erzin plain.



Şekil 4 : Hidrolik iletkenlik dağılım haritası.

Figure 4 : Map showing the distribution of hydraulic conductivity.

Oluşturulan sonlu eleman ağı 258 doğrusal (üç noktalı) üçgen eleman ve 157 düğüm noktasını içermektedir. Bu noktalardan 106 tanesi ovadaki işletme kuyularına, 51 tanesi ise işletme kuyuları dışında kalan alanın üçgen elemanlarına aittir.

Benzeşim çalışmaları ile modelin sahaya uygulanması, saha verilerinin bilgisayar programına girildiği olarak yerleştirilmesini gerektirmektedir. Gerçekten başarılı bir model uygulaması, ovadaki hidrojeolojik koşulların çok iyi bir şekilde modele aktarılması ile mümkün olabilmektedir. Elemanlarla ilgili bilgilerin, sınır ve başlangıç koşullarının girdi olarak verilmesi yanı sıra, model sonuçlarının saha gözlemleri ile denştirilmesi zorunludur. Bu nedenle Erzin ovasında beş adet gözlem kuyusu seçilmiştir. Gözlem kuyularının seçiminde uzun süreli yeraltı düzeyi ölçümlerinin bulunması koşulu aranmıştır. Sonlu elemanlar ağında 34, 52, 54, 83 ve 101 nolu düğüm noktaları ile gösterilen bu kuyular sırası ile 10436, 10440, 10457, 9662B ve 5260 nolu su kuyularıdır.

Modelde Kullanılan Fiziksel Parametreler Hidrolik İletkenlik

Modelde kullanılan hidrolik iletkenlik (K) değeri Türkmen ve diğerleri (1974) tarafından derlenen transmissivite (T) değerlerinden türetilmiştir. Bunun için ($T = K.m$) ilişkisinden yararlanılmıştır. Burada (m), transmissivitenin hesaplandığı sırada akiferin suya doymun kalınlığının ortalamasıdır. Bu şekilde belirlenen hidrolik iletkenlik değerleri baz harita üzerine yerleştirilmiş ve bunların saha içindeki genel dağılımı incelenmiştir. Böylece Erzin ovasında dört bölge ayırılmıştır. Bu bölgeler için ortalama hidrolik iletkenlik değerleri 100 m/gün, 50 m/gün, 30 m/gün ve 10 m/gün olarak belirlenmiştir (Şekil 4).

Model uygulaması sırasında birim eleman içinde değişmez kabul edilen hidrolik iletkenlik değerleri, sonlu elemanlar ağı ile hidrolik iletkenlik dağılım haritasının karşılaştırılması ile bulunmuştur. Böylece ağ içerisindeki tüm elemanlar için hidrolik iletkenlik değerleri elde edilmiştir.

Depolama Katsayısı

Depolama katsayısı akiferin birim hidrolik yük değişimine karşılık, birim yatay alana sahip bir akifer kolonunun depoladığı ya da dışarı verdiği su miktarı ile ifade edilir. Serbest akifer koşullarında özgül verim olarak bilinen depolama katsayısının değeri genelde 0.02 ile 0.3 arasında değişmektedir (Walton, 1970). Türkmen ve diğerleri (1974) tarafından hazırlanan raporda Erzin ovası serbest akiferi için sadece üç depolama katsayısı değeri bulunmaktadır. Bunlar 7873A, 8334B ve 8336B nolu kuyular için hesaplanmış olup sırası ile 0.028, 0.01 ve 0.2 olarak verilmiştir. Bu nedenle tüm akifer için ortalama değer olarak 0.2 seçilmiştir. Benzeşim çalışmaları sırasında seçilen bu değer için yeterli olduğu görülmüştür.

Beslenme-Boşalım

Erzin ovasında beslenme yağıştan, akarsu yatağından, sulama kanallarından, tarımsal sulamadan süzülme ve yeraltından yanal akış ile gerçekleşmektedir. Boşalım ise işletme kuyuları, kaynaklar, buharlaşma-terleme ve yeraltından denize akış şeklindedir. Beslenme mevsimi olarak kabul edilen Kasım-Nisan döneminde yağıştan süzülme başlıca beslenme kaynağıdır. Sulama mevsiminde ise (Mayıs - Ekim) işletme kuyularından çekim en önemli boşalım kaynağıdır. Yeraltısu tablasının yeterince sığ olmayışı nedeniyle buharlaşma-terleme kayıpları pompaja kıyasla oldukça azdır. Yeraltından akifere, akiferden ise denize boşalım kabaca eşit kabul edilmiştir. Bu nedenle model uygulamaları sırasında başlıca beslenme kaynağı olarak yağıştan süzülme, boşalım için ise işletme kuyularından pompajlar dikkate alınmıştır.

Erzin ovasında yıllık ortalama yağış 995,2 mm dir (Doyuran, 1982). Beslenme döneminde bu yağışın % 25 inin akifere süzüldüğü kabulü ile yağıştan beslenme 41 mm/ay olarak saptanmıştır. Bu değer tüm akifere dağıtılarak herbir düğüm noktası için 1000 m³/gün elde edilmiş ve böylece bütün akifer için 157 000 m³/günlük bir beslenme hesaplanmıştır.

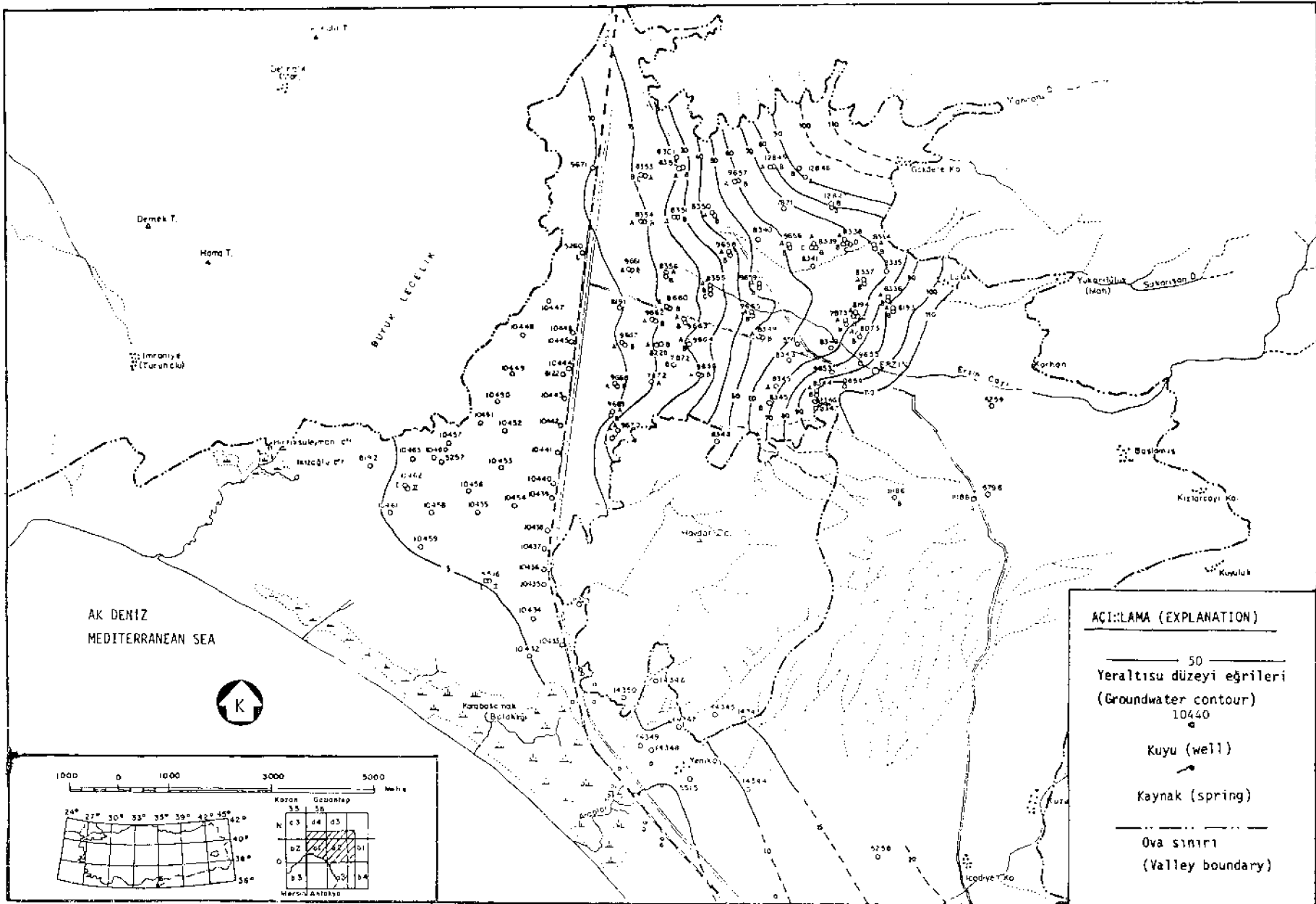
Boşalım değerleri hesaplanırken Erzin ovasındaki işletme kuyuları için önerilen ortalama çekim değeri 60 İt/sn (Türkmen ve diğerleri, 1974) esas alınmıştır. Sulama döneminde işletme kuyularının günde ortalama 8 saat çalıştığı göz önüne alınarak herbir düğüm noktası için 1800 m³/gün lük bir boşalım değeri bulunmuştur. Ancak modelleme aşamasında bu değer yuvarlatılarak 2000 m³/gün değeri programda girdi olarak kullanılmıştır. Ovada 78 kuyudan aktif olarak pompaj yapılmaktadır. Bu nedenle modellenen alan için 156 000 m³ lük boşalım değeri hesaplanmıştır.

Başlangıç Değerleri ve Sınır Koşulları

Modelde girdi olarak verilen başlangıç, yeraltısu düzeyi değerleri, Doyuran (1983)'m 1978 Mayıs ayı ölçümlerini esas alarak Erzin ovası için hazırladığı yeraltısu tablası haritasından (Şekil 5) alınmıştır.

Sınır koşulları, akifer sınırını beş ayrı parçaya ayırarak incelenmiştir. Bunlar sırası ile güneybatı (6 ile 1 nolu düğüm noktaları arası), kuzeybatı (1 ile 133 nolu noktalar arası), kuzeydoğu (133 ile 157 nolu noktalar arası), güney (147 ile 61 noktaları arası) ve doğu (157 ile 147 ve 61 ile 6 nolu noktalar arası) parçaları olarak belirlenmiştir.

1978 sulama mevsimi için gerçekleştirilen model kalibrasyonu aşamasında Dirichlet sınır koşulu seçilmiş ve böylece sınır düğüm noktalarında sabit hidrolik yük kullanılmıştır. Modelin geliştirilmesi aşamasında ise, kuzeybatı sınırının bir kısmı ile (65-19 noktalar arası) doğu sınırın 61-6 noktalar arasında Neumann sınır koşulu seçilmiştir. Böylece bu kısımlarda geçirimsiz sınır koşulu alınarak benzeşim çalışmaları gerçekleştirilmiştir.



Şekil 5 : Mayıs 1978 yeraltısı tablası haritası.

Figure 5 : Groundwater contour map for May 1978.

Akiferin kuzeydoğu sınırı (133-157 arası) ile doğu sınırı (157-147 arası) hidrojeolojik verilerin ışığı altında geçirimsiz olarak tanımlanmaktadır. Ancak bu sınırlar boyunca gözlenen birikinti koni çökeltileri genelde çok geçirimli olup ovaya ulaşan akarsular sularım bu bölgede kaybetmektedirler. Bu nedenle, geçirimsiz sınır koşulu (Neumann sınır koşulu) yerine, bu sınırlar için Dirichlet sınır koşulu kullanılmıştır. Böylece bu sınırlar boyunca düğüm noktalarına sabit hidrolik yük değerleri verilerek akarsulardan süzülme ile beslenme modellenmiştir.

147 ile 61 nolu düğüm noktaları arasında yeralan sınır boyunca, akiferin güneye doğru devam etmesine rağmen, Dirichlet sınır koşulu kullanılmıştır. Bu Kesimde Şekil 5'den görüleceği gibi yeraltısuyu akış yönü sınıra paraleldir. Bu nedenle, gerçek sınır koşullarının sabit yük koşulu ile modellenmesi daha gerçekçi olmuştur .

Doğu sınırında da (61 ve 6 nolu noktalar arası) güney sınırında gözlenen koşullar yeralmaktadır. Burada tek farklılık sınırın genel yeraltısı akım yönüne dik olmasıdır. Böyle bir durumda bu sınırdan yeraltısuyu beslenimi beklenmesine rağmen sınıra yakın bölgede yeralan Yeniköy kooperatif kuyularından fazla miktarda su çekilmekte; bu nedenle yeraltısuyu eş düzey eğrileri güneye doğru kıvrılmaktadır. Böylelikle Yeniköy kooperatif kuyularının kuzeybatısında bir yeraltısı bölüm çizgisi oluşmuştur. Bu nedenle sadece bu bölgeye ait olmak üzere 61 ve 6 numaralı noktalar arasında yanıl akış beklenmemektedir. Bunun için bu kesimde geçirimsiz sınır koşulu benimsenmiştir.

Güneybatı kesimi, sonsuz beslenme alanı olarak tanımlayacağımız Akdeniz ile sınırlanmıştır. Bu sınır boyunca düğüm noktalarında sabit yük sınır koşulu kullanılmıştır.

1 ile 133 nolu düğüm noktaları arasında yeralan güneybatı sınırı aşırı derecede gözenekli ve geçirimli, bazaltik lav akıntılarında (Doyuran, 1982) geçmektedir. Çok fazla depolama kapasitesi olan bu ortamda, işletme kuyularından yapılan çekimler bu sınır boyunca yeralan noktalarda yeraltısı tablasını etkilememektedir. Bu nedenle bu sınır boyunca Dirichlet sınır koşulu kullanılmıştır. Ancak 65 ve 19 nolu noktalar arasındaki kısımda Neumann koşulu kullanılmıştır. Buna neden olarak 54 nolu düğüm noktasında, sınıra çok yakın olması nedeniyle, yeraltısı düzeyinde bir değişiklik yapılamaması gösterilebilir. Yapılan benzeşim çalışmaları sonucunda geçirimsiz olarak kabul edilen bu kısım modellenme açısından başarılı sonuç vermiştir. Şekil 5'de görüldüğü gibi yeraltısuyu akışı genellikle denize doğru olup bu kısımda eş su düzeyi eğrisi sınıra paralel konumdadır.

Kalibrasyon

Benzeşim çalışmalarının önemli bir kısmını oluşturan kalibrasyon aşaması, önerilen modelin sahaya uyarlanmasını amaçlamaktadır. Oluşturulan modelde sahanın fiziksel ve hidrojeolojik özellikleri gir-

di olarak kullanılır ve modelden elde edilen sonuçlar, sahada gözlenen değerlere yaklaştırılmaya çalışılır. Bu aşamada model denklemi ilk olarak dengeli ortamda çözülerek, ileri aşamalarda başlangıç değerleri olarak kullanılmak üzere akifer içerisinde yeraltısı düzeyi dağılımı saptanır.

Erzin ovası yeraltısı havzası için yürütülen kalibrasyon çalışması 1978 sulama mevsimi için amaçlanmış ve tüm akifer sınırında Dirichlet sınır koşulu kullanılmıştır. Sınır boyunca yeralan noktalardaki hidrolik yük değerleri Şekil 5'de verilen haritadan alınmıştır. Bu değerlere, akifer tabanının deniz düzeyinden 50 m aşağıda olması nedeniyle, 50 şer metre ilave edilmiştir. Elemanlar için girdi olarak verilen hidrolik iletkenlik değerleri ise Şekil 4'deki haritadan alınmıştır.

Modelde girdi olarak verilen tüm bu bilgiler yardımı ile, akifer içerisinde yeralan her bir düğüm noktasında yeraltısı düzeyi hesaplanmıştır. Çözümün sağlıklı olabilmesi için çözüm değerlerinin gözlem değerleri ile uyandırılması gerekir. Ovada yeralan kuyulardan 61 tanesinde yeraltısı düzeyi ölçümleri bulunmasına rağmen bunların sadece 15 tanesine ait güvenilir ölçümler elde edilmiştir. Bu nedenle kalibrasyon çalışmaları zorunlu olarak 15 kuyuya ait ölçümlere göre yürütülmüştür. Kalibrasyon çalışmaları sırasında sadece sınırdaki yeraltısı düzeyi değerlerinde değişiklik yapılarak içerdeki noktalarda gözlenen değerlere yaklaştırılması gerçekleştirilmiştir.

Kalibrasyon sırasında elemanlar için kullanılan hidrolik iletkenlik değerleri sabit tutulmuştur. Bu değerler pompaj deneyleri ile belirlenmiş olup akiferin özelliklerini yeterli duyarlılıkta yansıtmaktadır.

Kalibrasyon çalışmalarına modelden elde edilen sonuçlar ile gözlem değerleri arasındaki fark 1 m düzeyine indirilinceye kadar devam edilmiştir. Esas olarak 61 düğüm noktası ile başlanan bu çalışma bazı ölçümlerin hatalı olması nedeniyle 15 kuyuya ait veriler kullanılarak sonuçlandırılmıştır.

Model Gerçekleme Çalışması

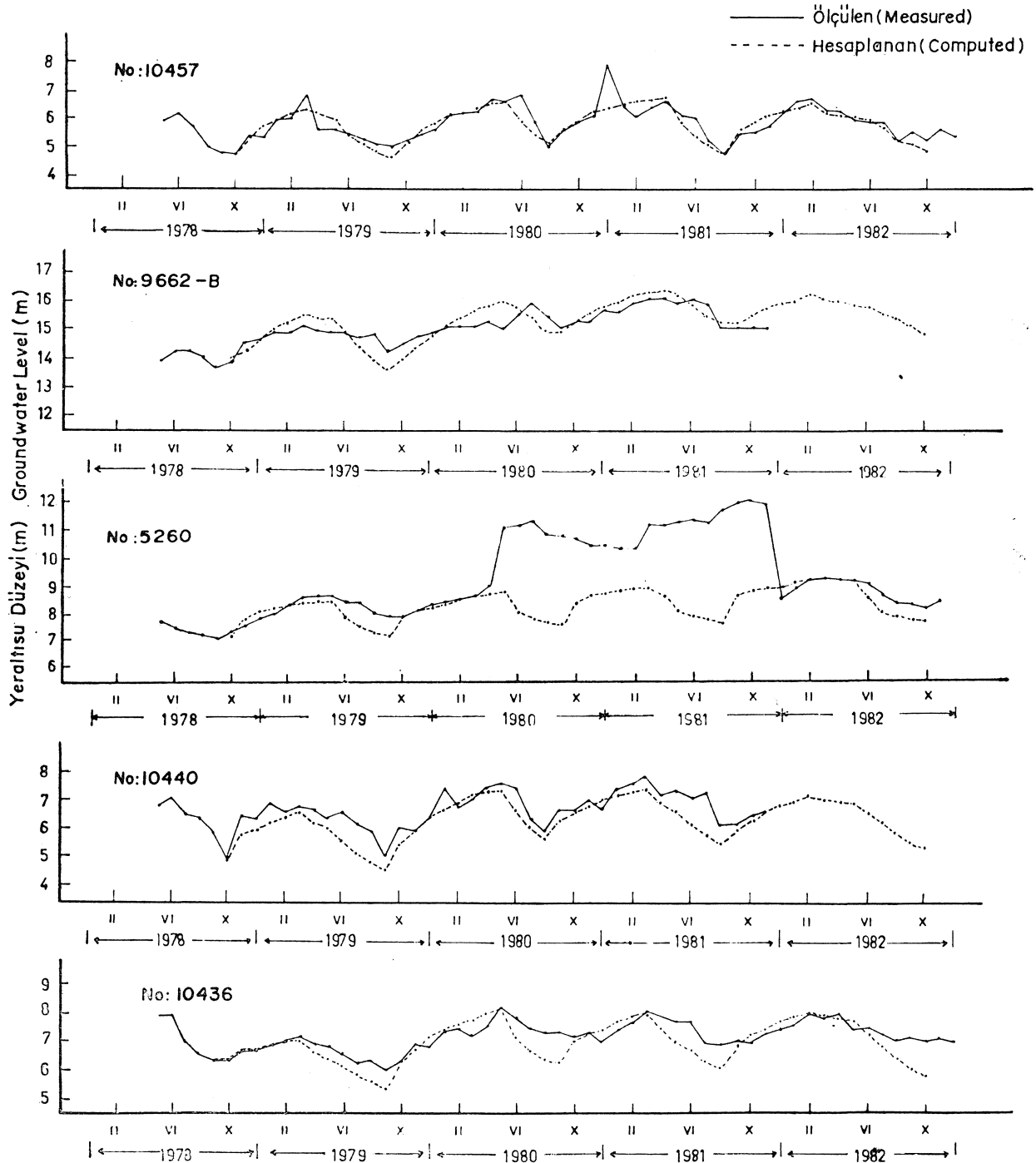
Yeraltısuyu model çalışmaları başlıca üç aşamayı gerektirmektedir. Bunlardan birincisi kalibrasyon çalışmaları olup modelleme için gereksinilen başlangıç değerlerinin belirlenmesine yöneliktir. Duyarlılık analizleri bu safhanın önemli bir kısmını içerir. İkinci aşamada modelin sahaya uyarlanması gerçekleştirilir. Benzeşim (simulation) ya da modelin sağlanması (verification) olarak bilinen bu aşama akiferin doğal ve yapay koşullardan etkileşiminin geçmiş veriler yardımı ile modellenmesidir. Başka bir ifade ile bu aşamada tarihsel eşleme (history matching) gerçekleştirilmektedir. Modelin güvenilirliği bu uyarlama süresi ile doğru orantılıdır. Genellikle üç yıl yada daha uzun süreli benzeşim çalışmaları tercih edilmelidir. Son aşamada saha koşullarına uyarlanan model ile ileriye yönelik tahminler (prediction) yapılmaktadır. Yeraltısuyu işletmeciliği yönünden son derece yararlı olan bu çalışmalar değişik

beslenim ve boşalım koşulları altında akiferin davranışını ortaya koymaktadır.

Rushton ve Redshaw (1979) özellikle serbest akiferlerin dış etmenlere genellikle uzun sürede tepki gösterdiğini belirtmektedir. Bu çalışmada 1982 yılı sonrasına ait yeraltı suyu düzeyi ölçümleri bulunmayışı nedeniyle model gerçekleştirme çalışmaları zorunlu olarak 1978-1982 yılları arasındaki dört yıllık dönem için yürütülmüştür. Diğer taraftan yine aynı neden-

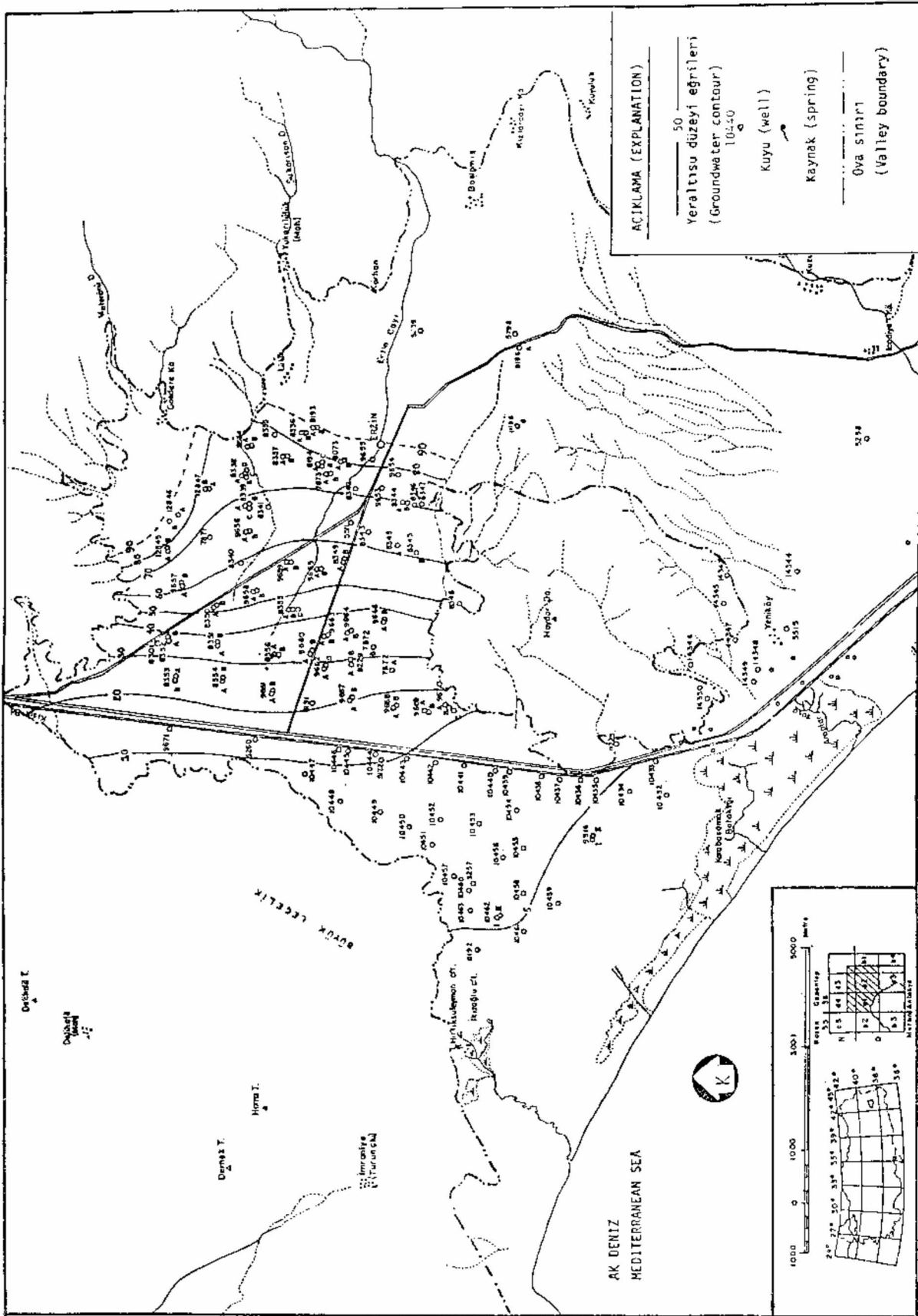
lerden dolayı ileriye yönelik tahmin yapılmamıştır. Bunun için öncelikle modelin 1985'e kadar geliştirilmesi ve tahminlerin bundan sonraki dönemler için yapılması gerekmektedir.

Model geliştirme aşamasında dört değişik beslenim ve boşalım değerleri kullanılmıştır. Çizelge 1'de verilen beslenim ve boşalım dönemleri seçilen beş gözlem kuyusu hidrograflarındaki alçalım ve yükselimler yardımı ile belirlenmiştir.



Şekil 6 : Seçilmiş kuyulara ait hidrograflar.

Figure 6 : Hydrographs of selected wells.



Şekil 7 : Mayıs 1982 yeraltı su tablası haritası. Figure 7 : Groundwater contour map for May 1982.

Çizelge 1 : Benzeşim dönemi için beslenme ve boşalım miktarları.

Beslenme Dönemi Recharge Period	Zaman(Gün) Time (Day)	Beslenme(m ³ /gün) Recharge(m ³ /day)	Boşalım Dönemi Discharge Period	Zaman(Gün) Time (Day)	Boşalım(m ³ /day) Discharge(m ³ /day)
Ekim 1978-Mart 1979 (October 1978-March 1979)	150	168,000	Mart 1979-Eylül 1979 (March 1979-September 1979)	180	146,000
Eylül 1979-Mayıs 1980 (September 1979-May 1980)	240	179,000	Mayıs 1980-Eylül 1981 (May 1980-September 1980)	120	132,000
Eylül 1980-Mart 1981 (September 1980-March 1981)	180	177,000	Mart 1981-Ağustos 1981 (March 1981-August 1981)	150	126,000
Ağustos 1981-Şubat 1982 (August 1981-February 1982)	180	179,000	Şubat 1982-Ekim 1982 (February 1982-October 1982)	240	124,000

Table I : Recharge and discharge rates for the simulation period.

GRWM programı ile gerçekleştirilen benzeşim çalışması herbir dönem için en az on değişik beslenme /boşalım değerinin kullanılmasını zorunlu kılmıştır. Burroughs 1056-A9 bilgisayar sisteminde çalıştırılan GRWM programı 120, 150, 180 ve 240 günlük benzeşimleri 90, 108, 143 ve 176 saniyede gerçekleştirmiştir.

SONUÇLAR

Erzin ovası için geliştirilen serbest akifer modeli kullanılarak gerçekleştirilen benzeşim çalışmasından elde edilen sonuçlar Şekil 6'da verilmiştir. Geliştirme aşamasında yararlanılan kuyuların hidrografları ile modelden hesaplanan yeraltısu düzeyleri şekiller üzerinde birlikte verilmiştir.

Bu şekillerden de görüleceği gibi modelden elde edilen sonuçlar gözlenen değerlerle çok iyi bir uyum sağlamaktadır. Bazı hidrograflarda görülen sapmaların, örneğin 5260 nolu kuyuda, 1980 Aralık ayma ait ani yükselme gibi, modellenemeyeceği açıktır. Böyle bir değişikliğin diğer kuyularda gözlenmediği düşünülürse, bunun ölçüm hatasından kaynaklandığı görülür.

Akiferin heterojen oluşu da benzeşim çalışmalarını güçleştiren diğer bir faktör olarak kabul edilmektedir. Bu durumda çok sayıda ve güvenilir saha verilerine gereksinim vardır.

Benzeşim çalışmalarından elde edilen sonuçların saha genelinde uyumluluk derecesini belirlemek amacıyla 1982 yılı Mayıs ayma ait yeraltısu tablası eğrileri (Şekil 7), başlangıç değeri olarak alınan Mayıs 1978 dönemine ait eğrilerle (Şekil 5) karşılaştırılmıştır. Şekillerden görüleceği gibi yeraltısu tablasının ova içinde genel dağılımı ve yeraltısuyu akış

yönleri mükemmel bir uyum göstermektedir. Elde edilen sonuçlar modelin Erzin ovası serbest akiferinin benzeşimi için yeterli duyarlılıkta olduğunu kanıtlamaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aral, M.M., 1974, Finite element solution of selected partial differential equations. FEMAC computer program: METU Publication, No. 28, Ankara, 99 p.
- Doyuran, V., 1982, Erzin ve Dörtöl ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 151-160.
- Doyuran, V., 1983, Erzin ve Dörtöl ovalarında yeraltısu düzeyi değişmelerinin yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 49-58.
- Rushton, K.R. ve Redshaw, S.C., 1979, Seepage and Groundwater Flow: John Wiley and Sons, New York, 339 p.
- Suvagondha, F., 1985, Finite element modelling of the Erzin plain groundwater basin, Hatay, Turkey: METU, Engineering Faculty, Geological Engineering Department, Ankara, PhD Thesis, (unpublished) 104 p.
- Türkmen, G., Ertürk, A. ve Türkmen, M., 1974, Dörtöl-Erzin ovası hidrojeolojik etüd raporu: DSİ, 42 s.
- Walton, W.C., 1970, Groundwater resource evaluation: Me Graw Hill, Kogakusha, 664 p.
- Zienkiewicz, O.C., 1977, The finite element method: Me Graw Hill, Berkshire, 787 p.

Yazının Geliş Tarihi: 12.10.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.12.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Paleontolojide türlerin nicel olarak saptanmasına bir örnek : Alt Devoniyen *Icriodus*'larında bir uygulama

An example to quantitative determination of species in paleontology: An application in the *Icriodus* lineages of the Lower Devonian

M. KEMAL CEBECİOĞLU, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi, Ankara
MICHAEL A. MURPHY, University of California, Riverside California 92521. U.S.A.

ÖZ : Amerika Birleşik Devletleri'nin Nevada eyaletindeki Monitor ve Tokima dağlarında ölçülen stratigrafik kesitlerden alınan örneklerde bol miktarda çıkan Alt Devoniyen yaşlı konodont cinsi *icriodus* üzerinde sayısal analizler uygulanarak bu mikrofosillerde sayısal analizler uygulanarak bu mikrofosillerdeki evrimsel biçim değişimi incelenmiştir. En-boy oranının «uzama indisi» olarak (I-E/B) uyarlanması ve bu indisin frekans dağılımlarının, ontojenik kavram ve yorumlamaların da ışığı altında, değerlendirilmesi sayısal olarak yapılmıştır. Evrimsel biçim değişimlerinin yorumlanması sonucunda *icriodus* cinsine özgü *I. steinachensis* ve *I. claudiae* türleri yeniden tanımlanarak iki türün «hipodaym»ları verilmiştir. Kullanılan sayısal yöntem, grafik ve yorumlamalar ayrıntıları ile açıklanmıştır.

ABSTRACT: Through the application of some statistical analyses to the abundant *Icriodus* specimens, Lower Devonian conodonts, collected from the Monitor and Toquima ranges, Central Nevada, U.S.A., the evolutionary change in this fossil group is investigated. Under the light of ontogenetic concepts and observations, the statistical frequency distributions of «elongation index» in the populations, which is modified from width-length ratio as I-W/L, are evaluated mathematically. By the interpretations concerning evolution and taxonomy, the two species, *I. steinachensis* and *I. claudiae* are redescribed and the hypodigms of the two are given. Mathematical methods, graphs, and interpretations are explained in detail.

GİRİŞ

Bu çalışmanın sistematik paleontolojisini kapsayan tartışmalar Murphy ve Cebecioğlu (1984) tarafından daha önce verilmişti. Ancak sözü geçen yayında daha çok incelenen konodontların sistematigi üzerinde durulmuş ve taksonometrik-evrimsel inceleme ve yorumlamalarda izlenen yöntemler hakkında ayrıntılı bilgi verilmemişti. Bu nedenle yazarlar bu yayında başlıca dört amaç hedeflemiştir: 1. Biyometrik ve nicel taksonometrik çalışmaların paleontolojideki uygulamalarına bir örnek vererek yöntemleri açıklamak, 2. Ontojenetik değişimin paleontolojik taksonomideki etki ve önemini örneklemek, 3. «Evrimsel Tür» (Simpson, 1961) kavramının paleontolojide yaygın olarak kullanılmasını teklif etmek, ve 4. Hipodaym anlayışının bir örneğini sunmak.

Çalışmadaki konodont örnekleri A.B.D. deki Nevada eyaletinde Tokinja ve Monitor dağlarında bulunan Alt Devoniyen yaşlı kireçtaşı birimlerinden alınmıştır (şekil 1). Örnekler formik asit yardımı ile çözümlenerek konodontlar ayıklanmış, sonra her seviyede bulunan konodont cinsi *icriodus* formları ayrıntı olarak değişik stratigrafik seviyelerde seçilmeden (random) topluluklar oluşturulmuştur. Bu topluluklardaki bireylerin en-boy ölçümleri ve diş dizisi sa-

yımları yapılarak sayısal değerlendirmeğe geçilmiştir.

TARİHÇE VE SORUMUM TAMITIMI

Söz konusu mikrofosiller Alt Devoniyen'de yaygın olan bir konodont hayvanının «I» elementi olarak bilinir. Bu elementin ayrıntılandırılmış sistematiginin özgeçmişini Murphy ve Cebecioğlu (1984) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir. Kısaca açıklanacak olursa sorunun değişik yazarların söz konusu elementlerin taksonomisine değişik açı ve stratigrafik seviyelerden yaklaşımı nedeniyle ortaya çıktığı anlaşılır. Konodont elementi Alt Devoniyenin pesavis zonu içinde ortalama kalmıklı mekik şekilli olarak görülmeğe başlar. Daha sonra sulcatus zonu içinde oldukça ince-uzun formların katılımı ile birlikte birtakım geniş formların bulunuşu ve aralarında geçişli formların bol olarak görülüşü bu seviyelerden başlayarak objektif bir tür ayırımını güçleştirir, tikel formlar (levha I, şekil 1-8) Al-Rawi (1977) tarafından *icriodus steinachensis* olarak tanımlanmıştır. Daha sonra daha yaşlı katmanlarda bulunan ince-uzun formlar (levha I, şekil 9-18) *I. claudiae* olarak ayrı bir tür adı altında incelenmiştir (Klapper ve Johnson, 1980). Bazı yazarlar *I. steinachensis*'in değişik biçimlerine dayanarak «morfotip» olarak adlandırdıkları

ve Latin harfleri ile simgelenen alt sınıflamak bir sistem geliştirmişlerdir (Klapper, ve Johnson, 1980, Johnson ve Klapper, 1981, Murphy ve Matti, 1983, Murphy ve Berry, 1983).

Böylece ortaya getirilen çeşitli taksonometrik sınıflamalar sonucunda geçişli formların konumu belirsizleşmiştir. Oldukça karmaşık bir durum alan ve tür seviyesindeki sistematığı çıkmaza giren bu konodont elementine sayısal yöntemlerin ışığı altında yaklaşımı kararlaştırılmıştır.

BİÇİMSEL GÖZLEMLER VE TERMİNOLOJİ

İncelenen konodont elementi şekil 2'de de görül düğü gibi iki bölümden oluşur. Üstte mekik şekilli bir gövde ve buna altta bağlı bulunan kuyruk şekilli bir yanal kol bulunur. Her iki yapı üzerinde de birtakım dişler bulunur. Ana gövde üzerindeki yanal dişler birbirine orta dişler ile bağlanarak üçlü bir dizi oluştururlar. Yanal kol gövdeye yine bir çeşit diş olan birincil kama ile bağlanır.

Elementin ontojenetik seviye örnekleri incelendiğinde gelişme devreleri boyunca yeni diş dizilerinin formun ön tarafından eklendiği görülür. Böylece önden ilk diş dizisi bazı formlarda gelişme durumunda diğer bazılarında ise gelişmiş olarak görülür. İlk diş dizisinin olgunluk konumunun alman ölçümlere önemli etkisi olabilir. Eğer diş tek ise olgunlaşmamıştır. İleri safhada olup çift ise ve bir dizi oluşturuyorsa olgunlaşmıştır.

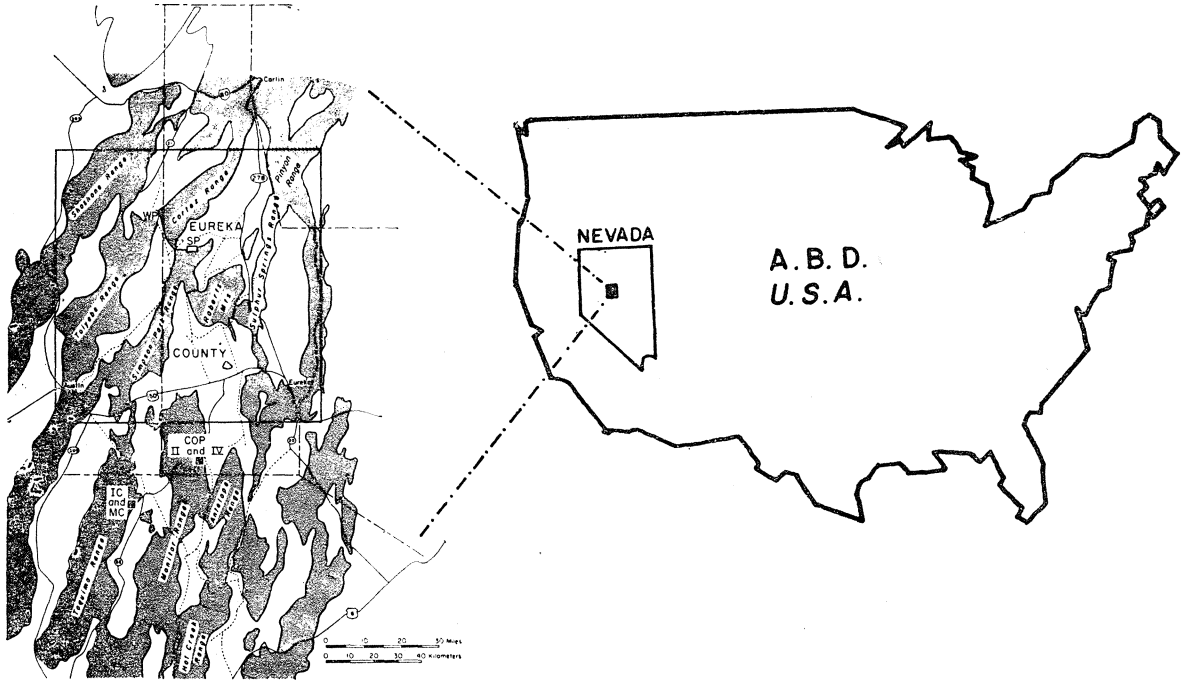
Alman ölçümler şekil 2 de gösterilmiştir. Formun boyu ilk olgun diş dizisinden birincil kamaya

kadar olan uzaklık olarak ölçülmüştür. Asıl biçimsel değişim gövde üzerinde ve diş dizilerinde olduğundan en-boy ölçümleri bu diziler esas alınarak yapılmış ve son derece plastik değişimli ve kolay kırılan çeper ölçüme katılmamıştır. Diş dizilerinin sayımında yalnız olgun diş dizisi ve bununla ikincil kama arasında kalan diziler esas alınmıştır.

İnceleme konusu konodont formlarının en-boy oranlarının evrimsel ve taksonomik öneminin olduğu örneklerden oluşturulan doğal toplulukların nitel olarak incelenmesi ile bile anlaşılabilir. En-boy oranının biçimsel yönden anlamlı ve daha somut bir şekle dönüştürülmesi için «uzama indisi» terimi oluşturulmuştur. Uzama indisi en-boy oranının tersi olup (I-E/B) yüzde olarak formun uzama miktarını verir. Gerçekte biçimsel bir terim olup paleontolojinin başka dallarında da uygulanmaktadır.

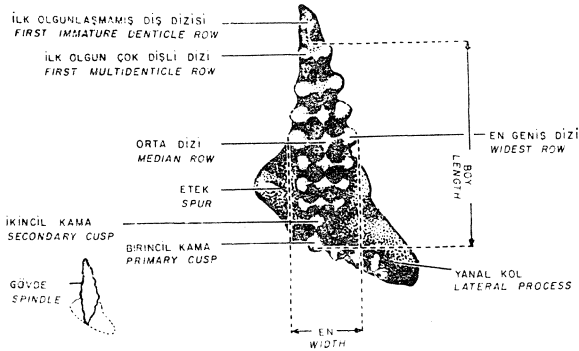
ONTOJENETİK KAVRAM, GÖZLEM VE YORUMLAMALAR

Bilindiği gibi paleontolojik taksonomide esas alınan unsur biçimdir. Bu kavramın kapsamı içinde şekil değişiklikleri yatar. Başlıca değişiklikler türüçi (intraspecific), türlerarası (intespecific) ve ontojenetik olarak ayırtlanabilir. Hepsi taksonomik yönden önemli olup özellikle ontojenetik değişimlerin incelenmesi diğerleri için ilk basamağı oluşturmaktadır. Aksi takdirde gerek biçimsel ve gerekse boyutsal değişimlerden hangilerinin türüçi ve hangilerinin türlerarası olduğu sorunu evrimsel ve taksonomik yönden yanlış yorumlamalara yol açabilir.



Şekil 1 : Bulduru haritaları. 8565-8576 nolu örnekler MC (Mill Canyon) kesitinden, 6208-6215 ve 8973 nolar COPU (Copenhagen Canyon) kesitinden ve WPR 554 WP (Wenban Peak, Cortez Range) kesitinden alınmıştır. Dağ sıraları karartılmış olarak gösterilmiştir.

Figure I : Location maps. Samples 8565-8576 are from MC (Mill Canyon) section, 6208 - 6215 and 8973 from COPU (Copenhagen Canyon) section and WPR 554 from WP (Wenhan Peak, Cortez Range) section. The mountain ranges are hachured.



Şekil 2 : İncelenen *Icriodus I* elementinin başlıca biçimsel kısımları ve alınan ölçümlerin terminolojisi.

Figure 2 : The terminology of the morphological features and measured parts in *Icriodus I* element investigated.

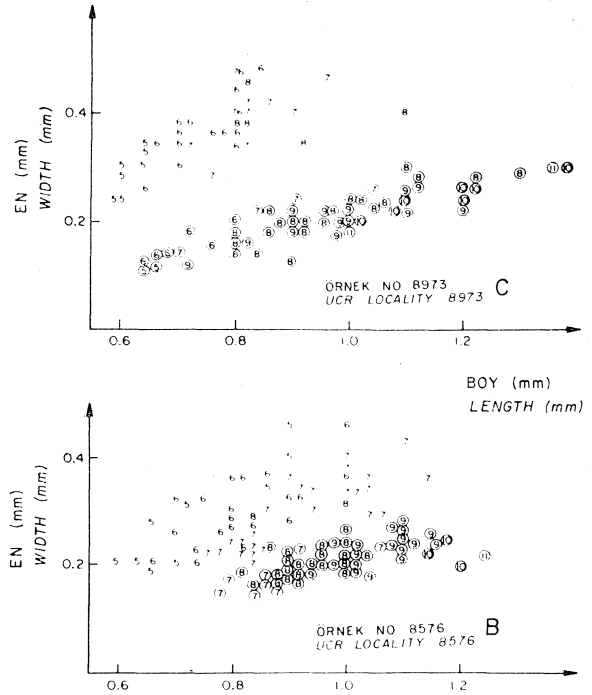
Paleontolojik yönden bir fosil yaşamı boyunca izlenemeyeceği için bu fosile ait topluluğun ontojenetik incelemesi seçilmeden alınmış örneklerden oluşturulan topluluklarda yapılabilir. Eldeki topluluk bireylerinden çeşitli ölçümler alınabilir. Topluluk içindeki bireylerin değişik ontojenetik seviyelerde iken fosilleştiği düşünülürse böyle ölçümlerden incelenen topluluğun ontojenetik değişimi için anlamlı grafikler elde edilebilir. Şekil 3 bu şekilde hazırlanmış olup iki farklı stratigrafik seviyeden (levha I, B ve C seviyeleri ve şekil 3) alınan örneklerin en-boy diyagramını verir. Böyle bir diyagramda her nokta bir bireyi veya aynı ölçümlere sahip birden fazla bireyi temsil eder. Bireylerin temsilinde aynı zamanda diğer biçimsel özellikler de gösterilebilir ki grafiğin bu çeşitine «glif» denir. Örneğin şekil 3'de her bireyin diş dizisi sayısı rakamlarla gösterilmiştir ve iki ayrı topluluk değişik olarak (biri yalın sayılarla ve diğeri çemberli sayılarla) temsil edilmiştir. Böylece ikiden fazla biçimsel özelliğin ontojenetik değişimini izlemek olanaklıdır. Bundan sonra elde edilen grafiklerin yorumlamasına geçilir.

Çalışma sonucu elde edilen grafiklerde görüldüğü gibi iki ayrı tür olduğu varsayılan *icriodus steinachensis* ve *I. claudiae* (çember içindekiler) ontojenetik olarak iki ayrı kümeye bölünmektedirler. B seviyesindeki ayrılış çok net olmamakla birlikte C seviyesinde iki küme tümüyle ayrılmışlardır.

Böyle bir grafikten bazı sorulara yanıt bulmak olanaklıdır. Örneğin, böyle bir ayrılma incelenen iki topluluğun iki ayrı tür olup ontojenetik değişimlerinde bir farklılaşma gösterdiğine delil olabilir. Ayrıca, en-boy veya uzama indisi gibi oransal niceliklerin taksonomide kullanılmasında bir sakınca olup olmadığını matematiksel olarak gösterir. Örnek olarak insan türünün diğer ilişkili türlerle karşılaştırıldığı düşünülürse insan kafasının tüm boya oranı doğumdan ergenliğe kadar azalır ve daha sonra belli bir yaştan sonra durağanlaşır. Böyle bir oranın insan türünde tanımlayıcı bir biçimsel özellik olarak kullanılması küçük yaşlı bireylerin varlığı nedeniyle sis-

tematik yönden hatalı olur. Böyle bir bireyin yaşamı boyunca biçiminin değişmesi şeklinde olan gelişime «anizometrik değişim» olarak bilinir.

Çalışma örneğinde elde edilen ontojenetik kümelerin yaklaşık grafikleri çizildiğinde orijinden veya orijine çok yakın geçen $y=Ax$ tipi doğrular elde edilir. Böyle bir durum ancak «izometrik değişim»de görülür. İzometrik bir değişimde organizmanın yalnız boyutları değişir fakat boyutlarının oranları değişmez. Diğer bir deyişle biçim durağandır. Matematiksel olarak grafik üzerinde her noktada en-boy ora-



Şekil 3 : İki stratigrafik seviyeden (B ve C) alınan *icriodus steinachensis* ve *I. claudiae* topluluklarının en-boy için çizilmiş ontojenetik grafikleri. Her bir birey bir sayı ile gösterilmiş olup bu sayılar diş dizisi sayılarını gösterir. Yalın sayılar *I. steinachensis* ve çember içindekiler *I. claudiae* 1 temsil eder. İki topluluğa ait kümeler B seviyesinde birbirine teğet iken C de ayrılmışlardır. Kümelere ait doğrusal grafikler çizilecek olursa orijinden veya orijine çok yakın geçerler (izometrik değişim).

Figure 3 : The ontogenetic graphs of *icriodus steinachensis* and *I. claudiae* populations from two stratigraphic levels (B and C) plotted as width versus length. Each member is represented by a number which indicates the number of the rows of denticles. The plain numbers are *I. steinachensis* and the circled ones are *I. claudiae*. While the clusters of the two are overlapping at level B, they are conspicuously segregated at level C. If plotted, the graphs of the clusters would be of the linear type that goes through or very near the origin (isometric growth).

nı aynıdır. Böylece en-boy oram veya uzama indisi bu fosil topluluklarının tüm ontojenetik seviyelerindeki bireylerin biçimini temsil etmede kullanılabilir. EVRİMSEL GÖZLEMLER VE TAKSONOMİK YORUMLAR

A. Kavramlar

Çalışmada Simpson'un (1961) «evrimsel tür» kavramı esas alınmıştır. Yazarlara göre evrimsel tür soy ilişkili ve birbirlerinden bağımsız olarak kendi öz biçim ve eğimleri doğrultusunda evrimsel değişim gösteren doğal organizma topluluklarıdır. Tanıma göre bir türün tanınmasındaki temel unsur yalnız biçim değil ayrıca soy ilişkisidir. Bu ilişkinin saptanabilmesi için öz-biçim ve eğilimli evrimsel değişimlerin gözlenmesi gerekir. Böylece paleontolojide kullanılagelmiş olan biçimtür (morphospecies) kavramına bir boyut daha katılarak doğal fosil toplulukları arasındaki genetik ilişki jeolojik zaman çerçevesi içinde gözönüne alınır. Bu da bir türün tanımında değişik stratigrafik seviyelerin doğal topluluklarının soy ilişkilerinin incelenmesini gerektirir. Doğal toplulukların biçimsel değişimleri ve değişimlerin tip ve boyutları ve değişik toplulukların biçimsel yönden birbirleriyle ilişkileri en objektif şekilde nicel yöntemlerle yapılabilir (Burma, 1948). Böyle çalışmaların sonucunda bir fosil topluluğunun biçim değişimi ancak «hipodaym»larla sergilenebilir (Simpson, 1961). Holotip gibi tek veya birkaç keyfi seçilmiş örnekler doğal bir topluluğun biçim değişimini temsil etmede pek başarılı olamaz.

Türüçi ve türlerarası evrimsel değişim gösteren en-boy ilişkilerinin incelenen konodont elementi *Icriodus* içinde taksonomik önem kazandığını ilk aşamada yapılan nitel bir gözlemede görmek olanaklıdır. Böyle bir oranın veya uzama indisinin kullanılmasında ontojenetik açıdan bir sakınca bulunmadığı ontojenetik grafiklerin (şekil 3) yorumundan anlaşılmıştır. Kısaca, uzama indisinin türüçi ve türlerarası farklılaşmayı temsil eden bir biçimsel unsur olarak kullanılabileceği saptanmıştır. Daha sonra yapılacak işlerdeki fosil topluluklarının söz konusu unsur açısından frekans dağılımlarının incelemektir. Evrim olayı bir veya birkaç bireyi değil tüm topluluğu kapsar (Simpson, 1961). Bu nedenle elden geldiğince seçilmeden alınmış çok sayıda örnekler ölçülmüştür. Çeşitli stratigrafik seviyelerde hesaplanan topluluk uzama indisi frekans dağılımları şekil 4'de verilmiştir. Şekilde her örnek bir veya iki *Icriodus* topluluğu içermekte ve her topluluğun frekans dağılımının sayısal parametreleri bar şekilli çizimlerle gösterilmektedir. Barın boyu ölçüm sınırlarını (range), merkeze yakın dikey bar ortalama uzama indisini (mean), ve kutu şekilli bar da ortalamanın % 99 olasılıklı güven aralığı (confidence intervals) gösterir. Böyle bir şekilde uzama indisinin türüçi ve türlerarası zamana bağlı değişimini incelemek olanaklıdır.

B. Zaman Boyutu

Jeolojik zaman boyutunun konumu böyle bir çalışmada önemli olduğu kadar tartışmalıdır. Herşeyden önce mutlak zamanı ölçek olarak kullanmak hemen hemen olanaksızdır, öte yandan litolojik bir kesitin zamanı temsil edip edemeyeceği veya bunun

LEVHA I

Tüm büyütme : x 25

Hepsi üst görünüm

Şekil 1-8 : *Icriodus steinachensis* Al-Rawi, C seviyesi (örnek no : 8973) hipodaymı Uzama indisleri : 1 : 46, 2 : 47, 3 : 51, 4 : 57, 5 : 63, 6 : 68, 7 : 68, 8 : 70.

Şekil 9-19 : *icriodus claudiae* Klapper, C seviyesi (örnek no : 8973) hipodaymı. Uzama İndisleri : 9 : 76, 10 : 75, 11 : 76, 12 : 77,5, 13 : 76, 14 : 79, 15 : 81, 16 : 79,5, 17 : 83, 18 : 80,5, 19 : 81.

Şekil 20-26 : *icriodus steinachensis* Al-Rawi, B seviyesi (örnek no : 8576) hipodaymı. Uzama indisleri : 20 : 57, 21 : 59, 24 : 63, 25 : 70, 26 : 71,5.

Şekil 27 : 33 : *icriodus claudiae* Klapper, B seviyesi (örnek no : 85-76) hipodaymı. Uzama indisleri : 27 : 72, 28 : 75, 29 : 76, 30 : 79, 31 : 80, 32 : 80, 33 : 83.

Şekil 34-39 : *icriodus steinachensis* Al-Rawi, A seviyesi (örnek no : 8565) hipodaymı. Uzama indisleri : 34 : 54, 35 : 65, 36 : 65, 37 : 66, 38 : 67, 39 : 71.

Mot : Levhadaki olağandışı düzenin amacı toplulukların A, B ve C seviyelerindeki hipodaymlarını vererek şekil 3, 4 ve 5 de gösterilen, zaman içinde biçimsel değişimin incelenmesini sağlamaktır.

PLATE 1

All magnifications : x 25

All upper views

Figure 1-8 : *icriodus steinacensis* Al-Rawi, hypodigm from level C (sample number: 8973). Elongation indexes : 1 : 46, 2 : 47, 3 : 51, 4 : 57, 5 : 63, 6 : 68, 7 : 68, 8 : 70.

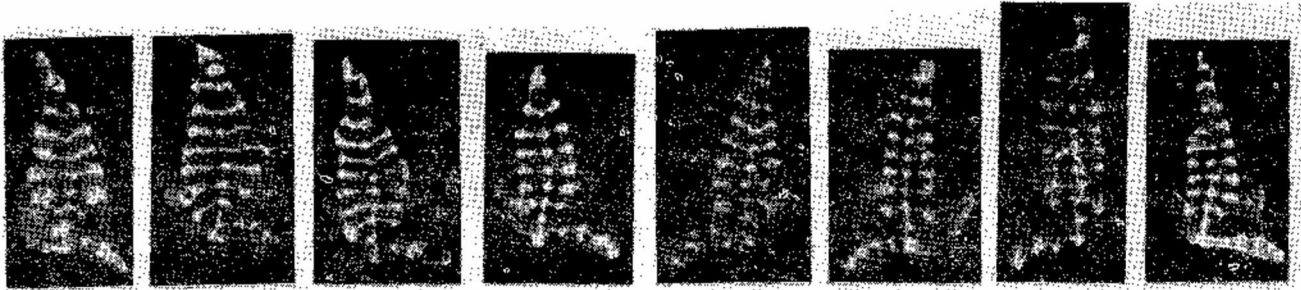
Figure 9-19 : *Icriodus claudiae* Klapper, hypodigm from level C (sample number: 8973). Elongation indexes : 9 : 76, 10 : 75, 11 : 76, 12 : 77,5 13 : 76, 14 : 79, 15 : 81, 16 : 79,5 17 : 83, 18 : 80,5, 19 : 81.

Figure 20-26 : *Icriodus steinachensis* Al-Rawi, hypodigm from level B (sample number: 8576). Elongation indexes : 20 : 57, 21 : 59, 22 : 68, 23 : 59, 24 : 63, 25 : 70, 26 : 71,5.

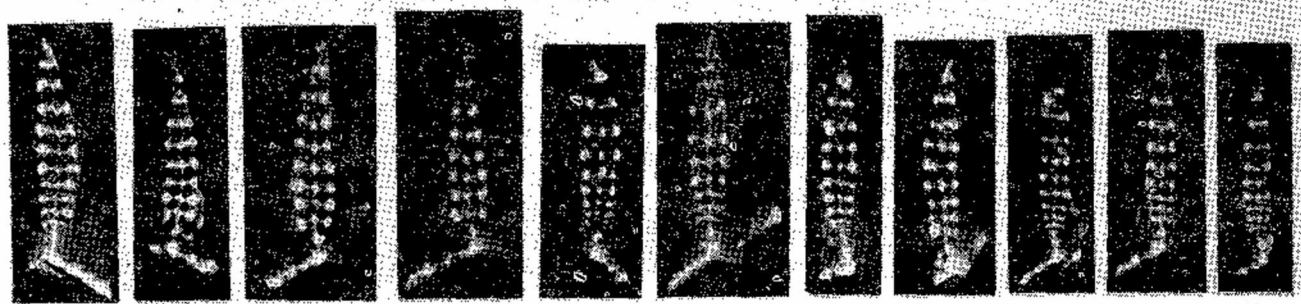
Figure 27-33 : *Icriodus claudiae* Klapper, hypodigm from level B (sample number: 8576). Elongation indexes : 27 : 72, 28 : 75, 29 : 76, 30 : 79, 31 : 80, 32 : 80, 33 : 83.

Figure 34-39 : *Icriodus steinachensis* Al-Rawi, hypodigm from level A (sample number: 8565). Elongation indexes : 34 : 54, 35 : 65, 36 : 65, 37 : 66, 38 : 67, 39 : 71.

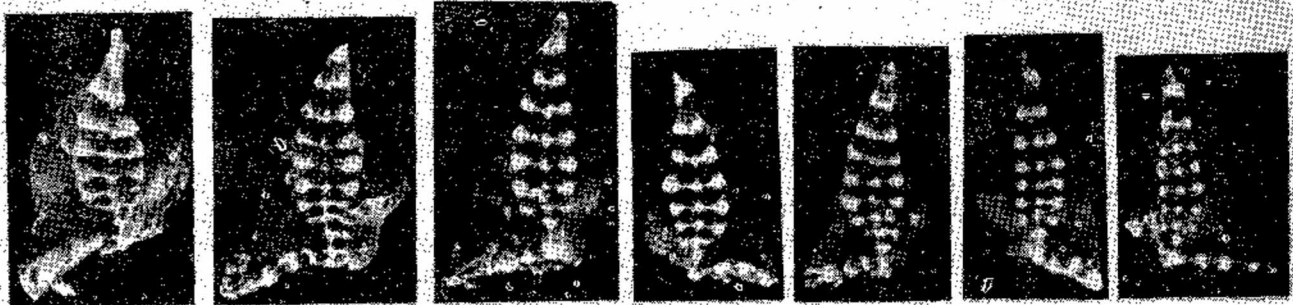
Note : The purpose of the unusual arrangement in the plate is to illustrate the morphological change in the populations in time by exhibiting the hypodigms from levels A, B and C in agreement with figures 3, 4 and 5.



1 2 3 4 5 6 7 8



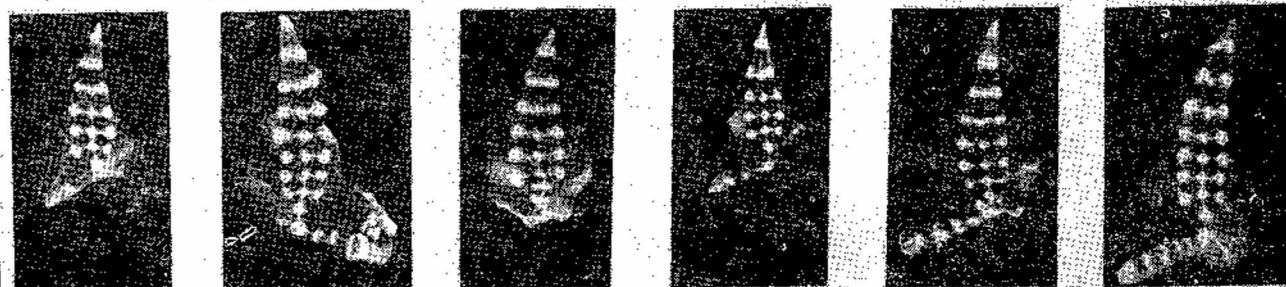
9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19



20 21 22 23 24 25 26



27 28 29 30 31 32 33



34 35 36 37 38 39

ne derece tutarlı olacağını ortaya çıkartmak bir sorun olabilir. Yine de böyle sorunlara bir yaklaşım sağlamak veya ne şekilde bir ölçeğin seçileceğine karar verdikten sonra olası hataların boyutları hakkında fikir sahibi olmak olasılıklıdır.

Radyometrik yaş verilerinden Alt Devoniyen'in 25 milyon yıl ve Alt Devoniyen'in en alt bölümünün 12 milyon yıl olduğu saptanmıştır (Van Eysinga, 1975). Bu veriler göz önünde tutularak iki ayrı tasarım sunulabilir. Birincisi: Her zonsal birim (**pesavis** ve **kindiei**) 2 milyon yıllık eşit zaman aralığı temsil eder. ikincisi: Mutlak zaman sediman miktarı ile orantılıdır. Bu varsayımlardan birincisinin daha az **akla yatkın olduğu açıktır, ikinci varsayımın sorunları olabilmesi halinde bile** bunlar büyük ölçüde çözümlenebilir. Şöyle ki, eğer kesit boyunca sedimentasyonun tekdüze sürdüğü, yani, litolojinin homojen olduğu gösterilirse böyle bir kesit bulunduğu bölgede standart zaman ölçeği olarak kullanılabilir.

Çalışmada düşey zaman ölçeği olarak görülen kesit dört Alt Devoniyen ölçülü kesitinin grafik korelasyon metodu (Shaw, 1964) ile birleştirilmesi elde edilmiştir (Murphy ve Berry, 1983). Grafik korelasyon yönteminin ayrıntıları yazarlar tarafından verilmiş olup yayının kapsamı dışındadır. Kısaca özetlenecek olursa, zaman ölçeğini birkaç kesitin fosil uzanımlarının kullanımı ile birleştirilmiş şekli olan «kompozit» bir kesit temsil etmektedir.

C. Gözlemler ve Yorumlamalar

Örnekte görülen *Icriodus steinachensis* ilkel bir form olarak ilk önce **pesavis** zonunda tek başına görülmektedir (levha I, seviye A). Bu seviyede topluluk ortalama bir uzama indisine sahiptir ve biçiminde önemli bir değişim olmadan konumunu 8576 nolu örneğin bulunduğu B seviyesine kadar sürdürmektedir. Daha sonra yeni bir form olan *I. claudiae* ortama katılmaktadır (levha I, B seviyesi). Tam bu örnekte şekilden de görüldüğü gibi iki topluluğun frekansları bir bindirme gösterir (şekil 4, örnek 8576). Bu şekilde yakın ilişkisi olan ve biçimleri benzer iki topluluk ikili (bimodal) frekans dağılımına sahiptir. İki topluluğun aynı türe mi ait olduğunu yoksa biçimsel olarak iki farklı topluluk mu oluşturduklarını objektif olarak saptamak olanaklıdır, istatistikte yaygın olarak kullanılan karşılaştırma yöntemleri vardır. Parametrik frekanslarda Student' in «t» testi parametrik olmayanlarda ise x^2 (kay kare) testi uygulanabilir. Burada temel iki topluluğa ait istatistiksel frekans dağılımı parametrelerinin karşılaştırılmasıyla elde edilecek bir değeri özel olarak hazırlanmış olasılık çizelgeleriyle karşılaştırmaktır. Çizelgelerden elde edilecek değer eğer 0,05 veya anlamlı olarak seçilmiş bir değeri aşacak olursa «nul» kavramına göre iki form biçimsel açıdan yeterince birbirine benzer olup büyük olasılıkla aynı topluluğa aittir ve frekanslardaki ikili dağılımın yalnızca raslantı nedeni ile ortaya çıktığı yorumlanır.

Örnekte görülen B seviyesindeki bindirmeli toplulukların frekanslarına uygulanan parametrik «t» testi sonucu iki form *Icriodus steinachensis* ve *I.*

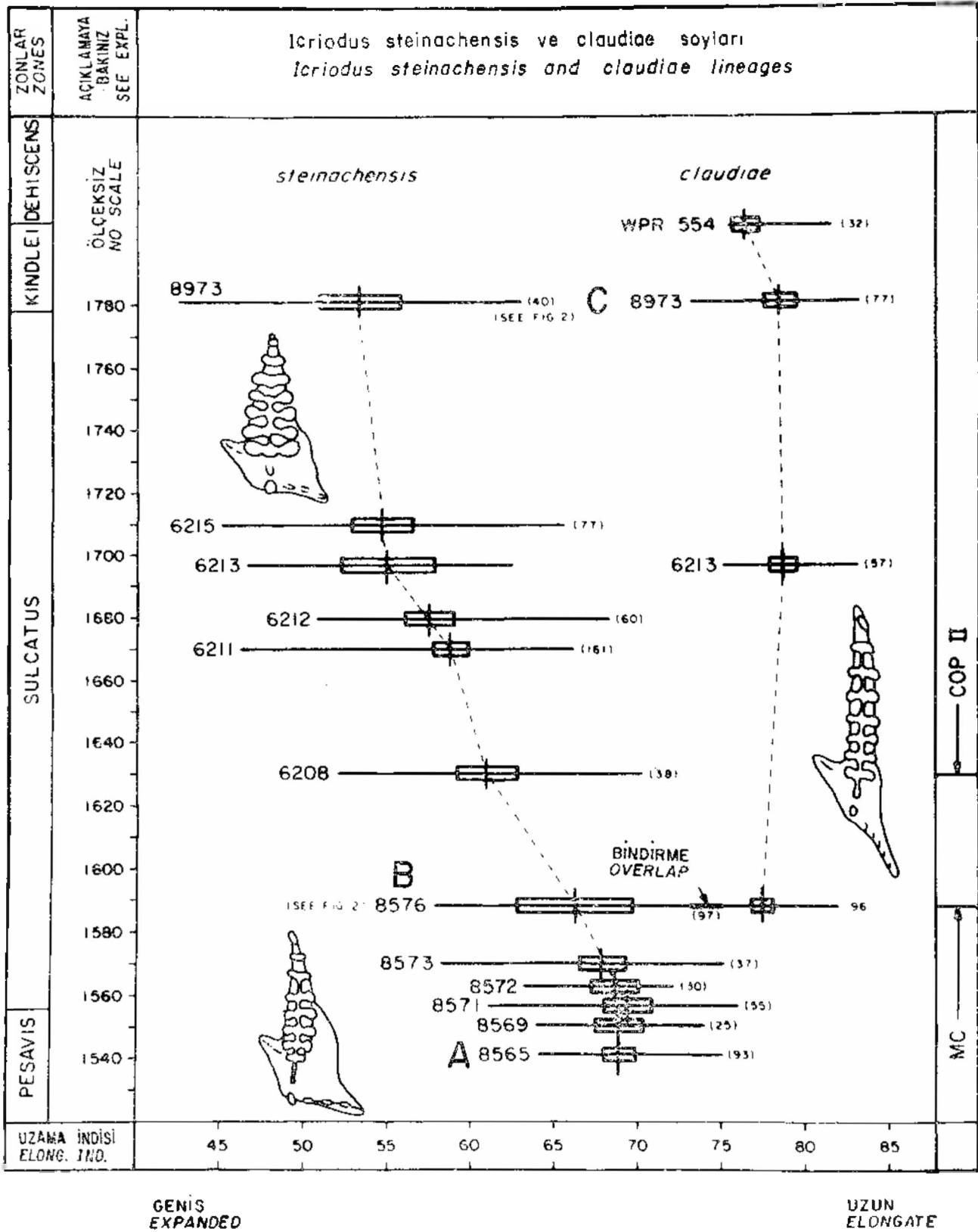
claudiae'nin oldukça farklı **iki değişik biçimsel** topluluktan geldiği **bulunmuştur. Fakat biçimsel** olarak farklı bu **iki topluluğun ayrı tür olup** olmadıkları henüz aydınlanmamıştır.

iki topluluğun karışımı veya aynı bölgeyi paylaşmağa başlamalarından sonra *Icriodus steinachensis* zamana bağlı olarak yavaş yavaş bir biçimsel değişim göstermektedir. Öte yandan yeni gelen topluluk *I. claudiae* oldukça durağan olarak konumunu *I. steinachensis*'in sönümüne kadar sürdürmektedir. Bu formun yokoluşundan sonra ise *I. claudiae* biçimsel bir dengelenme şeklinde ortalama uzama indislerine doğru kaymaktadır.

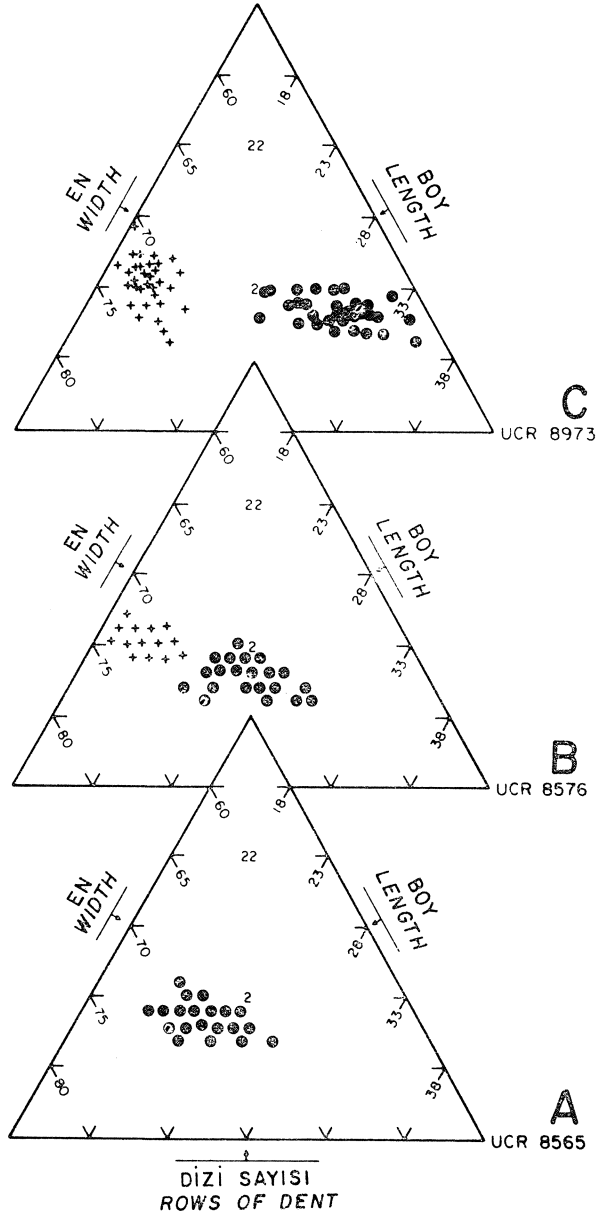
Böylece iki topluluğun yalnız biçimleri değil aynı zamanda biçimlerinin evrimsel değişimleri incelemek aralarındaki soy ilişkileri ortaya çıkarılmıştır. Sonuç olarak topluluklara evrimsel tür kavramı uygulanabilir. Şekil 4'deki grafikte iki ayrı evrimsel özbiçim ve eğilim görülmektedir. Bunlar *Icriodus steinachensis* ve *I. claudiae* türleri olup birbirlerinden bağımsız olarak evrimsel değişim göstermektedir. İki tür böylece objektif ve gerçekçi bir şekilde ayrırtılarak türü ve türlerarası biçimsel değişimler sayısal olarak sergilenmiştir.

Şekil 4 : *Icriodus steinachensis* ve *I. claudiae* türlerinde uzama indisinin evrimsel değişiminin grafiği. Zaman ölçeği için ayrıntılı bügi metinde verilmiştir. Üç stratigrafik seviye A, B ve C den alınmış topluluklara ait hipodaymlar levha I de sergilenmiş olup toplulukların üç boyutlu biçimsel incelemesi ayrıca şekil 5 deki üçgen grafiklerde görülebilir. İstatistiksel barların solundaki sayılar örnek numarasını, sağdakiler ise ölçülen mikrofossil sayısını belirtir. Her barın uzanımı ölçüm sınırlarını, dikey bar ortalama uzama indisini ve kutulu bar da ortalamanın % 99 olasılıklı güvence aralığını gösterir. Sağdaki sütunda görülen MC ve COPp kısaltmaları şekil I deki kesit bölgelerinin adlarını belirtir.

Figure 4 : The chart for the evolutionary change of elongation index in *Icriodus steinachensis* and *I. claudiae*. A discussion of the time scale is given indtext. The hypodigms of the populations taken from three stratigraphic levels A, B, and C are demonstrated in plate I, also the three dimensional morphological investigations on the populations are given in figure 5 as triangular diagrams. The section numbers of the samples are at left side and numbers of the specimens measured are at right side of the bars. The limits of the bars indicate range, vertical bars are the mean of elongation index and rectangular bars are confidence intervals of the mean for % 99 probability. The abbreviations MC and COFII on right column indicate the section localities shown in figure I.



Bulunan bu sonuç aynı zamanda diğer bir biçimsel unsur daha göz önüne alınarak üç boyutlu olarak kanıtlanabilir. Şekil 5'de eldeki üç seviye (A,



Şekil 5 : Üç seviyeden (A, B ve C) alman topluluklarında en, boy ve diş dizisi sayısı değişkenlerinin dağılımını gösteren üç boyutlu diyagramlar. Değişkenler yüzde olarak verilmiştir. Noktalar *Icriodus steinachensis* ve (+) simgesi *I. claudiae*'i gösterir.

Figure 5 : Triangular diagrams showing the distribution of the morpho-characters width, length and the number of the rows of denticles in the populations from three levels (A, B and C). Morpho-characters are indicated as percentages. The solid dots are *Icriodus steinachensis* and plus marks are *I. claudiae*.

B, ve C'deki örneklerle uygulanmış üç değişkenli diyagramları gösterir. Dikkat edilecek olursa evrim olayı alttan üste doğru ontojenetik grafik (şekil 3) ve evrim grafiğine (şekil 4) uygun olarak izlenmektedir.

