

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Ağustos, 1990 Cilt : 33 Sayı: 2
August, Vol. No.

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Bitlis masifi, Çökekyazı -Gökay (Hizan, Bitlis) yöresi metamorfizmasının petrografisi, metamorfizması ve kökeni

Petrography, metamorphism and genesis of metamorphics in the Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) area of the Bitlis massif

.....SALİM GENÇ 1

Küçük Menderes delta kompleksi ve gelişiminde aktif tektonizma etkileri
Küçük Menderes river delta Complex and the effects of active tectonism on its development

.....SUNGU L.GÖKÇEN, ve DİĞERLERİ 15

Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri

Fluid inclusion and geotermometry studies of the Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu deposits

.....AHMET GÖKÇE 31

Ereğli (Konya) güneybatısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi

Stratigraphy of the Tertiary sediments of southwest Ereğli (Konya)

.....SÜLEYMAN PAMPAL, ENGİN MERİÇ 39

Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi

Stratigraphy of northeast part of the Oltu-Narman (Kömürlü) Tertiary basin

.....CEVDET BOZKUŞ 47

Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri

Basic geological characteristics of southern Isparta

.....MERKAN KARAMAN 57

Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu

Petrology and genetical interpretation of the Sarıcakaya (Eskişehir) volcanics

.....YAŞAR KİBİCİ 69

Jurassic volcano-sedimentary serie in inner Albonides

İç "Albonides"lerdeki Jura volkano-sedimanter seri (ofiyolit).

.....ALAUDİN KODRA, ve DİĞERLERİ 79

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

TMMOB
JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
The Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Behiç ÇONGAR	Başkan (President)
Hikmet TÜMER	İkinci Başkan (Vice President)
Yılmaz SOYSAL	Yazman (Secretary General)
İsmail YİĞİTEL	Sayman (Treasurer)
Ethem ATASOY	Mesleki Uygulamalar ve Yayın Üyesi (Secretary of Professional Activities and Publications)
Mesude AYDAN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)
Şanver İSMAİLOĞLU	Üye (Member)

YAYIM KURULU (Publication Board)
Yayın Yazmanı (Admission Secretary) Halil TÜRKMEN

Editörler (Editors)
Yavuz OKAN (MTA) - Baki VAROL (AÜFF)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)
Hilmi YAĞCI (MTA) - Kuddusi KARAKUŞ (AÜFF)

Bu Sayıda Yer Alan Makaleleri İnceleyenler (Editorial Board)

Mustafa ASLANER—Yılmaz BÜRKÜT—Ayhan ERLER—Sungu L. GÖKÇEN—Ergun GÖKTEN
Nizamettin KAZANCI—Eran NAKOMAN—Yavuz OKAN—Selçuk TOKEL—Vedia TOKER
Taner ÜNLÜ—Baki VAROL

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayımıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Kurullarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez. Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 5000TL'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi .

N.B. All Correspondence should be addressed to:

Posta Kutusu 464 - Kızılay - ANKARA / TURKEY

Tif: 134 36 01 - 132 30 85

Fax: 134 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Ağustos, 1990 Cilt : 33 Sayı: 2
August, Vol. No.

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Bitlis masifi, Çökekyazı -Gökay (Hizan, Bitlis) yöresi metamorfitlelerinin petrografisi, metamorf izması ve kökeni

Petrography, metamorphism and genesis of metamorphics in the Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) area of the Bitlis massif
.....SALİM GENÇ 1

Küçük Menderes delta kompleksi ve gelişiminde aktif tektonizma etkileri
Küçük Menderes river delta Complex and the effects of active tectonism on it's development
.....SUNGU L.GÖKÇEN, ve DİĞERLERİ 15

Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri
Fluid inclusion and geotermometry studies of the Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu deposits
.....AHMET GÖKÇE 31

Ereğli (Konya) güneybatısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi
Stratigraphy of the Tertiary sediments of southwest Ereğli (Konya)
.....SÜLEYMAN PAMPAL, ENGİN MERİÇ 39

Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi

Stratigraphy of northeast part of the Oltu-Narman (Kömürlü) Tertiary basin
.....CEVDETBOZKUŞ 47

İsparta güneyinin temel jeolojik özellikleri
Basic geological characteristics of southern İsparta
.....M.ERKAN KARAMAN 57

Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu
Petrology and genetical interpretation of the Sarıcakaya (Eskişehir) volcanis
.....YAŞARKİBİCİ 69

Jurassic volcano-sedimentary serie in inner Albonides
İç "Albonides"lerdeki Jura volkano-sedimanter seri (ofiyolit).
.....ALAUDİNKODRA ve DİĞERLERİ 79

Bitlis masifi, Çökekyazı -Gökay (Hizan^Bitlis) yöresi metamorfitlelerinin petrografisi, metamorfizması ve kökeni

Petrography, metamorphism and genesis of metamorphics in the Çökekyazı Gökay (Hizan, Bitlis) area of the Bitlis massif

SALİM GENÇ KÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ: Çökekyazı-Gökay yöresi Bitlis masifini özgü "alt birlik" ve "üst birlik" metamorfitlelerini içerir. Alt birlik metamorfitleleri çeşitli şist, gnays ve amfibolitlerle, metakuvarsit, kalkışist ve mermerlerden oluşur. Üst Paleozoyik (olasılı olarak Permien) yaşlı üst birlik birimleri daha eski olan alt birlik kayalar üzerine açısız bir uyumsuzlukla gelir. Değişik zamanlarda yapılan saha çalışmaları ile 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanan bu metamorfitlelerin mikroskopik incelemeleri ve jeokimyasal analizleri gerçekleştirilmiştir. Böylece, yöredeki metamorfitleleri etkileyen fasiyes koşulları ve bu koşullarda gelişen mineral parajenezleri belirlenmiş ve köken kayalar araştırılmıştır. İncelemeler alt birlik kayalar içinde hem amfibolit ve hem de yeşilşist fasiyesine özgü minerallerin birlikte bulunduğunu gösterir. Bu durum, olasılı olarak alt birlik kayalarında Permien öncesi devirlerde meydana gelen amfibolit fasiyesi metamorfizmanın Permien'den sonra oluşan yeşilşist fasiyesi metamorfizma tarafından kısmen örtülmesinden kaynaklanmaktadır. Üst birlik metamorfitlelerinde sadece yeşilşist fasiyesi metamorfizması simgeleyen mineraller gözlenmekte ve bu metamorfizmanın, alt birlik kayaları da etkileyen Permien sonrası metamorfizma olabileceği anlaşılmaktadır. Gerek saha çalışmaları ve gerekse jeokimyasal analizlerden elde edilen veriler, bölgedeki gnays ve amfibolitlerin bazılarının tortul, diğerlerinin de magmatik kökenli olabileceğini ortaya koymuştur. Yöredeki değişik şist, metakuvarsit ve mermerler tortul kökenlidir.

ABSTRACT: Çökekyazı-Gökay area comprises the "lower unit" and the "upper unit" metamorphics of the Bitlis massif. The lower unit metamorphics include various schists, gneisses and amphibolites as well as metaquartzites and marbles, whilst the upper unit consists of micaschists, chloriteschists, metaquartzites, calcischists and marbles. The upper unit rocks of the Upper Paleozoic possibly Permian age rest upon the older lower unit with an angular unconformity. These metamorphics, mapped on a 1/25.000 scaled map via fieldwork in different times, have been studied microscopically and geochemically. Thus, facies conditions affecting the metamorphics in the district and mineral assemblages developed under these conditions have been determined and parent rocks elaborated. Studies have shown that mineral assemblages of both the amphibolite and greenschist facies co-exist in the lower unit rocks. This situation probably originates from the partial superimposition of the Post-Permian greenschist facies metamorphism onto the Pre-Permian amphibolite facies metamorphic activity. In the upper unit metamorphics, minerals of the greenschist facies are only seen and it is obvious that this was the Post-Permian metamorphism also affecting the lower unit rocks. Both fieldwork and data obtained through geochemical analyses have indicated that some gneisses and amphibolites in the region were the derivatives of sedimentary, whilst the others were derived from igneous rocks. The various schists, metaquartzite and marbles come from sedimentary origins.

GİRİŞ

Bitlis masifi, Anadolu'nun güneydoğu kesiminde bulunan ve oldukça geniş bir bölgeyi kapsayan metamorfik bir alandır. Çökekyazı-Gökay yöresi bu masifin, Hizan (Bitlis) ilçesi sınırları içindeki Çökekyazı ve Gökay köyleri arasında ve etrafında kalan bir bölümünde yer alır.

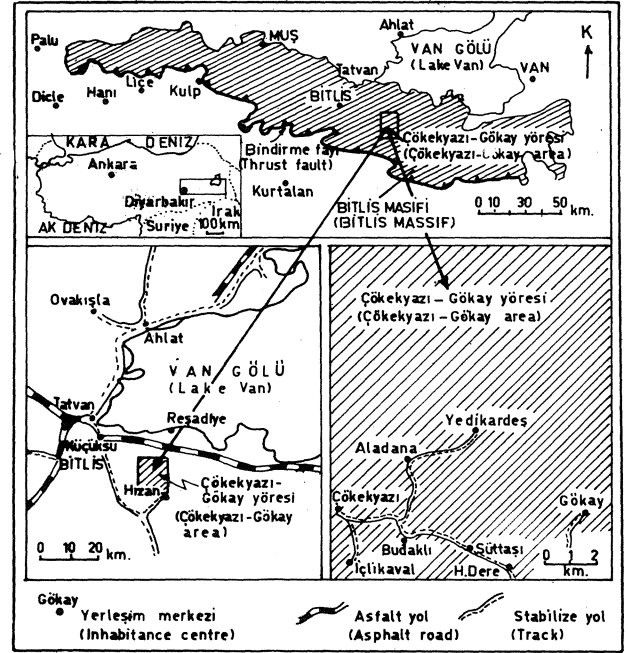
Bölgede çalışan değişik araştırmacılar Bitlis masifi metamorfitlelerini stratigrafik olarak, farklı düzeyleri temsil eden iki ana kayâç grubunda toplamıştır. Bu kayâç gruplarının her biri masifin değişik kesimlerinde farklı adlarla anılmış ve bunlardan üsttekinin alttaki üzerine açısız bir uyumsuzlukla geldiği vurgulanmıştır. Örneğin Cacas yöresinde incelemeler yapan Yılmaz (1971) bura-

daki metamorfite altta bulunan "eski temel" ve onu açısız uyumsuzlukla üstleyen "epimetamorfik örtü" olmak üzere iki ayrı grupta toplamış, bunu Bitlis ili yöresinde çalışan Boray (1973) tarafından ortaya atılan "alt birlik" ve "üst birlik" terimleri izlemiştir. Benzer yaklaşımlarla Lice-Kulp bölgesi metamorfik kayalar "temel" ve "Permiyen" (Genç, 1977), Avnik metamorfite önce "alt topluluk" ve "üst topluluk" (Erdoğan, 1982; Erdoğan ve Dora, 1983), daha sonra da "alt birlik" ve "üst birlik" (Helvacı, 1983) olarak adlandırılan gruplarda toplanmıştır. Hizan ve Mutki alanlarını ele alan Göncüoğlu ve Turhan (1983) alt grup kayaları yerine "Hizan grubu", üst grup kayaları yerine de "Mutki grubu" terimlerini kullanmıştır. Tatvan güneyini araştıran Şengün (1984) de aynı amaçla "alt metamorfite" ve "üst metamorfite" deyimlerini benimsemiştir. Küçükü-Reşadiye bölgesini inceleyen Genç (1985, 1986) ise buradaki metamorfite Bitlis masifinin diğer yörelerindeki üst grup kayaların özelliğinde olduğunu vurgulamıştır.

Alt grup kayaların Üst Paleozoyik'ten daha eski, üst grup kayaların ise daha genç olduğu bilinmektedir (Yılmaz, 1971; Boray, 1973; Genç, 1977; Perinçek, 1980; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Helvacı ve Griffin, 1983). Alt grup kayalar önce amfibolit, daha sonra da yeşilyist fasiyesi metamorfizması geçirmiş ve böylece daha yüksek dereceye özgü mineral parajenezleri azalan (retrograde) metamorfizmaya uğrayarak daha düşük dereceli parajenezlere dönüşmüşlerdir; üst grup kayaları ise sadece, alt grup kayaları için sözü edilen, yeşilyist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmişlerdir (Yılmaz, 1971; Boray, 1973; Genç, 1977; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Helvacı ve Griffin, 1983; Helvacı, 1983).

Çökekyazı-Gökay yöresi hem alt ve hem de üst grup kayalarına özgü litolojik birimleri içerir. Bu kayalar, daha önce Genç (1987) tarafından sırasıyla alt ve üst birlikler olarak gruplandırılmış olup burada da aynı terimler kullanılacaktır. Alt birlik kayaları granatışist, biyotitışist, kuvarsmikaışist, amfibolit ve gnays ardalanmasından oluşan toplulukla, piritli mikaışist, mikaışist, metakuvarsit, mermer, masif amfibolit ve gözlü gnayslardan oluşur. Üst birlik ise mikaışist, kloritışist, metakuvarsit, kalkışist ve mermerleri içerir. Yöredeki bu değişik birimlerden geçen A-A', B-B' ve C-C enine jeolojik kesitleri Şekil 3'te verilmiştir. Alt birlik içindeki masif amfibolit ve gözlü gnayslar yersel olarak diğer alt birlik birimlerini kesmişlerdir. Alt birlik metamorfite ayrıca yer yer granit sokulumları ile de kesilmişlerdir. Üst Birlik alt birlik üzerine açısız bir uyumsuzlukla gelmekte olup, değişik birimler arasındaki ilişkiler ve bunların yaklaşık kalınlıkları Şekil 4'te gösterilmiştir.

Çökekyazı-Gökay yöresi kıvrımlanma ve faylanmanın etkin olduğu bir alandır, öyle ki yörenin değişik



Şekil 1: Çökekyazı-Gökay yöresinin bulduru haritası
Figure 1: Location map of the Çökekyazı-Gökay area.

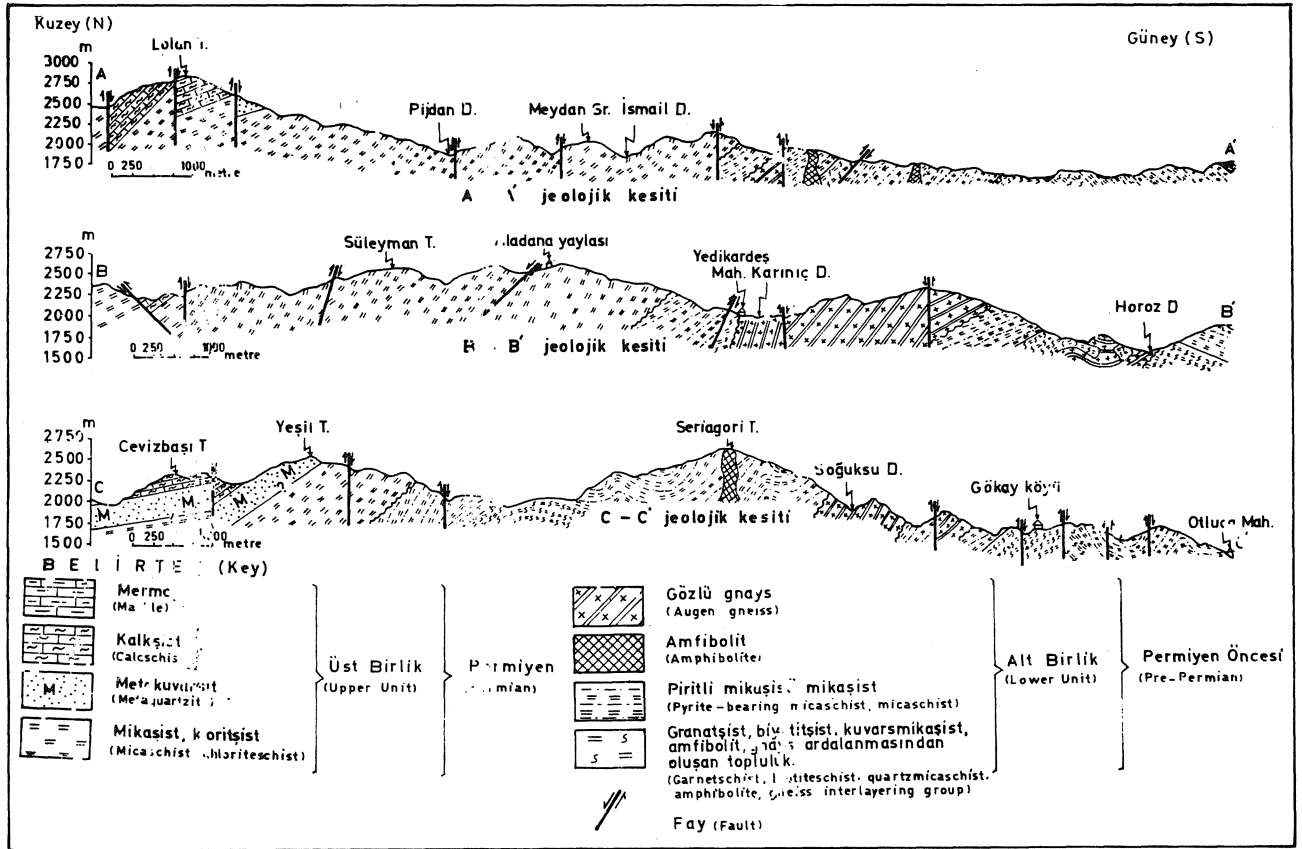
kesimlerinde bölgesel şistozitenin kıvrımlanması ile oluşan değişik konumlu kıvrımlar ve faylar vardır. Kıvrımların bir kısmı kuzeydoğu, diğerleri de kuzeybatıya doğru dalımlı, faylar ise hem KD-GB ve hem de KB-GD doğrultulu bulunmaktadır. Yörenin yapısal evrimi Genç (1987)'de ayrıntılı olarak öncelenmiş olup burada, yöredeki metamorfite petrografik özellikleri, metamorfizmaları ve kökenleri yani petrojenezleri söz konusu edilecektir.

PETROGRAFI

Alt Birlik Metamorfite

Granatışist, Biyotitışist, Kuvarsmikaışist, Amfibolit, Gnays Ardalanmasından Oluşan Topluluk

Yörenin güney kesiminde oldukça büyük bir alan kaplar (Bkz.Şekil 2) ve yersel olarak, çok iyi gözlenebilen, granatışist, biyotitışist, kuvarsmikaışist, amfibolit ve gnayslardaki bölgesel şistoziteye (S1) ait şistozite bantlarının ardışımından oluşur. Örneğin Samanyolu ve Aladana köyleri arasındaki yol boyunca bu ardalanma amfibolit ve kuvarsmikaışistlerin birbirini izleyen değişik kalınlıktaki katmanları ile karakteristiktir. Buradan alınan boyuna bir kesit Şekil 5'te verilmiştir.



Şekil 3: Çökekyazı-Gökay yöresinden geçen enine jeoloji kesitleri.

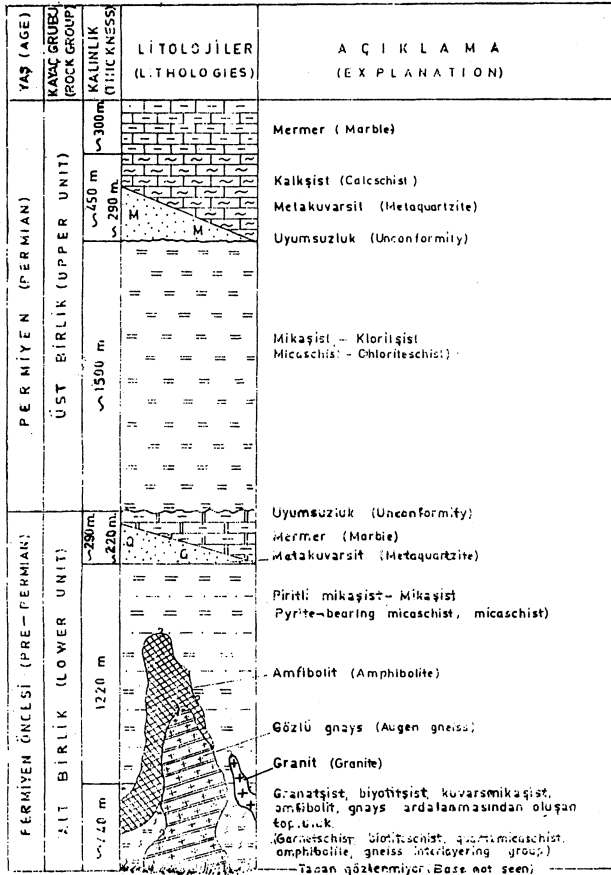
Figure 3: Gelologic map of the Çökekyazı-Gökay area.

Granatşistler Şistozite bantlarının kalınlıkları 5-15 cm arasında değişen granatşistler yüzeylenmelerde ve el örneklerinde pembemsi-gri ve yer yer de yeşilimsi-gri renklidirler. Mikroskopik incelemeler ana minerallerin kuvars, plajiyoklas ve granat olduğunu, bunların yamsıra biyotit, klorit, epidot, serizit ve opak minerallerin de bulunduğunu ortaya koymuştur. Kuvars genelde uzun, yersel olarak da köşeli küçük taneler şeklinde görülür ve kayacın mineral bileşiminin % 25'ten fazlasını oluşturur. Plajiyoklaslar çoğunlukla küçük taneler ve ikizli kristaller biçiminde olup, hem mikroskopik olarak uygulanan Michel-Levy (Kerr, 1959), hem de X-ışınları analizleri yöntemi (Bambauer ve diğerleri, 1967) bunların andezin (An 39) bileşimli olduğuna işaret etmiştir; plajiyoklasın kayacın içindeki hacimsel oram % 30-35 dolayındadır. Granat, az çok yuvarlak, tek veya küme şekilli tanelerden ibarettir ve yaklaşık olarak kayacın hacminin % 30'unu oluşturur. XRD analizleri ile granatın almandin bileşimli olduğu saptanmıştır. Biyotit küçük, birbirine paralel levhacaklır durumundadır ve kayacın içindeki miktarı daima % 10'dan azdır. Klorit yer

yer biyotitin, yer yer de almandinin ayrışmasıyla oluşmuştur ve kayacın içindeki oranı % 5'i geçmez. Epidot ve serizit plajiyoklasın ayrışma ürünleri olup %4'ten daha az miktarlarda bulunurlar. Opak mineraller ise kayacın % 2-3 dolayındaki bir bölümünü oluşturur ve serpilmiş, köşeli veya belli bir şekli olmayan taneler halinde gözlenirler.

Biyotitşistler Yüzeylenmelerde ve el örneklerinde koyu gri-siyah olup çok iyi gelişen bölgesel şistozite yapısı (Sj) ile karakteristiktirler. Şistozite bantlarının kalınlıkları 6 cm'den 25 cm'ye kadar değişir. Mikroskopik incelemeler biyotitşistlerin esas itibariyle kayacın hacminin % 35-45 kadarını oluşturan kuvarsla, biyotit (15-45), plajiyoklas (% 2-20), muskovit (% 0-25), klorit (% 2-6) ve opak mineralleri (% 2-11) içerdiğini, bunların yamsıra az miktarlarda potasyumlu feldispat, epidot, amfibol ve kalsitin de bulunduğunu ortaya koymuştur. Her biyotitşist örneğinde biyotitin % oranının daima 10'dan büyük oluşu bu kayaların adlandırılmasında ana ölçüt olarak alınmıştır.

BİTLİS MASİFİ

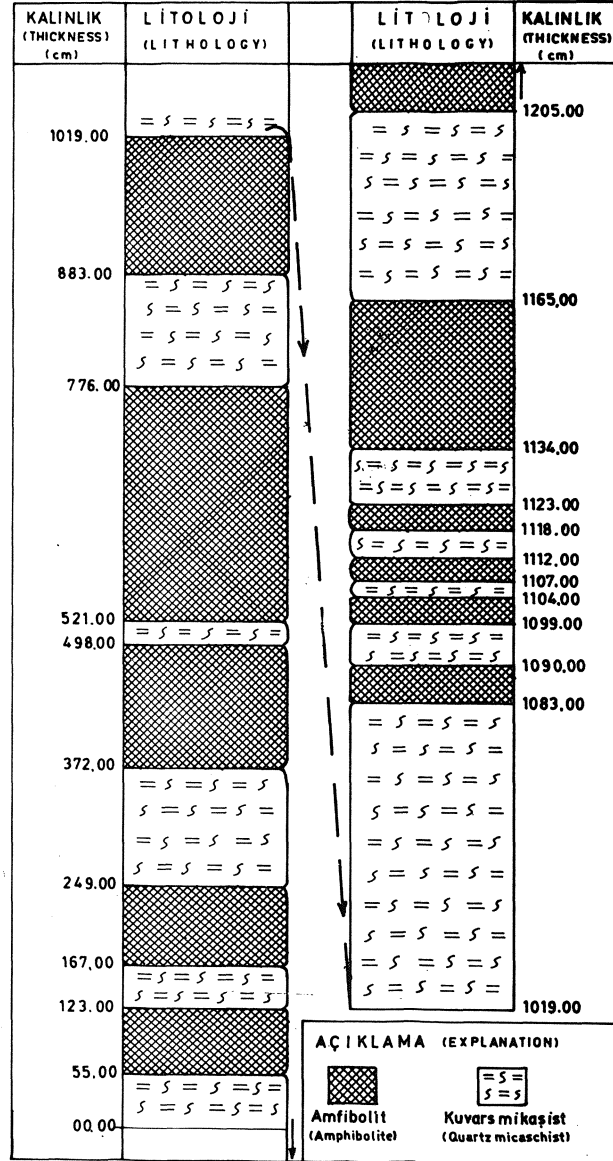


Şekil 4: Çökekyazı-Gökay metamorfitlelerinin boyuna jeoloji kesiti.

Figure 4: Geologic columnar section of the Çökekyazı-Gökay area.

Kuars ve biyotit şistoziteyi oluşturan ana mineral bileşenleri olup yapı, genelde, birbirini ardışık olarak izleyen kuvars ve biyotit kristallerinin yönlü dizilimi ile oluşur. Bölgesel şistozitenin (Sj) yer yer kıvrımlanması ile "bükülme klivajı (crenulation cleavage)" (S2) gelişmiştir. Kuvars, şistozite yapısı içinde genellikle köşeli, uzun ve küçük kristaller; biyotit ise çoğunlukla paralel dizimli levhacaktır ve bunların oluşturduğu kümelerle, küçük tanecikler şeklinde görülür. Plajiyoklas şistozite yapısı içinde yer alan diğer bir mineral olup çoğu kez kuvarsa eşlik eder. Yer yer ikizli, serizitleşmiş kristallerden ve daha çok ikizsiz tanelerden meydana gelen plajiyoklasların genelde andezin (An 30) bileşimli olabileceği Michel Levy kuramına göre uygulanan sönme açıları yöntemi ve XRD çalışmaları ile belirlenmiştir. Muskovit her örnekte vardır (Bkz. Çizelge I) ve hem bölgesel şistoziteye paralel, hem de onu kesen küçük levhacıklar biçimindedir. Klorit, biyotitin, epidot ve kalsit de plajiyoklas ayrışma ürünleri olarak gelişmiştir. Potasyumlu feldispat ve amfibol (tremolit) birer örnekte

(sırasıyla V235, V191) belirlenmiş olup bunlardan birincisi bölgesel şistoziteye (S1) uyumlu diğeri ise uyumsuz olarak bulunmaktadır. Opak mineraller (olasılı olarak, pirit ve hematit) az çok kübik kesitli kristaller ve belli bir şekli olmayan, öteye beriye serpilmiş tanelerden oluşur.