SONUÇLAR

Çalışmada amaçlanan objektif ve gerçekçi taksonomik sınıflama elde edilmiştir ve *Icriodus steinachensis* ve *I. claudiae* türleri yeniden tanımlanmıştır. Ontojenetik ve evrimsel grafikler aracılığı ile bu iki türü ve türlerarası değişimleri sergilenerek sonraki çalışmacılar için daha tutarlı ve objektif tayin olanağı sağlanmıştır. Üç stratigrafik seviyede iki türe ait hipodaymlar verilerek tür tanımları daha somutlaştırılmıştır. Değişik ontojenetik seviyelerden alman örneklerin taksonomik konumu belirlenmiştir. Teorik yönden önemli olarak, evrimsel modeller olarak öne sürülen ve güncel bir tartışma konusu olan «sıçramalı evrim» (punctuated equilibrium) ve «zamana bağlı» (gradualistic mode) gibi görüşler için sayısal veriler sunulmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Al-Rawi, D., 1977, Biostratigraphische Gliederung der Tentaculiten-Schichtendes Frankenvaldes mit Conodonten und Tentaculiten (Unter- und Mittel-Devon: Bayern, Deutschland): *Senckenbergiana Lethaea*, 58, 25-79.
- Burma, B.H., 1948, Studies in quantitative paleontology: I. some aspects of the theory and practice of quantitative invertebrate paleontology: *Jour. Paleontology*, 22, 725-761.
- Johnson, D.B. ve Klapper, G., 1981, New Early Devonian conodont species of central Nevada: *Jour. Paleontology*, 55, 1237-1250.
- Klapper, G. ve Johnson, G., 1980, Endemism and dispersal of Devonian conodonts: *Jour. Paleontology*, 54, 400-455.
- Murphy, M.A. ve Berry, W.B.N., 1983, Early Devonian conodontgraptolite collation and correlations with brachiopod and coral zones, central Nevada: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 67, 371-379.
- Murphy, M.A. ve Cebecioğlu, M.K., 1984, The *Icriodus steinachensis* and *I. claudiae* lineages (Devonian conodonts): *Journ. Paleontology*, 58, 1399-1411.
- Murphy, M.A. ve Matti, J.C., 1983, Lower Devonian conodonts (*hesperius-kindlei* Zones), central Nevada: *Univ. California Publications in Geol. Sciences*, 123, 87 p.
- Shaw, A.B., 1964, *Time in stratigraphy*: McGraw Hill, New York, 365 p.
- Simpson, G.G., 1961, *Principals of Animal Taxonomy*: Columbia University Press, New York, 247 p.
- Van Eysinga, F.W.B., 1975, *Geological Time Table*, 3rd ed: Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Yazının Geliş Tarihi : 12.10.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.12.1985

Yayma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Adana Havzası Kuzgun Formasyonunun (Üst Miyosen) Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri

Facies and environmental aspects of the Kuzgun formation (Upper Miocene) in Adana basin

CENGİZ YETİŞ, Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Adana
CAVİT DEMİRKOL, Çukurova Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Adana
ERDAL, KEREY, Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Elazığ

ÖZ : Önceki çalışmalara göre Üst Miyosen (Tortoniyen yaşında olduğu bildirilen Kuzgun formasyonu inceleme alanında kuzeydoğudan güneybatıya doğru sürekli uzanmalıdır. Birim başlıca; çakıltaş, kumtaşı, çamurtaşı ve sığ denizel **Ostrea** düzeylerin ardalanımından oluşmaktadır. Kalınlığı doğuya doğru artmakta olup ölçülen kalınlık maksimum 450 m kadardır. Genelde karasal-sığ denizel nitelikli kırıntılardan oluşan birimin fasiyes dağılımını belirlemek üzere doğudan batıya seri kesitler ölçülmüştür. Buna göre ayırman ana fasiyesler şöyledir: Doğuda (Kebenk sırtı) Güvenç formasyonu üzerinde **Ostrea**-lı sığ denizel kırıntılılar ve sırasıyla düşük sinüslü menderesli nehir ve menderesli nehir çökelleri bulunmaktadır. Seyhan nehri boyunca Catalan baraj yeri ve güneyindeki Deve tepe dolayında menderesli nehir çökelleri hakimdir. Batıda Kuzgun köyü dolayında ise Güvenç formasyonu üzerine menderesli nehir çökelleri ve sığ denizel kırıntılılar gelmektedir. Daha batıda Kızılyar tepe dolayında Güvenç formasyonu üzerine sırasıyla; 1. sığ denizel kırıntılılar, 1. menderesli nehir çökelleri, 2. sığ denizel kırıntılılar, 2. menderesli nehir çökelleri ve son olarakta 3. sığ denizel kırıntılılar gelmektedir. Tarsus kuzeyi E 5 karayolu batısında (Eskiköy tepe) ise tabanda Adana havzasının Serravaliyen ve öncesi çökelleri olmaksızın Paleozoyik temel üzerine ince bir çakıltaş ile başlayıp yukarıya doğru kırmıtlı-kırmıtlı karbonat ardalanımından oluşan sığ denizel çökeller bulunmaktadır. Birimin en üst düzeyini bölgesel ölçekte devamlı Salbaş tuff üyesi oluşturmaktadır.

Kuzgun formasyonu başlıca alüvyal ve örgülü nehir nitelikli dönemli ardalanımlı çökeller ile sığ denizel nitelikli çökellerden oluşmaktadır. Karasal çökellerde her bir dönemin tabanında kanal dolusu çökelleri olarak çakıltaş ile çakıllı kumtaşı bulunmaktadır. Kumtaşı-çamurtaşı ardalanımından oluşan set çökelleri ana kanalların yakınında yer almaktadır. Taşkın ovası asfasiyesini ise ince taneli, az belirgin laminah bol miktarda kalkrit nodülleri içeren çamurtaşları oluşturmaktadır. Kuzgun formasyonunun sığ denizel çökellerini ise kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve **Ostrea** kavkı kat manian meydana getirmektedir. Her bir dönemin tabam keskin olup, üst kesimleri dalga kırışıkları ile canlı yuvaları kapsayıp biyotürbasyonludur. Silttaşı ve çamurtaşı genellikle lamellibrans, gastropod, bitki parçaları ile **Ostrea** kavkı katmanları kapsamaktadır.

ABSTRACT : The outcrops of the Kuzgun formation which is of Tortonian age according to the previous studies have a northeast to southwest elongation in the investigated area. The Kuzgun formation mainly consists of alternating conglomerate, sandstone, mudstone and shallow marine **Ostrea** horizons. The thickness of this unit increases from west to east and maximum measured thickness amounts to 450 meters. Serial sections for determining the facies distribution of the Kuzgun formation which comprises generally terrestrial and shallow marine elastics were measured from east to west. According to the measurements the following main facies were determined: The Güvenç formation is overlain by shallow marine elastics which contain **Ostrea** and low sinuosity meandering river-meandering river deposits in the east (Kebenk sırtı) in order. Meandering river deposits are dominant along the Seyhan river near Catalan dam and southerly Deve Tepe area. The Güvenç formation is overlain by meandering river deposits and shallow marine elastics around the Kuzgun village in the west. Further west near Kızılyar Tepe the Güvenç formation is overlain by in the order; 1. shallow marine elastics, 1. meandering river deposits, 2. shallow marine elastics, 2. meandering river deposits, 3. shallow marine elastics. At the northern part of Tarsus and west of E 5 highway (Eskiköy Tepe) the Paleozoic basement is overlain by a thin conglomerate without Serravallian and pre-Serravallian deposits and it continuous to the top by shallow marine alternating elastics and detrital carbonates. The Kuzgun formation is overlain conformably by the Salbaş tuff member which is continuous in a regional scale.

The Kuzgun formation mainly consists of alluvial and braided river deposits of cyclic-alternating nature and shallow marine deposits. In the terrestrial deposits, conglomerate and pebbly sandstone are found at the base of each cycle as channel fill deposits. The levee deposits forming from alternating sandstone and mudstone are located near the main channels. The sub facies of flood plains comprises fine grained, fairly laminated mudstones which contain abundant calcrite noduls. The shallow marine facies of the Kuzgun formation mainly consists of sandstone, siltstone, mudstone and several **Ostrea** levels. The lower boundaries of sets are usually sharp and the upper level of sets have wave ripples, burrows and are bioturbated. The siltstone and mudstone of this succession contain abundant bivalves, gastropods and plant fragments and **Ostrea** layers.

GİRİŞ

Adana havzası, kuzeyde Toros dağ zinciri, doğuda Amanos dağları, batıda ise Ecemiş fay kuşağı ile sınırlanmıştır. Üst Miyosen yaşında olduğu bildirilen Kuzgun formasyonu Adana havzasında KD'dan GB'ye doğru sürekli uzanımlıdır (Schmidt, 1961; Özer ve diğerleri, 1974; İlker, 1975; Yalçın ve Görür, 1984). Birim E-5 karayolu doğusunda Langhiyen-Serravaliyen yaşlı Güvenç formasyonu ile uyumludur. E-5 karayolu batısında ise Paleozoyik temel üzerinde ise diskurdandır. Üzerine ise bölgesel ölçekte devamlı Salbaş tuf üyesi gelmektedir (Şekil 1).

Bu inceleme Adana havzasını oluşturan temel kaya stratigrafi birimlerinden Kuzgun formasyonunun bölgesel ölçekte yanal ve düşey fasiyes değişimlerini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Bu amaca erişmek için birim Adana havzasında 1/25 000 ölçeğinde haritalanmış ve bu evrede önceki çalışmalar ile uyumlu olmayan bazı sonuçlar gözlenmiştir. Sonuçta doğudan batıya seri kesitler ölçülerek birimin yanal ve düşey fasiyes değişimleri ortaya konmuştur.

Kuzgun formasyonu ilk kez Schmidt (1961) tarafından adlanmış ve altı ayrı üyeye ayrılarak incelenmiştir. İlker (1975) aynı adı kullanıp iki üyeyi benimsemiştir. Özer ve diğerleri (1974) Kuzgun formasyonunun deltayik ve karasal çökellerden oluştuğunu bildirmişlerdir. Yetiş ve Demirkol (1984) Adana havzasında Üst Miyosen'de tabanda karasal kırın-

tılı ile başlayıp üste doğru sığ denizel çökellere geçen bir istifin çökeldiğini (Kuzgun formasyonu) belirtmişlerdir. Yalçın ve Görür (1984) ise Schmidt (1961)'in Kuzgun formasyonu ve bunu oluşturan üyeleri aynen benimseyerek Adana havzasına paleocoğrafik bir yorum getirmişlerdir. Kuzey ve diğerleri (1985) Kuzgun formasyonundaki menderesli nehir ve sığ denizel çökeltme işlemlerine değinmişlerdir.

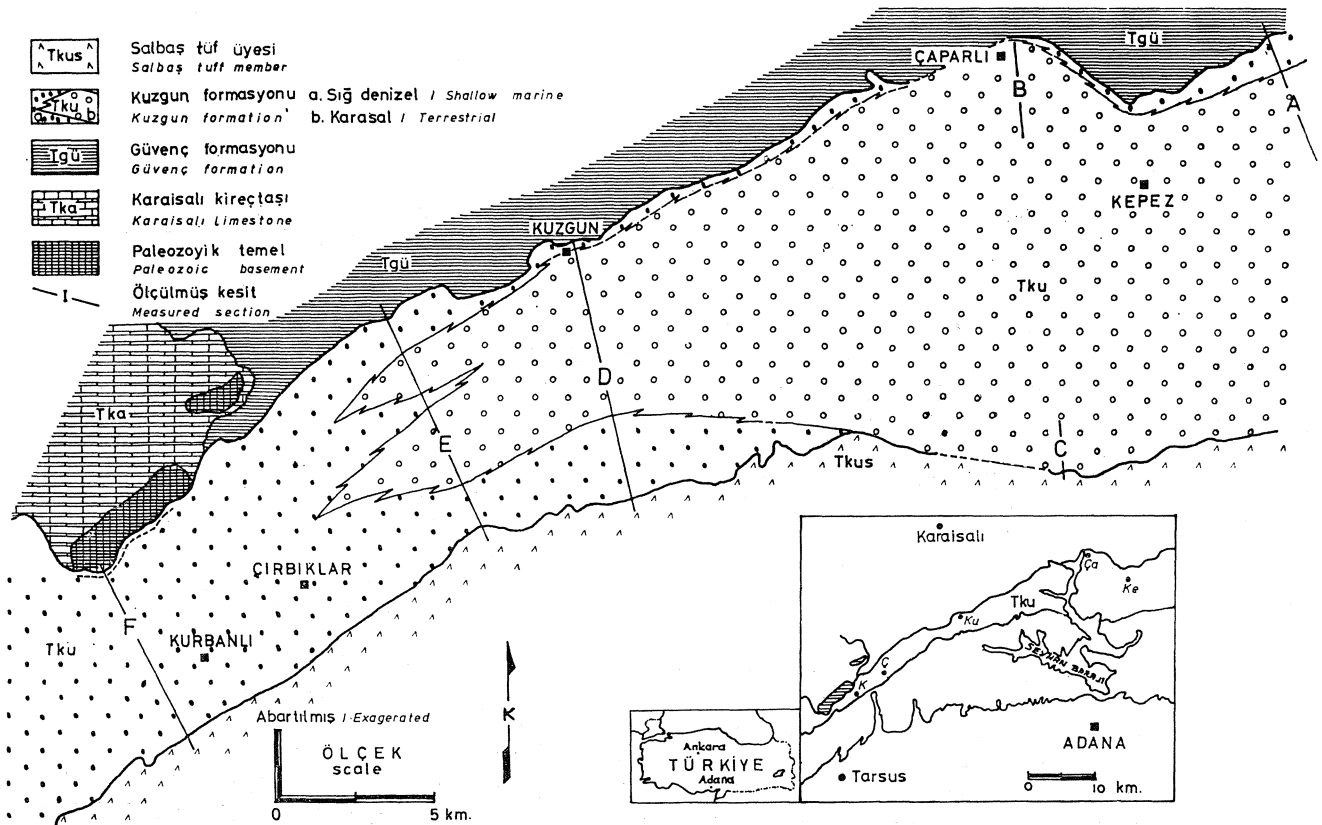
KUZGUN FORMASYONUNUN (ÜST MİYOSEN) FASİYES VE ORTAMSAL NİTELİKLERİ

Adana havzasında Kuzgun formasyonunun ana fasiyes değişimleri D dan Bya ölçülen kesitlere göre aşağıdaki şekilde belirlenerek her bir keşide yorum getirilmiştir. Kesitlere ait açıklamalar Şekil 2'de sunulmaktadır.

Kesit A

Inceleme alanının en doğusunda yer almaktadır (Şekil 1A). Bu kesitte, ince miltaşı arakatmanlı şeyiden oluşan denizel Güvenç formasyonu üzerine Kuzgun formasyonuna ait *Ostrea* kavkı katmam kapsayan sığ denizel kırıntılılar (25 m) ile düşük sinüslü menderesli nehir ve menderesli nehir çökelleri (yaklaşık 200 m) gelmektedir (Şekil 3).

Kesitin detay incelemesinde tabanda yeşilimsi gri renkli, dağınık, üst düzeylerde miltaşı-çok ince kumtaşı arakatmanlı pelajik ve bentonik foraminiferli şeylden oluşan Güvenç formasyonu yer almaktadır. Güvenç formasyonunu üzerleyen kırıntılılar tümüyle Kuzgun formasyonuna aittirler. Kesitte Güvenç for-



Şekil 1 : Kuzgun formasyonunun yanal fasiyes dağılımını gösterir taslak harita.

Figure 1 : Sketch map of the Kuzgun formation showing lateral fades distributions.

masyonu üzerine 25 m kalın sığ denizel kırıntılılar gelmektedir (19-44 m). Bunun ilk 3 metresini sarımsı gri renkli, ince kavkılı lamellibrans ve gastropodlu ince taneli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı araldanması oluşturmaktadır. Üzerine 7 m kalın aşınmak taban ile başlayan yük kalıplı, mercekse geometri, tekne şeklinde çapraz katmanlı, mika pullu, tabanında kaba kumtaşı ile başlayıp yukarıya doğru tane boyu ince-lererek silttaşıma geçen dağıtım kanalları çökelleri gelmektedir (Fisher ve diğerleri, 1969; Kelling ve George, 1971; Erleben, 1975; Elliot, 1976). Daha da üstte yer alan 15 m kalınlığa erişen, yeşilimsi gri renkli ince kumtaşı-silttaşı araldanması biyoturbasyonlu, intraformasyonel çamur topacıklı, küçük ölçekli çapraz katmanlıdır. Bu kesimde başlıca *Ostrea* ve daha kit gastropoda kapsayan kavki katmanı bulunmaktadır. Kesit alanı batısında, Güvenç formasyonu üzerindeki sığ denizel kesimde resifal mercanlı karbonatlar gözlenmiştir.

Kuzgun formasyonunun sığ denizel kırıntılıları üzerine 34 m kalınlığa erişen (44-78 m), aşınmak taban ile başlayan, üç dönemden oluşma düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri gelmektedir (Bluck, 1976; Kerey, 1978). Bu dönemler kanal dolguları ile başlayıp üste doğru kum barlarına geçmektedirler (Williams, 1969; Collinson, 1970; Smith, 1970). Kanal dolgusu asfasiyesi; mercekse geometri, tekne şeklinde çapraz katmanlı, kötü boylanmak, çakıltaşı-çakıl kaba kumtaşı yapılarıdır. Çakıltaşı, dönemlerin tabanında tane destekli ve belirgin yönelimsiz, üst kesimlerinde ise matriks desteklidir. 5-6 cm boya erişen az yuvarlak-uzunca çakıllar; başlıca kireçtaşı, radyolarit, ofiyolit, kuvars, Eosen kireçtaşı çakılı ile taşınmış *Ostrea* parçalarından oluşmaktadır. Kum barları ise düşük açık tekne şeklinde çapraz katman-

lı, iyi boylanmak olup orta taneli kumtaşından oluşmaktadır.

Bunun üzerine 10 m kalınlığa erişen dönemli araldanmak, menderesli nehir çökelleri yer almaktadır (78-88 m). Bu kesimde açık kahve renkli, aşınmak tabanlı kanal dolguları yukarıya doğru tane boyu ince-lererek nokta barı ve taşkın ovası asfasiyelerine geçmektedir (Ailen, 1964, 1970; Cant, 1976; Jackson, 1976; Stewart, 1981). Kanal dolguları belirgin tekne şeklinde çapraz katmanlı olup öğeleri maksimum 4 cm boya erişen kireçtaşı, ofiyolit, mercanlı Karaisalı kireçtaşı, *Ostrea* parçalarından oluşmaktadır. Çakılların dizilimi foresetler ile uyumludur. Nokta barı çökelleri ise düşük açılı tekne şeklinde çapraz katmanlı, orta taneli kumtaşı ile temsil edilmektedir. Taşkın ovası asfasiyesini oluşturan silttaşı-çamurtaşı araldanımı gri-boz renklidir.

Menderesli nehir çökelleri üzerine 32 m kalınlığa erişen düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri gelmektedir (88-120 m). Her bir dönemde aşınmak tabanlı tekne şeklinde çapraz katmanlı kanal dolgusu asfasiyesi, formasyon dışı değişik boyut ve bileşenli taneler yanısıra formasyon içi çamur topacıkları kapsamaktadır. Bu çamur topacıkları nehir kenarından kanal içerisine düşmüş parçalan (overbank deposit) temsil etmektedir (Coleman, 1969; Laurry, 1971). Bunların üzerine düşük açılı, tekne şeklinde çapraz katmanlı kum barı ve alüvyon düzlüğü çökelleri gelmektedir. 14 m kalınlığa erişen menderesli nehir çökelleri (120-134 m) küçük mercekse geometri, keskin tabanlı, taban kesimi ince çakılca, kötü boylanmak kaba kumtaşı ile temsil edilmiş, ortalama 75 cm kalınlıkta tali kanalcıklar ile birlikte aşınmak tabanlı kanal dolgusu ve paralel laminak ince kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı yapıları taşkın ovası asfasiyesle-

BİRİMLER/UNITS		SEDİMANTER YAPILAR/ÖZELLİKLER SEDIMENTARY STRUCTURES/FEATURES		BIYOTA/BIOTA	
Qtr	TARACA Terrace		AŞINMA YOZEYİ Erosion Surface		KÜK İZİ Rootlet
Tkus	SALBAŞ TOF OYESİ " Tuff Member		YATAY LAMİNALANIM Flat Lamination		TAŞINMIŞ BİTKİ DOKÜNTOSU Drifted Plant Stem
Tku	KUZGUN FORMASYONU " Formation		TEKNE ŞEKLİNDE ÇAPRAZ KATMANLANIM Trough Cross Bedding		KARBONLU MALZEME Carbonaceous Material
I	SİĞ DENİZEL Shallow Marine		DÜŞÜK AÇILI ÇAPRAZ KATMANLANIM Low Angle Cross Bedding		LAMELLİ BRANS (Denizel olmayan) Bivalve (Non Marine)
II	DÜŞÜK SINÜSLÜ MENDERESLİ NEHIR Low Sinuosity Meandering River		SİGMOİDAL ÇAPRAZ KATMANLANIM Sigmoidal Cross Bedding		OSTRAKOD Ostracod
III	MENDERESLİ NEHİR Meandering River		DALGA KİRİŞİĞİ Wave Ripple		GASTROPOD Gastropod
IV	GÖL Lacustrine		MEGA RİPİL Mega Ripple		LAMELLİ BRANS (Denizel) Bivalve (Marine)
IVa	GÖL KENARI Lake Margin		AKINTI KİRİŞİĞİ Current Ripple		OSTREA Ostrea
Tgü	GÜVENÇ FORMASYONU " Formation		YOK KALIBI Load Cast		TAŞINMIŞ FOSİL Drifted Fossil
KATMAN DOKUNAGI/BED CONTACT			DEMİR MERCEK VE NODOLLERİ Ironstone Lense and Nodule		BALIK DIŞ/KİLÇİĞİ Fish Tooth/Scale
KESKİN/AŞINMALI VEYA DÜZENSİZ Sharp/Erosive or Irregular			PIRİT Pyrite		OMURGALI DIŞ/PARÇA Vertebrate Teeth Fragments
DÜZLEMSEL KESKİN Sharp Planar			İZ KÖMÜR Coal Trace		DÜŞÜK/YATAY YUVALAR Vertical/Horizontal Burrows
GEÇİŞLİ Gradational			ÇURT Chert		EKİNİT Echinid
KATMANLANMA/BEDDING			FORMASYON İÇİ KAYA PARÇASI Intraformational Rock Fragment		
LAMİNALİ Laminated			KALKRİT Calcrete		
AZ BELİRGİN LAMİNALİ Poorly Laminated			AKINTI YÖNÜ Current Direction		
LAMİNASİZ Unlaminated			KARBONAT Carbonate		
KÖMÜR Coal			NUMUNE Sample		
BÜKÜMÜKÜLÜ LAMİNALİ Disturbed Lamination			MİKA Micaceous Detritus		

Şekil 2 : Ölçülmüş kesitlerde kullanılan işaretler.

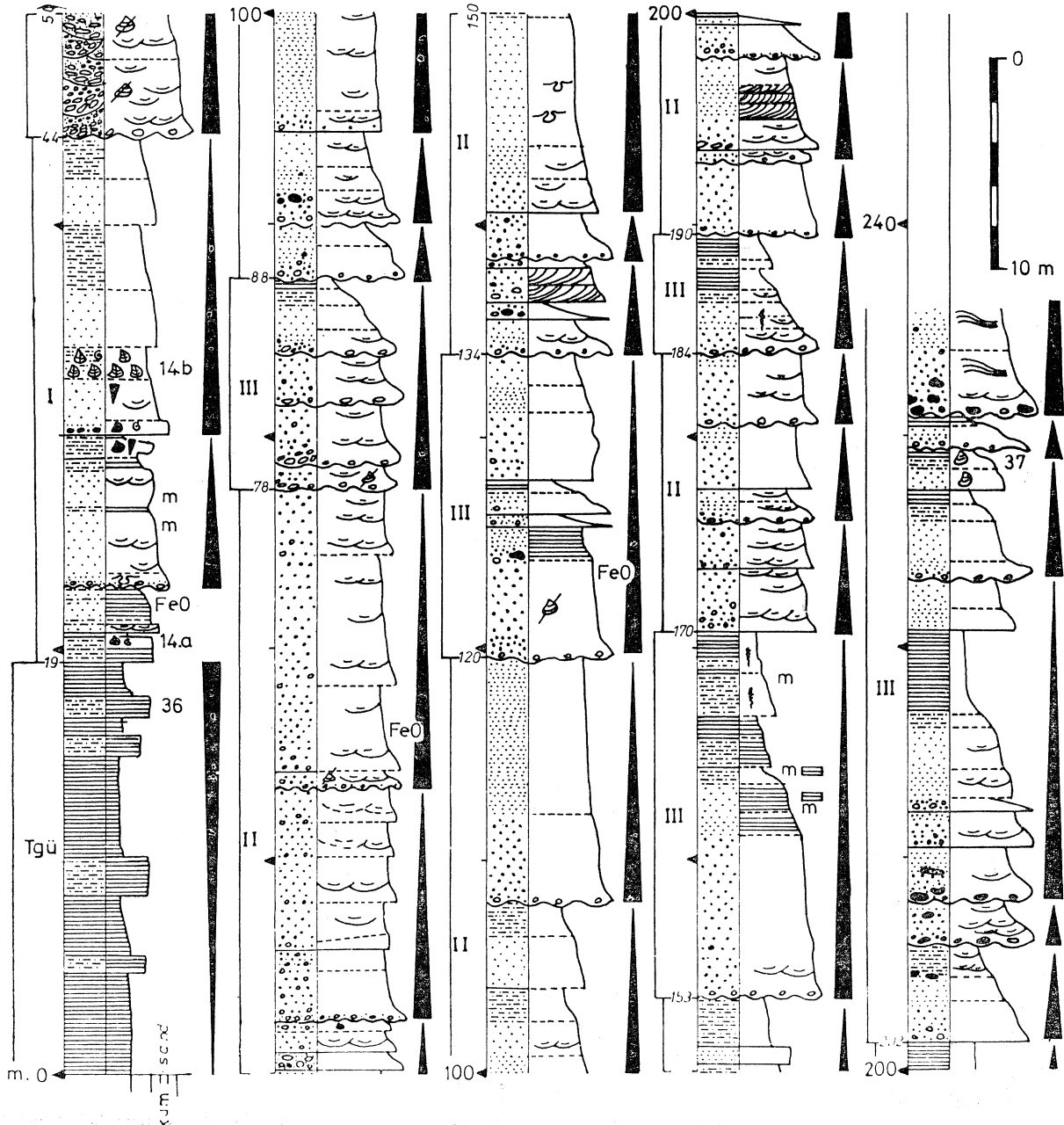
Figure 2 : Key to symbols of the measured sections.

rine ait çökeller kapsamaktadır (Collinson, 1969; Elliot, 1974a, 1974b).

Bunun üzerine 19 m kalınlığa erişen düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri gelmektedir (134-153 m). Aşmmalı kanal dolgusu asfasiyesi, tekne şeklinde düşük açılı çapraz katmanlı olup kıt formasyon içi çamur topacıklı ve yer yer merceksel tali kanalcıklıdır. Üstteki kum barı çökelleri yük kalıplıdır. Bunlar sedimantasyonda ani çökmeyi işaret etmektedir. Üzerine gelen 17 m kalınlığa erişen menderesli nehir çökelleri aşmmalı taban üzerinde tekne şeklinde çapraz katmanlı çakıltaşı-çakıllı kaba kumtaşı yapıllı kanal dolgusu asfasiyesi ile paralel l-aminalı, mikalı, bitki döküntülü ince kumtaşı-silttaşıPçamurtaşı yapıllı taşkın ovası ve kalkritli silttaşı-çamurtaşmdan meydana gelen paleosolden oluşmaktadır

(152-170 m). Paleosol içerisindeki kalkrit kirli beyaz renkli olup topacık şeklindedir (Ailen, 1974; Ailen ve diğerleri, 1979).

Düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri (14 m); aşmmalı tabanlı, tekne şeklinde çapraz katmanlı, çakıltaşı-kama kumtaşmdan meydana gelen ve orta kumtaşı yapıllı kum barı as fasiyesinden oluşma dönemler halindedir (170-184 m). Bunun üzerine 6 m kalın aşmmalı tabanlı, tekne şeklinde çapraz katmanlı kanal dolgusu asfasiyesi ile üstte kalkritli çamurtaşı-silttaşı ardalanımlı paleosol nitelikli taşkın ovası asfasiyesinden oluşma menderesli nehir çökelleri gelmektedir (184-190 m). Daha da üstte 12 m kalınlığa erişen dönemli ardalanımlı, aşmmalı tabanlı tekne-düşük açılı çapraz katmanlı kanal dolgusu asfasiyesi ile merceksel geometriye tali kanal ve terk-



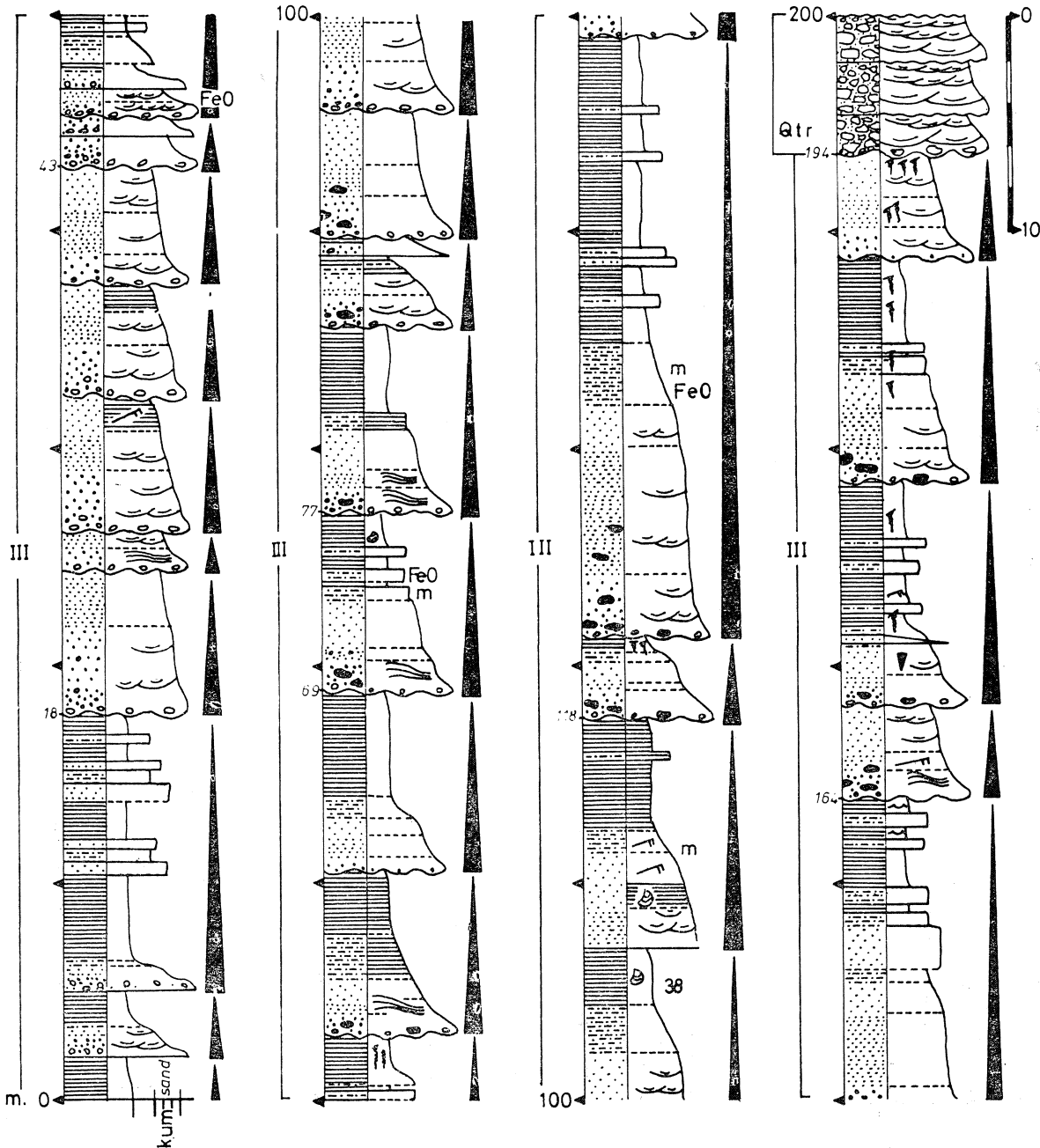
Şekil 3 : Kuzgun A kesiti (Kebenk sırtı).

Figure 3 : Kuzgun A section. (Kebenk sırtı).

edilmiş kanal asfasiyeslerini kapsayan düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri yer almaktadır (190-202 m). Terkedilmiş kanal asfasiyesi tabam keskin, 1.70 m kalınlığa erişip gri renklidir. Kesitin tavanını 35 m kaim menderesli nehir çökelleri oluşturur (202-235 m). Bunlar başlıca; kanal dolgusu, nokta barı, taşkın ovası ve dirsek gölü asfasiyelerinden oluşma dönemlerden ibarettir. Kanal dolgusu asfasiyesi; aşınmak tabanlı, tekne şeklinde çapraz katmanlı, başlıca kireçtaşı, ofiyolit, kuvars vb. den türeme öğeler ile 15-20 cm boya erişen formasyon içi çamurtaş topacıklı sigmoidal (lateral accretion surface) - tekne şeklinde çapraz katmanlıdır (Allen, 1965b; Moody - Stuart, 1966). Kanal dolgusu asfasiyesi üzerinde genellikle nokta barı ve açık kahve renkli çamurtaş -

silttaşı yapıllı taşkın ovası asfasiyesi yer almaktadır. Dirsek gölü asfasiyesi (ox-bow lake) ise ince kavkılı tatlı su lamellibransı kapsayan çamurtaşm-dan oluşmaktadır (Ailen, 1965a).

Yorum Güvenç formasyonunun üzerine gelen Kuzgun formasyonu tabanı bu kesitte sığ denizel fasiyelerle temsil edilmiştir. Kuzgun formasyonunun bu kesimi oldukça problemlı olup tipik bir delta istifinin görülmeşi sahil çizgisinin genelde düz olduğunu diğer bir deyimle taşman malzemenin denizel etmenlerle dağıtıldığını işaret etmektedir. Kesitin üstüne doğru düşük sinüslü menderesli nehir ve menderesli nehir çökellerinin dönemli aralanımları bu kesimin tamamen karasal olduğunu göstermektedir.



Şekil 4 : Kuzgun B kesiti (Catalan baraj yeri).

Figure 4 : Kuzgun B kesiti (Catalan dam site).

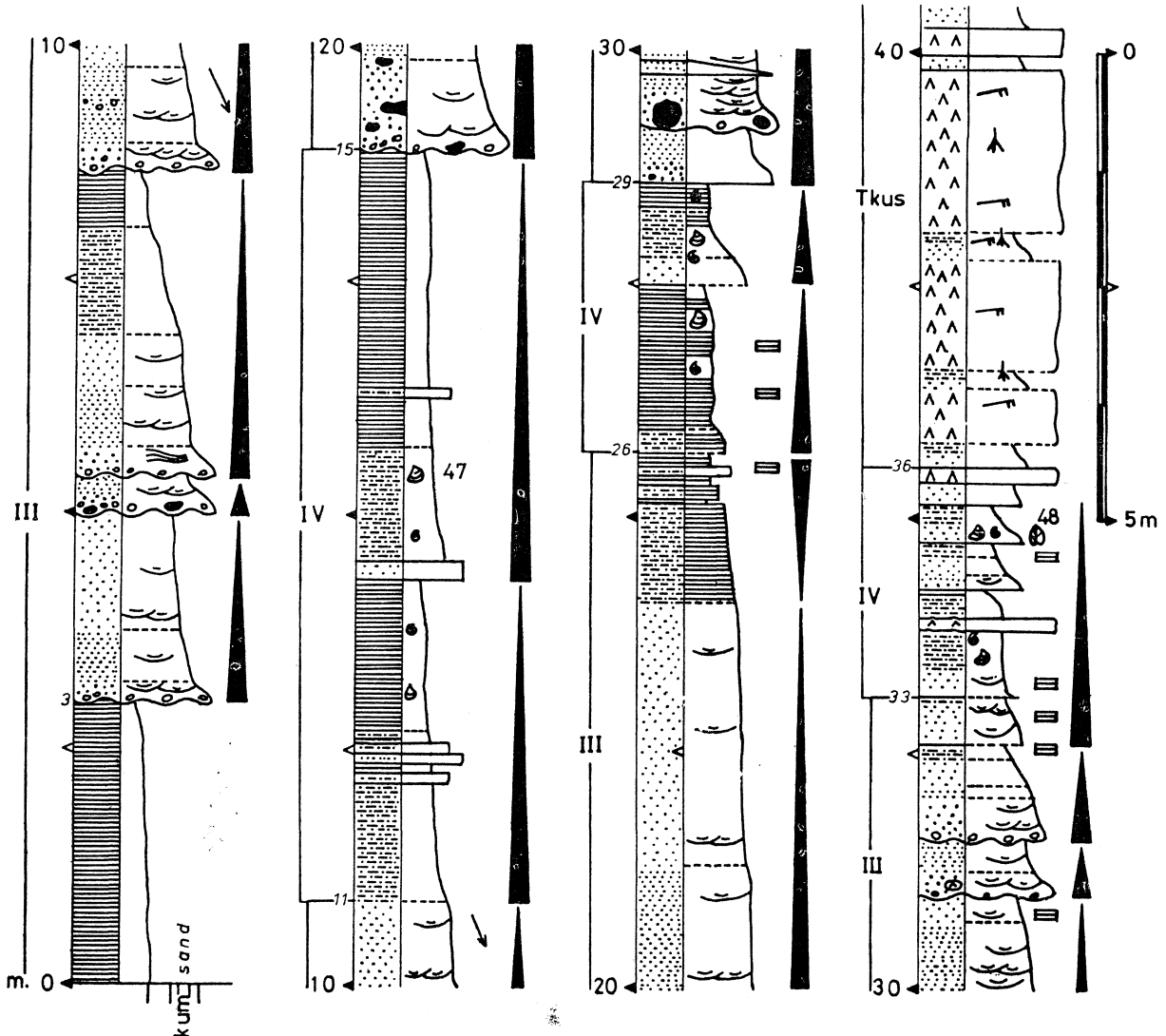
Kesit B

Kesit Catalan baraj yerinde ölçülmüş olup Kuzgun formasyonunun tabanına yakın bir kesimde yaklaşık 200 m kalınlığa sahiptir (Şekil 1B). Catalan baraj yerinde tümüyle menderesli nehir çökelleri hakimdir. Bu kesitte Kuzgun formasyonunu Kuvaterner'e ait alüvyon tараçası üstlemektedir (Şekil 4). Kesitin tabanındaki ilk 18 m lik kesimde tipik kanal dolgusu asfasiyesi görülmemekte, fakat nokta barlarım taşkın ovası asfasiyesi izlemektedir. Nokta barı çökelleri başlıca; kuvars, kireçtaşı, ofiyolit, radyolarit vb. den türeme ögeli, açık yeşilimsi, gri, tekne şeklinde çapraz katmanlı çakıllı kumtaşı-silttaşı yapıışlıdır. Taşkın ovası asfasiyesi ise kahverengi çamurtaşından oluşmaktadır. Bunun üzerine dönemli ardalanımlı, 25 m kalınlığa erişen kanal dolgusu ve nokta barı çökelleri gelmektedir (18-43 m). Kanal dolgusu asfasiyesi, aşmmalı taban üzerine iki cm boya erişen asyuvarlak kuvars, ofiyolit, kireçtaşı, radyolarit vb. den türeme çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapıışlıdır. Bunlar tekne şeklinde çapraz katmanlı olup üste doğru paralel İammalı, yer yer akıntı kırışıklı,

ince-orta kumtaşı nitelikli nokta barı çökellerine geçmektedir. Arada yer yer sigmoidal çapraz katmanlı yanal yığışım yüzeyleri bulunmaktadır.

Üste gelen 26 m lik kesimde kanal dolgusu, nokta barı ve taşkın ovası asfasiyesi yer almaktadır (43-69 m). Kanal dolgusu asfasiyesine ait dönemler önceki kesimden farklı olarak formasyon içi çamur topacıkları kapsamaktadır. Üste doğru nokta barı çökelleri kahverengimsi-kırmızı renkli, ince kumtaşı bantlı silttaşı-çamurtaşı yapıışlı kalkritli (paleosol) taşkın ovası asfasiyesine geçmektedir. Bunları 8 m kaim, aşmmalı bir taban üzerinde formasyon içi çakıl topacıkları kapsayan, sigmoidal çapraz katmanlı kanal dolgusu asfasiyesi ile nokta barı çökelleri ve daha da üstte mika pullu, kahverengi-kırmızımsı silttaşı-çamurtaşı ardalanımlı set çökelleri ve ince tatlisu lamellibranslı dirsek gölü çökellerinden oluşma bir dönem üstlemektedir (69-77 m).

Sonraki 41 m lik kesimde kanal dolgusu olasılı nokta barı, tali kanalcıklar, dirsek gölü ve taşkın ovası asfasiyesini kapsayan dönemli çökeller bulunmaktadır (77-118 m). Teknemsi çapraz katmanlı ka-



Şekil 5 : Kuzgun C kesiti (Deve Tepe).

Figure 5 : Kuzgun C section (Deve Tepe).

nal dolgusu asfasiyesinde önceki anlatılanlardan farklı olarak yer yer yanal yığışım yüzeyleri gözlenmektedir. Kimi dönemlerdeki çamurtaşlarında ince tatlı su lamelübraşları ile dirsek gölü çökelleri bulunmaktadır. Buradaki taşkın ovası asfasiyesine aü mika pullu, açık gri renkli silttaşı, akıntı laminallr, kırmızımsı kahverenkli, kumtaşı paralel laminalıdır.

Bunun üzerine yaklaşık 46 m kalın dönemsel ardalamlı tekne şeklinde çapraz katmanlı formasyon içi çamurtaşı topacıklı kanal dolguları ile nokta barı ve mika pullu silttaşı-çamurtaşı ardalanlı set çökelleri ve ayrıca kıt kalkritli taşkın ovası asfasiyesi çökelleri gelmektedir (118-164 m). Kesitin son 30 m sini oluşturan dönemler öncekiler ile eşitli ise de açık kahverengi taşkın ovası asfasiyesine ait silttaşı-çamurtaşı ardalamlı paleosollerde kalkrit oranı artmaktadır (164-194 m).

Kesiti oluşturan menderesli nehir çökelleri üzerine bölgede yaygın yüzleği bulunan 10-15 cm boya erişen asyuvarlak, başlıca kuvars, ofiyolit, kireçtaşı vb. den türeme ögeli, kötü boylanmalı, gevşek tutturulmuş taraça gelmektedir.

Yorum Catalan baraj yerinden geçen bu kesit karakteristik menderesli nehir çökelleri kapsamaktadır. Ayrıcalık olarak kesitin üst kısmına doğru taşkın ovası çökellerinde bir kalınlaşma ve kalkrit oranında da bir artma görülmektedir. Bu da iklimin tropikal, eğim gradyanının düşük ve olasılı mevsimlik nehirlerin bulunduğunu göstermektedir.

Kesit C

Bu kesit Devetepe dolayında bulunup Kuzgun formasyonunun tavan kesimine aittir (Şekil İC). Toplam 40 m kalınlık ölçülen kesitte başlıca menderesli nehir ve göl fasiyesleri bulunmaktadır. İstifin tavanında Salbaş tuf üyesi yer almaktadır (Şekil 5).

Kesitin tabanında 3 m kaim gri-bej, dağılgan, küresel ayrışmalı çamurtaşı bulunmaktadır. Bunun üzerine üç dönem halinde 8 m kaim menderesli nehir çökelleri gelmektedir (3-11 m). Menderesli nehir çökelleri; kanal dolgusu, nokta barı ve yer yer sigmoidal çapraz katmanlı, mercekse geometri, çamur topacıklı çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapıışlı olup aşınmah bir tabana sahiptir. Nokta barı çökelleri düşük açılı tekne şeklinde çapraz katmanlı kumtaşlarından meydana gelmektedir. Yeşilimsi boz, dağılgan silttaşı-çamurtaşı taşkın ovası asfasiyesini oluşturmaktadır. Bunun üzerine 8 m kaim göl çökelleri gelmektedir (11-19 m). Tabanda silttaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan kesim olasılı set çökellerinin gerisinde oluşmuş bir gölü işaret etmektedir. Bu kesim ince kavkılı tatlı su lamellibrans ve gastropodu kapsayıp paralel laminalıdır. Üste doğru çamurtaşında artma görülüp yer yer silttaşı ve ince taneli kumtaşı bantları kapsamaktadır.

Daha üstte aşmmalı bir taban üzerinde gelişmiş 7 m kalın menderesli nehir çökelleri bulunmaktadır (19-26 m). Burada kanal dolgusu ve set çökelleri ayrılanmıştır. Kanal dolgusu çökelleri yeşilimsi boz renkli, gevşek tutturulmuş, maksimum 3 cm boya erişen kireçtaşı, ofiyolit, kuvars, spilit vb. den türeme ögeleri ile çamur topacıklı, kötü boylanmalı çakıllı kumtaşı ve kumtaşı yapıışlıdır. Çakılların dizilimi fore-

setler ile uyumludur. Bunlar belirgin tekne şeklinde çapraz katmanlı olup mercekse geometridir. Set çökelleri ise açık kahverengi-açık yeşilimsi boz renkli, paralel laminalı, bitki kırıntılı silttaşı-çamurtaşı ardalanmasından ibarettir. Bu durum daha önce taşkın ovasında teşekkül etmiş olan küçük bir gölün üzerine menderesli nehir kanalının herhangi bir nedenle yanal kayması sonucunda oluştuğunu göstermektedir (Ailen, 1965a). Menderesli nehir çökellerinin üst kesimini oluşturan set çökelleri üzerine tekrar 3 m kalın göl çökelleri gelmektedir. Bunlar açık gri-boz, paralel laminalı, bitki kırıntılı, ince kavkılı tatlı su lamellibrans ve gastropodlu silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (26-29 m).

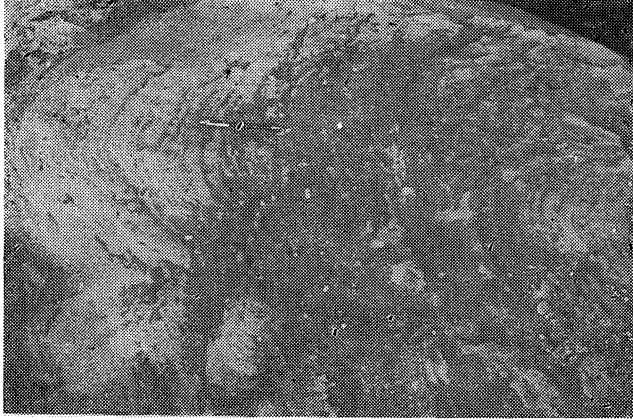
Kesitte tekrar menderesli nehrin yanal yer değiştirerek göl çökelleri örttüğü gözlenmektedir. 4 m kalınlığa erişen menderesli nehir çökelleri aşmmalı bir taban üzerine yukarıya doğru tane boyu incelen kanal dolgusu asfasiyesi ile tanımlanan bir istif sunmaktadır (29-33 m). Kanal dolgusu asfasiyesini oluşturan çok belirgin tekne şeklinde çapraz katmanlı çakıllı-çakıllı kumtaşı, maksimum 2 cm boya erişen iyi yuvarlaklaşmış ve foresetler ile uyumlu çakılların yamsıra maksimum 180 cm çapa erişen bir çamur bloğu kapsamaktadır (Levha 1, Şekil 2). Bu çamurtaşı bloğu daha önce oluşmuş göl istife ait olup menderesli nehrin yanal yatak değiştirmesi sırasında alttaki göl istife ait olup menderesli nehrin yanal yatak değiştirmesi sırasında alttaki göl istiften koparılmış olmalıdır. İçerisinde ince kavkılı tatlı su lamellibrans ve gastropodları ile bitki döküntüsü kapsamaktadır. Bloğun dokanağmdaki çakıllı kumtaşmdaki foresetler bloğun yukarısına doğru tırmanır konumdadır.

Daha üstte 3 m kalınlığa erişen yeşilimsi gri renkli silttaşı-çamurtaşı yapıışlı olan göl istifin taban kesimindeki ince kumtaşı düşük açılı tekne şeklinde çapraz katmanlıdır (33-36 m). Bu göl istif bitki döküntülü, yaprak fosilli, ince kavkılı tatlı su lamellibrans ve gastropodlu, akıntı kırışıklı olup üst düzeylerinde ise tuf ara katmanlıdır. Bunları üzerleyen Salbaş tuf üyesi beyaz-kirli beyaz renkli, mikroçapraz laminalı, yer yer 3-5 cm kalın bitki döküntülü, silttaşı-ince kumtaşı arakatmanlıdır.

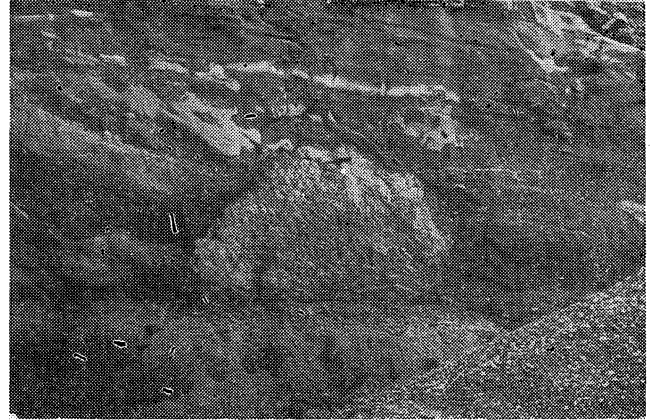
Yorum Bu kesitte menderesli nehirlerin yanal olarak yatak değiştirdiğini gösteren deliller bulunmuştur. Menderesli nehirlerin ana yatakları kenarındaki taşkın ovalarında gelişen set çökelleri yanal olarak sığ göl ortamlarına dönüşmektedir. Nehir yatağının yanal yer değiştirmesi sonucu bu göl çökelleri tekrar menderesli nehir çökelleri tarafından örtülmektedir. Bu şekilde iki ana dönem saptanmıştır. Kesit D

Bu kesit, formasyon isminin alındığı Kuzgun köyü ile Salbaş kantini arasında yer almaktadır (Şekil İD). Toplam 434 m kalınlığın ölçüldüğü kesitte denizel Güvenç formasyonu üzerinde karasal menderesli nehir, göl ve sığ denizel kırıntılardan oluşan fasiyesler ayrılanmıştır. Kuzgun formasyonunun tabandan tavana tam bir kesitini oluşturan bu kesitte tamam Salbaş tuf üyesi oluşturmaktadır (Şekil 6).

Karaisalı kireçtaşının resif ilerisi fasiyesini oluş-

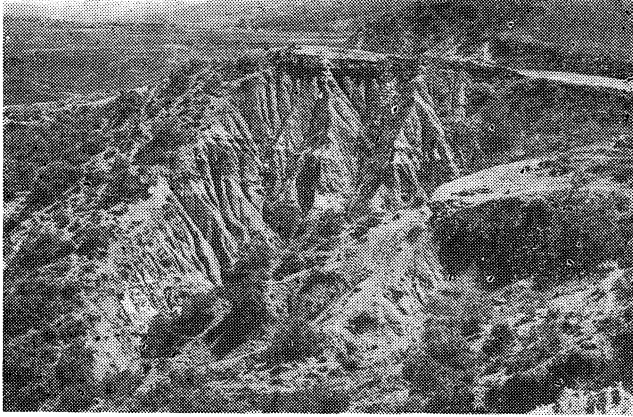


Şekil 1 : Kesit C tabanında belirgin tekne şeklinde çapraz katmanlanım.
Figure 1 : The distinct trough cross-bedding at the base of the section C.



Şekil 2 : Kanal dolgusu asfasiyesi içerisinde yaklaşık 2 m çapa erişen çamurtaşı bloğu (Kesit C).

Figure 2. A mudstone block of approximately 2 m diameter in the subfacies of the channel fill (Section C).



Şekil 3 : Kesit D nin tabanında kanal dolgusu ve taşkın ovası asfasiyelerinden oluşma menderesli nehir çökelleri.
Figure 3 : The channel fill and flood plain subfacies of the meandering river deposits at the base of the section C.



Şekil 4 : Taşkın ovası asfasiyesi üzerinde belirgin tekneşimsi çapraz katmanlı kanal dolgusu çökelleri (Kesit D).

Figure 4 : The channel fill deposits on the flood plain subfacies showing distinct trough cross bedding (Section D).

turan açık deniz fasiyesine ilişkin Güvenç formasyonu yeşilimsi gri renkli, taban kesiminde pelajik, daha üst düzeylerde ince kumtaşı arakatmanlı bentonik-pelajik foraminiferli, paralel laminalı şeyl-çamurtaşmdan oluşmaktadır. Kesit alanı dışında Abdullu mahallesi dolayında Güvenç formasyonunun üst düzeylerine doğru yeşilimsi gri renkli kumtaşı arakatmanları daha üst düzeylerde çakıllı kumtaşma geçmektedir.

Kesitin tabanındaki ilk 24 m lik kesimde kanal dolgusu ve taşkın ovası asfasiyelerinden oluşan dört dönem bulunmaktadır. Aşınmak taban üzerinde gelişmiş bulunan kanal dolgusu f asiye si, kötü boylanmak, formasyon içi çamur topacıklı çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapıksıdır (Levha I, Şekil 3). Çakılları maksimum 2 cm boya erişen asyuvarlak kuvars, radyolarit, ofiyolit, kireçtaşı vb den türemedir. İkinci dönemdeki kanal dolgusu asfasiyesi üzerine gelen kumtaşmda kuvars oranının % 80'e erişmesi

ve iyi boylanmış olması, bunların deniz tarafından yeniden işlendiğini göstermektedir. Dönemlerin üst kesimini oluşturan taşkın ovası asfasiyesi ise yeşilimsi miltaşı ile kiremit kırmızısı renkli çamurtaşmdan oluşmaktadır. Bunlar kalkritli olup içerisinde çok ince saçılmış kuvars taneciklidir.

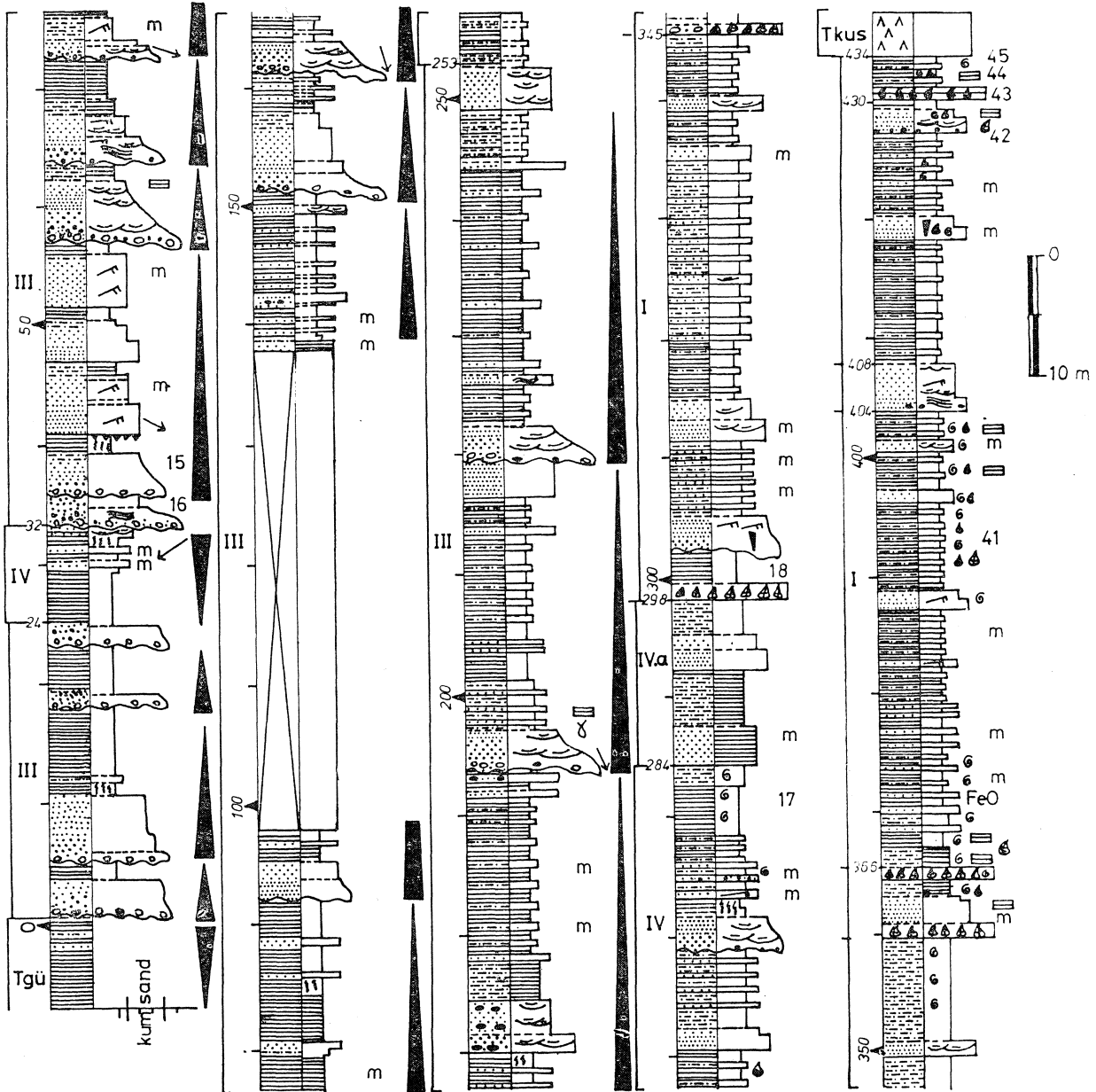
Bunların üzerine olası olarak gösel ortamı karakterize eden 8 m kaim kırmızımsı yeşil renkli çamurtaşı ile miça pullu silttaşı gelmektedir (24-32 m). Silttaşın üst düzeyleri paralel laminalı ince kumtaşı arakatmanlı olup yer yer kalkrit oluşumu sözkonusudur. Daha üstte yaklaşık 221 m kaim, dönemli ardalanmak ve her bir dönemde yukarıya doğru tane boyu incelen istifler sunan menderesli nehir çökelleri gelmektedir (32-253 m). Bu dönemler başlıca kanal dolgusu, nokta ban, taşkın ovası asfasiyeleri ile yer yer de terk edilmiş kanal, set, tali kanalcıklar ve dirsek gölü çökellerinden oluşmaktadır (Levha I, Şekil 4; Levha II, Şekil 1). Toplam 12 kadar dönem-

den oluşan menderesli nehir çökellerinin dönem kalınlıkları alt seviyelerde 10-15 m iken üst kesimlerde bu kalınlık 20-25 m ye ulaşmaktadır. Buna bağlı olarak taşkın ovası asfasiyesinin kalınlıkları da yukarıya doğru artmaktadır.

Genelde herbir dönemin tabanını oluşturan aşmalı bir yüzey üzerinde gelişmiş bulunan kanal dolgusu asfasiyesleri merceksel geometrilili tekne şeklinde çapraz katmanlı, taneler foresetler ile uyumlu yönelimli, orta boylanmalı çakıltı-çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapılarıdır. Kanal tabanına yakın yerlerde bazen çökme yapıları, dal parçaları, bank kenarı çökelleri ile karasal hayvanlara ait diş ile kemik parçaları (Hipparion sp., Dicerus sp., Ursidae vb) bulunmaktadır (Levha II, Şekil 2). Çakıllı kum taşında aşınma yüzeyi üzerinde gelişmiş gecikme çakılları (lag deposit) ile yanıl yığılmış yüzeyleri bulunmaktadır. Kanal tabanını teşkil eden kırıntılarda öğeleri başlıca; kireçtaşı, radyolar it, çört, lav, kuvars, ofiyolit vb oluşturup maksimum 45 cm boya erişmekte-

dir. Nokta barı asfasiyesi ise başlıca; kaba-orta taneli kumtaşmdan oluşmaktadır. Yer yer çamur topacıları sunan nokta barı çökelleri keskin tabanlı, orta-iyi boylanmalı, düşük açılı tekneimsi çapraz katmanlı olup yukarıya doğru tane boyu incelerak siltli düzeylere geçmektedir. Bunlar akıntı kırışıklı olup mika kapsamaktadır. Nokta barı asfasiyesini oluşturan kırıntılı bileşenler kanal dolgusu asfasiyesinde anlatılanlar ile benzerlidir. Taşkın ovası asfasiyesini oluşturan çökeller ise başlıca yeşilimsi-gri renkli rniltaşı ile kırmızımsı renkli çamurtaşmdan oluşmaktadır. Silttaşı genelde paralel laminalı, mika pulu, üste doğru tane boyu incelerak çamurtaşma geçmektedir. Kırmızımsı kahve renkli çamurtaşı çok ince kumtaşı arakatmanlı olup paralel laminalı silt boyu kırıntılı bileşenli, yer yer kalkrit (paleosol)li çamurtaşmdan meydana gelmektedir.

Yukarıda anlatılan asfasiyeslerin dışında set, tali kanal, dirsek gölü ile terk edilmiş kanal çökelleri bulunmaktadır. Menderesli nehir yatağının daha



Şekil 6 : Kuzgun D kesiti (Kuzgun-Salbaş).

Figure 6 : Kuzgun D section (Kuzgun-Salbaş).



Şekil 1 : Levha I Şekil 4'ün üst kesimindeki sigmoidal çapraz katmanlamm.

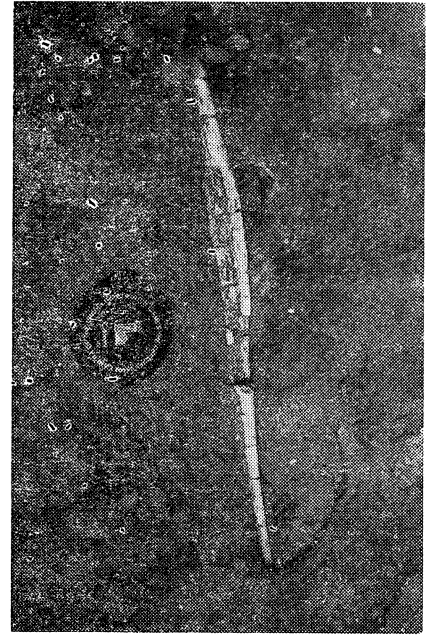
Figure 1 : A sigmoidal cross bedding on the upper part of the plate I figure 4.



Şekil 3 : Kuzgun formasyonunun 1. siğ denizel kırıntılılara ile Güveñç formasyonu geçişi (Kesit E).

Figure 3 : The transition between the Güveñç formation and 1. shallow marine elastics of the Kuzgun formation (Section E).

düşük sinüslü yerlerinde ve özellikle yatağın bankı üzerinde yağışlı dönemlerde gelen malzemenin fazla olması nedeniyle bankı aşan gereç taşkın ovasına doğru ilerlemekte, genellikle kırıntılı ve tedricen asılı malzemeden oluşmuş mutasına geçmektedir.



Şekil 2 t Menderesi! nehir çökelleri içerisindeki omurgalı kemik parçası (Kesit D).

Figure 2 : A vertebrate bone fragment in the meandering river deposits (Section D).



Şekil 4 : Salbaş tuff üyesi tabanında 1.5-2 cm boya erişen tuff parçaları kapsayan siltli düzey (Kesit E).

Figure 4 : The tuff fragments of 1.5 and 2 cm in the silty matrix at the base of the Salbaş tuff member (Kesit E).

Bu şekilde dönemli bir çökme gösteren istif set çökelleri olarak, menderesli nehir ana yatağına kavuşan tali derelerin bıraktığı çökeller ise tali kanalcık olarak yorumlanmıştır. Bunlar keskin tabanlı merceksel geometriye sahip olup kalınlıkları azdır. Dirsek gölleri ise nokta barlarının üzerinde gelişen siltli-killi malzemeden oluşmaktadır. Terk edilmiş kanal çökelleri ise çakıllı kumtaşı üzerinde gelişmiş kaim silttaşı ile çamurtaşından ibarettir.

Bunların üzerine 31 m kaim gösel, olasılı lagünel çökeller gelmektedir (253-284 m). Taban kısmında başlıca gri renkli silttaşı-çamurtaşından oluşan gösel çökeller ince kumtaşı ara-

katmanlıdır. Üzerine düşük açılı teknesi çapraz katmanlı, çamur topacıklı kabakumtaşı gelmektedir. Bu kumtaşı gri renkli, paralel laminalı silttaşı ve kalkritli çamurtaşı ardalayıp daha üstte ince kavkılı tatlısu gastropodları kapsayan mika pullu, akıntı kırışıklı silttaşı ile açık gri renkli, paralel laminalı çamurtaşı ardalanımı bulunmaktadır. Bu istif genel konumu ile kalın taşkın ovası asfasiyesi üzerindeki terk edilmiş kanalda gelişmiş sığ bir göl ortamını karakterize etmektedir. Ayrıca ara düzeylerde görülen düşük açılı teknesi çapraz katmanlı kumtaşı ile üzerindeki kalkritli çamurtaşı gölün zaman zaman dolduğunu göstermektedir. Daha üstte tekrarlanan gölsel seviyeler ise olasılıkla deniz ile bağlantılı olan bir halici andırmaktadır (Reineck, 1967; Raaf ve diğerleri, 1971). Gölsel çökellerin üzerinde 14 m kaim geçiş zonu çökelleri bulunmaktadır (284-298 m). Bunlar; boz renkli, mika pullu, paralel laminalı, ince taneli kumtaşı ile başlayıp paralel laminalı, gri renkli silttaşı ile ince-orta kumtaşı ve yeşilimsi gri silttaşıdan oluşmaktadır.

Sığ denizel çökeller 50 cm kalın **Ostrea** kavkı katmanı ile başlayıp Kuzgun formasyonunun tavanını oluşturan Salbaş tüf üyesine kadar 136 m ak bir kalınlık sunmaktadır (298434 m). İstifte biri tabanda, diğer üçü orta kesimlerde, sonuncusu da tavana yakın kesimde olmak üzere 5 ayrı **Ostrea** kavkı katmanı saptanmıştır. Kuzgun formasyonunun sığ denizel çökellerini oluşturan bu kesimde aşağıda açıklanan asfasiyeler ayrırtlanmıştır.

İstifin tabanındaki **Ostrea** seviyesi üzerine gelen 3 m lik gri renkli çamurtaşı üzerine nehir etkisi altında gelişmiş lagünel çökelleri gelmektedir (Van Andel ve Curray, 1960). Bunlar kaba-orta taneli kumtaşıdan oluşup akıntı kırışıklı ve üst düzeyleri iz fosilli olup iyi boylanmışlardır. Ayrıca küçük ölçekli teknesi çapraz katmanlı ile mika pulları kapsamaktadır. Kumtaşının alt düzeyi bazen aşmalı, kimi de keskindir. Bu lagünel birimin üst seviyeleri ince taneli kumtaşı ile silttaşı ardalanımından meydana gelmiştir. Yer yerde yeşilimsi gri renkli çamurtaşı-silttaşı ardalanması görülmektedir. Bu kesim yaklaşık 47 m kalınlığa sahiptir (298-345 m). Bunun üzerine 30 cm kaim **Ostrea** kavkı katmanı gelmektedir. Bu çalkantılı seviyeyi oldukça sakin bir çökelmeyi işaret eden denizel gastropodlu yeşilimsi gri renkli silttaşı izlemektedir (13 m). Ortamın tekrar çalkantılı hale geldiğini alttaki 80 cm kalın **Ostrea** kavkı katmanı ile daha üstteki kavkı katmanını işaret etmektedir. Aradaki mika pullu, bitki kırıntılı, ince-orta taneli, paralel laminalı kumtaşı ortama nehirsel bir girişin varlığını kanıtlamaktadır (Allen, 1981).

Daha üstte 38 m kalın, sakin bir ortamı karakterize eden lagünel çökeller gelmektedir. (366-404 m). Bunlar kahverengi-gri renkli, bitki kırıntılı, paralel laminalı, küçük lamellibrans ve gastropodlu silttaşı-çamurtaşı ardalanımından, oluşan yer yer iyi boylanmış, mika pullu, akıntı kırışıklı bazende paralel laminalı ince kumtaşı arakatmanlıdır. Bunların üzerine 4 m kalın, alt seviyeleri tekne şeklinde çapraz katmanlı, üste doğru akıntı kırışıklı, yer yer megaripilli, iyi boylanmalı, ince-orta taneli kumtaşı gelmektedir (404408 m). Bunlar bol kuvars ve kit ofiyolit

öğeli olup belirtilen nitelikleri ile set adası olarak yorumlanmıştır (Howard ve diğerleri, 1972; Davidson ve diğerleri, 1976; Howard, 1981). Üzerleyen 22 m lik kesim set adalarının altındaki sakin çökelmeyi belirleyen istif ile eşitlidir (408430 m). Bunun üzerine 20 cm lik bir kavkı katmanı gelmekte, yukarıya doğru sakin bir çökelmeyi işaret eden bitki kırıntılı, paralel laminalı, lamellibrans ve gastropodlu silttaşı - çamurtaşı ardalanımına geçmektedir. Çamurtaşı yukarıya doğru tüf ile tedrici geçişli olup yer yer yaprak fosillidir.

Yorum Güvenç formasyonu üzerine gelen bu kesit menderesli nehir çökelleri ile başlamakta, bu kesimde kanal dolgusu ve taşkın ovası asfasiyesini kapsayan dönemler bulunmaktadır. Bunların üzerine olasılıkla gölsel ortamı karakterize eden kırmızı renkli çamurtaşı ile silttaşı gelmektedir. Üzerine ise 220 m kaim, dönemli ardalanmalı ve herbir dönemde yukarıya doğru tane boyu incelen istifler sunan toplam 12 kadar dönemden oluşan menderesli nehir çökelleri bulunmaktadır. Bunların dönem kalınlıkları alt kesimlerde 10-15 m iken üstte 20-25 m ye ulaşmakta; buna bağlı olarak taşkın ovası asfasiyesinin kalınlıkları da yukarıya doğru artmaktadır. Bu durum bölgesel ölçekte eğim derecesinin düşerek sahil çizgisine yaklaşıldığını ifade etmektedir. Üzerine gölsel (olasılıkla lagünel) çökeller gelmekte olup bu durum genel konumu ile kaim taşkın ovası asfasiyesi üzerinde gelişmiş sığ bir göl ortamını karakterize etmektedir. Ayrıca ara seviyelerde görülen düşük açılı teknesi çapraz katmanlı kumtaşı ile üzerindeki kalkritli çamurtaşı gölün zaman zaman dolduğunu kanıtlamaktadır. Daha üstte tekrarlanan gölsel seviyeler ise olasılıkla deniz ile irtibatlı olan bir halici andırmaktadır. Üstte geçiş zonu çökelleri bulunmaktadır.

Sığ denizel çökeller ise **Ostrea** kavkı katmanları kapsayıp Kuzgun formasyonunun tavanını oluşturan Salbaş tüf üyesine kadar 134 m lik bir kalınlık sunmaktadır. Genel olarak sakin lagünel ortam ile çalkantılı sığ deniz periyotlarının ardalanımı şeklinde görülmektedir. İstifin üstüne doğru ortamın tekrar sakinleştiği ve tüf üyesine geçtiği izlenmektedir.

Kesit E

Kesit Durak tren istasyonu GB'sında Incirgediği köyü ile Kızıyar Tepe arasında yaklaşık 380 m kalınlıkta olup Kuzgun formasyonunun tabandan tavana tam bir kesitini oluşturmaktadır (Şekil 1 E). Tabanda Güvenç formasyonu üzerinde Kuzgun formasyonu 1. sığ denizel kırıntılılar ile başlayıp bunu 1. menderesli nehir, 2. sığ deniz, 2. menderesli nehir ve 3. sığ denizel fasiyesleri izlemektedir. Üzerine bölgesel ölçekte devamlı Salbaş tüf üyesi gelmektedir (Şekil 7).

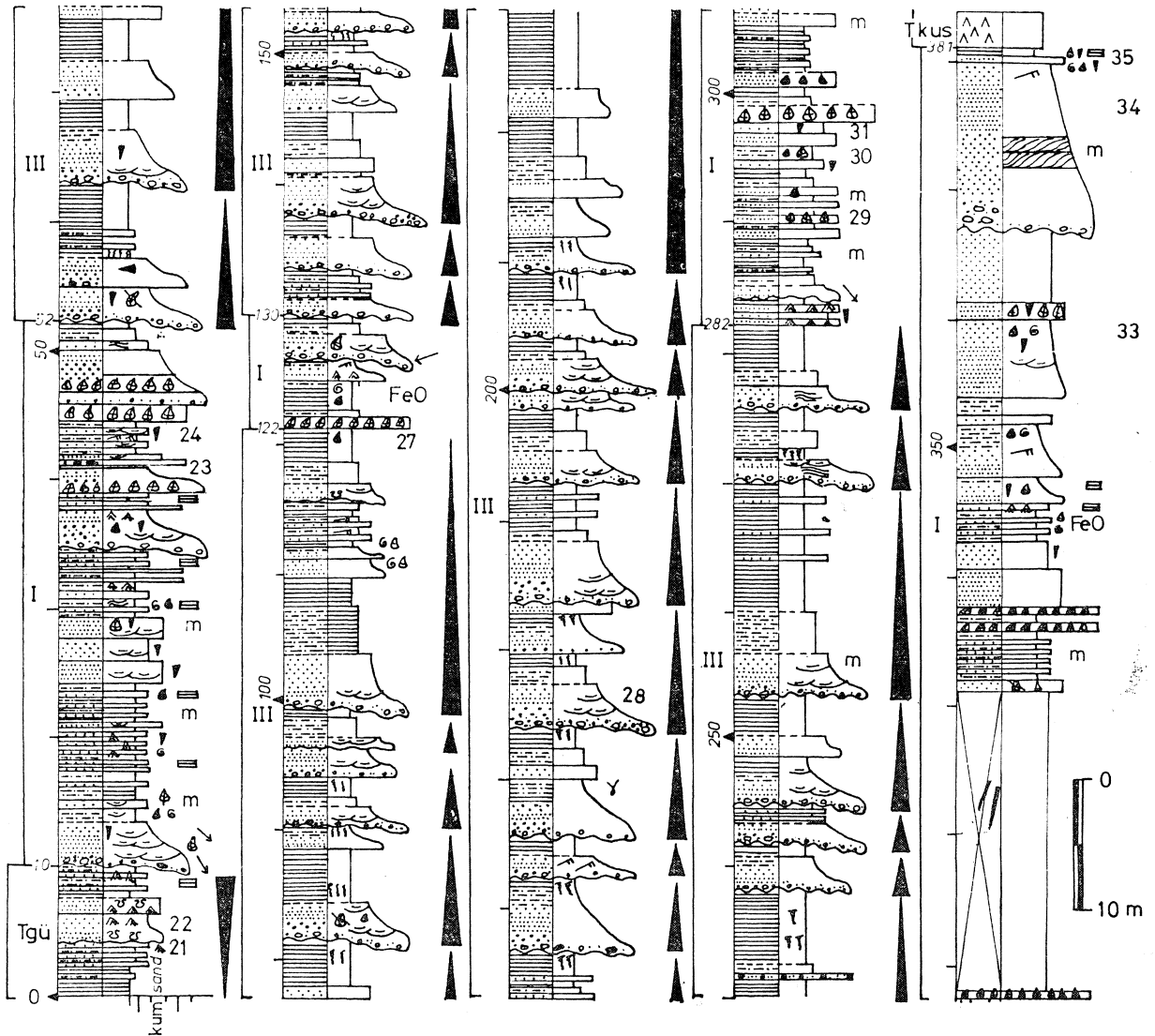
Güvenç formasyonu, yeşilimsi gri renkli silttaşı -ince kumtaşı arakatmanlı çamurtaşı-şeyl yapılıdır. Bunların üzerine Kuzgun formasyonunun sığ denizel çökelleri geçişli olarak gelmektedir (Levha II, Şekil 3). 1. sığ denizel istif (10-52 m) alttan üste doğru tane kabalaşması gösteren, dalga etmenlerinin fazla olduğu sahil çizgilerinde gelişen bir delta tipidir (Coleman ve Wright, 1975). Birimin içerisinde yer yer bol miktarda denizel lamellibrans, gastropod bulunmakta, megaripillerle birlikte sık sık dalga kırışıkları ile çok ince killi karbonatlı düzeylere rastlanılır.

maktadır. Ayrıca iri *Ostrea* kavkı katmanları kılavuz seviyeler halindedir. Birimin litolojisinin büyük bir kesimini oluşturan ince-orta taneli kumtaşı aşmmalı bir taban üzerinde yerleşmiş teknesli çapraz katmanlı, çamur topacıklı, çakıltaşı olup üste doğru tane boyunda incelmeye göstermekte, bitki kırıntısı ve biyoturbasyon izleri gözlenmektedir. Yaklaşık 42 m kalınlığa erişen bu kesim üzerine tipik menderesli nehir dönemlerini karakterize eden 70 m kalınlığında 1. karasal çökeller gelmektedir (52-122 m). Bu dönemler genelde kanal dolgusu ve taşkın ovası asfasiyelerinden oluşmuştur. Kanal dolgusu asfasiyesi; aşmdırmalı tabanlı, mercekse geometri, teknesli çapraz katmanlı, orta-iyi boylanmalı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kaba kumtaşmdan meydana gelmektedir. Bu birimin üzerinde nokta barı çökelleri gelişmiştir. Üzerine direkt olarak kaim, taşkın ovasına ait kırmızı renkli, kıl silt boyu bileşenli, kalkritli çamurtaşı gelmektedir. Bu çamurtaşmm bazen ince kavkılı göl sel lamellibrans ve gastropod kapsaması dirsek gölü olarak yorumlanmasına neden olmaktadır. Genel olarak bu tip menderesli nehirler mevsimlik boşalmalarla sıcak iklimlerde oluşan mendereslere güzel bir

örnektir.