Şekil 5: Granatşist-biyotitşist-kuvarsmikaşist amfibolit-gnays ardalanmasından oluşan alt birlik kayaların Samanyolu ve Aladana yolu üzerinde kalan bölümünde ölçülen stratigrafi kesiti.

Figure 5: Stratigraphic section measured in the part of garnet-schist-biotiteschist quartzmicaschist-amphibolite-gneiss interlayering group of the lower unit on the road between Samanyolu and Aladana villages.

Kuvarsmikaşistler Hem yüzeylemelerde hem de el örneklerinde grimsi-beyaz veya gri renkli olan bu birimler, kalınlıkları 3-64 cm arasında değişen şistozite katmanları boyunca gelişen kırık ve çaklaklarla tipiktir, öyle ki, yersel olarak kolayca, levhacıklar şeklinde ayrılabilirler. Kuvarsmikaşistlerin adlandırılmasında kuvarsin tüm kayaç içindeki hacimsel oranı ve bu mineralin plajiyoklas ve mikalarla oluşturduğu şistozite yapısı göz önünde tutulmuştur. Kuvars her örneğin % 40'dan fazlalık bir bölümünü oluşturmakta ve mikroskopik olarak uzun kristallerinin, benzer kristal şekilli olan ve kayaç hacminin yaklaşık % 7-37'lik bir bölümünü oluşturan plajiyoklasla (andezin, An, 34-38) ve özellikle mikalarla (biyotit + muskovit) birlikte yönlü dizilimi sonucu bölgesel şistozite (Sj) gelişmiş bulunmaktadır. Kuvars ve andezinin yamsıra serizit, klorit, epidot / klinozoisit ve opak mineraller bu kayaçlarda gözlenen diğer mineraller olup dokusal özellikleri itibarıyla biyotitşistlere yakinen benzerler ve bu nedenlerle burada ayrıntılı tanımlarına, ayrıca inilmeyecektir.

Amfiboitler Yüzeylemelerde koyu gri ve / veya yeşilimsi-gri renkli olan bu kayaçlarda da çok belirgin bir şistosite gözlenir. Şistosite bantlarının kalınlıkları yersel olarak 5 cm ile 255 cm arasında değişir. El örneklerinde amfiboitler koyu yeşil veya grimsi-yeşil renklidirler ve hornblend ve / veya tremolit-aktinolit sıralan-masmdan ibaret olan, az çok belirgin bir yönlü dizilim (çizgisellik) gösterirler.

Mikroskopik incelemeler amfibolitlerin ana minerallerinin hornblend, tremolit-aktinolit ve plajiyoklas olduğunu ve bunlarla birlikte almandin, kuvars, serizitin, klorit, epidot, biyotit ve opak minerallerin de var olduğunu göstermiştir. Hornblend % 5-60 arasında değişen oranlarda, çoğunlukla yuvarlak, yelpaze şekilli veya prizmatik kristaller veya küçük taneler halinde gözlenir. Pek çok amfibolit örneğinde hornblend, tremolit-aktinolite dönüşmüştür. Bu dönüşme kristallerin özellikle kenar ve çatlakları boyunca çok etkin olarak gelişmiştir. Böylece bazı amfibolitlerde hornblendin tremolit-aktinolite dönüşümü tamamlanmış ve sonuçta kayaç, hacimsel oranı % 50 dolayında olan tremolit-aktinolit plajiyoklasın egemen olduğu bir amfibolite değişmiştir; bir kısım amfibolitlerde ise bu değişim tamamlanmamıştır ve kayaç hem hornblend ve hem de tremolit aktinolit içermektedir.

Plajiyoklas genelde küçük kristal ve taneler biçimindedir ve yer yer ikizli yapı sergiler. İkizlerin sönme açılarından (Michél-Levy yöntemi, Kerr, 1959) plajiyoklasların andezin (an 32-38) bileşimli olabileceği anlaşılmıştır. Plajiyoklasların ayrışması sonucu oluşan serizite tüm amfibolit örneklerinde rastlanmıştır. Bazı örneklerde bulunan granat genelde yuvarlak, az köşeli ve / veya oval taneler şeklindedir ve XRD incelemeleri ile almandin bileşimli olduğu anlaşılmıştır. Almandin yer

yer klorite dönüşmüştür ve bu dönüşüm özellikle çaklaklar boyunca etkin olmuştur. Kuvars pek çok amfibolit örneğinde vardır ve öteye beriye serpilmiş köşeli, küçük taneleri içerir. Epidot çok küçük tek veya taneli kümeler, biyotit ise dağınık levhacıklar şeklinde izlenir. Opaklar köşeli, yuvarlak veya belli bir şekli olmayan taneler durumundadır ve bazı örneklerde etkin biçimde limonitleşmişlerdir.

Gnayslar Yüzeylemelerde ve el örneklerinde gri veya pembemsi-gri renkli oltu bu metamorfitleerde iyi gelişmiş bir şistosite yapısı gözlenir. Şistosite bantları çoğu kez düzgün olup kalınlıkları 2-7 cm arasında değişir. Mikroskop çalışmaları gnaysları oluşturan ana minerallerin kuvars, plajiyoklas, biyotit ve muskovit olduğunu, bunun yamsıra bazı örneklerde potasyumlu feldispat, pek çoğunda klorit, epidot, almandin ve opak mineraller ve bir örnekte (V267) de stavrolit olduğunu göstermiştir.

İnce kesitte kuvars çoğu kez uzun, köşeli kristaller, yer yer de köşeli, küçük, taneler durumundadır ve hacim olarak her örneğin % 20'den fazlasını oluşturur. % 20-45 arasında değişen miktarlarla daha çok köşeli, kuvars inklüzyonların içeren ve / veya yer yer serizitleşen, uzun kristaller ve küçük taneçikler şeklinde olan plajiyoklaslarda ikizlenme yer yer gözlenir. Sönme açıları ve XRD incelemeleri plajiyoklasın andezin (An 32-38) olabileceğini ortaya koymuştur. Hacimsel oranı % 4-5 kadar olan potasyumlu feldispat da oldukça sık rastlanan bir mineraldir ve daha çok köşeli kristaller şeklinde görülür. Biyotit ve muskovit tek veya birlikte bulunan levhacıklardan oluşur ve yüzde oranları (0-15) bir örnekten diğerine değişir. Biyotit ve muskovit kuvarsla ve bazı örneklerde bunlarla birlikte potasyumlu feldispatın yönlü dizilimi ile belirgin bölgesel şistosite (Sj) oluşmuştur, diğer taraftan bazı örneklerde bölgesel şistosite ile 60 derecelik bir açı yapan başka bir yönde de muskovit dizilimine rastlanmıştır. Klorit biyotitin ayrışma ürünüdür ve hiçbir örnekte kayaç hacminin % 5'ten fazlasını oluşturmaz. Bir örnekte (V192) görülen ve prizmatik iki kristalle temsil edilen amfibolün hornblend bileşimli olduğu hem mikroskopik hem de XRD çalışmalarıyla açıklık kazanmıştır. Bir örnekte (V267) almandin ve staurolitin ve tüm örneklerden opak minerallerin var olduğu belirlenmiştir. Almandin serpilmiş kırıklı taneler, staurolit altıgen şekilli ve kuvars inklüzyonları içeren bir kristal, opak mineraller ise köşeli ve / veya düzgün bir şekli olmayan serpilmiş taneler halinde görülür.

Piritli Mikaşist ve Mikaşistler İnceleme alanında oldukça geniş yer kaplayan (Bkz.Şekil 2) bu kayaçlar granatşist, biyotitşist, kuvarsmikaşist, amfibolit ve gnays araldanmasından oluşan topluluk üzerine uyumlu olarak gelir (Bkz. Şekil 4). "Piritli mikaşist" ve

BİTLİS MASİFİ

"mikaşistler" ayırımı esas itibariyle kayacın pirit içerip içermediği gözönüne alınarak yapılmıştır, öyle ki piritli mikaşistlerde bu mineral çıplak gözle bile kolayca izlenmekte ve kayacın en az % 8'lik bir bölümü oluşturmaktadır, buna karşın mikaşistlerde piritte rastlanılmamaktadır. Piritli mikaşistlerin bulunduğu alanlar genelde grimsi-kahve veya kahverenkli olup bu, etkin hematit boyamasından kaynaklanır. Bunlar dışında piritli mikaşist ve mikaşistler arasında herhangi bir stratigrafik veya mineralojik farklılık bulunmamaktadır.

Piritli mikaşistlerle mikaşistler yüzeylenmelerde gri ve / veya grimsi-kahve renkli olup çok iyi gelişmiş şistozite katmanları sunarlar. Bu katmanların kalınlıkları yersel olarak 1-5 cm arasında değişir. El örneklerinde piritin yanısıra mikalar, kuvars ve plajiyoklas da çıplak gözle gözleendiği piritli mikaşistlerin yüzeyleri hematitle boyanmıştır. Mikroskopik incelemeler her iki mikaşist türünün de, esas itibariyle, kayacın daima % 25'ten fazlasını oluşturan kuvars, % 20-30'unu teşkil eden plajiyoklas (andezin, An 34-36) ve % 10-20'sini meydana getiren mikalarla (biyotit + muskovit) birlikte az miktarlarda serizit, epidot ve klorit içerdiğini ve bu şistlerin dokusal özelliklerinin de biyotitşistlerle kuvarsmikaşistlerle uyduğunu ortaya koymuştur.

Metakuvarsitler Çökekyazı-Gökay yöresinin güney kesiminde gözlenirler (Bkz.Şekil 2) ve yer yer çok iyi gelişmiş bölgesel bir şistoziteye (Sj) sahiptirler. Şistozite bantlarının kalınlıkları 3-35 cm arasında değişir. Metakuvarsitler yüzeylenme ve el örneklerinde yeşilimsi-gri, gri veya beyazımsı-gri renklidirler. Kuvars çıplak gözle tanınabilen tek mineral olup, bazı örneklerde bunun yanısıra plajiyoklas ve mikalar da vardır. Mikaların yaygın olduğu örneklerde bu mineralerle uzun kuvars tanelerinin yönlü dizilimi oldukça belirgindir. Potasyumlu feldispat, serizit, epidot, klorit ve opaklar metakuvarsitlerin diğer mineralleri olup bunlar ancak mikroskoplara gözlenebilir.

Kuvars, mikroskopik olarak genelde uzun, oval ve köşeli kristaller ve yer yer de küçük taneler şeklinde olup kayacın mineral hacminin % 75 veya daha fazla bir bölümünü oluşturur. Plajiyoklas, % 4-15 arasında değişen oranlarda, her örnekte bulunur ve çoğunlukla tek tek serpilmiş, küçük kristal veya tanecikler şeklindedir. Seyrek olarak görülen ikizlerin sönme açılarından plajiyoklas andezin (An 32-36) olabileceği saptanmıştır. Potasyumlu feldispat, ikizli büyük kristaller biçimindedir ve kayacın % 5'ten daha az bir bölümünü oluşturur. Muskovit ve biyotit küçük tek levhacıklar veya levhacık kümeleri durumunda izlenirler ve tek bir yönde (bölgesel şistozite yönünde) dizilim gösterirler. Serizit plajiyoklasın ayrışması ile oluşmuş, klorit de biyotitin yerini almıştır. Epidot öteye beriye dağılmış tek agregatlar, opak mineraller de dağınık yuvarlak veya köşeli taneler halinde izlenir.

Mermerler Yörenin güney bölümündeki birkaç alanda (Bkz.Şekil 2) yüzeylenen bu metamorfite yer yer masif görünümüleri yer yer de, kalınlıkları 10-60 cm arasında değişen şistozite bantları ile karakteristiktir. Renkleri gri, esmer,gri ve/veya beyazımsı-gri olan mermerlerin ana minerali kalsit olup, yüzeylenmelerde kuvarsın yaygın oluşu ile* de dikkati çekerler, hatta yanal olarak izlendiklerinde mermerlerin yer yer dereceli olarak metakuvarsitlere geçtiği görülür (Bkz.Şekil 4). Kalsit ve kuvarstan başka plajiyoklas, mikalar (biyotit, muskovit, serizit), amfibol (hornblend ve tremolit-aktinolit), klorit, epidot ve opaklar mermerlerin içerdiği diğer minerallerdir.

İnce kesitte kalsit genelde ikizli, irili ufaklı kristaller biçiminde ve yer yer de ikizsiz küçük taneler şeklinde izlenir. İkizli kristaller, pek çoğu iyi gelişmiş ikiz kayması yapısı sergilerler ve tüm kalsit kristal ve taneleri mozayik bir tekstür oluştururlar. Kalsitin mineral bileşeni olarak mermerler içindeki miktarı kayacın hacminin % 75'inden daha fazladır. Kuvars, kalsit içine dağılmış olarak, ya çok küçük taneler veya poligonal şekilli kristaller durumunda gözlenir. Diğer mineraller de kuvars gibi kalsitin oluşturduğu mozayik içinde öteye beriye dağılmış olarak bulunur, Seyrek olarak görülen ikizlerinin sönme açıları, andezinin (An 38) mermerler içindeki plajiyoklas türü olabileceğini göstermiştir; plajiyoklasın kısmen ayrışması serizit oluşumuna neden olmuştur. Biyotit ve muskovit levhacıkları az çok belirgin yönlü bir dizilim gösterir, bu yönlü dizilime çoğu kez uzun kalsit kristalleri de katılır; bazı örneklerde biyotit kısmen kloritlemiştir. Bazı örneklerde amfibole rastlanmıştır; prizmatik levhacıklar şeklinde olan bu mineraller ya hornblend ya da tremolit aktinolittir. Opak mineraller yuvarlak, köşeli veya belirgin bir şekli olmayan tek taneler durumundadır.

Masif Amfiboliitler İnceleme alanının değişik kesimlerine dağılmış, irili ufaklı masif kütleler şeklindedirler (Bkz.Şekil 2). Yüzeylenmelerde koyu yeşil veya grimsi yeşil olan bu amfibolitler çevre kayaları içine sokulum yapmış magmatik kaya kütleleri görünümündedir ve şistozite yapısı göstermezler, ancak, yer yer hornblend ve/veya tremolit-aktinolit dizilimi ile oluşan, kısmen gelişmiş çizgiselliklere rastlanır.

XRD ve mikroskop incelemeleri amfibollerin hornblend ve/veya tremolit-aktinolit bileşiminde olduğunu ortaya koymuştur. Kayacın hacmi içindeki oranı % 20-48 olan hornblend ya yelpaze şekilli geniş, ya uzun prizmatik kristaller veya küçük taneler şeklinde izlenir. Tremolit-aktinolit de hornblende benzer kristal ve tanelere sahiptir ve bazı örneklerde tamamen, bazılarında da kısmen hornblendin yerini almıştır. Hacim yüzdesi 17-43 kadar olan plajiyoklas genelde küçük, serpilmiş taneler şeklinde görülür ve ikizli kristallerine ender olarak rastlanır. İkizli kristallerin sönme açılarından ve XRD analizlerinden plajiyoklasların andezin (An 34-38)

olduğu anlaşılmıştır. Amfibol (hornblend ve tremolit-aktinolit) ve plajiyoklasm belli belirsiz bir duruma getirmiştir. Epidot bazı örneklerde belirlenmiştir ve tek tek taneli kümeler biçiminde izlenir. Plajiyoklasm ayrışmasıyla oluşan serizit, serpilmiş levhacıklar biçiminde olan biyotit ve klorit sadece bazı örneklerde gözlenir. Birkaç örnekte olan biyotit ve klorit sadece bazı örneklerde gözlenir. Birkaç örnekte belirlenen granatın almandin olabileceği XRD analizleriyle anlaşılmıştır. Almandin çoğunlukla tek tek veya birlikte bulunan küçük yuvarlak taneler ve/veya kısmen kloritleşmiş daha büyük kristaller halinde izlenir. Kuvars da sık görülen bir mineral olup genelde hornblend ve/veya tremolit-aktinolit tarafından hapsedilen küçük taneler şeklinde görülür. Sfen ve opak mineraller her örnekte vardır ve dağınık, tek taneler durumundadırlar. XRD incelemeleri opak minerallerin ilmenit olduğunu göstermiştir, bu durum ayrıca jeokimyasal analizlerden elde edilen ve bu amfibolitlerin demir ve titanyum içeriğinin yüksek oluşunun (Bkz. Çizelge 1) anlaşılmasıyla da açıklık kazanmıştır.

Gözlü Gnayslar İnceleme alanının orta güney bölümünde yüzeylenen bu kayalar oldukça geniş alanlar işgal eder (Bkz. Şekil 2). Pembemsi-gri ve/veya gri renkli olan gözlü gnays yüzeylenmelerinde sürekli olarak izlenen yapı kuvars, feldispat ve mikaların belli hatlar boyunca dizilmesiyle oluşan çizgiselliklerdir. Genelde masif görünümlü olan bu yüzeylenmelerde şistozite yapısı yer yer izlenir. Taze yüzeyleri pembemsi-gri ve/veya beyazımsı-gri olan gözlü gnaysların ana mineralleri kuvars, plajiyoklas, potasyumlu feldispat, biyotit olup, bundan başka muskovit, serizit, epidot/klinozoisit, amfibol ve opak mineraller de bulunur.

İnce kesitte kuvars, genellikle uzun veya düğüm (göz) şekilli kristaller, ender olarak da küçük taneler biçiminde gözlenir ve mineral bileşeni olarak kayacın en az % 30'unu oluşturur. Kayacın % 8-42'sini oluşturan plajiyoklas çoğunlukla ikizli kristaller, yer yer de küçük taneler şeklindedir ve sönme açıları ile XRD incelemelerinden andezin (An 32-42) bileşimli olduğu anlaşılmıştır. Potasyumlu feldispat bazı örneklerde görülür, ikizli, büyük kristallerden ibaret olan bu mineralin % oranı 10-40 arasında değişir. Biyotit (% 2-15 arasında) uzun levhacıklar şeklinde izlenir ve yönlü dizilimi ile tipiktir. Bu yönlü dizilime kuvars+plajiyoklas potasyumlu feldispat ardalanması şeklinde bölgesel şistozite (S₁) gelişmiştir. Bazı örneklerde (örneğin V138, V289) biyotit daha küçük levhacıklar şeklinde ve bölgesel şistoziteye ait dizilim yönü ile 62 derecelik açı yapan başka bir yönde de dizilim gösterir. Bu dizilim yönü esas itibarıyla muskovit pulcuklarının da dizildiği yöndür, ancak seyrek de olsa bölgesel şistozite yönünde dizilen muskovit levhacıklarına da rastlanır. Serizit plajiyoklasm, klorit de biyotitin ayrışma ürünüdür ve pek çok örnekte bulunurlar. Bazı örneklerde epidot,

bazılarında da klinozoisit görülür ve bunlar öteye beriye serpilmiş, taneli agregatlar şeklindedir. Birkaç örnekte, az çok yelpaze şe-killi, dağınık, tek hornblend kristalleri gözlenir ve bunların uzanımı genelde bölgesel şistoziteye ait yönlü dizilime uygunluk gösterir. Opaklar daima gözlenen mineral bileşenleridir ve serpilmiş köşeli, yer yer yuvarlak ve/veya düzgün bir şekli olmayan taneler durumundadır.

Alt Birlik Kayaçlarını Kesen Granitler Çökekyazı-Gökay yöresinin güney yarısında, granatist, biyotitist, kuvarsmikaşist, amfibolit ve gnays ardalanmasından oluşan toplulukla, piritli-mikaşist ve mikaşistler içinde kafalar şeklinde görülen bu kayalar 1 / 25 000 ölçekli jeolojik haritada gösterilebilecek büyüklükte değildir. Bu nedenle granitlerin gözlendiği alanlar jeolojik haritada sembolle belirtilmiştir (Bkz. Şekil 2). Yüzeylenmelerde tipik pembe veya pembemsi-gri, el örneklerinde ise pembe renkli olan bu kayaların sergilendiği en belirgin yapı türü çaklaklar olup, bunun yanısıra, yer yer iyi gelişmemiş çizgiselliklere de rastlanır. Çizgiselliklerde gözlenen esas mineraller biyotit-muskovit, kuvars ve potasyumlu feldispattır; granitler içinde ayrıca serizit, epidot, klorit ve opak mineraller de bulunur.

Mikroskopik olarak kuvars, çoğunlukla köşeli büyük kristaller, yer yer de daha küçük taneler şeklinde gözlenir ve kayacın hacminin % 35'den daha fazla bir bölümünü oluşturur. Kayacın % 35'den daha fazla bir bölümünü oluşturan potasyumlu feldispatın ortoklas olabileceği XRD incelemeleri ile anlaşılmıştır. Genelde ikizli büyük kristaller şeklinde izlenen ortoklas yer yer serizite dönüşmüştür. Ana minerallerden bir tanesi olan biyotit, yer yer levhacık kümeleri şeklinde, belli yönlerde kısmen gelişen yönlü dizilimler gösterir. Kayacın hacminin % 10-15'lik bir bölümünü temsil eden biyotit yersel olarak klorite dönüşmüştür; kloritin kayacın içindeki % oranı daima 5'ten azdır. Muskovit de biyotite benzer bir dağılımı modeli içinde görülür ve hacimsal oranı hiçbir zaman % 5'e ulaşmaz. Epidot ve opaklar da granitlerde gözlenen diğer mineraller olup, bunlardan epidot serpilmiş taneli agregatlar, opaklar ise dağınık, köşeli ve/veya yuvarlak tanecikler şeklindedir; hem epidotun hem de opak minerallerinin kayacın içindeki hacimsal oranı % 5'i dolayındadır.

Üst Birlik: Metamorfitleri

Çökekyazı-Gökay yöresindeki üst birlik metamorfitleri, Genç (1986) tarafından ayrıntılı olarak incelenen Küçüksu-Reşadiye metamorfitleri ile aynı özelliklere sahiptir. Gerçekte bu iki alan birbirinin devamı olup kuzeyde Vanı L48-b2) paftasını oluşturan Küçüksu-Reşadiye yöresinde Bitlis masifinin üst birlik kayaçları, güneydeki Vanı L48-b3) paftasını kapsayan Çökekyazı-Gökay bölgesinde ise, yukarıda da açıklandığı gibi, Bitlis masifinin hem alt ve hem de üst birlik metamorfitleri yüzeylenir. Bunun yanısıra üst birlik metamorfitleri

BİTLİS MASİFİ

içinde yer alan mikaşist, kloritşist, metakuvarsit ve mermerler doku itibarıyla alt birlik kayaçları içinde yer alan, aynı adlı birimlere benzer. Öte yandan üst birlik içinde yer alan aynı adlı birimlere benzer. Öte yandan üst birlik içinde bulunan kalkışistlerin de, kısmen gelişen şistoziteleri dışında mermerlerle aynı özelliklere sahip olduğu düşünülürse (Genç, 1986) üst birlik metamorfitlerinin burada yeniden ayrı ayrı ve ayrıntılı olarak ele alınmanın gereksiz olacağı anlaşılır. Bu nedenle bu bölümde üst birlik mikaşist ve kloritşistlerinin, doku ve mineralojisi olarak, alt birliğe ait biyotitşist ve kuvarsmikaşistlere, metakuvarsitlerin alt birlik metakuvarsitlerine, kalkışist ve mermerlerin de alt birlik mermerlerine benzer ve aralarındaki ana farkın ise stratigrafik konum olduğunu söylenmesi ile yetinilecektir.

METAMORFİZMA

Alt Birlik Metamorfitleri. Mineral Parajenezleri ve Metamorfik Fasiyes

Alt birlik metamorfitlerinde belirlenen mineral parajenezleri aşağıda verildiği gibidir.

Granatşist, Biyotitşist, Kuvarsmikaşist, Amfibolit ve Gnays Ardalımasından Oluşan Topluluk Andezin ± kuvars ± potasyumlu feldispat ± hornblend ± tremolit / aktinolit ± biyotit ± muskovit (serizit) ± epidot / klinozoisit ± almandin ± klorit ± staurolit ± kalsit

Piritli Mikaşist, Mikaşistler Kuvars ± andezin ± potasyumlu feldispat + biyotit + muskovit (serizit) ± klorit ± epidot

Metakuvarsitler Kuvars + andezin ± potasyumlu feldispat ± muskovit (serizit) ± biyotit + epidot ± klorit
Mermerler Kalsit ± kuvars ± andezin ± biyotit ± muskovit (serizit) ± klorit ± epidot ± hornblend ± tremolit

Amfibolitler Andezin ± hornblend ± tremolit / aktinolit ± kuvars ± almandin ± serizit (muskovit) ± epidot / klinozoisit ± biyotit ± klorit + sfen

Gözlü gnayslar: Kuvars + andezin ± potasyumlu feldispat + biyotit ± muskovit (serizit) ± epidot ± klorit ± hornblend ± almandin

Bu mineral parajenezlerine ilişkin ACF ve A'FK diyagramları Şekil 6'da verilmiştir.

Gerek yukarıda verilen mineral parajenezleri ve gerekse onların ACF ve A'FK diyagramlarından görüleceği gibi alt birlik kayaçları içinde değişik metamorfizma derece veya fasiyeslerine özgü mineraller birlikte bulunmaktadır. Örneğin yeşilist fasiyesi veya düşük dereceli metamorfizmayı simgeleyen klorit + kuvars, tremolit (aktinolit) + kalsit veya orta dereceli metamorfizmaya özgü andezin (Winker, 1967), hornblend ve staurolit aynı parajenez içinde yer almaktadır. Ayrıca hornblendin geniş ölçüde tremolit-aktinolite, biyotit ve almandinin klorite dönüşmesi de alt birlik metamorfitleri içinde farklı dereceye özgü en az iki metamorfik etkinliğin meydana geldiğini ve bunlardan düşük dereceli olanının, kendisinden

den daha yüksek dereceli olanı örttüğünü gösterir. Bununla birlikte Bitlis masifinin diğer yörelerinde olduğu gibi (Yılmaz, 1971; Boray, 1973; Genç, 1977) bu metamorfitlerin de önce orta (amfibolit fasiyesi), daha sonra da düşük derecede (yeşilist fasiyesi) metamorfizma geçirdiği anlaşılabilir. Bunun doğruluğu yukarıda da değinildiği gibi değişik örneklerde bölgesel şistoziteye ait dizilme yönü ile uyumlu olmayan, az gelişmiş muskovit fasiyesi metamorfizma sırasında bölgesel şistozite oluşmuş, yeşilist fasiyesi metamorfizma sırasında ise bölgesel şistozite yönünden farklı, yeni bir yönlü dizilim gelişmiştir.

Üst Birlik Metamorfitlerinin Mineral Parajenezleri ve Metamorfik Fasiyes

Bu metamorfitlerde saptanan mineral parajenezleri şunlardır:

Mikaşist ve Kloritşistler Kuvars + plajiyoklas (albit) ± biyotit + klorit + muskovit (serizit) ± biyotit ± epidot ± klorit

Kalkışistler Kuvars ± kalsit ± dolomit ± plajiyoklas (albit) ± talk ± epidot ± klorit ± muskovit

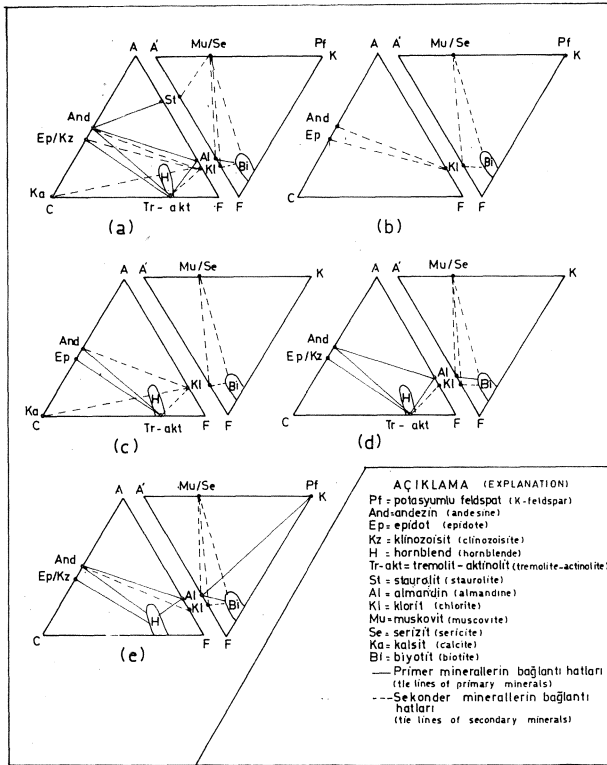
Mermeler Kalsit + kuvars ± plajiyoklas (albit) ± talk ± epidot ± klorit ± muskovit

Bu parajenezler Şekil 7'deki ACF ve AFK diyagramlarında grafik olarak gösterilmiştir. Hem bu diyagramlardan ve hem de mineral parajenezlerinden anlaşılacağı gibi üst birlik metamorfitleri sadece düşük dereceli (yeşilist fasiyesi) metamorfizmayı simgeleyen mineraller içerir. Örneğin yukarıda da değinildiği gibi kuvarsklorit ve tremolit + kalsit bu fasiyesinin tipik ikilileridir (Winkler, 1967). Bu yüzden üst birlik metamorfitlerinin çok evreliliği metamorfizma geçirmediği ve yeşilist fasiyesi koşullarında değişikliğe uğradığı kabul edilmektedir.

METAMORFİTLERİN KÖKENİ

Çökekyazı-Gökay yöresinde gözlenen gnays ve amfibolitlerin kökeni sorunu Genç (1985) tarafından saha gözlemlerine dayanılarak ele alınmış, amfibolitlerin kökenleri için ayrıca, Rb/Sr oranlarından da yararlanılmıştır. Gnays ve amfibolitlerin alt birlik kayaçları olduğu dikkate alınırsa Genç (1985)'in sadece alt birlik metamorfitlerinin kökenine ışık tuttuğu anlaşılır, oysa Çökekyazı-Gökay yöresinde daha önce açıklandığı gibi hem alt ve hem de üst birlik kayaçları bulunmaktadır. Bu nedenle burada alt ve üst birlik kayaçları birlikte ele alınacak ve kökenleri tartışılacaktır. Bu amaçla her iki birlik metamorfitlerine ilişkin saha gözlemleri ile ana ve iz element analizlerinden faydalanılacaktır.

Alt birlik metamorfitleri, masif amfibolit ve gözlü gnayslar dışında, bölgesel şistozite ile tipiktir. Bölgesel şistozitenin yer yer izlendiği gözlü gnayslarda en belirgin yapı (çizgisellik) ili gelişmemiştir (Genç, 1985). Bu durum ilk anda yörede, katmanlı yapı gösteren alt birlik metamorfitlerinin tortul (para) kökenli, masif olanların da magmatik (orto) kökenli olabileceğine işaret eder. Bunun doğruluğu ardalımalı topluluğun Çökekyazı-



Şekil 6: Çökekyazı-Gökay yöresi alt birlik metamorfiteri mineral parajenezlerinin ACF ve AFK diyagramları (kuvars, staurolit ve sfen diğer mineral bileşenleridir). a=gra-natşist-biyotitşist-kuvarsmikaşist-amfibolit ve gnays aralanmasından oluşan topluluk; b=piritli mikaşist-mikaşistler ve metakuvarsitler; c=mermerler; d=amfibo-litler; e=gözlü gnayslar.

Figure 6: ACF and AFK diagrams of the mineral paragenesis in the lower unit metamorphics of the Çökekyazı-Gökay area (quartz, staurolite and sphene are the other mineral constituents). a=garnetschist-biotiteschist-quartzmica-schist-amphibolite and gneiss interlayering group; b=pyritebearing micaschist-micaschists and metuqartzites; c=marbles; d=amphibolites; e=augen gneisses.

Gökay yöresi dışında yer yer çapraz tabakalanma ve dalga kırışığı gibi tortul yapılar içermesinden (Şengül, 1984) ve Çökekyazı-Gökay yöresinde de aynı topluluk içine sokulum yapan gözlü gnays ve masif amfibolitlerin varlığı ile kuvvet kazanır (Genç, 1985). Diğer taraftan üst birlik mikaşist, kloritşist ve metakuvarsitleri içinde de gözlenen en belirgin yapı şistozitedir ve bu kayalar düşük derecede (yeşilşist fasiyesi) metamorfizma geçirmişlerdir. Bilindiği gibi düşük derecede metamorfizma geçiren magmatitlerde şistozite yapısı iyi gelişmez, düşük derecede metamorfizmaya uğrayan tor-

tullarda ise çoğunlukla şistozite düzlemleri tabakalanmaya paralel konumlu olur (Hobbs ve diğerleri, 1976). Bu nedenle üst birlik mikaşist ve kloritşistleriyle metakuvarsitlerinin tortul kökenli olduklarını söylemek güç olmayacaktır. Bunun yansıma üst birlik metamorfitlerinin oluşturan diğer birimlerin kalkıştıla mermer olduğu, mermerlerle metakuvarsitler arasında yer yer yanal geçişler bulunduğu ve üst birlik birimlerinin oralarında uyumlu olduğu (Erdoğan, 1982; Genç, 1986) düşünülürse bu sonucun da doğru anlaşılır.

Çökekyazı-Gökay yöresi alt ve üst birlik kayalarına ilişkin ana ve bazı iz element analizleriyle elde edilen değerler Çizelge 1'de gösterilmiştir. Ana elementler yardımıyla hazırlanan ve Şekil 8-a ve b'de verilen Al-S-F (veya Osann) ve C-Al-alk diyagramlarından (Ayan, 1973) görülebileceği gibi alt birlik metamorfitlerinden, şistozitenin iyi geliştiği (katmanlı) biyotitşist, mikaşist, gnays ve amfibolitlerle, üst birlik mikaşist ve kloritşistleri tortul kökenli, alt birlik içindeki gözlü gnays ve masif amfibolitler de magmatik kökenli metamorfitlerdir.

Hyndman (1972)'in belirttiğine göre para ve orto-amfibolitlerin iz element içerikleri ve özellikle Rb/Sr oranları kökenlerine uygun olarak değişmektedir, öyle ki bu oran orto-amfibolitlerde 0,03-0,33 arasında bulunmakta, para-amfibolitlerde ise 0,33'ten daha büyük olmaktadır. Çökekyazı-Gökay amfibolitleri dikkate alındığında (Çizelge 2) bu durum yukarıda sözü edilen diğer verilerle uyduğu ve yöredeki katmanlı amfibolitlerin tortul, masif amfibolitlerin de magmatik kayalardan türediği anlaşılmaktadır. Bunların yansıma, masif amfibolitlerin yer yer metakuvarsit blokları içermesi (Genç, 1985) ve opak minerallerle (özellikle ilmenit) sfeni sürekli bulundurması (Leake, 1964; Genç, 1977; Çağatay, 1982) bu kayaları para-amfibolitlerden ayıran diğer özellikleridir.

Bilindiği gibi orto-amfibolitler çoğunlukla toleyitik ve/veya alkali nitelikli bazik magmatitlerin orta (amfibolit fasiyesi) ve yüksek (granülit fasiyesi) derecede metamorfizması sonucu oluşur (Spry, 1974; Genç, 1986). İnceleme alanındaki alt birlik metamorfizmasının orta ve düşük dereceli fasiyes koşullarında metamorfizma geçirdiği düşünülürse orto-amfibolitlerin amfibolit fasiyesi metamorfizmanın ürünleri olduğu anlaşılır. Köken kayalar durumunda olan bazik magmatitlerin bölümünün toleyitik, diğerlerinin de alkali bileşimli olabileceği Şekil 9'da verilen TiO_2-Zr/P_2O_5 (Winchester ve Floyd, 1977) ve bu kayaların okyanus tabanı bazaltları olabileceği de Şekil 10'daki $Ti/100-Zr-Y_3$ (Pearce ve Cann, 1973) diyagramından görülmektedir.

Yukarıda verilen bilgilerin de ışığında, bölgedeki alt birlik metamorfitlerinden olan değişik şistlerin ve gra-natşist-biyotitşist-kuvarsmikaşist-amfibolit-gnays aralanmasından oluşan topluluk içindeki gnays ve amfibolitlerin tortul kökenli olduğunu söylemek yerin-

% OKSİT (% Oxide)	S A M P L E N O (S a m p l e N o)											
	ÜST BİRLİK (Upper Unit)		ALT BİRLİK (Lower Unit)									
	VK1	VK2	VK4	VK5	V7	V122	V123	V124	V144A	V148	V242	V267
SiO ₂	68.03	72.02	56.56	55.51	45.25	50.00	42.75	71.50	43.25	76.00	38.63	70.44
TiO ₂	0.40	0.40	1.22	3.01	1.90	2.56	0.70	0.29	1.40	0.08	1.01	1.26
Al ₂ O ₃	21.85	18.98	31.38	27.08	17.40	10.75	13.55	12.65	12.45	11.55	20.64	7.46
Fe ₂ O ₃	0.80	1.60	1.80	3.40	12.25	11.95	10.80	2.3	13.35	1.0	13.62	9.06
FeO	0.24	0.48	0.54	1.02	3.67	3.58	3.24	0.69	4.005	0.3	4.09	2.72
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.173	0.245	0.108	0.06	0.255	0.02	0.03	0.01
MgO	0.20	0.18	1.06	1.01	5.00	3.95	12.6	0.80	5.95	0.57	4.01	3.02
CaO	0.03	0.02	0.02	0.03	3.8	7.7	10.2	2.75	10.85	0.55	7.3	2.04
Na ₂ O	2.05	2.98	2.91	3.01	3.37	2.7	2.76	4.64	2.76	4.72	3.36	1.03
K ₂ O	3.40	1.21	2.01	3.98	0.65	0.37	0.36	4.07	0.75	4.93	0.78	0.96
P ₂ O ₅	0.45	0.39	0.11	0.02	0.36	0.57	0.27	0.07	0.22	0.04	0.04	0.03
CO ₂	0.39	0.31	0.31	0.58	1.18	0.96	0.63	—	0.28	—	1.06	0.21
H ₂ O	2.21	1.38	1.70	1.38	4.83	4.62	1.97	—	4.56	—	5.49	1.71
TOPLAM (Total)	100.07	99.97	99.98	100.04	99.53	99.96	99.94	99.82	100.08	99.76	100.06	99.95
İZ ELEMENT (Trace ele.) (ppm)		V283	V306	V314								
Rb		95	27	22	123	10	17		33		119	
Sr		245	66	177	165	115	190		170		121	
Y		58	38	58	38	64	25		38		32	
Zr		125	100	130	110	160	70		80		90	
Nb		10	10.5	17	16.5	17.5	6.5		4		4.5	

Çizelge 1: Çökekyazı-Gökay yöresindeki alt ve üst birlik kayalarınca ait değişik örneklerin ana ve bazı amfibolit örneklerinin iz element analizleri. VK1=kloritışist, VK2=mikaşist, VK4=biyotitışist, VK5=mikaşist, V7,V242,-V283,V306=katmanlı gnays, V122,V123,V144A,V314=(masif) amfibolit, V124,V148=gözlü gnays.

Table 1: Major element analysis of various samples of the lower and upper unit rocks, and trace samples of some amphibolite specimens of the Çökekyazı-Gökay area. VK1=chloriteschist, VK2=micaschist, VK4=biotiteschist, VK5=micaschist, V7,V242,V283,V306=layered amphibolite, V267=layered gneiss, V122,V123,V144A,V314=(masif) amphibolite, V124,V148=augen gneiss.

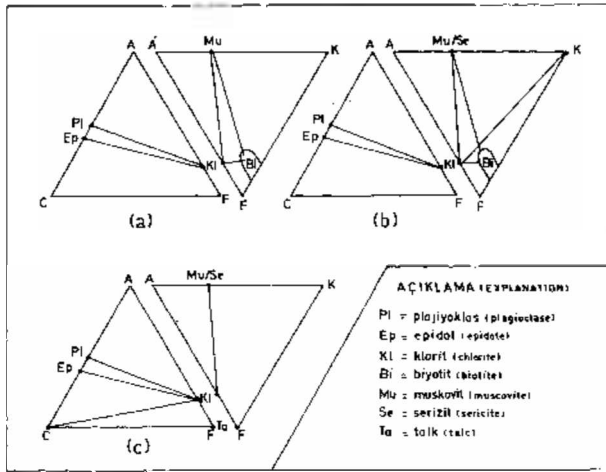
de olacaktır. Bunlardan değişik şistlerin ve gnaysların pelitik ve/veya yarı pelitik, amfibolitlerin ise kireçli tortullardan (örneğin marn veya şeyl) türemiş olabileceği düşünülmektedir. Alt birlik metakuvarsitleri psammitik, mermerler de kireçtaşlarının metamorfizması ile gelişmişlerdir. Gözlü gnayslar, bir olasılıkla, asitik (granitik), masif amfibolitler de bazik magmatitlerden kaynaklanmaktadır. Üst birlik kayalarından mikaşist ve kloritışistler, alt birlik şistlerinde olduğu gibi pelitik ve/veya yarı pelitik, metakuvarsitler psammitik ve/veya pe-

litik-psammitik tortulların, mermer ve kalkışistler de kireçtaşlarının metamorfizması sonucu türemişlerdir.

SONUÇLAR

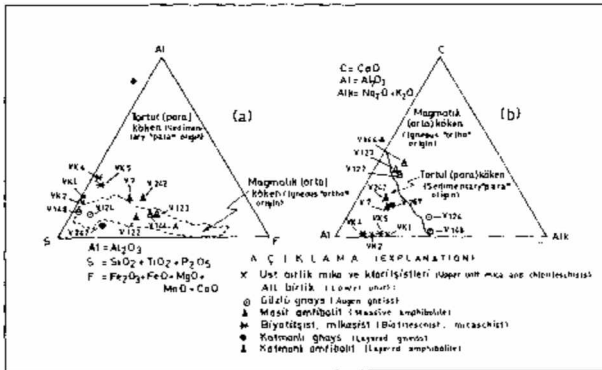
Çökekyazı-Gökay yöresi metamorfitlelerinin kökenine ilişkin değişik veri ve sorunların ele alındığı bu incelemeden elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibi özetlenebilir.

1) Çökekyazı-Gökay yöresi üst Paleozoyik (Permien) öncesi yaşlı alt birlik metamorfitleleri ile bunları kesen granitler ve alt birlik üzerine açılmal bir uyumsuz-



Şekil 7: Çökekyazı-Gökay yöresi üst birlik metamorfileri mineral parajenezlerinin ACF ve AFK diyagramları (kuvars ve sfen diğer mineral bileşenleridir). a=mikaşist ve kloritşistler; b=kalkişistler; c=mermerler.

Figure 7: ACF and AFK diagrams of the mineral paragenesis in the upper unit metamorphics of the Çökekyazı-Gökay area (quartz and spene are the other mineral constituents). a=micaschist and chloriteschists, b= calc-schists; c=marbles.



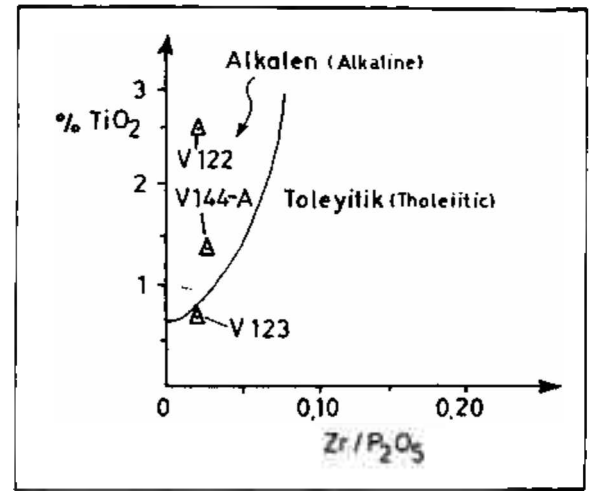
Şekil 8: Çökekyazı metamorfilerinin Al-S-F (a) ve C-Al-Alk (b) diyagramlarındaki dağılımı. V7, VK₁...örnek numaralarını gösterir (diyagram Ayan,1973'ten alınmıştır).

Figure 8: Distribution of the Çökekyazı-Gökay metamorphics in the Al-S-F (a) and C-Al-Alk (b) diagrams. V7, VK₁...indicate sample numbers (diagram taken from Ayan,1973).

Örnek No (Sample No)	Rb/Sr oranı Rb/Sr ratio
V 7	0.74
V 242	0.98
V 283	0.38
V 306	0.40
V 122	0.08
V 123	0.08
V 144-A	0.19
V 314	0.12

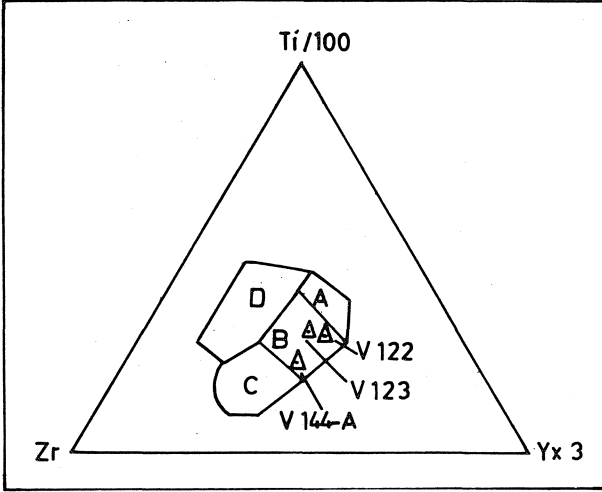
Çizelge 2: Çökekyazı-Gökay yöresine ait bazı amfibolit örneklerinin Rb/Sr oranları. Bu oran para (ortul kökenli) amfibolitlerde 0,33'ten daha büyük, orto (magmatik kökenli) amfibolitlerde ise 0,03-0,33 arasında değişmektedir.

Table 2: Rb / Sr ratios of some amphibolite samples of the Çökekyazı-Gökay area. This ratio is higher than 0,33 in para (sedimentary origin) amphibolites and varies between 0,03 and 0,33 in orto (magmatik origin) amphibolites.



Şekil 9: Çökekyazı-Gökay orto-amfibolitlerine ait köken kayaların $TiO_2 - Zr / P_2O_5$ diyagramındaki dağılımı. V122, V123... örnek numaralarını gösterir (diyagram Winchester ve Floyd 1977'den alınmıştır).

Figure 9: Distribution of parent rocks of the Çökekyazı-Gökay orto-amphibolites in $TiO_2 - Zr / P_2O_5$ diagram. V122, V123... show sample numbers (diagram after Winchester and Floyd,1977).



Şekil 10: Çökekyazı-Gökay orto-amfibolitlerine ait köken kayaların Ti / 100-Zr-Y.3 diyagramlarındaki dağılımı. A=düşük potasyumlu toleyitler, B=okyanus tabanı bazaltları, C=calk-alkali bazaltlar. D=Levha içi veya okyanus adası bazaltları. V122,V123... örnek numaralarını gösterir (diyagram Pearce ve Cann,1973'ten alınmıştır).

Figure 10: Distribution of parent rocks of the Çökekyazı-Gökay ortho-amphibolites in Ti / 100- Zr-Y.3 diagram. A=low potassium tholeiites, B=ocean floor basalts, c=calk-alkali basalts, D=within plate or oceanic island basalts.V122,V123... depict samble numbers (diagram after Pearce and Cann,1973).

lurla gelen Permiyen sonrası yaşlı üst birlik metamorfite-lerinden oluşur. Alt birlik içindeki granitlerle gözlü gnays ve masif amfibolitler bir kenara bırakılırsa, her iki birlik metamorfite-lerinde gözlenen en belirgin yapı her yerde izlenen bölgesel şistozitedir (Sj); gözlü gnayslardaki egemen yapı türü ise çizgiseliktir. Bölgesel şistozite genelde mika (biyotit ve muskovit) kuvars ve plajiyoklasların süreksizlik düzlemleri boyunca yönlü dizilimi, gözlü gnayslardaki çizgisellik ise çoğunlukla aynı minerallerle potasyumlu feldispatların belli hatlar boyunca sıralanması şeklinde gelişmiştir.

2) Bölgesel şistozitenin yanısıra alt birlik metamorfite-leri içinde yersel olarak, muskovit levhacıklarının yönlü dizilimi ve yer yer de böl-gesel şistozitenin bükülmesi şeklinde gelişen başka bir şistozite (S2) yapısı daha gözlenmiştir. Alt birlik kayalarındaki bu S1 ve S2 yapılarında ait dizilim yönleri arasında yaklaşık 60-70 derecelik bir açı vardır. Alt birlik metamorfite-lerinde S 2 olarak nitelendirilen bu yapı üst birlik

kayaçlarında gelişen tek şistozite durumundadır.

3) Bölgede birisi orta (amfibolit fasiyesi) ve diğeri de düşük dereceli (yeşilist fasiyesi) olmak üzere en az iki farklı metamorfizma evresi etkin olmuştur. Alt birlik kayalarının her iki metamorfik evre tarafından etkilenmesine karşın, üst birlik metamorfite-leri yalnızca yeşilist fasiyesi metamorfizmadan etkilenmiştir. Bu durum, olası olarak, amfibolit fasiyesi metamorfizmanın Permiyen'den daha eski, yeşilist fasiyesi metamorfizmanın ise daha yeni devirlerde meydana geldiğini gösterir.

4) Amfibolit fasiyesi metamorfizma ile buna eşlik eden deformasyon sonucu alt birlik metamorfite-leri içindeki şistozite (S1) ve çizgisellikler gelişmiştir. Bu deformasyon ve metamorfizma muhtemelen Kaledoniyen orojenezi esnasında olmuş, daha sonra ise Hersiniyen orojenezi sırasında granit kütleleri alt birlik kayaları içine sokulum yapmıştır (Yılmaz, 1971; Helvacı ve Griffin, 1983).

5) Yeşilist fasiyesi metamorfizma ve ona eşlik eden deformasyon, alt birlik içinde daha önce oluşan amfibolit fasiyesi metamorfizma ve deformasyon üzerine gelmiş ve alt birlik metamorfite-lerini kesen granitlerle üst birlik metamorfite-lerinin köken kayaları olan tortulları metamorfizmaya uğratmıştır; böylece alt birlik metamorfite-lerinde S2 şistozitesine ilişkin yönlü dizilim ile üst birlik kayaları içindeki şistozite yapısı gelişmiştir. Bu metamorfizma ile alt birlik kayaları içinde, amfibolit fasiyesine özgü mineral parajenezleri yeşilist fasiyesi mineral parajenezlerine değişmiş, bunun sonusunda da yaygın bir bozuşma meydana gelmiştir. Yeşilist fasiyesi metamorfizma ve ona eşlik eden deformasyon Alp orojenezi sırasında meydana gelmiştir.

6) Çökekyazı-Gökay yöresindeki alt birlik içinde gözlenen gnayslardan ve amfibolitlerden bir bölümü magmatitlerden, diğerleri de tortullardan türemiştir. Bunlardan granatist-mikaşist-kuvarsikaşist-amfibolit-gnays araldanması ile karakteristik olanlar tortul kökenli (para-gnayslar, para-amfibolitler), masif amfibolitler ve gözlü gnayslar da magmatik kökenlidirler (orto-amfibolitler, orto-gnayslar). Tortul kökenli gnayslar pelitik veya yarı-pelitik, tortul kökenli amfibolitler de killi-kireçli tortullardan türemişlerdir. Orto-gnayslar granitik, orto-amfibolitler ise okyanus tabanı bazaltlarının metamorfizması ile gelişmişlerdir.