Kesitin devamında 80 cm kaim *Ostrea* kavkı 92 katmanıyla başlayan 8 m kalınlığında 2. sığ denizel istif görülmektedir (22-130 m). Bu istifin alt seviyelerinde siltli çamurtaşı bol lamellibrans ve gastropodludur. Üst seviyelere doğru aşmmalı taban ile başlayan çakıllı kumtaşı, büyük ölçekte teknesli çapraz katmanlıdır. Teknelerin taban kesimi kötü boylanmak, *Ostrea* kavkılı, çamur topacıklı çakıllı kumtaşı niteliğinde olup üst kesimler ince kum boyu kırıntı bileşenlidir. Bunlar üste doğru yeşilimsi-boz renkli silttaşı-çamurtaşma geçip mercekse *Ostrea* bir seviye tarafından üzerlenmektedir.

2. karasal istifi oluşturan menderesli nehir çökelleri başlıca kanal dolgusu ve taşkın ovası asfasiyelerinden oluşmaktadır. Seyrek olarak nokta barı asfasiyeside gözlenebilmektedir. Dönem kalınlığı istifin taban kesimlerinde 5-6 m iken bunlar yukarıya doğru 15 m ye erişmekte ve ayrıca taşkın ovası asfasiyesini oluşturan çökellerin kalınlığı da artmaktadır. 2. karasal istifi oluşturan dönemler toplam 152 m kalınlık sunmaktadır (130-282 m). Kanal dolgusu asfasiyesi, aşmmalı bir taban üzerinde teknesli, yer



Şekil 7 : Kuzgun E kesiti (İncirgediği - Kızılyar tepe).

Figure 7 : Kuzgun E section (İncirgediği - Kızılyar MU).

yer sigmoidal çapraz katmanlı kötü boylanmak çakıltaşı-çakıllı kumtaşı-kumtaşı ile temsil edilmektedir. Çakıllar maksimum 10 cm boya erişip asyuvraklar, uzunca taneli, başlıca kuvars, ofiyolit, radyolarit, kireçtaşı, nümütlü kireçtaşı vb den türemedir. Genel olarak anlatılan bu asfasiyes bazı ayrıcalıklarda sunmaktadır. Örneğin; kesitin orta kesimlerinde (200 m) iri çakıllardan oluşan kaba çakıltaşı örgülü nehir olarak ta yorumlanabilir. Ayrıca bazı düzeylerde omurgalı kemikleri saptanmıştır. Taşkın ovası asfasiyesi, açık gri renkli silttaşı ile kalıverengimsi çamurtaşı yapılıdır. Çamurtaşı içerisinde çok sık olarak kalkrit topacıları bulunmaktadır.

3. sığ denizel çökeller değişik düzeylerde Ostrea kavkı katmanları kapsayıp yaklaşık 99 m kalınlığa sahiptir (282-381 m). Başlıca kumtaşı-silttaşı ile kıt çamurtaşı aralanımdan oluşmaktadır. Kahverengimsi gri renkli çamurtaşı yer yer bitki kırıntılı, kıt rnikalı, karbonat matrikslidir. Silttaşı ise açık gri - kahverenkli, paralel laminalı, mika pullu, yer yer küçük Ostrea ile gastropod ve lamellibrans kapsaktadır, ince-orta taneli kumtaşı ise sarımsı boz renkli, tabanı bazen seyrek çakıllı, orta-iyi boylanmak, kıt lamellibrans ve gastropodlu, karbonat çimentolu, üst kesimleri bitki kırıntılı, yer yer akıntı, bazende dalga kırışıklıdır. Ayrıca biyotürbasyon ve iz fosilleri yaygındır. Ostrealı seviyeler ise genelde gri renkli siltli çamurlu matriks ile tutturulmuş olup Ostrealarm boyu maksimum 30 cm ye erişmektedir. Birim üste doğru tedricen Salbaş tuf üyesine geçmektedir. Geçiş zonu gri renkli, ince kavkılı lamellibrans ve gastropodlu miltası üzerine FeO'li yumruklar ile tufden oluşma öğeler içeren kumtaşı, gri renkli ince mutasından oluşmaktadır. Bunun üzerine asyuvrak-uzunca, 15 cm boya erişen tuf öğelerin milli bir matriks ile tutturulduğu 35 cm kaim düzey (Levha II, Şekil 4) gelip bu da 3 m kaim beyaz-kirli beyaz renkli Salbaş tuf üyesine geçmektedir.

Yorum Güvenç formasyonu üzerine gelen Kuzgun formasyonunun sığ denizel bir istifle karakterize edilen taban kesimi alttan üste doğru tane kabalaşması gösteren, dalga etkenliğinin fazla olduğu sahil çizgilerinde gelişen bir delta tipidir. Birimin içerisinde yer yer bol miktarda denizel lamellibrans, gastropod, megaripillerla birlikte sık sık dalga kırışıkları ve çok ince killi karbonatlı düzeyler bulunmaktadır. Ayrıca iri Ostrea kavkı katmanları da kılavuz seviyeler halindedir. Birimin fasiyesleri nehirsel çökellerin sığ denize yansıyan dağıtım kanallarını karakterize etmektedir. Bu kesim üzerine tipik menderesli dönemleri karakterize eden 1. karasal çökeller gelmektedir. Bu dönemler genelde kanal dolusu ile taşkın ovası asfasiyeslerinden oluşmuştur. Nokta barı çökelleri fazla gelişmemiştir. Genel olarak bu tip menderesli nehirler mevsimlik boşalmalarla sıcak iklimlerde oluşurlar. Bu kesitin devamında Ostrea kavkı katmanı ile başlayan 8 m kalınlığında 2. sığ denizel istif görülmektedir. Kesit tekrar 2. menderesli nehir dönemlerini kapsayan karasal istiflerle devam etmektedir. Dönem kalınlıkları istifin taban kesimlerinde 5-6 m iken yukarıya doğru 15 m ye erişmekte ve ayrıca taşkın ovası asfasiyesini oluşturan çökellerin kalınlığı da artmaktadır. Bu de-

nize doğru eğim gradyanmdaki bir düşüşü ifade etmekte, yani bir çeşit kıyı ovasını karakterize etmektedir. Kesitin 2. sığ denizel çökellerle devam ettiği gözlenmektedir. Bu çökeller değişik düzeylerde Ostrea kavkı katmanları kapsayıp başlıca kumtaşı - silttaşı - çamurtaşı aralanımlı olup çalkantılı bir evreyi işaret etmektedir. Birim üste doğru tedricen Salbaş tuf üyesine geçmektedir.

Kesit F

Kesit, inceleme alanının ve E 5 kara yolunun batısında Kayadibi köyü ile Eskiköy tepe arasında yer alıp Kuzgun formasyonuna ait 120 m ye yakın bir kalınlık ölçülmüştür (Şekil 1 F). Paleozoyik karbonatları üzerinde tamamen sığ denizel kırıntılı - kırıntılı karbonatlardan oluşan istif Salbaş tuf üyesi tarafından üzerlenmektedir (Şekil 8). Bu tür istifler Wilson (1975) tarafından tanımlanmıştır.

İstifin tabanında yaklaşık 1 m kaim bir çakıl düzeyi bulunmaktadır. Bu çakıltaşı seviyesi kütle akmasını karakterize etmekte olup çakıllar köşeli ve tane desteklidir. Tane bileşenler alttaki temele ait tirlir ve uzun mesafelerde taşınmışlardır. Diğer bir deyimle karadan sığ denizel ortama doğru bir geçiş taşınması söz konusudur. Bunun üzerine 7 m kalın dalgalı laminalı ve megaripilli, arada ince karbonatlı kumtaşı mercekleri kapsayan kıt bitki kırıntılı, üst düzeyleri tekne şeklinde çapraz katmanlı, sarı-kirli beyaz renkli kumlu kireçtaşı gelmektedir (1-8 m).

Üzerinde ise yaklaşık 39 m kaim karbonat çimentolu kumtaşı bulunmaktadır. Bunlar sarımsı boz renkli, ince-orta taneli formasyon içi çakıllı, megaripil ve dalga kırışıklı, ondüleli laminalı, katmanlanmaya paralel ve dikine yuvalı olup başlıca denizel lamellibrans, gastropod, ekinid vb. kapsamaktadır. Arada yer yer kalınlığı 20 cm ye erişen Ostrea kavkı katmanları kılavuz düzeyler halindedir. Ostrealarm boyları ise 8 cm ye erişmektedir (47 m). Sonraki 3 m lik kesimde Miliolidaeli iz fosilli kumlu kireçtaşı gözlenmektedir (47-50 m).

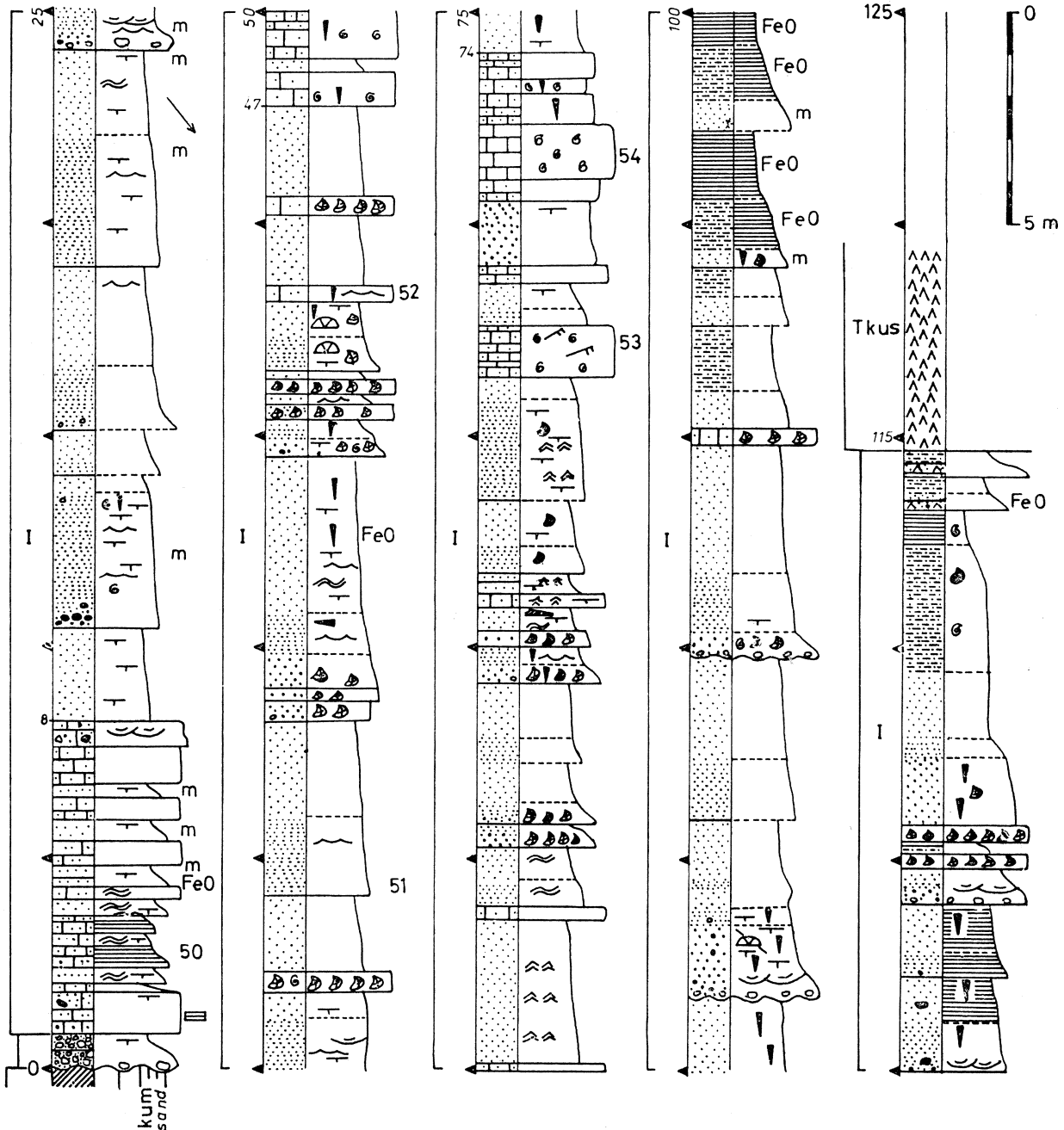
İstifin bundan sonraki 24 m lik kesimi üste doğru karbonat oranının arttığı kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı yapılıdır. Kumtaşı; sarımsı boz renkli, dalga kırışıklı, bükümcülük laminalı ince-orta kum boyu kırıntı bileşenli olup yer yer denizel lamellibrans Ostrea kavkı katmanı ile yer yer de dalga kırışıklı ince kumlu kireçtaşı arakatmanları kapsamaktadır. Kireçtaşı ise sarımsı-bej renkli, belirgin orta-kalm katmanlı olup Miliolidae ile diğer foraminifer ve iz fosilleri içerir. (50-74 m).

İstifin ardalanayan 41 m lik kesiminde karbonatlı katmanlar seyrek olup kırıntılılar çoğunluktadır (74-115 m). Tabanda 3 m kaim iz fosilli, kıt karbonatlı ince kumtaşını aşınmak tabanlı iki düzey ardalanmaktadır. Bunlar tekne şeklinde çapraz katmanlı, biyotürbasyonlu, taşınmış ekinid vb. kapsayan çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapılıdır. Aşınmak bir taban üzerinde tane boyu yukarıya doğru incelen bu dönemler başlıca; kuvarsit, ofiyolit, radyolarit vb. den türeme öğelerden oluşmaktadır. 30 cm kalınlıkta Ostrea ile foraminiferli kumlu kireçtaşı düzeyi kapsayan üst dönem yukarıya doğru kıt denizel lamellibrans - Ostrea'k ince kumtaşı ile paralel laminalı, mika pullu silttaşı-çamurtaşı aralanımda geçmektedir. İstifin 110-115 m ler arasını keskin taban-

lı, tane boyu yukarıya doğru incelen dönemler oluşur. Bunlar başlıca gri-kahverengi, teknesi çapraz katmanlı küt çakıllı kumtaşı; paralel laminalı, iz fosilli ince-orta kumtaşı ve denizel lamellibrans, gastropod ile iz fosilli silttaşı-çamurtaşı yapılıdır. Arada 20 cm kalın iki ayrı *Ostrea* kavkı katmanı bulunmaktadır. İstifin tavanım oluşturan Salbaş tuf üyesi ile geçiş zonundaki 15 m lik kesimde sırası ile; tüflü kumtaşı, milttaşı ve tuf arakatmanı bulunmaktadır.

Yorum: Kesit başlıca sığ denizel kırmıtlı-kırmıtlı karbonatlar ile temsil edilmektedir. Tabandaki ince çakıltaşı ise küçük ölçekte alüvyon yelpazesi olarak yorumlanabilir. Üste doğru karbonatlı kumtaşma ve gastropodlu, lamellibranslı, iz fosilli megaripilli se-

viyelere geçmektedir. Bu durum ortamın oldukça hareketli ve belkide fırtına etkisi altında olduğunu göstermektedir. İri *Ostrea* düzeyler de bunu doğrulamaktadır. Ancak kesitin 42. m sinde görülen normal konumdaki ekinidler çalkantsız sığ denizel bir ortamı karakterize edip, belkide bir deniz tabanı üzerine yerleşmişlerdir. Birimin üzerinde görülen karbonatlı düzeyler bol miktarda Miliolidae içermekte ve resif gerisi fasiyeslerini belirlemekte olup birim bu şekilde gelişen dönemler sunmaktadır. Karbonatların yer yer kumlu bazen de küçük foraminiferli ve tamamen mikritik oluşu oldukça sakin bir sedimantasyonu ifade etmektedir. Arada kumtaşlarının olması karadan beslenmeyi, üzerinde dalga kırışıkları ise kumların denizel etmenlerle işlendiğini



Şekil 8 : Kuzgun F kesiti (Kayadibi-Eskiköy Tepe).

Figure 8 : Kuzgun F section (Kayadibi - Eskiköy Tepe),

göstermektedir, istif üste doğru daha sakin ortamları karakterize eden paralel laminalı silttaşı ve çamurtaşı ile devam etmektedir. Silttaşı ve kumtaşının üzerinde biyotürbasyon gelişmiştir. Yer yer de çalkantılı peryotları belirleyen *Ostrea* kavkı katmanları bulunmaktadır. En üstte ise tamamen sakin bir ortamı karakterize eden gastropod ve lamellibranslı silttaşı, çamurtaşı ile birlikte Salbaş tuf üyesine geçiş söz konusudur. Özet olarak bu istif resif gerisinde gelişmiş sığ bir lagün niteliğinde olmalıdır.

KORELASYON

İnceleme alanının en doğusunda Güvenç formasyonu üzerinde ince sığ denizel istif ile başlayan kesit A üste doğru karasal nitelikli, düşük sinüslü menderesli nehir ve menderesli nehir çökelleri ile karakterize edilmektedir. Batıda Catalan baraj yerinde yer alan kesit, B, üste doğru taşkın ovası çökellerinde bir kalınlaşma ve kalkrit oranında da bir artma sunan menderesli nehir çökellerinden ibarettir. Bu kesime doğru tabandaki sığ denizel çökeller oldukça incelmektedir. Kesit B nin güneyinde Deve tepe dolayında yer alan ve Kuzgun formasyonunun tavanına yakın bir kesimini karakterize eden kesit C, esas itibarıyla menderesli nehir çökelleri ile taşkın ovasında gelişen sığ gölsel çökellerin ardalanmasından oluşmaktadır. Kuzgun formasyonunun tavanına yakın bir kesimi ifade eden bu kesitte herhangi bir şekilde denizel nitelikli çökeller gözlenmemiştir.

Kesit D de Güvenç formasyonu üzerinde çok ince sığ denizel bir istif ile başlayan menderesli nehir çökellerinin taban kesimindeki dönemler 10-15 m kalınlıkta iken üst kesimlerde 20-25 m ye ulaşmaktadır. Bu birimi gölsel (olasılı lagüner) çökeller üzerlemektedir. Bu çökeller üzerinde ise sığ denizel geçiş zonu bulunmaktadır. Üstteki sığ denizel çökeller çeşitli *Ostrea* kavkı katmanı kapsayıp Kuzgun formasyonunun tavanını oluşturan Salbaş tuf üyesine geçmektedir. Kesit B-C den batıya doğru hareket edildiğinde tabanda Güvenç formasyonu üzerinde ince sığ denizel bir istif gözlenmekte olup, bunun kalınlığı daha batıdaki kesit E ye doğru artmaktadır. Kesit D nin büyük bir kesimini karasal çökeller oluştururken bunların üzerine sığ denizel nitelikli kırıntılılar gelmektedir.

Batıdaki kesit E Güvenç formasyonu üzerine gelen oldukça kaim sığ denizel bir istif ile başlamaktadır. Alttan üste doğru tane boyunda bir kabalaşma ve *Ostrea* kavkı katmanları ile megaripiller, dalga kırıksıklarının bulunuşu çalkantılı bir ortamı karakterize etmektedir. Bunun üzerine 70 m kalınlığa erişen 1. menderesli nehir çökellerinin oluşturduğu karasal dönem gelmektedir. Daha üstte yine kılavuz *Ostrea* kavkı katmanı kapsayan 2. sığ denizel istif yer almaktadır. Bunun üzerine ise dönem kalınlıkları ise taşkın ovası asfasiyelerinin kalınlıkları yukarıya doğru artan 2. menderesli nehir çökelleri gelmektedir. Salbaş tuf üyesine kadar olan en üst kesimde ise bir kaç düzey halinde *Ostrea* kavkı katmanları kapsayan 3. sığ denizel çökeller yer almaktadır. Kesit E'de sığ denizel ve karasal nitelikli çökeller birkaç düzey halinde aradalanmalı olup Salbaş tuf üyesi altında istifin tavanım sığ denizel çökeller oluşturmaktadır.

İnceleme alanının en B smda bulunan kesit F'de

tabandaki çok ince çakıltaşı hariç herhangi bir şekilde karasal çökeller bulunmaksızın sığ denizel nitelikli kırımtılı-kırımtılı karbonatlardan oluşma bir istif gözlenmektedir. Bu da B ya doğru tamamıyla sığ denizel çökellere geçişi göstermektedir.

SONUÇLAR

Bu inceleme ile Üst Miyosen yaşında olan Kuzgun formasyonu bölgesel ölçekte (1/25 000) haritalanarak litofasiyes ayırdımı için doğudan batıya seri kesitler ölçülmüştür. Kesit A'dan batıya doğru Güvenç formasyonunu üzerleyen Kuzgun formasyonunun tabanım oluşturan sığ denizel istifin gerek kesit B, gerekse kesit D alanlarında oldukça incelmekte olduğu; bunun kesit E'de tekrar kalınlaştığı gözlenmektedir. Kesit C dolayında Salbaş tuf üyesinin altında Kuzgun formasyonunun tavanını menderesli nehir çökelleri ile taşkın ovasında gelişen sığ gölsel çökeller oluşturmaktadır. Yani şimdiki Seyhan Barajı ve kuzey uzanımında tamamıyla karasal nitelikli çökeller hakimdir. Kesit D ve kesit E'nin tavan kesimlerinde ve Salbaş tuf üyesinin altında ise sığ denizel çökellerin bulunuşu B ya doğru sığ deniz ortamına geçişi ifade etmekte olup kesit F'de tamamıyla sığ denizel çökellerin bulunması bunu doğrulamaktadır.

Bu durum Üst Miyosen esnasında karadan beslenmenin başlıca şimdiki Seyhan Baraj yeri ve uzanımından olduğunu ifade etmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesi için gerekli imkanları sağlayan Ç.Ü. Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Sayın Prof. Dr. Ahmet Acar ile MTA Genel Müdürü Sayın Sıtkı Sancar ve Jeoloji Etüdları Daire Başkanlığı, Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü ilgililerine teşekkür ederler. Ayrıca karasal omurgalı diş ve kemik parçalarının tanımını yapan Gerçek Saraç (MTA Jeoloji Etüdları Dairesi)'a teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allen, J.R.L., 1964, Studies in fluvial sedimentation: six cyclothem from the Lower Old Red Sandstones, Anglo-Welsh Basin: *Sedimentology*, 3,163-198.
- Allen, J.R.L., 1965a, Fining upwards cycles in alluvial successions: *Geol. J.*, 4, 229-246.
- Allen, J.R.L., 1965b, The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales: *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 35, 139-185.
- Allen, J.R.L., 1970, Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining upward cyclothem with special reference to coarse member composition and interpretation: *Jour. Sed. Petrology*, 40, 298-323.
- Allen, J.R.L., 1974, Studies in fluvial sedimentation: Implication of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop: *Geol. J.*, 9, 181-208.
- Allen, J.R.L. ve Williams, B.P.J., 1979, Interfluvial drainage on Siluro-Devonian alluvial plains in Wales and the Welsh Borders: *Geol. Soc.*, 136, 361-366.
- Allen, P.A., 1981, Devonian lake margin environments and processes SE Shetland, Scotland: *Jour.*

- Geol. Soc, 138, 1-14.
- Bluck, B.J., 1976, Sedimentation in some Scottish Rivers of low sinuosity: Royal Soc. Edinburgh. Trans., 69, 425-456.
- Cant, D.J., ve Walker, R.G., 1976, Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec: Can. Journal Earth Sci., 13, 102-119.
- Coleman, J.M., 1969, Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation: Sedim. Geol., 3, 129-239.
- Coleman, J.M., ve Wright, L.D., 1975, Modern river deltas: Variability of processes and sand bodies: Broussard, M.L., Ed., Deltas, models for exploration: Houston Geol. Soc, 99-149.
- Collinson, J.D., 1969, The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of Northern England: Jour. Sed. Petrology, 39, 194-221.
- Collinson, J.D., 1970, Bedforms of the Tana River: Norway Geogr., 52 A, 31-56.
- Davidson-Arnott, R.G.D. ve Greenwood, B., 1976, Facies relationships on a barret coast, Kouch bounac Bay, New Brunswick, Canada: In Beach and nearshore sedimentation, 143-168.
- Elliot, T., 1974a, Abandonment facies of high-constructive lobate deltas with an example from the Yoredale Series: Proc. Geol. Ass. 85(3), 359-365.
- Elliot, T., 1974b, Interdistributary bay sequences and their genesis: Sedimentology, 21, 611-622.
- Elliot, T., 1976, Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas: Jour. Geol. Soc, 132, 199-208.
- Erleben, A.W., 1975, Deltaic and related carbonate systems in the Pennsylvanian Canyon Group of North-Central Texas; Broussard, M.L., Ed., deltas models for exploration: Houston Geol. Soc, 399-425.
- Fisher, W.L., Brown, L.F., Scott, A.J., ve Gowen Me, J.H., 1969, Delta systems in the exploration for oil and gas: Bull. Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, 78p.
- Howard, A.P., 1981, A review of wave-dominated clastic shoreline deposits: Earth -sciences reviews, 17, 223-276.
- Howard, J.D. ve Reineck, H.E., 1972, Conclusion, Senckenberg Mar., 4, special Issue on Georgia coastal region, Sapelo Island, USA: Sedimentology and Biology, 217-223.
- İlker, S., 1975, Adana baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları: T.P.A.O. Arama Arşiv No: 973 (yayınlanmamış), Ankara, 63 s.
- Jackson, R.G., 1976, Depositional model of point bars in the Lower Wabash River: Jour. Sed. Petrology, 46, 579-594.
- Kelling, G. ve George, G.T., 1971, Upper Carboniferous sedimentation in the Pembroke coalfield; Basset, D.A., Ed., Geological excursions in South Wales and the Forest of Dean: 240-259.
- Kerey, İ.E., 1978, Sedimentology of the Chatsworth Grit Sandstone in the Goyt-Chapel en le Frith area: Unpublished MSc Thesis, 132 p.
- Kerey, İ.E., Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1985, Meandering plain deposits and marginal sea processes in the Upper Miocene Kuzgun formation of sedimentology, Abstracts, Spain, 217-218.
- Laury, R.L., 1971, Stream bank failure and rotational slumping: Preservation and significance in geological record: Bui. Geol. Soc. Am., 82, 1251-1266.
- Moody-Stuart, M., 1966, High and low sinuosity stream deposits with example from the Devonian of Spitzberg: Jour. Sed. Petrology, 36, 1102-1117.
- Özer, B., Biju-Duval, B., Courier, P. ve Letouzey, J., 1974, Antalya-Mut ve Adana Neojen havzasının jeolojisi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Tebliğler, Ankara, 57-85.
- Roaf, J.F.M. ve Boersma, J.R., 1971, Tidal deposits and their sedimentary structures: Geologic Mijnb., 50, 479-504.
- Reineck, H.E., 1967, Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea; Louft, G.D., Ed., Estuaries, 191-206.
- Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII: Petroleum Administration Bull. 6, 47-63.
- Smith, N.D., 1970, The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North - Central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2993-3014.
- Steward, D.J., 1981, A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England: Sedimentology, 28, 1-20.
- Van Andel, Tj. H. ve Curray, J.R., 1960, Regional aspects of modern sedimentation in the northern Gulf of Mexico and similar basins, and paleogeographic significance in recent sediments, northwest Gulf of Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 345-364.
- Williams, P.P. ve Rust, B.R., 1969, The sedimentology of a braided river: Jour. Sed. Petrology, 39, 649-679.
- Wilson, J.L., 1975, A review of wave-dominated clastic shoreline deposits: Earth -Sciences Reviews, 17, 223-276.
- Yalçın, M.N. ve Görür, N., 1984, Sedimentological evolution of the Adana basin: International symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 165-172.
- Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1984, Adana baseni kuzey-kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler: Türkiye Jeol. Kur., 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara, 59-61.
- Yazının Geliş Tarihi : 30.4.1985
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.12.1985
Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Gelibolu Yarımadası'ndaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi

An Investigation With Organic Geochemical And Clay Minerals Of Two Source Rocks In Gelibolu Peninsula

MEHMET ÖNAL, Dokuz Eylül Univ., Müh. Mim. Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova İzmir.

ÖZ: Gelibolu Yarımadası'ndaki Erken Eosen ve Orta-Geç Eosen yaşlı fliş nitelikli ince taneli tortul kayaların ana kaya olanakları araştırılmıştır. Her iki fasiyes, değişik düzeylerinde kumlu, çamurlu, killi ve normal fliş karakteri gösterir. İnce taneli kayaçlar (kiltası ve çamurtaşı), toplam tortul kaya kalınlığının yaklaşık % 80'ini oluşturur. Ana kaya niteliği taşıyan toplam tortul kalınlığı 2000 m kadardır. Ölçülen stratigrafi kesitlerinden alınan kiltası ve çamurtaşı örneklerinin organik jeokimyasal parametreleri ile kil mineral parajenezleri incelenmiştir.

Saz Üyesi toplam organik karbon (TOK) ve çözülebilir organik madde (ÇOM) verilerine göre ana kaya olabilirlik sınırında, Karaağaç Üyesi ise değildir. Saz Üyesi vitrinit yansıması (Rm) değerine göre genç, Karaağaç Üyesi ise olgun aşamadır. Saz ve Karaağaç Üyeleri'nin mevcut organik madde bileşenlerine göre az-orta değerlerde petrol ve gaz üretebilecek nitelikte oldukları söylenebilir. Saz Üyesi illit kristallik derecesine göre ankimetamorfizma ve metamorfizma, Karaağaç Üyesi ise diyajenez aşamasındadır.

Saz ve Karaağaç Üyeleri'nde saptanan kil mineralleri ve bunların polimorflan her iki birimin yaklaşık 30004700 metrede diyajenetik koşullardan etkilendiğini belirler.

ABSTRACT : Early Eocene and Middle-Late Eocene flysch like fine grained sedimentary rocks in Gelibolu Peninsula were studied for their source rock possibility. Both facies consist of sand, mud, clay and normal flysch within different horizons. Fine grained rocks (claystone and mudstone) comprise % 80 of the total thickness of the sedimentary rocks. Organic geochemical parameters and clay minerals paragenesis of the claystone and mudstone obtained from the measured stratigraphic section were investigated. According to the total organic carbon (TOC) and extractable organic material (EOM) data Saz member may probably be considered as a source rocks however Karaağaç member may not be the source rock. According to the vitrinite reflectance (Rm) data Saz Member rang young state and Karaağaç Member rang mature state. Oil and gas with low to average quality may be produced from them. According to the illite kristalinite index data Saz Member rank anchimetamorphism and metamorphism and Karaağaç Member is in the diagenetic stage.

The clay minerals in the Saz and Karaağaç Members and their polimorphes indicated that those sediments may have been subjected to diagenesis at depths between 30004700 meters.

GİRİŞ

Gelibolu Yarımadası, petrol ve gazlı olduğu bilinen Trakya Tersiyer tortul havzasının güneybatı bölümünde yer alır. Çalışma alanında, Geç Kretase-Paleosen yaşlı temel kayalarını üstleyen 5000-6000 metrelik Tersiyer tortul istifini görmektedir. Trakya Havzası için bu görünümü iyi bir başvuru yeridir. Yaklaşık 2000 metrelik ince taneli fliş tipi tortul kayalar bulunmaktadır. Bu tortulların ana kaya nitelikleri çalışmanın konusunu oluşturur. Sunulan bu çalışma, doktora çalışmamın bir bölümünü kapsar.

Çalışma alanı, Gelibolu Yarımadasının orta bö-

lümünde, ve Çanakkale H₁₆-b₂, b₃; H₁₇-a_x, a₄ paftalarında yer almıştır.

Gelibolu yarımadası, birçok kişi ve kuruluş tarafından daha çok petrol jeolojisi amaçlı olarak çalışılmıştır (Sfondrini, Druitt ve Holmes, 1961; Ünal, 1967; Shel, 1969; Saltık, 1972; Kellogg, 1973; Önem, 1974 ve Saner, 1980). Özellikle T.P.A.O. ve M.T.A. bu yöreye çok önem vermiş ve T.P.A.O. 1974 yılında iki petrol arama sondajı yapmıştır.

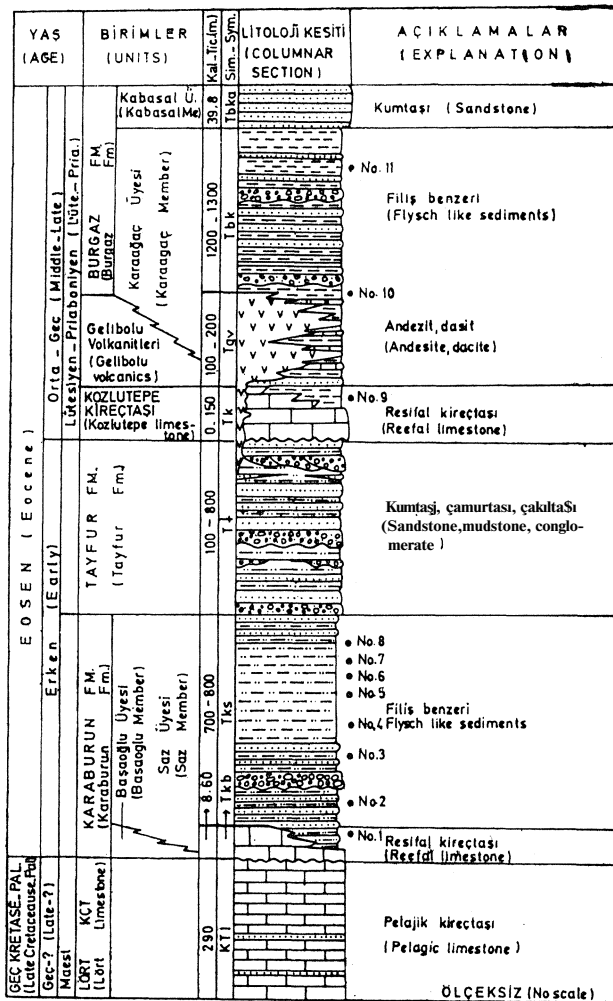
Bu çalışma, başlıca iki aşamada gerçekleştirilmiştir: İlk aşamada, detay jeolojik harita alımı ve stratigrafik kesit ölçümü yapılmıştır. Saha gözlem-

leri sırasında tanımlayıcı ana kaya özellikleri; koyu renk, organizma bolluğu, küçük tane boyu (kıltaşı ve çamurtaşı), piritin varlığı ve gözeneklilik özellikleri (Levorsen, 1967) gözetilerek numuneler derlenmiştir. Ayrıca bu düzeylerin yanal ve düşey fasiyesi değişimlerinde belirlenmiştir. İkinci aşamada; ince taneli tortul kayaların organik jeokimyasal parametreleri ile kil mineral paraj enezleri incelenmiştir.

Çalışmanın son aşamasında, fliş tipi tortulların ana kaya içerikleri yorumlanmıştır.

STRATİGRAFI

Çalışmanın konusunu oluşturan Erken Eosen yaşlı Saz ve Orta-Geç Eosen yaşlı Karaağaç Üyeleri'nin bölgedeki Tersiyer tortul istifi içindeki yeri Şekil -1'de ve basitleştirilmiş jeoloji haritasındaki yayılımı Şekil -2'de gösterilmiştir. Bölgenin genel jeolojisi ayrıca yayınlanacaktır.



Şekil 1 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi.

Figure 1 : Columnar section showing stratigraphic of the study area.

Saz Üyesi

Tanımı: Saz Üyesi adı, bu çalışmada, iyi pekleşmiş kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, bir örnek çamurtaşı ve yersel bir çakıltaşıdan oluşan bir istif şeklinde tanımlanmıştır.

Saz Üyesi'nin tipik kesiti Saz Limanı ile Karaburun Tepe arasında yer alır. Birim Saros Körfezi kıyısına paralel KD-GB gidişli bir yayılım gösterir. İstifin büyük bir bölümünün litolojik ve sedimentolojik özelliklerinde Saz Limanı'nda görülür.

Litoloji: Birim alttan üste doğru yanal ve düşey geçişli iki farklı düzeye bölünmüştür: (1) düzenli kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve bir çakıltaşı, (2) bir örnek çamurtaşı.

Kumtaşları, başlıca yeşil, iyi pekleşmiştir. Katmanlanma yanal olarak sürekli veya süreksiz düzün olup 1-80 cm arasında değişir. Kumtaşları, orta-kötü arası boylanmış litikvake bileşimindedir. Çamurtaşı ile düzenli ardalanmalı olan kumtaşı katmanları, Bouma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerinin tümünü veya bir kısmını kapsar.

Çamurtaşları, genellikle yeşilimsi gri, iyi pekleşmiş, lamina ile masif arasında değişen katmanlıdır. Birimin üst düzeylerinde yer alan çamurtaşları yapraklanma ve küresel ayrışma şeklinde ikincil şekiller taşır. Çamurtaşları yersel olarak da kömürleşmiş bitki kalıntıları içerir.

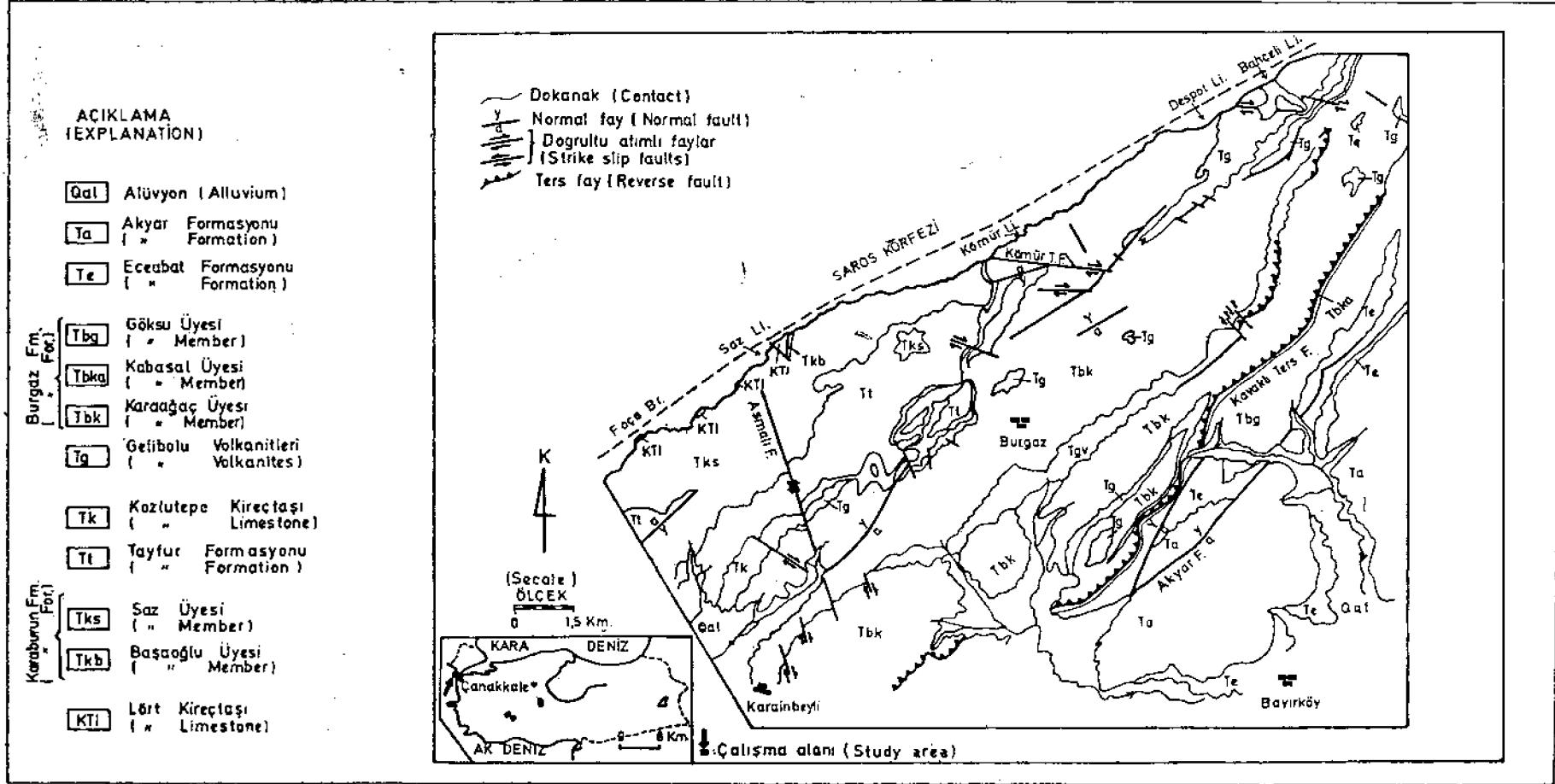
Çakıltaşı, yeşilimsi gri, iyi pekleşmiş, 1,37-1,97 m arasında yanal değişim gösteren masif katmanlı, orta-kötü arası boylanmış ve tane değişimsizdir. Çakıllar, genellikle 8-30 cm büyüklük sınırları içinde, köşeli ve orta yuvarlaklaşmıştır. Çakıltaşı polijenik bileşimde olup, tipik bir olistostromdur.

Stratigrafik İlişkisi: Saz Üyesi alttaki Başoğlu Üyesi ile üstteki Tayfur Formasyonu'na düşey ve yanal geçişlidir. Aynı birim Foça Burnu'nda Lort Kireçtaşı'nı düşük açılı uyumsuzlukla örter. Birimin toplam tortul kalınlığı 700-800 m kadardır.

Yaş : Saz Üyesi'ni oluşturan kumtaşı ve çamurtaşı fosil kapsamamaktadır. Üstteki ve alttaki birimlerin yaşı gözetildiğinde, Saz Üyesi için Erken Eosen yaşı öngörülebilir.

Yorum : Gelibolu Yanmadası'nı Erken Eosen'de etkileyen ve Saz Üyesi'nin çökmesine neden olan transgresyonla Trakya Havzası oluşmaya başlamıştır.

Birime ait tortullar Dzulynski ve Smith (1964) fliş tanımına uyar. Saz Üyesi alt ve üst düzeylerinde normal, orta düzeylerinde ise çamurlu fliş karakteri gösterir. Flişi oluşturan türbidit tortullar, Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) sınıflamasına göre yersel C, egemen olarak da D astfasiyesini yansıtır. Walker (1976) ölçütlerine göre alt ve üst düzeyler yakınca, orta düzeyler ise uzakça türbiditleri yansıtır. Saz Üyesi, yukarıdaki veriler çerçevesinde, deniz altı orta ve dış pelajik derin düzlük yelpaze alanlarında



Şekil 2 : Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 2 : Simplified geologic map of the study area.

durulmuştur. Saz Üyesi oluşum koşulları yönünden tipik bir Eu-Jeosenkinal ürünüdür.

Karaağaç Üyesi

Tanımı : Karaağaç Üyesi adı, ilk olarak, Önem (1974) tarafından verilmiştir. Birim, bu çalışmada, egemen olarak kilitaşı, yersel kumtaşı, kırıntılı kireçtaşı, çakilitaşı, tüfit ve çamurtaşından oluşan bir istif şeklinde tanımlanmıştır. Andezit ve Dasitik lav akmaları birimin değişik düzeylerinde yer alır.

Birimin tipik kesiti Karaağaç Deresi'nde yer alır. Karaağaç Üyesi Gelibolu Yarımadasında KD-GB gidişli bir yayılım gösterir.

Litoloji : Karaağaç Üyesi, alttan üste doğru egemen kaya bileşenlerine göre yanal ve düşey geçişli üç farklı düzeye ayrılır: (1) kumtaşı arakatmanlı kilitaşı, (2) çakilitaşı, kırıntılı kireçtaşı ve tüfit arakatmanlı ve arakatmanlı kilitaşı, (3) çakilitaşı arakatmanlı kumtaşı-kilitaşı düzenli araldanması.

Kilitaşı, yeşil, iyi pekleşmiş, lamina ile masif arası katmanlı, yersel düzlemsel laminalı olup orta düzeylerde kil şeyi niteliğindedir.

Kumtaşları, açık yeşil, iyi pekleşmiş, orta-kalın katmanlı ve litivake bileşimindedir. Kilitaşı ile düzenli araldanmalı kumtaşı katmanları Bouma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerini tümüyle veya bir parçasıyla taşır. Kumtaşları, küresel ayrışma, tortullaşmayla yaşıtlı ufarak faylar, kıvrımlarına ve kayma gibi ikincil yapılar kapsar.

Çakilitaşları, kahverengimsi yeşil, çok iyi pekleşmiş kötü boylanmış, kaim masif katmanlı ve polijenik bileşimlidir. Çakilitaşı katmanları oyu-dolgu, derecelenme ve uzun eksen yönlenmesi gibi yapılar kapsar.

Kırıntılı kireçtaşları, grimsi kahverengi, iyi pekleşmiş lamina ile ince arası katmanlı, iyi boylanmış biyokalkarenit ve biyokalkrudittir. Kırıntılı kireçtaşları, başlıca alg, mercan ve çeşitli kavkı parçalarından yapıtlı olup, Karaağaç Üyesi'ni altlayan resifal nitelikli Kozlutepe Kireçtaşı'nın yamaç önü döküntü fasiyesine karşılık gelir ve türbiditik nitelik taşır.

Tüfit, beyazımsı sarı, iyi pekleşmiş, orta-masif katmanlı litiktüfittir ve derecelenme ile düzlemsel laminalanma gibi yapılar kapsar.

Stratigrafi ilişkisi : Karaağaç Üyesi, alttaki Kozlutepe Kireçtaşı ve üstteki Kabasal Üyesi'ne yanal ve düşey geçişlidir. Birimi oluşturan kumtaşı ve çakilitaşları kuzeydoğuya doğru kabalaşır ve katman kalınlıkları artar.

Yaş: Karaağaç Üyesi saptanan fosillere göre Orta-Geç Eosen yaşındadır. (Önal, 1984).

Yorum: Birimi oluşturan tortullar Dzulynski ve Smith (1964), fliş tanımına kısmen uyar. Birimin alt ve orta düzeyleri killi, üst düzeyleri ise kumlu fliş benzeri özellik gösterir. Fliş benzeri fasiyesi oluştu-

ran türbiditik tortullar, Walker'a (1967) göre yersel yakınsak, egemen olarak uzakça türbiditleri, Mutti ve Ricci-Lucci (1972) sınıflamasına göre C ve D astfasiyelerini yansıtır. Karaağaç Üyesi yukarıdaki veriler çerçevesinde yelpaze alanı ve derin pelajik düzlüklerde çökelmiştir.

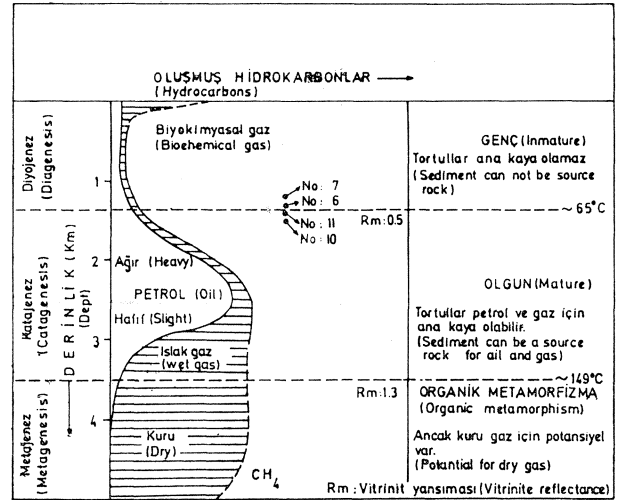
Organik Jeokimya Analizleri

Çalışma alanından derlenen kilitaşı ve çamurtaşı örneklerinin organik özellikleri Federal Almanya'da Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (Jeoloji ve Hammaddeler Araştırma Kurumu)'da Dr. H. Wehner tarafından yapılmıştır. Analizler için Saz Üyesi'nden 8, Karaağaç Üyesi'nden ise 3 örnek kullanılmıştır.

Toplam organik karbon miktarı WR-12 LECO otomatik karbon analiz aleti, kükürt miktarı, LECO tipi yarı otomatik analiz aletinde yapılmıştır. Organik madde çözünürlüğü Soxhlet düzeni ile saptanmıştır. Maseraller ve vitrinit yansımaları, hazırlanan parlak kesitlerdeki maseral bollukları, ışık yansıtımlı mikroskopta, yağ immersiyon yardımıyla gözlenmiştir. Vitrinit yansımaları ve fluoresans özellikleri, monokromatik ışık kaynaklı, opak prizmalı ve ışık yoğunlaştırıcı kaynak içeren, ışık yansıtımlı mikroskopta incelenmiştir.

Organik Jeokimya İle Ana Kaya Belirlenmesi

Son zamanlarda elde edilen jeokimyasal analiz sonuçlarının ışığında büyük bir araştırma grubu tarafından, petrolün organik kökenli olduğu ve organik



Şekil 3 : Saz ve Karaağaç Üyeleri'nde ölçülen vitrinit yansımaları değerlerine göre petrol oluşum zonları. Şekil Tissot (1971-1974); Sokolov (1969); Karsev (1971) ve Urban (1975)'den derlenmiştir.

Figür© 3 : Oil formation zones according to the vitrinite reflectance measuring at the Saz and Karaağaç Members. Figure contributed from Tissot (1971-1974); Sokolov (1969); Karsev (1971) and Urban (1975).

maddenin termal dönüşümü sonucu oluştuğu görülmüştür (Hunt ve Mainer, 1954; Philippi, 1965; Tissot ve diğerleri, 1971). Kayalar içindeki organik maddenin yaklaşık % 90 kadarı organik çözücülerde erimeyen kerojen, % 10 kadarı ise organik çözücülerde eriyen bitümden oluşmaktadır (Tissot ve diğ., 1971).

Seyilerden oluşan ana kayalarda, organik madde için % 1 ve toplam organik karbon için ise % 0,50 değeri en düşük limittir (Ronov, 1958).

İlk ürün ağır yağışlardır, yani ağır petrolerdir. Olgunlaşma devam ettikçe ağır moleküller parçalanır ve daha hafif yağışlar oluşur. Bu işlem olgunlaşma olarak adlandırılır ve olgun tortullar petrol ve gaz için ana kaya potansiyeline sahiptir (Philippi, 1965; Tissot ve diğ., 1971; Durand ve Espitalié, 1973, Şekil-3).

Daha derinlerde ışınsal işlemler sadece metan gazının oluşumunu gerçekleştirir ve bu safhada, ana kayaların yalnız kuru gaz potansiyeli vardır. Yaklaşık olarak 149° C sıcaklık ve 3500 m derinlikte organik metamorfizma başlar (Stamplin, 1969).

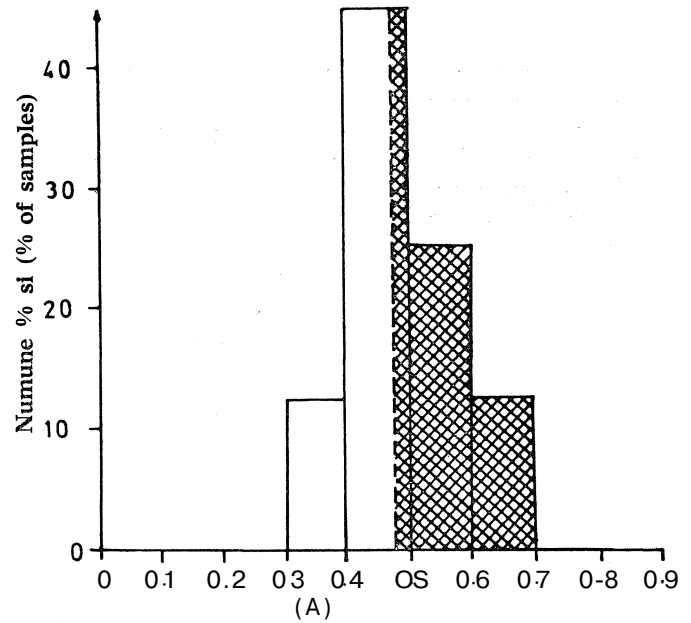
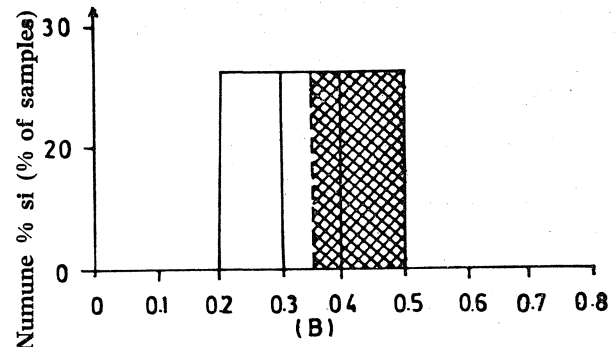
Bu sonuçlara göre, yeterli organik madde içeren kayaların petrol oluşturabilmesi için bunların belirli bir derinlikte ısı ve basınç etkisi altında kalmaları gerekmektedir.

Yapılan çalışmalara göre bir ana kayadaki petrol oluşumu şunlara bağlıdır: (1) organik madde miktarı, (2) organik madde türü, (3) organik maddenin olgunluğu.

Örnek no Sample "	TOK %	COM ppm	% ÇOM % TOK	S %	Ref 1. % Rm	ÖS
No.1	0.40	154	3.84	0.23	—	—
No.2	0.62	171	2.75	0.18	—	—
No.3	0.58	182	3.15	0.27	—	—
No.4	0.49	116	2.37	0.42	—	—
No.5	0.52	143	2.75	0.23	—	—
No.6	0.41	145	3.54	0.20	0.48	—
No.7	0.37	226	6.09	0.25	0.46	25
No.8	0.41	152	3.71	0.15	—	—
Saz Üyesi (Saz Member)						
No.9	0.44	124	2.82	0.11	—	—
No.10	0.34	143	4.21	0.02	0.53	30
No.11	0.26	83	3.17	0.01	0.51	3
Karaağaç Üyesi (Karaağaç Member)						

Çizelge 1 : Saz ve Karaağaç Üyeleri çamurtaşı ve kıltaşı örneklerinin organik jeokimyasal parametreleri.

Table 1 : Organic geochemical parameters of the mudstone and claystone samples of the Saz and Karaağaç Members.



Toplam organik karbon % si
(% of Total organic carbon)

Şekil 4 : Toplam organik karbon miktarı ve dağılımı.

Figure 4 : Abundance of total organic carbon and its distribution.

Bu nedenle, organik jeokimyasal araştırmalar bu üç tür temel parametrenin saptanmasını amaçlar. Bunlardan başka, bir ana kaya içerisindeki bitüm miktarı ve bileşiminin saptanması, bitümlerin doymuş, doymamış bileşenlerine ayrılmasında ana kaya potansiyelinin saptanmasında yardımcı olur.

Çözülebilir organik madde miktarı (ÇOM) ana kaya sınıflaması için önemli bir parametredir. Her gram için 150 ppm'den az ÇOM değerli kayalar iyi bir ana kaya olamazlar (Philippi, 1965).

Kömürün önemli bir organik maddesi olan vitrinitin yansıma (Rm) derecesi metamorfizma ile artmaktadır. Diyajenez safhasında vitrinitin yansıma derecesi % 0,5'dir. Bu safhada organik maddeler petrol üretecek olgunluğa erişmemişlerdir. İkinci safha katajenezdir. Katajenez aşaması % 0,5'ten % 2'ye kadar uzanır. Petrol oluşumu % 0,5 ile % 1,3 arasında

da olmaktadır. % 1,3 ile % 2 arasında ıslak gaz zonu bulunmaktadır. Metajenezin alt sınırı % 4'dür. Bundan sonra metamorfizma gelmektedir (Sokolov, 1969; Tissot ve diğ., 1971; Urban, 1976).

Kerojen kimyası ve kerojenin mikroskop incelemeleri liptinit grubunun hidrojenle zengin l'citür kerojenlerde, vitrinit grubunun ise oksijenle zengin IIFcütür kerojenlerde çoğunlukta olduğunu göstermektedir (Tissot ve Welte, 1978). Bu nedenle, liptinitle zengin organik madde başlıca petrol oluşturmaya, vitrinitle zengin organik madde ise başlıca doğal gaz oluşturmaya elverişlidir. İnertinit grubu mase-rellerin ise çok az doğal gaz oluşturdıkları bilinmektedir.

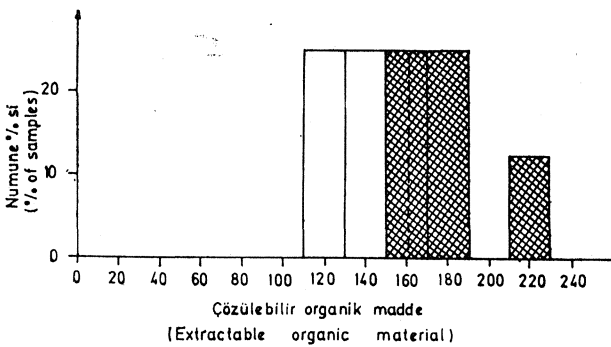
Saz Üyesi'nden alınan çamurtaşı örneklerindeki toplam organik karbon (TOK) miktarı % 0,37-0,62 arasında değişmektedir (Çizelge 1). Bunların ortalaması % 0,48'dir (Şekil - 4A). Örneklerdeki çözülebilir organik madde miktarı (ÇOM) 116-226 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 1). Bunların ortalaması yaklaşık 161 ppm kadardır (Şekil-5). Bu örneklerdeki kükürt değeri % 0,15-0,42 arasında, vitrinit yansıması (Rm) ise % 0,48 - 0,46 arasındadır.

Karağaç Üyesi'nin kiltaşlardan alınan örneklerdeki toplam organik karbon (TOK) miktarı % 0,26 - 0,44 arasında değişmektedir (Çizelge 1). Üç örneğin ortalama toplam organik karbon değeri % 0,35 'dir (Şekil-4B). Bu örneklerdeki toplam çözülebilir organik madde miktarı 83-143 ppm arasındadır (Çizelge 1). Bu örnekteki kükürt değeri % 0,01-0,11 arasında vitrinit yansıması ise % 0,51 - 0,53 arasındadır (Çizelge 1).

Bunlardan başka, Saz ve Karağaç Üyeleri'nde az-orta miktarda liptinit ve inertinitde rastlanmıştır.

Kil Analizleri

Çalışma alanından derlenen kiltaş ve çamurtaşı örneklerinin kil mineral analizleri Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Bu analizler için



Şekil 5 : Çözülebilir organik madde miktarı ve dağılımı.

Figure 5 : Abundance of the extractable organic material and its distribution.

Saz Üyesi'nden 8, Karağaç Üyesi'nden de 3 olmak üzere toplam 11 adet çamurtaşı ve kiltaş örnekleri alınmıştır. Derlenen örneklerin kil mineral analiz yöntemleri Önal ve Yılmaz (1983)'de belirtilmiştir.

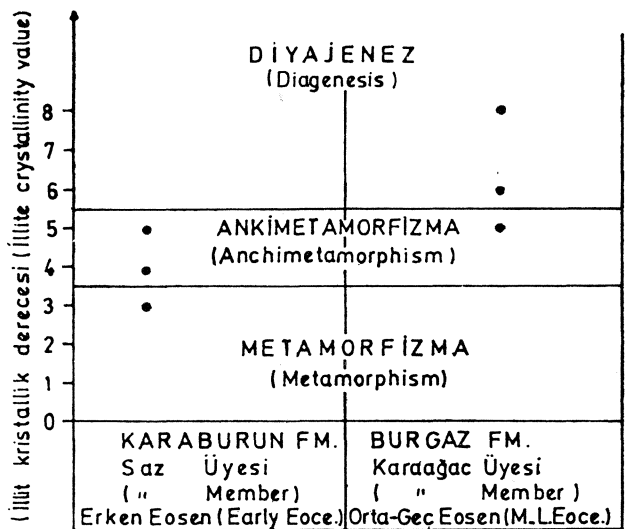
Kil Mineral Parajenezleri

Erken Eosen yaşlı Saz Üyesi ile Orta-Geç Eosen yaşlı Karağaç Üyeleri'nden 2JJ, ve daha düşük tane boylu fraksiyonlarda saptanan kil mineralleri korensit, illit ve sedimanter klorittir (Önal ve Yılmaz, 1983).

Kil Mineralleri ile Ana Kaya Belirlenmesi

Tortul havzaların jeokimyasal gelişimini ortaya koymada ve petrol kaynakları olarak kayaların potansiyelini incelemeye uzun yıllardan bu yana kullanılmaktadır. Birçok araştırmacı simektin illite dönüşümünde hidrokarbon üretimi ile çok iyi değerlendirilebilen bir su kaybı işlevinin yereldiğini belirtmişlerdir (Weaver, 1960; Perry ve Hower, 1972; Foscolos ve Kodama, 1974). Yazarlara göre bu dönüşüm işlevi 150°C'den daha düşük sıcaklıklarda olur ve büyük oranlardaki su üretimi ile sonuçlanır. Derince gömülü tortullar içinde yer alan 150°C'deki sıcak su büyük miktarlarda hidrokarbonun çözünmesini sağlar. Montmorilonitin illite dönüşümü hidrokarbon oluşumu için büyük oranlarda ve yeterli sıcaklıkta su oluşumu ile sonuçlanır (Perry ve Hower, 1972; Moort, 1971). Oluşan bu suyun pirimer petrol göçünde oldukça önemli olduğu bilinen bir gerçektir.

Düşük dereceli metamorfizma olaylarında yer alan şey İlerin x-ışın difraktometrik analizleri, bunların metamorfizma derecesinin belirlenmesinde kullanılabilir.



Şekil 6 : Saz ve Karağaç Üyeleri'nin illit kristallinité derecesine göre zon sınırları.

Figure 6 : Zone boundaries of Saz And Karağaç Members according to the illite kristallinité index.

Örnek No (Sample No)	Kristalleşme derecesi (Crystallinity index)	Keskinlik oranı (Sharpness ratio)	$\frac{1,280 \text{ \AA}^2}{1,258 \text{ \AA}^2}$	$\frac{\% 2 \text{ m}}{2\text{m} \cdot 1\text{md}}$	$d(0,60) \text{ \AA}^2$	$\frac{\text{mg} \cdot \text{Fe}}{10(\text{OH})_2}$
KARAAĞAÇ ÜYESİ (KARAAĞAÇ MEMBER)	6	2,5	0,15	62	$\frac{1,504}{1,5099}$	0,5-0,62
10	8	2,0			1,505	0,53
9	5	2,0	0,18	7,5	$\frac{1,501}{1,507}$	0,2-0,6
8	3	3,5			1,504	0,5
SAZ ÜYESİ (SAZ MEMBER)	5	2,8	0,185	77		
7	5	3,0				
5	4	2,8	0,19	80	1,501	0,2

Çizelge 2 : İllitlerin karakteristik mineralojik ve kimyasal parametreleri (Önal ve Yılmaz, 1983'den).

Table 2 : Characteristic mineralogical and chemical parameters of illites (from Önal and Yılmaz, 1983).

Kristalinite indeksi ile metamorfizma derecesini belirlemek olasıdır. Gömülme ile kristalinite indeksi azalırken keskinlik oranında artış görülür (Foscolos ve Kodama, 1974). Donoyer deSegonzac (1969)'m sınıflaması ile bir kıyaslama yapıldığında, illit kristalite derecesine göre, Saz Üyesi'nin ankimetamorfizma ve metamorfizma, Karaağaç Üyesi'nin ise Diyajenez zonunda yer aldığı görülür (Şekil-6). Bu durum vitrinit yansıması (Rm) değerleri ile de çakışmaktadır (Şekil-3). Yalnız bir değer bunların dışında kalmaktadır. Bu illitin de daha yaşlı birimlerden türediği söylenebilir. Bundan başka 2 m polimorf yüzdesinin gömülme derinliği ile arttığı görülür (Maxwel ve Hower, 1967). Karaağaç Üyesi'nden Saz Üyesi'ne doğru 2 m polimorf yüzdesi artmaktadır (Çizelge 2). Yazılar 2 m illit yüzdesinin 1250 m ile 4600 m arasında % 41'den % 79'a yükseldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca gömülme derinliğinin artışı ile illit 2 : 1 simektit karışık tabakalı kil içindeki illit yüzdesinde de önemli oranda artış görülür. Örneğin petrol göçünün, yani birinci dehidrasyon fazının bitimi ve ikinci dehidrasyon fazının başladığı gömülme derinliğinde (2000 m ve eşdeğeri sıcaklık 00 °C) illit (2:1) simektit karışık tabakalı kil içindeki illit oranı % 40 iken göçün tamamlandığı gömülme derinliğindeki (3300 m ve eşdeğer sıcaklık ~ 140X) illit oranı % 70'den % 80'e yükselmektedir (Foscolas ve Kodama, 1974).

SONUÇ ve TARTIŞMALAR

Saz ve Karaağaç Üyeleri'nden alınan çamurtaşı ve kıltaşı örneklerinden elde edilen organik jeokimya ve kil mineral analizleri verileri ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır :

1. Saz Üyesi'nden alınan 3 örneğin toplam organik karbon miktarı % 0,50'den büyüktür. % 0,50 değeri ince taneli (kıltaşı ve çamurtaşı) ana kayalar için minimum değer olarak benimsendiğinden (Ronov, 1958; Philippi, 1965; Tissot ve Welte, 1978), Saz Üyesi toplam organik karbon miktarına göre ana kaya potansiyeline sahiptir.

2. Saz Üyesi'nden alınan 5 örneğin çözülebilir organik madde miktarı 150 ppm den büyüktür. 150

ppm değeri minimum değer olarak benimsendiğinden (Philippi, 1965), Saz Üyesi iyi bir ana kaya olabilir.

3. Saz Üyesi'nden alınan 2 örneğin vitrinit yansıması (Rm) % 0,46-0,48 arasındadır. Petrol oluşumu % 0,5 ile % 1,3 arasında olduğu benimsendiğinden (Sokolov, 1969; Tissot, 1971; Karsev, 1971; Urban, 1976), Saz Üyesi genç aşamadır (Şekil-3).

4. Karaağaç Üyesi'nden alınan 3 örneğin toplam organik karbon miktarı maksimum % 0,44'tür. Bu nedenle, Karaağaç Üyesi iyi bir ana kaya potansiyeline sahip değildir.

5. Karaağaç Üyesi'nden alınan 3 örneğin çözülebilir organik karbon miktarı 150 ppm değerinin altında olduğu için iyi bir ana kaya olamaz.

6. Karaağaç Üyesi'nden derlenen 2 örneğin vitrinit yansıması değeri (Rm) % 0,5'in üzerindedir. Bu nedenle, Karaağaç Üyesi olgun aşamadır (Şekil - 3).

7. Saz ve Karaağaç Üyeleri'nden az-orta miktarda liptinite rastlanması, bunların petrol oluşturacak ana kaya niteliklerinin az-orta derecede olduğunu, vitrinitce zengin organik madde içermesi, gaz oluşturabilecek ana kaya niteliklerinin olduğunu yansıtır.

8. Saz ve Karaağaç Üyeleri'ni oluşturan tortullar, koyu renk, ince taneli (kıltaşı ve çamurtaşı) ve kükürlü su gibi gözle görülebilen ana kaya özellikleri kapsamı ve petrol oluşturabilecek kadar gömülme derinliğine ulaştıkları düşünülürse ana kaya niteliklerinin olduğu söylenebilir.

9. Saz Üyesi'ni oluşturan çamurtaşlarından alınan örneklerden saptanan illit kristalite derecesine göre, Saz Üyesi Ankimetamorfizma ve Metamorfizma Karaağaç Üyesi ise diyajenez aşamasındadır (Şekil-6).

10. Saz ve Karaağaç Üyeleri'ni oluşturan tortullarda saptanan organik jeokimyasal parametreler, kil mineral parajenezleri, jeotermal gradyan ve tortul istifin kalınlığı, bunların yaklaşık 3000-4700 metrede diyajenetik koşullardan etkilendiğini belirler. Her iki üyedeki diyajenezini oluşturan nedenler: (1) jeotermal gradyan, (2) tortulların yükü nedeniyle oluşan basınç, (3) tektonizma (kıvrımlanma ve faylanma), (4) volkanizma (dayk, sil ve lav akmaları)'dır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı öneren Prof. Dr. Orhan Kaya'ya ve çalışmanın tamamlanmasını sağlayan Prof. Dr. Mehmet Akartuna'ya şükranlarımı sunarım.

Çalışmanın yürütülmesinde x-ışın difraksiyon olanaklarını sunan Dokuz Eylül Üniversitesi Maden ve Jeoloji Mühendisliği Bölümleri'ne, x-ışın difraktogramlarını çeken Dr. Uğur Köktürk'e, x-ışın difraktogramlarının değerlendirilmesinde yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Hüseyin Yılmaz'a ve organik jeokimyasal analizlerin Almanya'da yapılmasını sağlayan Dr. H. Wehner'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- BOUMA, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. A Graphic Approach to fades interpretation : Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- DRUITT, G.E., 1961, Raport on the petroleum prospects of Trace: Turkey Turkish Gulf Oil Camp., Ankara.
- DUNOYER de SEGONZAC, G., 1969, Les mineraux argileux dansla diagenese passage metamorphisme : Memoire du Service dela Carte Geol, Alsace et de Lorraine, 29, 320 p.
- DURAND, B. ve ESPITALIE, J., 1973, Evolution de la matiere organique au cours de la Fenfouissement des sediments: C.R. Acad Sc, Paris. 276, 2253-2256.
- FOSCOLOS, A. ve KODAMA, K., 1974, Diagenesis of clay pace clays: Amer. Mineral., 51, 1057-1067.
- HOLMES, A.W., 1961, A stratigraphic review of Trace: T.P.A.O., Rap No. 368.
- HUNT, J.M.S. ve MAINER, R.N., 1954, Petroleum prospecting : Patent applied for 1954 : U.S. Patent, No. 2, 854-396.
- KELLOG, B.H., 1973, Geology and petroleum prospets gulf of Saros and vicinity southwestern Trace: Ashland oil of Turkey, T.P.A.O., Rap. No. 302.
- LEVORSEN, A.I., 1967, Geology of petroleum : W.H. Freeman and company, San Francisco.
- MAXWELL, D. ve HOWER, J., 1967, High grade diagenesis and low grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series : Amer. Mineral., 52, 843-857.
- MOORT, J.W., 1971, A computerative study of diagenetic alteration of clay minerals in Mesozoic shales from Papua, New Guinea and in Tertiary Shales from Lausina U.S.A. Clays clay minerals, 19, 1-20.
- N.V. TURKSE SHELL, 1969, nolu petrol bölgesinde AR NTS 832, 833, 835, 836, 997, 998 sıra nolu arama sahalarına ait terk raporu : T.P.A.O., Rapor No. 39.
- ÖNAL, M. ve YILMA7, H., 1983, Gelibolu yarımadasındaki iki farklı fliš fasiyesindeki kil mineral-leri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları: Jeo. Müh. Der., s. 18, 23-30.
- ÖNAL, M., 1984, Gelibolu (Çanakkale) kuzeybatısının jeolojisi (Yayınlanmamış doktora tezi), 200 s.
- ÖNEM, Y., 1974, Gelibolu yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi: T.P.A.O., Rap. No. 877.
- PERRY, E.A.J., ve HOWER, L., 1972, Late state dehydration in deeply buried pelitic sediment: A. A.P.G. Bull., Sb., 2013-2021.
- PHILIPPI, G.T., 1965, On the depth, time and mechanism of petroleum generation : Geochimica e t Cesmachimica acta, 29-9,1021-1049.
- RONOV, A.J.B., 1958, Organic carbon in sedimentary rocks: Geochemistry, 5, 496-509.
- SALTIK, O., 1972, l'nci Bölge Trakya sahalarında ölçülen kesitlere ait rapor: T.P.A.O., Rap. No. 803.
- SANER, S., 1980, Saros Körfezi ve dolayının petrol olanakları: T.P.A.O. Arama Grubu Başkanlığı, Rap. No. 1500
- SFONDRINI, C., 1961, Surface geological report on AR/TGO/I/S37, 538 Eceabat and Çanakkale areas : Turkish Gulf Oil Comp.
- SKOLOV, V.A., 1969, Tortul kayaların ana kaya potansiyelinin değerlendirilmesi in : G. Eserler, Türkiye Üçüncü Petrol Kongresi, 76 s.
- TISSOT, B. ve diğ., 1971, Criteres d'origine et d'evolution des petroles. Application a Fe'tude geohimique des bassins sedimentaires in: Org. Geochem, 113-134.
- TISSOT, O. ve WELTE, D.H., 1978, Petroleum formation and occurence, Springer-Verlag, Berlin.
- URBAN, J.B., 1976, Palynology thermal maturation by vitrinite reflectance and visual color estimation and kerogen description of source rock: Core Lab. Inc. Special Publ.
- ÜNAL, O.T., 1967, Trakya Jeolojisi ve petrol imkânları : T.P.A.O. Rap. No. 391.
- WEAVER, C., 1960, Possible use of clay minerals in the search of oil: A.A.P.G. Bull., 44, 1505-1516.

Yazının Geliş Tarihi : 16.3.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 12.12.1985

Yayıma Verildiği Tarihi; 254.1986

Jeofizik yöntemle kurşun - çinko (Pb-Zn) yatağının üretim alanının genişletilmesi: Afşân - Elbistan

Expansion of the production area for the Lead - Zinc deposit by using geophysical method at Afşân - Elbistan

AHMET ERCAN, İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Böl. İstanbul

ÖZ: Afşân, Hüyük köyü dolayında işletilmekte olan çinko-kurşun madeninin yeraltı yapısı, cevherleşme varlığı, boyutları ve beklenen miktarlarını bulmak için Jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Andezitlerle kaplı 45 000 m² lik alanda yerelektrik ve yeruçlaşma ölçümleri alınmıştır. 300 metre boyundaki alanda cevher içerebilecek üç iletken tekne bulunmuştur. Tekne içi ortalama öz direnci 200, kenarında ise 450 Ohm-metre olup üretken orta tekne genişliği 120 ile 150 metredir. Teknelerde kuzeyden güneye, sırası ile 24 ve 1 olmak üzere toplam 7 iletken cevherli kuşak vardır. Kuşaklar 45 ile 60° arasında kuzeye eğimli, genişlikleri 10 ile 40 metre arasında yaklaşık uzanımları K60°D, ara öz dirençleri 100-150 Ohm-metre arasındadır. Üretime açık maden damarları bu iletken kuşaklardan biri içinde yer almaktadır. Cevherin ortalama başlama derinliği 10-15 metre olup, yer yer 100 metreye değin indiği elektrik kat haritaları ve doğal uçlaşma belirtilerinin yorumundan anlaşılmıştır. Ayrıca toplam uzunluğu 150 metre olan 13 tane yeni ocak yeri belirlenmiştir. Orta teknenin üretime alınmasıyla, incelenen alandan 320 000 ton maden çıkarılması beklenmektedir.