Yöredeki tüm metakuvarsitler psammitik ve/veya pelitik-psammitik bir kökenden gelmekte, mermer ve kalkışitler ise kireçtaşlarından kaynaklanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazar, saha çalışmaları sırasında malzeme yardımlarını gördüğü MTA Enstitüsüne, ana ve iz element analizlerini yapan Cüneyt Şen'e ve çizim işlerini büyük ölçüde üstlenen ressam Refik Şengül'e içtenlikle teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: MTA Derg., 81, 132-155.
- Bambauer, H.U., Corlett, M., Eberhard, E., Vismanathan, K., 1967, Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods: Schweiz. Min. Petr. Mitt, 47, 333-349.
- Boray, A., 1973, The structure and metamorphism of the Bitlik area, sduth-east Turkey:Londra Univ., İngiltere, 233 s, doktora tesi (yayınlanmamış).
- Çağatay, N., 1982, Pancarlı (Bitlis) nikel-bakır-sülfid cevherleşmesinin jeoloji, mineraloji ve jeokimyası:ODTÜ Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Doçentlik tezi (yayınlanmamış).
- Erdoğan, B., 1982, Bitlis masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde jeolojisi ve yapısal özellikleri:Ege Üniv. Yerbil. Fak. 106 s, Doçentlik tezi (yayınlanmamış).
- Genç, S., 1977, Geological evolution of the southern margin of teh Bitlis massif, Lice-Kulp district, SE Turkey: Wales Univ., İngiltere, 281 s, doktora tezi (yayınlanmamış).
- Genç, S., 1985, Bitlis masifi Lice-Kulp (Diyarbakır) ve Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöreleri gnays ve amfibolitlerinin köken sorununun irdelenmesi:JeolojiMühendis-liği, 23, 31-38.
- Genç, S., 1986, Bitlis masifi, Küçükusu-Reşadi-ye (Tatvan, Bitlis) yöresi metamorfitlelerinin petrografi ve metamorfizması:KÜ Derg. Jeoloji, 4/1 -2, 77-86.
- Genç, s., 1987, Bitlis masifi Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöresinin yapısal evrimi:Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg. Jeoloji, 3, 77-90.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., 1983, Bitlis metamorfitlelerinde yeni yaş bulguları:MTA Derg., 95/96, 41-48.
- Helvacı, C., 1983, Bitlis masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezk Türkiye Jeol. Kur. Bül., 26, 177-182.
- Helvacı, C., Griffin, W.L., 1983, Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey: Spec. Publ. Geol. Soc. London, 13, 255-265.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. Williams, P.F., 1976, An outline of structural geology, 571 s.: John Wiley and Sons, New York.
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks, 533 s.: McGraw Hill, New York.
- Kerr, P.F., 1959, Optical mineralogy, 422 s.: McGraw Hill, New York.
- Leake, B.E., 1964, The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites: J. Petrol., 5, 238-256.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth Plan. Sci.-Let., 19, 290-300.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 23, -201-212.
- Spry, A., 1974, Metamorphic textures, 350 s.: Pergamon Press, Oxford.
- Şengün, M., 1984, Bitlis masifi Tatvan güneyinin jeolojik, petrografik incelemesi: İst. Üniv.-Doktora tezi, 157 s. (yayınlanmamış).
- Winchester, J.A., Flayod, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology, 20, 325-343.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks, 237 s.: George Allen and Unwin Ltd. Londra.
- Yılmaz, O., 1971, Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (partie meridionale de massif de Bitlis, Turquie): Univ. Sci. et Medical, Grenoble, 230 s., doktora tezi (yayınlanmamış).
- Yılmaz, O., Michel, R., Viallette, Y., Bonhomme, M.G., 1981, Réinterprétation des donnée isotopiques Rb-Sr obtenues sur les metamorphites de la partie meridionale du massif de Bitlis (Turquie): Sci. Geol; Bull., Strasbourg, 34, 59-73.

Makalenin Geliş Tarihi : 31.7.1987

Yayma Veriliş Tarihi : 21.12.1990

Küçük Menderes delta kompleksi ve gelişiminde aktif tektonizma etkileri

Küçük Menderes river delta complex and the effects of active tectonism on it's development

SUNGU L. GÖKÇEN
NİZAMETTİN KAZANCI
DOĞAN YAŞAR
NURAN GÖKÇEN
EMEL BAYHAN

D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
A.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir
H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Küçük Menderes Delta Kompleksi (Pleyistosen-Güncel), Kuşadası körfezinde, üst üste depolanmış dört delta istifinden (D1-4) oluşmaktadır. Her istif üzerindeki denizel tortullar veya bir aşınma yüzeyi ile ayrılır. Güncel Küçük Menderes deltası (D1) bu kompleksin en genç üyesi olup, Geç Holosen'den beri ilerlemektedir. Sismik ve sondaj verileri, del tay ik tortul kamalarını veren kıyı çizgisi değişimlerinin Güncel şelf kenarı ile mevcut kıyı arasında olduğunu gösterir. Son büyük transgresyon Holosen'de olup kıyı bugünkünden 11 km kadar geriye çekilmiştir.

Delta kompleksi depolanma ile eş zamanlı ve genç faylarla kesilmiştir. Büyük ve diri faylar körfezin kuzey kesiminde daha belirgindir. Güncel deltanın su altı bölümü de kuzeybatıya doğru gelişmektedir. Bu ilişki grabenin (Küçük Menderes grabeni) kuzey kenarının daha aktif olduğunu ortaya koyar. Benzer durum, Pleyistosen-Holosen süresince, Grabenin güney ve kuzey kenarlarının aralarla aktifleşerek delta depolanmasını kontrol ettiği ve tekçe delta istiflerinin bazılarının güneybatıya, bazılarının da kuzeydoğuya doğru ilerlediği anlaşılmaktadır. Bu durum global deniz seviyesi değişimleri yanında, aktif tektonizmanın da Küçük Menderes Delta Kompleksinin gelişmesini etkilediğini açıklamaktadır.

ABSTRACT: Küçük Menderes River Delta Complex, which developed in a large graben (Küçük Menderes Graben) through Pleistocene-Holocene time, consists of four, superimposed delta sequences (D1=4). Each sequence was separated by fine-grained, marine sediments and / or an erosion surface characterizing a sea transgression.

The recent Küçük Menderes river delta (D1) with a large subaerial plain, the youngest member of the complex, has prograded since Late Holocene. Core and seismic data, collected from the gulf of Kuşadası, display that sea-level changes were typical during the Pleistocene and Holocene time, and shoreline prograded up to Recent shelf-break (=130 m water depth) three times at least, after abrupt transgression periods. The last waste sea transgression was in Late Holocene and sea water advanced towards the east, up to 11 km.

The delta complex was disturbed by many synsedimentary and post-sedimentary fractures, which are mostly down-faults. The active and relatively bigger ones are observed in the northern part of the gulf. Submarine sector, particularly prodelta areas of the recent delta (D1) has been growing towards the same direction, however the formers, apparently, D3 and D4 sequences, developed mostly in southern side of the Kuşadası gulf occupying the Küçük Menderes graben. This recognised relation presents that active graben tectonism importantly affected the deltaic deposition, in addition to global sea-level changes.

GİRİŞ

Delta kompleksi, aynı akarsu ile oluşturulmuş üst üste gelişen delta istifleri olup, duraysız havza kenarlarının tipik tortullarıdır. Oluşumlarına tesir eden faktörler "yıkıcı" ve "yapıcı" olmak üzere iki genel grupta toplanır (Elliott, 1978; Coleman ve Prior, 1982;

Coleman ve Robertz, 1988). Yıkıcı faktörler delta fasiyelerini çeşitlendiren, delta ilerlemesini yavaşlatan ve bazan deltayı boğan tesirlerdir. Tersine yapıcı faktörler delta ilerlemesini hızlandırır ve çoğu kez ideal bir regresif oluşumuna yol açar. Bunlar arasında aktif tektonizmanın özel bir yeri vardır ve bazı hallerde delta ilerleme-

sini hızlandırdığı gibi, bazan da tersine işler. Aktif tektonizma su seviyesi değişimlerini, özellikle de taban topografyasını kontrol ederek delta geometrisini etkilemektedir (Leeder ve Gowthorpe, 1987; Leeder ve diğ., 1988). Hatta bazı küçük graben ve yarı-grabenlerdeki delta komplekslerinin tekçe üyeleri doğrudan aktif tektonizma dönemlerini temsil edebilmektedir (Nemec ve Steel, 1988; Colella ve Prior, 1990). Büyük boyutlu denizel deltalarda ise tektonizmanın etkileri ancak delta fasiyeslerinin yorumuna bağlı kalmaktadır. Özellikle Kuvaterner yaşlı deltalarda bu durum vardır. Çünkü deniz seviyesi" değişimleri dünya ölçeğindedir ve buzul dönemleri nedeniyle deltadaki tektonik tesirler maskelenmiştir.

Bu yazıda incelenecek olan Küçük Menderes Delta Kompleksi, aktif tektonizmanın delta gelişimine etkilerini ortaya koyan güzel bir örnektir ve güncel deltanın adıyla tanınmaktadır.

Güncel Küçük Menderes deltası, kompleksin en genç üyesi olup, Küçük Menderes grabeninin batı ucunda büyümektedir (Şekil 1A). Deltayı oluşturan akarsuyun (K.Menderes nehri) ana kolları ile boşaldığı Kuşadası körfezinin eş derinlik haritası şekil 1'de verilmiştir. Bu güncel deltanın, aynı akarsuyun oluşturduğu eski delta kamalarını örttüğü önceki çalışmalarda da ortaya konulmuştur (Aksu ve Piper, 1983; Aksu ve diğ., 1987; 1990).

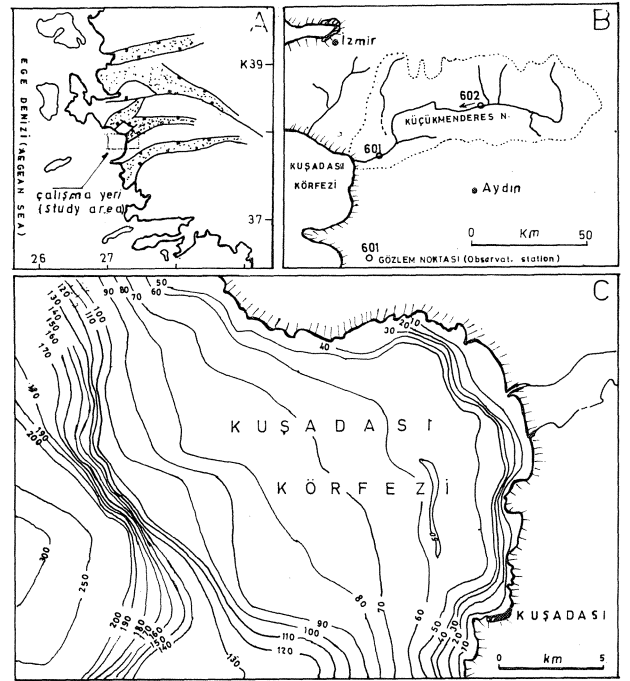
Bu çalışmanın esas materyalini deltanın sualtı bölümlerinden alınan sismik kayıtlar ve karot örnekleri teşkil eder. Jeofizik incelemeler D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsünün R/V K.Piri Reis gemisiyle 1987 yazında, kıyı şeridinden açıkta 150 km²'lik bir alanda yapılmıştır (Şekil 2). Bu alanda yaklaşık 60 km uzunluğunda sismik yansınma kayıtları ve 15 ayrı noktadan gravite sondajı ile örnekler alınmıştır. Sismik incelemeler için enerji kaynağı olarak 40 inch²'lük hava tabancası kullanılmış ve kayıtlar 3,5 kHz olarak yapılmıştır. Karotlar Benthos gravite örnekleyicisi ile toplanmış ve klasik sedimentoloji yöntemleri ile incelenmiştir. Tortulların mineralojik bileşim incelemesi, ayrıntıları Yaşar (1989)'da verilen yöntemle hazırlanmış ince kesitler üzerinde yapılmıştır.

GÜNCEL ORTAM ve DEPOLANMA ŞARTLARI

Küçük Menderes deltasının oluşumuna tesir eden güncel ortam özellikleri aşağıdaki gibidir.

Küçük Menderes Nehri

Küçük Menderes Delta Kompleksini oluşturan 150 km uzunluğundaki bu nehrin etkili drenaj/yağış alanı 3255 km² olup, akaçlanan alanda büyük oranda Menderes Masifinin kayaları bulunmaktadır. Nehrin büyük kolları yoktur (Şekil 1B). Yukarı ve orta yatakta örgülü,



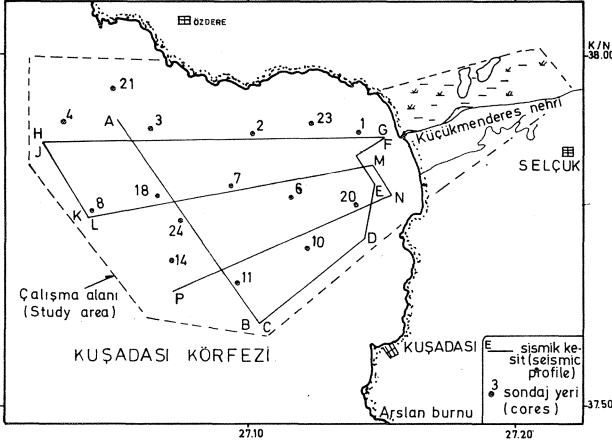
Şekil 1. Çalışma alanının yeri (A), Küçük Menderes nehrinin drenaj alanı (B) ve Kuşadası körfezinin batimetrik haritası (C).

Figure 1. Location of the study area (A), drainage area and main branches of Küçük Menderes river, and bathymetric map of the Gulf of Kuşadası (C).

aşağı yatakta (yaklaşık 20 km) menderesli olarak akar. Selçuk-izmir karayolunun 3. km'sindeki demiryolu köprüsünün ayağındaki Elektrik İşleri Etüd İdaresi'ne ait 601 nolu gözlem istasyonundan (Şekil 1B) alınan ölçümlere göre, akarsuyun rejimi çok değişiktir. 1952-1986 arasında ortalama akım 13,9 m³ / sn olmasına karşılık, 1986 ortalama akımı 7,1 m³ / sn'dir (EİEİ, 1990). 1972-84 arasında ortalama akım 14,5 m³ / sn, taşıdığı ortalama tortul yük ise 13 kg/sn olup bunun % 89 kadarı askı yüklerdir (EİEİ, 1987'den hesaplanmıştır). Gözlem süresi içinde en fazla yatak yükü Mart-Mayıs aylarında taşınırken, Temmuz-Ekim arasında yatak yükü bulunmadığı ve bu aylarda bazı yıllar akımın durduğu gözlenmiştir. 1934'de inşa edilen büyük drenaj kanalı nehri kuzey ve güney kol olarak ikiye bölmüş (Şekil 3), ve son yıllarda artan sulama kanalları nehri tortul ve akım rejimini büyük ölçüde değiştirmiştir. Halen nehir suları bu iki koldan ayrı ayrı denize ulaşmaktadır.

Bugünkü tortul yükün azlığına karşılık, Küçük Menderes nehrinin oluşturduğu büyük bir deltası vardır ve drenaj alanı / delta düzlüğü oranına göre, hiç olmazsa 1934 öncesi, fazla yük taşıyan nehirler (Coleman ve Roberts, 1988) grubuna girmektedir.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 2. Çalışmada kullanılan sondajların ve sismik profillerin yerleri
Figure 2. Location of cores and seismic profiles used in this study.

Kuşadası Körfezi

Küçük Menderes Delta Kompleksinin yerleştiği Kuşadası körfezi genelde Ege Denizi'nin oseonografik yapısına sahip olmakla beraber bazı bölgesel özellikler de sunar. Tuzluluk ortalaması % 038 olup, nehir boşalım ağzında % 020 ye düşer. Yüzey su sıcaklığı 15-

23 °C arasında değişir. Gel-git ile su seviyesi değişimi çok belirgin olmayıp, 15-60 cm arasında, ortalama 20 cm'dir. Rüzgâr yönleri değişiktir. Kış aylarında KD yönlü rüzgârlar, yaz aylarında ise güneybatı ve batı yönünden gelenler etkilidir. Yıllık ortalama dalga yüksekliği 0.6 m, boyu 150 m kadar, fırtınalı dönemlerde ise 3 m yüksekliğe ve 50 m dalga boyuna ulaşabilir (Aksu ve diğ., 1987). Körfezde önemli gelgit ve âip akıntıları tespit edilmemiştir. Halihazırda dalga-egemen bir kıyı çizgisine sahiptir. Düzenli ve düz bir taban topografyası vardır (Şekil 1C).

Küçük Menderes Deltası

Güncel Küçük Menderes deltası, aynı isimli graben içine yerleşmiştir (Şekil 1, 3). Şu anda Gallway (1975) sınıflandırmasına göre dalga-egemen delta olarak ilerlemektedir. Yaklaşık olarak 50 km² su dışı, 45 km² kadar su içi alanı vardır.

Deltanın su dışı bölümünün morfolojik durumu şekil 3'de gösterilmiştir. Karaya doğru sınırı, nehrin yapay bir kanalla (1934) ikiye ayrıldığı kesimden başlar. Hem nehir ve hem de kanal eski delta düzlüğü ve taşkın ovası tortulları üzerinde akar (Erinç, 1955). Kanalın kuzeyindeki alan (delta düzlüğü) büyük ölçüde göller ve bataklıklar ile kaplıdır (ŞekiB). Bunlardan Elaman gölü/bataklığı eski bir kıyı lagününü temsil eder (Erinç, 1955; Bozbay ve diğ.,1986). Yörenin deniz seviyesinden yüksekliği bazı yerlerde 0.5 m'ye kadar düşmekte ve bu nedenle bataklık alanlar zaman zaman genişlemektedir.

ÖZELLİK

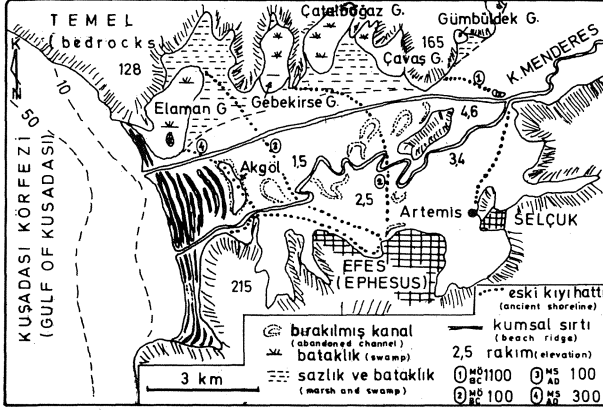
ÖLÇÜ/MİKTAR/ARALIK

Akarsu drenaj alanı / yağış alanı 1	3255 km ²
K. Menderes nehri su başalımı ¹	
(1952 - 86 arası ortalaması)	13,9 m ³ /sn
(1972 - 84 arası ortalaması)	14,5 m ³ /sn
Taşman tortul yük (1972-84 arası ortalama) ¹	13 kg/sn
Boşalım ağzında asıltı yükü ²	550 ppm
Boşalım ağzından 50 m açığa-^	
ışık geçirgenliği (gözlem diski/secchi disc)	1 m
Nehir boşalım ağzında-^ akıntı hızı	75 cm/sn
Delta su dışı alanı^	50 km ²
Delta sualtı alanı^	45 km ²
Delta ilerleme hızı (1969-1990) ³	0.2 m/yıl

- 1) EİEİ -1987 ve 1990'dan hesaplama
- 2) DSİ ve Seyir - Hidrografi Dairesi Başkanlığının gözlem istasyonundan
- 3) Yazarların gözlemi
- 4) Aksu ve diğ. 1990 Şekil 22'den hesaplama
- 5) Erinç 1955'den

Çizelge 1. Güncel Küçük Menderes deltasının rejim özellikleri

Table I. Regime characteristics of the active Küçük Menderes river delta.



Şekil 3. Güncel Küçük Menderes deltasının karasal bölümünün Jeomorjolojisi (Kraft ve diğ., 1981'den değiştirilerek).

Figure 3. Geomorphological map of subaerial sector of the recent Küçük Menderes river delta (modified from Kraft et al., 1981).

Yapay kanalın güneyinde asıl nehir menderesli olarak akar ve küçük akma gölleri ile bırakılmış menderes kanalları gözlenir (Şekil 3). Akgöl bu tür bir akma gölü (ox-bow lake) temsil eder ve deniz seviyesinden 40 cm kadar aşağıdadır (Şekil 3).

Yerleşim ve tarımsal faaliyetler delta düzlüğünü büyük ölçüde tahrip etmiştir. Eski gözlemler (Shindler 1904, Kraft ve diğ. 1977 ve 1981'de), bugünkü kıyı çizgisinden 1.5 km kadar geriye bir alanda kıyı kordonları/kumsal sırtları ve kumulların bulunduğunu belirtmektedir. Kumsal sırtları (beach ridges) kıyıya paralel olup bazılarının yüksekliği 1 metreyi geçmektedir (Darkot, 1938; Eisma, 1962). Kumsal sırtları/kıyı kordonları aksi ağız barlarının dalgalarla işlenmiş ürünleridir. Bunlar tipik olarak dalga-egemen kıyı çizgisini ve buradaki deltayik oluşumu temsil ederler (Elliott, 1978). Buna karşılık, delta düzlüğü kenarında bulunan Efes ve Artemis klasik şehirlerindeki (Şekil 3) kazı ve temizleme çalışmalarında kıyı kordonlarına rastlanmamıştır (Kraft ve diğ., 1977). Bunun anlamı; Küçük Menderes deltasının daha önce akarsu-egemen olarak ilerlerken, yaklaşık MS 300'den itibaren dalga-egemen hale dönüştüğüdür. Bu durum nehir yükünün azalmasına bağlanabilir ve fakat Akdeniz'in pek çok güncel deltasında bu rejim değişikliği tespit edilmektedir (örn. Oomkens, 1970; El Sohby ve diğ., 1988). Özetle, delta ilerleme hızı zaman içinde yavaşlamaktadır (Çizelge 1).

Delta kökenli eski kumsal sırtları yaklaşık 4.5-5 km'lik bir uzanım içinde görülür (Şekil 3). Bu durum, dalga tesirleriyle birlikte, nehir ağzının yanal yönde yer değiştirdiğini de göstermektedir. Nehrin terkettiği yerde dalgalar tortulları işleyerek geniş plajlı kıyıları oluşturmuştur.

Halihazırda, boşalımı zaten az olan nehir sularının iki kola ayrılması ve çok az yatak yükü getirilmesi delta oluşum hızını düşürmüştür (max. 0.5 m/yıl, ortalama 0.2 m/yıl). Dalga-egemen dönemlerde (son 1600 yıl) bu hızın yaklaşık 1 m/yıl, daha önceki akarsu egemen dönemde ise 2.5 m/yı kadar olduğu hesaplanmaktadır (Çizelge 1).

Güncel deltanın sualtı bölümü sınırlı bir alan kaplar (yaklaşık 45 km²). Sualtı platformunun derinliği 0-10 m olup, yaklaşık 250 m genişlikte ve 1250 m uzunluktadır. Bu dar platforma karşılık -60 m derinliğe kadar (Şekil 1C) uzanan delta ilerisi (prodelta) alanı olduğu sismik yansıma ve karot örneklerinden anlaşılmaktadır. Delta önü nispeten fazla ve fakat delta ilerisi az eğimli, düzenli bir topografyaya sahiptir (Şekil 1C).

SİSMİK STRATİGRAFİ

Bu çalışmada kullanılan sismik kesitlerin uzunluğu 60 km kadardır ve başlıca dört boyuna, üç enine hattan oluşur (Şekil 2). Sismik yansımaların yorumu Mitchum ve diğ. (1977)'de verilen esaslara göre yapılmıştır.

İncelenen kesitlerde, Küçük Menderes delta kompleksinin birbiri üzerine gelmiş en az dört delta istifinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 4-7). Aynı bir delta gelişim evresini temsil eden her istif (D) üzerindeki geniş yayımlı transgresif tortullar veya aşınma yüzeyleriyle ayrılır (Şekil 4-7). Transgresif tortullar yer yer oldukça kalın ve sismik kesitlerde yatay-paralel yansımalarla belirginleşirler. Deltayik kompleksin kesitlere yansımış kalınlığı havza yönünde artar ve yaklaşık -70 ile -100 m batimetrik derinlikler arasında en kalın olduğu gözlenir.

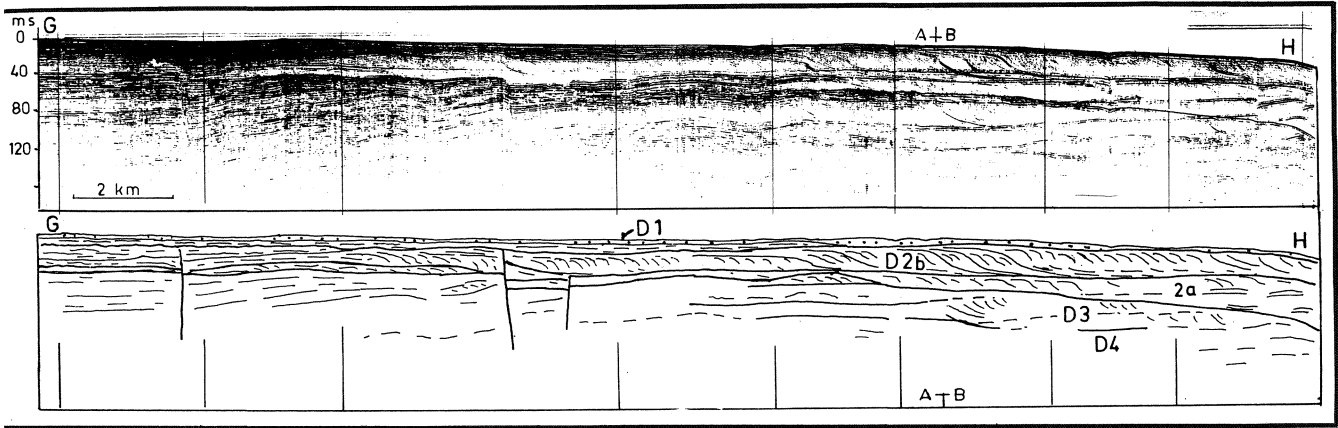
Üstten itibaren ilk iki istife ait (D1 ve D2) sismik yansımaların çok açık olmasına rağmen son ikisi (D3 ve D4)'nin yansımaları oldukça gölgelenmiştir (Şekil 4-7) ve bu nedenle aşağıda D3 ve D4 beraber değerlendirilmiştir (Sismik yansımalarda eğik ve kesilmiş kayıtların, deltayik tortulları; delta istifinin klinotemlerini temsil ettiği kabul edilmiştir).

Birinci İstif (D1)

Sismik kesitlerde en üstte görülen istiftir (Şekil 4-7). Kalın denizel tortullar üzerine yerleşmiştir. İstif kalınlığı alttakilere nispetle azdır ve açık deniz yönünde hızla incilir. Bu seviyedeki sismik yansımalar karaya yakın kesimlerde eğimli, açık deniz yönünde ise yataya yaklaşmaktadır. Kıydan itibaren yaklaşık 10. km'den sonra bütünüyle incilir ve yataya yansımalarla temsil edilir. Aynı şekilde, Kuşadası körfezinin kuzey yarısında istif kalınlığı güney kesimlere göre daha fazladır (Şekil 4-7).

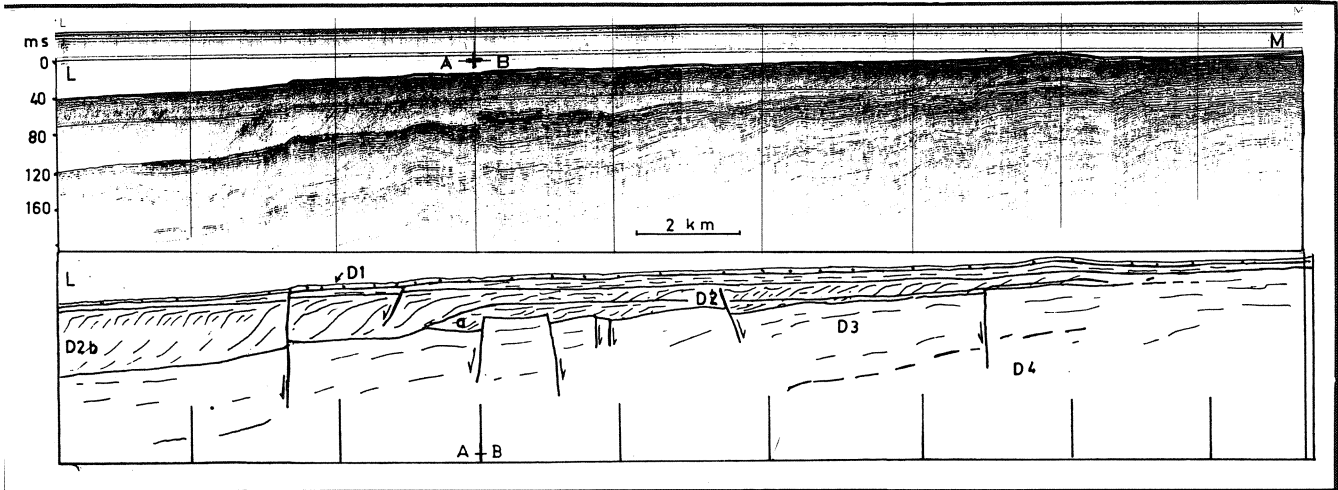
Bu sismik seviyeye, deltayik kompleksin en genç üyesi olan D1 istifine karşılık gelir, büyük olasılıkla Holosen/Güncel deltanın su altı kesimlerini temsil etmektedir. Yansımaların yataya dönüştüğü alanlarda deltayik depolanma son bulmuştur.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 4. GH sismik kesiti ve yorumu

Figure 4. Seismic profile GH and its interpretation



Şekil 5. LM sismik kesiti ve yorumu

Figure 5. Seismic profile LM and its interpretation

İkinci İstif (D2)

Kompleksin en iyi gelişmiş ve kayıtlarda klinotemlerin çok belirgin şekilde görüldüğü seviyedir (Şekil 4-7). Bu günkü kıyı çizgisinden şelf kenarına kadar uzanır ve -80. m ile -110. m arası en kalın bulunduğu yerlerdir (Şekil 4,6). Geniş bir aşınma yüzeyinin ayırdığı iki alt seviye/istiften (D2a ve D2b) oluşmaktadır (Şekil 4-3). Her bir alt istifte klinotemlerin süreksizliği ve farklı açılar değerleri tipiktir. Bunlardan üstteki d2a alt istifi, Aksu ve diğ. (1987)'nin 3 no'lu delta lobuna, D2b de aynı yazarların 2 no'lu delta lobuna karşılık gelebilir.

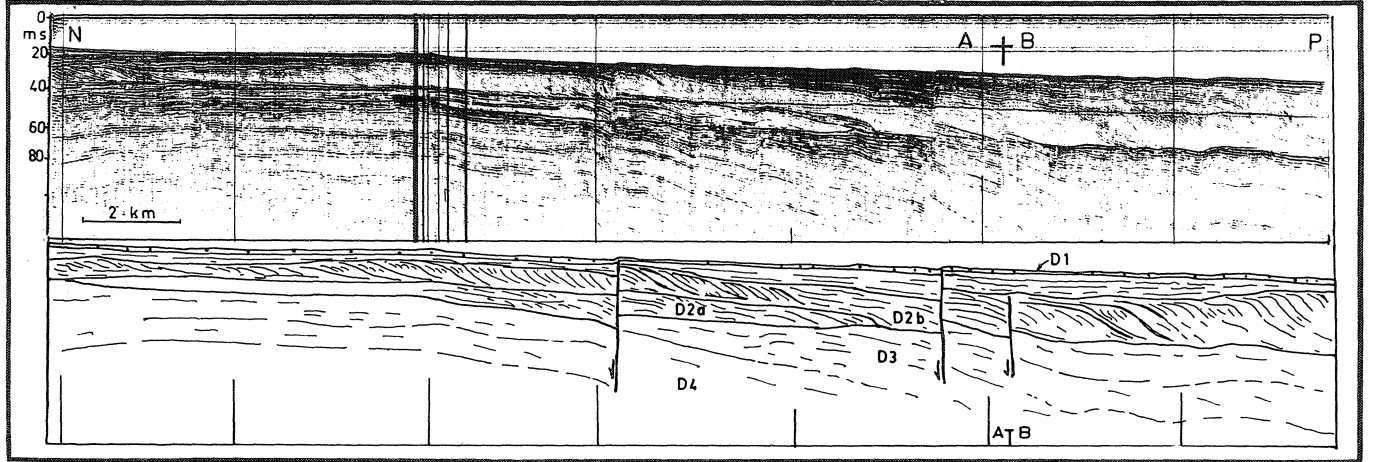
İki alt istifin (D2a, D2b) gelişimleri birbirine uyumlu değildir. Bunlar, muhtemelen çok hızlı bir kıyı gerilemesi ile ayrılmış delta istifini (D2) temsil ederler ve fakat ayrılmadan sonra depolanma farklı doğrultularda

yoğunlaşmıştır. Üstteki D2a istifi Gh kesitinde en kalın, Pn kesitinde ise çok incedir. Tersine alttaki D2b istifi ise PN kesitinde çok tipik iken GH kesitinde gözlenmemektedir (Şekil 4-7). Bu ilişki D2 istifinin, önce güneybatıya doğru ilerleyen bir delta lobu teşkil etmiş iken (D2b), ani bir sübidans sonrasında, kuzeybatıya ilerleyen bir delta lobu (D2a) olarak çökeldiğini göstermektedir. İkisi arasında yalnızca aşınma yüzeyinin bulunuşu deniz tabanı çöküşünün hızlı oluşuna bağlanabilir. Bu tür istiflenme şekli graben kontrollü göllerde tipiktir (Kazancı, 1988).

Her iki alt istifte de, yüksek su seviyesi (high stand) ve hızlı şelf kenarı değişmelerini gösteren birçok tortul kaması bulunmaktadır (Şekil 4,5). Ancak bunların yanal ilişkilerini kontrol etmek mümkün olmamıştır. AB ke-

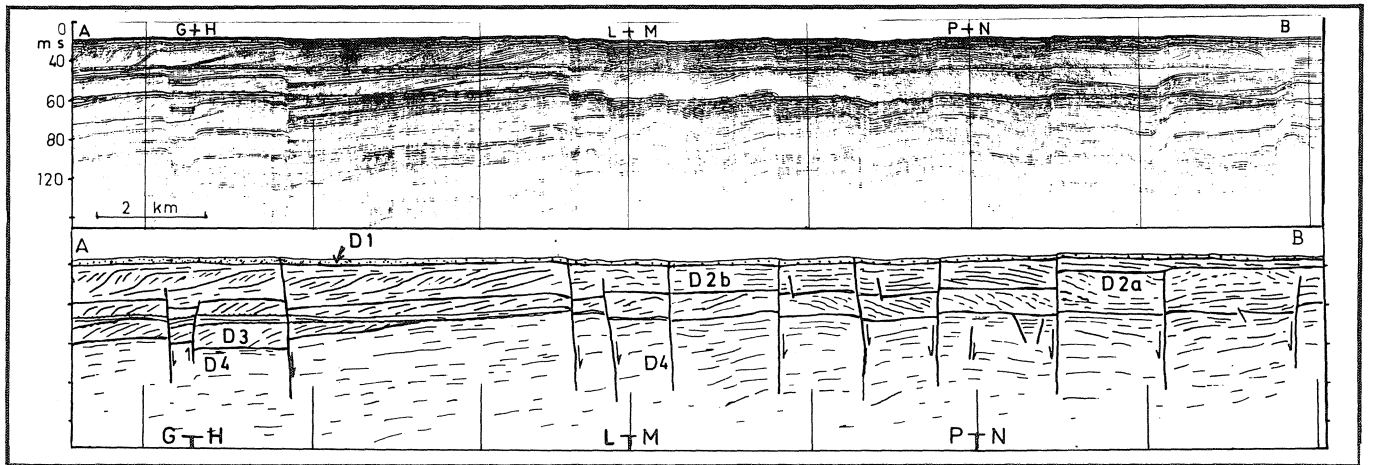
skinde ise bu istifin klinotemleri farklı yönlere eğilmektedir (Şekil 7). Bu durum (kesit yönü düzeltmelerine rağmen) deltayik depolanmayı kontrol eden önemli taban topografyası değişikliklerini ortaya koymaktadır.

yüze ulaşmayan kesikliklerdir ve çoğunluğu D2 istifi içinde gözlenir (Şekil 4-7). Bir bölümü de yüze ulaşan ve muhtemelen diri faylanmalardır. Deltayik kompleksin bir graben içinde yerleştiği düşünülürse bunların varlığı olağandır. Ancak, bu kesitlerde nispeten az oluşarı



Şekil 6. PN sismik kesiti ve yorumu.

Figure 6. Seismic profile PN and its interpretation.



Şekil 7. AB sismik kesiti ve yorumu.

Figure 7. Seismic profile AB and its interpretation.

Diğer İstifler: (D3, D4)

Daha önce de belirtildiği gibi bu istiflere ait yansımalar çok belirgin değildir ve çoğu yerde transgresif çökeline ait olanla karışmışlardır. AB ve PN kesitlerinde nispeten daha açık görülürler (Şekil 6,7). Derin sismik çalışmalar (T. Shell, 1979) da da yeterince açık değildir; ancak yine de üst üste gelen deltayik istifleri ifade ederler. Yanal yönde güncel kıyı çizgisinden şelf kenarına kadar ve belkide daha ötelere uzanırları dikkat çekicidir. Bunların özelliklerini ortaya konulması için daha ayrıntılı çalışmalara gerek vardır.

Kırıklar

Sismik kayıtlarda çokça kırık hatları tespit edilmiştir. Bunların bir bölümü depolanma ile eş zamanlı,

(Şek.4-6) kırık hatlarının kesit doğrultularına paralel olmasıyla açıklanabilir; nitekim enine kesitte kırık yoğunluğu çok daha fazla gözükmetedir (Şekil 7).

Enine kesitte, körfezin orta ve orta-güney yarısında, kırıklarla sağlanmış bir yükselti alanı görülür. Bu alanın iki tarafında D2 istifine ait klinotemler farklı yönlere eğimi göstermektedir (Şekil 7). Bu yükselti alanının varlığı derin sismik çalışmalarda da gözlenmiştir. (Türkiye Shell, 1979). Deltayik depolanmadan önce de var olan bu alan, yükselmesini Geç Pleyistosen'e kadar sürdürmüştür.

Alman sismik kayıtlarda önemli sayılabilecek kayma-oturma yapılarına rastlanmamıştır. Kırıklarla ilgili olabilecek tek özellik diri/genç faylanmalarını körfezin kuzey yarısında daha belirgin oluşudur.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

DELTALAR

Sismik stratigrafi incelemeleri ve güncel delta üzerine sağlanmış bilgiler değerlendirildiğinde, kompleks içinde Pleystosen ve Holosen yaşlı deltaların bulunduğu anlaşılmaktadır,

Pleystosen Deltaları

Bunlar sismik kesitlerdeki D2, D3 ve D4 seviyeleriyle temsil olunan delta istifleridir. Her biri bir tansgresyon evresini izleyen dönemde gelişmiştir. Delta başlangıçları güncel kıyı çizgisini aşmaz ve fakat güncel şelf kenarını aşar ve Kuvarterner'deki global su seviyesi değişimleri ile birlikte tektonizma kontrolünde gelişmişlerdir. Tekçe istiflerin aşırı kaim olmayışı dikkat çekicidir. Her bir delta için yaş verisi elde edilememiştir. Aksu ve diğ.(1987), Ege kıyılarında benzer deltalık depolanmaların olduğunu ve bunların Üst Pleystosende gelişmiş olabileceklerini belirtirler. Bu bilgi ile Cita ve diğ. (1977)'nin Kuvarterner'deki büyük, global deniz seviyesi değişimleri için verdikleri zaman değerleri birleştirilirse bu deltaların son 190 000 yıl içinde geliştikleri söylenebilir.

Holosen Deltası / Güncei Delta

Geç Holosen-Güncel aralığında oluşmuş ve gelişimini halâ sürdüren Küçük Menderes deltasıdır. Sismik kesitlerde D1 seviyesi olarak bulunmaktadır. Yukarıda belirtildiği gibi su altı bölümü körfezin kuzeybatı yarısında ilerlemektedir.

Deltaların Tortul Özellikleri

Küçük Menderes delta kompleksinin tortul yapısı

üzerine veriler sınırlıdır ve bugüne kadar yalnızca iki örnek incelenebilmiştir (Aksu ve diğ.,1990). Bu çalışmada şekil 2'de görülen yerlerden 15 adet örnekleme yapılarak bilgi edinilmeğe çalışılmıştır. Örnekleme 67 mm çaplı gravite tüpü ile karot alımı şeklinde yürütülmüş ve sondaj yerleri, su derinliği, karot uzunluğu Çizelge 2'de gösterilmiştir. Genelde, karotların boylarının kısa oluşu sebebiyle delta kompleksinin üst kesimlerine ait veriler toplanmış olup, kıyıya yakın yerlerde yalnızca D1 istifinden, açıklarda ise D1 ve D2 istifinden örnekleme yapılabilmektedir (Şekil 8,9).

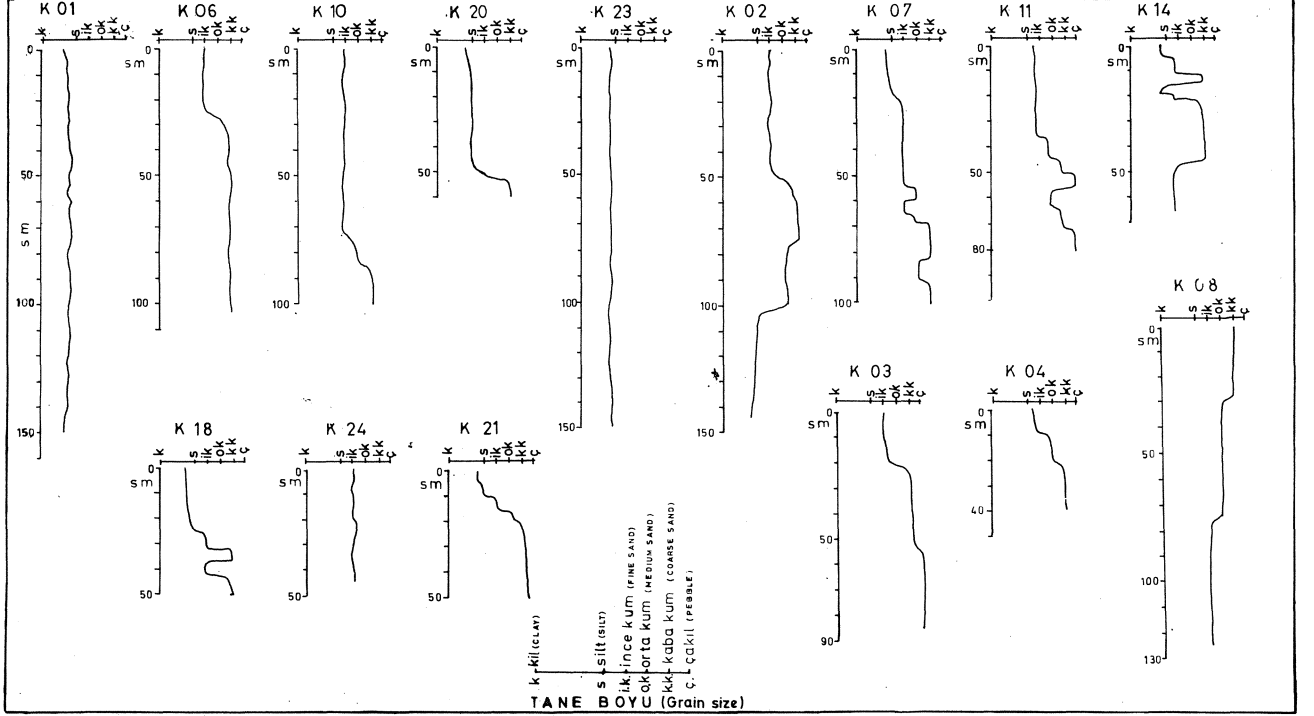
Karot örneklerinde tortul yapılar çok belirgin değildir. İnce taneli düzeylerde paralel laminalanma, kaba taneli bölümlerde ise ince tabakalanma ve normal derecelenme seçilmektedir. Mikro-deformasyon yapıları kaba taneli düzeylerde rastgele dağılmıştır.

Tane Boyu Dağılımı Tüm karot örnekleri öncelikle tane boyu açısından incelenmiştir. Bunun için her bir karot boyuna yanlandıktan sonra 5'er cmlik bölümlere ayrılmış ve elek analizi yardımıyla her bölümün ortalama tane boyu bulunarak, karot uzunluğunca tane boyu değişimi tespit edilmiştir (Şekil 8). Boylanma belli düzeylerde iyi gelişmiş ve fakat karot uzunluğu içinde kötüdür. Özellikle kıyıda açıklardaki örneklerde (Şekil 2) kum ve şiltlere çakılların karıştığı gözlenir (Şekil 8). Aynı şekilde kalın kumlu tabakaların içine silt-killerin karıştığı ve karotlarda bunların aralanma gösterdiği tespit edilmektedir. Benzer olarak kıyıya yakın örneklerde (1,23,20) kalın çamur seviyeleri silt-ince kumlarla

Sondaj No (core number)	Sondaj koordinatları Core coordinates		Su derinliği (m) (Water depth)	Karot boyu (m) (Core length)
	Enlem (altitude)	Boylam (Longitude)		
1	27°14'00"	37°57'33"	30	1.50
2	27°10'00"	37°57'35"	63	1.45
3	27°06'20"	37°57'42"	70	0.80
4	27°03'00"	37°58'00"	95	0.37
6	27°11'51"	37°56'06"	60	1.07
7	27°09'00"	37°56'00"	70	0.94
8	27°04'00"	37°55'33"	100	1.22
10	27°12'30"	37°54'30"	65	0.95
11	27°09'24"	37°53'24"	75	0.80
14	27°06'45"	37°54'00"	82	0.65
18	27°06'50"	37°56'00"	90	0.50
20	27°14'00"	37°55'00"	55	0.60
21	27°06'50"	37°56'00"	75	0.47
23	27°12'20"	37°58'00"	59	1.50
24	27°07'50"	37°55'20"	90	0.45

Çizelge 2. İncelemesi yapılan karot yerleri.

Table 2. Core locations used in the study.



Şekil 8. İncelenen karotlardaki tane boyu dağılımı. Genelde üst seviyelerde ince taneler ağırlıktadır. Sondaj yerleri ve fasiyelerdeki dağılım için Şekil 2,10 ve 11 ile karşılaştırınız.

Figure 8. Grain-size distribution along the cores. Note that relatively finer-grained sediments are typical in upper parts of the cores. Correlate with figures 2,10 and 11.

bölünür. Tane boyu incelemelerinin en çarpıcı sonucu, silt ve kil boyu tanelerin istifin en üstünde ve karaya yakın kesimlerde ağırlıkta oluşudur. Bunlar açık deniz yönünde azalırken kum ile çakıl boyu taneler artarak, kalın seviyeler oluşturmaktadırlar (Şekil 8). Bu durum tüm karot örneklerinin aynı delta istifine ait olmadığını ortaya koymaktadır.

Mineralojik Özellikleri İncelenen örneklerin mineralojik yapıları oldukça sadedir. Herhangi bir otijen oluşuma rastlanmamış olup tüm taneler karadan aktarılmamıştır. Bolluklarına göre kuvars taneleri birinci sırada, metamorfik kayaç parçaları ikinci sıradadır. Bunları magmatik kayaç parçaları ve fillosilikatlar izler (Çizelge 3). Ağır mineral nispeti oldukça düşüktür ve başlıcaları granat, zirkon, turmalin, biyotit, stavrolitir. Ağır mineraller bilhassa kıyıya yakın sondajlarda nispeten daha fazla izlenmiştir (Çizelge 4).

İncelenen örneklerde kil boyu tanelerin bolluğuna karşılık mineral çeşitliliği yoktur. Başlıca simektit, illit

ve klorit ile bunların 14s-14k tipleri gözlenebilmiştir (Çizelge 5). Simektit en bol bulunan mineraldir ve güncel olarak derin bölgelerde yoğunlaşma gösterir.

Deltayık tortulların mineralojisi, kaynak alandaki Menderes Masifi kayaçlarını yansıtmaktadır. Çeşitli kayaç parçaları ve kuvarslar yatak yükü olarak delta önü alanlarda depolanırken, kil mineralleri askı yük olarak açıklara kadar iletilebilmişlerdir. Ağır minerallerin iri taneli seviyelerde bolca gözlenmesi, sellenme evrelerinde yatak yükleriyle birlikte taşındıklarını ortaya koyar.

Fosil Topluluğu ve Organik Madde Tüm karot örnekleri, Kuvaterner-Güncel yaş aralığında bulunan yaygın bir fosil topluluğu içermektedir (Çizelge 6). Çoğunluğu ostracod ve foraminifer türünden olup, kıyı ve açık deniz formları karışmış olarak gözlenir. Buna rağmen soğuk ve sıcak iklim dönemlerini ayırt eden formlar belli düzeylerde toplanmaktadır (Yaşar, 1989). Karışma sebebi dip akıntıları ve sellenmelerdir. Çünkü bu düzeylerde bolca ağır mineral gözlenir. Bazı karotlarda,

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

hiçbir deformasyon izi görülmemesine rağmen, farklı seviyelerinde farklı ortam fosilleri yoğunlaşmıştır. Örneğin 7, 8 ve 11 no'lu karotların alt düzeylerinde çok sığ ortam fosilleri (*Ammonia beccarii*, *Cyprides torosa*, *C. pubera* gibi) üstlerde ise açık deniz formlarının yaygın bulunuşu (Çizelge 6) tipiktir. Bu durum, iklimle birlikte hızlı su seviyesi değişmelerini ifade eder.

Delta tortulları iki tür organik madde kapsamaktadır. Birinci grup organik kırıntılı tanelerdir ve boyları 0.05-3 mm arasında değişir. Bunlar bitki kök, dal ve gövde parçalarıdır. Kömürleşme göstermezler. Tane boylarının

SONDAJLAR (CORES)	KUVARS (QUARTZ)		FELDS.		KAYAÇ PARÇ.		
	tek kristalli	çok kristalli	playyoklaz	ortoklaz	KAYAÇ PARÇ.		
					metamorfik	tortul	magmatik
1	-	-	-	-	-	-	-
2	++	++	-	-	++	-	-
3	+	+	+	-	++	+++	+
4	++	++	+	+	+++	+	++
6	+	-	+	-	+	-	-
7	+++	+++	+	+	+	-	+
8	+	-	-	-	++	++	++
10	+++	+++	+	-	++	++	+++
11	+++	+++	++	++	++	+	+++
14	++	+	+	+	++	+++	+
18	++	++	+	+	++	+++	+
20	+	+	+	+	++	++	+
21	++	++	+	+	++	+	++
23	-	-	-	-	-	-	-
24	++	+	+	+	++	-	-

Çizelge 3. Deltayik tortullarının temel tane bileşenlerinin bollukları.

+++ çok bol, ++ bol, +seyrek, - yok

Table 3. Abundance of basic grain constituents of deltaic sediments.

+++ more common, ++ common, + rare, -free.

iriliğine karşılık ince taneli tortullar (süt, kil) içinde boldurlar. Seyrek olarak kumlu düzeylerde de rastlanmıştır. İkinci grup organik madde ise, ince taneli tortullarda organik çamur laminaları olarak bulunmaktadır. Siyah renklidirler ve karaya yakın örneklerde lamina kalınlığı nispeten fazladır (Şekil 9). Bu organik laminalar büyük ihtimalle yerinde; kıyı bataklığı, lagün veya dağıtım kanalları arası koylarda oluşmuşlardır (Wright, 1978) ve sonraki dönemde deltayik tortullarla örtülmüşlerdir.

Sondajlar (Cores)	AĞIR MİNERALLER (HEAVY MINERALS)										
	granat	epidot	zoisit	stavrolit	apatit	disten	biyotit	klorit	tremolit	zirkon	turmalin
1	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+
2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	+	+	-	+	-	-	++	-	-	+	+
6	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	+	-	-	-	+	-	-	-	-	+	+
8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-
11	-	-	-	+	-	-	+	+	-	-	-
14	+	+	+	-	-	-	+	-	+	-	-
18	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+
20	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
21	+	-	-	-	-	+	-	-	+	+	+
23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	+	-	+	-	-	-	++	-	-	-	-

Çizelge 4. Deltayik tortullarında başlıca ağır mineraller ve bollukları ++bol, +seyrek, -yok

Table 4. Heavy minerals and their abundance of deltaic sediments ++ Common, + rare, - free

Tortul Fasiyeler

İncelenen karot örneklerinde tane boyu dağılımı, mineralojik yapı ve organik madde içeriği esas alınarak, iki temel topluluk içinde dört tortul fasiyes ayırılmıştır. Bunlar;

- 1- İnce taneli tortullar: a) Sade çamurlar
b) Organik maddeli çamurlar
- 2- Kaba taneli tortullar: a) Sade çamurlar
b) Kumlu çakıllar

SONDAJLAR (CORES)	KİL MİNERALLERİ (CLAY MINERALS)				
	simektit	illit	klorit	14S-14K	14S-14C
1	5	4	1	-	E
2	5	5	-	-	-
3	6	4	1	-	E
4	6	4	E	-	-
6	4	4	1	-	-
7	3	5	1	-	E
8	5	4	1	-	E
10	4	6	E	-	-
11	4	5	1	-	E
14	6	3	1	-	E
18	6	3	1	-	E
20	3	5	2	-	-
21	4	4	1	1	-
23	3	5	2	-	-
24	8	2	E	-	-

Çizelge 5. Deltayik tortullarda başlıca kil mineralleri ve bağıl bollukları, E ender.

TabSe S. Basic clay minerals and their relative abundance of the deltaic sediments. E rare.

Fasiyes 1 a- Sade Çamurlar Bunlar İnce-orta laminalı çamurlar olup, gri esmer renklidirler. Bazı düzeylerde şiltler, bazı düzeylerde killer ağırlıktadır. Siltli düzeylerde yer yer çapraz laminalanma, genelde ise paralel laminalanma belirgindir. Killi seviyelerde laminalanmanın bozulduğu (belki karot alımı sırasında) gözlenir. Bu litofasiyes genelde delta ilerisi ortamları temsil etmekte olup çoğunlukla asıltıdan çökelmişlerdir. Siltli seviyelerin bir bölümü, özellikle çapraz laminalı kesimleri ise fırtınalı dönemlerde gelişen fırtına tortullarını ve /veya türbid akıntı ürünlerini işaret ederler (Elliott, 1978; Wright, 1978). Bu fasiyes deltapik istifin en üst kesimlerinde tipik olup kara yönünde kalınlaşır. Ekserisi Dİ delta istifine ait tortullardır (Şekil 9).