ABSTRACT: The Pb+Zn mine, in Afşân-Hüyük is already under the production. In order to direct the future exploitation, geoelectrical surveys were conducted to determine extensional existence, dimension and possible reserve of the ore deposit. To accomplish that d.c. geoelectrical and natural polarization measurements were taken over an andesite covered 45 000 m² large area and along the profiles each of which has 300 meter length and with sampling interval of 5 meters. Three conductive depositional basins were located to be extending in E-W direction. Medium basin is already proven and is underproduction. This basin is recognized with lower average resistivity of 200 Ohm-meters, and it is surrounded with relatively resistive flanks that of which is 450 Ohm - meters. The estimated width of the basin is 120 to 150 meters. There are two, four-and one conductive mineral zones in these basins from north to south, respectively. These zones extend in N60°E direction, and incline to the north with an angle between 45 to 60° and have various widths of 10 to 40 meters and resistivities in the range of 100-150 Ohm - meters. The ore veins, underproduction take place in one of these zones. From the interpretation of the natural polarization profiles, it is determined that average depth of the mineralization starts from 10-15 meters and extends up to 100 meters below the surface. By using the interpretation results new locations for production galleries were recommended and possible expected reserve was estimated which is about 320 000 tons, in the medium basin.

GİRİŞ

Çalışma Yeri

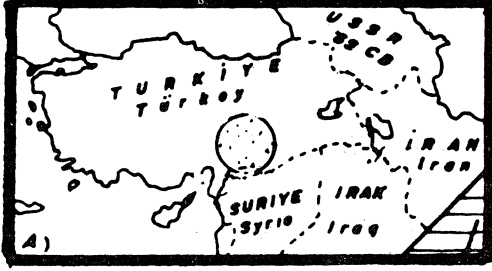
Cevher alanı, Güney-Doğu Toroslar diye adlandırılan bindirme kuşağındaki ofiyolit karmaşığı içindedir. Cevherli alan, batıda Binboğa dağları, doğuda Salavan ve Nurhak dağları, güneyde Berit dağı ve kuzeyde Hezanlı dağı ile çevrelenen çanak içindeki tepeciklerden oluşur (Şekil 1). Alanın kuzeyinde Hüyük köyü, güney doğusunda Nadir, güney batısında Esence köyleri yer alır.

Doğu Anadolu Bölgesinin en batısında yer alan alan, Kahraman Maraş'ın Afşân ilçesi kapsamındadır.

Afşân'e 15, Elbistana 40 km'lik asfalt ve toprak yol ile bağlıdır.

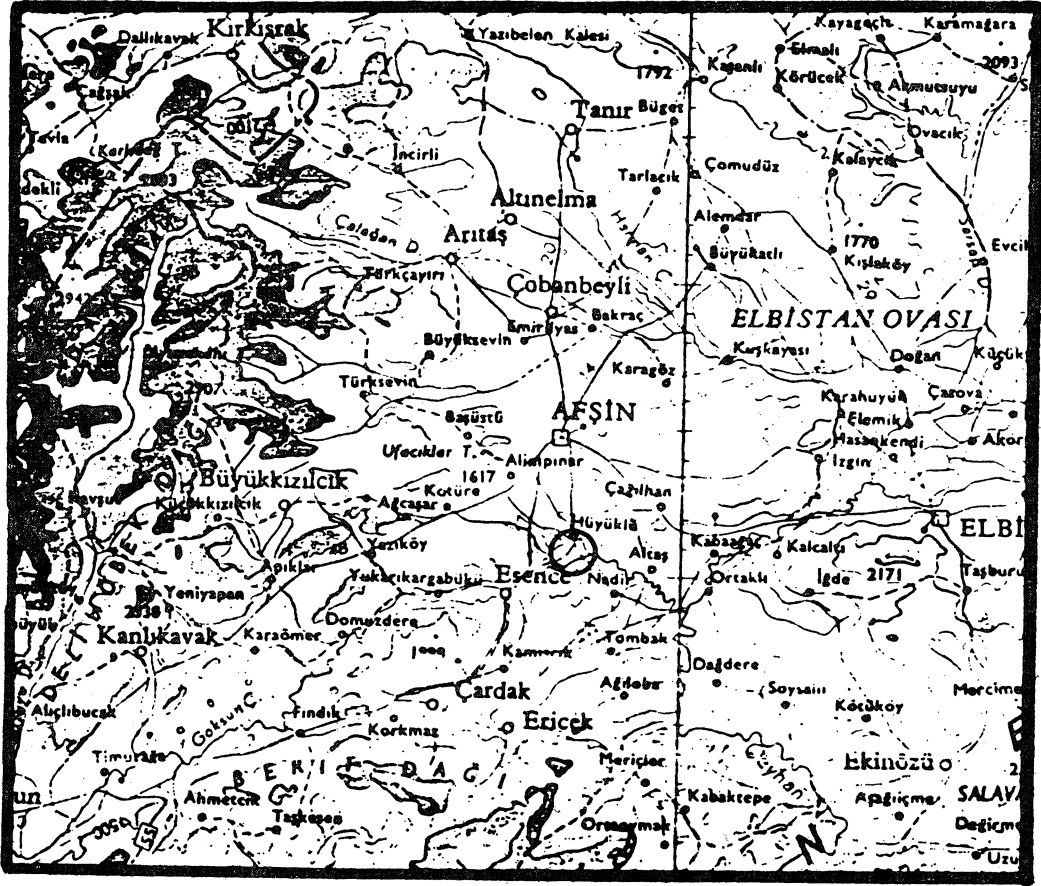
Çalışılan Yerey

Jeofizik çalışmalar 300 x 175 metrelik Tatardere üretim yerini çevreleyecek biçimde 52.500 m² lik alanda yapılmıştır (Şekil 2). Yereydeki tepelerin yüksekliği en çok 25 metre olup bitki örtüsü bakımından çıplak buğday tarlasıdır. Yüzeyle, andezitin bozlaşması ve oksidasyon ürününden oluşan killi açık, koyu kahverengi ve 1-2 metre kalınlığında tarım toprağı bulunmaktadır. Bu toprak altında bol kırıklı, bozlaşmış andezit kütleleri yer yer açılan yarmalardan gözlenmiştir.



Şekil 1 : Jeofizik ölçülerin alındığı Doğu Anadolu Bölgesi içinde kalan Kahraman Maraş, Afşin ilçesi, Hüyükli Köyü, Tatar Deresi dolayı.

Figure I : Eastern Anatolian region, Kahramanmaraş province, Afşin county, Hüyükli Town and Tatar Creek site of mining field where the geophysical measurements were collected.



Cevherin daha önce ocaklardan çıkarılıp işlendiği yüzeydeki cürüflardan belli olmaktadır. Kuzey-güney doğrultusunda açılan arama ininden, cevherin doğu-batı uzanımlı yaklaşık 40 metre kalınlığında bir kuşak boyunca genişliği belirlenmiştir. 70-80° lik kuzeye dalım gösterdiği bildirilen bu dilim yüzeyde sfalerit ve galenite baskın olup derinlere indikçe kalkopirit ve piritçe egemenleşmektedir.

Yan kayaç andezittir. Mineralleşme saçılmış biçimde andezit içindeki kırıklar boyunca ve 0.5 ile 2-3 metre kalınlıklarda gelişmiştir. Andezit genel olarak mineralsizdir. Ancak sulu olan kırıklı-cevherli kuşaklar boyunca kaoline dönüşmüş olup, balçık kil görünümündedir. Çalışma alanının kuzeyinde güneye doğru açılan arama-üretim ocağında izlendiği gibi, yaşlı ve arası cevher dolgulu kırıklar doğu-batı doğrultusunda egemendir. Ancak bunlar genç kırıklarla bölünerek cevherli damarların yer yer kayarak

göçüne neden olmuşlardır.

Ocak girişinden yaklaşık 30 metre sonra cevherli kuşağa girilmektedir. 40 metre dolayında genişliği olduğu sanılan cevher, doğu-batı uzanımlı ve 70-80° kuzeye dalımlıdır. Bu doğrultuda açılan arama ve üretim ocakları boyunca cevher gidişi izlenmiştir. Tepe üzerinde yer alan üretim kuyusundan yaklaşık 12 metre derinde yer alan cevherli inlerde yeraltı suyu göllenmeleriyle karşılaşmıştır. Kırık aralığında cevherle birlikte olduğu gözlenen bu suların andeziti bozuşturarak killeştirdiği gözlenmiştir. Kule dibine doğru 32 metre kazılmasına karşın bu düzeyde suyun azaldığı ancak cevherle birlikte killeşmenin sürdüğü izlenmiştir.

Kil, cevher karışımı, cevherli kuşaklar üzerinde düşük öz direncin ölçülmesine neden olmuştur. Suyun sülfürlü minerali ayrıştırarak kimyasal bir olay geliştirmesi indirgenme ve yükseltgenme olayların yer-

aldığı bu gibi bölümler üzerinde 20 metrede 20-30 milivoltluk uçlaşmalarla karşılaşmıştır.

AFŞİN-ELBİSTAN YERYAPISININ OLUŞUMU

Tatardere Çinko-Kurşun-Bakır yatağını içine alan Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağı Miyosen sonu kenar kıvrımları kuşağı üzerine taşınmış, deniz altı yanardağ etkinliğinin Üst Eosen'den Oligosen'e dek sürdüğü ve ilksel olarak bugünkü kenar kıvrımları ve Kastel çukurunun kuzeyinde yer alan bir kuşakta gelişmiş kırılma birliğidir (Erdoğan 1982).

Afşin-Elbistan yöresindeki ofiyolit kuşağı, Miyosen sonrası oluşmuş güneydoğu Anadolu bindirme

kırığı boyunca güneydeki kenar kıvrımları kuşağı üzerinde itilmiştir. Kenar kıvrımları kuşağında Paleozoik'ten Mesozoik sonlarına değin kıta sahanlığı ortamında sığ deniz karbonatları ve kumtaşları çökelmiştir (Temple and Perry, 1962). Kampaniyen sırasında sahanlığın kuzey ucu çökerek derinleşmiş ve oluşan Kastel çukurluğuna ofiyolit kütleleri kuzeyden yerçekimi kırıkları ile taşınmıştır. Maastrichtiyen'den Miyosen'e değin sığ deniz karbonatları ve kırıntılı tortulları çökelişi sürmüştür. Miyosen sırasında ise kuzeydeki ofiyolit kuşağındaki kırılma devinimlerle ilişkili olarak filiş türü Lice oluşuğu gelişmiştir (Erdoğan, 1982).

Arap levhasının önünde yer alan kenar kıvrımları, araştırma alanında Senoniyen ofiyolit napları biçiminde **görülürler** (Ricou, 1980). Bu naplar, kuzeyde, doğu ve batıdan Pütürge ve Bitlis metamorfileri ile çevrelenmiştir. Güneyde ise yerli (otokton) Arap bloku ile sınırlanır. Güneydeki Bitlis bindirmesi üzerinde yer alan Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri özellikle güney yamaçları boyunca bindirmelidirler ve bu bindirmenin altında çoğunlukla serpantinlerin varlığı bilinmektedir (Hal and Mason, 1972). Masiflerin serpantin tabanı üzerinde tümüyle yürüklerini düşünmek akla yatkındır (Ricou, 1980).

Orta Miyosen'de başlıyan ve sıkışmanın egemen olduğu basınçla Doğu Anadolu'daki yeni kırılma dönemi başlamıştır (Şaroğlu ve Güner, 1981). bunun sonucu olarak büyük açılı kuzey yada güneye eğimli ve doğu-batı doğrultulu bindirme ve kıvrımlar oluşmuştur. Ayrıca **KD-GB** ve **KB-GD** doğrultulu sol ve sağ yönlü doğrultulu atımlı yer kırıkları (faults) kuzey-güney doğrultulu açılma çatlakları ve bu çatlaklardan çıkan yaygın volkanitler ortaya çıkmıştır. Afşin deresi dolayında gözlenen andezitler, kırılma ve doldurmalar bu olaylar sonucu gelişmiştir. Nitekim, Binboğa, Nurhak, Berit ve Engiyek dağları yer biçimi (geomorphology) olarak sözü edilen kırıklı bölge içinde gelişmiştir. O nedenle hidrotermal getirimli sülfürlü cevherleşme toplanmalarına uygun ortam hazırlamışlardır.

TATAR DERE CEVHER ALANINDA JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

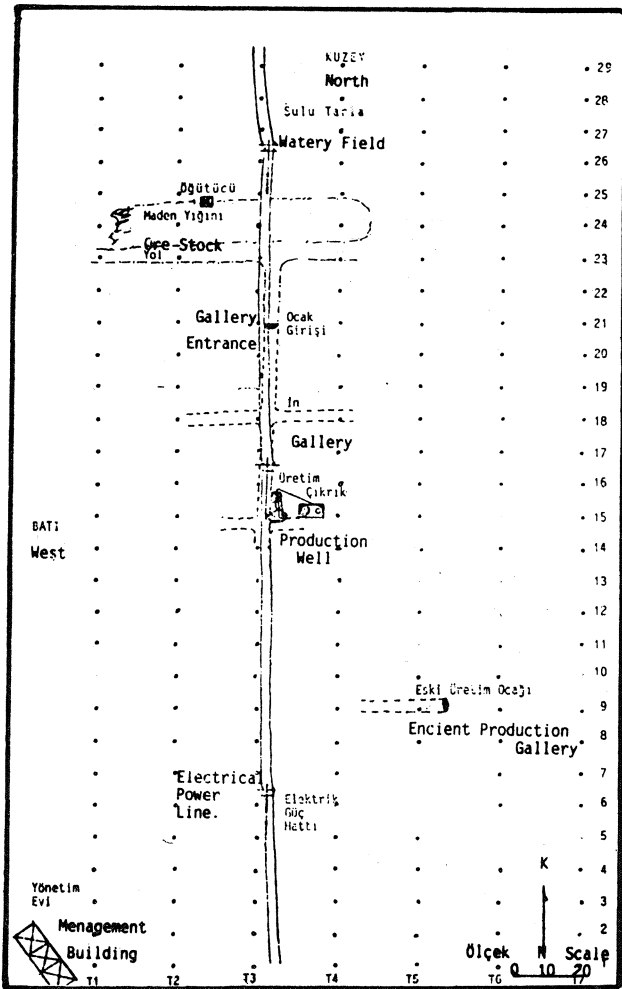
Ön jeofizik çalışmalarla Tatar Dere cevher alanı için özet ile şu yapısal ve fiziksel (jeofizik) özellikler belirlenmiştir.

1 — Çinko (Sfalerit) ve Kurşun (Galenit) mineralleri kuvars damar kayacı ile birlikte çatlaklar ve kırıklar boyunca bulunmaktadır. Damarlar düzlem biçiminde olup yaklaşık KB doğrultulu ve 60 ile 85 derece kuzeye dalımlıdır.

2 — Yan kayaç andezittir ve tüm alan kaplar. İçinde saçılmış yer yer pirit tanecikleri içerir.

3 — Yan kayaç andezit, damar kayaç ve çinko galenit minerallerine göre elektrik bakımından daha dirençlidir.

4 — Damarlar boyunca yer yer küflenme kuşakları (oxidation zone) gözlenir. Yan kayaç, damar kayaç dökunağı ve sfalerit doğal uçlaşma (natural polarization) gösterir.



Şekil 2 : Afşin - Hüyük Tatar Deresi dolay jeofizik ölçülerin alındığı yer. Doğrultu araları 25 metre, ölçü araları 10 metre. Üretim ocakları (kesikli çizgili). T3 doğrultusundan geçen elektrik güç hattı.

Figure 2 : Detailed sketch of the geophysical study area, near Tatar Creek around Afşin - Hüyük. Sampling interval 10 meters and separation between profiles is 25 meters. Present production galleries are shown with dashed lines. Continuous lines along the T3 represent the power lines dividing the field.

Belirlenen bu jeofizik özelliklere dayanarak yeraltında gömülü cevheri aramak için yerelektrik ve yeruçlaşma ölçümlerinin alınması düşünülmüştür. Jeofizik çalışmalardan güdülen amaçlar şöyle sıralanabilir.

1 — Andezit içinde iletken kuşakların yerlerini, kalınlıklarını, derinliklerini, uzanımlarını, süreksizliklerini bulmak.

2 — Cevherleşmeyi denetleyen yer kırılma dizgesini ortaya çıkararak oluşum mekanizmasını bulmak. Böylece işletmeye uygun yerleri önceliklerine göre sıralamak.

3 — \hat{I}_n (gallery), delgi (drilling) için yerleri ve giriş açısı ve doğrultularını belirlemek.

4 — Açık işletme olasılığını belirlemek. Çıkartma başlangıç noktası ve gidiş doğrultularını haritalamak.

5 — Cevherli kuşağın yeraltındaki oturuşunu belirleyerek, boyutlarını, inceliyor, daraldığı ya da genişlediği yerleri bulmak. Böylece jeofizik olarak olası rezervi (cevher birikintisi miktarını) saptamaktır.

Bu amaçlara yönelik olarak yörede iki ayrı jeofizik yöntem ve bunlara ilişkin olarak üç ayrı ölçü türü kullanılmıştır.

1 — Yerelektrik Yöntemi

a) Gezen kaynak elektrik ölçüleri (Kaydırma ölçümleri)

b) Gezen Kaynak elektrik ölçüleri (Açma Ölçümleri) (Şekil 3).

2 — Yeruçlaşma Yöntemi

) Tümlev ölçümleri (Relative Potential Integrals)

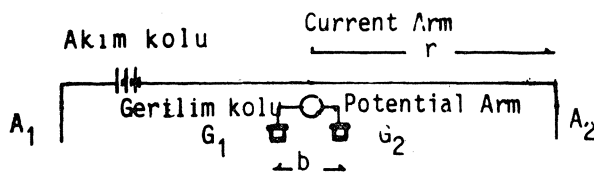
TATAR DERE ÇİNKO YATAĞI YERELEKTRİK VE YERUÇLAŞMA ÖZELLİKLERİ

Tatardere dolayında KG doğrultularında alınan ölçülerde karşılaşılan simgesel jeofizik belirtiler şöyle sıralanabilir;

a) Elektrik özdirenç olarak; tekne biçimli bir belirti ve tekne ortasında salmımlar (Şekil 4).

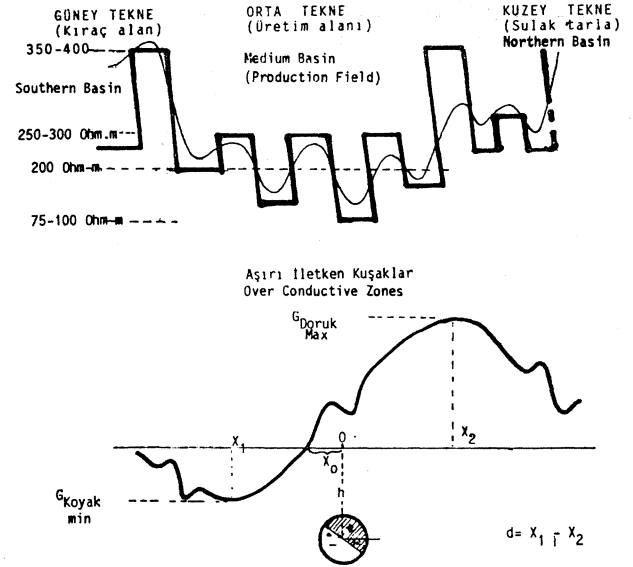
b) Doğal uçlaşma olarak; sinüs biçimli bir belirti, artı yanın genliği eksi yandan büyük ve kuzeyde (Şekil 4).

Elektrik özdirenç teknesinde yan bölümler iyi bir olasılıkla ayrılmamış cevhersiz ve göreceli olarak kuru andezite karşılık gelmektedir. Bu bölümlerin doğru akım elektrik özdirenç değeri 400 ± 25 Ohm-metre dolayındadır.



Şekil 3 : Schlumberger yerelektrik özdirenç ölçüm dizilimi.

Figure 3 : Schlumberger configuration for geoelectrical resistivity measurements.



Şekil 4 : Tatar Dere Çinko - Kurşun alanında karşılaşılan simgesel doğru akım yerelektrik özdirenç kaydırma (yukarıda) ve doğal yeruçlaşma gerilim/elektrik alan eğrileri (aşağıda).

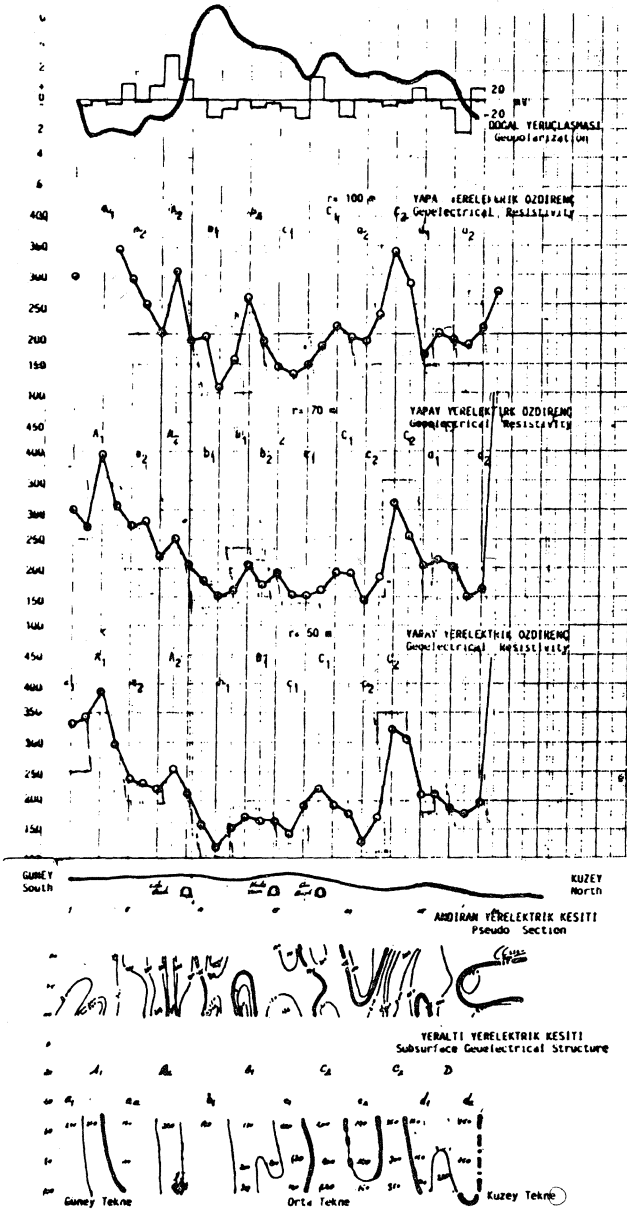
Figure 4 : Characteristic geoelectrical resistivity profiling (above) and natural geopotential responses (below) confronted at Zind - Lead mine of Tatar Creek.

Tekne çukurluğunun ortalara özdirenç değeri 225 ± 25 Ohm-metre dolayındadır. Yaklaşık 160 metre genişliğindeki çukurluğun kenarları 70° dolayında kuzeye dalımlıdır (Şekil 4). Tekne içinde özdirenç değeri iki kat düşmesinin sorumlusu cevherleşme olduğu kadar, bozuşma ve sululukta olabilir.

İletken tekne içinde 200 Ohm-metrelik ortalama değer içerisindedir salmımlar gözlenmektedir. Bu görünüş tekne içinde sıra düzenli dirençli-aşırı iletken kuşakların varlığını işaret eder. Kalınlıkları 10 ile 40 metre arasında değişen kuşakların aşırı iletkenleşmesinin nedenleri; yüksek dereceli bozuşmayla kaolinleşme, yoğun sülfürlü cevherleşme ve su birikimidir. İletken kuşaklar boyunca elektrik özdirenç değeri 150 Ohm-m ya da daha küçüktür. Bu değer yer yer 750 Ohm - metre'ye değin düşmektedir.

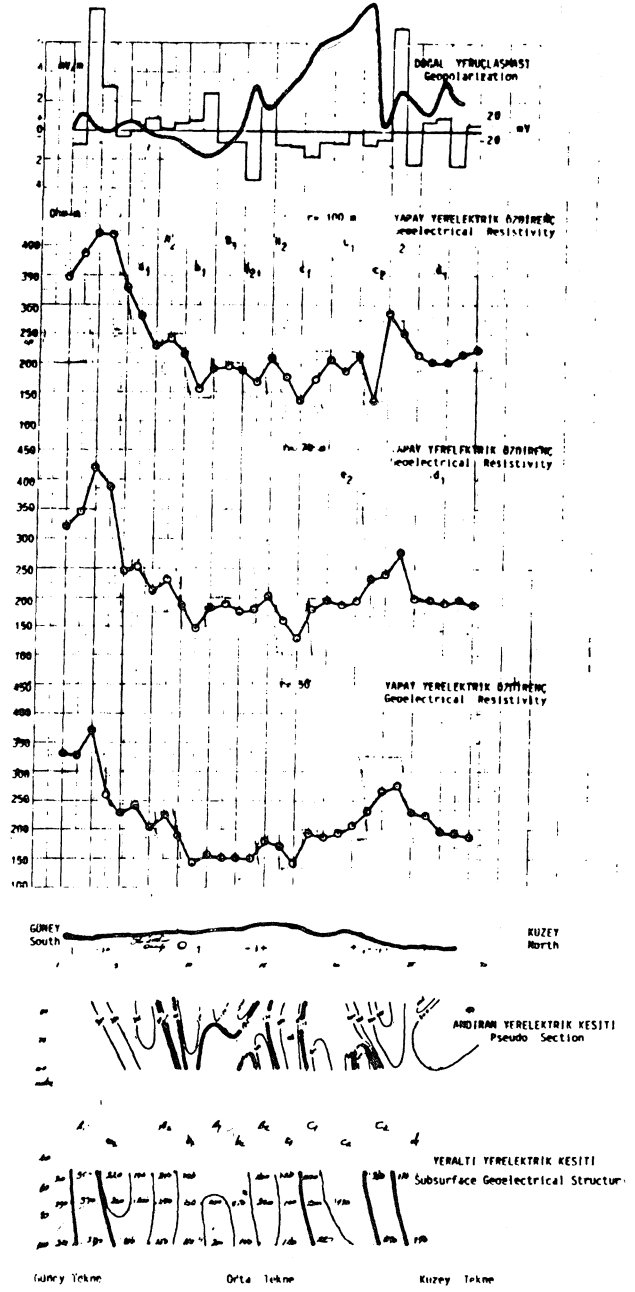
Tekne içindeki dirençli dilimlerin elektrik özdirenç değeri 400 Ohm-metre dolayında olmasına karşın, iletken kuşaklarının etkileri ile sanki 250-300 Ohm-metre imiş gibi görünmektedirler.

Sinüs biçimli D.U. belirtisinde sıfır geçişi çoğunlukla teknenin ortasına yakın yerdedir. Sinüsün artı bölümü kuzey, eksi bölümü güney yarı üzerinde oluşmaktadır. 120 ile 160 metre dalga boylu belirti üzerine 10 ile 20 metre dalga boylu yerel belirtilerin bindiği görülmektedir. En büyük D.U. gerilimi, doruktan çukura 100 mV, elektrik alan ise 10 metre 10 mV/m düzeyindedir. Büyük dalga boylu belirti tekne sınırlarının yer ve eğimini yansıtırken, küçük dal-



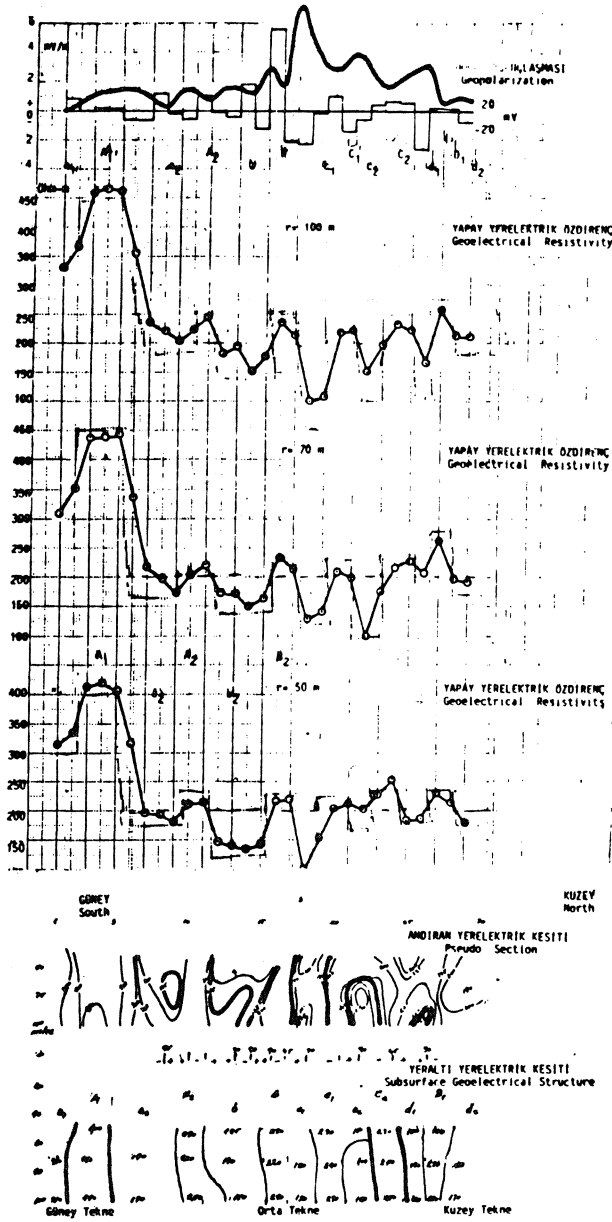
Şekil 5 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu Maden yatağında T4 doğrultusunda çıkarılan jeofizik yapı (altta). Doğal yeruçlaşma gerilimi (üstte sürekli). Doğal Yeruçlaşma elektrik alanı (üstte basamaklı). Yapay kaynak yerelektrik özdirenç kaydırma eğrileri. Schlumberger ($r = 50$ ikinci, $r = 70$ üçüncü, $r = 100$ m dördüncü), $b = 20$ metre. Andıran ve bulunan yerelektrik kesitleri (altta).

Figure 5 : Estimated Geophysical structure along the T4 profile at Zn-Pb-Cu mine of Tatar Creek (Hüyükli) (below). Natural geopotential potential continuous curve, natural geopotential electrical field (shown with step-wise drawings at the top). Schlumberger geoelectrical resistivity responses for $r = 50, 70$ and 100 meters, second, third and fourth from the top. Pseudo section is shown on the fifth figure from the top.



Şekil 6 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağında T5 doğrultusunda çıkarılan jeofizik yapı (altta). Doğal yeruçlaşma gerilimi (üstte sürekli). Doğal Yeruçlaşma elektrik alanı (üstte basamaklı). Yapay kaynak yerelektrik özdirenç kaydırma eğrileri. Schlumberger ($r = 50$ ikinci, $r = 70$ üçüncü, $r = 100$ = dördüncü), $b = 20$ metre. Andıran ve bulunan yerelektrik kesitleri (altta).

Figure 6 : Estimated Geophysical structure along the T5 profile at Zn-Pb-Cu mine of Tatar Creek (Hüyükli) (below). Natural geopotential potential continuous curve, natural geopotential electrical field (shown with step-wise drawings at the top). Schlumberger geoelectrical resistivity responses for $r = 50, 70$ and 100 meters, second, third and fourth from the top. Pseudo section is shown on the fifth figure from the top.



Şekil 7 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağında T6 doğrultusunda çıkarılan jeofizik yapı (altta). Doğal yeruçlaşma gerilimi (üstte sürekli). Doğal Yeruçlaşma elektrik alanı (üstte basamaklı). Yapay kaynak yerelektrik öz direnç kaydırma eğrileri. Schlumberger ($r = 50$ ikinci, $r = 70$ üçüncü, $r = 100$ m dördüncü), $b = 20$ metre. Andıran ve bulunan yerelektrik kesitleri (altta).

Figure 7 : Estimated Geophysical structure along the T6 profile at Zn-Pb-Cu mine of Tatar Creek (Hüyükli) (below). Natural geopotentialization potential continuous curve, natural geopotentialization electrical field (shown with step-wise drawings at the top). Schlumberger geoelectrical resistivity responses for $r = 50$, 70 and 100 meters, second, third and fourth from the top. Pseudo section is shown on the fifth figure from the top.

ga boylular tekne içindeki iletken-dirençli kuşakların yer ve eğimlerini göstermektedir. Tekne kenarlarının hesaplanan eğimleri 70° dolayında iken ara geçişler yer yer 90° ye varan eğimlere ulaşmaktadır. İletken-dirençli kuşak geçişlerinde D. U. elektrik alanında sürekli sıçramaları ve yön değiştirmeler izlenmektedir (polarity changes). D.U. ölçülerinde belirlenen ortalama kimyasal bozuşma derinliği ise 20 metre dolayındadır.

Bu bölümde, her doğrultu boyunca ölçülen tüm yöntemler için elde edilen belirtiler topluca gözönüne alınarak iletken süreksizliğin özellikleri ortaya çıkarılacaktır.

Cevher iletken kuşak içinde olduğundan, kuşak girişinde uçlaşma yöndeğıştirir ve genlikçe büyür. Görünür öz direnç değeri ise çukur noktasına erişir.

Bu nedenle, iletken kuşağın yerinin belirlenmesinde uçlaşma ve elektrik öz direnç değeri birlikte karşılaştırmalı kullanılmıştır. Derinlik değeri yeruçlaşma gerilim eğrilerinin değerlendirilmesi ile bulunmuştur. O nedenle, burada verilen derinlik değeri kimyasal bozuşmanın başladığı alt sınırı yansıtır. Diğer bir deyişle, burada verilen derinliklerden daha sığ yerlerde göreceli olarak bozuşmuş (havalanmış) kuşaklara girilmesi beklenebilir ve hatta bunlar yer yer yüzeylemiş olabilir. Kuşağın yeri uçlaşma elektrik alanının sıfır geçişi, geriliminin en çukur noktası, elektrik öz direncin çukur noktasına göre belirlenmiştir. Eğim ise, görünür öz direnç eğrisinin biçiminden ve Schlumberger doruk değerinin yerlerinin kaymasına bakarak saptanmıştır.

Gerek iletken kuşağın derinlere doğru gidişini ve gerekse boyutlarını daha duyarlı belirlemek için derinlik tarama değeri artırılmalıdır.

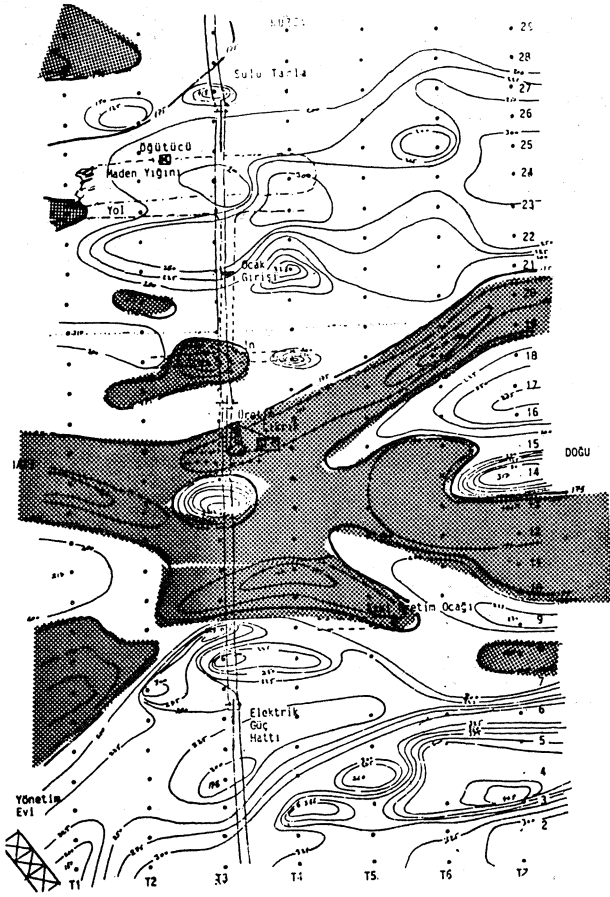
Şekil 5,6,7, de verilen düşey jeofizik kesitlerde, içinde cevher içeren iletken kuşaklar noktali doldurma ile, ve doruk noktalarına denk gelen en dirençli şerit ise içi dolu olarak verilmiştir.

Önemlerine göre belirtilen dirençli kuşakların yerleri derindeki yüzey izdüşümlerini yansıtır. Bu yerler kimileyin sığ izdüşüm yerleri ile çakışır kimileyin birbirlerinden kayıktır. O nedenle yeri gösterilen herhangi bir iletken kuşağa ± 10 metre sapsma ile gösterilen yerde girilmesi beklenir.

Artılar, bozuşmamış alt bölümdeki yükün türünü, eksiler ise yükseltgenmiş dirençli kuşak üst bölümünü simgelemektedir.

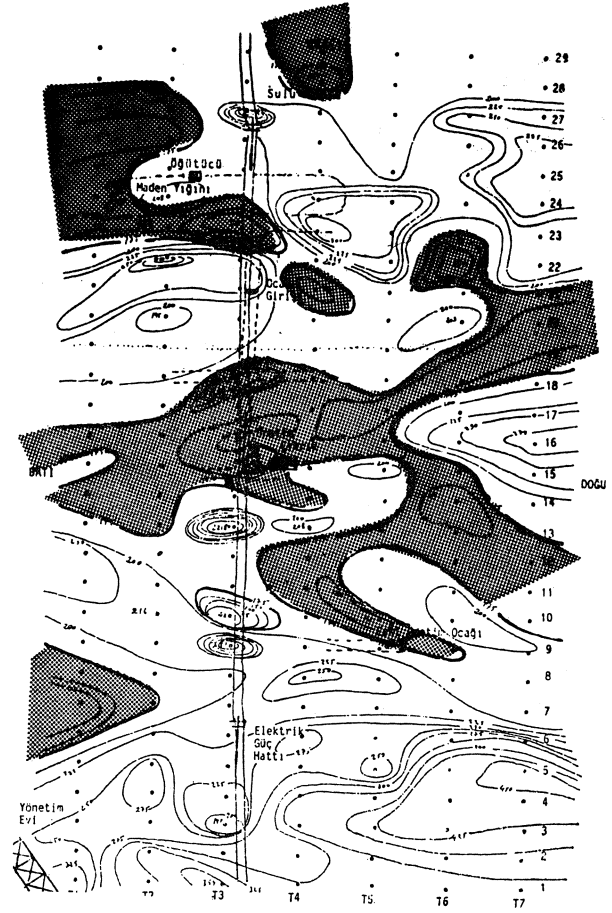
Tatar Dere çinko yatağında gözlenen yerelektrik belirtiler birbirlerine benzemektedir. Gerek doğrultular boyunca bu benzerliği birbirlerine bağlamak ve gerekse belirtiyeye göre yer olayını tanımlamak üzere binalardan önemlileri abce'nin harflerini kullanarak takılanmışlardır. Bunlardan büyük harfliler (A,B,C gibi), dirençli küçük harfliler ise (a, b, c gibi) iletken kuşakları takılamak üzere kullanılmıştır. Aynı harfin sayılı takıları ise (A_1, A_2, c_1, c_2 gibi) aynı bir kuşaktaki ayrılma yada bölüntüleri belirtmek üzere kullanılmıştır.

Her biri 300 metre uzunluğundaki doğrultular boyunca kabaca beş tane dirençli (güneyden kuzeye A, B, C, D ve E) ve beş tanede iletken kuşakla karşılaşılmıştır (a, b, c, d, e). Yer yer ve derinliklerine göre bu kuşaklar kendi aralarında dallanmaktadır.



Şekil 8 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağı yeraltı Schlumberger görünür elektrik özdirenç kat haritası. Akım yarı - Kol boy $r = 50$ metre. Ölçü noktaları arası 10 metredir.

Figure 8 : Horizontal apparent resistivity map, for Schlumberger array ($r = 50$ meters) at Zn-Pb-Cu mine of Tatar Creek.



Şekil 9 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağı yeraltı Schlumberger görünür elektrik özdirenç kat haritası. Akım yarı -kol boyu $r = 70$ metre. Ölçü noktaları arası 10 metredir.

Figure 9 : Horizontal apparent resistivity map, for Schlumberger array ($r = 70$ meters) at Zn-Pb-Cu mine of Tatar Creek.

Şekil 5,6, 7 de doğrultulara göre jeofizik ölçüler ve yorumları verilmektedir. Her görüntü üzerinde, en üstte Doğal Uçlaşma ölçümleri verilir. Bunlardan kaim çizgi doğrultunun güneydeki ilk noktasına göre D.U. gerilim değerini, basamaklı olanlar ise 10 metredeki gerilim alanındaki değişmeyi, diğer bir deyişle D.U. elektrik alanını yansıtır. Çizgi altında kalan basamak eksi, üstünde kalan ise artı uçlaşmayı belirtir. Uçlaşma belirtilerinin değerlendirilmesi ile bulunan uçlaşma çemberleri, uçlaşma açısına göre eğimli ve derinliğine göre iri yarıçaplı çizilmiştir. Çemberlerin karalı bölümü artı yükünlerin (ions), boş bölümü ise eksi yükünlerin toplandığı yerleri belirtir.

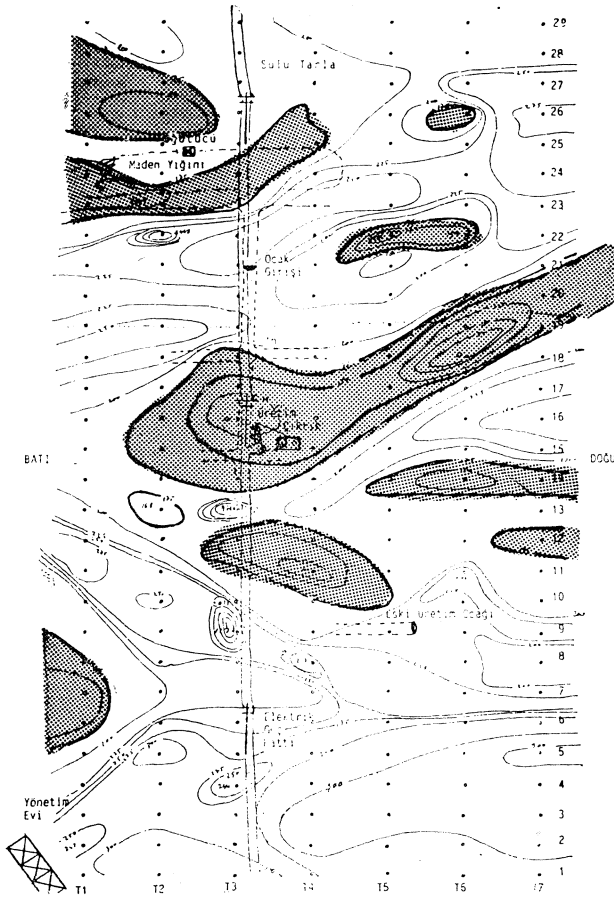
Schlumberger dizilimi ile ölçülen doğru akım yapay yerelektrik görünür özdirenç kaydırma eğrilerinde orta bölümde Ohm-metre türünden verilmiştir. Bualardan en üstteki (r) yan-akım kolu boyunun 100 metre, altındaki 70 metre en alttaki ise 50 metre olduğu durumlardaki yeraltında yatay yöndeki deği-

şimleri yansıtır. Bunlar üzerine çizilmiş basamaklı doğrular ise elektrik eğrilerin değerlendirilmesi sonucu bulunan süreksizlik yerleri ve özdirençlerini belirtir.

Görünür özdirenç eğrilerinin altında, ölçü doğrultusu boyunca ölçeksiz yükselti eğrisi ve doğrultu boyunca karşılaşılan kılavuz birimlerden oluşur.

Bunun altında andıran yerelektrik dilimi yer alır. Bu dilim o noktada ölçülen görünür özdirenç değerlerinin r -değin derine atanması ve eş-görünür özdirenç noktalarından eğrilerin geçirilmesi sonucu bulunmuştur. Bu eğrilerden 175 Ohm - metrelik değeri içeren, alan ortalaması olduğu için, kalın çizgi ile belirtilmiştir. Andıran yerkesiti görünür özdirenç doğrusalı varsayımına göre kabaca dağılımını verir. O nedenle, bu dilim üzerinden eğim okumalarına gitmek ya da süreksizlik sınırlarını çizmek yanlış sonuçlara götürebilir.

Bunun altında, tüm jeofizik belirtilerin değerlendirilmesi ve yapısal gözlem bilgileri ile birlikte yo-



Şekil 10 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn—Pb—Cu maden yatağı yeraltı Schlumberger görünür elektrik özdirenç kat haritası. Akün yarı-kol boyu $r = 100$ metre, ölçü noktaları arası 10 metredir.

Figure 10 : Horizontal apparent resistivity map, for Schlumberger array ($r = 100$ meters) at Zn—Pb—Cu mine of Tatar Creek.

rumlanması sonucu bulunan yerelektrik yapı kesiti yeraltıdır. Bu kesit süreksizlik sınırlarının r -ye göre doğrusal derinliklere atanması sonucu elde edilmiştir. Önemli yapısal sınırların kaim çizgi ile çizildiği kesitte sayılar o düzeydeki kestirilen özdirenç değerlerini yansıtmaktadır. Bu kesitte en sık bilgi 50 metreden gelmekle birlikte yüze yakın bilgiler D.U. ölçümlerinden devşirilebilir. Bu kesit üzerinde yerleştirilen kuleler, cevher aramaları için delgi yapılması önerilen noktaları göstermektedir.

Yerelektrik Haritaları

Yüze bozuşmuş ve bozuşmamış kuşaklar gibi kimi cevherleşmeler gözlemlendiğinden yüze yakın olan diğer derinliklerin incelenmesi uygun görülmüştür. Böylece 50 70 ve 100 metreler için üç tane yeraltı elektrik kat haritası çıkarılmıştır (Şekil 8,9, 10) Ortamda ortalama özdirenç değeri 175 Ohm-metre olduğu bilindiğinden 175 Ohm-metre kapanımı dirençli ve iletken bölümler arasındaki sınırı belirlemek üzere kaim çizgiyle belirlenmiştir.

Tüm katlardan anlaşıldığı üzere çalışılan yereyin Batı bölümü Doğuya göre iletkenlidir. İletken bölümünde doğudan ve batıdan $K60^\circ D$ doğrultulu iletken kuşakların yer aldığı gözlenmiştir.

Ölçüler, Tatar Dere'de yapılan kule kuyusunu ortaya alacak biçimde sürdürülmüştür. Cevherle karşılaşılacak bu kuyu 150 Ohm-metrelik özdirenç kapanımı üzerinde ve $K60^\circ D$ doğrultuda yataklanmış düşük özdirençli yumağın ortasında yer almaktadır. Bu görüntü, cevherleşmenin iletken kuşak içinde geliştiğinin bir işareti olabilir. Bu gözleme dayanarak, yakıştırma yapmak gerekirse cevherin iletken kuşaklar boyunca izlenmesi önerilebilir.

Dirençli belirtiler ayrışmamış andezitler olabilir. İletken yumakların üç kattada yer alması cevherleşmenin derinlere doğru uzandığının bir göstergesidir.

Yerelektrik kat haritalarının her üçünde ortak yan, günümüzde üretim kuyusu olarak kullanılan çıkırıç üzerinde iletken belirti vermeleridir.

50 metre için üretim kuyusu sanki açılmış bir makasın orta vidası gibidir. $K60^\circ D$ ve $K80^\circ B$ doğrultularda uzanan makas ağızları iletken kuşağın uzandığı cevherli damarlardır. Benzer biçimde makasının $K100^\circ D$ ve $K120^\circ B$ doğrultulu tutaçları ise, damarın uzandığı diğer doğrultular olduğu gibi bir izlenim uyandırmaktadır. Ayrıca, KG doğrultulu oyuk boyunca T3/18 noktasında açılan (+) biçimli in üzerinde karşılaşılan iletken yumak bu bölümde cevherleşme varlığının jeofizik işaretidir. Buna benzer biçimde, çalışma alanının bir çok yerinde yerel iletken yumakların olması, yereye cevherleşmenin yoğun ve yaygın olabileceğinin göstergeleridir (Şekil 8).

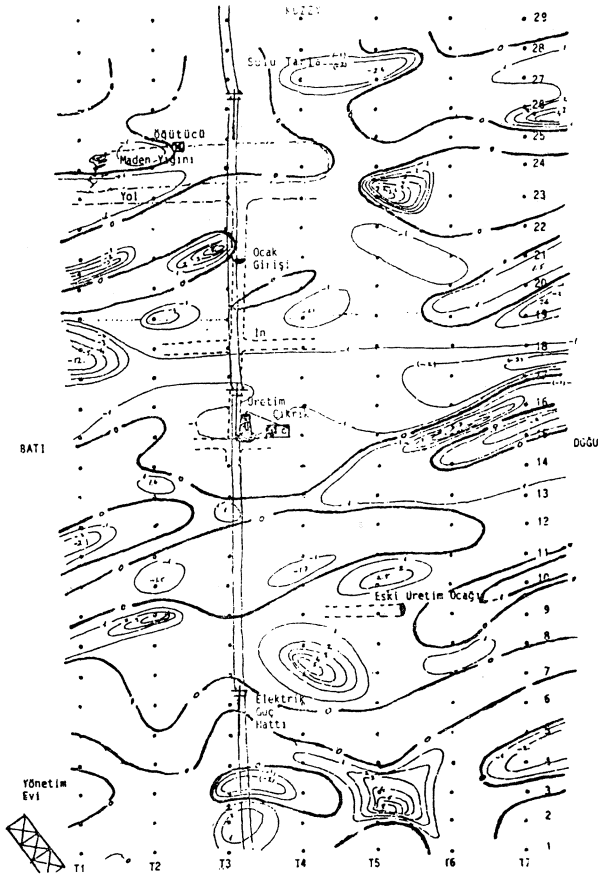
Derinlere indikçe iletken yumakların biçimlerinin değişmesi, iletken-cevherli kuşakların yalın biçimli olmadığını boyut ve yaylımlarını değiştirdiğini gösterir. Bunlardan kalıcı olasılar kuzey-batı ve güney-batı köşelerde olanlardır (Şekil 9,10).

70 ve 100 metre derinlere inilince ortadaki makas kapanarak, sanki bir kaplumbağa başı yapar. Baş, bugünkü kuyunun altında, boyun ise $K60^\circ D$ doğrultulu doğuya doğru uzanarak inceleme alanı dışına taşmaktadır (Şekil 10).

Yeruçlaşma Haritaları

Doğal uçlaşma, yeraltındaki sülfürlü minerallerin uğradığı kimyasal bozuşma nedeniyle artı ve eksi yükünlerin (ions) birbirlerinden ayrılmasıdır. Bu ayrımın yarattığı doğal elektrik akımlara doğal uçlaşma akımları denir.

Doğal uçlaşma, gerilim ve elektrik alan olarak birbirine dönüşebilen iki ayrı değiştirgenle (parameter) belirlenir. Elektrik alanı bu noktadan diğer noktaya gerilim değişimini yansıtmazın yanısıra, gerilim değeri tüm noktaların seçilen bu noktaya göre gerilimini yansıtır. Ana nokta diye adlandırılan bu nokta çoğunlukla hedef alanın dışında ve bozuşmamış bölüm içinde seçilir. Tatar Dere ölçümlerinde ana nokta olarak T1'in yönetim evi yakınındaki ilk noktası seçilmiştir. Bu noktanın, bozuşma bölümünden uzak olduğu anımsamırsa, eksi belirtilerin önemsenmesi gerektiği anlaşılır.



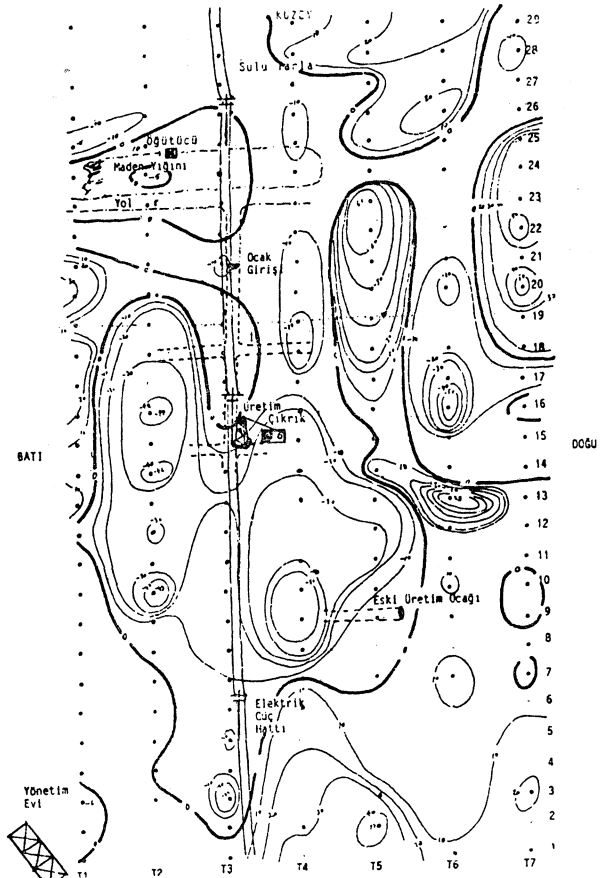
Şekil 11 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağı Doğal Yeruçlaşma gerilim haritası. Gerilimler T1 (1) noktasına göre göreyledir. Ölçü alma aralığı 10 metre. Birim mV'dur.

Figure 11 : Natural geopotential map of the Zn—Pb—Cu mine of Tatar Creek (Hüyükli) Town. Base point is the T1 (1) Sampling internal and unit are 10 meters and millivolts, respectively.

Gerilim, doğrultu boyunca gerilim düşüşlerinin bir tümlevi olduğundan küçük belirtileri yuvarlatarak görebilir. Ancak, elektrik alan bir türev işlemi olduğundan yüksek frekanslı (sık) olayları (dar süresizlikleri) belirlemede daha yatkındır (Şekil 11, 12).

Kaldı ki, gerek G (gerilim) ve gerekse E (elektrik alan) belirtilerin ortak yorumu birbirini destekler sonuçlara götürür.

Tatar Dere D. fi. elektrik alan kapanmaları çoğunlukla K60°D ve DB doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 11). Ki bu durum yapay elektrik öz direnç kapanım uzanımlarını destekler niteliktedir. Artı ve eksi yumakların birbiri ardı sıra ve birbirine koşut olarak sıralanması, yörede dirençli-iletken yanal geçişli kuşakların varlığının bir göstergesidir. Çoğunlukla, dirençli kuşaklar üzerinde artı, iletken kuşaklar üzerinde ise eksi D.U. elektrik alanı değerleri gözlenmiştir (Şekil 11,12).



ŞeMİ 12 : Tatar Dere (Hüyükli) Zn-Pb-Cu maden yatağı Doğal Yeruçlaşma elektrik alan haritası. Ölçü alma aralığı 10 metre. Birim mV/m'dir.

Figure 12: Natural polarization electrical field map of the Zn—Pb—Cu mine of Tatar Creek (Hüyükli) town. Base stations are the first point on each profile. Sampling interval is 10 meters and unit is mV/m.

Yukarıda sözü edildiği gibi E - elektrik alan ölçüleri 10 metrede Doğal Uçlaşma'daki değişmeyi göstermektedir. O nedenle sığ derinliklerdeki kimyasal bozulmalar üzerine yoğun bilgi içerir. Dolayısı ile elektrik öz direncin en sığ düzeyi olan 50 metre ile yüzey arasındaki boşluğu kapatmış olur. Yansıtıkları derinliklerin ayrı olabileceği nedeniyle D.U.E- haritası ile Y.E. Pa haritalarının tıpa tıp birbirlerine benzemesi beklenmez.

Ne varki D.U. elektrik alan belirtilerinin Tatar Dere'deki iletkenlik süresizlikleri ile çoğunlukla çakışması birbirine uyarlı yorum yapabilme olasılığını doğurur. Bunlardan, biri üretim çıkışı dolayında 0 mV/m E-denge çizgi çizgisinin çizdiği yolla C_x iletken kuşağının gidişinin uyum göstermesidir (Şekil 12). 100-120 Ohm-metre öz direnci ile çevresindeki 250 300 Ohm-metrelük C_x ve B_x dirençli kuşaklarından ayrılan üretken c_i kuşağı üzerinde ısrarlı bir eksi D.U.E. ölçülmüştür. Bu değer 0 ile (-12) arasında

değişmektedir. Belirtinin en güçlü olduğu yer T4/13 -T7/17 doğrultusunu dik kesen doğrultuda keskin geçiştir. Bu geçiş 90° ye yakın ve 10 metre derinlikte kimyasal bozuşma süreksizliğini yansıtmaktadır. Nitekim bu nokta yakınındaki T6/16'da D.U.G. doğrultusunda D.U.G. haritasında (-50 mV) luk uçlaşma yumağı ile karşılaşmıştır. Bu belirti dolayında D.U.G. eğrisinde artı doruk T6/17'de (70 mV)'a ulaşırken eksi çukur T6/14'de (+ 10 mV)'a düşmektedir. Aralarındaki uzaklık 25 metre ve sıfır geçiş T6/16.5 noktasındadır. Bu verilere göre burada 50° kuzeye eğimli 10 m derinde bir bozuşma odağı vardır. Ki bu da keşif cevherleşmeyi gösterebilir.

Bu belirtinin tüm yereyi kat etmesi c_1 boyunca cevherleşme üst düzeyinin 10-12 metre olabileceğini gösterir.

50, 70 ve 100 metredeki özdirenç süreksizliklerinde ayrı ayrı görülen süreksizliklerin D.U.E. eğrisinde yer yer birleşik görülmesi, cevherli kuşakların sığ derinliklerde birbirleri ile bağlantılı olabileceğinin bir göstergesidir.

D.U.G. haritası daha çok büyük dalga boylu derindeki kimyasal olayları yansıtır (Şekil 12). Haritada ilk bakışta göze çarpan, üretim kuyusu dolayında oluşan yaklaşık 50 m yarıçaplı iletken topraktır. Bunlardan en önemlisi T4/9 noktası dolayında ve eski üretim oyuğu sonunda oluşan -50 mVluk belirti- dir. Bu belirti T4/9'un 8-10 metre altında kuzeye 65° — 70° eğimli bir cevherleşmenin olabileceğini gösterir. Benzer olaylar T2/10'da ve T2/13-17 arasında ve T6/16'da sürmektedir (Şekil 12), Eğer cevher toplanmaları beklenirse sözü edilen noktalar arama çalışmalarına için ilginç olabilir.

Doğal Uçlaşma Odak Dağılımı

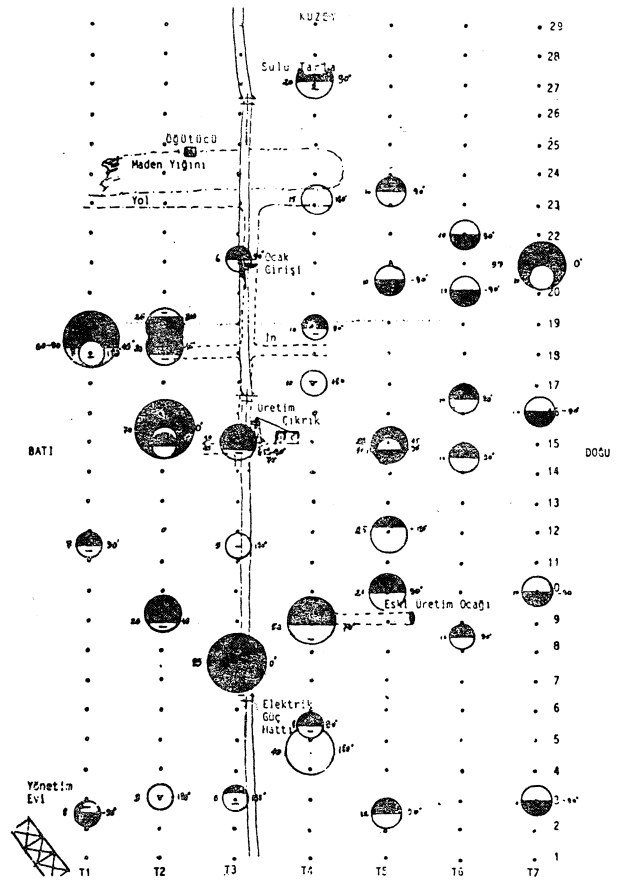
Doğrultular boyunca ölçülen doğal uçlaşma gerilimi (p) ve elektrik alanı (E) eğrilerinde belirtilerin değerlendirilmesi sonucu uçlaşma odakları elde edilmiştir (Şekil 13). de açılarına göre karartılı ve derinliklerine göre çaplı olarak çizilen uçlaşma çemberleri iç odağın yüzey üzerindeki izdüşümlerinde yer almaktadır.

Uçlaşma açılarının % 701 70° ile 90° , kalan % 20'si ise 45° — 60° , % 10'u 0° ya da 180° dir. 90° olanların birkaçı dışında hepsi en çok 10 metre odak derinliği içermektedir. 45° 0° ve 180° olanlar ise 25 metreden daha derindir. Sayılama sonucunda çıkarılan çizelgeden de anlaşıldığı üzere (Şekil 14). Ortalama derinlik değeri 21 metredir. İletken kuşakları üzerinde Uçlaşma çemberlerinin artı (+) bölümü hemen tüm durumlarda iletken kuşaklar üzerinde ya da iletken yakada yer almaktadır.

Uçlaşma açısının çoğunlukla 90° olması, kimyasal kökenli elektrik akımların sığ derinliklerde kuzey güney doğrultusunda (kuzeyden güneye doğru) baskın olduğunu gösterir. 25 metrenin altındaki derinliklerde ise doğal uçlaşma elektrik akımlarının doğrultusu yüzey düzlemine diktir (180° için yukarıdan aşağıya, 0° için aşağıdan yukarıya). 45° — 60° için ise eğimli bir akış yolunu izlerler. 45° — 60° lik uçlaşmalar iletken tekne sınırlarında, 70° — 90° lik uçlaşmalar tekne içindeki aşırı iletken, dirençli ku-

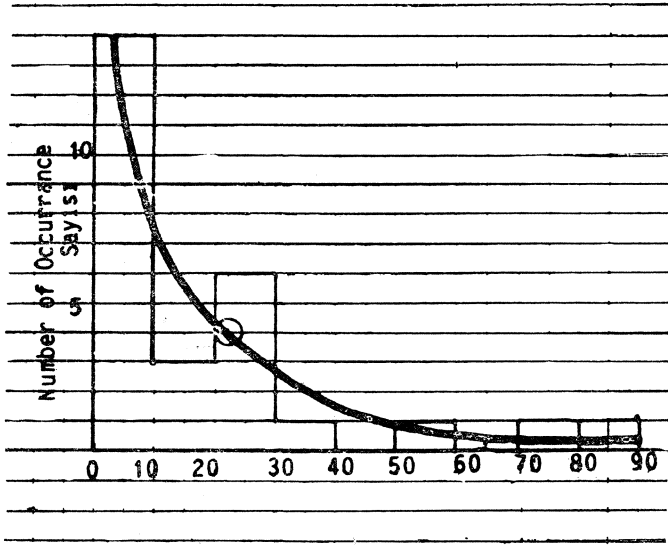
şak sınırlarında, 0° — 180° uçlaşmaları ise iletken tekne orta yerlerine denk gelmektedir.

Ayrıca, 70° — 90° lik uçlaşma kimyasal bozuşma süreksizlik düzlemlerinin (cevher damarlarının) düşey ya da düşeye yakın olduğunu gösterir. Elektrik akımı kaolinleşmiş cevherli aralıklar biçiminde gözlenen bozuşma kuşaklarından dokunakta oldukları bozuşmamış andezitlere doğru akmaktadır. Bozuşan kuşaklar çoğunlukla yüzeylenmektedir. Bu durumda, uçlaşma odak derinlikleri iyi bir yaklaşımla uçlaşma çemberi yarı-çapı olarak alınırsa kimyasal bozuşma derinliğinin ortalama 40 metre derinliğine değin indiği, yer yer 60 ile 100 metreye ulaştığı düşünülebilir.



Şekil 13 : Tatar Dere Zn—Pb maden yatağında Doğal Uçlaşma çemberlerinin dağılımı. Derinlik **büyüdükçe** çember çapı büyür. Karartılı parça artı (+) diğeri (—) uç bölümlerini gösterir. Soldaki sayı iç odak derinliği (metre), sağdaki uçlaşma açısıdır.

Figure 13: Polarization circles obtained by interpretation of the natural polarization measurement at Zn—Pb—Cu mine of Tatar Creek. Shaded division stands for the positive pole and blank one for the negative pole. Numbers on the left and on the right represent the focal depth and angle of the polarization.



Uçlaşım Derinliği (meters)
Polarization Depth

Şekil 14: Afşin - Elbistan, Tatar Dere Zn-Pb alanında uçlaşım odak derinliği dağılımı. Aritmetik ortalama derinliği 21 metredir.
Figure 14: Frequency distribution of the polarization focal depth at Tatar creek Zn-Pb mine of Afşin - Elbistan. Arithmetic mean for depth is 21 meters.

Diğer bir deyimle, dirençli-iletken dokunak mutlaka cevherleşme oluşturuyorsa cevherleşen dilimin düşey kenar boyunun en az 20 metre olması beklenir.

YERELEKTRİK KATLARIN YORUMU VE CEVHERLEŞME BİÇİMİ

Görünür öz direnç değerlerinden oluşan iki boyutlu yerelektrik katların modelleme ile değerlendirilmesi sonucu, iletken süreksizliklerin çoğunun kuzeye eğimli TT ya da V-türü süreksizlikler olduğu anlaşılmıştır. Bu bulguların iki boyutlu olarak çizilmesi sonucu her katta iletken/cevherli kuşakların kalınlıkları, uzanımları ve eğimleri elde edilmiştir. Üç kattaki cevherleşme biçiminin alt alta konması sonucu maden damarlarının alan derinliklerine yayılımı gözönüne serilmiştir (Şekil 15, 16 ve 17).

Buna göre, inceleme alanında kabaca K60°D doğrultusunda uzanan üç cevherleşme teknesi vardır (Şekil 15). Bu teknelerin dirençli kenarları taralı olarak gösterilmiş olup, kuzey tekne TK, orta tekne TO ve güney tekne TG simgeleri ile gösterilmiştir. Cevherleşme bu tekneler içindeki iletken kuşaklar boyunca oluşmaktadır.

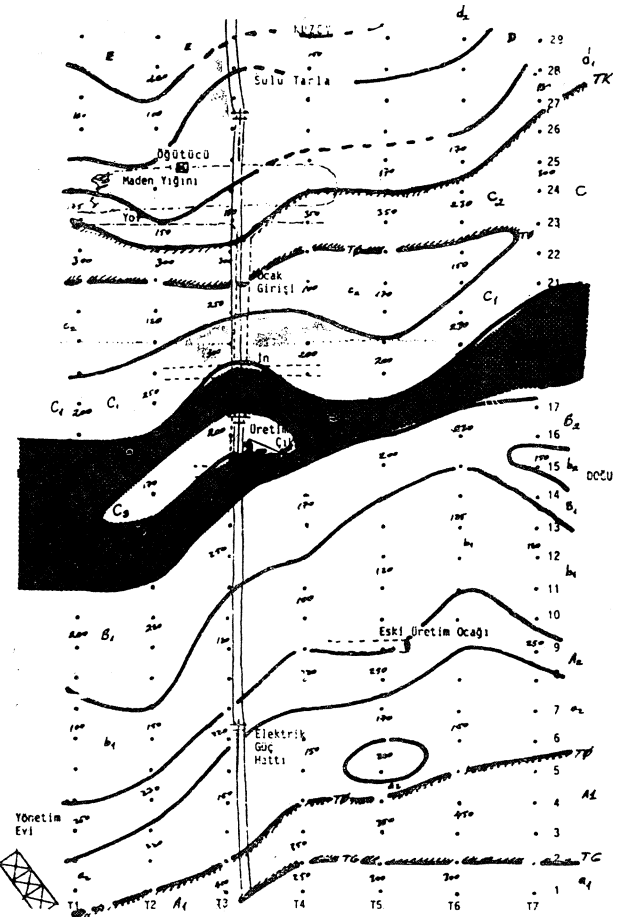
Cevherleşme haritalarında en ümitli alanlar koyu ümitli alanlar orta, olası alanlar açık gölgelenmiş, cevherlessiz kuşaklar ise gölgesiz bırakılmıştır (Şekil 15).

Halen işletilmekte olan ocakları (gallery) gözönüne alınarak cevherleşmeyi anlatalım.

Yeraltından çıkarılan cevherin yığıldığı yerin batısından elektrik direklerine dek olan parçası 50, 70 ve 100 metreler için D dirençli kuşağı içinde olduğu için cevher içermesi beklenmez. Ancak yığının

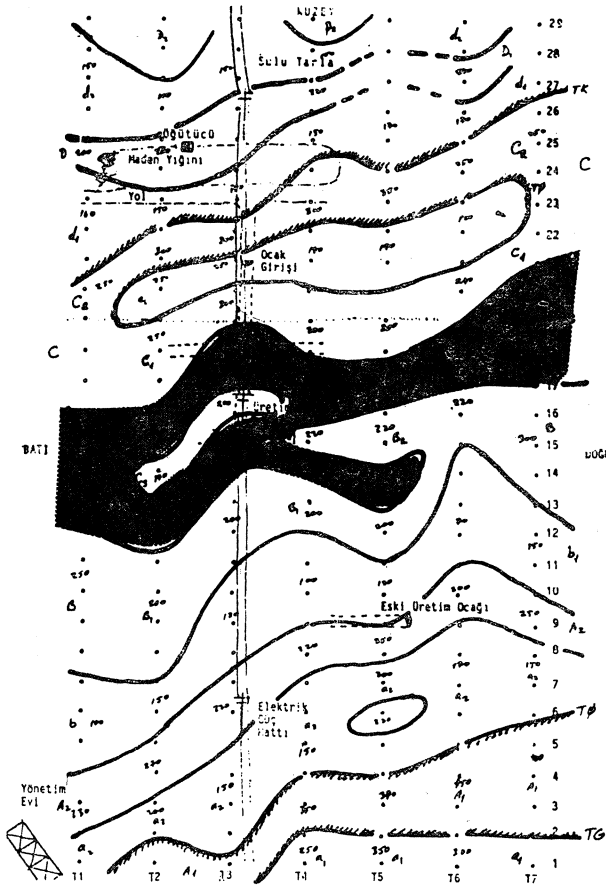
doğu parçasının tüm derinlikler için öz direncinin 150 Ohm-m dolayına düşmesi cevherleşme için uygun bir yer olabileceği izlenimini uyandırır. Doğubatı doğrultulu taşıma yolunu içine alan ve 10 ile 15 metre kalınlığındaki bu kuşak KD'ya doğru uzanır (Şekil 15).

Taşıma yolunun güneyinde TK dirençli tekne sırtı yer alır. 50 ve 70 metre derinlikler için ocak giriş ağzına değin süren 10-15 metrelik bu bölümün cevher içermesi beklenmez. Ancak ocak ağzı dolayında ince ve önemsiz cevherleşmeden söz edilebilir. Ni-



Şekil 15: Tatar Dere Zn-Pb maden yatağında jeofizik yöntemle bulunan, iletken/cevherli kuşakların yeraltında uzanımları, $r = 50$ metre için yeraltı yerelektrik katı. Taraflı yerler cevher teknesi şuurlarını gösterir. TK-kuzey tekne, TO-orta tekne ve TG-güney tekne, sayılar gerçek öz direnç değeridir.

Figure 15: Surface projection of the Underground floor for $r = 50$ meters. Dashed lines indicate the borders of mineralized basins. TK is the northern basin, TO is the medium basin and TG is southern basin. Numbers show the absolute resistivity values.

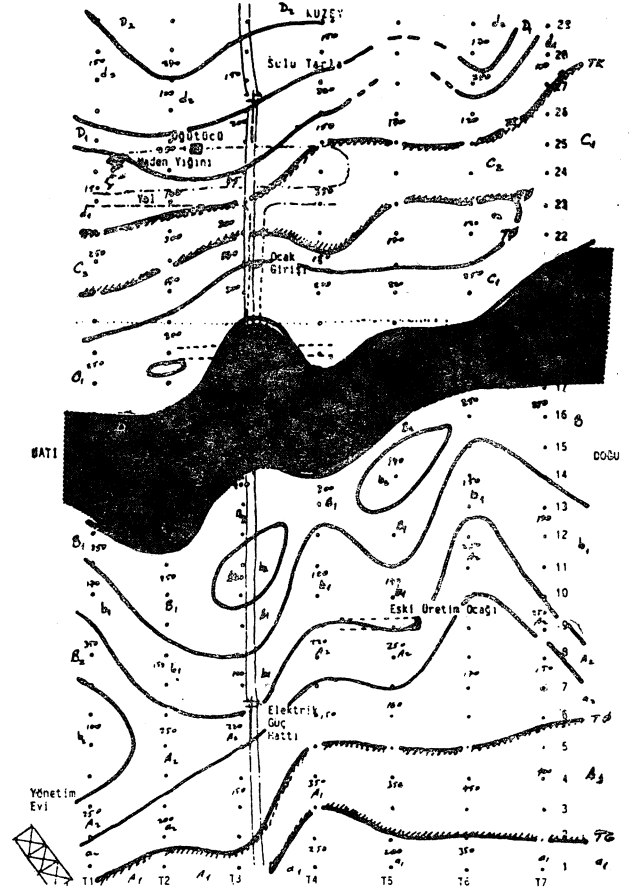


Şekil 16 : Tatar Dere Zn—Pb maden yatağında jeofizik yöntemle bulunan, iletken/cevherli kuşakların yeraltında uzanımları, $r = 70$ metre için yeraltı yerelektrik katı. Taralı yerler cevher teknesi sınırlarını gösterir. TK - kuzey tekne, TO - orta tekne ve TG - güney tekne, sayılar gerçek özdirenç değeridir.

Figure 16 : Surface projection of the underground extensions of the conductive or mineralized zones in Tatar creek Zn—Pb mine underground floor for $r = 70$ meters. Dashed lines indicate the borders of mineralized basins. TK is the northern basin, TO is the medium basin and TG is southern basin. Numbers show the absolute resistivity values.

tekim ocak giriş yolunda yapılan gözlemlerde yer yer 10 ve 20 cm lik cevherleşmelerle karşılaşmıştır.

Ocağa giriş yeri yakınında T0 iletken teknesinin kuzey sınırı başlamaktadır. T0 çizgisi bozlaşmaya uğramamış cevherlessz andezit olabileceği gibi 45-60° kuzeye dalımlı bir yerkirliği da olabilir. C[^] takısı ile belirlenen TK-T0 süreksizlikleri arasındaki kuşağın özdirenç 300-350 Ohm-metre dolayındadır. T0 m hemen güneyinde C₂ iletken kuşağına (120-170 Ohm-metre) girilmesine karşın, tam 15 metrelik yeraltı oyuğu doğrudan doğruya karşılaşılan özdi-



Şekil 17 : Tatar Dere Zn—Pb maden yatağında jeofizik yöntemle bulunan, iletken/cevherli kuşakların yeraltında uzanımları, $r = 100$ metre için yeraltı yerelektrik katı, Taralı yerler cevher teknesi sınırlarını gösterir. TK-kuzey tekne, TO-orta tekne ve TG- güney tekne, sayılar gerçek özdirenç değeridir.

Figure 17 : Surface projection of the underground extensions of the conductive or mineralized zones in Tatar creek Zn—Pb mine underground floor for $r = 100$ meters. Dashed lines indicate the borders of mineralized basins. TIC is the northern basin, TO is the medium basin and TG is southern basin. Numbers show the absolute resistivity values.

renç 250 Ohm-metredir (Şekil 15). O nedenle T3/22 -20 arasında cevher bekleme olasılığı çok azdır. Ancak, 50 metre katı için yeraltı oyuğundan 25 metre doğu ve batıya gidildiğinde 120 ile 170 Ohm-metre varan düşük değerlerle karşılaşılması kanatlarda cevher yatağı olabileceğini işaret eder. Ancak, 70 metre katında batı yaka yoksullaşmasına karşın 100 metrede her iki katın yeniden cevherce varlıklaşılabileceği anlaşılır. C₂ yatağı ikinci derecede önemli bir yataktır. Sığ derinliklerde batıya doğru alan dışına taşan uzamm tüm derinlikler için doğuda T6 ile T7

arasında son bulmaktadır. c_2 yatağının toplam boyu 125 metre, eni ise 10 ile 30 metre arasında değişmektedir.