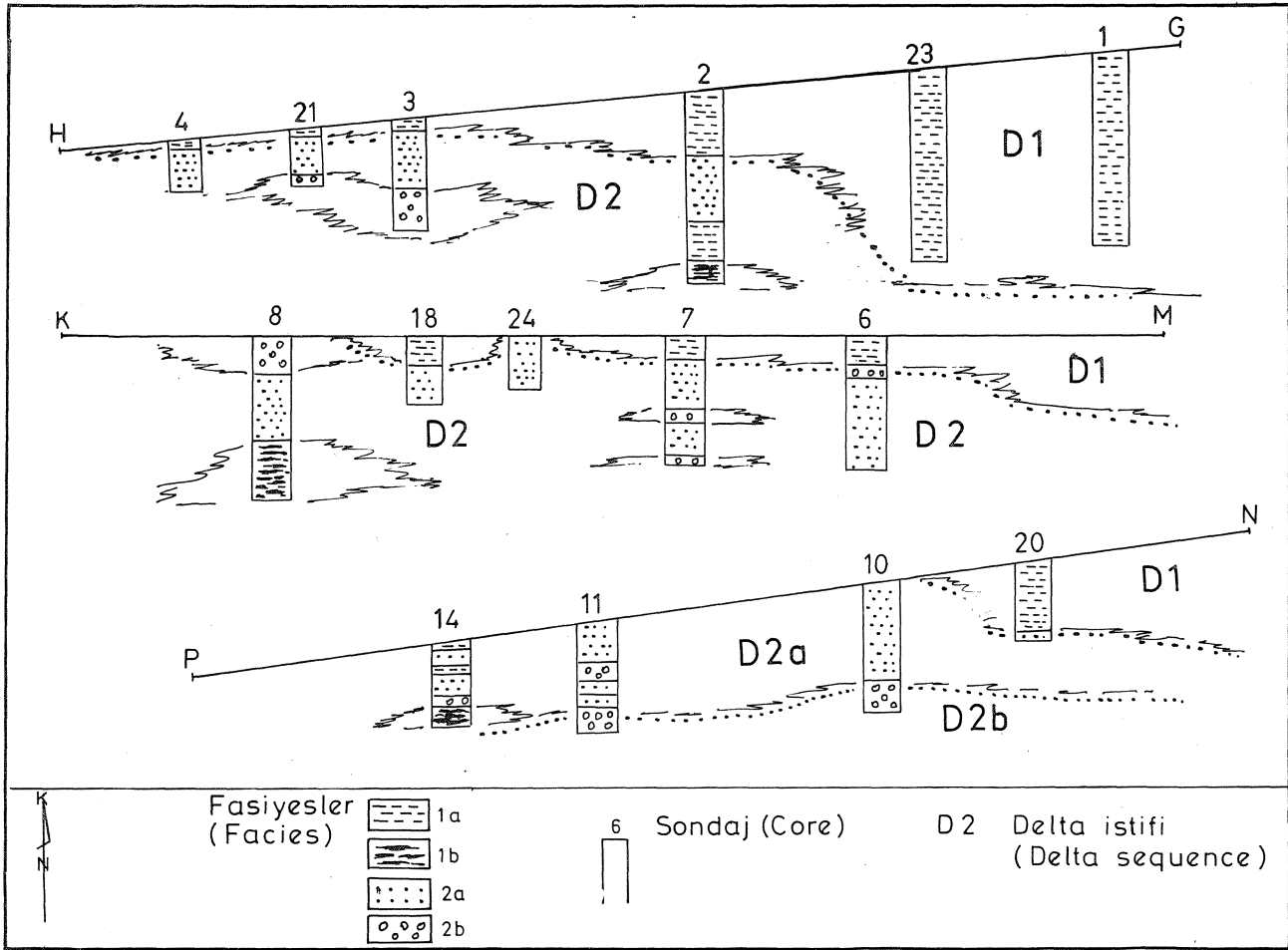
ÖRNEK NO (SAMPLE NO)		8-90	8-10	11-70	11-10	7-70	6-70	6-10	2-90	2-10	1-90	1-10
FOSİLLER (FOSSILS)												
OSTRAKOD	Cyprideis torosa (JONES)											
	Cyprideis littoralis (BRADY)											
	Cypris pubera MUELLER											
	Loxococoncha bairsti MUELLER											
	Xestoleberis aurantia (BAIRD)											
	Xestoleberis communis MUELLER											
	Henryhowella asperina (REUSS)											
	Bairdia longevaginata MUELLER											
	Pterygocythereis jonesii (BAIRD)											
	Cytherella vandenboldi SISSINGH											
	Cytherella laevis (BRADY)											
	Callistocythere elegans (MUELLER)											
	Acanthocythereis hystrix (REUSS)											
	Paracytheridea sp.											
	Loxococoncha alta RUGGIERI											
	Cytheropteron cf. punctatum BRADY											
	Urocythereis favosa ROEMER											
	Leptocythere sp.											
	Semicytherura cf. sulcata MUELLER											
	Cytheridea neopolitana KOLLMANN											
	Cytheropteron alatum (SARS)											
	Aurila convexa (BAIRD)											
	Henryhowella sarsii (MUELLER)											
	Bythoceratina bensoni RUGGIERI											
	Carinocythereis antiquata (BAIRD)											
	Hiltermannicythere rugosa (COSTA)											
	Callistocythere discrepens (MUELLER)											
	Bosquetina rhodiensis SISSINGH											
	Buntonia sublatissima (NEVIANI)											
	Cytheropteron rotundatum (MUELLER)											
	Aurila speyeri (BRADY)											
	Elphidium albiumbilicatum (WEISS)											
	Ammonia punctata granosa (SEQUENZA)											
	Elphidium crispum (LINNE)											
Elphidium fichtelium (d'ORBIGNY)												
Quinqueloculina cf. pulchella d'ORBIGNY												
Triloculina sp.												
Spiroloculina communis CUSHMAN ve TODD												
Nonion sp.												
Biloculina sp.												
Textularia sp.												
Ammonia beccarii (LINNE)												
Hyalinea balthica (SCHROETER)												
Neoglobobadrina pachyderma EHRENBERG												
Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)												
Globigerinoides cf. tenellus PARKER												
Globigerinoides bulloides CRESCENTI												
Globigerina sps												
Globigerinoides conglobatus (BRADY)												
Orbulina universa d'ORBIGNY												

Çizelge 6. Deltayik tortullarda saptanmış ostrakod ve foraminifer türleri ve bollukları, Ç-çok bol, B-bol, A-az, E-ender.

Table 6. Ostracod and foraminifer species determined in core sediments, Ç-more common, B-common, A-fair, E-rare.

Fasiyes S b- Organik Maddeli Çamurlar Kıvrımlı organik tane ve organik çamur laminaları ihtiva eden ince taneli tortullardır. Koyu esmer veya siyah renkli, ince-orta kalınlıkta paralel laminalıdır. Asıltıdan çökelen tanelerin yerli organik maddeyi hızla örtmeleri sonucu ortaya çıkmıştır. İstiflerde önemli kalınlık oluşturmaz ve fakat tanımsal özellikleri vardır. Transgresif dönemlerde boğulmuş kıyı lagün ve bataklığını temsil ederler (Wright, 1978). İncelenen örneklerde, kıyıda açığı karotlarda ve deltapik istifin nispeten orta düzeylerinde bulunuşu ilginçtir (Şekil 9). Bu fasiyesin Doğu Akdeniz derin deniz sondajlarında tespit edilen sapropelitik fasiyeslerle (Cita ve diğ., 1977) deney-tirilmesi güç ise de bazı benzerlikler dikkat çekicidir. Cita ve diğ. (1977) sapropelitik fasiyesin Akdeniz'de beş ayrı seviye teşkil ettiğini ve her seviyenin transgresif istiflerin tabanında bulunduğunu belirtirler. Yapılan izotop çalışmalarıyla kapalı ortamların (stegan) ürünü oldukları ve Kuvaterner içinde M.Ö. 250 000., 195 000., 128 000., 75 000., 64 000., 32 000.

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ



Şekil 9. Tortul fasiyelerin düşey dağılımı. Tüm sondajlar D-B yönlü, sismik profillere paralel üç hat üzerine getirilmiştir. Fasiyelerin kara yönünde kalınlaşması tipiktir. Şekil 11 ile karşılaştırınız.

Figure 9. Facies distribution in cores. Note that lines H-G, K-M and P-N which carry core sites are roughly parallel to seismic profiles (see Fig. 2).

ve 13 000. yıllardaki deniz yükselmelerine karşılık geldiği ortaya konulmuştur. Bu çalışmada tespit edilen organik çamurlarda izotop çalışması ve yaş tayini yapılamamıştır, fakat stratigrafik deneştirmelerle son büyük transgresyon (MÖ 13 000) sırasında örtülen ortamları işaret etmesi beklenebilir.

Fasiyes 2 a- Sade Kumlar Deltayik istifin hacim olarak en yaygın fasiyesi olup, özellikle kıydan açığındaki karotların alt ve orta düzeylerinde gözlenirler (Şekil 9, 10). Bunlar genelde yıkanmış, killi tortul ihtiva etmeyen kumlardır. Tekçe tabakaları 3-15 cm arasında değişir. Derecelenme ve paralel İabakalanma tipiktir. Bazı düzeylerde zayıf ters derecelenme bulunur. Açık deniz yönünde fasiyesin kalınlaştığı izlenir (Şekil 9). Bu fasiyes delta önu tortullarını temsil eder.

Fasiyes 2 b- Kumlu Çakıllar: Bir önceki fasiyes (fasiyes 2a) içinde ince çakıllı seviyeler şeklinde gözlenir. Bazı kesimlerde kum nispeti artar ve aynı za-

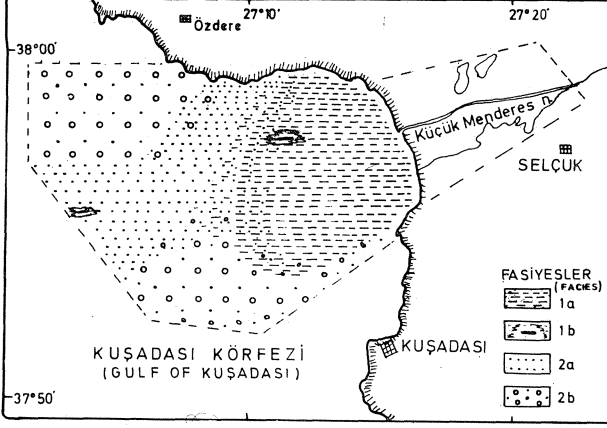
manda iri, kırıntılı organik taneler de (bitki artıkları) karışmıştır. Tabaka alt yüzeyleri düzensiz (aşmalı), tabaka içi normal derecelenmelidir. Çakıllar orta-iyi yuvarlaklaşmış ve fakat kötü boylanmalıdır. Maksimum tane boyu 4 cm kadardır. Karotlardaki dağılımı çok düzenli değildir ve alt kesimlerde gözlenir (Şekil 9). İnce tabakalı seviyeler yatak yüklerinin taşındığı kanalların gecikme çökellerini, kaim tabakalı kesimler ise sellenme evrelerinde getirilen kaba yüklerin ürünü olması beklenmektedir (Elliott, 1978; Wright, 1978).

Fasiyelerin Yana! ve Düşey İlişkileri

Karotlar üzerinde ayrırtlanan dört adet tortul fasiyesin yanal ve düşey ilişkileri, ardalanan deltayik depolanmayı açıkça belirtmektedir (Şekil 10, 11). Şekil 9 ile Şekil 4-6 karşılaştırılırsa açıkça görüleceği gibi fasiyeler D1 ve D2 istiflerine aittir.

Karaya yakın bölümlerde fasiyes 1a oldukça kaimdir ve kuzey batıya doğru artan kalınlık, güneydoğuya

doğru inceler. Tersine, ağız barlarını temsil eden fasiyes 2a ve 2b aynı yönde kalınlaşır (Şekil 9). Fasiyeslerin alan içindeki dağılımları göreceli olarak şekil 1 l'de verilmiştir. Fasiyes la'nın yaygın olduğu kesimler D1 istifi ni (güncel delta), açık deniz yönündeki fasiyes 2a, 2b ise D2 istifi ni ortaya koymaktadır.



Şekil 10. Karotlardaki kalınlıklarına göre tortul fasiyeslerin saha dağılımı. Kıyıda açığıdaki fasiyesler (fas.2) kaba taneli ve stratigrafik olarak daha yaşlıdır. Kıyıya yakın olanlar güncel delta tortullarıdır (Metne bakınız).

Figure 10. Areal distribution of the sedimentary facies according to their thicknesses in cores only. Facies 1a, which is close to the shoreline, is relatively younger and it represents submarine sector of the recent delta (see text for details)

TARTIŞMA ve SONUÇLAR: DELTA KOMPLEKSİNİN GELİŞİMİ

Deltaların üst üste gelişerek bir kompleks teşkil etmeleri sık rastlanan bir oluşum değildir. Bu bakımdan Kuvaterner yaşlı Küçük Menderes delta kompleksi, deltayik depolanmanın esasları ve kompleks oluşumuna yol açan olayların anlaşılması bakımından ayrıntılı incelenmesi gereken iyi bir örnektir. Buradaki tortul kayıtlardan bölgenin tektonik tarihçesi ve Kuvaterner'deki global deniz seviyesi değişimleri için veriler ortaya konulabilir. Ancak bu kompleks yeterince incelenmemiştir ve aşağıdaki bulgular daha ayrıntılı tartışmalara başlangıç teşkil edebilir.

Havza Özellikleri

Ege bölgesini etkileyen genişleme tektoniği ve genç tortul havzaların teşekkülü eskiden beri bilinmektedir (örn. Mc Kenzie, 1972; Brinkman, 1976, Dewey ve Şengör, 1979). Bu havzaların (örn. Bakırçay, Gediz, Madra, K. Menderes, B. Menderes) ortak özelliği yaşlı dolgulara (Neojen ve Kuvaterner) sahip bulunmasıdır. Kuvaterner yaşlı sığ denizel tortulların depolanmasında

iklim değişimleri önemli olmakla birlikte, tektoniğin de depolanmayı etkilediği ve çoğu yerde ikisinin ayrımının güçleştiği gözlenmektedir (Erol, 1969; 1976; Gökçen, 1976; Kraft ve diğ. 1980). Bu durum Küçük Menderes delta kompleksinde de belirgindir. Küçük Menderes delta kompleksinin oluştuğu Kuşadası körfezi, Üst kenarları fay zonları halindedir. Körfezin ortasında, grabenin güney kenarına nispeten - yakın, D-B uzamlı bir yükselti bulunmaktadır ve esas grabeni iki küçük grabene böler (Turkse Shell, 1979). Grabenle birlikte gelişen bu yükselti alanı Pleyistosen sonlarına kadar depolanmayı kontrol eden önemli bir havza topografyası oluşturmuştur. Ancak del tayik kompleksin son safhasında üzeri örtülebilmüş ve bugünkü gömülü halini almıştır (Şekil 7).

Küçük Menderes grabeni yaklaşık 3000 m kalınlıkta bir dolguya sahiptir. Bunun 2500 m kadarına Neojen yaşlı ve akarsu kökenli tortullar olduğu sanılmaktadır (Turkse Shell, 1979). Bu havza dolgusu pozitif alanın güneyinde daha kalındır ve grabenin güney kenarının kuzey kenarına göre daha aktif olduğunu işaret eder. Graben dolgusunun Kuvaterner'e ait bölümünün üst seviyelerini deltayik kompleks teşkil eder. Alt seviyelerinin niteliği ise belli değildir. Aynı şekilde bu Kuvaterner dolgunun yanal uzanımı ve fasiyes özellikleri de açık değildir. Karada çok az bir kesiminin bulunduğu dikkate alınarak, bugünkü şelfin Pleyistosen'deki depolanmalarla oluştuğu, Kuvaterner'de şelf kenarının çok daha ilerlerde olduğu çıkarılabilir. Benzer sonuç komşu havzalarda da elde edilmiştir (Aksu ve diğ., 1987; 1990).

Deltayik Kompleksin Oluşumu

Bu çalışmadaki tortul ve sismik incelemeler ile önceki araştırma sonuçları (örn. Cita ve diğ., 1977; Kraft ve diğ. 1980; 1981, Turkse Shell, 1979; Aksu ve diğ., 1978; 1990) Küçük Menderes delta kompleksinin aşağıdaki sıra içinde geliştiğini göstermektedir.

1) Günümüzden yaklaşık 190 000 yıl önce ilk büyük transgresyon meydana gelmiş ve deniz bugünkü kıyılara kadar ilerlemiştir. Su seviyesinin sabitleşmesinden sonra D4 delta istifi oluşmuş ve kıyı bugünkü şelf kenarına kadar ilerlemiştir.

2) İkinci belirgin deniz ilerlemesi yaklaşık 120 000 yıl öncedir ve bunu takiben D3 delta istifi gelişmiştir. D4 ve D3 istiflerine ve bunları sınırlayan transgresif tortullara ait yansımalar sığ sismik kesitlerde çok net değildir (Şekil 4-7). Derin sismik kesitlerde ise üst seviyelerle karışmış vaziyettedir. Yukarıdaki zaman aralıkları Akdenize ait genel iklim değişikliklerine dayalı olarak (Cita ve diğ. 1977; Sür, 1980) öngörülmüştür.

3) Üçüncü büyük deniz ilerlemesi yaklaşık 60 000 yıl öncedir. D4 ve D3 istifleri ile bunları aralayan denizel tortullar havzayı büyük ölçüde düzleyerek daha geniş bir şelf oluşmasını sağlamışlardır. Bu geniş şelf üzerine D2 istifinin birinci lobu (D2a) ilerlemiştir. Bu sırada grabenin güney kenarı daha aktif gözükmektedir. Çünkü D4

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

ve D3 istifleri bu kenar yakınında daha kalın bulunduğu gibi, d2a lobu da aynı tarafa doğru ilerleme göstermiştir ve kalın istif oluşturur.

4) D2a lobu güney yarıda aktif şekilde büyürken (yaklaşık bugünkü -80 m derinliklere kadar), ani bir subsidansla delta lobu boğulmuş ve ilerlemesi kesilmiştir. Bu transgresyonla deniz seviyesi yaklaşık -40 m bölgesine kadar yükselmiş ve sabitleştikten sonra yeniden delta ilerlemesi başlamıştır (D2b). Subsidans zamanı yaklaşık 30 000 yıl öncedir. Subsidansı takiben ikinci delta lobu (D2b) ilerlemesi, birincinin aksine kuzeybatıya doğrudur (Şekil 4-7). Transgresyonun geniş ölçekli olmayışı, delta ilerlemesinin önce güneybatıya iken sonradan kuzeybatıya yönelmesi, su seviyesi yükselimi inde graben tektoniğinin özellikle kuzey kenardaki çökmelerin etkin olduğunu ortaya koymaktadır. Halihazırda da kuzey kenar daha aktiftir.

5) D2 delta istifinin ilerlemesi oldukça uzun zaman almış ve kıyı çizgisi bugünkü şelf kenarından (-110 m) ötelere ulaşmıştır. Yaklaşık M.Ö. 13 000 yıllarında son büyük transgresyon başlamış ve kıyı bu günden 11 km kadar daha içerilere ilerlemiştir.

6) Kıyı çizgisi M.Ö. 6000-3000 yılları arasında sabitleşmiş ve tekrar D4 delta istifinin oluşu-muyla birlikte yeniden ilerlemeğe başlamıştır. Bu ilerleme (delta oluşumu, D4) halen sür-mektedir. Küçük Menderes deltası adı verilen bu oluşumun yaklaşık 50 km kadar su dışı delta düzlüğü bulunmaktadır. Antik yerleşim yerleri; Efes, Artemision, kıyının sabitleştiği dönemlerde - M.Ö.3000-kurulmuş ve sonradan karada kalmışlardır (Kraft ve diğ.,1977; 1981). Bu delta-D4-MS 300 yıllarına kadar akarsu-egemen delta olarak büyürken, sonradan dalga-egemen delta haline dönüşmüştür ve devam etmektedir (Darkot, 1939; Eiesma, 1962; Aksu ve diğ. 1987). Deltadaki bu rejim değişikliği, belki de su dışı delta düzlüğünün çok genişlemiş olmasına ve burada aşırı yatak yükü tutulmasına bağlıdır.

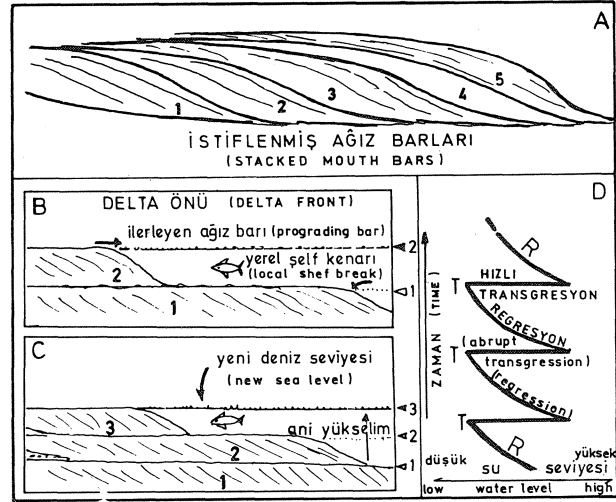
Deitayik Depolanmada Tektonizma İzleri

Deltayik depolanmaya doğrudan tesir eden faktörlerin başında havza geometrisi, tortul sağlamlılığı ve iklim gelir (Elliott, 1978; Coleman ve Prior,1982, vb). Tektonizma bunlardan ilk ikisini etkileyerek dolaylı etki eder. Özellikle havza kenarlarının morfolojisini değiştirerek delta geometrisini ve fasiyeslerini çeşitlendirir (Kazancı, 1990). İncelenen Küçük Menderes delta kompleksindeki büyük deniz seviyesi değişimlerinin zamanları (MÖ 190-, 120-, 60-, 13 000). Üst Pleyistosendeki global iklim değişimleri ile kompleksin ana istiflerini (D 1-4) ayıran transgresyonlar tektonik değil global deniz seviyesi değişimlerinin sonucudur. Yalnızca D2a ve D2b alt istiflerinin oluşumunu doğuran hızla tarmşgresyon bunun dışındadır.

Komplekse ait sismik kayıtlarda en açık yansımalar D2 istifine aittir(Şekil 4-7). Bu kesitlerde (D2a,b) sigmoidal şekilli, üst üste binmiş delta-önü tortullarının

varlığı görülür (Şekil 5). İstif stratigrafisi açısından bunlar arasındaki sigmoidal dokanak transgresyon istiflerinin sigmoidal konumları, delta ilerlemesinin zaman zaman yamacının yerel şelf kenarı haline dönüştüğünü göstermektedir (Kazancı,1988). Bu gelişimde (Şekil 11) su seviyesi yükselmelerinin (subsidans) sebebi tektonizmadır ve depolanmada duraklamalara sebep olmuştur. Bu şekilde ağır barı tekrarlanmalarının grabenler için tipik olduğu belirtilmektedir (Kazancı,1988). Ara yüzeylerde aşınma ve denizel tortul gözlenmeyişi transgresyon hızının yüksek oluşumuna bağlanabilir.

Şekil 4'de üstlenmiş delta-önü istifleri çok tipiktir ve enaz 12 adet sayılmıştır. Kesit uzunluğu dikkate alınırca sayısının daha da artması beklenir. Bu istiflenme tarzı, ana grabenin önce güney kenarının, sonra kuzey kenarının (veya denizaltı yükseltisi ile yarılmış güneydeki ve kuzeydeki küçük grabenlerin) D2 deltasının depolanımı sırasında aktif olduğunu gösterir. Sık sık tekrarlanan çökmeler delta istifinin kalınlaşmasını engellemiş ve üst üste binen küçük lobların gelişmesini sağlamıştır. D4 ve D3 istiflerinde bu tarz depolanmanın varlığı sisimik kayıtlardaki eksiklikler sebebiyle



Şekil 11. D2 istifinde tektonizma tesirleri. A) İstiflenmiş sigmoidal ağız barları (1, 2, 3,...), B, C) İlerleyen ağız barlarının ani yükselen su seviyesi nedeniyle gerilemesi ve yenisinin gelişmesi, D) Su seviyesi-transgresyon (T)-regresyon (R) ilişkileri (ölçeksiz) (Kazancı 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 11. Tectonic effects on the development of the sequence D2. A) Stacked mouth bars (longitudinal profiles), B, C) Drowning and renewing of mouth bar progradation by abrupt sea-level rises, D) Relations between transgression (T) and mouth-bar progradation. (not to scale) (modified from Kazancı, 1988).

gözlenebilmiştir, ancak sayıları değişse bile bulunmaları beklenmektedir.

Özetle, Kuşadası körfezinde deltayik kompleksin oluşumunu doğuran ana transgresyonlar global deniz seviyesi yükselmelerini temsil ederler. Her bir delta istifi içindeki küçük transgresyon yüzeyleri ise graben tektoniğinin ürünüdür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın (S.L.G.) yönetiminde yürütülen üniversite projesinin bir bölümüdür, sismik kayıtlar R / V Koca Piri Reis gemisiyle alınmıştır. Yazarlar, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Direktörlüğüne, gemi mürettebatına, sismik kesitlerin yorumuna katkıda bulunan Prof.Dr.Turan Kayıran (A.Ü.) ve Sami Derman'a (TPAO), makaleyi titizlikle inceleyen ve yararlı önerilerde bulunan dergi editör ve hakemlerine teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksu, A.E. ve Piper, D.J.W., 1983, Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey: *Mar. Geol.*, 54, 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T., 1987, Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey: *Sediment. Geol.*, 52, 227-250.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J.W., 1990, Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area: *Jeofizik*, 4, 3-36.
- Bozbay, E., Kozan, A.T., Bircan, A. ve Ögdüm, F., 1986, Küçük Menderes Havzasının (batı ve orta bölümü) jeomorfolojisi. *M.T.A.Rap. no 8008* ank
- Brinkman, R., 1976, *Geology of Turkey*, Elsevier, Amsterdam, 158 s.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C, Robert, D., ve Diğ., 1977, Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean: *Quaternary Res.*, 8, 205-235.
- Colella, A. ve Prior, D.B., 1990, Coarse-Grained Deltas, *IAS Spec. Pub.* 10, 375s.
- Coleman, J.M. ve Prior, D.B., 1982, Deltaic Sand Bodies (3.Baskı), *AAPG Education Course Series*, 15, 171s.
- Coleman, J.M. ve Roberts, H.H., 1988, Deltaic coastal wetlands: *Coastal Lowlands: Geology and Geotechnology*'da (Eds. W.J.M. Van Der Linden ve dig.), *Kluwer Acad. Pub.*, s. 1-24.
- Darkot, B., 1983, Ege Haliçlerinin Menşesi ve tekâmülü: *İstanbul Üniv. Yay. no 62*, 112s.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and the surrounding regions; complex multiplate

and continuum tectonics in a convergent zone: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, 84-92.

- EİEİ, 1987, Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları: *EİE Genel Müdürlüğü, Yay. no 87-44*, 495s. Ankara.
- EİEİ, 1990, 1986 yılı akım değerleri: *EİEİ Genel Müdürlüğü, Yay. no 90-10*, 360s., Ankara.
- Eisma, D., 1962, Beach ridges near Selçuk, Turkey; *Tijdschr. K. Nederl. Aard. Gen.*, 79, 234-246.
- Elliott, T., 1978, Deltas: *Sedimentary Environments and Facies*'da (Ed. H.G. Reading), *Blackwell Pub.*, Oxford, 94-142.
- El Sohby, M.A., Mazen, S.O., Abou-Shook, M. ve Bahr, M.A., 1988, Coastal development of Nile Delta: *Coastal Lowlands; Geology and Geotechnology*'da (Eds. W.J.M. Van Der Linden ve dig.), *Kluwer Acad. Pub.*, s. 175-180.
- Erinç, S., 1955, Gediz ve Küçük Menderes delta-larının jeomorfolojisi: *IX. Coğrafya Meslek Haftası, Tebliğler, Türk Coğrafya Kur. Yay.*, no 2, s. 33-36.
- Erol, O., 1969, Anadolu kıyılarında Holosen'deki değişimler hakkında gözlemler: *Coğrafya Araş. Derg.*, 2, 89-102.
- Erol, O., 1976, Quaternary shoreline changes on the Anatolian coasts of the Aegean Sea and related problems: *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 459-468.
- Galloway, W., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems: *Deltas* (Ed. M.L.S. Broussard)'da, *Houston Geol. Soc.*, s. 87-98.
- Gökçen, N., 1976, A paleontological and paleoecological investigation of the Post-glacial Madra Çayı deposits in the northeastern coasts of the Aegean Sea: *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 469-475.
- Kazancı, N., 1988, Repetitive deposition of alluvial fan and fan-delta wedges at a fault-controlled margin of the Pleistocene-Holocene Burdur Lake graben, southwestern Anatolia, Turkey: *Fan Deltas; Sedimentology and Tectonic Setting* (Eds. W. Nemeç ve R.J. Steel)'da *Blackie, Glasgow*, s. 186-196.
- Kazancı, N., 1990, Bouldery fan-delta sequences in the Pleistocene and Holocene Burdur Basin, Turkey; the role of basin-margin configuration in sediment entrapment and differential facies development: *Coarse-Grained Deltas* (Eds. A. Colella ve D.B. Prior)'da *Intern. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub.*, 10, 185-198.
- Kraft, J.C., Aschenbrenner, S.E. ve Rapp, Jr G.,

KÜÇÜK MENDERES DELTA KOMPLEKSİ

- 1977, Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites: *Science*, 195,941-947.
- Kraft, J.C., Kayan, İ. ve Erol, O., 1980, Geographic reconstructions in the environs of ancient Troy: *Science* 209, 776-782.
- Kraft, J.C., Aschenbrenner, S.E. ve Kayan, İ., 1981, Geç Holosen kıyı değişmelerinin Yunanistan ve Türkiye'de arkeolojik yerleşme yerleri üzerine etkileri: *Coğrafya Araşt. Derg.*, 10, 105-122.
- Leeder, M.R. ve Gawtorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block / half graben basin: *Extensional Tectonics* (eds.P.L. Hancock, M.P. Coward ve J.F. Dewey)'da, *Spec. Pub. Geol. Soc.Lond.*, 28, 139-152.
- Leeder, M.R., Ord, D.M. ve Collier, R., 1988, Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings; implications for interpretation of basin-fills: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting* (Eds. W.Nemec ve R.J. Steel)'da, Blackie, Glasgow, s. 173-185.
- Lowe, J.J. ve Walker, M.J.C., 1984, *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, London, 387 s.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *GeophysJ.R. Astron.Soc*, 30, 109-185.
- Miall, A., 1984, *Principles of Basin Analysis*: Springer, New York, 490s. ments, Longman, London 387 s.
- Mitchum, R.AJr., Vail, P.R. ve Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global change of sea level. Part 2; The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C.E.Playton)'da, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 25, s. 53-62.
- Nemec, W. ve Steel, R.J., 1988, *Fan Deltas; Sedimentology and Tectonic Setting*, Blackie, Glasgow, 444s.
- Oomkens, E., 1970, Depositional sequences and sand distribution in the Postglacial Rhône delta complex: *Deltaic Sedimentation; Modern and Ancient* (Ed. J .P.Morgan ve R.H. Shaver)'da, *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Pub.*, 15, s. 198-212.
- Sür, Ö., 1980, Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişiklikleri ve nedenleri: *Coğrafya Araşt. Derg.*, 9, 23-32.
- Turkse Shell, 1979 Ege ruhsatlan terk raporu: Petrol Dairesi Arşivi, Kutu no, 460, Ankara.
- Yaşar, D., 1989, Küçük Menderes deltası delta önü istifinin stratigrafik ve sedimentolojik evrimi I; *Sedimentoloji: Yüksek Lisans Tezi*, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enst., 83s. İzmir.
- Wright, L.D., 1978, *River deltas: Coastal Sedimentary Environments* (Ed. R.A. Davis, Jr.)'da, Springer, New York, s. 5-63.
- Makalenin Geliş Tarihi : 13.8.1990
Yayma Veriliş Tarihi : 21.12.1990

Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri

Fluid inclusion and geothermometry studies of the Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu deposits

AHMET GÖKÇE

C.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ: Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yatakları Doğu Karadeniz Bölgesinin güney ve batı kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi yatakların tipik örneklerindedirler. Bu yataklardan alınan cevher örneklerinden yapılan sıvı kapanım incelemeleri kuvars ve sfalerit kristellerinde saptanan birincil ve ikincil kapanımlarda gerçekleştirilmiştir. Kapanımlar genellikle küçük boyutlu, düzgün olmayan şekilli, sıvı ve gaz fazları olmak üzere iki fazlı kapanımlar şeklindedirler.

Kapanımlar, kapanım tipi ve mineral parajenezi dikkate alınarak dört ayrı gruba ayrılmışlardır. Birinci grup kapanımlar kuvars kristelleri içindeki birincil kapanımları, ikinci grup kapanımlar sfalerit kristelleri içindeki birincil kapanımları, üçüncü grup kapanımlar sülfid damarcıkları ile temas halindeki ve/veya bu damarcıklarla kesilmiş kuvars kristelleri içindeki ikincil kapanımlar, dördüncü grup kapanımlar ise hematit içeren damarcıklarla temas halindeki ve/veya bu damarcıklarla kesilmiş kuvars kristelleri içindeki ikincil kapanımları kapsamaktadır.

İlk ergime sıcaklığı (T_p^*), son buz ergime sıcaklığı (TJCE) değerleri ve bu değerlerden hesaplanan tuzluluk değerleri birinci, üçüncü ve dördüncü tip kapanımlarda benzer özellikler gösterirken, ikinci grup kapanımlar belirgin bir farklılık göstermektedirler.

Homojenleşme sıcaklığı (TJJ) ve sfalerit-galenit kükürt izotopları ayrılma sıcaklığı ölçümlerinden yararlanılarak cevher damarlarının jeotermometrik ve mineralojik evrimlerinin "erken kuvars evresi (460 °C - 310 °C arası), geç sülfid evresi (163 °C -140 °C arası) ve hematit evresi (130 °C -126 °C arası) şeklinde geliştiği söylenebilir.

ABSTRACT: Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu deposits are the typical examples of the vein style deposits which are widely seen all over the southern and western parts of the Eastern Black Sea region in Turkey. Fluid inclusion studies were carried out on the primary and secondary types inclusions occurred in the quartz and sphalerite crystals. These inclusions are very tiny, irregular shaped and two phases inclusions containing liquid and gas phases.

Inclusions were divided into four different groups, according to their types and mineralogical relations. Their characteristics are as follows: The first group; primary inclusions in quartz crystals, the second group; primary inclusions in sphalerite crystals, the third group; secondary inclusions in the quartz crystals which in contact with the veinlets of sulfide minerals and/or cut by these veinlets, and the last one; secondary inclusions in the quartz crystals which in contact with the hematite bearing veinlets and/or out by these veinlets.

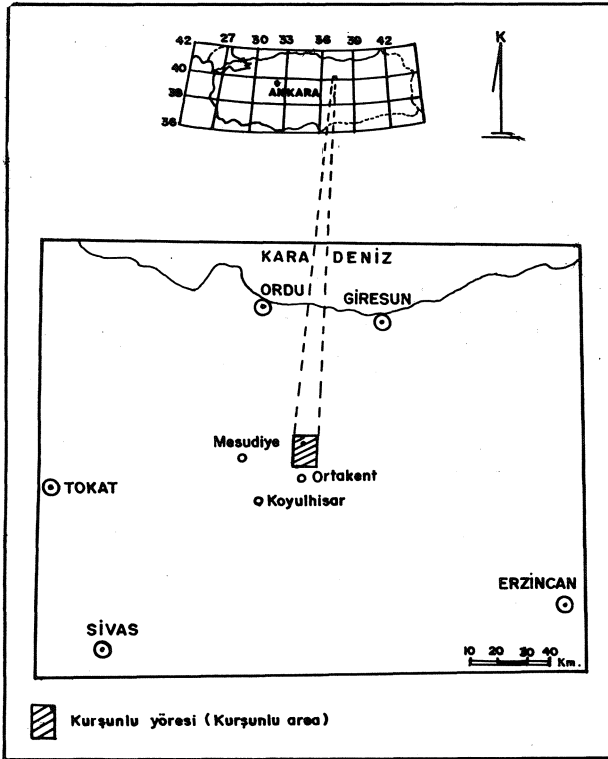
First melting temperatures (T_p^*), last ice melting temperatures (Tjcg) and calculated salinity values in first, third and fourth group inclusions are slightly different from them.

GİRİŞ

Kurşunlu (Ortakent-koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yatakları, Doğu Karadeniz Bölgesinin güney ve batı kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi yatakların tipik örneklerindedirler (Şekil 1). Üst Kretase yaşlı genellikle andezitik, yer yer ise dasitik bileşimli volkanik

ve volkanotortul kayalar kesen faylar boyunca yataklanmışlardır. Cevher minerali olarak galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit ve az miktarda barit içermektedirler.

Yataklar çevresinde yüzeyleyen litolojik birimler, ya-



Şekil 1: Kurşunlu yöresinin coğrafik konumu haritası.

Figure 1: Location map of the Kurşunlu area.

takların jeolojik konumu, yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri, mineral içerikleri ve sülfür minerallerinin yapısında bulunan kükürtün ötotopsal bileşimi ve kökeni son yıllarda ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir (Özgüneylioğlu ve Okabe, 1981; Özgüneylioğlu, 1988; Gökçe ve Özgüneylioğlu 1988; Gökçe, 1990).

Bu yayında/yöredeki yataklarda yapılan sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri tar-tışılmakta ve mineral oluşturucu çözeltilerin fizikokimyasal özelliklerine özgü bazı bulgular açıklanmaya çalışılmaktadır.

SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Materyal ve Metod

Sıvı kapanım incelemeleri cevher damarlarından alınan örneklerden hazırlanmış iki yüzlü parlatılmış ince kesitlerde kuvars ve sınırlı sayıda sfalerit kristallerinde saptanan birincil ve ikincil tip sıvı kapanımlarında yapılmıştır. İncelemelerin yapılabilmesi için 20 adet örnekten iki yüzü parlatılmış kesitler hazırlanmıştır. Kesitlerde sıvı kapanımların genellikle incelenemeyecek kadar çok küçük boyutlu oldukları gözlenmiş olup 13 ayrı kesitte 68 adet kapanımın çeşitli özellikleri incelenmeye çalışılmıştır.

Önce kapanımların büyüklük, dağılım, morfolojik görünüm, faz durumu ve doldurulma oranı gibi genel özellikleri incelenmiş, daha sonra kapanımlar donduru-

lup ısıtarak termometrik incelemelere başlanmıştır. Termometrik ölçümler sırasında ilk ergime sıcaklığı ($T_p|y|$), son buz ergime sıcaklığı (T_{JCE}) ve sıvı-gaz faz homojenleşme sıcaklığı (T_{JJ}) ölçümleri yapılabilmektedir. Özellikle $T_{p|y|}$ ve T_{jcg} ölçümleri kapanımların kararlılığı nedeniyle oldukça sınırlı sayıda kapanımda gerçekleştirilebilmiştir. Bu ölçümlerin sonuçları ve bu ölçümlerden yararlanılarak hesaplanmış ortalama değerler ile yoğunluk, tuzluluk ve 500 m oluşum derinliği için basınç düzeltmesi yapılmış homojenleşme sıcaklığı değerleri Çizelge 1'de görülmektedir.

Kapanımların genel özelliklerinin incelenmesinde ve termometrik ölçümlerde Linkam TH 600 tipi programlanabilir ısıtma-soğutma sistemi bağlanmış Leitz Ortholux alttan aydınlatmalı mikroskop kullanılmıştır. Sistem $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $+600\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında soğutma ve ısıtma kapasitesine sahip olup, hata payı ($-60\text{ }^{\circ}\text{C}$)- $(+60\text{ }^{\circ}\text{C})$ aralığında $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'den yüksek sıcaklıklarda ise $\pm 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ kadardır.

Kapanımların Genel Özellikleri

Ölçüm yapılabilen sıvı kapanımları 6-15 mikron büyüklüğünde, hiçbir geometrik şekle uymayan değişik şekilli kapanımlar halindedirler. Kapanımlar sıvı ve gaz fazlı olmak üzere iki bileşenlidirler. Gaz fazın tüm kapanım içindeki hacmi % 2 ile % 5 arasında değişmektedir. Kapanımlardan serbestleştirilen gazın kütle spektrometresi ile yapılan analizlerinde gaz fazın yalnızca CO_2 'den oluştuğu saptanmıştır.

İncelemeler sırasında sıvı kapanımların dört farklı gruba ayrılacakları anlaşılmıştır.

Birinci grup kapanımlar kuvars kristalleri içinde gelişigüzel ve bağımsız olarak dağılmış birincil kapanımlar şeklinde olup, fazla yaygın değildirler. İkinci grup kapanımlar sfalerit kristalleri içinde bağımsız dağılmış birincil kapanımlar kapsamaktadırlar. Sfalerit kristalleri içinde birincil ve ikincil kapanımlar yaygın olmakla birlikte bu kristallerin ışığı az geçirmeleri ve kırma indislerinin yüksek olması nedeniyle gaz karcığının hareketini izlemek ve ölçüm yapmak pek mümkün olmamıştır. Bu kapanımlar diğer grup kapanımlara göre daha büyük boyutludurlar.

Kuvars kristalleri içinde ikincil kapanımlar birincil kapanımlara göre oldukça yaygın olup, kuvarsları kesen ince kırık ve çatlaklar boyunca sıralanmış kapanım dizileri şeklindedirler. Bu kapanımlar incelemeler sırasında izlenen mineral parajenezleri dikkate alınarak sülfür mineralleriyle (sfalerit ve galenit) temas halinde olan ve/veya bu minerallerden oluşan damarcıklarca kesilen kuvars kristalleri içinde gözlenen (üçüncü grup) ve hematitlerle temas halinde olan ve/veya hematit içeren damarcıklarca kesilen kuvars kristalleri içinde gözlenen (dördüncü grup) kapanımlar olmak üzere iki grupta incelenmişlerdir. Bundan böyle kapanımlar bu sıra numaraları ile anılacaklardır.

Ornek No (Sample No)	Kapanım No (Inclusion No)	T _{1st} (°C)		T ₁₀₀ (°C)		T _H (°C)		Yoğunluk (Density) (gr/cm ³)		Yatışıklık (Anisotropy) (% BaCl ₂ eq.)		Açıklamalar (Explanations)
		Ölg. (Mean)	Ort. (Mean)	Ölg. (Mean)	Ort. (Mean)	Ölg. (Mean)	Ort. (Mean)	Ölg. (Calc.)	Ort. (Mean)	Ölg. (Calc.)	Ort. (Mean)	
E2-23	1	-	-	has	-	430	-	-	-	-	-	
	2	-	-	has	-	350	-	-	-	-	-	
	3	-	-	has	-	395	410	-	-	-	-	
	4	-	-	has	-	455	-	-	-	-	-	
	5	-	-	has	-	460	-	-	-	-	-	
E2-56/2	1	-11,2	-11,2	-0,4	-2,2	200	-	-	-	-	-	1. grup kapanımlar. (1 st group inclusions.)
	2	-	-	-0,5	-	255	-	0,05	-	5,05	-	
	3	-	-	-3,0	-	244	-	-	-	-	-	
E2-56/2	1	-	-	-4,0	-	244	243	0,06	-	6,43	-	
	2	-	-	-4,5	-	245	-	0,07	-	7,15	-	
	3	-	-	-0,5	-	247	-	0,02	-	1,54	-	
	4	-	-	-	-	200	-	-	-	-	-	
	5	-	-	has	-	215	-	-	-	-	-	
E2-56/2	1	-37,4	-39,9	-0,2	-7,4	140	151	1,01	1,00	11,95	10,91	2. grup kapanımlar. (2 nd group inclusions.)
	2	-42,5	-	-4,5	-	154	-	0,99	-	9,04	-	
E2-56/2	1	-	-	-1,0	-	145	-	0,97	-	4,14	-	
	2	-	-	-2,7	-	149	-	0,99	-	4,46	-	
	3	-	-	-3,2	-	150	-	0,96	-	5,09	-	
E2-56/2	1	-	-	-1,3	-	155	-	0,93	-	2,23	-	3. grup kapanımlar. (3 rd group inclusions.)
	2	-	-	-2,0	-	158	-	0,94	-	3,37	-	
	3	-	-	-1,7	-	158	-	0,93	-	2,69	-	
	4	-	-	-0,9	-	160	-	0,92	-	1,54	-	
	5	-	-	-0,7	-	157	-	0,92	-	2,22	-	
	6	-	-	-0,7	-	156	-	0,92	-	1,22	-	
	7	-	-	-1,0	-	158	-	0,93	-	1,73	-	
	8	-	-	-0,8	-	143	-	0,94	-	1,39	-	
	9	-	-	-0,5	-	147	-	0,93	-	0,87	-	
E2-56	1	-	-	-2,4	-	148	-	0,95	-	3,37	-	
	2	-	-	-0,4	-	150	-	0,92	-	0,07	-	
	3	-	-	-0,6	-	152	-	0,93	-	1,05	-	
	4	-	-	-1,8	-	150	-	0,94	-	3,09	-	
	5	-	-	-0,0	-	149	-	0,93	-	1,39	-	
E2-56/1	1	-10,5	-	-0,7	-	145	-	0,93	-	1,22	-	
	2	-	-	has	-	-	-	-	-	-	-	
	3	-	-	has	-	-	-	-	-	-	-	
	4	-17,0	-	-5,3	-	150	-	0,90	-	4,27	-	
	5	-18,0	-15,3	-5,0	-7,3	149	154	0,90	0,94	7,09	3,62	
E2-56/3	1	-	-	-5,2	-	147	-	0,97	-	0,13	-	3. grup kapanımlar. (3 rd group inclusions.)
	2	-13,5	-	-3,3	-	197	-	-	-	3,95	-	
	3	-	-	-1,7	-	199	-	-	-	2,90	-	
	4	-	-	has	-	140	-	-	-	-	-	
	5	-	-	-0,0	-	142	-	-	-	0,94	1,30	
	6	-	-	-1,0	-	198	-	-	-	0,93	1,73	
	7	-	-	has	-	160	-	-	-	-	-	
	8	-13,0	-	-2,9	-	145	-	-	-	0,94	1,79	
	9	-	-	-3,4	-	158	-	-	-	0,96	5,05	
	10	-	-	-0,9	-	162	-	-	-	0,92	1,56	
	11	-	-	has	-	143	-	-	-	-	-	
	12	-	-	-4,5	-	153	-	-	-	0,97	7,15	
	13	-17,4	-	-3,1	-	195	-	-	-	0,85	5,09	
E2-56/4	1	-15,0	-	-2,7	-	153	-	-	-	-	-	
	2	-14,4	-	-3,5	-	159	-	-	-	-	-	
	3	-	-	has	-	-	-	-	-	-	-	
	4	-	-	has	-	-	-	-	-	-	-	
E2-56/5	1	-	-	-4,4	-	154	-	-	-	0,97	7,02	
	2	-	-	-3,0	-	158	-	-	-	0,96	4,14	
	3	-	-	-2,0	-	162	-	-	-	0,94	4,63	
	4	-	-	-2,7	-	158	-	-	-	0,95	4,40	
	5	-	-	-	-	160	-	-	-	-	-	
E2-56/7	1	-	-	-1,2	-	124	-	0,96	-	2,06	-	4. grup kapanımlar. (4 th group inclusions.)
	2	-	-	-1,0	-	126	-	0,95	-	1,73	-	
	3	-	-	has	-	130	-	-	-	-	-	
	4	-	-	has	-	126	-	-	-	-	-	
	5	-	-17,9	has	-1,3	125	127	-	0,96	-	2,06	
E2-56/2	1	-17,9	-	-2,0	-	126	-	0,96	-	3,37	-	
	2	-	-	-1,4	-	126	-	0,96	-	2,40	-	
	3	-	-	-1,0	-	126	-	0,96	-	3,09	-	
	4	-	-	-0,6	-	130	-	0,94	-	1,05	-	

T_{1st} : İlk erime sıcaklığı (first melting temperature).
T₁₀₀ : Son buz erime sıcaklığı (last ice melting temperature).
T_H : Homojenleşme sıcaklığı (homogenization temperature).
Kaz : Farada gaz fazı (unstable gas phase).
- : Ölçüm yapılamadı (unmeasurable).

Ölg. : Ölçülmüş (measured).
Ort. : Ortalama (mean).
Has : Hesaplanmadı (calculated).
E2-1): Office of Geology (1968) ver.
(after Office of Geology file 1000)

Çizelge 1: Mineral oluşturuvcu sıvının sıvı kapanımlarında belirlenmiş özellikleri.
Table 1: Identified characteristics of the mineralising fluid in fluid inclusions.

İlk Ergime Sıcaklığı (T_{F M}) Ölçümleri

İlk ergime sıcaklığı ölçümleri yalnızca sınırlı sayıda kapanımda yapılabilmektedir. Birinci grup kapanımlardan yalnızca bir tanesinde T_{11,2} °C, ikinci grup kapanımlarda ortalama -29,9 °C (-37,4 °C ve -22,3 °C), üçüncü grup kapanımlarda -15,9 °C (-18,5 °C ve -13,0 °C aralığı) ve dördüncü grup kapanımlardan yalnızca bir tanesinde -17,9 °C ilk ergime sıcaklıkları ölçülmüştür.

Bilindiği gibi ilk ergime sıcaklığı değerleri kapanlanmış su içindeki su-tuz sistemlerinin ötektik noktaları ile karşılaştırılarak suyun içinde bulunan tuzun bileşimi hakkında tahminde bulunabilmektedir (Shepherd ve diğ., 1985). Bu değerlerden birinci, üçüncü ve dördüncü grup ölçümler H₂O - NaCl iki bileşenli sisteminin ötektik noktasının (- 21, 2 °C veya - 20, 8 °C ; Shepherd ve diğ., 1985) üzerinde kalmakta olup mineral oluşturan su içinde NaCl (±KCl)'nin tek bileşen olduğu düşünülebilir. Ancak, ikinci grup kapanımlara ait değerler bu değerlerin altında olup, tuz bileşiminde NaCl yanısıra CaCl₂ veya MgCl₂ gibi tuzların da bulunduğunu düşündürmektedir. Ayrıca, bu değerlerden yararlanılarak cevher oluşturu suyun olağan bileşiminin, NaCl içerikli olduğu, ancak sülfür minerallerinin oluşumu sırasında bileşime NaCl dışında tuzların da kaıldığı sonucu da çıkarılabilir.

Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{ICE}) Ölçümleri

Son buz ergime sıcaklığı ölçümünde dondurulmuş kapanımlar içinde gaz kabarcığının ortaya çıkıp, serbest harekete başladığı sıcaklık kullanılmıştır. Bazı kapanımlarda ısıtma sırasında sıcaklık 0 °C'yi aştığı halde gaz kabarcığı ortaya çıkmamış ve bu kapanımlar kararsız kapanımlar olarak nitelenmişlerdir.

Bu son buz ergime sıcaklık değerleri birinci grup kapanımlarda -2,2 °C (-4,5 °C ve -0,4 °C aralığı), ikinci grup kapanımlarda -7,4 °C (-8,2 °C ve -6,5 °C aralığı), üçüncü grup kapanımlarda -2,3 °C (-5,3 °C ve -0,4 °C aralığı) ve dördüncü grup kapanımlarda -1,3 °C ve -0,6 °C aralığı şeklinde. İlk ergime sıcaklığında olduğu gibi ikinci grup kapanımlar diğer gruptakilere göre belirgin bir farklılık göstermektedirler.

Bilindiği gibi saf suyun donma ve /veya ergime sıcaklığı 0 °C olup, suyun içinde çözülür tuz miktarı arttıkça bu sıcaklık negatif işaretli değerlere doğru düşmektedir. Dolayısıyla negatif değerlerdeki rakamsal artış çözülür tuz miktarının bir göstergesi olmaktadır.

Bu değerlerden yararlanılarak hesaplanan yoğunluk ve tuzluluk değerleri yine Çizelge 1'de görülmekte olup, tuzluluk birinci grup kapanımlarda ortalama % 5,05, ikinci grup kapanımlarda % 10,91, üçüncü grup kapanımlarda % 3,62 ve dördüncü grup kapanımlarda % 2,28 şeklindedir. Tuzluluk bakımından da ikinci grup kapanımlar diğerlerine göre belirgin bir farklılık göstermektedirler. Ayrıca, bu tuzluluk değerlerinin ista-

tistiksel dağılımı Şekil 2'de grafik haline dönüştürülmüş olup sağ tarafa doğru oldukça genişlemiş bir dağılım oluşturmaktadırlar. Bu dağılımın nedeni tartışma bölümünde irdelenecektir.