Tatar Dere yatağında yapılan gözlemlerde, cevherleşmenin 0.5 ya da 2 ile 3 metre kalınlıklarda andezitin bozduğu yerlerde olduğu bilinmektedir. Dolayısı ile en azından bu aşamada 10 ile 20-30 metre kalınlığı olduğu bildirilen iletken kuşağın 2-3 metre kalınlığının (diğer bir deyişle 1/10'un) cevherli olduğunu düşünmek abartılmış değerlere ulaşma sınıcını Öner.

Ocak girişinden 20 metre güneye dek yeraltı oyuğu içinde cevher bekleme olasılığı yoktur. Bu bölge dirençli (250-300 Ohm-m) C_x kuşağı olarak adlandırılmıştır. Bu kuşağa bittiği yer çapraz oyuk kavşağıdır (T3/19 dolayı). Kavşağın 10-12 metre dek güneyi boyunca (T3/19-17.5 arası) birinci derecede önemli cevher kuşağına girilir. Nitekim 12-15 metre derinlik düzeyinde anılan doğrultu boyunca cevher çekilmiştir. Ancak, aşırı iletken c_x kuşağı bu noktadan sonra 50 ve 70 metre düzeyleri için bir süreksizliğe uğramaktadır (Şekil 17,16). Yeraltı ocağı boyunca cevher-siz olan bu bölümün genişliği 10 ile 20 metre dolayındadır. Daha sonra yeniden birincil derecede önemli cevherli kavşağa gelmektedir ki, günümüzde bu ikinci kavşak üzerinde çıkırlık üretim kuyusu bulunmaktadır.

Kuzeydeki birinci kavşakta doğu ve batıya oyuklar açarak bir ölçüde cevher alınmıştır. 50 ile 70 ve 100 metrelik jeofizik katlarına göre oyuk doğrultularında cevherleşme 7.5-10 metreden sonra kesilmektedir. Cevher güney batıya ve güney doğuya doğru süreklilik göstermektedir. O nedenle birinci kavşakta bugünkü oyukların gidiş yönleri kavşaktan başlamak üzere güneye doğru değiştirilmelidir. Birinci kavşağın üzerinde bulunduğu c_1 iletken kuşağının genişliği 15 ile 20 metre olup, gerek batıda ve gerekse doğuda güneydeki c_3 kuşağı ile birleşerek 40 metreye varan genişliklere ulaşmaktadır. Bu genişlik cevherli kuşak genişliğidir ve 45 ile 60° kuzeye dalımlıdır.

Güneyde üzerinde kule bulunan ikinci kavşak iletken c_3 kuşağı üzerindedir (Şekil 15, 16, 17). Kavşak konumunda kuşağın genişliği 20 metre dolayında olmakla birlikte KD ve GB'ya gittikçe genişlik 20 metreye ulaşmakta T1 ve T7 üzerinde ise 40 metre dolayına erişmektedir. Bu kuşak ortadaki halka dışında cevherlidir. Cevherli kuşağın boyu en az 170 metredir. T3/15 noktasındaki kavşak üzerinde kuyu bu üretime geçmekle olumlu bir iş yapıldığı anlaşılmıştır. Çünkü iletken kuşağın derinliği 12 metreden 100 metreye değin sürmektedir. Ancak kavşaktan açılan yeraltı oyuklarının doğrultuları, gerçek iletken kuşağı çapraz kesmektedir. O nedenle batıdaki oyuğun 15-20 metre, doğudaki oyuğun ise 20-22 metre sonra cevheri yitirmesi beklenir. Dolayısı ile 2. kavşaktan başlamak üzere yeraltı oyuğunun doğrultusu yaklaşık K60°D'ya çevrilmelidir. Bu durumda yeraltı oyuğunun sürekli olarak cevherli kuşak içinde ilerlemesi beklenir.

2. kavşaktan güneye doğru 5-7.5 metre gidildikten sonra cevher-siz B_x kuşağına girilmesi beklenir.

Cevher-siz olduğu sanılan bu dirençli kuşak genişliği 30 metre dolayındadır. KG doğrultusunda açılacak oyuk kavşaktan 35 metre uzaklıkta b_x iletken kuşağına girecektir (T3/11 noktasında). Birinci derecede önemli cevherli kuşak olduğu belirlenen C'in T3 boyunca kalınlığı 3040 metre dolayında olup Tatar Dere'de karşılaşılan en geniş yataktır.

T5—T6 arasında 9 noktasında batıya doğru eskiden açılan üretim ocağı sözü edilen b_x kuşağı içinde yer almaktadır. Ancak, bu in tam güneydeki cevher-siz A_2 kuşağı ile cevherli b_x kuşağı sınırında açıldığından, oyuk içinde yer yer cevher-siz bölgelerle karşılaşılabilir. Sözü edilen oyuk için girilim gezilmediğinden gözlenen cevherleşme konusunda bir fikir söyleyememekteyiz.

b_x kuşağının en az genişliği 20 en çok 40 metre olup görünen boyu 170-200 metre dolayındadır ve bu boy inceleme alanının dışına taşmaktadır.

Elektrik güç hattını izleyecek biçimde açılacak bir yeraltı oyuğu b_x den çıkıp cevher-siz A_2 kuşağına girecektir. Yaklaşık 25 metrelik bu gidişten sonra ikinci derecede önemli a_2 iletken kuşağına girmesi beklenir. Yeraltı jeofizik yapı kesitlerine göre bu kavşakta diğerleri gibi K60°D doğrultusunda uzanmaktadır. Genişliği 20 ile 40 metre arasında olduğu sanılan bu kuşak, yönetim evinin altından geçerek güney batıya doğru yönelmektedir (Şekil 15). Hemen T0 orta tekne güney sınırının kuzeyinde yer alan a_2 iletken kuşağı gösterdiği genişlik derinliğe doğru süreklilik, iletkenlik ve inceleme alanı dışına taşması açısından ilginçtir. Varlığı yeni ortaya çıkan bu kuşağın en azından delgilerle kanıtlanmasında yarar vardır.

İnceleme alanının güney doğu köşesinde A_1 dirençli kuşağının TG güney tekne sınırının güneyinde iletken a_1 kuşağı ile karşılaşılmıştır. Üçüncü derecede önem verilen bu kuşağın genişliği, kalınlığı ve diğer özellikleri ancak inceleme alanının güneye doğru genişletilmesi ile ortaya çıkacaktır.

Benzer biçimde kuzey tekne içinde yer alan 10 ile 30 metre genişlikte d_x ve 20 ile 40 metre genişlikteki d_2 açısı iletkenlik gösterdiğinden üçüncü dereceden önemli alanlar, olarak ilerdeki üretim hedefleri içine alınmıştır.

Öz olarak 150x300 m boyutundaki Tatar Dere jeofizik inceleme ve üretim alanında 2 tanesi birinci 2 tanesi ikinci ve 3 tanesi üçüncü dereceden önemli olmak üzere 7 tane cevher içerebilecek kuşak bulunmuştur. Kuşakların genişlikleri 10 ile 40 metre arasında değişmekte olup, boyları en az 470 metre ve eğimleri 45-60° ile kuzeydedir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Tatar Dere çinko-kurşun madenindeki jeofizik çalışmalarla belirlenen elektrik ve uçuşma belirtileri ile cevher arasında bir ilişki olduğu bulunmuştur. Cevher elektrik öz direnci 100-150 Ohm-metre olan bozularak kaolinleşmiş andezit aralıkları içindedir. Bozuşma kuşaklarını çevreleyen bozuşmamış andezitin öz direnci 425 qp 25 Ohm-metre dolayında olduğunda cevherli/iletken kuşaklar kolayca tanınmaktadır.

Ayrıca doğal yeruçlaşma ölçümlerinde cevherli kuşaklar üzerinde eksi uçlaşma elektrik alanı kapamaları yer almıştır. G ve E eğrilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucu iletken bölümler üzerinde artı (+) ve dirençli bölümler üzerinde eksi (-) yükün (ions) toplandığı belirlenmiştir.

Ortalama kimyasal bozuşma derinliği 21 metre olup, cevhere girme derinliği D.U. Ölçülerinden çoğunlukla 10-15 metre olarak bulunmuştur.

Yerelektrik kat haritalarından cevherin derinliğinin ise en az 75-100 metre olduğu bulunmuştur.

Yerelektrik ve yeruçlaşma belirtilerinden cevherli kuşakların 45-60-70° ile kuzeye dalımlı olduğu kalınlıklarının 10 ile 40 metre arasında değiştiği belirlenmiştir.

Ortalama en büyük D.U. gerilim belirtisi dalga boyu 100-140 metre, doruktan çukura en büyük gerilim ise 100 mV'tur. iletken/dirençli kuşak geçişlerinde D.U. elektrik alanında metrede 10 mV luk değişimler izlenmiştir.

150x300 m = 45 000 m² lik çalışma alanında 3 tane cevherli iletken tekne varlığı gözlenmiştir. Bunlardan kuzey tekne içinde 2, orta tekne içinde 4, güney tekne içinde 1 tane olmak üzere 7 üretken olabilecek kuşak belirlenmiştir. İşletilmekte olan yerler orta tekne içindeki iletken kuşaklar içinde yer almaktadır. Jeofizik Çalışmalar orta tekne üzerinde yoğunlaştırıldığından ve orta teknedeki $c_{\%}$ ve b_i kuşaklarının aşırı iletken ve göreceli geniş olması nedeni ile üretimin orta teknedeki geliştirilmesi ve daha sonraki dönemde kuzey ve güney teknelere geçilmesi önerilmektedir.

Yedi ölçü doğrultusu boyunca önem sıralarına göre belirtilen en az derinliği 15 metre olan 28 tane delgi önerilmiştir.

Jeofizik bulgular ışığında, Tatar Dere için üretim tasarımı oluşturulmuştur. Bunun için toplam uzunluğu 1500 metre olan 13 tane yeni ocak konumu gösterilmiştir.

Genişlikleri 10 ile 40 metre arasında değişen iletken kuşakların salt 0.5 ile 2-3 metre kalınlığında yoğun cevherleşme olduğu sanılmaktadır.

İnceleme alanının orta teknesinden beklenen maden miktarı 320 000 TON dolayındadır. Cevherleşen alanın inceleme alan dışına taşıdığı jeofizik ölçülerden anlaşılmıştır. O nedenle özellikle batı-doğu ve güneye doğru jeofizik ölçülerin yayılarak tüm sahanın üretim alabilirliğinin (capacity) belirlenmesinde yarar vardır.

Bu tür yataklarda her mineralin zenginleştiği derinlik değişiktir. Derinlere inildikçe galenit azalır sfalerit ve pirit çoğalır. Fluorit, barit ve siderit azalırken kuvars artar. En derinlerde ise kalkopirit egemenleşirken gümüş oramda artar. Nitekim, derinliğine işletilen ocakta durum böyle olup derine inildikçe kalkopirit artmaktadır.

Mezo ve epitermal kurşun-çinko yataklanması içerebilecek Tatar Derede damar biçimleri, plutonik ortammki gibi çatlak ve kırıklar biçimindedir. Ayrıca, yer yer galenit yer yer sfalerit zenginleşmeside böyle bir ortamın gereği olarak izlenmektedir. Ancak böyle bir ortamda damarlar çoğunlukla apo ile te-

lemagmatik oluşuklardır. Ne var ki bu damarları getiren granit yüzeylenmemektedir.

KATKI BELİRTME

Kurşun - Çinko alanlarında bu araştırılmanın yapılmasını, gerek giderleri karşılayarak ve gerekse ölçümlere yardımcı olarak sağlayan Jeoloji Yüksek Mühendisi Hasan Berkpmar ve Fehmi Tambay'a minnettarım.

Yılmaz ve içten gayretleri ile ölçüleri dört günlük bir sürede bitiren, veri-işleme ve çizim aşamalarında yardımcı olan Ateş Adalan, Osman Tavitay ve Mehmet Mutafçılar sağolsunlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bhattacharya, B.B., and Roy, N., 1981, A note on the use of a nomogram for selfpotential anomalies. *Geophy. Prosp.* v. 29, n. 1, 102-107.
- Ercan, A., 1982-a, Doğal Uçlaşma Yöntemi; İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Müh. Yay. 230 Sayfa.
- Ercan, A., 1982-b, Yayap Doğru Akım Özdirenç Yöntemlerinde Süreksizlikler üzerinde Kaydırma Ölçümleri: Betik II, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Müh. Yayınları 250 sayfa.
- Ercan, A., 1982-c, Kayaçların Elektrik Özelliği ve Yata Katmanlı Yapı Üzerinde Yerelektrik Açma Ölçümleri; İTÜ Maden Fakültesi Yayınları, 210 sayfa.
- Ercan, A., ve Gürkan, V., 1984. Gürlek Dere Altın-Çinko Kurşun yatağının jeofizik yöntemle aranması 80 sayfa (yayınlanmamış rapor)
- Erdoğan, B., 1982, Ergani - Maden Yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının Jeolojisi ve Volkanik Kayaları. *TJK Bült.*, 25, 49-59.
- Hal, R. and Mason, R., 1972, A tectonic malarige from the Eastern Taurus Mountains: *Geol. Soc. London*, 128, 395-397.
- Keller, G.V. and Frischnknecht, F.C., 1966, *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*; Pergamon Press, New York, 517 s.
- Öztunalı, Ö., 1967, Maden Yatakları, İ.Ü. Fen Fakültesi Ders Notları (230 sayfa). Vezneciler/İstanbul
- Ricou, Luc Emmanuel, 1980, Toroslarm Helenidler ve Zagridler Arasındaki Yapısal Rolü. *TJK Bült.*, 23, 101-118
- Schmuacher, Fi., 1963, Maden Yatakları Bilgisinin Esasları; İTÜ Kütüphanesi, s. 532, 278 s. (E. Göksu, çeviri).
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik volkanizma ilişkileri. *TJK Bült.*, 24 39-50
- Temple, P. and Perry, D.J., 1962, Geology and oil occurrence, south-east Turkey: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 46, 1596-1612.

Yazının Geliş Tarihi : 23.1.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 21.2.1985

Yayıma Verildiği Tarihi : 25.1.1986

Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu

Petrology and the genetic implications of Erdembaba volcanics of Pliocene age in the Eastern Black Sea region, Turkey.

M. NURİ TERZİOĞLU, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : Pontidlerin orta kesiminde yeralan Erdembaba volkanitlerinin petrolojik inceleme sonuçları ortaya konularak, volkanizmanın oluşum koşulları ile kökeni açıklanmıştır. Pliyosen yaşlı volkanikler hiyalodasit türde olup, ortaç asidik kalkalkalen niteliktedirler. Petrokimyasal özellikleri gözönüne alındığında, volkanizmanın kıtasal kabuk kökenli olduğu ve anateksi sonucu oluştuğu belirlenmiştir.

ABSTRACT: Petrological analyses of the Erdembaba volcanics in the Central Pontides region are investigated and the mode of formation and genesis are interpreted. Pliocene volcanism is hyalodacitic showing characters of intermediate acidic rocks of the calcalkaline series. Petrochemical characteristics of the Erdembaba volcanics point out that they might have been originated from continental crust as a result of anatexis.

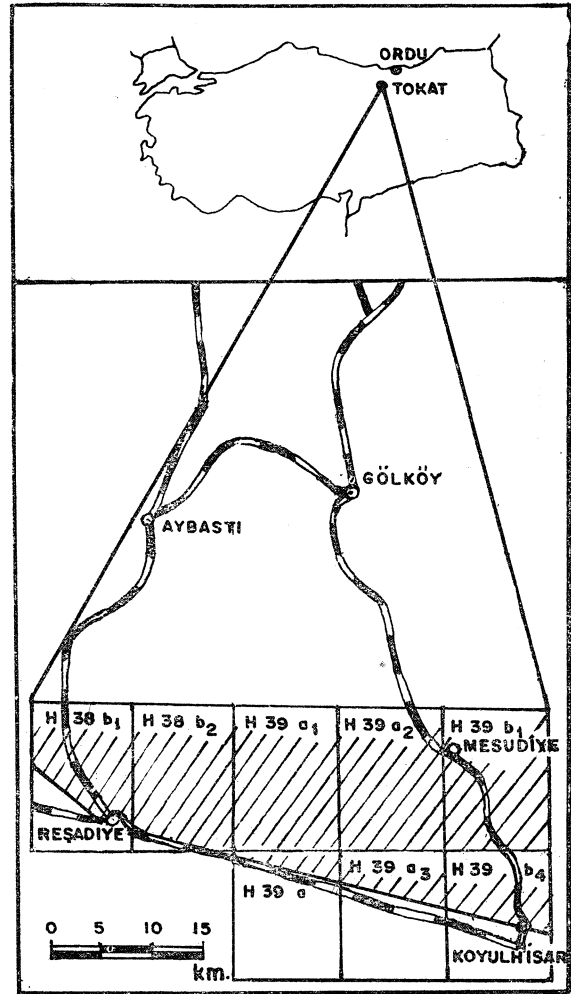
GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Erdembaba volkanitleri, Doğu Pontidlerin orta kesiminde yer almakta ve Kelkit vadisinin Reşadiye ile Koyulhisar ilçeleri arasında kalan kısmın kuzeyinde yaklaşık 175 km² lik bir alanda yayılım göstermektedir (Şekil 1).

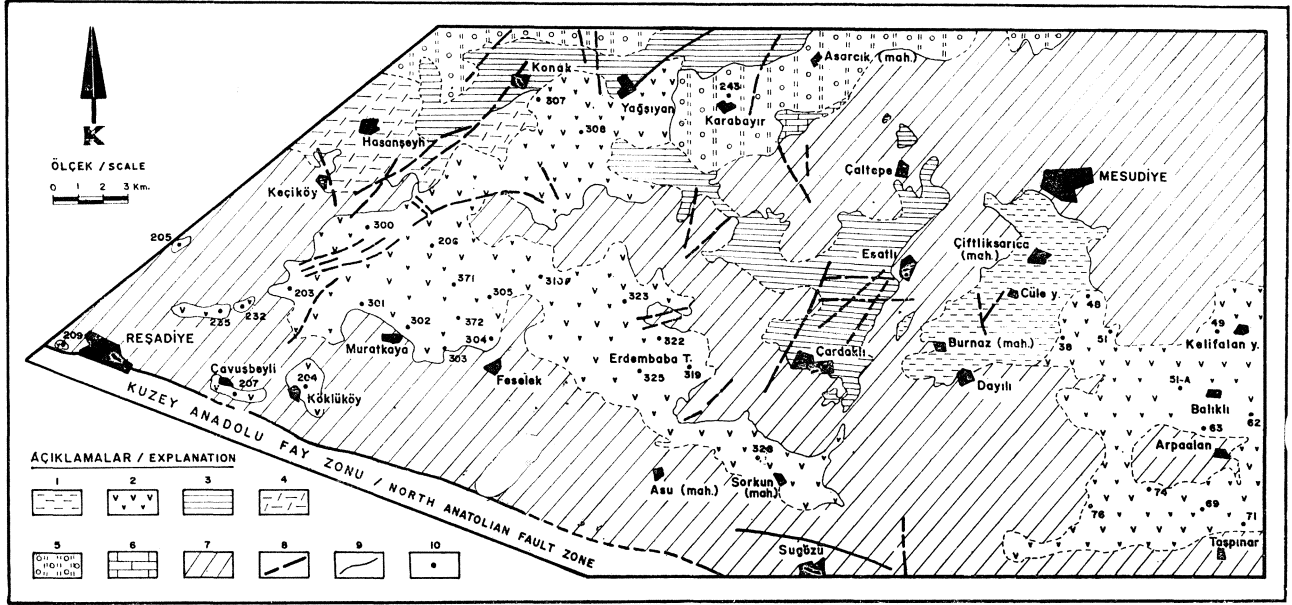
İnceleme yöresi ve çevresinde Tchihatcheff (1869), Blumenthal (1945), Erentöz (1950), Atak (1960), Gök-sü (1960), Gedikoğlu (1970), Seymen (1975), Baş (1979), Terlemez ve Yılmaz (1980) çeşitli ölçekte jeolojik harita alımı, cevher yatakları prospeksiyonu, stratigrafi ve petrokimya çalışmaları yapmışlardır. Bölgenin özellikle Tersiyer yaşlı volkanitler ile kaplı kısmı yazar tarafından (Terzioğlu, 1983) incelenmiştir (Şekil 2).

Erdembaba volkanitleri, Neojen - Kuvaterner yaşlı Erdembaba Formasyonunun (Terzioğlu, 1983) bir üyesi olup, aynı formasyona ait Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltı üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 3). Ayrıca bu birim Eosen yaşlı Yeşilce Formasyonunun (Terlemez ve Yılmaz, 1980) Hasanşeyh bazaltı (Üst Lütesiyen - Priaboniyen?) ile Üst Kretase yaşlı Mesudiye - Reşadiye Formasyonu (Terlemez ve Yılmaz, 1980) üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedir. Birim üstte ise Erdembaba Formasyonunun Kuvaterner yaşlı Cüle volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 300 m. kalınlık gösteren birimin yaşı çalışma alanındaki diğer birimlerle olan ilişkisine göre Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Saha çalışmaları sırasında bu birimden petrografik ve jeokimyasal incelemeler için bozunmamış taze örnekler alınmıştır. Petrografik incelemeler yardımıyla, jeokimyasal incelemeler için seçilen örnekler üzerinde majör ve iz element analizleri yapılmıştır.



Şekil 1 : İnceleme alanının yer buldum haritası.
Figure I : Location map of the investigated area.



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983).

1. Cüle volkanitleri; 2. Erdembaba vol* kanitleri; 3. Kuyucak bazaltı; 4. Hasansayh platobazaltı; 5. Hatipli volkanodetritikleri; 6. Selecik kireçtaşı; 7. Mesudiye -Reşadiye formasyonu; 8. Fay; 9. Dokanak; 10. Kimyasal analiz için örnek alınan yerler.

Figure 2 : Geological map of the investigated area. (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983).

1. Cüle volcanics; 2. Erdembaba volcanics; 3. Kuyucak basalt; 4. Hasansayh floodbasalt; 5. Hatipli volcanodetritics; 6. Selecik limestone; 7. Mesudiye - Reşadiye formation; 8. Fault; 9. Contact; 10. Sample locations for chemical analyses.

Jeokimyasal çalışmalar için alınan örnek yerleri Şekil 2'de görülmektedir. Örneklerin kimyasal analizleri Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Merkez Kimya Laboratuvarlarında yapılmış olup SiO_2 , TiO_2 ve P_2O_5 analizlerinde kolorimetrik spektrofotometre, Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe^+ , Na_2O , K_2O ve MnO analizlerinde atomik absorpsiyon spektrofotometre yöntemleri kullanılmıştır. FeO analizleri volumetri yöntemiyle yapılmıştır. Rb , Sr , Y , Nb ve Zr iz elementlerinin analizlerinde X ışınları flüoresens spektrofotometre yöntemi kullanılmıştır. Bütün analizler iki kez tekrarlanmış ve matris düzeltme işlemleri de yapılmıştır.

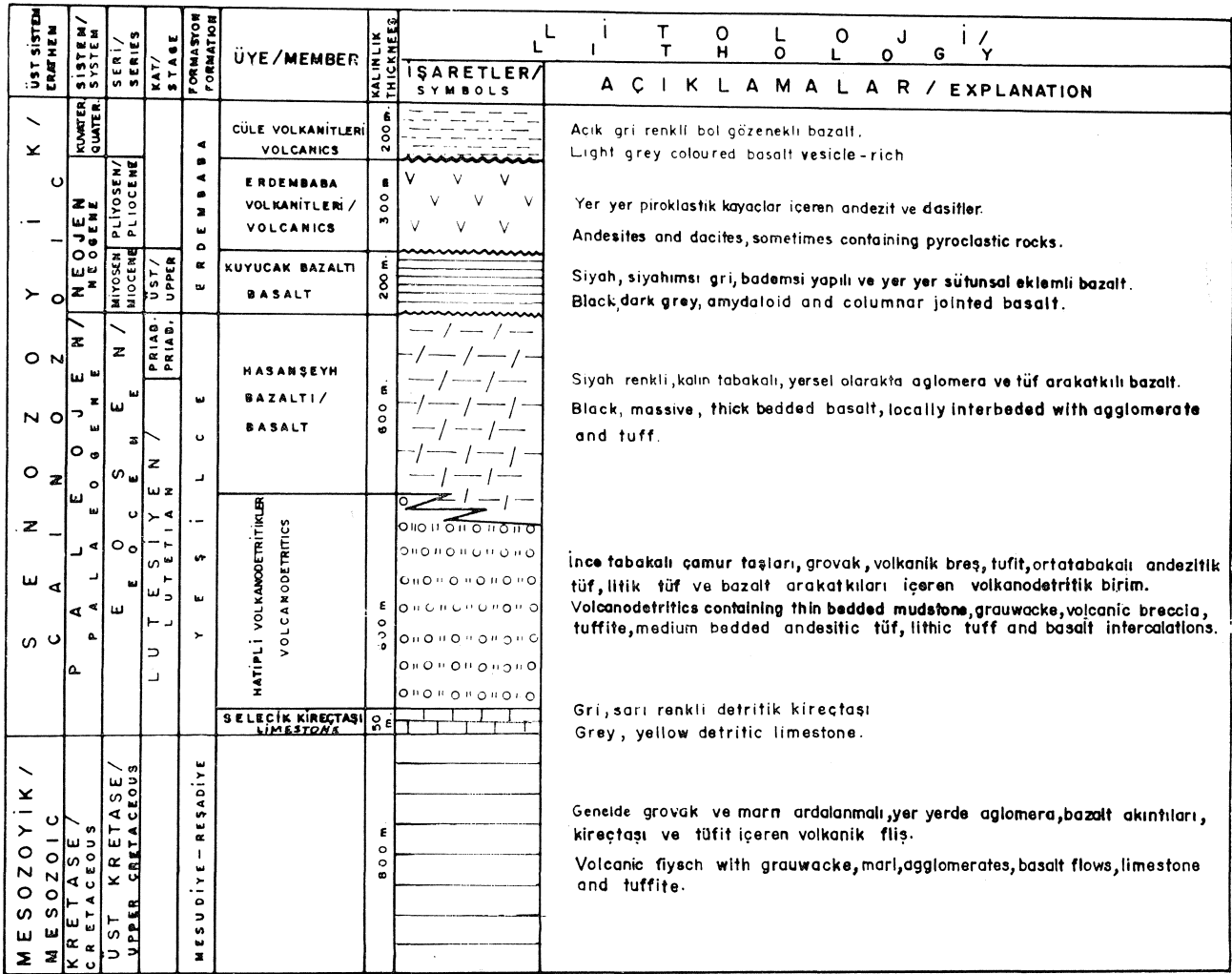
C.I.P.W. normları hesaplanırken, kimyasal analiz sonuçlarındaki % Fe_2O_3 değerleri, ikincil oksidasyon sonucu normatif bileşimde gelişebilecek olan yanlıgıları önlemek amacıyla Irvine ve Baragar'm (1971) geliştirdikleri % $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 1.5$ eşitliğine uygun olarak düzeltilmiştir. C.I.P.W. normları, Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde Torun ve diğerleri (1978) tarafından derlenen bir programla hesaplanmıştır.

Bu yayında, Erdembaba volkanitlerinin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek Pontidlerin jeolojik yapısıyla volkanizmanın bağdaşırılıgı aranması ve volkanitlerin oluşum ve yerleşim biçimine bir yaklaşım veya katkının belirlenmesi amaçlanmıştır.

ERDEMBABA VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ

Erdembaba volkanitleri, renkleri siyahımsı gri, beyazımsı gri, pembe ve kızılımsı kahverengi arasında değişen andezitik lav akıntıları ve örtüleri şeklinde gözlenmektedir. Arazide lav akıntıları ve örtülerinin yanısıra cüf konileri de mevcuttur. Makroskobik olarak afanitik ve porfirik andezitler şeklinde iki gruba ayrılabilirler. Bunlardan afanitik andezitler, lavların % 15'ni oluştururlar. Mikroskopik olarak fluidal, yarıkristalen dokuya sahip olup özellikle ortopiroksen ve klinopiroksen kristallerinden oluşmuşlardır. Porfirik andezitler ise, genelde yarıkristalen porfirik, intersertal ender olarak da vitrofirik ve felsitik dokulu olup, afanitik andezitlerin aksine hornblend ve biyotit fenokristalleri içerirler. Volkanitlerin hamur maddesi plajiyoklaz ve opak mineral mikrolitleri ile volkanik camdan oluşmuştur. Porfirik yapılu andezitlerin bazı ince kesitlerinde volkanik camın yeniden kristalleştiği gözlenmiş ve seyrek olarak da küçük plajiyoklaz fenokristallerinin kenar zonlarında mikropegmatit oluşumlarına rastlanmıştır. Afanitik ve porfirik yapılu andezitler hacimsal olarak % 20-25 volkanik cam içermekte olup cam içeren kayalar olarak değerlendirilebilirler (Streckeisen, 1979). Kayalarda gözlenen minerallerin önemli özellikleri aşağıda özetlenmiştir:

K-Feldspat : Porfirik andezitlerde az miktarda gözlenmekte olup 0.1 - 1.0 mm. büyüklüğünde, özçe-



Şekil 3 : İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Teraoğlu, 1983'den basitleştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 3 : Generalized columnar section of the investigated area (Simplified after Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983).

killi ve karlsbad ikizli ortoz ve sanidin kristalleri şeklindedir.

Plajiyoklaz : Af ani tik andezitlerde mikrolitler, porfirik andezitlerde ise fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olup iki yada üç fazlı mineral oluşumu halinde gözlenirler. Fenokristaller, 0.1-3.0 mm. büyüklüğünde olup, özsekilli ve yarı özsekilli kristaller halindedir. Albit, Albit-Karlsbad ikizlenmeleri gösterirler. Sık sık zonlu yapıları olarak da gözlenirler. Albit-Karlsbad karmaşık ikizlerinde ölçülen sönme açılarına göre fenokristaller andezin bileşimlidir (An: % 45-47). Zonlu yapı gösterenlerde çekirdek kenarlara oranla anortitçe daha zengindir. Fenokristaller bol miktarda volkanik cam, opak mineral ve küçük pirosken kaparımlarını içermektedirler. Bazı fenokristaller, kenar kısımlarında magmatik korozyona uğramışlardır. Hamur içindeki plajiyoklaz mikrolitleri genellikle aynı büyüklükte dirler. Albit ikizlerinde ölçülen sönme açılarına göre mikrolitler de andezin bileşimli olup, afanitik andezit-

lerde An: % 35-42, porfirik andezitlerde An : % 33 - 38 arasında değişmektedir.

Ortopiroksen : Hipersten bileşimli olup, yarı özsekilli uzunca kristaller şeklindedirler. Hafif pleokroyizma gösterirler. Özellikle afanitik andezitlerde gözlenmekte olup, bir kısmı hematite dönüşmüştür.

Klinopiroksen : 0.1-1.0 mm. büyüklüğünde fenokristal ve mikrolitler halinde özsekilli ve yarı özsekilli kristaller şeklindedirler. Genellikle renksizdirler. Bazen soluk pembemsi bir pleokroyizma gösterirler. Klinopiroksenler genellikle ojit (NgAc: 43° - 45°), nadiren de titan-ojit (NgAc: 36°-38°) bileşimlidirler. Ojitler küçük fenokristaller halinde hamur içinde dağılmış olarak veya glomerofirik yığımlar halinde gözlenirler. Ojit fenokristallerinde sık sık zonlu yapıya da rastlanır. Seyrek de olsa bazı kristallerde kum saati yapısı gözlenmektedir. Genellikle öz veya yarı özsekilli kısa prizmatik ojit fenokristallerinin bazılarında ikizlenmeler görülür. Çoğunlukla magmatik korozyona uğramışlardır. Bazı ince ke-

LAVAL GROUP / Rock Group : B R D E M B A B A V O L K A N I T L E R I / B R D E M B A B A V O L K A N I C S

ÇUKÜR NO / Sample No : 38 49 51 51-A 62 63 69 71 74 76 203 204 205 206 207 209 232

BAŞLIK ELEMANLARI / Major Elements

S ₂ O ₃	67.89	71.45	74.20	66.99	72.70	73.22	69.06	68.60	74.48	64.49	73.20	73.08	74.48	64.04	72.88	72.84	68.07
Al ₂ O ₃	16.68	13.51	12.96	16.88	13.51	12.97	10.54	13.91	16.82	12.53	12.29	12.41	15.40	13.00	12.05	16.50	
Fe ₂ O ₃	1.93	1.89	1.57	1.94	0.56	1.55	1.83	2.16	1.21	2.14	2.10	0.14	0.68	0.51	1.74	0.06	
FeO	1.11	1.27	0.54	0.85	0.87	1.12	1.07	0.94	1.57	1.52	1.09	0.96	1.39	0.35	1.21	1.37	
MnO	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	
MgO	0.64	1.00	0.75	0.87	0.62	1.01	0.98	1.52	0.95	1.32	0.76	0.93	0.45	2.18	0.59	0.81	
CaO	3.38	3.20	3.66	2.28	3.13	3.22	4.35	3.87	2.73	4.10	3.07	3.41	4.21	3.95	3.01	3.18	
SiO ₂	3.90	4.10	4.09	4.54	3.44	3.70	3.90	5.61	3.85	3.44	4.60	4.46	4.36	4.67	5.86	4.15	
K ₂ O	2.90	1.75	2.74	2.44	2.73	2.80	2.96	2.83	2.62	2.74	2.48	2.35	2.55	2.61	2.38	2.89	
TiO ₂	0.43	0.39	0.40	0.44	0.40	0.51	0.47	0.64	0.73	0.60	0.49	0.54	0.37	0.39	0.40	0.44	
P ₂ O ₅	0.16	0.37	0.06	0.14	0.40	0.14	0.68	0.41	0.69	0.17	0.17	0.20	0.24	0.37	0.16	0.20	
H ₂ O	0.67	0.89	0.91	0.54	1.63	1.74	1.07	1.14	1.31	1.65	1.27	0.86	0.76	0.68	0.73	0.23	

TOPLAM / Total 99.96 99.94 99.78 98.80 99.89 99.68 99.85 100.86 100.91 99.82 99.01 99.80 99.74 99.03 100.03 99.99 99.84

C.I.P.W. NORMALI / C.I.P.W. Norms

q	27.24	29.47	35.19	25.40	30.47	33.28	25.71	25.53	28.28	38.91	30.95	31.86	34.64	18.34	30.43	30.40	23.40
for	17.25	16.26	16.23	14.58	16.60	17.58	16.76	16.00	15.91	14.68	13.92	15.11	15.75	14.08	14.98	17.08	
fb	33.22	34.71	34.77	35.00	38.47	29.20	31.36	33.82	30.63	29.40	38.99	37.82	37.00	37.25	39.55	38.16	
am	15.83	10.34	7.79	17.44	8.43	11.72	11.90	10.84	-	19.42	6.23	6.59	6.78	14.63	7.49	14.27	
ka	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
pl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
py	0.60	1.53	1.40	2.19	0.95	1.60	0.60	1.75	-	-	-	-	3.70	7.75	-	2.02	
qtz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ms	2.51	2.74	0.71	1.61	0.81	2.26	1.68	1.10	2.22	3.08	0.20	0.99	0.74	2.55	0.13	2.46	
hm	0.21	-	1.08	0.85	-	0.17	0.98	0.44	-	-	-	-	-	0.52	-	-	
il	0.82	0.74	0.76	0.85	0.76	0.97	0.89	1.24	1.22	1.15	0.93	1.03	0.71	1.40	0.74	1.39	
ap	0.38	0.88	0.14	0.34	-	0.33	1.61	-	1.64	0.41	0.40	0.40	0.57	2.24	0.88	0.68	
D.I.	77.61	80.45	86.18	74.98	85.09	79.08	84.64	76.10	85.05	69.63	84.82	83.59	80.75	71.17	84.06	88.82	78.64
K ₂ O/Nm ₂ O	0.74	0.43	0.67	0.60	0.60	0.31	0.80	0.73	0.68	0.80	0.54	0.53	0.30	0.60	0.51	0.43	0.70
Fe/(Fe+Mg)	0.93	0.76	0.74	0.76	0.70	0.73	0.75	0.66	0.59	0.73	0.82	0.84	0.81	0.66	0.69	0.69	

Çizelge I.'in devamı (II)

Table I. Continued (II)

KAYAÇ GRUBU / Rock Group :	E R D E M B A B A V O L K A N İ T L E R İ / E R D E M B A B A V O L C A N İ C S																	
ÖRNEK NO / Sample No :	235	243	300	301	302	303	304	305	307	308	310	319	322	323	325	328	371	372
MAJÖR ELEMENTLER / Major Elements																		
SiO ₂	66.56	70.62	64.17	64.43	65.38	65.55	66.66	66.66	68.63	65.38	68.06	65.98	63.85	67.57	67.12	64.24	71.94	69.51
Al ₂ O ₃	15.50	14.18	16.21	16.65	16.39	15.53	15.15	16.14	14.89	18.30	15.99	13.91	16.23	14.18	16.00	16.71	13.71	14.18
Fe ₂ O ₃	1.92	0.12	2.13	1.87	1.93	2.00	1.96	1.96	0.31	0.53	1.84	1.69	2.11	1.10	1.38	2.10	0.11	0.62
FeO	2.13	0.52	2.66	1.59	1.48	1.76	1.69	1.79	2.15	1.50	1.38	2.75	2.16	3.00	2.14	1.95	1.57	2.33
MnO	0.05	0.05	0.13	0.07	0.07	0.07	0.10	0.09	0.08	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.07	0.08	0.05	0.05
MgO	0.52	1.04	2.15	1.59	0.92	1.21	1.04	0.72	1.72	1.85	1.19	1.72	1.64	1.68	1.35	1.67	0.93	1.07
CaO	3.78	3.34	5.02	4.85	4.00	4.03	3.76	3.82	4.06	3.79	3.83	6.47	4.12	4.46	3.58	4.38	3.12	3.78
Na ₂ O	3.49	4.82	3.55	3.38	3.17	4.41	3.48	3.93	4.03	4.46	3.86	4.10	3.86	4.16	4.51	3.39	4.03	4.07
K ₂ O	3.00	2.46	2.59	2.50	3.07	2.87	2.99	2.68	2.82	2.51	3.13	3.04	2.65	2.33	3.07	3.22	2.55	2.71
TiO ₂	0.42	0.38	0.63	0.37	0.43	0.50	0.46	0.46	0.50	0.46	0.43	0.73	0.61	0.59	0.48	0.60	0.41	0.54
P ₂ O ₅	0.15	0.22	0.27	0.17	0.23	0.26	0.24	0.25	0.25	0.27	0.23	0.08	0.26	0.50	0.30	0.21	0.20	0.17
H ₂ O	2.11	1.85	0.39	2.11	2.61	0.95	1.96	0.92	0.23	0.83	0.25	1.00	1.70	0.05	0.01	0.78	1.10	1.25
TOPLAM / Total	99.63	99.56	99.90	99.41	99.68	99.14	99.89	99.42	99.67	99.92	100.24	99.55	99.09	99.70	100.01	99.33	99.72	99.28
C.I.P.W. NOKMLARI / C.I.P.W. Norm																		
Q	26.25	26.20	19.91	22.62	25.73	19.88	25.66	24.64	23.47	18.99	24.21	19.88	21.99	23.39	19.64	20.60	30.83	27.06
Or	17.97	14.60	15.32	14.84	18.20	17.11	17.69	15.93	16.72	14.84	18.50	18.05	15.94	13.81	18.14	19.16	15.11	16.13
Ab	29.94	40.95	30.07	28.72	26.91	37.64	29.48	33.45	34.21	37.77	32.66	34.85	33.25	35.31	38.16	28.88	34.20	34.69
An	18.01	9.83	20.67	22.97	18.40	14.23	17.10	17.42	14.26	17.05	17.06	10.62	19.08	13.18	14.35	20.50	11.82	12.51
Ms	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	0.01	7.40	2.01	0.06	-	3.39	-	-	3.52	-	0.34	9.07	-	4.74	1.18	-	1.97	4.25
Hy	1.31	0.93	6.72	4.84	2.85	2.32	3.50	2.88	5.60	6.24	3.20	2.49	2.95	5.65	4.91	5.20	3.56	1.78
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	2.66	0.18	3.09	2.72	2.81	2.93	2.85	2.86	0.45	0.77	1.60	2.46	3.11	1.60	2.36	3.07	0.16	0.91
Il	0.81	0.73	1.20	0.71	0.82	0.96	0.85	0.88	0.95	0.87	1.12	1.39	1.18	1.12	1.19	1.15	0.78	1.03
Ap	0.36	0.52	0.64	0.40	0.55	0.62	0.60	0.60	0.59	0.64	0.72	0.19	0.63	1.19	0.58	0.50	0.48	0.41
D.I	74.60	81.74	65.30	66.18	70.84	74.63	72.83	74.02	74.40	71.60	75.37	72.78	71.19	72.51	75.95	68.63	80.14	77.88
K ₂ O/Na ₂ O	0.86	0.51	0.73	0.74	0.97	0.65	0.86	0.68	0.70	0.56	0.81	0.74	0.69	0.56	0.68	0.95	0.63	0.67
Fe/(Fe+Mg)	0.85	0.38	0.69	0.69	0.79	0.76	0.78	0.84	0.59	0.52	0.73	0.72	0.87	0.71	0.72	0.71	0.64	0.65

Çizelge 1 : Erdembaba volkanitlerinin majör element kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanmış bazı norm değerleri.

Table 1 : Chemical analyses of the major elements of Erdembaba volcanics and some calculated norm values.

sitlerde parçalanmış, dağılmış Ti-ojit kristallerinin çoğu kez lamprobolitleşmiş oldukları da gözlenmektedir.

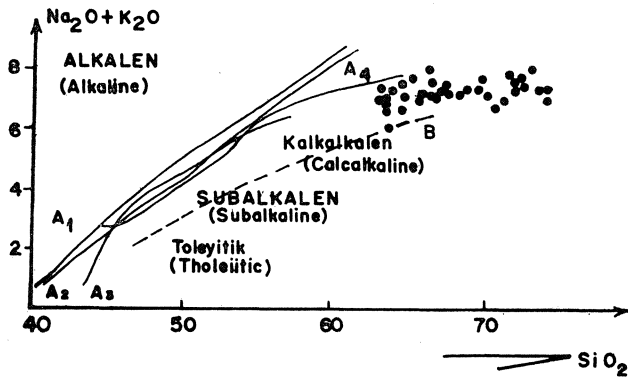
Hornblend ve biyotit : Porfirik andezitler içinde daima birlikte bulunurlar. Hornblendler 0.2 - 3.0 mm. biyotitler 0.1-2.5 mm. büyüklüğünde özşekilli ve yarı özşekilli kristaller şeklindedirler. Mikroskop altında bazaltik hornblend (lamprobolit) ve biyotitler birbirine çok benzemektedirler. Her ikisi de sarımsı kahverenginden kıvımsız kahverengiye kadar değişen renklere ve kuvvetli pleokroyizmaya sahiptirler. Genellikle biyotit ve hornblendler opatik bir kuşakla çevrelenmişlerdir. Bazı hornblend ve biyotit fenokristalleri ileri derecedeki opasitleşme sonucu tamamen opak mineral yığışımına dönüşmüşlerdir.

Kuvars: Bazı ince kesitlerde kenarları kemirilmiş küçük fenokristaller halinde ender olarak gözlenmektedir.

Manyetit: Biyotitler ve hornblendler içinde küçük fenokristaller ve/veya opak mineral bulutları halinde gözlenmektedir.

Apatit : Ender olarak bazen hamur maddesi içinde mikrolitler, bazen da plajiyoklaz kristalleri içinde kapammlar halinde bulunmaktadır.

Ayrıca volkanitlere ait bazı ince kesitlerde az miktarda epidot ve ortit (allanit) kristallerine de rastlanmaktadır.



Şekil 4 : Alkali ($Na^+O+K^+-SiO^+$ Diyagramı. A₁ çizgisi: Irvine ve Baragar'a (1971) göre sınırdır.

A[^] çizgisi: MacDonald ve Katsura'ya (1964) göre sınırdır.

» A₃ çizgisi: Hyndman'a (1972) göre sınırdır.

A[^] çizgisi: Kuno'ya (1968) göre sınırdır.

B çizgisi: Kuno'ya (1968) göre sınırdır.

Figure 4 : Alkali - Silica Diagram.

A₁ line : Division line after Irvine ve Baragar (1971)

A₂ line: Division line after MacDonald ve Katsura (1964).

A₃ line: Division line after Hyndman (1972).

A[^] line : Division line after Kuno (1968).

B line : Division line after Kuno (1968).

ERDEMBABA VOLKANİTLERİNİN JEOKİMYASI

Volkanitlerin çeşitli yerlerinden alınan 36 örneğin tümünün majör ve bunlardan yalnızca 29'nun iz element içerikleri ayrı ayrı incelenerek diyagramlar ve yorumlamalar majör ve iz element dağılımları şeklinde sunulmuştur.

Majör Element Dağılımı

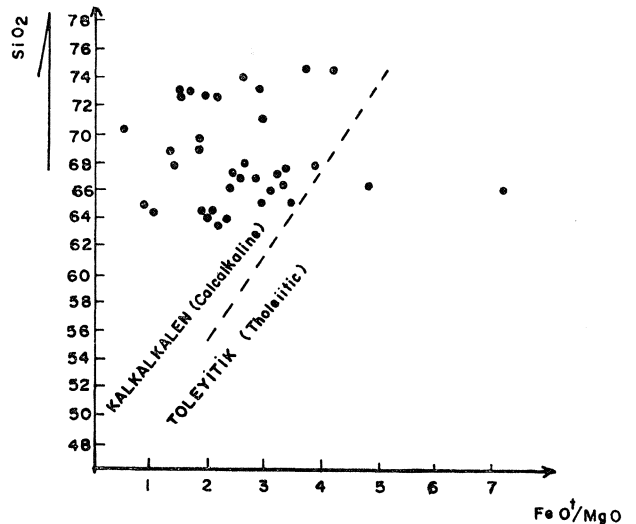
Erdembaba volkanitlerine ait örneklerin majör element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normları Çizelge 1'de görülmektedir.

Örnekler % 63.85-74.48 arasında değişen miktarlarda SiO_2 içerirler. Al_2O_3 miktarı % 8.78-18.30 arasındadır. Hesaplanan Fe_2O_3 miktarı % 0.06-2.16, FeO miktarı ise % 0.35-3.00 arasında değişmektedir. MgO % 0.45-2.15 ve CaO % 1.91-5.02 arasında değişik değerler gösterir. Na_2O % 3.17-5.86 ve K_2O % 1.75-3.22 arasında değişir. TiO_2 % 0.37-0.73 ve P_2O_5 % 0.08-0.98 arasında değerler verir. MnO ise düşük olup % 0.05 - 2.61 arasındadır.

Volkanitler, SiO_2 - Alkali içeriklerine (Şekil 4) göre subalkalen karakterlidirler. Subalkalen volkanitlerin demir-magnezyum ve silisyum içerikleri (Şekil 5) ile alkalidemir-magnezyum içeriklerine (Şekil 6) göre kalkalkalen nitelikte oldukları saptanmıştır.

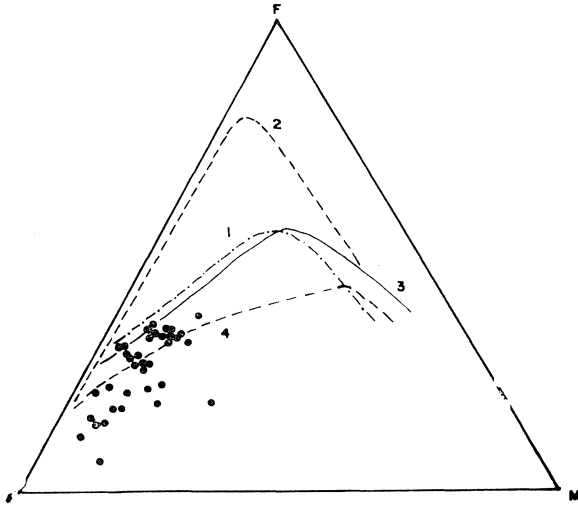
Yersel magmanın kökenini araştırmak için Gotti'nin (1968) tanımladığı $T = Al_2O_3 - Na_2O/TiO_2$ değeri volkanitler de 13-36 arasında olup, volkanitler için sialik kökeni vurgulamaktadır. Bu durum $\log T - \log 8$ diyagramında (Şekil 7) da yinelenmektedir.

Volkanitlerin Irvine ve Baragar'm (1971) «An-Ab'-Or» üçgen diyagramında (Şekil 8) potasik ka-



Şekil 5 : Volkanitlerin $FeO^+/MgO - SiO_2$ değişim diyagramı (Miyashiro, 1975).

Figure 5 : $FeO^+/MgO - SiO_2$ variation diagram of volcanics (Miyashiro, 1975)



Şekil 6 : A ($\text{Na}^+\text{O}+\text{K}^+\text{O}$) — F ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) — M (MgO) diyagramı.

Çizgi 1 : Toleyitik (üst taraf) ve kalkalkalen (alt taraf) kayalar arasındaki sınır (Irvine ve Baragar, 1971).

Çizgi 2 : «Skaergaard» intrüzyonu yönelimi (Wager, 1960)

Çizgi 3 : «Hawaii» alkalen serisi yönelimi (MacDonald ve Katsura, 1964).

Çizgi 4 : «Cascade» Kalkalkalen serisi yönelimi (Turner ve Verhoogen, 1960).

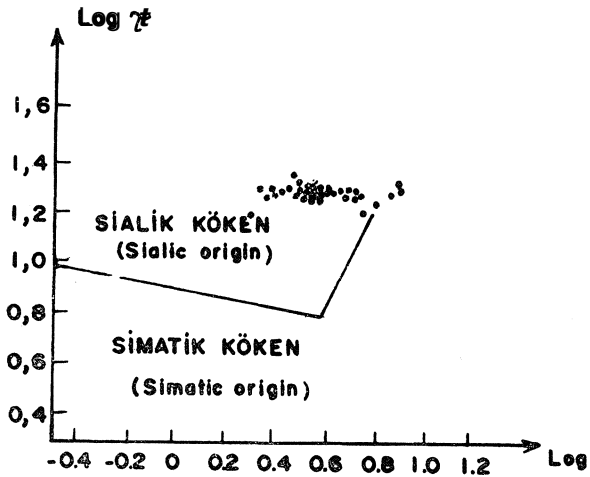
Figure 6 : A.F.M. (Alkalis - total iron - magnesium) diagram.

Line 1 : Division line for tholeiitic (upper side) and calcalkaline (lower side) rocks (Irvine ve Baragar, 1971).

Line 2 : Skaergaard intrusion trend (Wager, 1960).

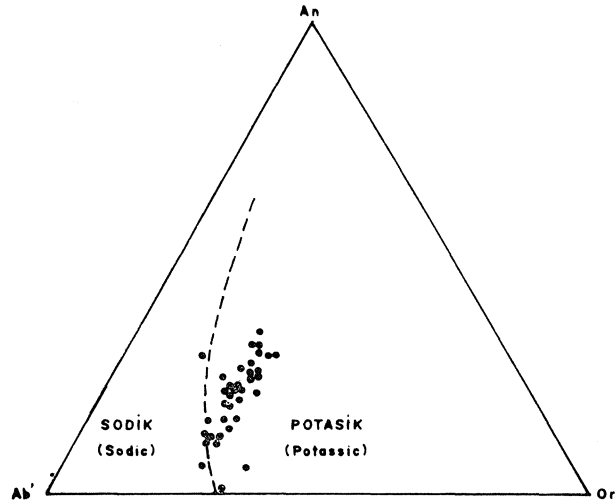
Line 3 : Hawaiian Alkaline trend (MacDonald ve Katsura, 1974).

Line 4 : Cascade series trend (calcalkaline) (Turner ve Verhoogen, 1960).



Şekil 7 : Volkanitlerde $\log \tau$ nın $\log \delta$ ya göre değişim diyagramı (Gottini, 1968).

Figure 7 : Variation diagram of $\log \tau$ according to $\log \delta$ in the volcanics (Gottini, 1968).



Şekil 8 : Volkanitlerin An — Ab' — Or izdüşümleri (Irvine ve Baragar, 1971)

Figure 8 : An — Ab' — Or projections of volcanics (Irvine ve Baragar, 1971).

rakterde oldukları görülmektedir. Bunların normatif ortoz içerikleri de yüksek K'ü yansıtmaktadır. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oran değeri ise volkanitlerde ortalama 0.65 olup 0.40 - 0.95 arasında değişmektedir.

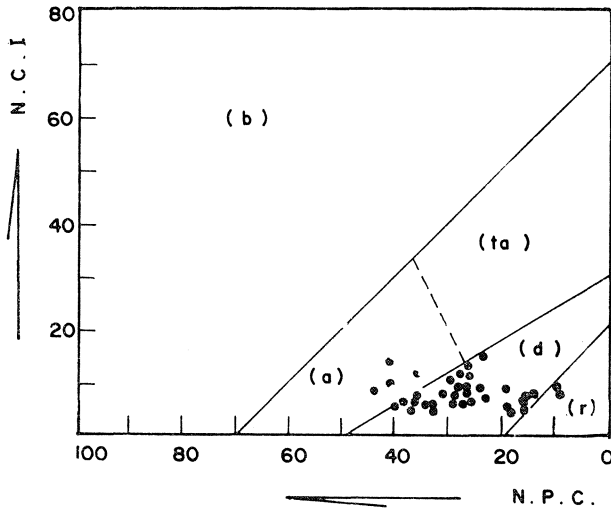
Çoğu araştırmacının en güvenilir sınıflama olarak kabullendikleri ve örneklerin normatif plajiyoklaz bileşimi (N.P.C.) - normatif renk göstergesi (N.C.I.) içeriklerine göre düzenlenen Irvine ve Baragar'm (1971) sınıflamasında (Şekil 9), volkanitlerin andezit alanında yer alan birkaç örnek dışında dasit türünde lavlar oldukları saptanmıştır. Volkanitlerin hamurlarında fazla miktarda volkanik cam içermeleri ve birkaç örnek dışında kuvars kristallerinde genelde gözlenememesi mineralojik açıdan andezit karakterinde olan bu kayaların jeokimyasal çalışmalarda dasit olarak isimlendirilmesi gereğini ortaya çıkarmıştır (Jung, 1969; Streckeisen, 1976). Bu durum aynı zamanda Streckeisen (1976) üçgen diyagramında (Şekil 10) da yinelenmekte olup volkanitler dasit olarak adlandırılabilir.

Volkanitlerde diferansiyasyon indeksi (D.I. = normatif $Q+Or+Ab+Ne+Ks+Lc$) değeri 79.08- 86.82 arasında değişmektedir. Thornton ve Tuttle (1960) D.I. değerlerinin dasitik lavlarda 65-80 arasında, ri-yodasitik lavlarda 80'den büyük olması gereğini önermektedir. Erdembaba volkanitlerinin D.I. değerleri de önerilen bu değerlere uymaktadır.

İz Element Dağılımı

Volkanitlere ait örneklerin iz element içerikleri çizelge 2'de verilmiştir. Ayrıca volkanitlerin iz element içerikleri de benzer tipteki kayaların ortalama iz element içerikleri ile çizelge 3'de karşılaştırılmıştır.

Rubidyum, volkanitlerde ortalama 66 ppm olup adayayı andezit (30 ppm) ve dasit (45 ppm) değerlerine göre daha yüksektir.



Şekil 9 : Volkanitlerin Irvine ve Baragar'a (1971) göre sınıflandırılması.

Figure 9 : Classification of the volcanics after Irvine ve Baragar (1971).

N.C.I. — Normatif renk indisi (Normative color index).

N.P.C. — Normatif plajiyokiaz bileşimi (Normative plagioclase composition).

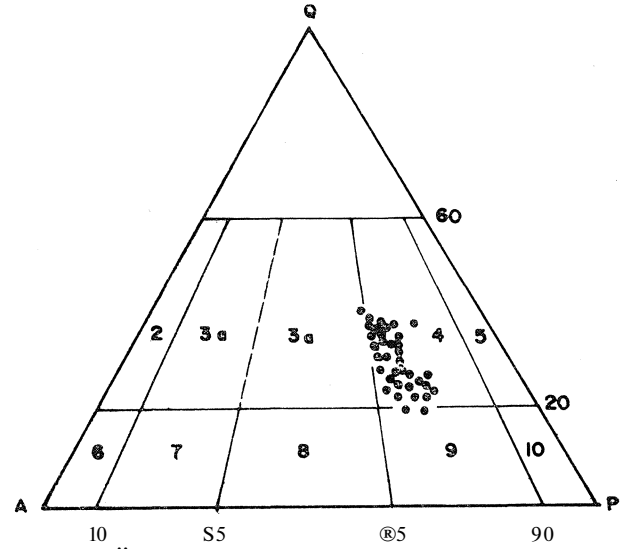
b = bazalt/basalt

a = andezit/andesite

ta = toleyitik andezit/toleitic andesite

d = dasit/dacite

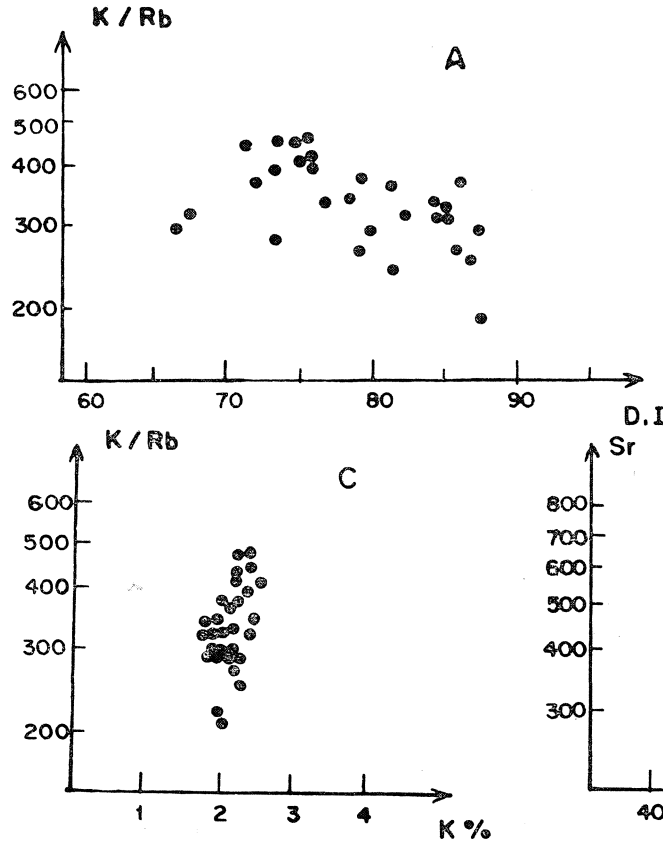
r = riyolit/rhyolite



Şekil 10: Volkanitlerin Streckeisen (1976) üçgen diyagramına göre adlandırılmaları.

Figure 10: Nomenclature of the volcanics according to Streckeisen (1976) triangular plot.

2-alkali riyolit (alkali rhyolite); 3 a-riyolit (rhyolite); 3 b-riyodasit (rhyodacite); 4-dasit (dacite); 5-kuvars andezit (quartz - andesite); 6-alkali trakit (alkali trakit (alkali trachyte); 7-trakit (trachyte); 8,9 - trakiandezit ve trakibazalt (trachyandesite and trachybasalt); 10-andezit, bazit (andesite, basalt).



Şekil 11: Volkanitlerin iz element değişim diyagramları.

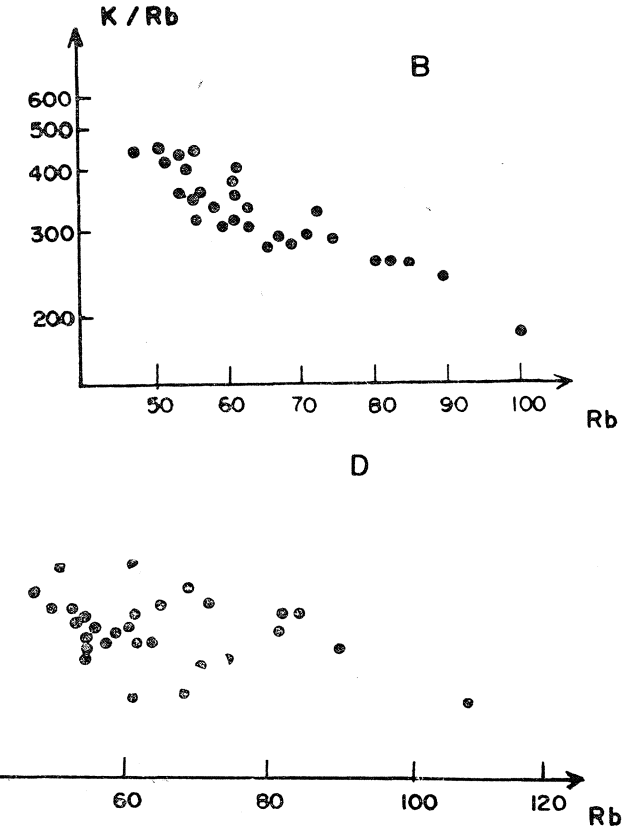


Figure 11: Variation diagrams of trace elements of volcanics.

ÖRNEK NO / Sample No :	İZ ELEMENTLER / TRACE ELEMENTS ppm						K/Rb	Rb/Sr
	Rb	Sr	Zr	Y	Nb			
38	90	392	162	23	9	253	0.23	
48	85	478	134	17	4	267	0.18	
51-A	82	428	151	19	9	277	0.19	
62	75	371	179	25	6	309	0.20	
63	71	368	182	24	6	324	0.17	
69	52	568	173	25	16	456	0.09	
71	83	471	179	28	18	273	0.18	
74	56	398	207	25	6	388	0.14	
203	64	404	183	23	18	322	0.16	
204	56	397	197	23	11	348	0.14	
205	108	300	170	21	14	196	0.36	
206	57	434	160	19	17	381	0.13	
207	60	420	174	23	14	328	0.14	
209	69	328	167	20	8	304	0.21	
232	62	462	201	13	15	387	0.13	
243	62	309	200	21	17	329	0.20	
300	70	523	183	12	11	307	0.13	
301	59	407	183	17	-	351	0.15	
302	56	445	199	19	-	454	0.13	
303	51	477	199	18	-	467	0.11	
304	54	462	208	19	-	459	0.12	
305	48	516	201	19	-	463	0.09	
307	55	439	187	23	14	425	0.13	
310	62	457	198	15	13	419	0.14	
319	62	581	228	25	19	406	0.11	
323	66	490	203	25	18	292	0.14	
325	73	495	237	21	18	349	0.15	
371	56	375	186	21	8	379	0.15	
372	63	400	198	22	18	357	0.16	

Çizelge 2 : Erdembaba volkanitlerinin iz element kimyasal analiz sonuçları.

Table 2 : Chemical analyses of the trace elements of Erdembaba volcanics.

K/Rb oran değerinin (354), aday ayı andezit (430) ve dasit (380) ortalamalarından düşük olması (Çizelge 3) volkanitlerin daha yüksek Rb içerdiklerini desteklemektedirler. K/Rb oran değeri D.L. (Şekil 11 A) ile geniş bir dağılım sunmakta ve kirlenmeye (Kontaminasyon) işaret etmektedir (Jakes ve White, 1971). Ayrıca K/Rb oran değeri, Rb ile (Şekil 11 B) azalan bir ilişki sunmakta ve kirlenmenin yamsıra volkanitlerin magmatik bir ayrışmaya da uğradığını belirtmektedir. Verilen bir K değerinde K/Rb oran değerlerinin (Şekil 11 C) değişimler göstermesi de volkanitlerin Rb ce zenginleştiğini belirtmektedir.

Stronsiyum, ortalama 434 ppm ile kalkalkalen dasit ortalamasına (460 ppm) ve aynı zamanda kıtasal kabuk kayacı olan granodiyorit ortalamasına (460 ppm) bir uyum sağlamaktadır. Bu olgu, volkanitler üzerinde kıtasal kabuğun etkisini vurgulamaktadır. Stronsiyum, Rb ile (Şekil 11 D) geniş bir dağılım sunmakta ve volkanitlerin bir kirlenmeye maruz kaldığını yinelemektedir.

Zirkon, 232 ppm ortalama ile kalkalkalen dasit ortalamasının (110 ppm) üstünde olup, daha çok üst kıtasal kabuk (240 ppm) ortalamasına benzerlik sunmaktadır. Ayrıca ortaç kayaçlarda gözlenen böyle yüksek Zr değerlerinin anatektik magmaların tipik bir özelliği olduğu belirtilmektedir. (El-Hmnawi ve değerleri, 1969).

Niyobyum, 13 ppm ortalama ile kalkalkalen dasit ortalamasının (6 ppm) üstünde olup, kıtasal kabuğun kaba bileşimi (11 ppm) ile granit ve granodiyorit (20 ppm) ortalamalarına uyum sağlamakta ve kabuğun volkanitler üzerindeki etkisini belirtmektedir.

Yitrium, 21 ppm ortalama ile kalkalkalen dasit (20 ppm) değerine ve aynı zamanda kıtasal kabuğun kaba bileşimine (22 ppm) bir benzerlik göstermektedir.

Ayrıca volkanitlerin Rb, Sr, Zr, Y ve Nb ortalama değerlerinin Taylor (1969) tarafından verilen kalkalkalen andezit, dasit ve granit kayaçları değerleri ile karşılaştırılması (Şekil 12), Pasifik çevresi andezit ve dasitlerinden farklı olarak genellikle granitik bileşimli kayaçlar yönünde bir sapma gösterdiklerini ortaya koymaktadır.

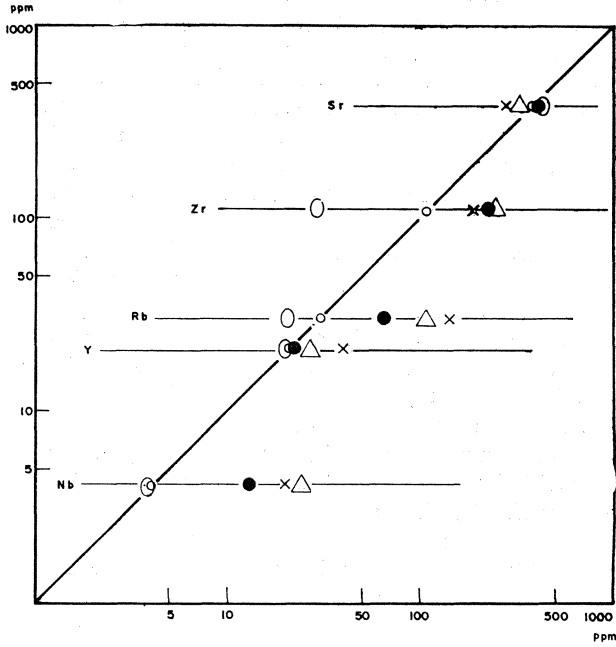
Volkanitlerde uyumsuz ve hareketsiz (Immobil) iz elementlerin bollaşması, iz elementlere göre yapılan kayaç sınıflandırmalarında da yansımaktadır. Özellikle Nb değişimi (Şekil 13 A) kullanıldığında, volkanitlerin bir kısmının alkalin karakterli trakandezit alanında yer aldıkları görülmektedir. Subalkalin kayaçlar için tipik olmayan bu Nb/Y oranları, kayaçlarda ikincil Nb zenginleşmesini göstermektedir. Bununla beraber, $SiO_2 - Zr/TiO_2$ değişimi (Şe-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	66	30	45	85	50	20	110	145	100	108
Sr	434	385	460	375	400	425	350	285	440	125
Zr	232	110	110	145	100	30	240	180	140	160
Y	21	21	20	33	22	20	27	40	35	25
Nb	13	4.3	6	20	11	4	25	20	20	-
K/Rb	354	430	380	240	249	249	249	250	230	250
Rb/Sr	0.16	0.08	0.10	0.23	0.13	0.05	0.31	0.51	0.25	0.86

- 1- Erdenbaba volkanitleri ortalaması / Average of Erdenbaba volcanics,
- 2- Kalkalkalen andezit ortalaması / Average of calcalkaline andesite, (Taylor, 1969)
- 3- Kalkalkalen dasit ortalaması / Average of calcalkaline dacite, (Taylor, 1969)
- 4- Ortalama kabuk bileşimi / Average composition of continental crust, (Taylor & White, 1969)
- 5- Kıtasal kabuğun kaba bileşimi / Average composition of the bulk continental crust, (Taylor ve McLennan, 1979)
- 6- Alt kıtasal kabuk ortalaması / Average of the lower continental crust (Taylor ve McLennan, 1979)
- 7- Üst kıtasal kabuk ortalaması / Average composition of the upper continental crust, (Taylor ve McLennan, 1979)
- 8- Granit ortalaması / Average of granite, (Taylor ve White, 1969)
- 9- Granodiyorit ortalaması / Average of granodiorite (Taylor ve White, 1969)
- 10- Rhyolit ortalaması / Average of rhyolite, (Taylor, 1969)

Çizelge 3: Erdenbaba volkanitlerinin iz element kapsamı yönünden diğer benzer volkanik kayaçlarla karşılaştırılması.

Table 3: Comparison of the trace element contents of Erdenbaba volcanics with similar volcanic rocks.



Şekil 12: Araştırma sahası volkanitlerinin bazı iz element ortalama içerikleri yönünden granit ve Pasifik çevresi andezit ve dasitleri ile karşılaştırılması.

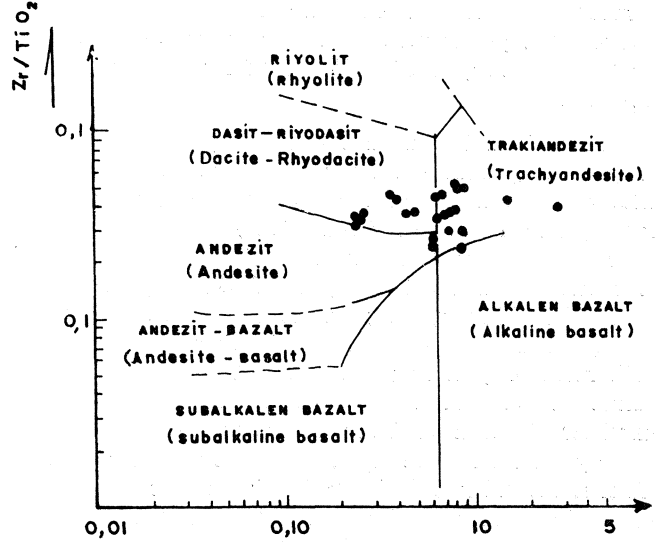
Figure 12: Comparison of the average concentrations of some trace elements of volcanics of investigated region with respect to those of granite and circum - Pasific andesites and dacites.

- Erdembaba volkanitleri / Erdembaba volcanics
- Pasifik çevresi andezitleri / circum - Pasific andesites
- ◇ Alt kıtasal kabuk / lower continental crust
- △ Üst kıtasal kabuk / upper continental crust
- X Granit / granite

Şekil 13 B) majör element sınıflandırmasına (Şekil 9) benzer bir sonuç vermektedir.

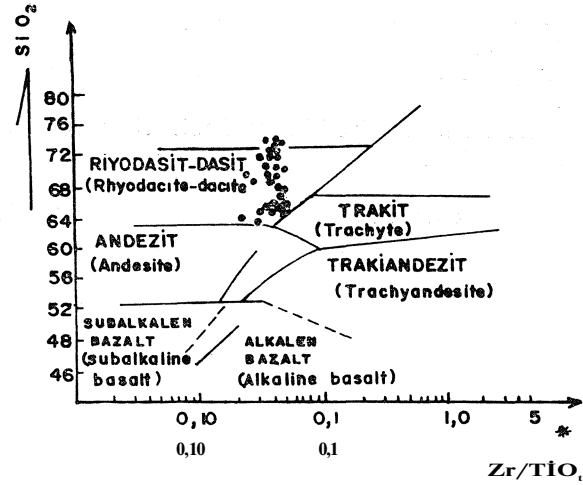
Uyumsuz elementler olarak kabul edilen (Green ve Ringwood, 1967; Treuil ve Varet, 1973) Nb ve Zr elementlerinin $\frac{Nb}{Zr} = F \frac{Ch +}{Ch -}$ eşitliğindeki

davranışları ikincil Nb zenginleşmesi gösteren örnekler gözönüne alınmaksızın incelendiğinde (Şekil 14), örneklerin Nb/Zr oran değerlerinin birbirine yakın olmayıp, daha geniş aralıklı değerler sundukları ve bunun sonucunda da bazı araştırmacıların (Allègre ve diğerleri, 1973; Treuil ve Varet, 1973; Joron ve diğerleri, 1976) tanımladığı kısmi ergime yönüne paralel ve düşey eksenli kesen bir doğru ile temsil edildikleri gözlenmektedir. Nb ve Zr elementlerinin bu davranış biçimi, Erdembaba volkanitlerinin kay-



Şekil 13 : A. Volkanitlerin Nb/Y — Zr/TiO₂ değişimine göre sınıflandırılması (Winchester ve Floyd, 1977). Zr* (%), TiO₂ (%)

Figure 13 : A. Classification of volcanics based on Nb /Y — Zr/TiO₂ variation (Winchester ve Floyd, 1977). Zr* (%), TiO₂ (%)



Şekil 13 : B. Volkanitlerin SiO² — Zr/TiO² değişimine göre sınıflandırılması (Winchester ve Floyd, 1977).

Figure 13 : B. Classification of volcanics based on SiO₂ — Zr/TiO₂ variation (Winchester ve Floyd, 1977).

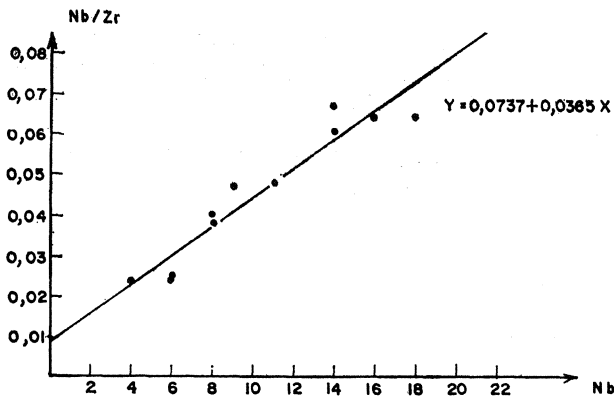
naklandığı ana magmanın magmatik ayrışmadan daha çok, kısmi ergime olayı ile oluştuğunu vurgulamaktadır.

ERDEMBABA VOLKANİTLERİMİN PETROJEMEZİ

Mikroskopik olarak andezitik özellik göstermelerine karşın, hamurlarında fazla miktarda volkanik cam içermeleri dolayısıyla hiyalodasit (Jung, 1969;

Streckeisen, 1979) olarak isimlendirilen Erdembaba volkanitleri, jeokimyasal özellikleri bakımından sialik kökenli, ortaç asidik kalkalkalen bir karaktere sahiptirler.

Asidik kalkalkalen karakterli volkanitlerin nasıl oluştuğu günümüzde halen tartışmalıdır. Araştırmacılar asidik volkanitlerin, bazik magmanın kabuksal materyal ile kirlenmesi (Kuno, 1950) ve/veya bazik bir magmanın ayrımlaşması sonucu son ürün olarak oluşabileceği (Kuno, 1968) gibi kabuksal materyalin anateksisi (Winkler, 1974; Tuttle ve Bowen, 1958) ve/veya üst manto geçişlerinin yüksek su fazında sialik kısmi ergimeler sağlaması (Kuno, 1970) sonucunda da oluşabileceğini belirtmektedirler. Asidik karakter gösteren ve Bodrum yarımadasının güneyinde yer alan Kos ve Nisyros adalarındaki riyolitik tüflerin kıtasal kabuk kökenli oldukları ve granitik kıta kabuğu anateksisi ile oluştuğu, hatta içlerinde yer yer granit ksenolitleri bulunduğu saptanmıştır (Keller, 1969). Ayrıca İzmir-Seferihisar riyolitiklerinin kıta kabuğu kökenli oldukları ve ilksel Sr izotop oranlarının üst kabuk kökenli materyali belirttiği öne sürülmüştür (Borsi ve diğerleri, 1972). Keller ve Vilari (1972), Afyon yöresindeki asidik volkanizmayı inceleyerek aynı sonuca varmışlardır. Sunder (1979), Kırcık asidik lavlarının da anatektik kökenli olduklarını ve feldspat fenokristalleri ile koroziyona uğramış kuvars kristalleri içeren bu asidik lavlarda ayrıca gözlediği ortit (allanit) kristallerinin de eriyen sialik kabuğu temsil ettiğini belirtmiştir. Ayrıca Gördes (Manisa) asidik volkanitleri (Ercan, 1983) ile **Erzincan riyolitik volkanitlerinin de (Baş, 1979)** kıtasal kabuğun anateksisi sonucu oluştuğu belirtilmektedir. Winkler (1974) ile Tuttle ve Bowen (1958), asidik lavların kabuksal materyalin anateksisi sonucu oluşabileceğini, ileri derecede metamorfizmaya uğramış granitik bileşimli kayaların, 2 Kb basınç ve 680°–690° sıcaklıkta, 7-8 Km. lık sığ derinliklerde gelişebilecek anateksi olayı ile bu işlemin gerçekleşebileceğini öne sürmüşlerdir.



Şekil 14 : Volkanitlerde Nb/Zr oranının Nb'ye göre değişimi.

Figure 14 : Variation diagram of Nb/Zr according to Nb in volcanics,

İncelenen volkanitlerin gerek mineralojik ve gerekse jeokimyasal açıdan (özellikle yüksek değerler gösteren iz ve uyumsuz element içerikleri bakımından) kabuk ve kabuk türevi kayalara (granit, granodiyorit) bir uyum sağlamaları ve inceleme alanında geniş bir yayılım göstermeleri, granit ve kıtasal kabuğun etkilerinin ön planda geldiği fikrini doğrulamakta ve bunların üst kıtasal kabuğun granitik malzemesinin anateksisi sonucu oluşabileceğini belirtmektedir. Ayrıca Erdembaba volkanitlerinden elde edilen mineralojik ve jeokimyasal veriler, kıtasal kabuğun ergimesi (anateksi) olayında, yakın çevrelerinde geniş yayılım gösteren ve bölgesel sıkışma sonucunda gelişen genişleme tektoniği ile kıtasal kabuk içine doğru yükselerek sığ derinliklere ulaşan Üst Miyosen yaşlı Kuyucak alkalin bazalt (Terzioğlu, 1985) magmasının etkin bir rol oynadığını düşündürmektedir. Çünkü, anatektik olarak oluşan Erdembaba volkanitleri, kısmen de olsa alkalin karakterli bazik magma tarafından etkilenmiş ve bunun sonucunda kirlenme (kontaminasyon) ve/veya karışma (magmatik hibridizasyon) olaylarının etkisine kalmıştır. Volkanitlerde bir yandan mineralojik olarak lamprobolitleşmiş Ti-öjit kristallerinin gözlenmesi, diğer yandan jeokimyasal olarak K/Rb oran değerlerinin diferansiyasyon indeksi ile ve Rb unda Sr ile geniş bir dağılım göstermeleri bu buluşma ve kirlenme olaylarını vurgulamaktadır. Erdembaba volkanitlerinin volkanik etkinlikleri, Burdigaliyende harekete geçmiş olan Kuzey Anadolu Fay zonunun gelişimi ile ilişkilidir ve bunlar doğrultu atımlı bir faylanma ortamında oluşmuş verev atımlı bir faylar ve açılma çatlaklarını izleyerek yer yüzüne çıkmışlardır (Koçyiğit, 1985; sözlü görüşme).

SONUÇLAR

Yörede yapılan bu çalışma ile elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

1. Erdembaba volkanitlerinin, Pliyosen yaşlı ve ortaç asidik kalkalkalen karakterli hyalodasitik bileşimli lavlar oldukları belirlenmiştir.

2. Bu volkanitlerin anatektik olaylar sonucu eriyen kabuk materyalinden oluştuğu vurgulanmıştır.

3. İnceleme alanında, Neojende birbirini izleyen iki evre halinde gözlenen Üst Miyosen yaşlı bazik alkalin (Kuyucak bazaltı) ve Pliyosen yaşlı ortaç asidik kalkalkalen (Erdembaba volkanitleri) volkanitlerin biraradalığı, önce manto kökenli alkalin volkanizmanın geliştiğini bunu izleyen evrede kıtasal kabuk ergimesi ve magmatik hibridizasyon süreçleri ile Erdembaba volkanitlerinin oluştuğunu göstermektedir.

4. İleride yapılacak Sr - İzotop çalışmaları ile nadir toprak element analiz sonuçları bu konuya daha fazla açıklık getirecektir.

KATKI BELİRTME

Yazar, araştırma boyunca sağladığı olanaklar için TÜBİTAK'a teşekkür eder. Kimyasal analizlerin gerçekleştirilmesinde Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji

Mühendisliği Bölümü Merkez Kimya Laboratuvar olanaklarından yararlanılmasını sağlayan Doç. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN'a ve bu araştırmanın çeşitli aşamalarında göstermiş oldukları yardımlardan dolayı Jeo. Yük. Müh. İsmail TERLEMEZ (M. T. A.) ve Dr. Ali YILMAZ'a (M.T.A.) ve ayrıca C.I.P.W. normlarının hesaplanmasında yardımlarını esirgemeyen Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi elemanlarına da yazar içtenlikle teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allègre, C.J., Montigay, R., ve Bottinga, Y., 1973, Cortège ophiolitique et cortège ocSanique, géochimie comparée et mode de genése: Bull. Soc. géol. Fr., XV, 5-6, 461477.
- Atak, H.D., 1960, Reşadiye Bölgesi Genel Prospeksiyon Çalışmaları nihai raporu: M.T.A. Ens t., Ankara, (Yayınlanmamış).
- Baş, H., 1979, Petrologiache und geochemische Untersuchungen an-subrezenten Vulkaniten der nordanatolischen Strörungzone (Abschnitt: Erzincan - Niksar), Türkei: Diss. Univ. Hamburg, 116 s.
- Blumenthal, M.M., 1945, Die Kelkit - Dislokation und ihre tektonische Rolle: M.T.A. Enst. Dergisi, 2-34, 372-386.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and Petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea: Bulletin volcanologique, 36-1, 473-496.
- El-Hmnawi, E.E., Pichler, H., ve Zeil, W., 1969, Trace element distribution in Chilean ignimbrites: Contr. Min. Petr., 24, 50-62.
- Erentöz, C., 1950, Türkiye Jeoloji Haritası 1 : 100.000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası: M.T.A. Enst., Ankara, (Yayınlanmamış).
- Ercan, T., 1983, Gördes (Manisa) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26,4148.
- Gedikoğlu, A., 1970, Etude géologique de la région de Gököy (Province D' Ordu - Turquie) : Thése de doctorat, Grenoble (Yayınlanmamış).
- Gottini, V., 1968, The TiO₂ frequency in volcanic rocks: Geol. Rundsch., 57,920-935.
- Göksu, E., 1960, 1 : 500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun paftası açıklaması: M.T.A. Enst., Ankara.
- Green, D.H., and Ringwood, A.E., 1967, The genesis of basaltic magmas: Contr. Min. Petr., 15, 103490.
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks: McGraw Hill, Edit, New York. 530 s.
- Irvine, T.N., ve Baragar W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1971, Composition of Island arcs continental growth: Earth Planet. Sci. Lett., 12, 224-230.
- Joron, J.L., Bougault, H, Treuil, M, ve Allègre C.J., 1976, Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de V archipel des Açores: Bull. Soc. Géol. France., t. XVIII, No: 4, 811-818.
- Jung, J., 1969, Précis de petrographie: Manson, Paris, 332 p.
- Keller, J., 1969, Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks: Bull. Volcanologique, 33/3, 942-959.
- Keller, J., ve Villari, 1972, Rhyolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central Anatolia): Bull. Volcanologique, 36, 342-358.
- Kuno, H., 1950, Petrology of Hakone volcano and the adjacent area, Japan: Geol. Soc. Amer. Bull, 61, 9574020.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas: In Hess, H.H., and Poldervaart, A. (edit), 1968, Basalts, 2 (Interscience, New York), 623-688.
- Kuno, H., 1970, Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions: Geol. Surv. Pap. Can, 66 (15), 317-336.
- MacDonald, G.A., ve Katsura, T, 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas: J. Petrology, 5, 82-133.
- Miyashiro, A, 1975, Volcanic rock series and tectonic setting. In Donath, F.A., Stehli, F.G., (edit), 1975: Annual review of earth and planetary, 3, 251-269.
- Seymen, I, 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik Özelliği: t.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 192 s.
- Streckeisen, A, 1976, To each plutonic rocks its proper name: Earth Sci. Rev, 12,1-33.
- Streckeisen, A, 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic rocks (Recommendations and suggestions of the I.U.G.S. Subrommission of Igneous Rocks): Geology, 7, 331-335.
- Sunder, M, 1979, Kırka (Eskişehir) ve çevresinin jeolojisi, petrolojisi ve Sarıkaya Bor Yataklarının jeokimyasal incelenmesi: Doktora Tezi, İstanbul Üniv. Fen Fakültesi, (Yayınlanmamış).
- Taylor, S. R, 1969, Trace element chemistry of Andesites and associated calcalcaline rocks. Proceedings of the Andesite Conference: Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull, 65, 43-63.
- Taylor, S.R., ve McLennan S.M., 1979, In discussion on «Chemistry» thermal gradients and evolution of the lower continental crust' by Tarney, J, and Windley, B.F.J.: Geol. Soc. London, 497-500.
- Taylor, S.R, ve White, A.J.R, 1969. Trace element abundances in Andesites. Bull. Volcanol, 29, 172-194.
- Tchihatcheff, P. de, 1869, Asie Mineure: Geologie II. Paris.

- Terlemez, I. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bull., 23 (2), 179-191.
- Terzioğlu, M. N., 1983, Reşadiye - Aybastı - Gölköy - Mesudiye - Koyulhisar ilçeleri arasındaki sahada yer alan Eosen volkanitlerinin petrolojik - petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-137 (Yayınlanmamış).
- Terzioğlu, M. N., 1985, Mesudiye (Ordu) batısındaki Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının petrolojisi ve kökensel yorumu: Yerbilimleri, 12, (Baskıda).
- Thornton, C.P., ve Tuttle, O.F., 1960, Chemistry of igneous rocks I. Differentiation Index: Am. Jour. ScL, 258, 664-684
- Torun, A. F., Yılmaz, O ve Batum, I., 1978, Petrokimyasal işlem programı: Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi, Ankara.
- Treuil, M., ve Varet, '., 1973, Critères Volcanologiques, petrologiques, et géochimiques de la genése et de la différenciation des magmas basaltiques. exemple de T Afar: Bull. Soc. Géol. Fr. XV, 5,6, 506-540.
- Turner, F. J., ve Verhoogen, J. TI960, Igneous and metamorphic Petrology. 2 nd editions, McGraw - Hill, New York, 694 s.
- Tuttle, O.F. ve Bowen, N.L., 1958, Origin of granit* in the light of experimenthal studies in the system $NAISi_3O_8 - SiO_2 - KAISi_3O_8 - K_2O$: Geol. Soc. Amer. Memoir, 74, 153 s
- Wager, L. R., 1960, The major element variation of the Layered series of the Skaergaard intrusion: J. Petrology., 1,364-398.
- Winchester, J. A., ve Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of diferent magma series and their differentiation products using immobile elements: Chem. Geol., 20, 325-343.
- Winkler, H. G. F., 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks : Springer - Verlag, New York, 344 s.

Yazının Geliş Tarihi : 16.11.1985

Düzeltilmiş Yazmm Geliş Tarihi : 4.1.1986

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Kazdağ Batısı Mihli Dere Vadisinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi

Kazdağ Batısı Mihli Dere Vadisinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi

Geologic and petrographic investigation of Mihli dere valley (Kazdağ, northwestern Turkey)

M. ZIYA GÖZLER, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi Ankara

ÖZ: Kazdağ masifi ve batısında yer alan Mihli dere vadisinde temelde kısmi ergime sonucu oluşmuş granitler yer almaktadır. İstif, yönlü granitler, gnayslar ve mermerler şeklinde devamlı bir dizilim göstermekte ve bunların üzerine uyumsuz olarak şistler ve mermerler gelmektedir. Bu metamorfik istifin değişik seviyeleri üzerine tektonik dokanakla fliş ve melanj özelliğindeki kayalar gelmektedir. Tüm bu eski kayalar Paleosen yaşlı Altınoluk graniti tarafından kesilmişler ve skarn zonları oluşmuştur. Üst Miyosen sedimanları ve asit volkanitler daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır.

Masifin bugünkü yapısını kazanmasında Paleozoyik ya da öncesi kompresyon hareketlerinin önemli rol oynadığı görülmektedir. Ancak sadece bu hareketlerle masifin bugünkü yapısını kazandığı söylenebilir. Üst Triyasta görülen bindirmeler ve yeni tektonik faaliyetler sonucu oluşan doğrultu atımlı faylar ile bu faylara bağlı gelişen düşey faylar da masifin bugünkü yapısını kazanmasında etkili olmuştur.

İnceleme alanındaki metamorfik kayalarda belirlenen mineral parajenezleri bölgede Barrow tipi metamorfizmanın geliştiğini göstermektedir. Daha önceleri bölgede varlığından söz edilen Abukuma tipi metamorfizma serilerindeki minerallerin kontakt metamorfizma sonucu olduğu belirlenmiştir. Metamorfik kayalarda düşük, orta ve yüksek dereceli metamorfizmanın etkileri izlenmektedir.

ABSTRACT : Paligenetic granites constitute the basement rocks of Mihli dere valley located to the west of Kazdağ Massif, Turkey. The rock sequence consists, from base upwards, of foliated granite, migmatite, gneiss and marbles which are unconformably overlain by various schists and marbles. Different lithofacies of this sequence are overlain by a tectonic slice of melange and flysch. All these rocks are intruded by the Altınoluk Granite of Paleocene age generally forming skarn zones. Sedimentary and volcanic rocks of Miocene age unconformably cover the older units.

Paleozoic or pre-Paleozoic events probably played an important role on the structural evolution of the massif. Upper Triassic was a period of overthrusting and strike-slip faulting with associated normal faults.

Mineral parageneses point to a regional metamorphism of Barrowian type. Reported Abukuma type metamorphism is attributed to contact metamorphism. The metamorphic rocks display effects of a regional metamorphism of low, middle and high grades.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Altınoluk ilçesinin batıkuzeybatısı ve Kazdağ masifinin de batısında yer almaktadır (Şekil 1). Arazi çalışmaları sonucunda 350 km² lik bir alanın jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 2A-2B).

Bugüne değin bölgede yapılan çalışmalarda masifin jeolojik ve tektonik yapısı ile komşu masifler arasındaki ilişkisi açısından değişik fikirleri ileri sürülmüştür. Bu çalışma ile

- Masifteki metamorfizma sorunu,
- Metamorfik fasiyeler arasındaki ilişki ve köken sorunu,
- Masifi etkileyen tektonik olaylar,
- Masifin jeotektonik evrimi ile ilgili arazi verileri,
- Masifin bugünkü yapısı, ve Menderes ve Uludağ masifleriyle ilişkileri araştırılmıştır.

Önceki Çalışmalar Geis (1953), metamorfik kayaların albit-epidot şist fasiyesindeki yeşil şistler ve fazla metamorfik mikaşistler, gnayslar ve mermerlerden ibaret olduğunu ifade etmektedir. Kaaden

(1957), Triyas konglomera, arkoz ve arduvazlarla, Kretasenin de kireçtaşları ile arakatıklı spilitik kayalarla temsil edildiğini belirtmektedir. Schuiling (1959), masifin çekirdeğini oluşturan gnaysların Paleozoyik yaşlı şistler tarafından diskordan olarak örtüldüğünü, intrüzif karakterli granodiyoritin Paleozoyik yaşlı olduğunu, gnaysların kimyasal özellikleri, mineral parajenezleri ve bileşimsel bantlaşmalarıyla para kökenli olduğunu ileri sürmektedir. Gümüş (1964), metamorfik kayaların Silüriyen-Devoniyen yaşlı olarak düşünmüş ve Triyas Paleozoyik üzerine transgressif olarak geldiğini belirtmiştir. Aslaner (1965), aralarında bantlar halinde amfibolitlerin bulunduğu temeldeki biyotitli, amfibollü gnayslar üzerinde ortoamfibolitlerin, mermerlerin, doleritlerin ve serpantinlerin geldiğini ve bu istifin epimeta-morfik şistlerle son bulduğunu açıklamıştır. Bingöl (1968, 1976), Kazdağ masifinin, orta basınç amfibolit ve yeşil şist fasiyesinde metadunit, metagabro ve piroksenit, amfibolit, paragnays, mermer ve epimeta-morfik şistlerle devam ettiğini ileri sürmüş ve ma-

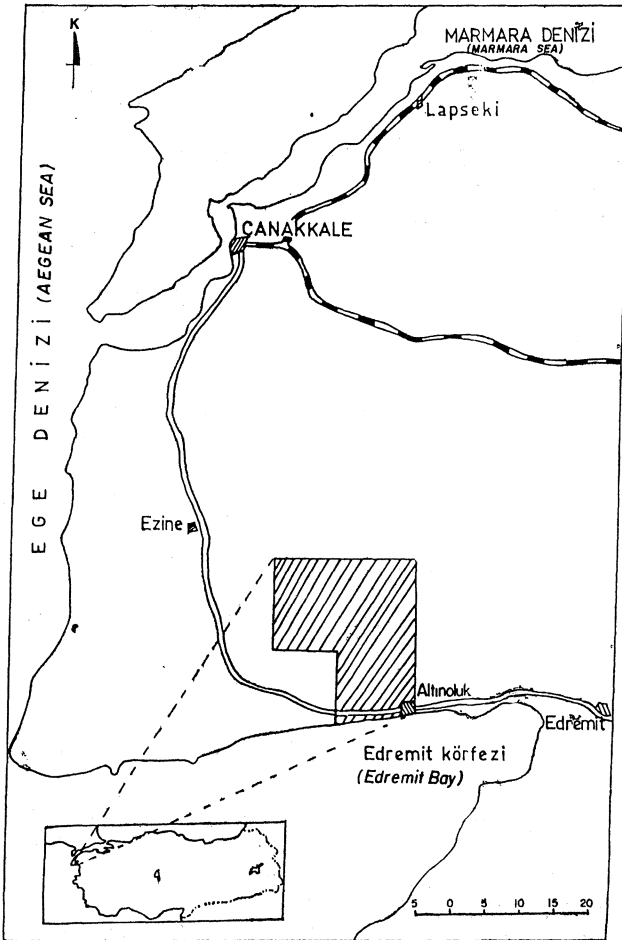
şifin bir dom morfolojisinde olduğunu açıklamıştır. Triyas az metamorfik grovak, konglomera, silttaşı, radyolarit, çamurtaşı, spilit ve Paleozoyik yaşlı ki* reçtaşı bloklarından ibaret olduğunu ve bu birimin Tetis'i etkileyn tansiyon kuvvetleriyle oluşmuş bir çöküntü havzasında gelişebileceğini ifade etmiştir. Kocaefe ve Ataman (1982), Batı Anadolu aktüel tektoniğinde hakim hareketlerin doğrultu atımlı ve doğrultu atım bileşeni etkin normal faylanma hareketleri olduğunu savunmuşlardır. Ongen (1982), Yenice bölgesindeki magma kristalizasyonu sonucu yüzlek veren granitoidlerin derindeki magmanın en çok ayrılmış ve en hareketli bileşime sahip olduğunu, ayrıca kabukta en sığ derinliğe ulaşmış kayaç birimleri olduğunu ifade etmiştir.

STRATİGRAFI

inceleme alanında temeli granitler, gnayslar ve şistler oluşturmaktadır. Bunların üzerinde tektonik olarak fliş ve melanj kayaları; tüm kayaçlar üzerinde ise volkanitler ve Neojen yaşlı sedimanlar yer almaktadır (Şekil 3).

Biga Metamorfileri Kazdağ Formasyonu

Tipik olarak Kazdağ - Babadağ tepeleri ile batıda Mıhlı dere vadisinin kuzey kesimlerinde Pirenlicat mevkiinde gözlenen birim geçirmiş olduğu me-



Şekil 1 : Yer Buldum haritası
Figure I : Location map

tamorfizmanın niteliği, iksel kayanın cinsi ve kimyasal bileşimine bağlı olarak dokusal ve mineralojik değişiklikler göstermektedir.

Anateksi graniti Beşik, Serhat, Yassıbağ çevresinde doğu-batı istikametinde uzanım gösteren birimin üstteki yönlü granitlerle geçişli olduğu izlenmektedir. Holokristalin taneli doku kayaç kuvars, plajiyoklas, ortoklas, hornblend, biyotit ve ortitten oluşmaktadır. Kenar zonlarında granodiyoritik olan kayaç iç kısımlarda diyoritik bileşimdedir. Kuvarlar ve plajiyoklaslar kayacın alt seviyelerinde uzamış taneler şeklindedir. Kuzeye doğru taneler kristal şekillerini kazanmaktadır. Plajiyoklas minerallerinin bileşimi kenar zonlarında albit, iç kısımlarda ise labrador olarak izlenmektedir.

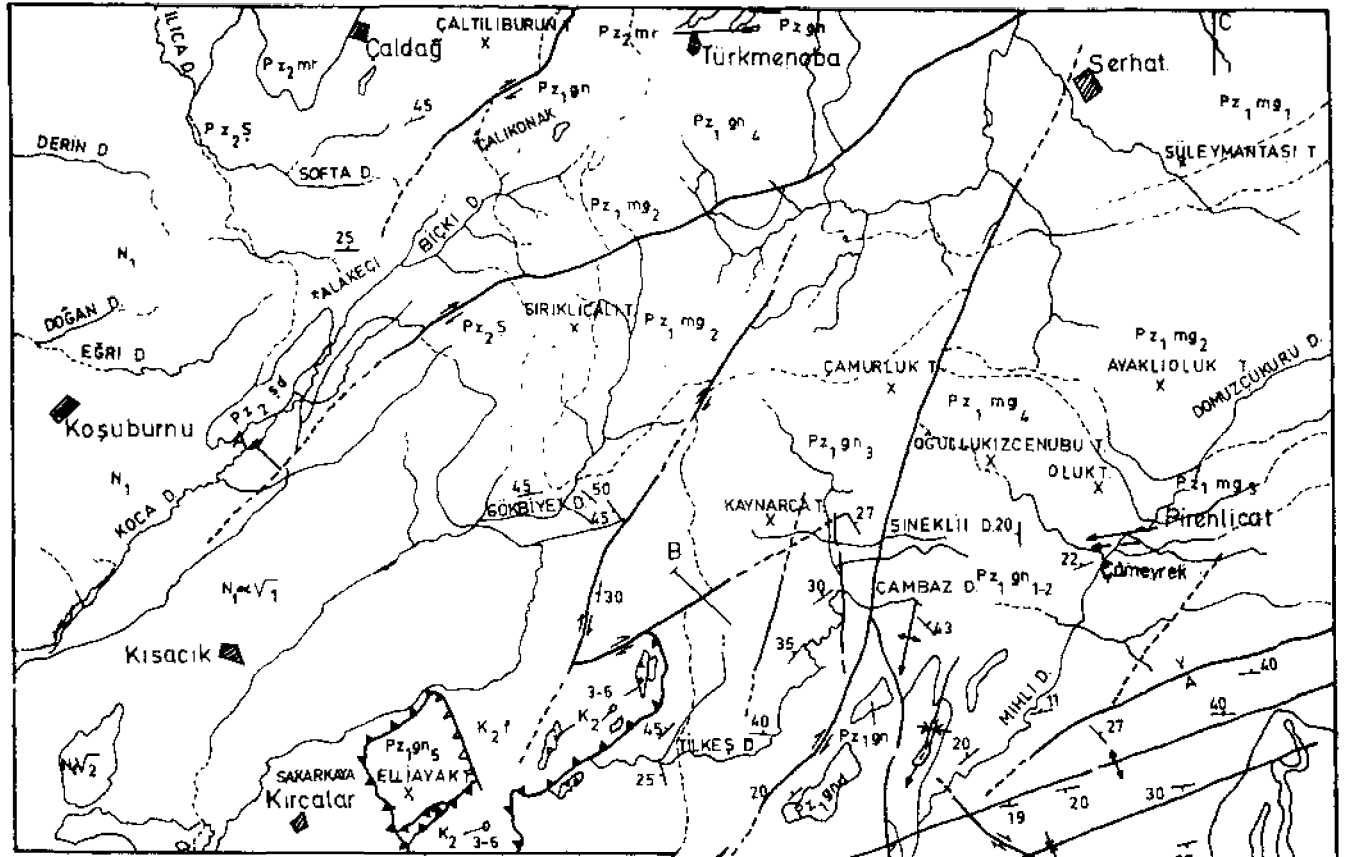
Granitik kütlelerin yayılım ve şeklinin çevre kayaçlarla uyumlu olduğu görülmektedir. Bu uyumluluk özellikle, granitin güney kenarı boyunca hem yapısal hem de petrografik olarak izlenmektedir. Granitin kendi içinde pegmatitik ve aplitik damar ya da diğer damar sistemlerinin pek gelişmediği görülmektedir.

Yönlü granit Pirenlicat mevki kuzeyinden başlayıp Unkayası - Tirkeş Tepe hattı boyunca devam eden anateksi granitleriyle migmatitler arasında bulunan birim güneyden itibaren homojenleşerek granitik bir görünüm kazanır. Kayaç kuvars, plajiyoklas, amfibol ve zirkon içermektedir. Birimin alt kısımlarında ortitçe zengin bir zon yer alır. Yer yer amfibol minerallerinin de yoğunlaştığı görülüyor ise de bu yoğunlaşmayı bir sistem için de izlemek mümkün olmamıştır.

Diyateksitler Tanesel dokunun hakim olduğu kayacda, minerallerin alt seviyelerde yönlendirilmiş olduğu görülmektedir. Kayaç içinde kuvars, ortoklas, az miktarda plajiyoklas, biyotit, sillimanit, granat, zirkon yer almaktadır. C eksen yönünde uzun prizmatik ve lifsel formda görülen sillimanitlerin biyotitlerin dönüşüm ürünü oldukları belirlenmiştir. (Şekil 4) Sillimanitle birlikte muskovit de görülmektedir. Sillimanit- almandin- ortoklas subfasiyesinde muskovitin bulunuşu sillimanitin oluşum sıcaklığının düşük olduğunu göstermektedir. Granat minerallerinin alt seviyelerde yoğun olduğu üst seviyelere doğru azaldığı izlenmektedir. Diyateksitlerde ayrıca zirkon, apatit, rutil ve az miktarda da ortit görülmektedir.

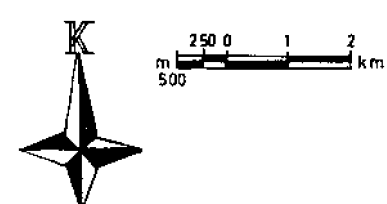
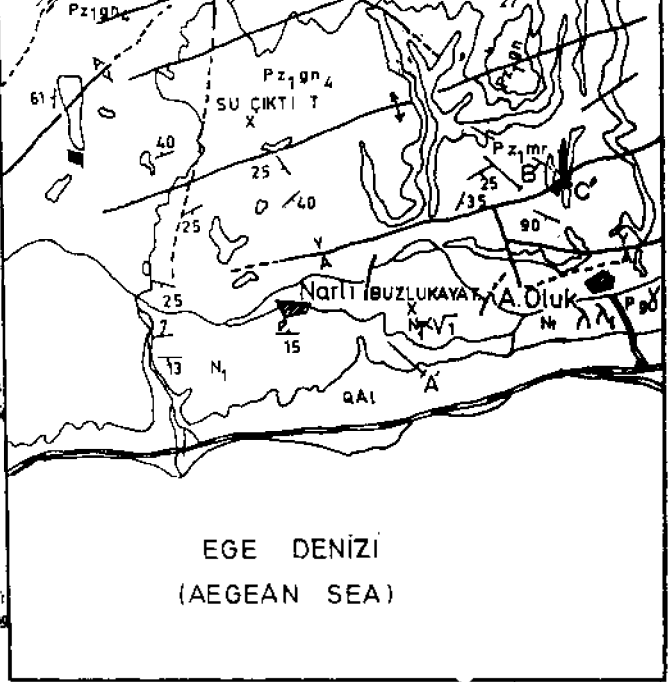
Metateksitler Granoblastik, grano-lepidoblastik dokulu olan kayaç içinde kuvarlar ksenoblastik şekilli olup, tektonik hareketler sonucu kuvvetli dalgalı sönme gösterdikleri izlenmiştir. Plajiyoklaslar oligoklas andezin türünde olup, çoğun bozmuş, serizit ve kil minerallerine dönüşmüştür. Ortoklas, plajiyoklaslara oranla az olup, kayaçta ayrıca biyotit, stavrolit, amfibol, granat bulunmaktadır. Granatlar bol kuvars kapanımlı olup, yer yer bozularak klorite dönüşmüşlerdir.

Diyateksit ve metateksitler, çalışma alanında özellikle İ17- d2 paftasında Çameyrek ile Domuzçukuru Dere arasında Pirenlicat mevkiinde hemen hemen DKD-BGB istikametinde bir uzanım gösterirler. Kısmi ergimenin az olduğu metateksitlerde yap-

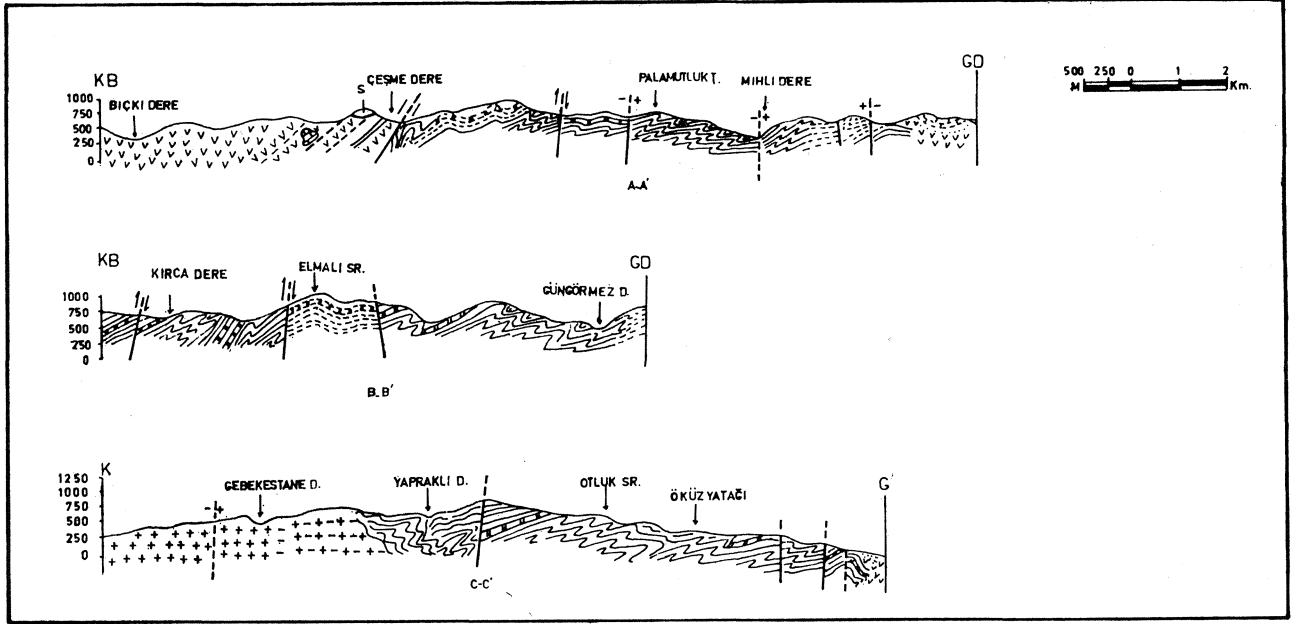


ACIKLAMALAR
(EXPLANATION)

(TR) (UPPER MIOCENE, QUATERNARY, ÜST MİYOSEN, KUATERNER)	Qal	Alüvyon Alluvium	A	Düşey faylar Normal fault
	N1	Sedimanter Sedimentary	↔	Doğru tıvı aklı fay Strike slip fault
	N1A-1	İgnimbrit silisifiye tuf İgnimbrite silicified tuffs	↗	Bindirme Thrust
	N1V2	Agglomerat Agglomerate	↖	Ters fay Reverse fault
	N1V1	Andezit tuf Andesite tuff	↑	Antiklinal eksen Anticlinal axis
	Pg8	Granit Granite	↓	Senkinal eksen Synclinal axis
	K2-3-6	Melanj Melange	↘	Dalımlı antiklinal eksen Plunging anticlinal axis
	K2K2k	Filyş Flysch	↙	Dalımlı senkinal eksen Plunging synclinal axis
	Pz2mr	Marmar Marble	— —	Kesin dokanak Definite contact
	Pz2SP2S	Sist Schist	- - - - - -	Muhtemel dokanak Probable contact
	Pz1mr	Marmar Marble	20	Foliasyon Foliation
	Pz1gn5	İki mikali gnays Gnays containing muscovite and biotite	12	Tabaka doğru tıvı ve eğim Dip and strike of bedding
	Pz1gn4	Amfibollü gnays Amphibol ring gnays	A	Jeoloji kesitleri Cross section
	Pz1gn3	Praksir Pyroxene gneiss	—	Deri Stream
	Pz1gn2	Stavrolit-disten-gnays Staurolite kyanite gneiss	—	Aşıl yal Highway
	Pz1mg4	Metateksit Metatexite	—	Stabilize yal Stabilized road
	Pz1mg3	Diyateksit Diatexite	■	Yerleşme merkezi Towns and villages
	Pz1mg2	Yönlü granit Foliated granite	1250	Tepe Peak
	Pz1mg1	Anateksi graniti Anatectic granite	X	



Şekil 2A : Kazdağ Batısı - Mihidere Vadisi Jeoloji haritası
Figure 2A : The Geological map of the Western Kazdağ and Mihidere Valley



Şekil 2B : Jeoloji Kesitleri

Figure 2B : Geological Cros Sections

P A L E O Z O O K	MESOZOYİK	SENOZOYİK	UST SİSTEM	LİTOLOJİ		FOSİLLER
				LİTOLOJİ	LİTOLOJİ	
U.S.T. PERMİYEN Permian	TRİASYE Triassic	MEZOJEN Mesozoic	ERSTHEM Eocene	DISKORDANS unconformity	ALÜVYON alluvium	İPPARION MATR. HEVL. (hipparion dietrichi)
PRO. ÜST. PERMİYEN Permian	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	MEYOJEN Miocene	SİGİRİ Series	DISKORDANS unconformity	NEOJEN Neogene	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	MİYOJEN Miocene	KAT Series	DISKORDANS unconformity	KENGBRIT-SİLİTUF-AGLOMER TUF-AGLOMER TUF İğnibrite-silicified tuffs-agglomerate-andesite tuff	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group	DISKORDANS unconformity	GRANİT (granite)	İNVOİUTINA SR.
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group	TEKTONİK tectonic	MELANJ melange	İNVOİUTINA SR. ENDOTHYRA sp. FRONDICULARIA CF. MOSS
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group	TEKTONİK tectonic	FİLİS flysch	VALVULİNİDAE glossospira sp.
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group	DISKORDANS unconformity	MERMER marble	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		İKİ MİKALİ GNAYS two mica gneiss	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		AMFİBOLLÜ GNAYS amphibole gneiss	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		PİROKSEN+SKAPOLİT GNAYS pyroxene + scapolite gneiss	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		STAVROLİT+DİSTEN GNAYS staurolite + disthene gneiss	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		METATEKSİT metatexite	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		DİATEKSİT diatexite	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		YÖNLÜ GRANİT foliated granite	
	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	ÜST. ÜST. ÜST. Upper	GRUP Group		ANATEKTİK GRANİT anatectic granite	

Şekil 3 : Kazdağ Batısı Mihlidere Vadisi Genelleştirilmiş Sütun Kesiti

Figure 3 : Generalized Columnar Section of the Mihlidere Valley - Western Kazdağ

raklanma çok iyi görülmekte olup, agmatit, tabakalı, diktiyoitlik, ptigmatik yapılar içeren kısmi ergimenin devam etmesi sonucu oluşan diyateksitlerde, kıvrımlı ve nebulitik yapıları çalışma alanında Çameyrek kuzeyinde görmekteyiz.

İnce dokulu olan diyateksitlerle, daha iri taneli olan metateksitler arasındaki geçişi arazide izlemek mümkün olamamıştır.

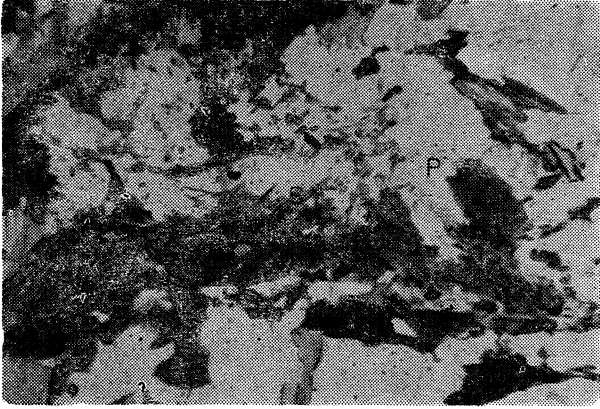
Gnayslar Çalışma alanında geniş yayılım gösteren gnayslar ince-kalm yapraklanmak, gri, sarı, yeşil koyu yeşil renklidirler. Çameyrek mevki kuzeyinde metateksitlerle olan ilişkisi net biçimde izlenmektedir. Açık renkli mineral bantları incelmekte, pegmatitik ve aptitik damarlar azalmakta ve tipik gnays dokusu hakim olmaktadır.

Petrografik incelemeler sonucu, mineral parajenezlerine göre gnayslar dört grup altında toplanmıştır.

Stavrolit+Bistenli gnayslar Lepidoblastik, porfiroblastik doku gösterirler (Şekil 5-6). Küçük prizmatik ve iyi gelişmiş porfiroblastlar şeklinde görülen stavrolit retrograd metamorfizma sonucu yer yer klorite, dişten ise serizite dönüşmüştür. Kayaç içinde ayrıca kuvars, plajiyoklas, ortoklas, biyotit (pleokroizma rengi kahverengi veya koyu yeşildir) ve granat mineralleri de yer almaktadır.

Piroksen+skapolit+kalsit gnayslar Porfiroblastik doku gösteren kayaç içinde, diyopsit, yeniden kristallenme ve deformatsiyon nedeniyle yönlene gösteren ve poligonal oluşumlar şeklinde görülen skapolit ile ksenoblastik taneler şeklinde bulunan kalsit mineralleri yer almaktadır.

Amfibollü gnayslar Granoblastik, granonematoblastik dokulu olan kayaç içinde kuvars, plajiyoklas, hornblend, epidot, biyotit, sfen mineralleri yer almaktadır. Sucağız mevkiinde bu gnayslar arasında



Şekil 4 : Diyateksitlerde biyotitlerden gelişen prizmatik Sillimanitler
P : Plajiyokias, B. Biotit, S : Silliimanit
Figure 4 : Prismatic Sillimanite formed from biotite
P : Plagioclase, B : Biotite, S : Sillimanite

mercek ve band şeklinde amfibolit ve metadunitler bulunmaktadır.

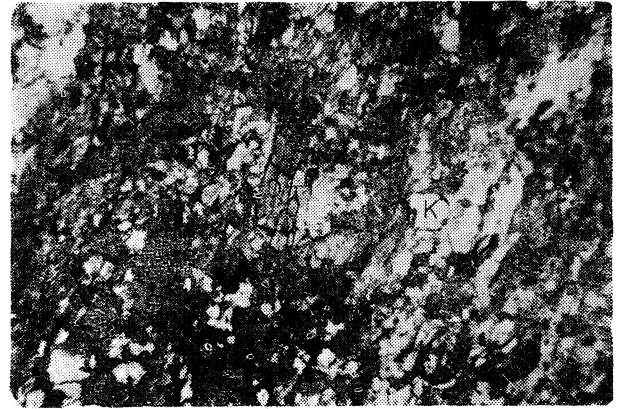
Muskovit+Biyotit gnayslar Alt seviyelerinde muskovit ile biyotitin yoğun olduğu bu paraj enezde üst seviyeler epidot ve aktinolitçe zengindir.

Amfibolit ve Meta-dunitler Çameyrek, Pirenlicat mevkiinde migmatitler, Sucağız ve Elmalı Çeşme mevkiinde de amfibollü gnayslar arasında bant ve mercek şeklinde bulunan amfibolit ve metadunitlerde grano-nematoblastik ve lepidonematoblastik dokular hakimdir. Koyu mavi, yeşil renklerde görülen bu kayalar çok düzenli foliyasyona sahiptir. Bu görünümünün yanısıra plajiyoklasların yoğunlaştığı ve şeritli bir yapı kazandıkları da yer yer izlenmektedir. Kayaç içinde amfibol (hornblend ve aktinolit) mineralleri % 90-100 arasındadır. Ayrıca plajiyokias, epidot, sfen de görülmektedir.

Mermerler. Bant ve mercekler şeklinde migmatit ve gnayslar arasında görülen mermerlerin ana minerali kalsittir. Ayrıca diyopsit, hornblend, biyotit, kuvars, skapolit te bulunmaktadır. Granoblastik dokulu olan kayaçta deformasyonlar sonucu oluşan



Şekil 5 : Stavrolit porfiroblaslan St. Stavrolit, B : Biotit, P : Plajiyokias
Figure 5 : Staurolite porphyroblasts St: Stamrolite, B : Biotite, P : Plagioclase



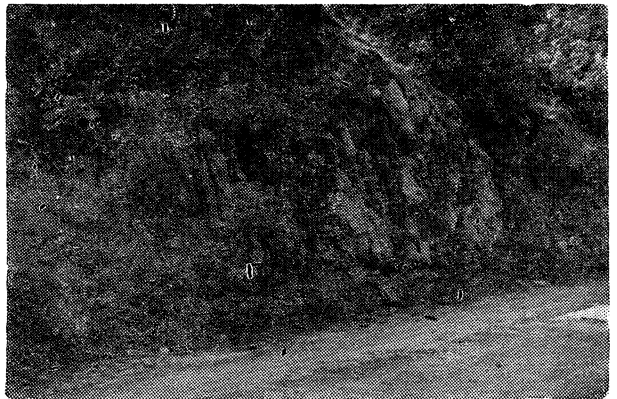
Şekil 6 : Dişten gnays. D: Dişten, K: Kuvars, P: Plajiyokias
Figure 6 : Disthene gneiss. D: Disthene, &: Quartz, P: Plagioclase

«mortier» dokuyu izlemek olasıdır.

Nusretiye Formasyonu

İki mikalı gnayslar üzerinde uyumsuz olarak bulunan şistler Alakeçi-Çaldağ arasında Kuzey-Güney istikametinde bir uzanım gösterirler. Grimsi, sarı, yeşil renklerin hakim olduğu kayaç çok küçük tanelidir. Şistozite, alterasyonun yoğun olduğu kesimlerde düzensizdir. Alt kısımlarda biyotit ve muskovitin hakim olduğu birim üste doğru serizit şist, kalkışit ve mermerlere geçiş göstermektedir.

Çalışma alanının kuzeyinde (Türkmenoba kuzeyinde) şistler içinde KD-GB istikametinde mercek şeklinde ultramafik kayalar görülmektedir. Çevresiyle tektonik ilişkili görülen bu kayaların metamorfizmadan da etkilendikleri izlenmektedir. İnceleme alanının kuzeybatısında, Çalikonak Tepe, çevresinde, çok ince tabakalar ve oldukça altere olmuş şistlerin güneyinde metakumtaşı ve metakonglomeraların bulunuşu gnayslarla şistler arasında bir diskordansın olabileceğine işaret etmektedir. Ne varki arazinin çok örtülü oluşu ve bu konglomeraların iri bloklar halinde dağılık biçimde görülmesi ilişkinin net olarak görülmesine engel teşkil etmektedir.



Şekil 7 : Fliş içindeki Orta - Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları
Figure 7 : Limestone blocks of Middle-Upper Triassic age in fiysch.

Serpantinitle Aiakeçi güneyi ve Çaldağ mahallesi dolaylarında mostra veren şistler arasında bant, mercek ve bloklar halinde bulunan serpantinitle ana kayacın mineralojik bileşimini koruduğu ve bir yönelme kazandığı görülmektedir. Kayaçlarda hakim mineral olivindir. Olivinler kırıklar boyunca ve kristal kenarlarından başlayarak serpantinleşmiştir. Serpantin minerali olarak krizotil ve antigorit bulunmaktadır.

Mermerler. Şistlerin üst seviyelerinde görülen mermerler ise gri, siyah renkte ve yer yer de dolomitiktir. Ana mineral yine kalsit olup, doku granoblastiktir. Bu mermerler içinde az miktarda diyopsit, kuvars ve biyotitleri izlemek olasıdır.

Biga Ofiyolit Ü Meñanji

Çalışma alanımızdaki ofiyolitli melanji fliş ile melanja ait kaya grupları oluşturmuştur. Spilit, di* yabaz, radyolaryalı kireçtaşı, yeşil ve kırmızı renkli kilaşları, kumtaşları, manganoksit blokları, çörtler ve değişik yaşta kireçtaşı mercek ve bloklarının (Orta-Üst Triyas (Şekil 7) yer aldığı fliş düzensiz bir istif sunmaktadır. Fliş, metamorfik kayaçların üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Bu durum, Kırcalar köyü, Türkmen mezarlığı, Sabadan köyü çevresinde iki gözlenmektedir.

Fliş ve temel kayaçların üzerinde tektonik olarak yeralan melanj, Türkmen mezarlığı, Dikmeçmarı alanı, Kapıkaya mevkiğinde tipik olarak mostra vermektedir. Birimde metamorfik kaya (çok kıvrımlı, kırıklı), mermer, kireçtaşı, çört, diyabaz, serpantin ve mavi şist blokları genellikle kumlu bir matris içinde gelişmiş güzel biçimde dağılmışlardır. Kuvvetli bir tektoniğin etkisinde kalmış bu kaya gruplarından, ultramafik kütlelerin yer yer büyük sivri tepeler oluşturdukları izlenmektedir.

Fliş ve melanj m birbirinden ayrı iki birim olarak adlandırılmasında içerdikleri litolojik farklılıklar ile birbirleriyle olan tektonik ilişkileri dikkate alınmıştır. Melanj içinde yaş verecek fosillere rastlanmamıştır. Fliş içinde bulunan Frondicularia cf. woodwardii, Reophax cf. asper, involutina sinuosa, Valvulinidae, Lagenidae fosillerine göre yaşı Orta - Üst Triyas olarak belirlenmiştir (Kırcalar batısı, Sakarya T). Edremit kuzeyinde flişe ait kumtaşları (metadetritikler) ve spilitler üzerine Liyas birimleri uyumsuz olarak geldiğinden fliş ve melanj m yerleşim yaşının Liyas öncesi olduğu düşünülmektedir (Gözler ve diğerleri, 1984).

Altınoluk granodiyoriti

Plüton, holokristalin hipidiyomorf taneli doku gösterir. Taneler orta iriliktir. Ancak kenar zonlarında iri taneli olarak ta izlenmektedir. Kuvarslar ksenomorf veya hipidiyomorf taneler şeklinde görüldüğü gibi ortoklas minerali içinde de görülmektedir. Ortoklas kristalleri hipidiyomorf taneli olup plajiyoklas kristalleri ile pertitik doku oluşturmuşlardır. Plajiyoklas kristalleri ortalama 2-3 mm boyunda genellikle hipidiyomorf şekilli, kısmen altere, yer yer zonlu yapıda ve albit-karlsbad ikizleri şeklinde gözlenmektedir. Biyotit minerali hipidiyomorf, amfiboller idiyomorf ve hipidiyomorf, plütonun kenar fasiesinde yeralan piroksenler ise ksenomorf

ve hipidiyomorf kristaller şeklinde bulunmaktadır. Ayrıca küçük prizmatik kristaller halinde zirkon, idiyomorf sfen, turmalin ve manyetit kristalleri de yer yer izlenmektedir.

Volkanik Kayaçlar

Altınoluk batısı, Akkoruk, Küçükhüsün, Kısacık, Baharlar köyleri arasında görülen volkanikler alttan itibaren altere olmuş andezitler ve tüfler, andezitler, andezit ve aglomeralar, andezit ve ignimbritler ve silisleşmiş tüfler şeklinde bir istif sunmaktadır.

İnceleme alanı ve Biga yarımadasında yaptığımız gözlemler sonucu, Triyas yaşlı birimler içinde bulunan spilitler dışında Paleozoyik-Üst Eosen öncesi aralığında volkanik kayaçlar görülmemiştir. İnceleme alanımız kuzeyinde Çanakkale-Biga yolu üzerindeki Üst Eosen yaşlı birim volkanosedimanter karakterlidir (Gerdelli Formasyonu; Gözler ve diğerleri 1984). Görüldüğü gibi bölgede volkanik aktivitenin başlangıç yaşı Üst Eosendir. İnceleme alanımızdaki volkanitler ise Alt Miyosende başlayıp Üst Miyosen sonuna dek süren kalkalkali bir volkanizmanın ürünlerini içermektedir. Bu volkanizma yer yer Üst Miyosen yaşlı sedimanlarla arakatlıdır. Pliyo - Kuvaternerde devam eden volkanizma, bazaltik karakterli olup Ezine-Çanakkale yolu üzerinde görülmektedir (Gözler ve diğerleri, 1984).

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanımızda ve çevresinde yer alan kayaçların birden fazla orojenezin etkisinde kaldığı bugüne dek yapılan çalışmalarda ileri sürüldüğü gibi (Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Bingöl, 1968; Kocafe ve Ataman, 1982), çalışmalarımız sonucunda da bu fikir doğrulanmıştır. Birden fazla orojenezin varlığını kanıtlayan verileri sıralayacak olursak;

1 — Yüksek sıcaklık ve basınç metamorfizması ve bunun sonucunda oluşan anateksi ile gelişen granitlerin yaşı Alp orojenez öncesidir.

2 — Fliş ve melanj m yerleşimi ile ilgili orojenez (Orta-Üst Triyas)

3 — İlk metamorfizmayı etkileyen ikinci bir metamorfizma, yeni dağ oluşumu sürecine bağlı olarak gelişen regresif metamorfizma ve tektonikle eş zamanlı kristallenme.

Kıvrımlar

Çalışma alanındaki tüm metamorfik kayaçların tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Ancak Stavrolit-f Dişten ve Piroksen+Skapolit parajenezlerinin bulunduğu kısımlarda doğrultunun Kuzey-Güney olduğu gözlenmektedir. Kuzey kanadında açık renkli gnays litolojilerinin yer almadığı güneydoğuya yatık bir antiklinal yapısı sunan masifte, küçük ölçekte disharmonik, asimetrik, izoklinal, yatık izoklinal ve pitigmatik kıvrımlar görülmektedir.

İnceleme alanında kıvrım eksenlerinin iki doğrultuda geliştiği görülmektedir.

1 — Masifin orta kesimlerinde ekseni K-G veya D-B uzamlı kıvrımlanma,

2 — Tüm masifi etkileyen KD-GB uzamlı kıvrımlanma.

Faylar

Doğrultu atımlı faylar: Masifin ilk yükselimi sırasındaki orojenez ve birlikte gelişen metamorfizma ile aynı yaşta olan faylardır. Tamamiyle metamorfik kayaçları etkileyen bu faylar masifin bugünkü yapısını kazanmasında önemli rol oynamışlardır.

Normal Faylar: Bu faylar hem masifin ilk yükselimi sırasında, hem de genç tektonik hareketlere bağlı olarak gelişmişlerdir. Masifte genellikle güney blokların düştüğü ve KD-GB doğrultunun hakim olduğu görülmektedir. Bu faylar Narlı-Doyran kuzeyi, Altınoluk kuzeyi ve Üçpınarlar Yaylaoluk hattında izlenmektedir.

Bindirme Fayları: Çalışma alanında görüldüğü gibi, tüm Biga yarımadasında Üst Permiyen-Üst Kre-tase yaş aralığında geliştiğini kabul ettiğimiz bu faylar genelde KD-GB ve K-G doğrultulu olup eğimleri KKB dır. Tipik olarak görüldüğü yerler Sabadan Köyü, Kırcalar Köyü, Köprü Dere, Kapıkaya mevki-leridir. Bu mevkielerde Üst Triyas yaşlı birimler me-tamorfik kayaçlar üzerinde tektonik olarak yer alırlar. Diğer taraftan otokton olarak kabul edilen temel kayaçların Akkoruk mahallesi güneyinde Üst Triyas yaşlı fliş üzerine itildikleri görülmektedir. Böylece temelin az da olsa ilerlediğini ve parotokton bir karakter kazandığını söyleyebiliriz. Çalışma alanımız dışında Havran kuzeyinde yine metamorfik kayaçların Üst Triyas yaşlı flişe ait kumtaşları üzere itildiklerini görmekteyiz.

METAMORFİZMA VE KİSİMİ ERGİME İLE GRAMİTİK MAGMANIN OLUŞUMU

Çalışma alanımızda Nusretiye formasyonundan Kazdağ formasyonuna doğru artan metamorfizma dışında, Üst Triyas yaşlı melanj, fliş ve metadetritik-lerde yüksek basınç metamorfizmasının etkileri görülmektedir. (Melanj içinde glokofan şistler, prehnit ve pumpeleyit içeren bazik kayaçlar bulunmaktadır).

Tesbit edildiği kadarıyla tüm masifte görülen metamorfizma, Barrowien tipi metamorfizmadır. Bingöl (1968), Sillimanit - kordiyerit - muskovit subfasiyesiyle, Sillimanitin hem distenden hem de muskovitten itibaren gelişmesini, birbiri üzerine çakışmış iki metamorfizma ile açıklamaktadır. Ne var ki Sillimanitin distenden ve muskovitten geliştiği çalışma alanımızda görülmemiştir. Ayrıca masifte daha önce tesbit edilen kordiyerit minerali Abukuma tipi fasiyes serilerinin ürünü olmayıp, Eybek plütunun kontağında oluşmuştur (Aslaner, 1965).

İnceleme alanında güneyden kuzeye doğru artan metamorfizma ile ilgili olarak tesbit edilen mineralere göre bölge üç metamorfizma zonuna ayrılmıştır (Şekil 8). Zonlardaki karakteristik mineraller Şekil 9 da sunulmuştur.

Birinci Metamorfizma Zonu

Çalışma alanının güneyinde ve kuzeybatısında yer alan bu zonda belirlenen mineral parajenezleri şunlardır.

Klorit + Muskovit 4- Kuvars + Albit zç Epidot
q= Kalsit

Kalsit + Dolomit + Kuvars

Amfibol + Plajiyoklas (albit-oligoklas) + Epi-

dot + Klorit

Kuvars =P Biotit

Plajiyoklas + Muskovit + Biotit + Kuvars ip
Klorit

Aktinolit -f Hornblend ip Plajiyoklas ip Epidot

Birinci metamorfizma zonu olarak tanımlanan bölgenin içinde bulunan mineral parajenezlerinden de anlaşıldığı üzere bu zonda yeşil şist fasiyesinin özelliklerini yansıtan mineraller görülmektedir. Kloritlerin ve buldukları parajenezlerin duraylılık alanlarını belirlemek bugün hala petrolojinin çözül-meyen sorunları arasındadır. Ancak, metamorfizma derecesinin yükselmesiyle metapelitlerdeki kloritlerin bileşimi önceleri Fe'ce zengin iken gittikçe yerini Mg'ca zengin klorite bırakmaktadır. Orta dereceli metamorfizmaya geçildiğinde klorit - kuvars beraberliğinin tamamen ortadan kalktığı ifade edilmiştir (Winkler, 1970; Miyashiro, 1973).

İnceleme alanında bu zonda biyotitin ortaya çık-masıyla birlikte, bundan sonraki tüm zonlarda biyotitin duraylı kaldığı görülür.

İkinci Metamorfizma Zonu

Diyopsit -f Skapolit + Kalsit mineral beraberli-ğinin görüldüğü yer ikinci metamorfizma zonunun başlangıcı olarak kabul edilmektedir. Bu zonda görü-len mineral parajenezleri şunlardır;

Diyopsit + Skapolit + Kalsit + Kuvars + Pla-jiyoklas (Oligoklas - andezin) + Sfen + Hornblend
Stavrolit + Dişten + Plajiyoklas + Kuvars ip Bi-yotit =p Muskovit ip Granat + Zirkon Sillimanit
+ K. Feldispat + Kuvars -f Plajiyoklas qp Granat
Muskovit

Çalışma alanımızda genç granitik kayaçların bu-lunması nedeniyle diyopsit mineralinin bir ısı yük-selimi sonucu oluştuğu düşüncesi akla gelebilir. Ne var ki bu kalsilikat kayaçlarda izlenen mineral toplulukları ve kayaçlardaki gnays dokuları ile hidroter-mal alterasyonunun görülmemesi, bu mineralin, dolayısı ile bu kayaçların bir ısı yükselimiyle oluşma-dığını göstermektedir.

Yüksek dereceli metamorfik kayaçlarda skapolit ile plajiyoklas arasında metamorfizma derecesiyle ilgili olarak bir ilişkinin var olduğu bilinmektedir. Bu ilişki çalışma alanımızda açıkça görülmektedir. Marakusev (1964), metamorfizma derecesinin artmasıyla plajiyoklasın Ca'ca, skapolitin de mejonitçe zenginleştiğini ifade etmiştir.

Bu zonda görülen diğer bir mineral de dişten-dir. Dişten yüksek basınçın hakim olduğu metamor-fizma şartlarında sıcaklığın artması sonucu 3 Stavro-lit + 2 Kuvars <± Almandin + 5 Dişten + 3H₂O reaksiyonu sonucu oluşmaktadır (Winkler, 1970).

Üçüncü Metamorfizma Zonu

Kısmi ergimenin başladığı ve geliştiği kısımlarda değişik mineral parajenezleriyle temsil edilen bu zon şu mineral topluluklarını içermektedir:

Sillimanit + A. Feldispat + Biotit -f Plajiyoklas
4- Kuvars

Sillimanit f A. Feldispat + Kuvars + Muskovit

Sillimanit + A. Feldispat + Granat + Kuvars

Stavrolit ve dişten minerallerinin görülmemesi, kısmi ergimeyle birlikte yüksek dereceli metamor-

magma oluşumuna olanak verecek enerji birkaç yolla elde edilebilir (Yılmaz, 1979):

a — Orojenez sırasındaki rejonel makaslama-ların (shear) oluşturduğu sürtünmeyle açığa çıkan enerji,

b — Bir okyanus levhasının, kıta levhası altına dalması sonucu oluşan sürtünmenin neden olduğu sıcaklık,

c — Kıtasal kabuk gerecinin herhangi bir yolla yüksek sıcaklı ortamlarına inişi,

d — Yüksek sıcaklıkta manto kökenli bir magmanın yükselerek kıta kabuğuna yerleşmesi veya kabuktan geçişi sırasında mantodan, kabuğa transfer edilen enerji.

Yüksek dereceli metamorfik arazilerde ve orojenik kuşaklarda daha çok görülen, normal granitlerde olduğu gibi yan kayaçlarla kesin sınırlar göstermeyen, kontakt zonları oluşturmayan anateksitik masifler, dıştan içe doğru konsantrik yapı ve bileşim gösterirler. Migmatitleşmenin nebulitik safhasından sonra sıcaklık artmaya devam ederse, sistemdeki suyun devreye girmesiyle kuvars, feldispat, biyotit ve az miktarda kordiyerit ve sillimanitten oluşan bir ergiyik ortaya çıkar. Bu ergiyik bir granitik bileşim olarak değerlendirilebilir.

Pelitik kayaların metamorfizması genellikle şeyi - fillitikaşist- biyotit gnays-distensist-paragnays - sillimanitgnays şeklinde artan bir gelişimi takip eder. Granitleşme olayı, dıştan zonundan itibaren potasyumca zengin granitik gözlü gnayslara geçişle başlamaktadır (Mehnert, 1968).

İnceleme alanımızda Çameyrek mevki kuzeyinde Pirenlicat güneyinde biyotit + granat gnayslarla başlayan anatektik masif, stavrolit + biyotit + granat + K. Feldispatlı diyateksitik safhadaki migmatitik zonlara erişmektedir. Nebulitik migmatitler ve anatektik granitler inceleme alanının en kuzeyinde Domuzçukuru ve Serhat Köyü arasında yer almaktadır.

MASİFİM SORUNLARI VE BÖLGENİN JEODİNAMİK EVRİMİ

Kazdağ, Mihli Dere Vadisi arasında alınandin - amfibolit fasiyesiyle kısmi ergimeye değin varan ilerleyen bir metamorfizma izlenmektedir. Ne varki bu metamorfik kayaların azalan (retrogressif) bir metamorfizmadan da etkilendikleri görülmektedir (Distenin serizite, biyotit ve granatların klorite dönüşmesi).

Çekirdek ve örtü metamorfikleri olarak ta incelenen ve bu yapısı ile bir dom karakteri gösteren kayaçların ilk metamorfizma yaşının Alpin öncesi olduğu düşünülmektedir. İkinci metamorfizma yaşı ise Alpin'dir.

Oldukça kaim bir istif sunan metamorfik kayaların kesiksiz bir istif sunduğu konusunda kuşku-ramız vardır. İ17-dl paftasında Çalıkönak Tepedeki metakonglomeraların bir uyumsuzluğun varlığına işaret ettiği düşünülmektedir.

Daha önceki çalışmacılar tarafından (Bingöl, 1968) masifin tabanında yer aldıkları iddia edilen me-

taultramafik kayaçların (amfibolit, piroksenit, meta-dunit) gnayslar ve migmatitler arasında mercek, bant ve blok şeklinde buldukları görülmüştür. İksel ilişkilerin açık görülmemesine rağmen bu kayaçların tektonik olarak yerleştiklerini düşünmekteyiz. Metamorfizma öncesi kayaçların içine tektonik olarak yerleşen bu kayaçların masifin geçirdiği metamorfizmalardan etkilendikleri bir gerçektir.

Çalışma alanındaki Triyas öncesi metamorfik kayaçlarda Barrowien tipi metamorfizmanın dışında gelişen başka bir metamorfizma tipi yoktur. Kazdağ masifinin doğusunda, Edremit kuzeyinde, Tuğlu Dere, Yaşyer ve Beşgöre Dere'de Eybek granodiyoriti ile metamorfikler arasında kontakt metamorfizma ürünleri olan andaluzit, kordiyerit, idokraz, diyopsit, wollastonit mineralleri bulunmaktadır. Bunlardan özellikle andaluzit ve kordiyerit bir parajenez oluşturmaktadır.

Triyas sonunda kapanan okyanusta oluşan ve daha sonra birbirleriyle tektonik ilişkiler gösteren birimler, peridotit napları, melanj, fliš, metadetritikler (Karakaya grubu) ve inceleme alanımızın doğusunda Sivrihisar- Eskişehir hattındaki yüksek basınç mineralleri içeren metamorfiklerdir.

Okyanus kabuğu dilimlerinin kıtasal kabuk üzerine yürümesi sırasında gelişmekte olan fliš, kıtasal kabuk üzerine itilmiştir. Temel kayaçlarda izlenen kataklastik yapıların bu tektonik süreç içinde oluştu-kları ve ikinci metamorfizma yaşının da bu bindirmelerden sonra olduğu düşünülmektedir (Liyas öncesi).

MİNERALLER (MINERALS)	METAMORFİZMA ZONLARI (METAMORPHIC ZONES)		
	I	II	III
Kuvars (Quartz)	+	+	+
Plajoklas (Plagioclase)	+	+	+
A. Feldspat (A. Feldspar)	-	-	+
Klorit (Chlorite)	+	+	-
Epidot (Epidote)	+	+	+
Muskovit (Muscovite)	+	+	-
Aktinolit (Actinolite)	+	-	+
Amfibol (Hornblende) (Amphibole -Hornblende)	+	+ Yeşil (Green)	+ Kahverengi (Brown)
Biyotit (Biotite)	+ Yeşil (Green)	+ Kahverengi (Brown)	+ Kırmızı (Red)
Piroksen (Diyopsit) (Pyroxene - Diopside)	-	+	-
Skapolit (Scapolite)	-	+	-
Kalsit (Calcite)	-	+	+
Grenat (Garnet)	+	+	+
Stavrolit (Staurolite)	-	+	-
Ditela (Kyanit) (Sillimanit) (Sillimanite)	-	+	+
	-	-	+

Şekil 9 : Metamorfizma zonlarında mineral dağılımı

Figure 9 : The mineral distribution of metamorphic zones

Liyas birimlerinin, Triyas ve daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunması ve Alt Kretase'ye kadar şelfte sığ denizel karbonat çökelişi şeklinde devam etmesi, Alt Kretase'ye kadar bölgenin nispeten sakin olduğunu göstermektedir.

Eosen, volkanik türlerle birlikte çökelen sedimanların oluşturduğu volkano-sedimanter bir fasisedir.

Miyosende ise gösel sedimanlar, volkanitler ve detritikler birbirleriyle aralanmalı bir istif sunarlar. Bölgede tektonik aktivitenin Miyosen'de yine canlandığı görülmektedir. Olasılıkla, Kazdağ masifi - Mıhlı Dere vadisinin bugünkü görünümünü kazandıran olayların Miyosen ve sonrasında gelişmiş olduğu düşüncesindeyiz.

SONUÇLAR

Bu çalışma sırasında AYVALIK 1:25.000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritaları yapılmış ve bunun sonucunda KAZDAĞ - MIHLIDE-RE VADİSİ'nin stratigrafisi ortaya konmuştur. İnceleme alanında iki mikali gnaylardan anatektik granite geçen bir ilerleyen metamorfizmanın varlığı izlenmiştir. Önceleri temel kayalar olarak kabul edilen metadunit, amfibolit ve piroksenitlerin stratigrafik olarak gnays ve migmatitler arasında blok ya da mercek oldukları gözlenmiştir. Temel kayaların paraotokton özellikte olduğu belirlenmiştir.

Bölgede daha önceleri Abukuma tipi metamorfizma fasiesinin var olduğu ileri sürülmüştür (Aslaner, 1965; Bingöl, 1968). Ne var ki, yaptığımız gözlemler sonucu Abukuma tipi fasies serileri içinde yer alan Andaluzit ve Kordiyerit minerallerinin kontakt metamorfizma ürünü oldukları ortaya konmuştur. Tüm Biga yarımadasındaki metamorfizmanın Barrow tipi bir metamorfizma olduğu belirlenmiştir.

Birinci metamorfizma zonundan sonra diyopsit + spakolit + kalsit parajenezisiyle birlikte plajiyoklaslarda anortit oranının artması ve hemen arkasından stavrolit + diştin parajenezinin görülmesi metamorfizmanın güneyden kuzeye doğru arttığını göstermektedir. Üçüncü Metamorfizma zonunda görülen sillimanitlerin biyotitten gelişmiş oldukları tesbit edilmiştir. Üçüncü Metamorfizma zonunda sillimanit 4- ortoklas parajenezinin kısmi ergimeyle birlikte görülmesi ve ardından da granitik kayalara geçilmesi basıncın yüksek olduğunu göstermektedir.

Bölgede gelişen bindirmeli yapıların Triyas sonrası olduğu görüşüne yer verilerek, ofiyolitli kayaların yerleşme yaşının Liyas öncesi olduğu ileri sürülmektedir. Bölgede volkanizmanın başlama yaşının Üst Eosen olduğu tesbit edilmiştir. İnceleme alanındaki volkanitler ise Üst Miyosen yaşlıdır.

Bölgede en genç fayların doğrultu atımlı faylar olduğu, böylece masifin bugünkü yapısını kazanmasında kompresyon kuvvetlerinin büyük ölçüde rol oynadığı görüşü benimsenmiştir. Masif GD'ya yatık bir antiklinal görünümündedir.

Kazdağ masifi Mıhlı Dere Vadisi içinde yaptığımız bu çalışma ve Biga yarımadasındaki diğer çalışmalarımızı da dikkate aldığımızda, Batı Anadolu'da yer alan Kazdağ-Uludağ - Menderes masiflerinin bir-

birlerinden apayrı masifler olmadığı, hemen hemen aynı jeotektonik evrim içinde geliştikleri ve bugünkü konumlarını kazandıkları görüşünü savunmaktayız. Bu görüşümüzün daha iyi bir biçimde değerlendirilmesi için yapılan çalışmaların yeniden incelenmesi gerekmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographique de la region d' Edremit-Havran: Maden Tetkik Arama Yayını, No: 119
- Bingöl, E., 1968, Contribution a l' etude geologique de la partie centrale et Sud-est du massif de Kazdağ, Turquie: These, Fac. Sci. Univ. Nancy - Fransa, yayınlanmamış.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi: Maden Tetkik Arama Dergisi, 86, 14-34.
- Geis, H., 1953, Kuzey Kazdağ'ın Jeolojik yapısı: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 2250, yayınlanmamış.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat., U., ve Acar, Ş., 1984, Çanakkale boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi- Bandırma, Balıkesir - Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 7430, Yayınlanmamış.
- Gümüş, A., 1964, Contribution a l' etude geologique du secteur septentrional de Kalabak Köy - Eymir (region d'Edremit), Turquie: Maden Tetkik Arama Yayını, No: 117.
- Kaaden, G.V.d., 1957, Çanakkale- Biga-Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik saha çalışmaları ve maden yatakları hakkında rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 2661, yayınlanmamış.
- Kocaefe, S., ve Ataman G., 1982, Batı Anadolu'nun aktüel tektoniği: Hacettepe Yerbilimleri, 9, 149-162.
- Marakusev, A.A., 1964, Analysis of scapolite paragenesis: Geoch. Intern., 1, 114-125.
- Mehnert, K.R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks: Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin Ltd., London.
- Ongen, S., 1982, Yenice (Çanakkale) yöresi granitoidlerinin ve yan kayaçlarının petrolojisi: Doktora tezi, İ. Ü. Yer. Bil. Fak., yayınlanmamış.
- Schuiling, R. D., 1959, Kazdağ kristaleninin arz ettiği Pre-Hersiniyen iltiva safhası hakkında: Maden Tetkik Arama Dergisi, 53, 87-91
- Tuttle, O.F. ve Bowen, N. L., 1958 Origin of granite in the system Na Al Si₃ O₈-KAlSi₃ O₈-SiO₂ - H₂O: Geol. Soc. Am., Mem. 74, 153 s.
- Winkler, H. G. F., 1970, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer Verlag, Berlin, 320 s.
- Yılmaz, Y., 1979, Granit magmasının yerleşme sorunu: Türkiye Jeol. Kur. Yayını, 32 s.

Yazının Geliş Tarihi : 15.5.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 15.1.1986

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986

Sinop ve Skanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası

Petrology and geochemistry of the Sinop volcanics.

HALİL BAŞ, Selçuk Üniversitesi Müh. Mim. Fakültesi Jeoloji Bölümü, Konya

ÖZ : Pontidlerdeki volkanizmanın en yaygın olduğu bölgelerden biri Sinop çevresidir. Volkanitleri başlıca volkanik konglomeralar, akıntı breşleri, yastık lavları, dayklar ve bunlarla ilgili akıntılarla az oranda tüfler oluşturur.

Bazaltik ve andezitik bileşimli bu volkanitlerde başlıca ojit, enstatit, olivin, biyotit, opak mineral, plajiyoklas ve analsim yer alır. İkincil mineral olarak klorit, zeolit, kalsit, prehnit ve opak mineral bulunmaktadır.

Genelde kalkalkali özellik gösteren kayaların bazalt, andezit, latitbazalt-latitandezit oldukları görülmüştür. İz elementlerin (Ti, Cr, Zr, Sr, Y) dağılımları, yüksek V/Ni ve düşük Ti/V değerleri volkanitlerin ada yayı özelliğini vurgulamaktadır.

Gerek Sinop volkanitleri, gerekse Pontidlerdeki Üst Kretase-Eosen volkanitlerinin Anadolu Tetisi'nin (Neotetis) Üst Kretase-Eosen aralığında Pontidler altına yitimi sonucu oluştuğu söylenebilir.

ABSTRACT : Volcanic rocks of the Pontides are widespread in the Sinop area. The rocks are mainly made up of volcanic conglomerates, flow-breccias, pillowlavas, dikes and also associated with them are lava flows and rarely tuffs.

Volcanic rocks have basaltic and andesitic composition and consist mainly of augite, enstatite, olivine, biotite, plagioclase and analcime. Chlorite, zeolite, prehnite, calcite and opaque minerals are found as secondary minerals.

Rocks showing generally calc-alkaline characteristics are divided into basalt, andesite, latite-basalt and latite-andesite. The general distribution of their trace element contents (Cr, Ti, Zr, Sr, Y) and high V/Ni, low Ti/V values exhibit the characteristics of volcanic arcs rocks.

It is concluded that the Sinop volcanics and the other volcanics of Upper Cretaceous-Eocene age in the Pontids were generated by the subduction of the descending Anatolian-Tethys (Neo-Tethys) plate beneath the Pontids during the Upper Cretaceous-Eocene time.

GİRİŞ

Pontidlerde Kretase'den Eosen sonuna kadar etkili olmuş volkanizmanın Üst Kretase devrine ait olanlarının en yaygın olduğu bölgelerden biri Sinop çevresidir.

Pontidlerdeki magmatik kayaların petrokimyasal özelliklerini ve jeotektonik konumlarını ortaya koymak üzere yürütülen çalışmalar son yıllarda büyük bir yoğunluk kazanmıştır (Tokel, 1972; Stojanov, 1973; Peccerillo ve Taylor, 1975, 1976; Tokel 1977; Aslaner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Eğin ve diğerleri, 1979; Akın, 1979; Terzioğlu, 1984).

Bu çalışmada Sinop yöresinin jeolojisi (Şekil 1), volkanitlerin saha özellikleri, petrografik ve kimyasal bileşimleri ortaya konacak ve bunlardan gidilerek volkanizmanın jeotektonik konumu aydınlatılmaya çalışılacaktır.

Saha çalışmaları TEK adına MTA Genel Müdürlüğüne yürütülen II. Nükleer Santral Yeri Projesi kapsamında 1982 yılında yapılmıştır. Volkanitlere ait saha gözlemleri ve petrografik özellikler bir ön rapor olarak yazar tarafından hazırlanmış ve Sütçü ve di-

ğerleri (1982)'nin raporuna alınmıştır. Detay inceleme 150 civarında ince kesit üzerinde yürütülmüş, ayrıca Sinop volkanitlerinden 10, Bafra - Altınkaya Barajı yolu üzerindeki volkanitlerden 1 örneğin ana ve iz element analizi yapılmıştır. Kimyasal analizler Bern Üniversitesi (İsviçre) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Analizler XRF'da yapılmıştır. FeO değeri ayrı olarak sulu kimyasal yöntemlerle saptanmıştır. CIPW normları Hamburg Üniversitesi (F. Almanya) bilgisayar merkezinde hesaplanmıştır.

GEMEL JEOLJİ

Triyas öncesi yaşta olduğu kabul edilen (Yılmaz, 1980; Gedik ve Korkmaz, 1984) ve Boyabat metamorfik olarak adlanan yeşilist fasiyesindeki metamorfik kayalar temeli oluşturur. Bu metamorfikler, çalışma alanı dışında Ekinviran ve Boyabat dolaylarında yüzlemler vermektedir.

Temel üzerinde uyumsuzlukla yer alan Liyas yaşlı türbiditik birimler açısız uyumsuzlukla Dogger-Malm yaşlı, yer yer resifal özellik gösteren platform tipi kireçtaşları ile örtülür (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984). Kretase (Baremiyen-Albiyen) açı-



Şekil 1 : Sinop yöresinin jeoloji haritası.

sal uyumsuzlukla, genellikle ince taneli özellik gösteren denizel detritiklerle başlar (Ketin ve Gümüş, 1963) ve yine aşıl uyumsuzlukla bol **Globotruncana**'lı Santoniyen-Kampaniyen yaşlı kireçtaşları tarafından örtülür (Gedik ve Korkmaz, 1984).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde ilk mağmatik etkinlik Üst Kretasede kendini gösterir ve kesintisiz olarak Paleosen sonuna kadar devam eder. Volkanitlerden oluşan bu birim için Gayle (1959), Badgley (1959), Gedik (1961), Ketin ve Gümüş (1963), Gedik ve diğerleri (1983), Gedik ve Korkmaz (1984) aynı adı kullanmışlardır; Hamsoros formasyonu.

Hamsoros formasyonu güneye doğru düşey ve yatay olarak volkanik gercin yer yer yoğun olduğu türbiditik kumtaşı, şeyi, marn, kireçtaşı aralanma geçiş gösterir.

Akın (1978) Doğu Pontidlerde Üst Kretase-Paleosen sınırında Laramik fazının etkili olduğunu belirtir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde detay jeolojik araştırma yapan Gedik ve Korkmaz (1984) bu sınırın bölgede uyumlu olduğu görüşündedirler. Eosen boyunca volkanik malzemenin de yer yer ortaya çıktığı türbiditik fasiyeste kumtaşı, marn, şeyi, kireçtaşı aralanmaları kendini gösterir. Gedik ve Korkmaz (1984) Alt ve Orta Eosen sınırında bir uyumsuzluğun varlığını ileri sürerler. Eosen oluşuklarına çalışma sahasının dar bir kesiminde rastlanır (Boztepe batı sahili). Bu birim sarımsı gri renkli kiltası, kumtaşı ve kireçtaşından oluşur. Birime ait paleontolojik incelemeler Üst Eosen yaşım vermiştir (Sütçü ve diğerleri, 1982).

Neojen ve Kuvaterner birimleri çalışma alanının en yaygın kayaç topluluğunu oluşturur. Üst Eosen üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Miyosen birimleri bol fosilli kireçtaşı ve yer yer de kumtaşlardan oluşur. Pliyosen ve Pleyistosen tutturulmamış kum, kumtaşı, kiltası ve kireçtaşlardan oluşur ve Miyosen birimleri üzerinde aşıl uyumsuzlukla yer alır. Holosende plaj kumları ve alüvyonlar çökelmiştir.

Çalışma alanında Üst Kretaseden Miyosen sonuna kadar yaklaşık K-G yönlü sıkışmalar etkin olmuş ve buna bağlı olarak D-B uzanımlı ana faylar gelişmiştir.

Bölgedeki ana kıvrım ve faylar güneyde, çalışma alanı dışında yer almaktadır. Ana faylar çoğunlukla ters fay niteliğindedir ve güneyden kuzeye doğru gençleşmektedir. Bu ters faylar Karadeniz içlerinde de gelişmiş ve bugünkü sahil boyunca meydana gelmiş keskin topografyanın nedeni olmuştur. Çalışma alanı içinde halen en önemli yapısal öge yaklaşık K-G doğrultulu ve düşey atımlı Sinop fayıdır. Volkanitlerin yaygın olduğu sahillerde çok sayıda küçük fay ve kırık gözlenmektedir.

Bu çalışmanın ana konusu olan Sinop volkanitleri Hamsoros formasyonu içerisinde yer almaktadır. Bu nedenle bu formasyon üzerinde daha ayrıntılı olarak durulacaktır.

Hamsoros Formasyonu

Adını tnceburun Yarımadasındaki Hamsoros Koyundan alan formasyon, üzerindeki ince Neojen ve Kuvaterner örtüleri bir yana bırakılacak olursa Sinop

yarımadasının tümünü kaplar. İnceburun yarımadasının kuzey ve güneybatı sahili de yine bu formasyondan meydana gelir. Formasyonun tabanı çalışma alanında hiç bir yerde görülememektedir. Badgley (1959) tarafından verilen 1500 m. kalınlık ise kesin verilere dayanmamaktadır.

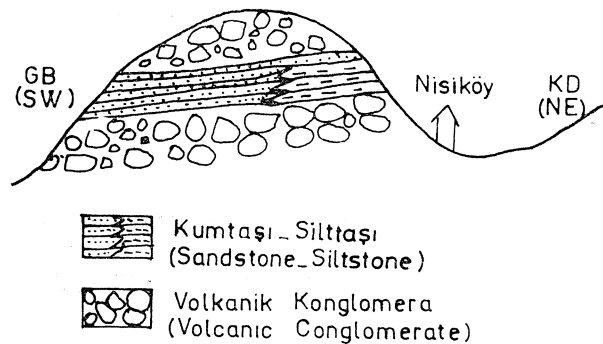
Formasyonu esas olarak yastık lavlar, akıntı breşleri, aglomeralar dayklar ve az oranda kil-kumtaşı ile tüfler oluşturmaktadır.

Yastık lavları alterasyonun etkin olduğu yerlerde volkanik konglomeralardan ayırmak oldukça zordur. Bununla birlikte Sinop şehri içinde bunların varlığı gözlenebilmektedir. Akıntı breşleri en tipik olarak Sinop yarımadasının güney sahillerinde görülmektedir. Çeşitli boyutlarda, kötü yuvarlaklık gösteren lav parçaları koyu yeşil-siyahımsı renkli az gözenekli bir lav hamuru ile tutturulmuştur.

Volkanik konglomeralar Hamsoros formasyonunun en büyük kısmını oluşturur. Kumdan metre boyutuna kadar değişen taneler benzer bir hamurla zayıf bir şekilde tutturulmuştur. Boylanma görülme-yip belirsiz ve çok kaba bir tabakalanma ayırtedilebilmektedir. Volkanik konglomeralar arasında Nisiköy yakınlarında volkanik konglomeralarla yanal ve düşey geçiş gösteren kumtaşı-silttaşı-kil seviyeleri yer almaktadır (Şekil 2). Bu durum şimdiye kadarki araştırmacılarca aglomera olarak adlanan Sinop volkanitlerinin tamamen aglomeradan oluşmayıp denizel sedimantasyonun da bölgede etkili olduğunu göstermektedir, tnceburun yöresindeki volkanik konglomeralar arasında yeşil renkli, gevşek tutturulmuş tüf parçaları görülmektedir. Bu tüflere ait ilksel yataklanmaya çalışma alanında rastlanamamıştır.

Patlamalı volkanik etkinlik de konglomeraların çökmesi esnasında bölgede hüküm sürmüş, siyah-koyu yeşil renkli lapililer türemiştir. 60 cm'ye varan bir kaç seviye şeklindeki ve ayrıca kendi içinde tabakalı yapı gösteren bu piroklastik gercin en tipik görüldüğü yer Hamsoros koyudur.

Dayklar hem volkanik konglomeraların yerleşimi sırasında hem de daha sonra etkili olmuştur. Nisiköy sahilinde olduğu gibi yer yer de birbirini kesen daykların varlığı görülmektedir, tnceburunda volkanik



Şekil 2 : Nisiköy yakınına bir jeolojik taslak kesiti.

Figure 2 : A geological sketch section of the area near Nisiköy.

konglomeralarla ardalanmalı olarak görülen lav seviyeleri (iki seviye) dayklarla ilgili akıntılardır. Dayklarm kalınlığı 0,5 m. ile 50 - 60 m. arasında değişmektedir. Daykları en yaygın olarak inceburun yarımadasının sahil kesimlerinde görmek mümkündür. Yanmadanın üstleri genç çökeller, bitki ve toprak örtüsü ile kapalı olduğundan burada dayklarm durumu bilinmemektedir. Sinop'ta kurulması düşünülen nükleer santral açısından dayklarm yörede yaygın olarak bulunması zeminin sağlamlığını artıracak bir nitelik olabilir.

Sinop volkanitlerinin alt sınırı çalışma alanında hiçbir yerde görülmemektedir. Sinop çevresinde geniş bölgede jeolojik inceleme yapan Gedik ve Korkmaz da (1984) formasyonun tabanını görememekle birlikte Santoniyen-Kampaniyen yaşlı kireçtaşları üzerine uyumlu geldiğini belirtmişlerdir. Üst sınır ise çalışma alanında Akliman'daki Karaada karşısında ince bir kireçtaşı ile örtülüdür. Bol fosilli olan bu kireçtaşı tabandan tavana doğru azalarak volkanik gereç içermektedir. Sütçü ve diğerleri (1982) tarafından bu kireçtaşların yaşının Senoniyen olduğu tespit edilmiştir.

İP AO tarafından volkanitlerden yaptırılan radyometrik yaş tayininde 100 m.y. elde edilmiştir (TPAO III. Bölge Terk Raporu, 1974).

Akliman'da volkanitler üzerine gelen kireçtaşları KD'ya 20° lik bir eğim gösterirler ve bir fayla sınırlanırlar. Bu kireçtaşı ve buradaki volkanitler, olasılıkla bu faydan çıkmış siyah renkli, yatay konumlu silis akıntısı tarafından örtülmüştür (Şekil 3). Volkanitler üzerine Kurtkuyusu Mahallesi kuzeyinde yine çok dar bir alanda açılı uyumsuzlukla Üst Eosen yaşlı kireçtaşları gelmektedir. Bol nummulitli, köpek balığı dişli, ekinid ve lamelli kavkılı bu kireçtaşlarına Lütseyen yaşı verilmiştir (Sütçü ve diğerleri, 1982). Volkanitler diğer kesimlerde Miyosen-Pliyosen yaşlı kireçtaşı ve kırıntılılar ile yer yer de alüvyonlarla örtülmüştür.

PETROGRAFI

Sinop volkanitlerini genelde bazaltik ve andezitik bileşimli volkanik konglomera, akıntı, breşi, aglomera, tüf ve dayklar oluşturur.

Kayaç rengi taze yüzeylerde siyah, altere olmuşlarda yeşil, kahverengi ve sarımsıdır. Kayaçlar çoğunlukla gözeneksiz, nadiren badem büyüklüğüne

Örnek No (Sample No)	Fenokristaller (Phenocrysts)	Hamur Fazı (Matrix)	İkincil Oluşumlar (Secondary Minerals)
1	Oj, En, Pl, Opak	Cam, Pl, Opak (Vitrofirik)	klorit
2	Oj, En, Pl, Opak	Cam, Opak (Vitrofirik)	klorit
3	Oj, En, Pl, Opak	Cam, Opak (Vitrofirik)	klorit
5	Oj, Pl, Anal, Opak	Cam, Opak (Vitrofirik)	kil, klorit, Opak
10	Oj, Bio, Opak	Pl, Opak (Trakitik)	klorit, karbonat, Opak, kil
12	Ol, En, Oj, Pl	Pl, Px, Opak (Pilotaksitik)	klorit, karbonat, serpantin, zeolit
19	Oj, Pl, Opak	Cam, Pl, Opak (Vitrofirik)	klorit, kuvars
21	Oj, En, Pl, Opak	Cam, Pl, Opak (Vitrofirik)	karbonat, Opak
22	Oj, En, Pl, Opak	Cam, Pl, Opak (Vitrofirik)	klorit, Opak
23	Oj, En, Pl, Anal, Opak	Cam, Opak, Pl (Vitrofirik)	klorit, karbonat
40	Eoj, He, Pl, Le, Ne, Opak	Pl, Opak (Trakitik)	karbonat

Çizelge 1: Analizi yapılan örneklerin mineralojik bileşimi

Ol: olivin, En: enstatit, Oj: ojit, Eoj: egirinojit, Px: proksen, Bi: biyotit, He: hematit, Pl: plajiyoklas, Le: lösit, Anal: analsim, Ne: nef elin, Opak: opak mineraller, Karbonat: karbonat mineralleri, **Kil: kil mineralleri.**

Table 1 : Mineralogical composition of the analysed samples.

Ol: olivine, En: enstatite, Oj: augite, Eoj: egirine-augite, Px: pyroxene, Bi: biotite, He: hematite, Pl: plagioclase, Le: leucite, Anal: analcime, Ne, nepheline, Opak: opaque minerals, Karbonat: carbonate minerals, klorit: chlorite, serpantin: serpentine, zeolit: zeolite, vitrofirik: vitrophyric, pilotaksitik: pilotaxitic, trakitik: trachyte.

varan boşluklar içermektedir. Bu boşluklardan bazıları kuvarsla doldurulmuştur.

Koyu renkli bileşen olarak ojit, orto ve klinostatit, olivin, bazen de biyotit bulunmaktadır. Bafra yakınlarından alınan bir örnekte yaygın olarak egirinojit yer almaktadır. Opak minerallere de yaygın olarak rastlanmaktadır. Bozuşma ürünü olarak klorit, zeolit, prehnit, karbonat mineralleri, kil minerallere rastlanmaktadır.

Analizi yapılan örneklerin petrografik bileşimleri Çizelge 1'de verilmiştir. Bu örneklerin sahadaki görünüşleri şöyledir: 1- volkanik konglomera parçası, 2 ve 3- lav akıntısı, 5 ve 6- akıntı breşi içinden parça, 12- dayk, 19, 20, ve 21- volkanik konglomera parçası, 23- akıntı breşi lavıdır.

Olivin

Sinop volkanitlerinde çok yaygın bir mineral olmayıp bazı kesimlerde makro olarak görülen ve 15 cm. ye varan irilik gösteren kristallerine rastlanır.

Hipidyomorf-idyomorf taneler şeklinde olan olivin bazen kenarlardan itibaren klinopiroksene dönüşmüş durumdadır. Bazen de kısmen veya tamamen serpantine dönüşüm gözlenmektedir.

Piroksen

En yaygın piroksen çeşidini ojit oluşturur. Çoğu akıntı breşi, aglomera ve dayklarda iri kristallerine rastlanır. Daha az oranda orto ve klinostatite de rastlanmaktadır. Bafra örneğinde (40) yaygın olarak alkali piroksen (egirinojit) bulunmaktadır, ikizlenme ve zonlu yapı çok yaygındır. İçlerinde sıkça plajiyoklas kapammlarına rastlanmaktadır. Ayrıca bazı plajiyoklaslar da piroksen kapanımlarına sahiptir. Piroksenlerde yaygın bozuşma kloritleşmedir.

Biyotit

Bu mineral az sayıdaki örnekte yer alır. Analizi yapılan örneklerden sadece bir tanesinde biyotit gözlenmiştir (10) ve bu örnekte yaklaşık % 45lik fenokristal fazının % 10'unu oluşturmaktadır.

Hemen hemen bütün kristaller kenarlardan itibaren opaklaşmaya başlamıştır. Ayrıca kimi taneler oksibiyotite dönüşmüş durumdadır.

Plajiyoklas

Kimi Örneklerde yer alan analsim ve lösit dışında kay açların yaygın açık renkli mineralidir. Tüm örneklerin fenokristal fazında ve çoğu örneklerin hamur fazında önemli bir bileşen olarak görülür.

Âtiaâsim, Lösit, Mefelin

Yastık lav, aglomera ve akıntı breşlerinin bol bulunduğu Sinop doğusundaki Hıdırlık Tepe ve Altın Tepe çevresinden alınan örneklerin kimilerinde analsim bulunmaktadır. Çokgen veya yuvarlağımsı şekilli olan bu mineraller hiç bir anizotropi göstermemekle lösitten ayrılabilirler. Magmatik kayalarda özşekilli kristallerine pek rastlanmayan bu mineraller (Tröger, 1969) olasılıkla hidrotermal çözeltilerin lösite etkisi sonucu oluşmuşlardır.

Bafra-Altınkaya Barajı yolu üzerindeki Eosen yaşlı (M. Aydın, sözlü bilgi) volkanitlerden alınan örnekte (40) fazla oranda lösit kristallerine rastlanmaktadır. Aynı örnekte çok az olarak da nefelin gözlenmiştir.

Kuvars, Tridimit, Kalsedon

Akliman'da volkanik konglomera ve kumlu kireçtaşı üzerinde yer alan silis akıntısının mikroskopik incelemesinde bunların kuvars, tridimit ve kalsedondan oluştuğu gözlenmektedir. Ayrıca kimi lav akıntılarının gözeneklerinde badem iriliğine varan kuvars dolgularına rastlanmaktadır.

Opak Mineraller

Fenokristal fazında yer alan çoğu idyomorf, iri kristallerin yanı sıra bazı minerallerin bozuşmasıyla da oluşmuş durumdadırlar. Hamur fazında küçük idyomorf kristallere ve saçımlı küçük taneli türlerine rastlanmaktadır. Ayrıca Akliman'daki silis akıntıları içinde bol miktarda ve saçımlı opak mineraller bulunur. Bunlar kayaca siyah bir renk verirler.

Fenokristal fazdakilerinin dağılımında dikkat çekici olan, opak minerallerin çoğunun piroksen kristalleri içinde yer almalarıdır.

İkincil Oluşumlar

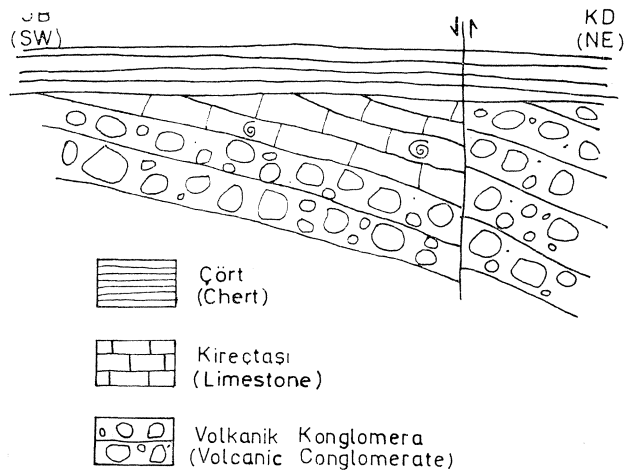
İkincil oluşumların en yaygınını klorit oluşturmaktadır. Kloritler mafik minerallerin (özellikle piroksen) ve bazen de plajiyoklasların, daha yaygın olarak da hamuru oluşturan volkanik camın bozuşması ile oluşmuş durumdadırlar. Pulsu, levhamsı, lifsi kristaller yer yer oolitik ve böbreğımsi yığılımlar gösterirler.

Zeolitler çoğunlukla kayaç boşluklarında ve yer yer de mineral boşluklarında gözlenirler.

Karbonat mineralleri hamurda ve daha nadir olarak da plajiyoklasların bozulan kesimlerinde yer alırlar. İkincil opak mineraller Özellikle biyotitlerin bozuşmasıyla meydana gelmişlerdir. Prehnitleşme ve killeşme plajiyoklaslarla ilgilidir.

JEOKİMYA

Üst Kretase yaşlı Sinop volkanitlerinden 10, Eosen yaşlı Bafra volkanitlerinden de 1 örneğin ana ve iz element analizleri yapılmıştır.



Şekil 3 : Akliman'da Üst Kretase kireçtaşları ve çört ilişkisini gösterir taslak kesit.

Figure 3 : Sketch section showing the relation between limestone of Upper Cretaceous age and chert in Akliman.

Ana Elementler

Analiz yapılan 11 örneğin ana element bileşimleri ve CIPW normları Çizelge 2'de verilmiştir. CIPW normlarının hesaplanmasında $Fe^{2+}/FeO = 0.15$ olacak şekilde bir düzeltme yapılmıştır. H_2O ve CO_2 değerleri için ise bir düzeltme yapılmamıştır.

5, 10 ve 23 nolu örneklerin gerek petrografik bileşimlerinde (Çizelge 1) ve gerekse kimyasal analiz değerlerinde (Çizelge 2) fazla miktarda ikincil alterasyon geçirmiş oldukları gözlenmektedir. Bu nedenle bu örnekler ana element kimyası ile ilgili diyagramlarda gösterilmemiş ve yorumlamalarda dikkate alınmamıştır.

CIPW normlarından gidilerek Streckeisen (1967)

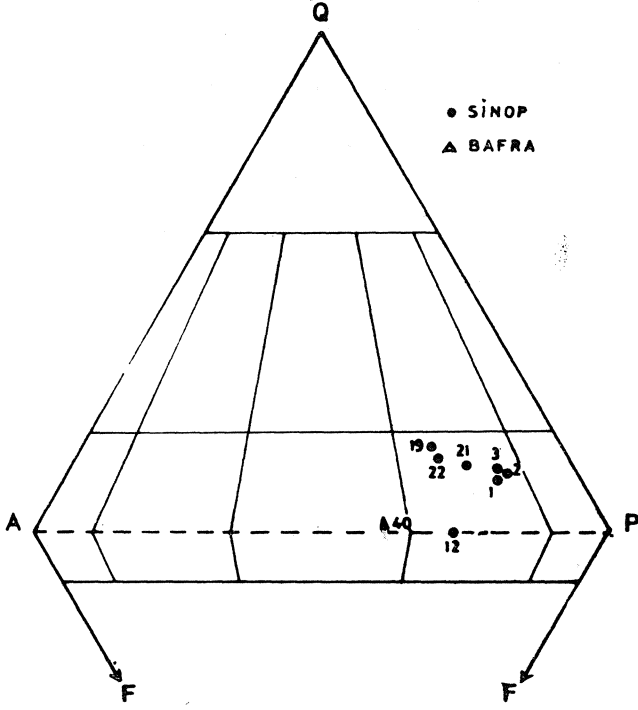
a göre yapılan sınıflamada Sinop örneklerinin latitandezit-latitbazalt, Bafra örneğinin ise latit olduğu görülmüştür (Şekil 4). K_2O ve SiO_2 değerleri kullanılarak Peccerillo ve Taylor (1975, 1976)'a göre yapılan sınıflamada Bafra örneği ile birlikte 1 Sinop örneği (12) şoşonitik alana, diğer örnekler ise kalkalkali alana düşmektedirler (Şekil 5). Aynı diyagram bir başka açıdan ele alınırsa 12 nolu Sinop örneğinin absarokit, Bafra örneğinin şoşonit, diğer örneklerin yüksek K-andezit ve andezit olarak adlandırılabilir oldukları görülmektedir.

Toplam alkali değerlerinin SiO_2 değerlerine göre değişimi Şekil 6'da verilmiştir. Kuno (1966) tarafından belirlenen pijonitik (toleyitik), hiperstenik (yük-

Örnek No (Sample No)	5	23	10	12	1	2	3	21	22	19	40
SiO_2	46.09	49.13	52.85	50.22	54.06	54.49	54.66	55.63	57.04	58.89	55.13
Al_2O_3	14.78	15.40	17.91	13.85	14.46	18.54	18.50	18.34	18.69	18.71	18.74
Fe_2O_3	7.36	4.99	3.57	3.78	4.15	4.05	4.48	4.36	3.62	4.47	3.55
FeO	3.76	3.60	2.19	4.92	3.66	3.67	3.07	2.79	2.50	1.35	1.95
MnO	0.28	0.14	0.12	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14	0.11	0.05	0.25
MgO	3.59	5.28	4.25	8.69	4.88	4.75	4.58	3.57	2.30	1.91	1.58
CaO	11.89	8.94	8.65	11.61	9.05	9.04	8.78	8.38	9.05	8.14	7.24
Na_2O	3.10	3.54	2.52	1.58	2.12	2.16	2.15	2.15	2.14	2.19	3.14
K_2O	3.98	2.01	4.65	2.20	1.50	1.44	1.45	2.12	2.64	2.90	4.92
TiO_2	0.74	0.89	0.82	0.76	0.61	0.58	0.57	0.60	0.75	0.62	0.53
P_2O_5	0.28	0.30	0.35	0.20	0.16	0.13	0.15	0.18	0.20	0.20	0.21
H_2O	2.39	3.98	1.31	1.59	0.80	0.63	0.84	0.92	0.32	0.59	1.73
CO_2	4.30	1.23	0.65	0.36	0.51	0.38	0.25	0.29	0.56	0.14	0.35
Toplam (Total)	99.54	99.43	99.84	100.93	100.12	100.02	99.64	99.49	99.96	100.16	99.32
CIPW-Norm											
Q	-	-	-	-	7.38	7.82	9.36	9.88	11.79	13.74	0.48
Or	24.35	12.47	27.95	13.24	8.98	8.57	8.63	12.77	15.72	17.26	29.90
Ab	19.29	31.48	21.75	13.62	18.11	18.45	18.36	18.53	18.19	18.70	27.33
An	15.20	21.28	24.24	24.69	36.80	36.99	36.92	34.74	33.82	32.92	23.11
Ne	4.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	13.17	12.43	10.52	24.67	5.47	4.12	0.61	2.75	5.46	4.72	8.52
Hy	-	4.15	4.57	12.60	21.11	20.34	21.37	16.77	10.65	9.65	6.28
Fe	4.37	5.76	3.46	4.26	-	-	-	-	-	-	-
Fa	5.62	5.32	2.52	2.52	-	-	-	-	-	-	-
Mt	1.46	1.62	1.06	1.62	1.44	1.42	1.38	1.32	1.12	1.04	1.10
Il	1.46	1.79	1.58	1.46	1.18	1.12	1.10	1.16	1.52	1.20	1.03
Ap	0.69	0.76	0.85	0.47	0.38	0.31	0.36	0.43	0.47	0.47	0.52
Cc	10.14	2.93	1.50	0.94	1.18	0.86	1.93	0.68	1.27	0.32	0.82

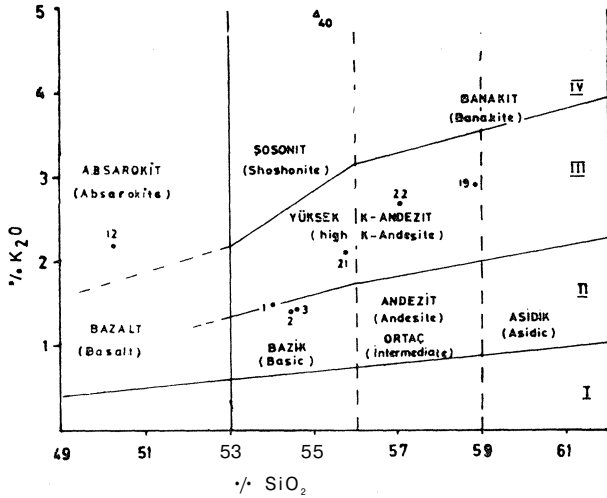
Çizelge 2 : Sinop volkanitlerinin kimyasal bileşimi ve CIPW normları.

Table 2 : Chemical compositions and CIPW norms of the Sinop volcanics.



Şekil 4 : Sinop örneklerinin Streckeisen (1967)'a göre sınıflaması.

Figure 4 : Classification of the Sinop-samples according to the Streckeisen (1967) diagram.



Şekil 5 : Örneklerin K²O-SiO² diyagramında dağılımı

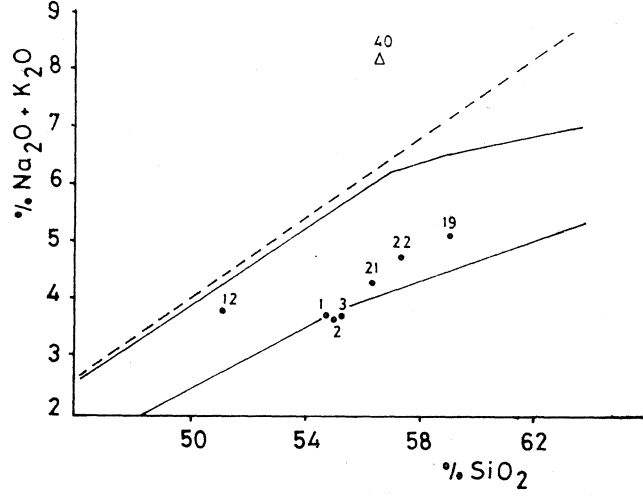
I : ada yayı toleyitik serileri, II: kalkalkali seriler,

III: yüksek K-kalkalkali seriler, IV: şoşonitik seriler (Peccerillo ve Taylor, 1975).

Figure 5 : Distribution of the samples in K²O-SiO² diagram.

I: island arc tholeiitic series, II: calc-alkaline series,

III: high K-calc-alkaline series, IV: shoshonitic series (Peccerillo and Taylor, 1975).

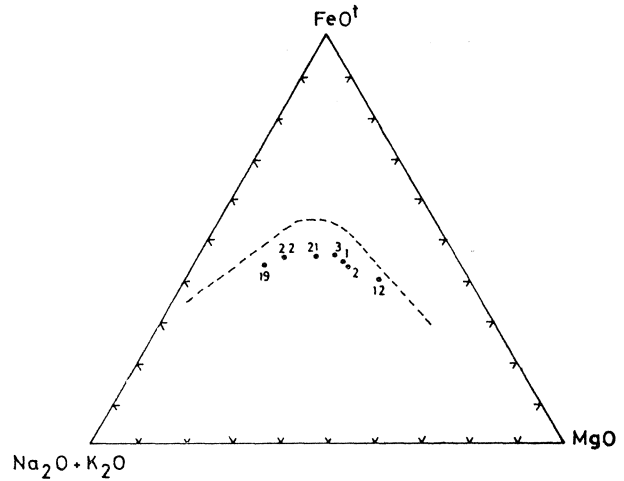


Şekil 6 : Örneklerin Alkali -SiO² diyagramında gösterilişi.

Düz çizgiler Kuno (1966) tarafından belirlenen alkali serileri (üst), yüksek Al-serileri (orta) ve toleyitik serileri (alt) ayırmaktadır. Kesikli çizgi İrvine ve Baragar (1971)'a göre alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.

Figure 6 : Alkali -SiO² diagram for the samples.

The heavy lines classify the alkaline series (upper), high Al-series (middle) and tholeiitic series (lower) after Kuno (1966). The dashed line classifies alkaline (upper) and subalkaline (lower) fields after Irvine and Baragar (1971).



Şekil 7 : Subalkali örnekler için AFM diyagramı. Kesikli çizgi İrvine ve Baragar (1971)'a göre toleyitik (üst) ve kalkalkali (alt) alanları ayırmaktadır.

Figure 7 : AFM diagram for the subalkaline samples. The dashed line classifies tholeiitic (upper) and calc-alkaline (lower) fields after Irvine and Baragar (1971).

sek alüminyumlu) ve alkali kayaç sınırları çizilmiştir. Bu diyagrama göre Bafra örneği alkali özellik gösterirken Sinop örnekleri kalkalkali alanda ve kalkalkali-toleyitik sınırında yer alırlar. Şekil 6'daki McDonald ve Katsura (1964) tarafından belirlenen çizgiye göre de yine Bafra örneği alkali, Sinop örneklerinin subalkali özellikli oldukları görülmektedir.

Şekil 6'da subalkali alana düşen Sinop örnekleri AFM diyagramında herhangi bir demir zenginleşmesi göstermeyip Irvine ve Baragar (1971) tarafından verilen smıra göre kalkalkalindirler (Şekil 7). Bu örnekler aynı yazarların geliştirmiş olduğu normatif plajiyoklas bileşimi (NPB) ve normatif renk indisi (NRI) değerlerine göre yapılan diyagramda bazalt alanında yer almaktadırlar (Şekil 8).

Şoşonitik kayaçların önemli özelliklerinden olan K_2O/Na_2O değerlerinin 1 dolayında seyretmesi, $Na_2O + K_2O$ yüzdelерinin 5'ten, Fe_2O_3/FeO değerlerinin 0.5'ten büyük, TiO_2 yüzdelерinin 1.3'ten küçük olması gibi olgular (Jakes ve White, 1972; Morrison, 1980) genelde Sinop örneklerine de uymaktadırlar. Buna göre, Sinop örneklerinin kalkalkali özelliklerinin yanı sıra şoşonitik özelliğe de yatkın oldukları söylenebilir.

İz Elementler

Ana element analizi yapılan 11 örnek aynı zamanda Ba, Rb, Sr, Ni, Cr, V, Zr, Hf, Y için de analiz edilmiştir. Değerler Çizelge 3'te verilmiştir.

İz element değerleri yorumlanırken örneklerin salt SiO_2 yüzdeleri göz önüne alınarak 5, 10, 12 ve 23 nolu örneklerden bazalt, diğer örneklerden ise andezit olarak söz edilecektir. Sinop örneklerinin ve çeşitli volkanik gurupların iz element ortalamaları Çizelge 4'te verilmiştir. Bafra örneğine (40) ait değerler hakkında ise ayrıntılı bir yorumlamaya gidilmemiştir.

Ba, Rb, Sr Bazaltik örneklerin Ba değerleri (533 ppm) Morrison (1980) tarafından verilen şoşonitik bazalt ortalamasından (683 ppm) daha düşüktür. Andezitlerin ortalama değeri olan 403 ppm ise Taylor (1969) tarafından verilen yüksek K-andezit değerlerine (400 ppm) uymaktadır. Doğu Pontidlerde jeokimyasal araştırma yapan Eğin ve diğerleri (1979) Eosen yaşlı kalkalkali bazaltlardan daha düşük Ba değerleri (398 ppm) elde etmişlerdir.

23 nolu örnek bir kenara bırakılacak olursa tüm Sinop örneklerinin Rb değerleri oldukça yüksektir. Gerek bazalt ve gerekse andezit ortalamaları şoşonitik kayaç ve yüksek K-andezit değerlerine uymaktadırlar (Çizelge 4).

Bazaltik örneklerin K/Rb ortalaması (379) Morrison (1980) tarafından verilen şoşonitik bazalt ortalamasına (416) yaklaşırken andezitlerin ortalama değeri (232) daha düşüktür ve şoşonitik andezit (218) ile yüksek K-andezit değerlerine (297) yaklaşım göstermektedir.

K/Rb değerlerinin farklılaşma indeksine (Thorn-ton ve Tuttle, 1960) göre değişimleri Şekil 9'da verilmiştir. Bu değerler arasında genelde pozitif bir korelasyon görülmektedir. Jakes ve White (1970) ile Kiesel ve diğerleri (1978)'ne göre negatif bir korelasyon

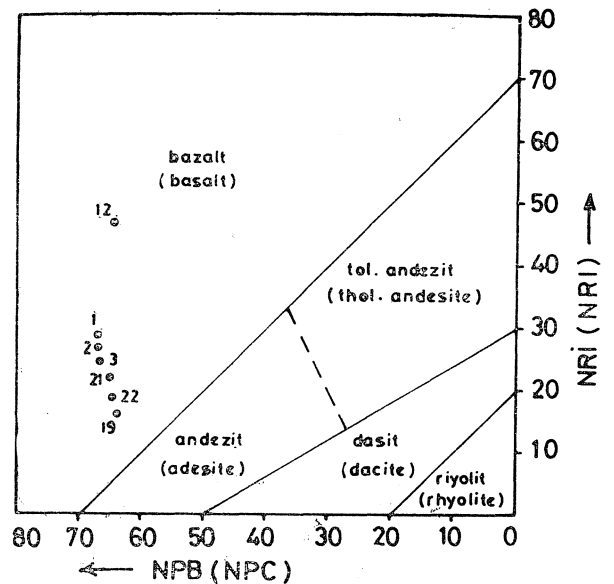
magmatik farklılaşma, belirgin bir korelasyonun olmaması ise farklılaşmanın yanı sıra bir kirlenme (contamination) olasılığını belirtmektedir. Buna göre Sinop volkanitlerinde magmatik farklılaşma ve kirlenmenin pek etkili olmadıkları söylenebilir.

Sr değerleri Wedepohl (1975) tarafından verilen alkali bazalt ile Morrison (1980) tarafından verilen şoşonitik bazalt ve andezit değerlerinden daha düşüktür (Çizelge 4) ve Taylor (1969) tarafından verilen ada yayı kalkalkali bazalt ve andezit değerlerine uymaktadırlar.

Ni, Cr, V Sinop volkanitlerinin Ni dağılımı oldukça değişken (0-80 ppm) ve düşüktür (ortalama 19 ppm). Peccerillo ve Taylor (1975) Pontidlerin çeşitli kesimlerindeki Üst Kratese volkanitlerinden, Eğin ve diğerleri (1979) Doğu Pontidlerdeki bazalt ve andezitlerden de benzer şekilde düşük Ni değerleri elde etmişlerdir. Levha ortası alkali bazaltlarda ise çok daha yüksek Ni değerlerine ulaşılmaktadır (Taylor, 1968; Wedepohl, 1975; Haksal, 1981).

Cr bileşimleri genel olarak Taylor (1969) tarafından belirtilen ada yayı bazalt ve andezit bileşimleriyle uyumluluk göstermektedirler. Levha ortası bazaltlarda, Ni değerlerinde olduğu gibi yüksek Cr değerleri gözlenmektedir. Bununla birlikte, ada yayı şoşonitik bazaltlarda kimi zaman çok fazla Cr (600 ppm'e kadar) bulunabileceği Morrison (1980) tarafından belirtilmiştir.

V dağılımında bazalt ve andezitler arasında önemli bir farklılık görülmemektedir. Bunların ortalama değerleri gerek levha ortası alkali bazalt ve



Şekil 8 : Subalkali örneklerin normatif renk indisi ve normatif plajiyoklas bileşimlerine göre (NRI-NPB) sınıflandırılması (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 8 : Classification of the subalkaline samples according to the normative colour index and normative plagioclase composition (NRI-NPB) after Irvine and Baragar (1971).

Örnek No (Sample No)	12	5	23	10	1	2	3	21	22	19	40
SiO ₂	51.07	47.44	51.47	53.64	54.43	54.82	55.32	56.44	57.25	59.14	56.49
Ba	395	556	509	671	367	352	397	468	431	403	1497
Rb	88	83	27	158	52	52	53	79	92	108	123
Sr	354	443	341	579	333	330	330	626	488	417	1212
Ni	43	9	20	13	11	80	9	1	3	-	-
Cr	246	58	98	57	52	49	54	42	38	39	31
V	247	178	325	184	253	247	242	218	298	255	137
Zr	105	174	154	203	80	75	79	95	95	93	134
Hf	2	4	3	5	1	1	1	3	3	2	6
Y	23	23	27	32	22	22	22	23	24	23	37
K/Rb	210	410	648	248	241	231	230	226	239	224	340
V/Ni	5.2	19.8	16.3	14.2	23	3	26.9	218	99.3		
Ti/V	7.7	7.9	7.9	8.5	7.1	8.5	7.5	8.3	7.4	5.8	7.3

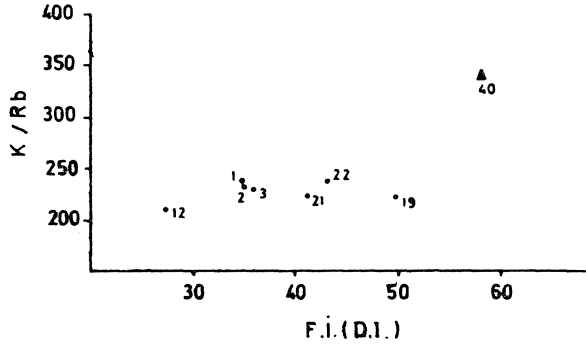
Çizelge 3 : Sinop volkanitlerinin iz element bileşimleri (değerler ppm cinsindedir). SiO₂, K, Ti değerleri için analizler susuz % 100'e tamamlanmıştır.

Table 3 : Trace element data of the Sinop volcanics (values in ppm), for SiO₂, K, Ti analyses recalculated as anhydrous to 100 per cent.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba	528	115	270	400	683	658	533	403	455
Rb	32	9.6	31	88	59	99	89	73	79
Sr	702	328	385	620	943	642	429	421	404
Ni	145	25	18	3	50	22	21	17	19
Cr	202	40	56	3	156	37	71	46	52
V	213	255	175	160	290	120	234	252	245
Zr	189	100	110	170	67	93	159	86	115
Hf		2.6	2.3	4.5			4	2	2.5
Y	33	20	21	20	16	25	26	23	24
K/Rb	415	344	430	297	416	218	379	232	325
V/Ni	1.47	10.2	9.7	50.3	5.8	5.5	11.1	14.8	12.9

Çizelge 4 : Sinop volkanitlerinin ortalama iz element içerikleri ve bunların çeşitli volkanik grupların bileşimleri ile karşılaştırılması. 1 : alkali Ol-bazalt (Wedepohl, 1975), 2 ve 3: yüksek Al-bazalt ve yüksek Al-andezit (Taylor, 1969), 4: yüksek K-andezit (Lakes ve White, 1972), 5 ve 6: şoşonitik bazalt ve şoşonitik andezit (Morrison, 1980), 7: bazalt-Sinop (4 örnek), 8:kalkalkali andezitSinop (6 örnek). 9: Tüm Sinop Örnekleri (10 örnek)

Table 4 : Trace element means of the Sinop volcanics and their comparison with the various volcanic groups. 1: alkali Ol-basalt (Wedepohl, 1975), 2 and 3: high Al-basalt and high Al-andesite (Taylor, 1969), 4 : high K-andesite (Jakes and White, 1972), 5 and 6: shoshonitic basalt and shoshonitic andesite (Morrison, 1980), 7: basalt-Sinop (4 samples), 8: calc-alkali andesite - Sinop (6 samples), 9: all Sinop samples (10 samples).



Şekil 9 : K/Rb'un farklılaşma indeksine (F₁) göre dağılımı.

Figure 9 : K/Rb versus differentiation index (D I).

gerekse ada yayı bazalt, andezit değerlerine genelde bir uyumluluk göstermektedirler.

V/Ni değerleri pek çok araştırmacı tarafından magmatitlerin tektonik ortamını belirlemede bir gösterge olarak kullanılmaktadır. Bu değerler ada yayı serilerinde 8'den büyük iken diğer ortamların magmatitlerinde çok daha düşüktür, örneğin Taylor (1969). Morrison (1980) tarafından şoşonitik kayalar için verilen değerler δ Jden küçük olmakla birlikte yinede oldukça yüksektirler (Çizelge 4),

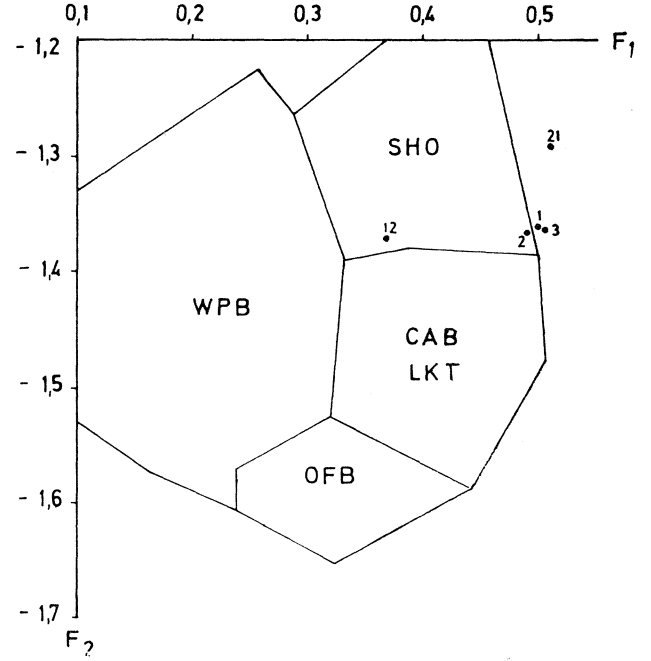
Chervais (1982) ada yayı kayalarında Ti/V değerlerinin 20'den küçük, diğer ortamların kayalarında 20'den büyük olduğunu belirtmiştir. Sinop örneklerinin tümünde bu oran 10'dan küçüktür (Çizelge 3).

Zr, Hf, Y Bazaltik bileşimli Sinop örneklerinin Zr içerikleri andezitik bileşimli örneklerin Zr içeriklerine göre daha yüksektirler (çizelge 3 ve 4). Levha ortası bazaltlar da Sinop bazaltların benzer yüksek Zr içeriği vermektedirler (Pearce ve Camı, 1973; Pearce, 1975; Wedepohl, 1975; Haksal, 1981). Fakat bu bazaltlar aynı zamanda yüksek Ti değerleri de verirler. Oysa, Sinop bazaltlarının Ti değerleri daha düşüktürler. Şoşonitik bazaltlar için düşük Zr değerleri bilinmekle birlikte (Jakes ve White, 1972; Gest ve McBirney, 1979; Morrison, 1980) Papua Yeni Gine volkanitlerinden McKenzie ve Chappel (1972) tarafından Sinop örneklerine benzer yüksek değerler elde edilmiştir.

Sinop andezitlerinin ortalama Zr değeri ada yayı bazalt ve andezit değerleriyle bir benzerlik içindedir (Çizelge 4). Doğu Pontidlerdeki Üst Kratese ve Eosen yaşlı bazalt ve andezitlerden de benzer Zr değerleri elde edilmiştir (Eğin ve diğerleri, 1979).

Tüm Sinop örneklerinin ortalama Hf değeri olan 2.5 ppm Taylor (1969) ve Jakes ve White (1972) tarafından verilen ada yayı kay aç değerlerine benzerdir.

10 Sinop örneğinin Y ortalaması olan 24 ppm'lik değer Taylor (1969), Jakes ve White (1972) 'm ada yayı andezitleri için verdikleri değerlerle uyumluluk içindedir.

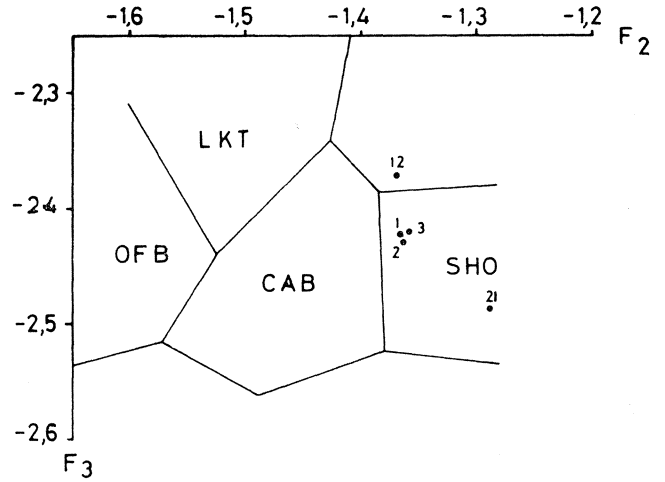


Şekil 10 : F₁—F₂ ayırtman diyagramı (Pearce, 1976).

WPB : levha içi bazaltları, OFB: okyanus tabanı bazaltları, LKT : düşük K-toleyitleri, CAB: kalkalkali bazalt, SHO: şoşonitler.

Figure 10 : F₁—F₂ discriminant diagram (Pearce, 1976).

WPB : within plate basalts, OFB: ocean-floor basalts, LKD : low K-tholeiites, CAB: calc-alkali basalts, SHO: shoshonites.

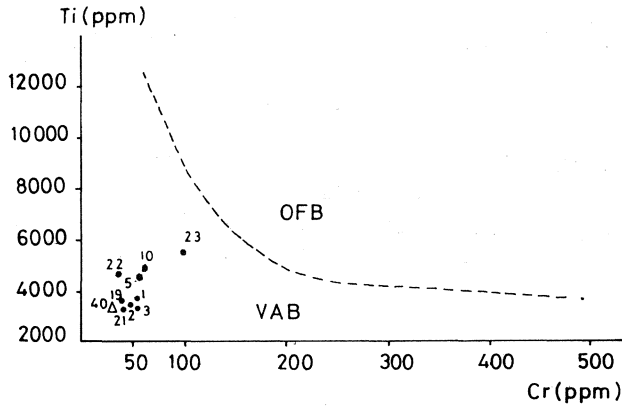


Şekil 11 : F₂—F₃ ayırtman diyagramı (Pearce, 1976).

OFB : okyanus tabanı bazaltları, LKT: düşük K-toleyitleri, CAB : kalkalkali bazaltlar, SHO : şoşonitler.

Figure 11 : F₂—F₃ discriminant diagram (Pearce, 1976).

OFB : ocean-floor basalts, LKT: low K-tholeiites, CAB: calcalkali basalts, SHO: shoshonites.



Şekil 12: Ti ve Cr ayırtman diyagramı (Pearce, 1975).

OFB: okyanus tabanı bazaltları, VAB: volkanik yay bazaltları.

Figure 12: Ti versus Cr discriminant diagram (Pearce, 1975).

OFB: ocean-floor basalts, VAB: volcanic arc basalts.

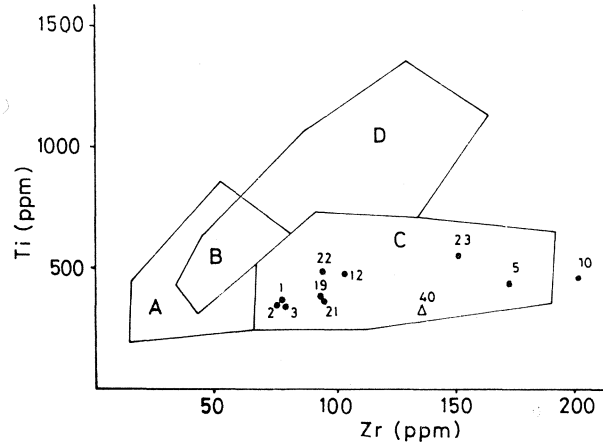
VOLKANİTLERİN TEKTONİK KONUMU

Pearce (1976) bazaltik bileşimli kayaların tektonik ortamlarını belirlemek için ana element bileşimlerinden yararlanarak diyagramlar geliştirmiştir. Diyagramlar için seçilen örneklerin CaO + MgO yüzdelerinin 12 ile 20 arasında (ki bunlar bazalt olarak nitelenmiştir) ve Fe-gOg/FeO değerinin 2'den küçük olmasına özen gösterilmiştir. Bu özelliklere uyan Sinop örnekleri (5 örnek şoşonitik bazalt alanında yoğunlaşma eğilimindedirler (Şekil 10 ve 11). Buna göre Sinop volkanitlerinin ergin ada yayı ürünü oldukları söylenebilir. Aynı yazar F_x fonksiyonu olarak belirlediği değerleri GB İngiltere ve Vezüv bazaltlarına uygulamış ve buradaki sıcak nokta (hot spot) bazaltlarında bu değerlerin 0.33'ten küçük, volkanik yay (volcanic arc) bazaltlarında 0.33'ten büyük olduğunu bulmuştur. Şekil 10'da yer alan Sinop örneklerinde F_x değerinin 0.33'ten büyük olduğu görülmektedir.

Pearce ve Cann (1973), Pearce (1975) ve Garcia (1978) CaO + MgO yüzdeleri yukarıda verilen değerlere uyan kayaların (bazalt) tektonik ortamlarını belirlemede, alterasyondan etkilenmeyen Ti, Cr, Zr, Sr, Y oranlarını kullanmışlardır. Bu görüşe göre incelenen örneklerin ada yayı kalkalkali bazalt grubunda yoğunlaştıkları saptanmıştır (Şekil 12, 13 ve 14). CaO + MgO yüzdeleri 12'den küçük 19, 22 ve 40 numaralı örnekler bu diyagramlarda diğer örneklerden belirgin bir ayrıcalık göstermemektedirler.

Gerek V/Ni ve gerekse Ti/V değerlerine göre de incelenen volkanitlerin ada yayı özellikleri bir önceki bölümde vurgulanmıştır.

Doğu Karadeniz yöresindeki Eosen yaşlı kalkalkali volkanitlerin jeokimyası Tokel (1977) tarafından incelenmiştir. FeO/MgO-SiO₂ diyagramında bu volkanitlerle Sinop kalkalkali kayaların gidişleri kar-



Şekil 13: Ti ve Zr ayırtman diyagramı (Pearce ve Cann, 1973).

D ve B: okyanus tabanı bazaltları, A ve B: düşük K-toleyitleri, C ve B: kalkalkali bazaltlar.

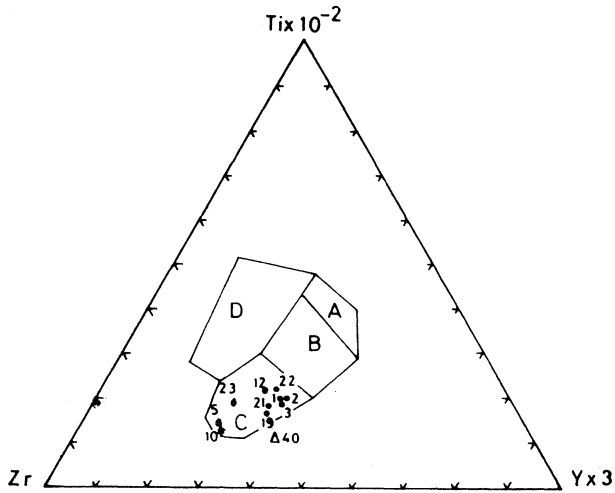
Figure 13: Ti versus Zr discriminant diagram (Pearce ve Cann, 1973).

D and B: ocean-floor basalts, A and B: low K-tholeiites, C and B: calc-alkaline basalts.

şılaştırılmıştır (Şekil 15). Doğu Karadeniz kayalarında FeO/MgO ile SiO₂ arasında negatif bir korelasyon varken Sinop kayalarında pozitif bir korelasyonun varlığı gözlenmiştir. Buna göre Pontidlerde Üst Kretase ve Eosen tektonik rejimleri arasında bir farklılık ve/veya magma gelişimlerinde değişik farklılaşma-kirilenme etkenlerinin olasılığı düşünülmektedir.

Pontid ada yayı serilerinin tektonik konumunu açıklamak için öne sürülen levha tektoniği modellerinde iki görüş yaygınlık göstermektedir. Bunlardan, Dewey ve diğerleri (1973) tarafından ortaya atılan, Üst Juradan itibaren Tetis plakasının kuzeyde Büyük Kafkasların, güneyde Pontidler'in altına dalarak buralarda ada yayı kayalarını oluşturmasıdır. Aynı yazarlara göre Pontidler altındaki bu yitim olayı Eosen sonuna kadar etkili olmuştur. Pontidler'in metalojenik özelliklerini inceleyen Aslaner (1977) de bu görüşe katılmaktadır. Bektaş ve diğerleri (1984) Doğu Pontid yayının geç Paleozoyik veya erken Mesozoyikten Eosen sonuna kadar Paleotetisin güneye doğru yitim kazanması ile oluştuğu görüşünü benimserler.

Pontidlerin en kuzey bölgeleri içinde yer alan Sinop ve çevresinde şoşonitik ve kalkalkali kayaların bulunması bu bölge ile hendek (trench) arasında önemli bir uzaklığın varlığını gerektirir. Bilindiği gibi bir yay sisteminde hendeğe en yakın kayalar toleyitik niteliklidir. Bu nedenle Sinop volkanizmasını veren yitim kuşağının kuzeyden yerleşmiş olması zor bir olasılıktır. Şengör ve diğerleri (1980) de bölgede Gondwana altına dalan Paleotetise ait okyanus kabuğunun sadece Jura öncesi etkili olduğunu belirtirler.

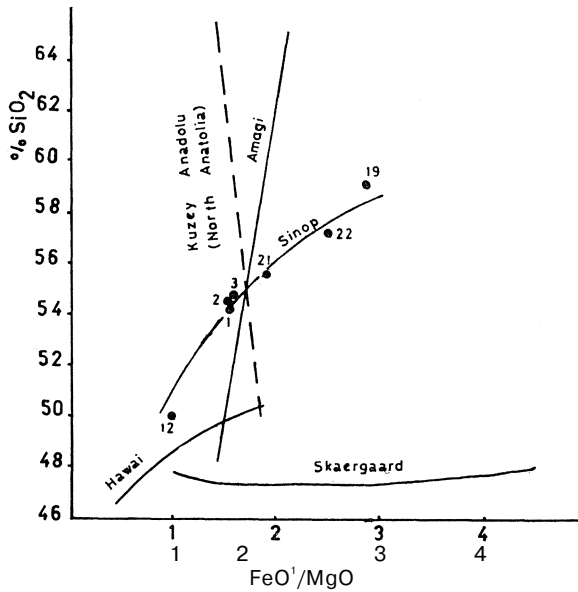


Şekil 14: Ti, Zr, Y ayırtman diyagramı (Pearce ve Cami, 1973).

A ve B : düşük K-toleyitleri, C ve B : kalkalkali bazaltlar, B: okyanus tabanı bazaltları, D : levha içi bazaltları.

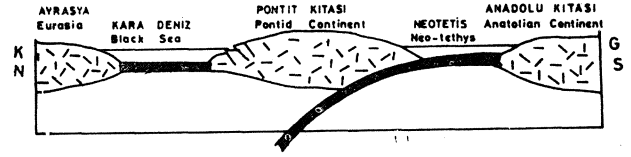
Figure 14: Ti, Zr, Y discriminant diagram (Pearce and Cann, 1973).

A and B : low K-tholeites, C and B : calc-alkaline basalts, B: ocean-floor basalts, D : within plate basalts.



Şekil 15 : FeO/MgO—SiO² diyagramında Sinop kalkalkali volkanitlerinin gidişi ve bunun Doğu Pontidler Eosen kalkalkali (Tokel, 1977), alkali Hawaii, kalkalkali Amagi ve toleyitik Skaergaard dizilerinin gidişleri (Miyashiro, 1975) ile karşılaştırılması.

Figure 15: The trend of Sinop calc-alkaline volcanics on the FeO/MgO—SiO₂ diagram and its comparison with the trends of north Anatolian Eocene calc-alkaline (Tokel, 1977), Hawaii alkaline, Amagi calcalkaline, and Skaergaard tholeiitic (Miyashiro, 1975) series.



Şekil 16 : Pontidlerin Üst Kretase-Eosen'deki jeotektonik konumu.

Figure 16: The geotectonic setting of the Pontids in the Upper Cretaceous-Eocene time.

Son yıllarda bölge ile ilgili detay araştırma sonuçları Avrasya ve Anadolu kıtaları arasında Tetis Okyanusuna (Neotetis) ait bir kolun varlığı üzerinde yoğunlaşmıştır.

Bergougnan (1975) Pontitler ve Munzurlarda yaptığı fauna çalışmalarında Liyasta bu iki provensin bir okyanusla birbirinden ayrı olduğunu bulmuş ve ikisi arasındaki çarpışmanın Eosende gerçekleştiğini belirtmiştir. Tokel (1977) Doğu Karadeniz bölgesindeki Eosen volkanitleriyle ilgili petrokimyasal çalışmalarda bu volkanitlerin bir Beniof zonuyla ilgili olduğunu ve olasılıkla Kuzey Anadolu Tetis Okyanusunun Pontidler altına dalmasıyla meydana gelmiş olabileceğini belirtmiştir. Böyle bir dalma, aynı yaza göre Üst Kretase öncesi başlamıştır. Pontidlerde petrokimyasal araştırma yapan Peccerillo ve Taylor (1975, 1976) jeotektonik ortam yorumlarında Boccaletti ve diğerleri (1974) ile Ataman ve diğerleri (1975)'nm levha tektoniği modellerinden esinlenerek Üst Kretase volkanitlerini Pontidler altına güneyden dalan bir yitim zonuna bağlamışlardır.

Ataman ve diğerleri (1975) Pontidler altına güneyden yerleşen Beniof kuşağının Pliosen'e kadar etkili olduğunu ve Erzincan civarındaki genç volkanitlerin böyle bir yitim sonucu meydana geldiklerini ileri sürmüştür. Baş (1979) ise bu volkanitlerde ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yaparak bunların kıta kabuğu ürünü olduklarını savunmuştur.

Akın (1978) Doğu Pontidlerde araştırmalar yaparak Üst Kretaseden itibaren Pontidler altına güneyden yerleşen yitim zonunun varlığını kanıtlamaya çalışmıştır. Şengör ve diğerleri (1980)'nin Kuzey Anadolu'nun Permien'den günümüze kadar ki jeotektonik gelişimini araştıran levha tektoniği modeli çalışmalarına göre Liyasta açılmaya başlayan Neotetisin kuzey kolu, geç Kretase-geç Eosen aralığında pontidler altına dalan bir yitim zonu ile kapanır ve bu yitim Pontidlerde ada yayı serilerini oluşturur. Aydın ve diğerleri (1984) Pontidlerde ayrıntılı jeolojik araştırmalar yaparak bu görüşü doğrular kanıtlar elde etmişlerdir.

Sonuç olarak Sinop volkanitleri de dahil, Pontidlerdeki Üst Kretase-Eosen volkanik kayaların Anadolu Tetisine (Neotetis) ait okyanus kabuğunun kuzeye yitimi ile bağlantılı olabileceği görüşü benimsenmiştir (Şekil 16).

SONUÇLAR

1 — Sinop Üst Kretase volkanitleri yastık lav, akıntı breşi, aglomera, volkanik konglomera ve dayklar ile tüflerden oluşmaktadır.

2 — Kayaçlarda olivin, piroksen, biyotit, plajiyoklas, analsim, opak mineraller ve ikincil oluşum olarak klorit, karbonat, serpantin, zeolit bulunmaktadır. Hamur fazında yaygın görülen dokular hiyalopolitik, plotaksitik ve trakitik dokulardır.

3 — SiO₂ içerikleri açısından kayaçlar bazaltik ve andezitik bileşim verirler.

4 — Soy özelliği açısından kayaçlar kalkalkalidirler.

5 — Ana ve iz element değerlendirilmesi sonucu kayaçların ada yayı ürünü oldukları saptanmıştır.

6 — Sinop volkanizmasının Pontidler altına güneyden yerleşen bir yitim zonu ile ilgili olabileceği görüşü benimsenmiştir.

KATKI BELİRTME

Saha çalışmalarını destekleyen ve bu konuda yardımcı olan MTA Jeoloji Dairesi Başkanı merhum Mustafa Saydamer ve başkan yardımcısı merhum Hasan Gün'e, başta Fikret Tekin olmak üzere Sinop Jeoloji Kampı elemanlarına ve kimyasal analizlerin yapımını sağlayan Bern Üniversitesi'nden Prof. Dr. J. Sasiano'ya en içten teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akm, H., 1978, Geologie, Magmatismus und Lagerstaettenbildung im ostpontischen Gebiet/Türkei, aus der Sicht der Plattentektonik: Geol. Rundsch., 68, 1, 253-283.
- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi: KTÜ yayını, 85, 70 s.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U. Z., 1975, Kuzey Anadolu fay zonu bir paleo-Benioff zonu olabilir mi?: MTA Derg., 84, 112-118.
- Aydin, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö. ve Yazman, M., 1984, Orta Pontidler'in jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. 38. Bil. ve Tek. Kurultayı Bildiri Özet., 50-51.
- Baş, H., 1979, Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezentem Vulkaniten der nordanatolischen Störungszone (Absch: Erzincan-Niksar) Türkei: Doktora Tezi, Hamburg Univ., 116 s. (yayınlanmamış).
- Badgley, P. C., 1959, Stratigraphy and petroleum possibility of the Sinop region: Tidewater Atlantic-Texaco Exploration Group, Petrol Dairesi Başkanl. arşivi, Ankara.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu: Türkiye Jeol. Kur. 38. Bil. ve Tek. Kurul. Bild. Özet, 34-35.
- Bergougnan, H., 1975, Relation entre les edifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie: Bull. de la Soc. Geol. de France, 7, 18, 675-686.
- Boccaletti, M., Manetti, F., Peccerillo, A. ve Peltz, S., 1974, Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan area: Earth Planet. Sci. Lett., 23, 193-198.
- Brown, G. M., Holland, J. G., Sigursson, H., Tomblin, J. F. ve Arculus R.J., 1976, Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc: Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 785-801.
- Dewey, J. E., Pittman, W. C., Ryon, W. F. B. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonic and the evolution of the Alpine system: Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3180.
- Eğin, D., Hirst, D. M. ve Phillips, R., 1979, The petrology and geochemistry of volcanic rocks from The Harşit river area, Pontid volcanic province, northeast Turkey: Jour. Volcanol. and Geotherm. Res, 6, 105-123.
- Garcia, M. O., 1978, Criteria for the identification of ancient volcanic arcs: Earth Sci. Rev, 14, 147-165.
- Gayle, R. B., 1959, Geology of the Sinop region: Tide-Water-Atlantic-Texaco exploration group, Petrol Dairesi Başkanl. teknik arşivi, Ankara.
- Gedik, A., Ercan, T. ve Korkmaz, S., 1983, Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasının jeolojisi ve volkanik kayaçların petrolojisi: MTA Derg. 99/100, 34-50.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları: Jeoloji Müh. Derg, 19, 53-79.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun-Doğankent): KTÜ Yer-bilim. Fak. Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış).
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979, The main lines of geotectonic development in the East Pontides in the Mesozoic area: Geotectonics, 1, 555-580.
- Gest, D.E. ve McBirney, A. R., 1979, Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka mountains, Wyoming: Jour. Volcanol, 6, 85-104.
- Haksal, A., 1981, Petrographie und Geochemie des Schildvulkans Karacadağ (Südostanatolien): Hamburg Univ. yüksek lisans tezi, 102 s. (yayınlanmamış).
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canad. J. Earth Sci, 8, 523-548.
- Jakes, P. ve White, A. J. R., 1971, Composition of island arcs and continental growth: Earth Planet Sci. Lett, 12, 224-230.
- Jakes, P. ve White, A. J. R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Bull. Geol. Amer, 83, 29-39.

- Ketin, I. ve Gümüş, A., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi: TPAO raporu, no 288.
- Kiesel, W., Kluger, F., Weinke, H. H., Scholl, H. ve Klein, P., 1978, Untersuchungen an süditalianischen Vulkaniten auf Lipari: *Chemie der Erde*, 37, 40-49.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs: *J. Petrology*, 29, 195-222.
- McDonald, G. A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *J. Petrology*, 5, 82-133.
- McKenzie, D. E. ve Chappel, B.W., 1972, Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highland of Papua, New Guinea: *Contr. Min. Petrology*, 35, 50-62.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites: *J. Geology*, 83, 249-281.
- Morrison, G. M., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: *Lithos*, 13, 97-108.
- Pearce, J. A. ve Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment on Cyprus: *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pearce, J. A., 1976, Statistical analyses of major element patterns in basalts: *J. Petrology*, 17, 15-43.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey: *Bull. Volcanol.*, 39, 4, 557-569.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu-area, Northern Turkey: *Contr. Min. Petrology*, 53, 63-81.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması, Kuzeybatı Türkiye: *MTA Derg.*, 93 - **94, 1-19.**
- Shervais, J. W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of the modern and ophiolitic lavas: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks: *N. Jb. Mineral Abh.*, 107, 144-240.
- Sütçü, F., Gedik, L., Tekin, F., Özdemir, M. ve Arel, E., 1982, Sinop II. nükleer santral yeri 1/25 000 ölçekli jeoloji ön raporu: *MTA Jeoloji Dair. raporu*, 51 s.
- Stojanov, R., 1973, Pontidlerde Harşit nehri sahasında volkanik taşların petrolojisi: *Cumhuriyetin 50. yılı Kong. Teb.*, 498-517.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a pre-late Jurassic plateau in northern Turkey: Fragments of Permian - Triassic Paleotethys: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 9, 1, 599-609.
- Taylor, S.R. ve White, A.J.R., 1966, Trace element abundances in andesites: *Bull. Volcano!*, 29, 172-194.
- Taylor, S. R., 1968, *Geochemistry of andesites*; Ahrens, L. H., ed., *Origin and distribution of the elements*: Pergamon Press, Oxford, 559-583.
- Taylor, S. R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks: In *Proceedings of the andesite conference, State of Oregon, Dept. of Geo. and Min. Ind. Bull.*, 65, 43-63.
- Taylor, S. R., Kaye, M., White, A. J. R., Duncan, A. R. ve Ewarth, A., 1969, Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites: *Geochem. Cosmochim. Acta*, 33, 275-286.
- Terzioğlu, O. N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: *C.Ü. Müh. Fak. Yerbil. Derg.*, 1, 43-59.
- Terzioğlu, S., 1972, Doğu Pontidlerin Mesozoik ve Tersiyerdeki gelişimleri, bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilgileri: *Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilim. Kong. Teb.*, 14.
- Thornton, C. P. ve Tuttle, O. F., 1960, Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation Index: *Am. Jour. Sci.*, 258, 664-684.
- Tokel, S. 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkali andezitler ve jeotektonizma: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 20, 49-54.
- Tröger, W. E., 1969, *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband*: E. Schweizerbarfsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 822 s.
- Wedepohl, K. EL, 1975, The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from the mantle: *Forschritt. Mineral.*, 52, 2, 141-172.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği: *H. Ü. Yerbil. Derg.*, 5-6, 101435.

Yazının Geliş Tarihi : 23.9.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 5.9.1985

Yayına Verildiği Tarih : 25.1.1986

Altmekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi

Altmekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi

Geology and tectonic evolution of the Altmekin (Konya) region

M. ERKAN KARAMAN, Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta.

ÖZ : İnceleme alanının temelini oluşturan Altmekin grubu, birbirleri ile uyumlu Gözet, Karasivri, Nuras ve Bademli formasyonlarından meydana gelmiştir. Gözet formasyonunun egemen litolojisi kalkıştı ve yeşilistlerdir. Karasivri formasyonu genel olarak kuvarsitlerden meydana gelmiş olup, üst kesimlere doğru Nuras formasyonunu oluşturan mermerlere geçiş gösterir. Grubun en üst düzeylerinde ise, Üst Permian yaşlı dolomitik kireçtaşlardan oluşan Bademli formasyonu yer alır. Altmekin grubu ile tektonik ilişkili olan Koçyaka ofiyolitli melanjı, bölgeye Üst Kampaniyen öncesinde yerleşmiştir. Ofiyolitli melanj m üzerinde, uyumsuz olarak Üst Kampaniyen - Alt Maastrichtiyen yaşlı Maydos formasyonu bulunur. Bunların üzerinde ise, Üst Miyosen yaşlı Hoydos formasyonu ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer alır.

Yörede etkili olan tektonizma, farklı litolojik özellikleri dolay ısı ile formasyonları farklı derecelerde etkilemiş ve çeşitli kıvrımların oluşmasına neden olmuştur. Yaklaşık D - B doğrultulu fayların, bindirmelerin, kıvrım eksenlerinin ve değişik yönlü kırık sistemlerinin oluşmasına, yaklaşık K - G doğrultusunda etkinlik gösteren sıkışmaların neden olduğu belirlenmiştir. Ofiyolitli melanj m yörede yerleşmesini izleyen yakın bir evrede, Altmekin grubu, ofiyolitli melanj m üzerine düşük açılı bir bindirme ile itilmiştir.

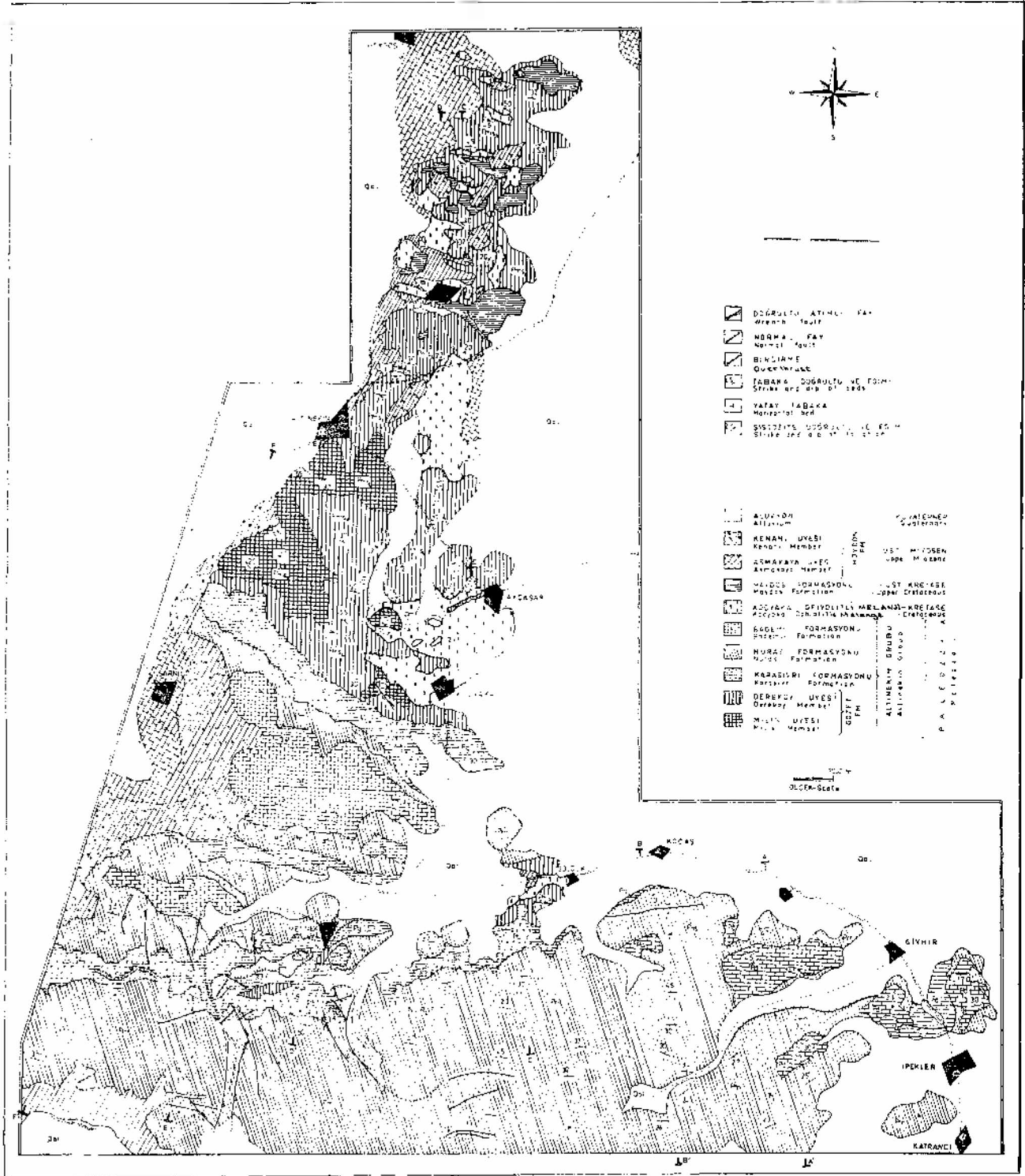
ABSTRACT : The Altmekin group, which formed the basement of the investigated area, consists of Gözet, Karasivri, Nuras and Bademli formations which are conformable to each other. The dominant lithologies of Gözet formation are calcschists and greenschists. Karasivri formation is mainly formed of quartzites and it shows transitions to marbles of Nuras formation. Upper Permian-aged dolomitic limestones of Bademli formation form the upper levels of the Altmekin group. The Koçyaka ophiolitic melange was emplaced before Upper Campanian and it has tectonic relations with the Altmekin group. Upper Campanian-Lower Maastrichtian aged Maydos formation unconformably overlies the ophiolitic melange. Upper Miocene aged Hoydos formation and Plio-Quaternary aged alluviums cover the above mentioned formations.

In the region, tectonic activities affected the formations in varying intensities due to their different lithologic features and formed different types of folds. Approximately E-W striking, faults, overthrusts, fold axes and joints in different directions have been formed by N - S striking structural forces. The Altmekin group has been thrust over the ophiolitic melange, after the melange had been emplaced in the region.

GİRİŞ

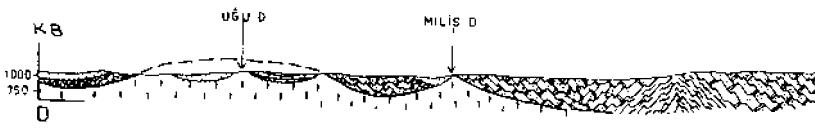
İnceleme alanı Konya'nın 70 km. kuzeydoğusunda bulunan Altmekin nahiyesi ve yakın çevresini kapsamaktadır (Şekil -1). Önceki yıllarda yörede yüzeylenmekte olan metamorfik temel ve onun üzerinde yer alan tortul örtü üzerine yürütülen ayrıntılı bir çalışma görülmemektedir. 1980 - 84 yılları arasında Altmekin çevresi, yazar tarafından stratigrafik - tektonik açıdan ilk Töz ayrıntılı şekilde incelenmiş ve yörenin jeolojik evrimi konusunda, önemli sonuçlar elde edilmiştir. Konya çevresinde geniş bir alanda araştırma yapan Agalede (1953), yörenin kısmen de olsa jeolojisine değinmiştir. İnceleme alanı yakın çev-

resinde araştırmalarda bulunan Tchihatcheff (1867), Philippson (1918), Salamon-Calvi (1936), Lahn (1949), Norman (1972), Arıkan (1975), Öztunalı ve Yenişol (1980), Görür (1981) gibi araştırmacılar önemli sonuçlara varmışlardır. Kaman-Kırşehir çevresinde çalışma yapan ve Kırşehir masifinin jeolojisini inceleyen Seymen (1982), yörede temeli oluşturan metamorfikleri özelliklerine göre, üç ayrı formasyon olarak sınıflandırmış ve Kaman grubu adını verdiği bu formasyonları, Pre-Mesozoyik olarak nitelemiştir. Yazar, metamorfizma evresinden sonra, Ankara karışığının Kaman grubunu üzerlediğini ve daha sonra Üst Maastrichtiyen yaşlı formasyonların kendinden yaşlı birimleri



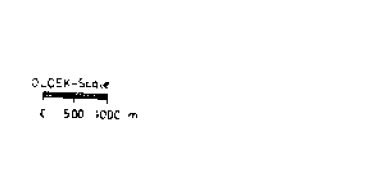
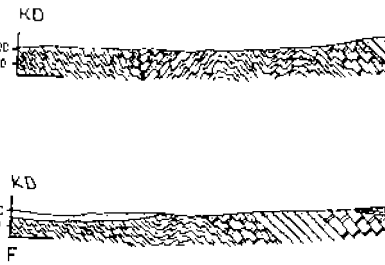
Şekil 3 : Konya Altinekin yöresinin jeolojî haritası.

Figure 3 : The geological map of the Konya Altinekin region.



AÇIKLAMA
Explanation

- | | | |
|--|------------------------|---------------|
| | ALUVYON | - KUVATERNER |
| | KENANI ÜYESİ | - ÜST MİYOSEN |
| | AŞMAKARA ÜYESİ | - ÜST MİYOSEN |
| | MAYDOS FORMASYONU | - ÜST KRETASE |
| | KOCYAKA ÖFİDİTLİ MİLİS | - KRETASE |
| | BADAML FORMASYONU | - ÜST MİYOSEN |
| | NURAS FORMASYONU | - ÜST MİYOSEN |
| | KARASİVRİ FORMASYONU | - ÜST MİYOSEN |
| | DEREKZY ÜYESİ | - ÜST MİYOSEN |
| | MİLİS ÜYESİ | - ÜST MİYOSEN |



0,5CM=500m
1:500 1000 m

Şekil 4 : Konya Altınekin yöresinin kestirleri.

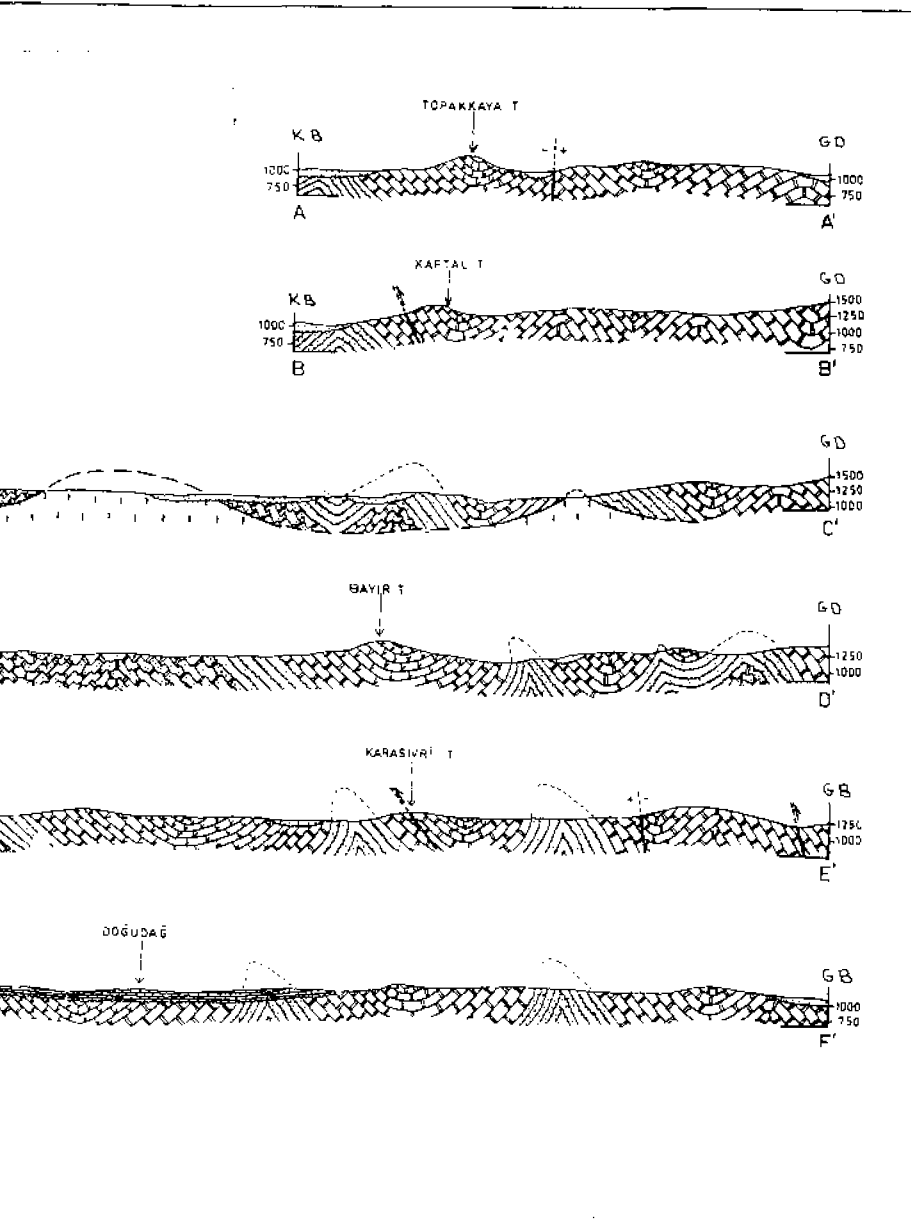


Figure 4 : The geological cross - sections of the Kon-ya Altınekin region.

ha belirgin oranda şistozite göstermektedir. Yeşilşistlerin mikroskop incelemelerinde genellikle muskovit, albit, klorit, titanit, aktinolit, glokofan, kalsit, kuvars ve çok az oranlarda biyotit izlenmiştir. Yapılan gözlemlerde epidot ve glokofan olduğu kesimlerde nematoblastik doku, muskovit ve kloritlerin yoğun olduğu kesimlerde ise, lepidoblastik doku izlenmektedir. Yeşilşistlerin ana minerali klorit olup, yer yer gözlenmekte olan kuvarslar ise, dalgalı yanıp sönme göstermektedir. Kuvars ve kalsitler bazı kesimlerde birbirleri ile girik sınırlı mercekli topluluklar oluştururlar. Belirlenen metamorfik mineral dağılımlarına göre, Milis üyesi yeşilşist fasiyesi koşullarının etkisi altında kalmıştır.

Dereköy Üyesi. İncelenen alanın orta ve kuzey kesimlerinde yüzeylenmekte olan birimin adı, Maydos köyünün kuzeybatısındaki Dereköy tepesinden alınmıştır.

Birimin alt sınırında yanal-düşey geçişli Milis üyesi, üst sınırında ise uyumlu olarak Karasivri formasyonu yer alır (Şekil-2). Bu üyenin kalınlığı yaklaşık 160 m. olarak belirlenmiştir.

Birim egemen olarak kalkıştillerden oluşur. Kalkıştillerin karakteristik olan yapraklanma düzlemleri tabakalanmaya paralel olarak dizilmişlerdir. Gri, kirli sarı ve beyazımsı renklerde görülen birim, yüzeyde yer yer bozuşmuştur. Kalkıştillerin mikroskop incelemelerinde kayacın başlıca karbonat kristalleri ile daha az oranlarda muskovit, klorit, albit, epidot, glokofan gibi metamorfik minerallerden meydana geldiği, alt düzeylere doğru ise, daha belirgin yapraklanmalı bir özellik gösterdiği belirlenmiştir. Bu kayaçlarda önemli bileşen ksenoblast şeklindeki kalsittir. Muskovit ve kloritler arasında lepidoblastik doku izlenir. Pulsu mineraller ile yassılaştırmış kalsit ve kuvars, kayaca bantlı bir yapı kazandırmıştır. Bazı kesimlerde metamorfizma ve tektonizma etkinliği sonucu, kalsitlerdeki dilinim yüzeylerinde S şeklinde bükülmeler gözlemek mümkündür. Kuvarslarda sık sık gözlenen şiddetli dalgalı yanıp sönme, basınç etkinliğinden kaynaklanmaktadır.

Kalkıştiller ile Karasivri formasyonunun kuvarsitleri arasındaki geçiş zonlarında, kuvarslarda iri ve ince taneler arasında yanal - düşey değişimler gözlenir. Kayaç içerisinde tektonizma sonucu çeşitli ölçülerde mikrokıvrımlar gelişmiş olup, karbonatlar özellikle kıvrımlanmamış olduğu kesimlerde yoğunluk kazanmıştır. Kalkıştiller içerisinde oluşan ve yaklaşık 30-50 cm.'ye kadar ulaşabilen yarı ve çatlaklar ikinci silis ve kalsit ile doldurulmuştur. Yörenin kuzey kesimlerinde gözlenen bu tip çatlaklar içerisinde hidrotermal kökenli kuvars damarları yerleşmiştir. Bu kuvars damarları daha sonraları geçirmiş oldukları yapısal hareketler sonucu kataklastik bir yapı kazanmıştır. Yer yer limonit boyaması ve opak minerallerin de görüldüğü kalkıştiller içerisinde, silis içeriğinin üst kesimlere doğru artış göstermesi sonucu bazan dereceli olarak kalk-kuvarşistlere geçiş gözlenir. Genelde glokofanşist fasiyesi koşullarından etkilenen kalkıştiller, yersel olarak farklı litolojik özellikler gösterebilmektedir.

Karasivri Formasyonu. Haritalanan alanın genellikle orta kesimlerinde gözlenen birimin adı, Koçyaka köyünün yakın batısında bulunan Karasivri tepesinden alınmıştır.

Yaklaşık olarak 375 m. kalınlık gösteren formasyon, altında bulunan Dereköy üyesi ve üzerinde bulunan Nuras formasyonu ile uyumludur (Şekil-2).

Birim, arazi gözlemlerinde açık gri, kirli sarı ile beyaz arasında renkler gösteren bol kıvrımlı, sert yapıli kuvarsitlerden oluşmaktadır. Formasyon içerisinde yer yer ince düzeyler halinde kalkışt, yeşilşist araldanması gözlemek mümkündür. Sertlikleri dolayısı ile bozuşmadan büyük ölçüde korunabilmiş olan kuvarsitlerin üzerindeki serizit, kayacın ayrılma yüzeyinde pırıltılı bir ipek görünümü vermektedir. Mikroskopta çok ince pullar şeklinde görülen serizitin tane boyu 0.1 mm'den daha küçüktür.

Kuvarsitler yörede etkili olan tektonik deformasyondan en fazla etkilenen birim olmuştur. Buna bağlı olarak da kayaç içerisinde, çeşitli türde mikro ve makro kıvrımlar gelişmiştir (Levha -1, Şekil-1,2, 3). Yatık kıvrım girişimlerine ait en iyi örnekler, Kiliseli tepe ve Uzundağ tepe yöresinde gözlenir. Kalkışt, yeşilşist araldanması gösteren kesimlerin daha yumuşak olması dolayısı ile bozuşma, bu kesimlerde daha iyi gelişmiştir.

Birimin mikroskop incelemelerinde kayacın fiili t karakterinde olduğu ve genellikle % 80 - 90 arasında kuvars ile % 19-20 arasında değişen oranlarda muskovit, klorit, albit, kalsit, epidot ve glokofan içerdiği saptanmıştır. Örneklerin büyük çoğunluğunu oluşturan kuvarslar, düz ve dantelsi sınırlar ile yer yer mozayik yapı göstermektedir. Ayrıca taneler arasında lepidoblastik doku gösteren muskovitlerde ise, yer yer bükülmeler gözlenmektedir. Kayaç içerisinde daha az oranlarda limonitleşme, demir oksit boyamaları ve opak mineraller de gözlenir. Kuvarsitler içerisinde yer alan karbonatlar Özellikle kıvrımlanmamış olduğu kesimlerde yoğunluk kazanmıştır. Karasivri ve Kiliseli tepe yöresindeki kuvarsitler içerisinde yer alan glokofanlar, önemli bir yer tutmaktadır. Genellikle klorit ve epidot ile birlikte bulunan bu mineralin varlığı, formasyonun yüksek basıncı-düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş olduğunu düşündürmektedir.

Genellikle ince taneli olan kuvarsitler, ince taneli kumtaşlarının bölgesel metamorfizması sonucu oluşmuştur. Bu formasyona ait kuvarsitlerin üst düzeylerine doğru, kalsit miktarında dereceli bir artma gözlenir. Bu nedenle, özellikle kuvarsitlerle mermerlerin dokanağmdan alınan örneklerde, kalsit oranı % 40 ile % 80 arasında değişim göstermektedir. Kökende karbonat çimentolu olan bu ince taneli kumtaşları diğerleri gibi, metamorfizma ve tektonizma etkinliği sonucu bugünkü özelliklerini kazanmıştır. Geçirdiği metamorfizma koşulları nedeniyle, bu formasyon içerisinde yaş verebilecek her hangi bir fosile rastlanmamıştır.

Nuras Formasyonu. Grubu oluşturan kayaçlar içerisinde en geniş alanda yüzeylenmekte olan birimin adı,



Şekil-1

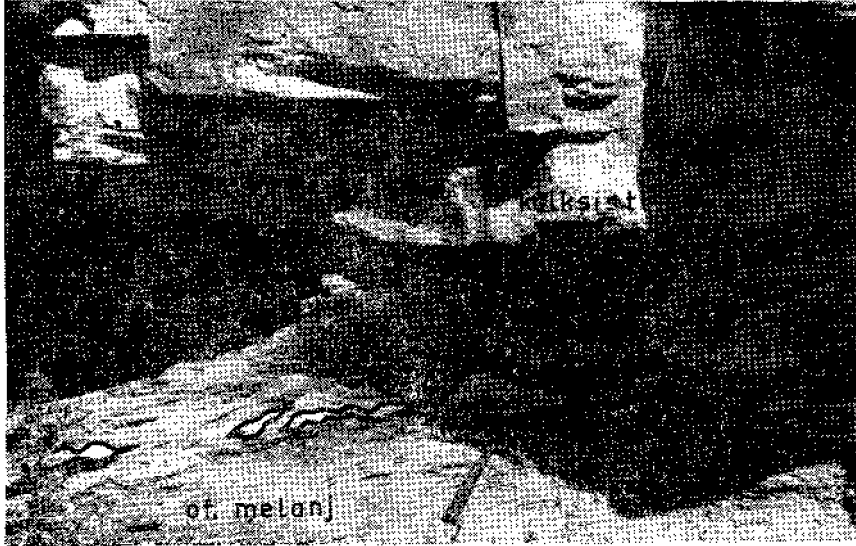


Şekil-3

LEVHA I
PLATE I



Şekil-2



Şekil-4

yörenin güneyindeki Nuras dağından alınmıştır (Şekil-3).

Formasyon, genellikle güney kesimlerde gözlenmekte olup, yaklaşık 125 km²lik bir alan kaplamaktadır. 650 m. dolayında kalınlığa sahip olan birimin alt sınırında uyumlu olarak Karasivri formasyonu, üst sınırında ise, Bademli formasyonu yer alır (Şekil-2).

Birim beyaz renkli mermerlerden oluşur. Haritalanan alanda orta ve kalın katmanlı olarak gözlenen formasyonda, tabakalanma düzlemleri oldukça iyi gelişmiştir. Katman kalınlıkları 1.5-2 m.'ye kadar ulaşabilen, parlak beyazımsı renkten sarımsı gri renge kadar değişen birim, bozuşmamış kesimlerde beyaz renkli, şekerimsi sert yapılı ve bol çatlaklı bir görünüme sahiptir. Formasyon içerisinde yer yer koyu mavi, siyah renkli ve çekiçle vurulduğunda kokulu, organik içerikli, yarı mermer, yarı dolomitik kristalize kireçtaşlarını da görmek olasıdır.

Formasyonu oluşturan mermerlerin mikroskop incelemelerinde örneklerin % 95 dolayında karbonattan oluştuğu ve daha az oranlarda kuvars, albit, muskovit ve klorit içerdiği belirlenmiştir. Örneklerde yer alan kalsit ve kuvars taneleri arasında granoblastik, klorit ve muskovit taneleri arasında ise lepidoblastik doku izlenir. Opak minerallerin de izlendiği kayalarındaki kuvarsların dalgalı yanıp sönmeye basıncı etkinliğinden kaynaklanmaktadır. Bazı kesimlerde feldspat tanecikleri de gözlenir. Örnekler içerisindeki kalsitlerin tane büyüklüğü 0.8 mm.'ye kadar ulaşabilmekte ve mesokristalin bir yapı göstermektedir. Mermerler ile kuvarsitlerin geçiş zonlarındaki örneklerin mikroskop incelemelerinde, kayacın eski bir kireçtaşı breşi olduğu saptanmış olup, kısmen keskin köşeli, kısmen de şistisel olan kireçtaşı parçaları, kriptokristalin bir çimento ile bağlanmıştır.

Bademli Formasyonu. Genellikle yüksek tepe ve sırtlarda yüzeylenmekte olan formasyonun adı, incelenen bölgenin güneydoğusundaki Bademli tepesinden alınmıştır.

Bölgenin orta ve güney kesimlerinde izlenen birimin kalınlığı, Maslandüzeni tepe dolayında yapılan

— LEVHA I —

Şekil 1 : Kuvarsitlerde iyi gelişmiş yatık kıvrım girişimleri

Şekil 2,3,: Kuvarsitlerde kıvrım girişimleri

Şekil 4 : Şistler ile ofiyolitli melanjın kantağında gelişmiş yapraklanma ve budinaj

— PLATE I —

Figure 1 : Horizontal fold developments in quartzites

Figure 2,3,: Development of folding in quartzites

Figure 4 : Boudinage and foliations developed along the boundary of schists and ophiolitic melange

tip kesitinde 525 m. olarak saptanmıştır. Birimin alt sınırında uyumlu olarak Nuras formasyonu yer almaktadır (Şekil-2). Üst sınırında ise, genellikle herhangi bir çökele rastlanmaz.

Bademli formasyonu koyu mavi, siyah renkli yer yer kristalize, bol çatlaklı ve fosilli dolomitik kireçtaşları oluşturur. Altmekin grubu kayaların en üst düzeylerinde yer alan bu dolomitik kireçtaşları içerisinde **Mizzia sp.** ve **Hemigordius sp.** fosilleri saptanmış olup, birime Üst Permiyen yaşı verilmiştir.

Maydos Formasyonu

İncelenen alanın kuzey kesimlerinde yüzeylenmekte olan formasyonun adı, tüm özellikleri ile en iyi gözlendiği yer olan Maydos köyünden alınmıştır (Şekil-3).

Yaklaşık 150 m. kalınlığındaki formasyon, alt sınırında, Koçyaka ofiyolitli melanjı ve metamorfik temel üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Üst sınırında ise Üst Miyosen yaşlı gölsel kireçtaşları ve genç alüvyonlar tarafından örtülür (Şekil-2).

Formasyon tabanında kötü boylanmalı çakıltaşı düzeyleri ile başlar, üste doğru sarımsı beyaz renkli, çört aratabakalı biyomikritik kireçtaşlarına dereceli geçiş gösterir. Birim içerisinde saptanan fosiller şunlardır: **Globotruncana lapparenti** (BROTZEN), **Globotruncana tricarinata** (QUEREAU), **Globotruncana arca** (CUSHMAN), **Globigerinelloides sp.**, **Textularia sp.**, **Heterohelix sp.**, Bryozoa, Mercanlar. Bu fosiller göre, birime Üst Kampaniyen - Alt Maastrichtiyen yaşı verilmiştir.

Hoydos Formasyonu

İnceleme alanının genellikle orta ve kuzey kesimlerinde yüzeylenmekte olan birimin adı, en iyi temsil edildiği yer olan Hoydos köyünden alınmıştır. Bu formasyon, birbirleri ile yanal ve düşey geçişli iki üyeye ayrılmıştır.

Asmakaya Üyesi. Birimin adı, yörenin kuzeyindeki Asmakaya mevkisinden alınmıştır. Yaklaşık 30 m. kalınlık gösteren üyenin üst sınırında, yanal-düşey geçişli aynı formasyona ait Kenani üyesi yer alır. Alt sınırı ise, Maydos formasyonu ve metamorfik temel üzerinde açılmalı uyumsuz bir konumdadır (Şekil-2).

Birim, sarımsı krem renkli, bol fosilli, biyomikritik karakterli kireçtaşı olup, yer yer ince marn düzeyleri ve bazı kesimlerde de irili ufaklı çakıllı düzeyler içermektedir. Gölsel karakterli kireçtaşları içerisinde Gastropod, Ostracod, Chara sp. ve çeşitli tür Lamellibranchiata kavkaları gözlenmiş olup, birime Üst Miyosen yaşı verilmiştir.

Kenani Üyesi. Birimin adı, Hoydos köyünün doğusundaki Kenani deresinden alınmıştır. Yaklaşık olarak 70 m. kalınlığında olan birim, alt sınırında, aynı formasyona ait Asmakaya üyesi üzerinde uyumlu ve yer yer yanal-düşey geçişli olarak yer alır (Şekil-2). Üst sınırında ise, çoğunlukla Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar tarafından örtülmüştür.

Yatay konumlu olan üye, kumtaşı ve çakıltaşlardan oluşur. Daha yaşlı birimlerden türemiş taneler içeren kayalar kötü boyolanmak olup, killi ve kireçli bir çimento ile tutturulmuştur. Birim içerisindeki bazı kireçtaşı çakıllarında saptanan makrofauna genellikle kavkılı fosillerdir. Bu çakıltaşı ve kumtaşı düzeyleri, Üst Miyosen ve sonrasında etkinlik gösteren hareketli ve enerjili karasal koşullarda çökelmiştir.

Koçyaka Ofiyolitli Melanjı

Yörede kayac türü ve bileşimlerine bağlı kalarak açık-koyu yeşil renkli veya yeşilimsi, koyu gri - boz ve kırmızı renklerde görülen bu oluşuklar, Koçyaka ofiyolitli melanjı olarak adlandırılmışlardır. Birimin adı, tüm özellikleri ile en iyi gözlemlendiği yer olan Koçyaka köyünden alınmıştır (Şekil-3).

Haritalanan alanda başlıca Koçyaka köyü kuzeyi, Milis deresi, Aktepe ve Dereköy tepe dolayında, yaklaşık 14 km² lik bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil-3).

Birimin tavanında, Üst Kampaniyen - Alt Maastrihtiyen yaşlı Maydos formasyonu uyumsuz olarak bulunmaktadır, bazı kesimlerde ise, Altmekin grubu kayaları birim üzerine bindirmiş konumdadır (Şekil-4). Birimin tabanı, sadece Kale tepe güneyinde gözlemlenmiş olup, bu yörede ofiyolitli melanj, Paleozoyik yaşlı Altmekin grubu üzerine itilmiştir. Bunun dışında birimin tabanı konusunda, inceleme bölgesinde veri yoktur.

Koçyaka ofiyolitli melanjı, çeşitli düzeylerde farklı özellikler göstermektedir. Ofiyolitli melanj kayaları bu incelemede bir bütün olarak haritalanmış olup, bunlar aşağıdaki kaya türlerinden meydana gelmiştir.

Genellikle alt düzeylerde serpantinleşmiş peridotitler yer almaktadır. Bu düzeylerden alınan örneklerde kayacın, tümüyle antigorit levha ve pullarından oluştuğu, ayrıca yer yer karbonatlaşmalar ile piroksen kalıntıları içerdiği saptanmıştır. Bozlaşmış serpantinler el örneklerinde açık-koyu yeşil, parlak renkli, bol çatlaklı, sert ve masif görünümündedir. Kaygan yapılı bu serpantinlerin üzerinde bulunan diğer birimler ise bir bozlaşma ürünü olan boz renkli, yumuşak, ayrılmış serpantinler olarak tanımlanmaya çalışılmıştır. Yörede Üğü tepe ve Dereköy tepe dolayında gözlenmekte olan bu çeşit kayalar daha çok üst kesimlerde yoğunluk kazanmıştır. Bu düzeylerde yer alan serpantinleşmiş peridotitlerin ince kesitlerinde kayacın, çoğunlukla kloritten, daha az oranlarda da mikroporfiroblastlar halinde epidot ve kripto oluşumlar halinde de titanitten meydana geldiği saptanmıştır. Dereköy tepe civarında yer alan bozlaşmış serpantinlerde ise, tremolit ve talk ile serpantin kalıntıları ve kloritleşmeler gözlenmiştir. Serpantinlerin çatlakları ikincil kalsit ve kuvars ile dolmuştur. Ayrıca bu çatlaklar boyunca, opal ve kalsedona da rastlamak olasıdır. Serpantinlerin içerisinde ve genellikle talklaşmanın olduğu kesimlerde gelişigüzel serpilmiş koyu mavi renkli kübik-oktaeder manyetit ve hematit kristalleri gözlenir. Serpantin-

ler, tektonik deformasyon nedeniyle genellikle yaprak-sı bir yapıda görülürler.

Dereköy, Üğü ve Kale tepe çevresindeki ofiyolitli melanj içerisinde koyu gri, yeşilimsi renkli gabro ve diyabazlar sıklıkla gözlenir. Gabrolar ince kesitlerinde, hipidiyomorfik granüler doku göstermektedir. Başlıca bileşenleri hipidiyomorfik ksenomorfik plajiyoklas, hornblend ve opak minerallerdir. Dik köşeli, irili ufaklı bloklar halinde gözlenen gabro ve diyabazlar, bozlaşmaya karşı dayanıklılık göstermişlerdir. Diyabazların ince kesitlerinde, kayacın sıralanma gösteren feldspat, klorit ve aktinolitten oluştuğu, az miktarda da albit, titanit ve küçük pulcuklar halinde serizit içerdiği gözlenmiştir.

Koçyaka ofiyolitli melanjı içerisinde, özellikle Maydos köyü dolayında iyi gözlenen kırmızı renkli kireçtaşı, kumtaşı ve çörtler arakatlı olarak yer almaktadır. Bunlardan kırmızı renkli kumtaşlarını meydana getiren tanecikler gabro ve diyabaz kökenlidir. Yörede allokon konumlu olan Koçyaka ofiyolitli melanjı, yerleşimini izleyen yakın bir evrede, Paleozoyik yaşlı Altmekin grubu kayaları tarafından tektonik olarak örtülmüştür (Karaman, 1984). Bu bindirme ve sürüklenme eşnasında kopan irili ufaklı, köksüz şist ve mermer blokları yer yer gömülü, yer yer de yüzeyde olmak üzere birim içerisinde gözlenebilmektedir. İnceleme alanında, birim ile Altmekin grubu kayaları birbirleri ile genellikle pencere-klip ilişkisi gösterirler (Şekil-4).

İnceleme alanındaki ofiyolitli melanj, Ankara melanjı kayaları ile büyük benzerlikler gösterir. Tavanı Üst Kampaniyen - Alt Maastrihtiyen yaşlı çökellerle uyumsuz olarak örtülü olması nedeniyle, birimin yerleşim yaşının üst sınırı, Üst Kampaniyen - Alt Maastrihtiyen öncesi olmaktadır. Yerleşim yaşının üst sınırı, Üst Kampaniyen - Alt Maastrihtiyen öncesi olmaktadır. Yerleşim yaşının alt sınırı konusunda yörede kesin bir veri elde edilememiştir. Bölgede geniş alanlarda yapılan araştırmalarda, ofiyolitik kayaların oluşum ve yerleşme yaşını Özcan ve diğerleri (1980) Türoniyen - Kampaniyen, Akyürek ve diğerleri (1980) Orta-Alt Kretase - Senamoniyen, Çaçan ve Buket (1975) Alt Kretase-Maastrihtiyen, Batman (1978) Alt Kretase - Kampaniyen, Norman (1972) Üst Jura-Türoniyen/Alt Maastrihtiyen olarak vermişlerdir. Yörenin kuzeydoğusundaki Kırşehir Masifi çevresinde çalışma yapan Ketin (1955), genellikle Mesozoyik yaşını vermekle birlikte Üst Kretase yaşlı kesimlerin yoğun olduğunu belirtmiştir. Yörenin güneydoğusundaki Ereğli - Ulukışla havzası ve Bolkardağları kuzeyinde çalışma yapan Demir taşlı ve diğerleri (1973), ofiyolitli melanjın yerleşim yaşının Kampaniyen'den önce olduğunu vurgular. Yine bölgede, Ankara Melanjı'nın ilk adlamasını yapan Bailey ve McCallien (1950), ofiyolitik kayaların yerleşme yaşını Mesozoyik olarak tanımlamış ve Kırşehir Masifini oluşturan metamorfik temel, Mesozoyik yaşlı Ankara Melanjı üzerinde bir nap şeklinde durduğunu vurgulamıştır. Altmekin çevresinde yüzeylenmekte olan Koçyaka ofiyolitli melanjının yerleşim yaşının, bölgesel özellikler

de göz önüne alınarak Kretase olabileceği düşünülmektedir.

YAPISAL JEOLojİ

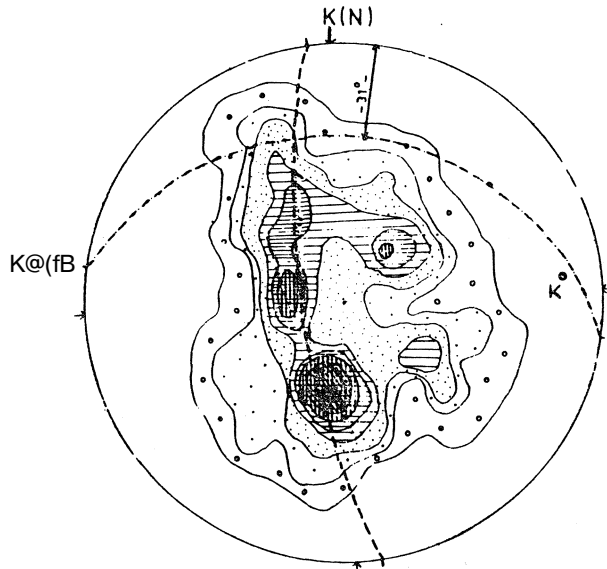
Bölgenin genel tektonik yapısı, eksenleri yaklaşık D - B doğrultulu uzanan kıvrımlar ve eğim atımlı faylar ile yaklaşık K - G doğrultusunda hareket kazanmış doğrultulu atımlı faylar ve bindirmeler ile belirlenir.

İnceleme alanındaki oluşuklarda yapılan gözlemler ile saptanan çeşitli yapısal özellikler, kayaçların vizkoz ve plastikvizkoz davranışları neticesinde meydana gelen çeşitli akma yapıları, basınç gerilmelerine bağımlı olarak gelişen kırık sistemleri ile neden-sonuç ilişkileri, çeşitli tür faylanmalar, kıvrımlar, şistozite ve tabakalanma düzlemlerinin konumları ve benzeri gibi konular harita, kesitler, fotoğraflar, şekiller ve doku diyagramlarının yorumlanması ile anlatılmaya çalışılacaktır. Yörenin gelişimine etki eden faktörleri kısaca şöyle sıralayabiliriz :

a — Altmekin grubu kayaçlarda gömülme metamorfizması (yüksek basınç-düşük sıcaklık) ile ilişkili hareketler.

b — Koçyaka ofiyolitli melanjın yörede konumlanması ve melanj üzerine Altmekin grubu kayaçların düşük açılı bindirmesi ile ilişkili hareketler.

c — Yörenin son kırılma evresi ile ilişkili hareketler.



Şekil 5 : Şistlerde şistozite düzlemlerine ait kontur diyagramı (165 nokta).

Konturlar: % 0.5-1.5-3.5-4.5-5.5-6.5-7.5-8.5

Figure 5 : Contour diagram of schistosity planes in schists (165 points).

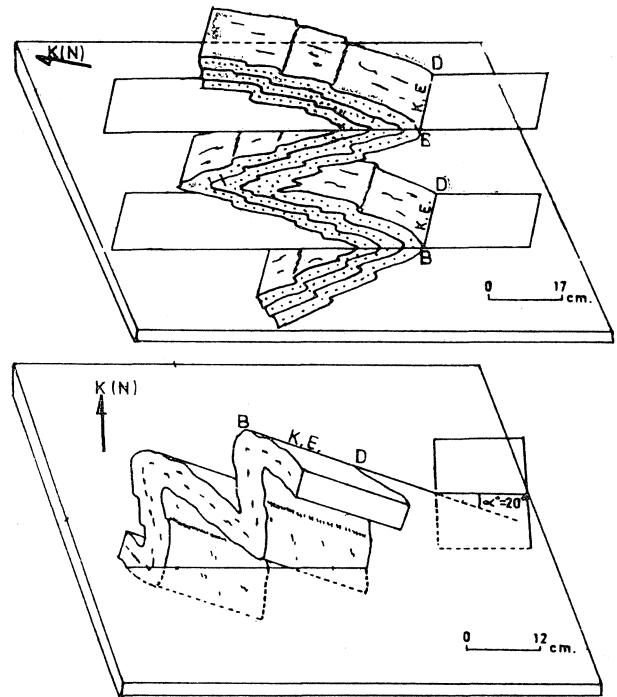
Contours: % 0.5-1.5-3.5-4.5-5.5-6.5-7.5-8.5

Bölgede etkin olan Alp orojenezinin önemi dolayısıyla ile kazanılmış olan yapısal özellikler, Alpin öncesi ve Alpin sonrası yapılar olmak üzere, başlıca iki bölümde anlatılmaya çalışılacaktır.

ALPİN ÖNCESİ YAPILAR

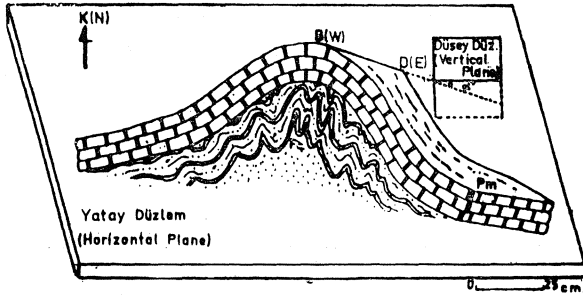
İnceleme alanının temelini oluşturan Altmekin grubu kayaçları, çökelme esnasında birbirleri ile uyumlu olarak istiflenmişlerdir. Bu kayaçlar, sedimentasyon sonrasında geçirdikleri metamorfizma ve tektonizmaya paralel olarak, düzlemsel ve çizgisel akma yapıları ile çeşitli kıvrım yapıları kazanmışlardır.

Altmekin grubu kayaçları içerisinde yer alan metamorfizma öncesinin kilitaşları, kumtaşları ve kireçtaşları, litolojik özellikleri dolayısıyla yapısal etkilere farklı derecelerde direnç göstermişlerdir. Oldukça plastikvizkoz davranışlı olan alt seviyelerdeki kilitaşları ve kumtaşları sıkışmalardan daha fazla etkilenmiş olup, daha fazla kıvrımlı bir yapı kazanmışlardır. Daha katı karakterli olan Nuras formasyonuna ait kireçtaşları ise, daha az ve monoton bir kıvrımlanma göstermektedir. Metamorfik kayaçlar vizkoz ve plastikvizkoz davranışları ya da kısaca akmaları sırasında tabakalaşma düzenlerini ve ilkel dokularını yitirmiş ve yeniden kristalleşmişlerdir. Altmekin gru-



Şekil 6 : a, Eksen düzlemi yatık kıvrım girişimlerini gösterir blok diyagramı
b, Kıvrım eksenleri dalımlı, devrik kıvrım girişimlerini gösterir blok diyagramı

Figure 6 : a, Block diagram showing the folding with horizontal axial planes,
b, Block diagram showing overturned fold with plunging fold axes.



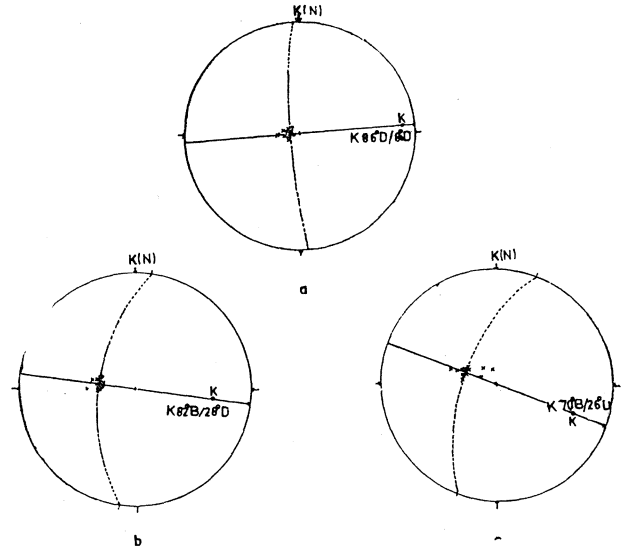
Şekil 7 : Kuvarsitler ile mermerler arasındaki disharmonik kıvrım girişimlerini gösterir blok diyagramı.

Figure 7 : Block diagram showing the development of disharmonic folds between quartzite and marble.

bu kayaçları içerisinde mezoskopik olarak gözlenen çeşitli ölçülerdeki kıvrımlar, tam anlamı ile ne paralel ne de benzer kıvrım geometrisindedir. Kıvrımlanmayı doğuran mekanizmanın ise bükülme, sıkışma (Ramsay, 1967, 434436 s.) türünde olduğu anlaşılmaktadır.

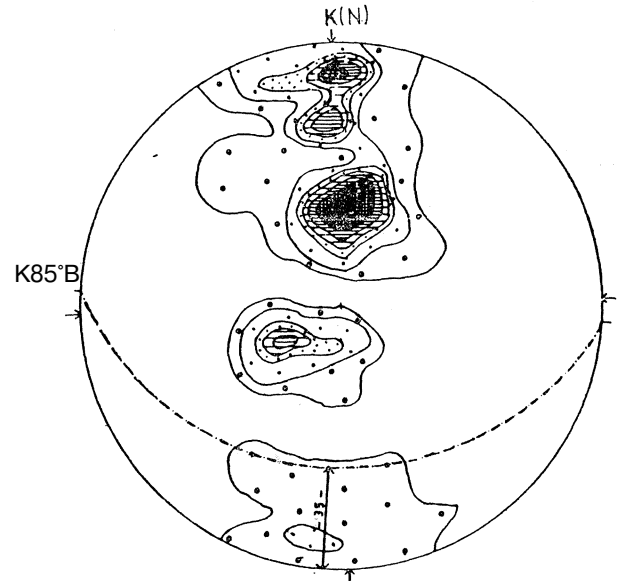
Altmekin grubunun en alt birimini oluşturan Gözet formasyonuna ait şistlerde, şistozite düzlemlerine ait ölçümler, eşit alan izdüşümü alt yarı küre üzerinde gösterilmiştir (Şekil-5). Bu doku diyagramının yorumunda, şistozite düzlemlerinin genel yönelimi $K80^{\circ}B$ doğrultulu ve $31^{\circ}KKD$ eğimlidir. Kıvrım eksen konumunun şekilden görüleceği üzere, $K85^{\circ}D$ doğrultulu ve $12^{\circ}KD$ dalımlı olduğu anlaşılmaktadır. Şistlerde tektonik deformasyona bağlı kıvrımlanmanın sonucu değişik tür kıvrım yapıları gelişmiştir. Özellikle Maydos köyü ile daha güneydeki Koçyaka köyü arasında bu tür kıvrım girişimlerini görmek mümkündür. Yapraklanmaların kıvrım eksenine göre, az çok dik olarak gelişen çatlak düzlemleri, enine çatlak grubuna girmektedir. Şistozite ve tabakalanma konumlarına göre ise, bu çatlaklar eğim çatlakları grubuna girer. Gözet formasyonuna ait değişik kesimlerde yapılan çatlak düzlemi ölçümleri, doku diyagramı üzerinde genellikle B ve D kesimlerinde nokta yoğunlukları vermektedir. Bu çatlak dağılımının dinamik yorumundan, şistlerin kırılma evresinde en büyük asal gerilmenin yaklaşık $K \rightarrow G$ doğrultusunda etkili olduğu görülmektedir. Yörenin özellikle kuzey kesimlerinde yüzeylenen şistlerde, yapraklanma düzlemine vev olarak gelişen bir çok kırık ve damar düzlemleri görülür. Bu damarlardan bir kısmı, kırılma sonrasında ikincil oluşumlu silis ve kalsit dolgu ile doldurulmuştur.

Altmekin grubu kayaçları içerisinde, iyi tabakalanmalı olması ve belirli kesimlerde yüzlek vermesi dolayısı ile bir klavuz seviye özelliğindeki Karasivri formasyonuna ait kuvarsitler, yörede etkili olan tektonik deformasyon sonucu şiddetli kıvrımlanma ve kırılma geçirmiş olup, bu yapılardan bazıları fotoğraflarla sergilenmiştir (Levha-1, Şekil-1, 2, 3). Kıvrım



Şekil 8 : Kuvarsitlerde kıvrım eksenlerinin konumunu gösterir diyagramlar.

Figure 8 : Diagrams showing the position of fold axes in quartzite.



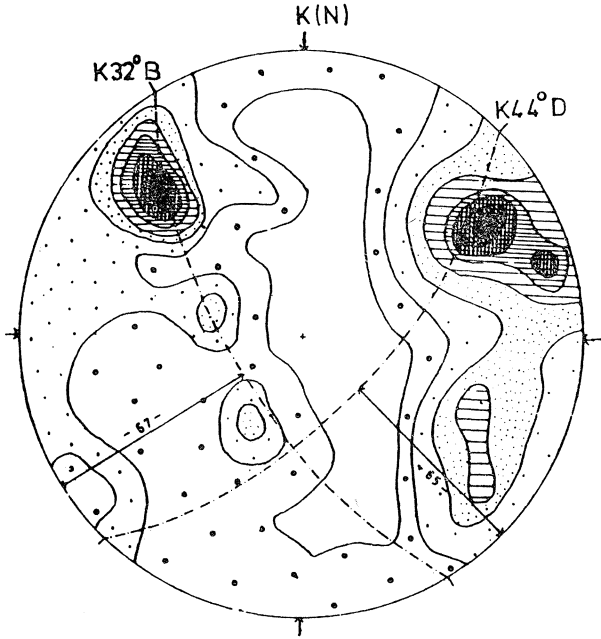
Şekil 9 : Karasivri formasyonunda tabaka düzlemlerine ait kontur diyagramı.

Konturlar : % 1.5-3.5-4.5-5.5-7.5-8.5-9.5

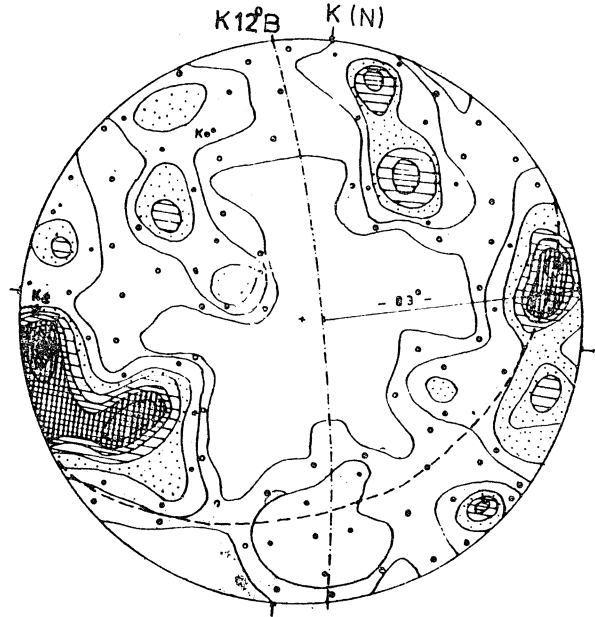
Figure 9 : Contour diagram of bedding planes in the Karasivri formation

Contours : % 1.5-3.5-4.5-5.5-7.5-8.5-9.5

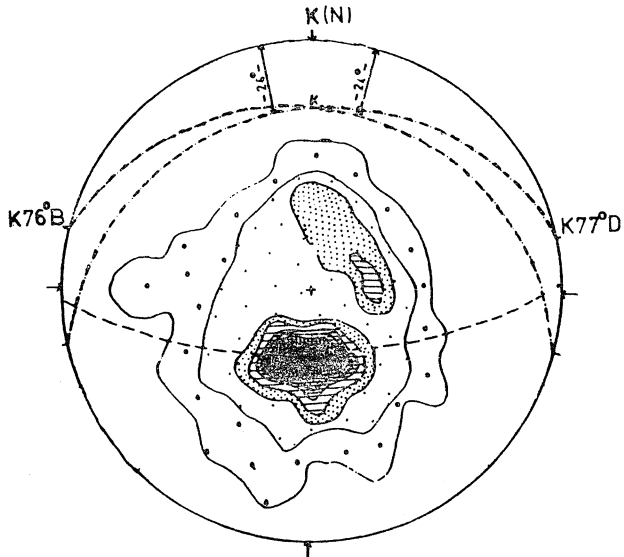
rim yapıları en iyi bir şekilde, Kiliseli ve Uzundağ tepesi çevresinde izlenmekte olup, bu yörelerdeki yatık kıvrım girişimleri Levha-1, Şekil-1'de gösterilmiştir. Ayrıca kıvrımlardan bir kısmı arazideki orijinal konumlarına bağlı kalarak blok diyagramlar halinde verilmiştir (Şekil-6, a,b). Gözlenen yapısal kıvrım ve kıvrımcıklarda kıvrım ekseninin doğru-



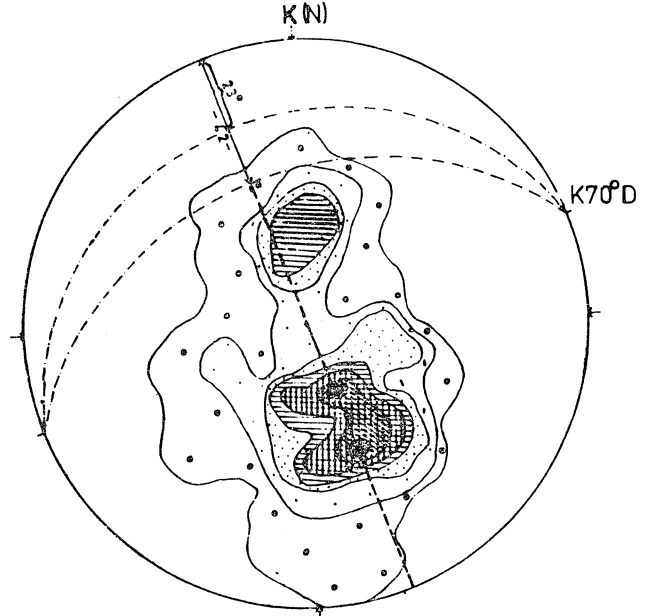
Şekil 10 : Karasivri formasyonunda çatlak düzlemlerine ait kontur diyagramı (200 nokta).
Konturlar : % 1.5-3.5-5.5-8.5-11.5-14.5-17.5
Figure 10 : Contour diagram of fracture planes in the Karasivri formation (200 points).
Contours : % 1.5-3.5-5.5-8.5-11.5-14.5-17.5



Şekil 12 : Nuras formasyonunda çatlak düzlemlerine ait kontur diyagramı (400 nokta).
Konturlar : % 0.5-1.5-2.5-3.5-4.5-5.5-6.5-7.5
Figure 12 : Contour diagram of fracture planes in the Nuras formation (400 points).
Contours : % 0.5-1.5-2.5-3.5-4.5-5.5-6.5-7.5



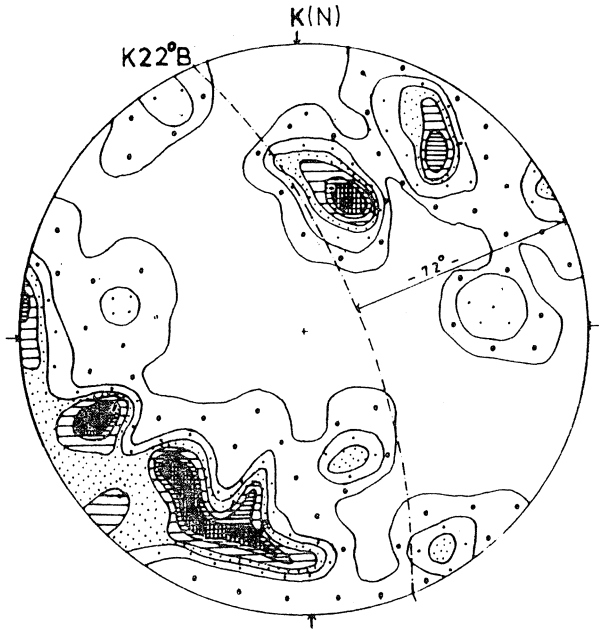
Şekil 11: Nuras formasyonunda tabaka düzlemlerine ait kontur diyagramı (200 nokta).
Konturlar : % 1.5-3.5-5.5-7.5-9.5-12.5-14.5-16.5
Figure 11: Contour diagram of bedding planes in the Nuras formation (200 points).
Contours : % 1.5-3.5-5.5-7.5-9.5-12.5-14.5-16.5



Şekil 13 : Bademli formasyonunda tabaka düzlemlerine ait kontur diyagramı (120 nokta).
Konturlar : % 1.5-3.5-5.5-7.5-9.5-12.5
Figure 13 : Contour diagram of bedding planes in the Bademli formation (120 points).
Contours : % 1.5-3.5-5.5-7.5-9.5-12.5

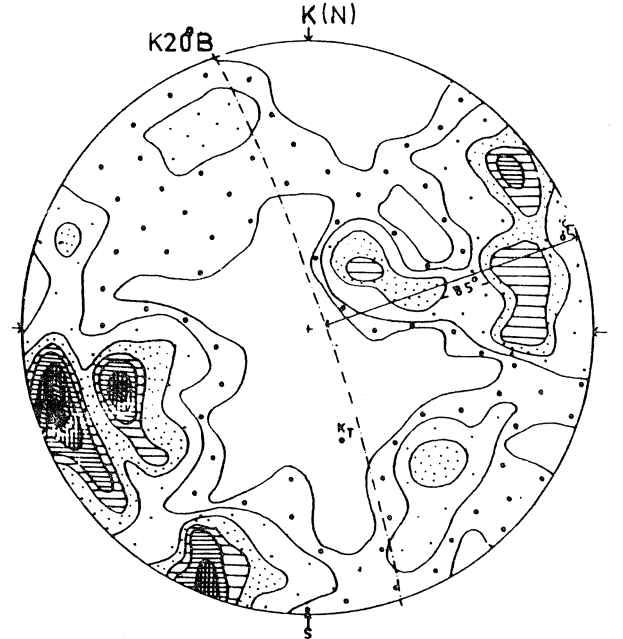
tuşu yaklaşık olarak D-B olup, eksenin bazı kesimlerde yatay konumlu olmasına karşılık, bazı kesimlerde ise, genellikle doğuya doğru 3° ile 28° arasında dalımlı olabilmektedir. Yörenin jeoloji haritası ve kesitlerinden görüleceği üzere, inceleme alanının orta ve güney kesimlerinde, Karasivri Tepe ile daha

güneyde kalan Toprak tepe arasında yaklaşık D-B doğrultulu bir senklinal vardır (Şekil-3,4). Bu kıvrım, daha güneye doğru eksen düzlemi Toprak Tepe ve



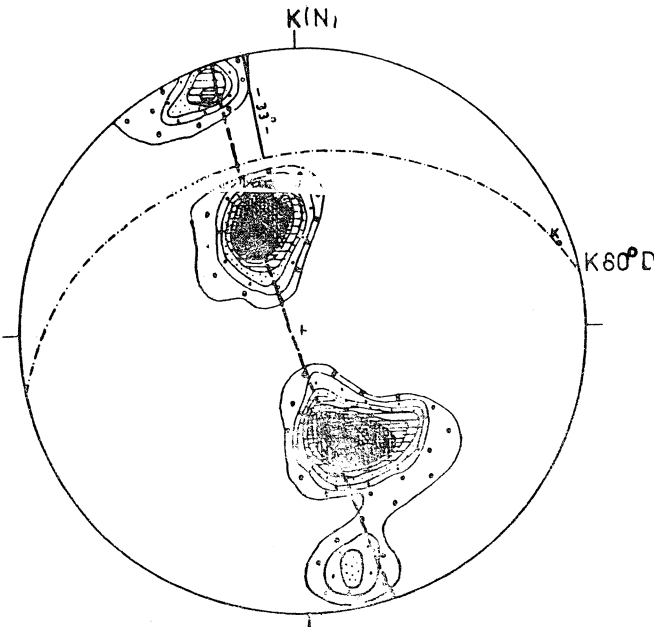
Şekil 14: Bademli formasyonundaki çatlak düzlemlerine ait kontur diyagramı (200 nokta.)
Konturlar : % 1.5-2.5-3.5-5.5-6.5-8.5

Figure 14: Contour diagram of fracture planes in the Bademli formation (200 points).
Contours : % 1.5-2.5-3.5-5.5-6.5-8.5



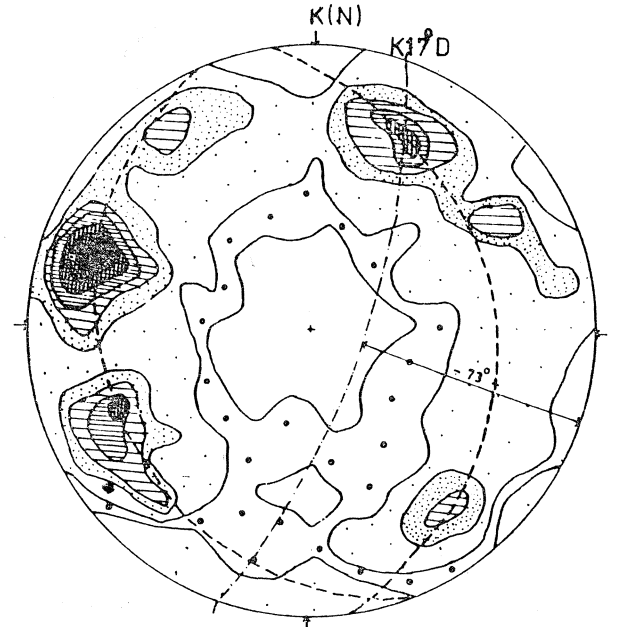
Şekil 16: Koçyaka ofiyolitli melanjı içindeki çatlak düzlemlerine ait kontur diyagramı (335 nokta.)
Konturlar : % 0.5-1.5-2.5-3.5-5.5-6.5

Figure 16: Contour diagram of fracture planes in the Koçyaka ophiolitic melange (335 points).
Contours : % 0.5-1.5-2.5-3.5-4.5-5.5-6.5



Şekil 15: Koçyaka ofiyolitli melanjı içindeki şistozite düzlemlerine ait kontur diyagramı (150 nokta).

Konturlar: % 2.5-3.5-5.5-7.5-11.5-13.5-14.5
Figure 15: Contour diagram of schistosity planes in the Koçyaka ophiolitic melange (150 points).
Contours : % 2.5-3.5-5.5-7.5-11.5-13.5-14.5



Şekil 17: Maydos formasyonunda çatlak düzlemlerine ait kontur diyagramı (245 nokta).

Konturlar : % 0.5-1.5-2.5-3.5-4.5-5.5-6.5
Figure 17: Contour diagram of fracture planes in the Maydos formation (245 points).
Contours : % 0.5-1.5-2.5-3.5-4.5-5.5-6.5

Çiftelikaşlar tepe üzerinden geçmek üzere bir antiklinal yapmaktadır. Bu yöredeki kuvarsit ve mermerlerde tabakalanma düzlemleri yaklaşık $K80^{\circ}B$ doğrultulu bu senklinal ve antiklinala uygunluk göstermektedir. Kuvarsit ve mermerlerin dokanağında veya bu iki birimin birlikte bulunduğu kesimlerde yapısal gerilmeler, her iki birimi farklı litolojik Özellikleri dolayısı ile farklı derecelerde etkileyerek, disharmonik kıvrım girişimlerinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil-7). Eskimennek tepe civarında yüzeylenmekte olan kuvarsitlerde oluşan yapısal kıvrım ve kıvrımcıkların, kıvrım eksenini konumunun $K86^{\circ}D$ ve eksen dalımı 8° ile KD 'ya doğru olduğu görülmektedir (Şekil-8, a). Toprak ve Çiftelikaşlar tepe civarındaki kıvrımlarda ise eksenin dalımı artmakta ve 28° değerine ulaşabilmektedir. Bu yöredeki kıvrımlarda, eksenin doğrultusu ise, $K82^{\circ}B$ 'dir (Şekil - 8, b). Karasivri tepe civarında ise, kuvarsitlerde çok şiddetli kıvrımlanma mevcut olup, kıvrım ekseninin doğrultusu, batıdan kuzeye doğru dönerek $K70^{\circ}B$ konumunu kazanmaktadır. Kıvrım ekseninin dalımı ise, $26^{\circ}GD$ 'dur (Şekil-8, c). Kuvarsitlerde tabakalanma düzlemlerine ait ölçümler diyagram üzerinde gösterilmiştir (Şekil-9). Bu doku diyagramının yorumundan, formasyondaki tabaka düzlemlerinin genel yöneliminin $K85^{\circ}B/35^{\circ}GD$ olduğu anlaşılmaktadır. Formasyondaki kıvrımların eksen doğrultusu yaklaşık $D-B$ olup, eksenin dalımı ise genellikle yataya yakındır (Şekil-9). Formasyonun yüzlek verdiği diğer kesimlerdeki kıvrım ve kıvrımcıkların doğrultuları birbirine uyumlu olup, eksen düzlemleri ise, güneye doğru eğimli olduğu görülmüştür. Kuvarsitlerde çatlak düzlemi ölçümlerinden yararlanılarak yapılan genel doku diyagramına bakılacak olursa, KB ve KD yönlerinde yoğunluk veren nokta maksimumlarına göre egemen çatlak düzlemlerinden birincisi $K32^{\circ}B/67^{\circ}GB$, diğeri ise $K44^{\circ}D/65^{\circ}GD$ 'dur (Şekil-10). Karasivri formasyonu içerisinde gelişmiş bulunan yaklaşık $D-B$ doğrultulu kıvrım eksenini göz önüne alındığında, diyagonal çatlak türünde olan bu çatlaklar, tabakalanma düzlemleri için de aynı tip özellik gösterirler.

Nuras formasyonuna ait mermerlerde yaklaşık 200 ölçümden yararlanılarak yapılan doku diyagramı üzerinde tabakalanma düzlemleri, birbirine yakın olan iki nokta yoğunluğu göstermektedir (Şekil-11). Buna göre, egemen düzlemler $K76^{\circ}B/24^{\circ}KD$ ile $K77^{\circ}D/24^{\circ}KB$ 'dir. Bu iki egemen tabaka düzlemlerinin arakesitleri olan kıvrım ekseninin kanatlarının eğimi 24° dir. Kıvrım eksenini doğrultusu ise $K86^{\circ}D$ 'dur. Nuras formasyonunda 400 ölçümden yararlanılarak yapılan kontur diyagramında ise, egemen çatlak düzleminin konumu $K12^{\circ}B/83^{\circ}KD$ şeklindedir (Şkil-12). Kıvrım eksenine az çok dik olarak gelişmiş bulunan çatlaklar, enine çatlak grubuna girmektedir. Tabaka düzlemlerine göre ise, dik yönde gelişen bu çatlaklar, eğim çatlakları grubuna girmektedir. Nuras formasyonundaki bu çatlakların oluşumuna, yaklaşık $K-G$ doğrultusunda etkili olan yapısal gerilmeler neden olmuştur.

Bademli formasyonu, Altmekin grubu istifinin en

üst düzeylerinde bulunması dolayısı ile metamorfizma ve tektonizma koşullarından en az etkilenen birim olmuştur. Bu formasyona ait tabaka düzlemleri için yapılan doku diyagramının yorumunda, Üst Permiyen yaşlı dolomitik kireçtaşlarında egemen tabaka düzlemleri $K70^{\circ}D$ doğrultulu ve KB eğimlidir. Doğrultu ve eğim yönleri aynı olan bu iki tabaka düzlemlerinden birisinin eğim miktarı 23° , diğersinin ise 42° 'dir (Şekil -13). Birbirlerine oldukça paralel sıralanmış tabaka düzlemlerinden oluşan bu kireçtaşlarında tabakaların kıvrım eksenini $K70^{\circ}D$ doğrultulu olup, kıvrım eksenini yatay konumudur. Formasyondaki egemen çatlak düzlemi ise, $K22^{\circ}B/72^{\circ}KD$ konumudur (Şekil -14). Bademli formasyonunda en büyük asal gerilme yaklaşık $KB-GD$ yönlerinde etki göstermiştir. Tabakalanma düzlemlerine göre dik konumda bulunan bu çatlaklar, eğim çatlakları grubuna, kıvrım eksenine göre ise, enine çatlak grubuna girmektedir.

ALPİN YAPILAR

Koçyaka ofiyolitli melanji, Üst Kampaniyen öncesinde bölgede allokon olarak konumlanmıştır. Yörenin en önemli yapısal olaylarından birisi olan, Paleozoyik yaşlı Altmekin grubunun ofiyolitli melanji düşük açılı bir bindirme ile örtmesine ilişkin veriler, haritalanan alanın orta kesimlerindeki Milis dere ile daha güneydeki İncenin tepe arasında gözlenir (Şekil-3,4). Bu yörede Tepe civarında yüzeylenmekte olan Koçyaka ofiyolitli melanji bir tektonik pencere, şistler ise klip şeklinde izlenmektedir. Şekil -3' den görüleceği üzere, bölgenin batısında aşınmanın fazla olmadığı, dolayısı ile de, ofiyolitik melanjm klipin altında kaldığı anlaşılmaktadır. Melanj ile metamorfik temel tektonik pencere-klip ilişkisi, inceleme alanının kuzeyinde daha iyi bir şekilde izlenmektedir (Şekil-3,4). Altmekin grubu kayaçlarma ait şist ve mermerlerin, muhtemelen güneyden kuzeye doğru, ofiyolitli melanj üzerinde sürüklenimi esnasında, bu kayaçlardan kopan ve melanj içerisinde konulanan allokon şist ve mermer bloklarını görmek mümkündür. Bu irili ufaklı bloklar 0.5 ile 100 m² arasında değişen alanlar kaplamaktadır. Bu blokların etrafındaki ofiyolitik melanj da, sürtünme ve aşınmadan dolayı oluşan ezik zonlarda, şiddetli yapraklanma ve talklaşma gelişmiştir. Buna bağımlı olarak, söz konusu kesimlerde erozyon ve aşınma etkisi daha kuvvetli olmuştur. Melanj ile Altmekin grubuna ait şist ve mermerlerin kantağında, tektonik ilişki esnasında parçalanıp kopan ve melanj a oranla daha sert yapıdaki irili ufaklı mermer bloklarında, birlikte kıvrımlanma, sürüklenme sonucu gelişen budinaj yapıları da sergilenmektedir ki bu durum, Altmekin grubu kayaçları ile melanj arasındaki tektonik ilişkiyi daha açık bir şekilde yansıtmaktadır (Levha-1, Şekil-4).

Altmekin grubu kayaçların Koçyaka ofiyolitli melanji üzerine düşük açılı bir şaryaj ile itilmesi ve $K-G$ gidişli bu yapısal harekete bağımlı olarak, yaklaşık $D-B$ doğrultulu bir çok türde mikro, makro ve

mezoskopik ölçeklerde kıvrımcıklar ile daha büyük boyutlu antiklinal ve senklinaller meydana gelmiştir (Şekil-3). Ofiyolitli melanj içindeki şistozite düzlemlerine ait ölçümler, eşit alan izdüşümü alt yarı küre üzerinde gösterilmiştir (Şekil-15). Melanj içindeki serpantin şistlerin gidişi ile bunlar üzerinde düşük açılı bir bindirme ile konumlanan Altmekin grubuna ait şistlerin gidişi birbirlerine az çok bir benzerlik göstermektedir (Şekil-5,15). Ofiyolitli melanj içerisindeki yapraklanma düzlemleri, basınç gerilmelerine direnç gösterecek şekilde minerallerin uzun eksenleri boyunca dizilmelerinden meydana gelmiş ve bu düzlemlerin $K80^{\circ}D/33^{\circ}KB$ olarak yoğunluk kazandığı belirlenmiştir (Şekil-15). Aynı diyagram üzerinde, serpantin şistlerin kıvrım ekseninin konumunun $K73^{\circ}D$ doğrultulu ve 4° ile KD 'ya dalımlı olduğu görülmüştür. Altmekin grubuna ait şistler ile Koçyaka ofiyolitli melanj içerisindeki şistozite gelişimi yaklaşık BGB-DKD doğrultulu olmaktadır (Şekil-15). Yine aynı diyagramlar üzerinde, kıvrım eksenini doğrultusunun BGB-DKD olduğu, kıvrım eksenini dalmamın ise, yataya yakın olup, bazı durumlarda $2^{\circ}-10^{\circ}$ arasımda KD 'ya doğru dalımlı olduğu görülmektedir (Şekil-15). Koçyaka ofiyolitli melanjma ait 335 çatlak düzlemi ölçümünden yararlanılarak yapılan genel kontur diyagramında BGB kesiminde büyük bir nokta kuşağı sergilenmektedir (Şekil 16). Bu yoğunluğa göre, egemen çatlak düzleminin konumu, $K20^{\circ}B/85^{\circ}KD$ şeklindedir. Bu sekile göre, ofiyolitli melanj, kırıklanma evresinde yaklaşık K-G doğrultusundaki en büyük asal gerilmenin etkisi altındadır. Yöredeki KKB-GGD doğrultusundaki tektonik gidişe paralel olarak, BGB-DKD doğrultusunda gelişen kıvrımlar ve bindirmeler, kinematik açıdan birbirleri ile yakın ilişki içerisinde. Çünkü yaklaşık olarak KKB-GGD doğrultusunda etkinlik gösteren yapısal kuvvetler, yaklaşık BGB-DKD doğrultusunda gelişen kıvrım, kıvrımcıklar ve bindirmelere neden olmuştur. Ofiyolitli melanj üzerine bindiren metamorfik temel muhtemelen güneyden kuzeye doğru itilmiştir. Çünkü otokton temel daha güneyde görülmektedir ve haritalanan alanda saptanan antiklinal ve senklinallerdeki devriklik güneyden kuzeye doğrudur (Şekil-4). İlerleyen şaryaj örtüleri altında görülen glokofanşist fasiyesi büyük bir ihtimalle, ofiyolitli melanj ve metamorfik temelin yerleşimi ile ilgilidir. Özellikle çalışma alanının kuzeyinde görülen glokofan metamorfizması buna örnektir.

Çalışma alanının çevresinde ve daha geniş alanlarda yapılan incelemelerde, Paleozoyik yaşlı temelin, Mesozoyik yaşlı ofiyolitli -melanj üzerine bindirmesi ile ilgili bazı veriler de vardır. Bunlardan Kırşehir masifi çevresinde Ankara Melanjı üzerinde çalışan ve Ankara Melanjımm ilk adlamasını yapan Bailey ve Mc Callien (1950), Kırşehir masifini oluşturan metamorfik temelin, Mesozoyik yaşlı Ankara Melanjı üzerinde nap şeklinde durduğunu vurgulamıştır. Ayrıca yine inceleme alanının güneydoğusunda Ereğli-Ulukkuşla havzası ve Bolcardağları kuzeyinde çalışma yapan Demirtaşlı ve diğerleri (1973) ise, Üst Permiyen -Triyas yaşlı Bolkar grubunun, Mesozoyik yaş-

lı ofiyolitli melanj üzerine bir ters fay (Bolkar itki fayı) ile bindirdiğini söylemektedir.

İncelenen alanın kuzeyinde gözlenen Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı Maydos formasyonu, Koçyaka ofiyolitli melanj ı ve metamorfik temeli uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil-3). Maydos formasyonu içerisindeki tabakalanma düzlemleri, farklı yönlerde doğrultu ve eğim kazanmıştır. Birim içindeki tabakalanma düzlemleri 20° ile 50° arasımda değişen eğim miktarları ile genellikle GGB'ya doğru yatmaktadır. Alp orojenezinin Laramiyen ve daha genç tektonik fazlarından etkilenen formasyon içerisinde çeşitli tür çatlak ve damar düzlemleri gelişmiştir. Bu damarlardan bazılarının içleri ikincil oluşumlu silis ve kalsit ile doldurulmuştur. Haritalanan alanda yaklaşık 245 çatlak düzlemi ölçümünden yararlanılarak yapılan genel kontur diyagramında, iki ayrı bölgede nokta yoğunluğu sergilenmiştir (Şekil -17). Bunlardan KKB'da yer alan en büyük kutup yoğunluğuna karşılık gelen egemen çatlak düzlemi gelişimi $K17^{\circ}D/73^{\circ}GD$ olarak belirlenmiştir. Birim içerisindeki çatlak düzlemleri ile aynı tektonik evrede oluşan yaklaşık 200-1000 m. uzunluğunda gravite fayları da gözlenmektedir. Bunlardan Maydos köyünün 500 m. güneydoğusunda yer alan ve yaklaşık 1 km uzunluğundaki normal fay en önemli olanıdır. Formasyon içerisindeki faylanmalarda atım miktarı düşük olup, 5 ile 12 m. arasında değişmektedir.

SONUÇLAR

Çalışılan bölgenin 1/25 000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası, ölçülü ve genelleştirilmiş stratigrafi kesiti ilk defa yapılmıştır. Kaya stratigrafi birimleri esas alınarak, inceleme alanının en yaşlı birimi olan Gözet formasyonu iki üyeye ayrılmıştır. Gözet formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan kuvarsitler Karasivri formasyonu olarak adlandırılmışlardır. Beyaz renkli mermerlerden oluşan ve çok iyi tabakalanma gösteren Nuras formasyonunun, Karasivri formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunduğu belirlenmiştir. Nuras formasyonu ile uyumlu olan ve dolomitik kireçtaşlardan oluşan Bademli formasyonu, Paleozoyik yaşlı temelin en üst düzeyi olarak ayrılmıştır. Bölgede ayrılmış olan Gözet, Karasivri, Nuras ve Bademli formasyonları birbirleri ile uyumlu olmaları ve ortak metamorfik özellikleri dolayısı ile Altmekin grubu olarak adlandırılmıştır.

Yörede etkili olan yapısal kuvvetler, Altmekin grubunu oluşturan formasyonları, farklı litolojik özellikleri dolayısı ile farklı derecelerde etkilemişlerdir. Özellikle kuvarsit ve şistlerin, yapısal olaylardan fazlaca etkilenmiş olduğu ve daha fazla oranda mikro ve makro kıvrımlanma içerdiği saptanmıştır. Kuvarsitlerle mermerlerin yanyana bulunduğu kesimlerde, daha ziyade disharmonik kıvrım girişimlerinin geliştiği belirlenmiştir.

Saha gözlemleri ve derlenen verilerle yapılan doku diyagramlarının kinematik yorumundan, yörede etkili olan yapısal kuvvetlerin yönü ve buna bağımlı

olarak gelişen deformasyon özellikleri açıklanmıştır. 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası ve kesitleri üzerine işlenmiş bulunan yaklaşık D-B doğrultulu fayların, şaryajların, kıvrım eksenlerinin ve genel yönelimleri ayrıca doku diyagramları üzerinde gösterilen egemen çatlak düzlemlerinin oluşumuna yaklaşık K-G doğrultusunda etkinlik gösteren yapısal kuvvetlerin neden olduğu belirlenmiştir.

İnceleme alanında gözlenen Koçyaka ofiyolitli melanj mm, kendinden yaşlı birimlerle olan ilişkilerinin tektonik olduğu belirlenmiştir. Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen öncesi bölgeye yerleşmiş olan ofiyolitli melanj üzerine, Paleozoyik yaşlı Altmekin grubu kayalar muhtemelen güneyden kuzeye doğru düşük açılı bir bindirme ile itilmiştir (Karaman, 1984). Ofiyolitli melanj ile Altmekin grubu kayaların dokanak ilişkisi ile ilgili tektonik pencere-klip ilişkilerinin, en iyi yönenin kuzey kesimlerinde sergilendiği belirlenmiştir. Bu tektonik ilişkiye paralel olarak her iki birimin dokanağında yapraklanma, kırıklanma gelişimi, budinaj yapıları ve şiddetli kıvrımlanmaların daha fazla olduğu saptanmıştır.

Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı Maydos formasyonuna ait kireçtaşların, metamorfik temel ve ofiyolitli melanj üzerine uyumsuz olarak geldiği belirlenmiştir. Gölsel ortamda çökelen Üst Miyosen yaşlı Hoydos formasyonu, kireçtaşı ve kumtaşı/çakıltaşı olmak üzere iki üyeye ayrılmış olup, bunların kendinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak geldiği saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Agalede H., 1953, Cihanbeyli-Sarayönü-Zıvank civarının jeolojik tetkiki: M.T.A. Rapor no. 2371, (Yayınlanmamış).
- Akyürek B., Bilginer E., Dağ Z., Soysal Y., ve Sunu E., 1980, Eldivan-Şabanözü (Çankırı), Hasayaz - Çandır (Kalecik - Ankara) dolayının jeolojisi: M.T.A. Rapor no. 6741, (Yayınlanmamış).
- Arıkan Y., 1975, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Dergisi, 85, 17-38.
- Bailey E.B. ve Me Callien W.J., 1950, Ankara Melanjı ve Anadolu Şaryajı: M.T.A. Dergisi, 40, 12-16.
- Batman B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanj incelenmesi: Yerbilimleri, 4, 95-134.
- Çapan Z. U. ve Buket E., 1975, Aktepe - Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitli melanj: Türki-

ye Jeol. Kur. Bült., 18, 11-16.

- Demirtaşlı E., Bilgin A.Z., Erenler F., Işıklar S., Sanlı D. Y., Selim M. ve Turhan N., 1973, Bolkar dağlarının jeolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerb. Kong., 42-57.
- Görür N., 1981, Tuz Gölü havzasının stratigrafik analizi: Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65.
- Karaman E., 1984, Konya Altmekin çevresinin jeolojisi ve tektonik gelişimi: 3S. Ü. Müh. Mim. Fak., Doktora Tezi, 125 s., (Yayınlanmamış).
- Ketin İ., 1955, Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifi'nin tektonik durumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 6, 140.
- Lahn E., 1949, Orta Anadolu'nun jeolojisi hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 2/1, 90-107.
- Norman T., 1972, Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 15/2, 180-276.
- Özcan A., Erkan E., Keskin A., Keskin E., Oral A., Özer., Sümengen M. ve Tekeli O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi: M.T.A. Rapor no. 6722, (Yayınlanmamış).
- Öztunalı Ö. ve Yenyol M., 1980, Yunak (Konya) yöresi kayalarının petrojenizi: Türkiye Jeol. Kur. 34. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara.
- Philippon A., 1918, Klein Asien Handbuch der Regionalen Geologie: Heidelberg.
- Price N.J., 1962, Fault and Joint Development in Brittle and semibrittle rock: Pergamon Press, Oxford, 176 s.
- Ramsay J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks: Me Graw Hill Book Co., New York, 568 s.
- Salomon - Calvi W., 1936, Geologische Beobachtungen Über die Türkische Republik I. Die Wesser - Verhältnisse von Ankara.
- Seymen İ., 1982, Kaman dolayında Kırşehir Masifi'nin jeolojisi: İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 145 s., (Yayınlanmamış).
- Tchihatcheff P., 1867, Asie Mineure, Geologie I: Paris
- Turner F. ve Weiss L.E., 1963, Structural Analysis of metamorphic Tectonites: Me Graw Hill Book Co., New York, 545 s.

Yazının Geliş Tarihi : 7.12.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 8.1.1986

Yayıma Verildiği Tarih : 25.1.1986