Homojenleşme Sıcaklığı (TH) Ölçümleri

Birinci Grup Kapanımlar Bu kapanımlarda 200 °C ile 460 °C arasında değişen sıcaklık değerleri ölçülmüştür (Çizelge 1). Ölçüm yapılan örnekler ve değerlerin gruplanmaları dikkate alındığında 280 °C - 200 °C aralığı için ortalama 241 °C ve 460 °C - 310 °C aralığı için ise 410 °C olmak üzere iki ayrı ortalama

Örnek No (Sample No)	$\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ ($\delta^{34}\text{S}$ values permil)		Δ $\delta^{34}\text{S}_{\text{sph}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{gal}}$	T ^o C Sıcaklık (Temperature)
	Sfalerit (Sphalerite)	Galenit (Galena)		
KS-5a	-6,1			300
KS-7	-7,3			
KS-9b	-6,2	-8,4	2,2	
KS-11a	-7,6			
KS-13a	-6,5			
KS-19a		-7,8		328
KS-31	-4,6	-6,6	2,0	
KS-36	-6,4	-8,3	1,9	344
KS-39	-5,3	-7,1	0,8	(-)
KS-42	-5,7	-7,6	1,9	344
KS-50	-5,5	-7,6	2,1	314
KS-52	-6,2	-7,3	1,1	(-)
KS-56	-5,3	-7,3	2,0	328
KS-58	-6,1	-8,1	2,0	328

sph: Sfalerit (Sphalerite)

gal: Galenit (Galena)

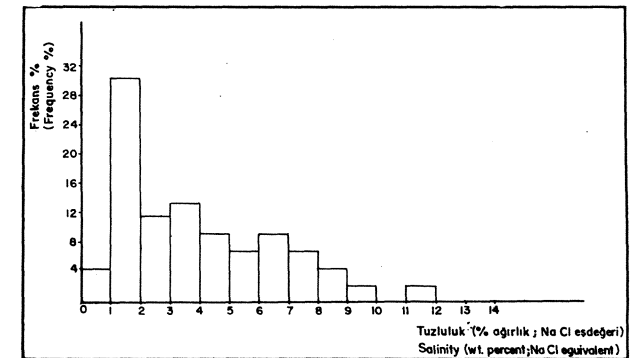
(-): İki mineralin dengede olmadığı düşünülerek kullanılmamışlardır.

(Not used, disequilibrium condition.)

$T = ((0,35 \pm 0,03) \times 10^3) / (\Delta^{1/2})$; Ohmoto ve Iye, 1979' dan (After Ohmoto and Iye, 1979).

Çizelge 2: Sfalerit-galenit kükürt izotopları ayrımlanma jeotermometresi ile saptanmış sıcaklık değerleri (Gökçe, 1990).

Table 2: Temperature values identified by the sphalerite-galena sulfur isotopes fractionation geothermometer (Gökçe, 1990).



Şekil 2: İncelenen sıvı kapanımlarında tuzluluğun istatistiksel dağılımı.

Figure 2: Statistical dispersion of salinity in the investigated fluid inclusions.

KURŞUNLU PB-ZN-CN YATAKLARI

sıcaklık değeri ortaya çıkmaktadır. Ölçülen bu sıcaklık değerleri içinde buldukları kuvars kristallerinin oluşum sıcaklığı olarak düşünülmekte olup, cevher damarlarında kuvars oluşumunun oldukça geniş bir sıcaklık aralığında veya birisi 280 °C - 200 °C diğeri 460 °C - 310 °C sıcaklık aralığında olmak üzere iki ayrı sıcaklık koşulunda ve / veya iki ayrı evrede geliştiği söylenebilir.

İkinci Grup Kapanımlar Bu grup kapanımlardan yalnızca iki tanesinde 140 °C ve 154 °C sıcaklık değerleri ölçülebilmektedir (Çizelge 1). Bu sıcaklık değerleri ölçüm yapılan sfalerit kristalinin oluşum sıcaklığı olarak kabul edilebilir.

Üçüncü Grup Kapanımlar Bu grup kapanımlarda 140 °C ile 163 °C aralığında değişen (ortalama 154 °C) sıcaklık değerleri ölçülmüştür (Çizelge 1). Bu kapanımların sülfür mineralleri ile eş zamanlı olarak geliştiği kabul edildiğinde bu mineralleri içeren kılcal damarcıkların oluşumu sırasında sıcaklık bu değerler arasında olduğu düşünülmelidir.

Dördüncü Grup Kapanımlar Hematit ile temas halindeki kuvars kristallerinde ölçüm yapılan ikincil kapanımlarda ise 124 °C ile 130 °C arasında değişen (Ortalama 127 °C) sıcaklık değerleri ölçülmüş (Çizelge 1) olup, yukarıdaki benzer bir yaklaşım ile hematit içeren kılcal damarcıkların oluşumu sırasında sıcaklığın bu aralıkta olduğu düşünülebilir.

Bilindiği gibi homojenleşme sıcaklığı değerlerinde cevherleşme sırasında cevher damarlarının üzerindeki örtünün kalınlığına ve hidrostatik basınca bağlı olarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekmektedir. İncelenen yörede bu örtünün kalınlığı bilinmediğinden bu düzeltme kesin olarak yapılamamış, ancak sıcaklık artışı konusunda bir fikir vermesi için 500 m derinliğe göre hesaplanan sıcaklık değerlerinde gerekli düzeltme miktarlarının 3-4 °C olduğu görülmüştür.

KÜKÜRT İZOTOPLARI JEOTERMOMETRESİ

Kükürt izotoplarının denge halindeki sülfür menarelleri arasında izotopsal ayırılma faktörleri kullanılarak bu minerallerin oluşum sıcaklıkları belirlenebilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Bu nedenle değişik mineraller arasında mineral çiftleri oluşturulmakta ve $A_g = \frac{S^{34}}{S^{32}}$ Sg izotopsal oran farkları hesaplanarak önerilen formüller yardımıyla oluşum sıcaklıkları bulunmaktadır.

Yapılan kükürt izotopları incelemelerinde cevher damarlarında gözlenen pirit, kalkopirit, galenit ve sfalerit gibi sülfür minerallerinin genellikle izotopsal açıdan

dengede olmadıkları, yalnızca sfalerit ve galenit arasında sınırlı bir izotopsal dengenin bulunduğu gözlenmiştir (Gökçe, 1990).

Sfalerit-galenit çifti için sıcaklık bağıntısı $T = (0,85 \pm 0,03) \times 10^3 / (A_{Sph-Gln}^{1/2})$ şeklinde belirlenmiş (Ohmoto ve Rye, 1979) olup, hesaplanan sıcaklık değerleri Çizelge 2'de görülmektedir. Bu değerler 300 °C - 344 °C arasında değişmekte ve ortalama oluşum sıcaklığının 327 °C olduğu görülmektedir.

SONUÇLAR

Bu incelemelerden çıkarılabilecek sonuçlar aşağıdaki biçimde sıralanabilir.

Kuvars ve sfalerit kristallerinde birincil ve ikincil tip sıvı kapanımları izlenmiştir.

Bu kapanımlar genellikle küçük boyutlu (6-15 mikron), düzgün olmayan şekilli, gaz ve sıvı olmak üzere iki fazlı kapanımlar şeklindedirler.

Gaz fazın kapanımlar içindeki hacmi % 2- % 5 kadar olup, yalnızca CO₂ den oluşmaktadır.

Kapanımlar, kapanım tipi ve mineral parajenezi dik-kate alınarak dört ayrı gruba ayrılıp incelenmişlerdir. Birinci grup kapanımlar kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımları, ikinci grup kapanımlar sfalerit kristalleri içindeki birincil kapanımları, üçüncü grup kapanımlar sülfür damarcıkları ile temas halindeki ve 6 veya bu damarcıklarca kesilmiş kuvars kristalleri içindeki ikincil kapanımları, dördüncü grup kapanımlar hematit içeren damarcıklarla temas halindeki ve / veya bu damarcıklarla kesilmiş kuvars kristalleri içindeki ikincil kapanımlardan kapsamaktadır.

İlk ergime sıcaklığı (T_p), son buz ergime sıcaklığı (T_{JCE}) ve tuzluluk bakımından birinci, üçüncü ve dördüncü grup kapanımlar benzer özellikler gösterirken, ikinci grup kapanımlar belirgin bir farklılık göstermektedirler.

Birinci grup kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı (T_H) değerlerine göre kuvars kristallerinin oldukça geniş bir sıcaklık aralığında (460° - 200 °C) veya birisi 460 °C - 310 °C diğeri 280 °C - 200 °C aralıklarında olmak üzere iki farklı sıcaklık aralığında ve / veya iki ayrı evrede oluştuğu söylenebilir.

İkinci ve üçüncü grup kapanımlarda yapılan sıcaklık ölçümleri uyum halindedirler.

İkinci ve üçüncü grup kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı ve sfalerit-galenit kükürt izotopları ayırılma yöntemiyle hesaplanan sıcaklık değerleri, sülfür minerallerinin 344 °C ile 140 °C arasında oluştuğunu göstermektedir. Sıcaklık aralığındaki genişlik ve değerler arasındaki kümelenmeler dikkate alındığında, sülfür minerallerinin büyük bir kısmının 300 °C civarında oluştuğu (erken evre), ancak daha son-

raları sıcaklığın 140 °Cye kadar düştüğü (geç evre) söylenebilir.

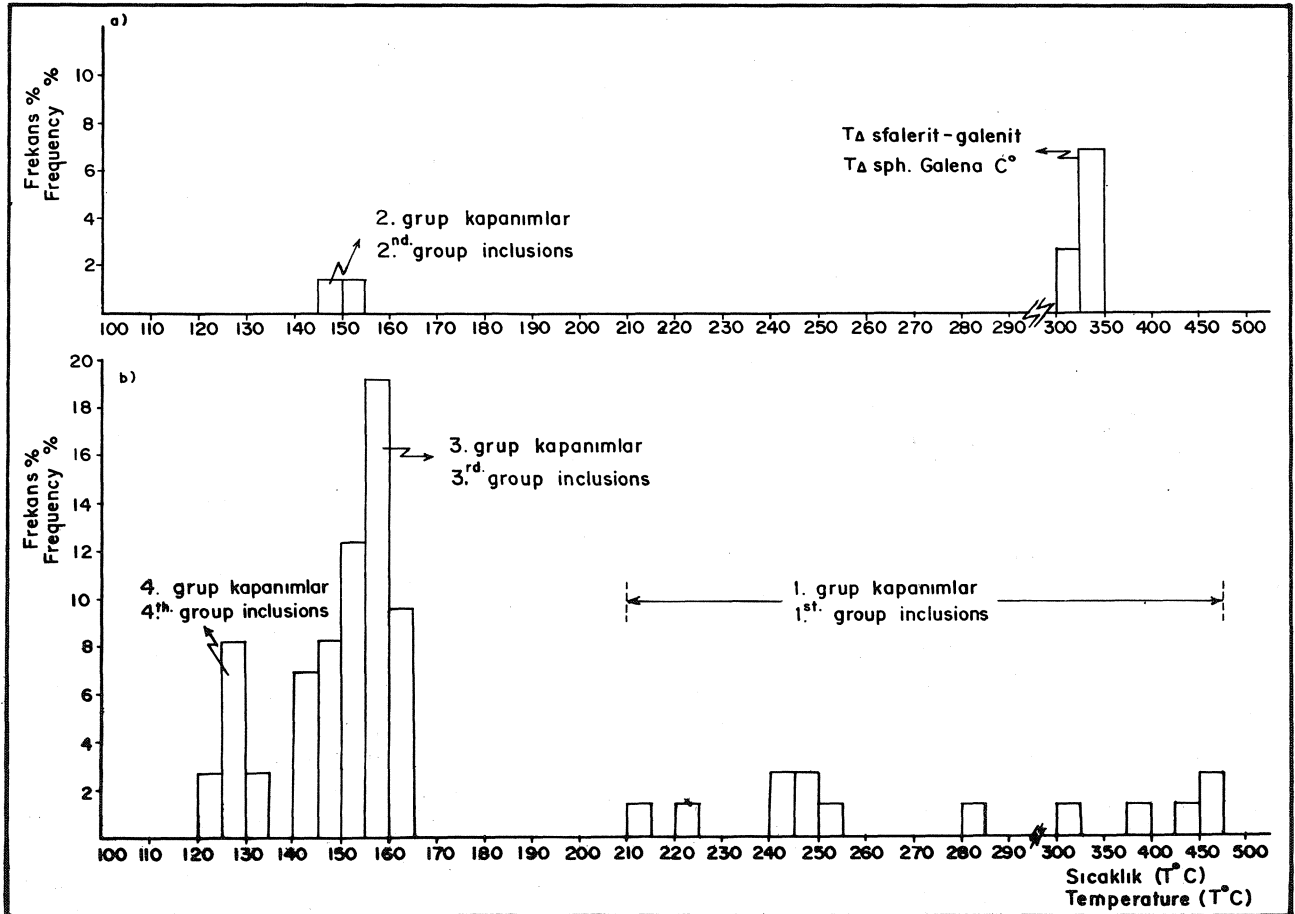
Dördüncü grup kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerleri ise cevher damarlarında hematit oluşumunun (ve / veya henlatit içeren damarcıkların oluşumunun) 130 °C ile 124 °C arasında geliştiğini göstermektedir.

TARTIŞMA

İlk ergime sıcaklığı (T_{FM}), son buz ergime sıcaklığı (T_{JCE}) ve tuzluluk incelemelerinden sülfütlü minerallerin oluşumu ile doğrudan ilişkili olan ikinci tip kapanımlar, birinci, üçüncü ve dördüncü tip kapanımlara göre belirgin bir şekilde farklılık göstermektedirler (Çizelge 1). İkinci tür kapanımlarda ortalama tuzluluk değeri % 10,91 iken diğerinde % 2,28-5,05 aralığındadır. Bu değerlerden yararlanılarak özellikle sülfütlü minerallerin oluşumu sırasında hidrotermal suların tuzluluklarının sülfitsiz evreye göre daha yüksek olduğu söylenebilir.

Diğer yandan tuzluluk değerinin istatistiksel dağılımında görülen sağa doğru uzamışlık ; tepe noktası c -1-2 arasında olacak şekilde bir çan eğrisi oluşturan,

tuzluluğu düşük bir topluluğun, tuzluluğu daha yüksek bir topluluktan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 2). Bu yüksek değerli topluluğun ikinci grup kapanımlarda ölçülen % 10,91 ortalama tuzluluk değerli topluluk olduğu düşünülebilir. Daha önce belirtildiği gibi ikinci grup kapanımlar sfalerit kristalleri içinde bulunan kapanımlar olup, hemen hemen her kesitte bulunmalarına karşın sfalerit kristallerinin renk tonunun kapanımların incelenmesine mücade etmemesi nedeniyle yalnızca sınırlı sayıda ölçüm yapılabilmiş ve bu değerler Şekil 2'deki grafikte belirgin bir küme oluşturamamıştır. Eğer bu grup kapanımlarda çok sayıda ölçüm yapılabilmiş olsaydı büyük olasılıkla tepe noktası % 9-12 aralığında olmak üzere ikinci bir topluluk ortaya çıkacaktı ve aradaki geçiş değerlerinin bu iki farklı tuzluluktaki suların karışımı ile geliştiği açık bir şekilde söylenebilecekti. Tuzluluk değerlerini çok geniş bir aralıkta dağılım göstermesine karşın yoğun değerlerinin çok homojen olması tuzlulukları farklı iki ayrı suyun karışımı şeklindeki bu yaklaşımı desteklemektedir, bu sulardan tuzluluğu yüksek olanı, derinlerde dolaşmış ve cevher oluşturucu bileşenlerin taşınmasını sağlayan, olasılıkla denizel kökenli bir su, tuzluluğu az



Şekil 3 : Belirlenen sıcaklık değerlerinin istatistiksel dağılımı. (a ; sülfid mineralleri için, b ; kuvars kristalleri için).

Figure 3 : Statistical dispersion of the identified temperature values. (a ; for sulfide minerals, b ; for quartz crystals).

KURŞUNLU PB-ZN-CN YATAKLARI

olanı ise bu ürünlerin çökeltilmesinde etkili olmuş olasılıkla meteorik kökenli yerel yeraltı suyu olarak düşünülebilir.

Bu homojenleşme sıcaklığı ve kükürt izotopları aynınlanma sıcaklığı değerleri birlikte istatistiksel değerlendirmeye tabi tutulduğunda Şekil 3a ve 3b'de görülen dağılımlar ortaya çıkmaktadır. Bu grafikten yararlanılarak cevher damarlarının jeotermometrik evrimine bağlı olarak "erken kuvars evresi (460 °C - 310 °C arası), ana sülfür evresi (344 °C - 300 °C arası), geç kuvars evresi (280 °C - 200 °C arası), geç sülfür evresi (163 °C - 140 °C arası) ve hematit evresi (130 °C - 124 °C arası)" şeklinde bir mineral oluşum evrimi geçirdikleri söylenebilir.

Çıkarılan sonuçların ve yapılan tartışmaların ışığında cevher getirici sıvının % 9-12 NaCl eşdeğeri tuzlulukta, hakim olarak NaCl (\pm KCl) ve kısmen CaCl₂ veya MgCl₂ içeren, sıcaklığı 460°C ile 124°C arasında değişen büyük olasılıkla derinlerde dolaşmış denizel kökenli bir su olduğu, daha soğuk ve tuzluluğu daha az olan (% 1-2 NaCl eşdeğeri) yerel meteorik kökenli yeraltı suyu ile karışması sonucunda taşıdığı bileşenlerini çökelttiği şeklinde bir yorumda bulunulabilir.

KATKI BELİRTME

Saha çalışmaları ve örnek alımı sırasında Menka Madencilik A.Ş.'nin önemli katkısı olmuştur. Sıvı kapanım incelemeleri British Geological Survey'in Metodolojik İnceleme laboratuvarlarında yapılmış olup,

T.J. Shepherd ve J. Naden'in değerli yardımları olmuştur. Yazar, bu kurum ve kişilere katkılarından dolayı teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Gökçe, A., 1990 Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SİVAS) damar tipi Pb-Zn-Cu yataklarının kükürt izotopları incelemesi : MTA Derg., 111, (baskıda).
- Gökçe, A., ve Özgüneylioğlu, A., 1988. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarının Jeolojisi, oluşumu ve kökeni : Cumhuriyet Univ., Mühendislik Fak. Dergisi., Seri A- Yerbilimleri, 5/1, 23-36.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.o., 1979. Isotopes of sulfur and carbon : In ; Geochemistry of hydrothermal ore deposits (edit, by Barnes, H.L.), pp. 506a-567, Wiley, New York, 798 p.
- Özgüneylioğlu, A., 1983. Kurşunlu (Ortakent-Koyunluhisar-SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi : Cumhuriyet Üniv. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans tezi, 52 s, (yayınlanmamış).
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. ve Aiderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies : Blackie and Son Limited, Glasgow (U.K.), 235 p.

Makalenin Geliş Tarihi : 29.9.1989

Yayma Veriliş Tarihi : 4.6.1990

Ereğli (Konya) güneybatısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi

Stratigraphy of the Tertiary sediments of southwest Ereğli (Konya)

SÜLEYMAN PAMPAL
ENGİN MERİÇ

G.Ü. Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Ankara
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Ereğli güneyindeki Bolcardağı çevresinde otokton ve allokton kaya birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunan Tersiyer tortullarının en yaşlısı, Üst Paleosen yaşındaki Güzeller formasyonudur. Güzeller formasyonu, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Karaburun formasyonu uyumlu olarak izler. Neojen yaşlı Kıraman formasyonu ile Karaisalı kireçtaşı, Paleojen yaşlı birimler üzerinde açısız uyumsuz olarak yer almaktadır. Bölgedeki en genç birimler Kuvarterner'e aittir.

İnceleme alanı güneyinde genellikle denizel özellikteki Tersiyer tortulları bulunur. Bunlar, kuzeyde Miyosen sonrası yaşta karasal çökellerle sınırlanmaktadır.

ABSTRACT: Upper Paleocene Güzeller formation is the oldest Tertiary unit which lies unconformably on the autochthonous and allochthonous units in the Bolcardağ region, south of Ereğli. Güzeller formation is conformably overlain by the Karaburun formation of Upper Paleocene-Middle Eocene age. The Paleogene rocks are overlain with an angular unconformity by the Neogene Kıraman formation and Karaisalı limestone. The youngest sediments in the region are of Quaternary age.

South of the studied area the Tertiary rocks are mainly marine sediments, they are bordered in the north by post Miocene aged terrigenous sediments.

GİRİŞ

Bu çalışmada amaç önceki araştırmalarda; "isimlendirilmemiş denizel Miyosen kayaları olarak değerlendirilen (Demirtaşlı ve diğ., 1973) veya değişik isimlerle tanımlanmış olan Tersiyer yaşlı tortulların ayrıntılı stratigrafik gelişiminin açıklanmasıdır.

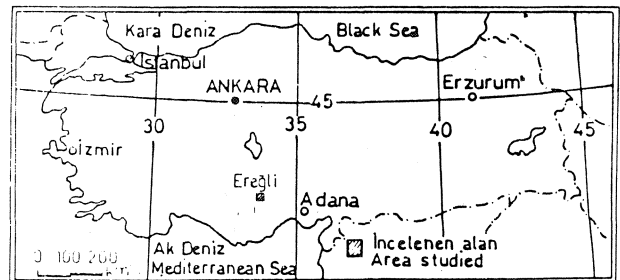
İncelenen alan, Bolcardağları'nı oluşturan yükseltilerin kuzeybatı kenarında bulunan Ereğli güneybatısındaki bölgede yer alır (Şekil 1). Bölge çevresinde, Blumenthal (1956 a ve b), Demirtaşlı ve diğ., (1973, 1983), Oktay (1982) ve Pampal (1984, 1987) tarafından, genellikle bölgenin genel jeolojisi sorunlarının çözülmesine yönelik çalışmalar yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Ereğli güneybatısında bulunan Berendi-Kıraman-Büvecik yöresindeki Tersiyer yaşlı formasyonların altında, Bolkar grubu kayaları (Demirtaşlı ve diğ., 1983, Pampal, 1987) Karamanoğlu ofiyolitik melanji tarafından tektonik dokanakla üzerlenir (Pampal, 1987). Üst Kretase'de bölgeye yerleştiği belirlenen ofiyolitik melanj kayaları üzerinde

ise, yer yer Üst Paleosen yaşlı Güzeller formasyonu, yer yer de Üst Paleosen-Orta Eosen yaşta olduğu belirlenen Karaburun formasyonu uyumsuz ilişkili olarak bulunmaktadır.

İnceleme alanının güney kesimlerinde Güzeller formasyonu, Neojen yaşlı tortullar tarafından açısız uyumsuz olarak örtülürken, kuzey kesimlerde Üst Paleosen-Orta Eosen yaşındaki Karaburun formasyonu,



Şekil 1: Yer Buldum haritası.

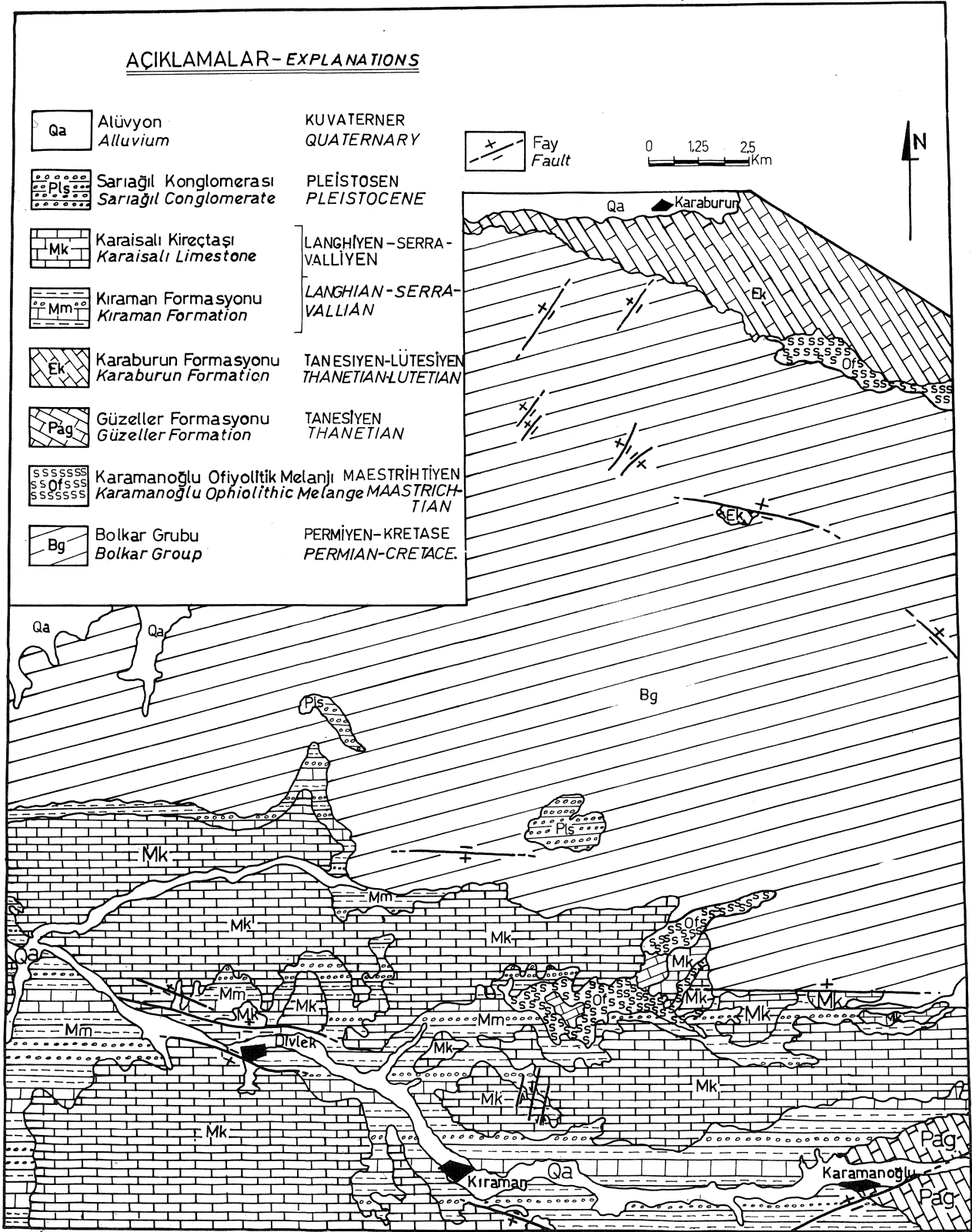
Figure 1: Location map.

PERMİYEN-KRETASE (Permian-Cretaceous)	T E R S İ Y E R (Tertiary)	KUVATERNER (Quaternary)	SİSTEM (System)	LİTOLOJİ (Lithology)	AÇIKLAMA (Explanation)	FOSİLLER (Fossils)
Ü. Kretase (U. Cretace)	Paleosen (Paleocene)	Pleistosen (Pleistocene)	SERİ (Series)		Atıyım (Alluvium)	
Maastrichtiyen (Maastrichtian)	Eosen (Eocene)				Kalın katmanlı konglomera. (Thick bedded conglomerate)	
Bolkar grubu (Bolkar group)	Tanesiyen (Thanetian)		KAT STAJI (Stage)		Boz renkli, kalın-cok kalın katmanlı kireçtaşı. (Grey coloured, thick-very thick bedded limestone)	Borelis melo (Fichtel ve Moll) Borelis cf. pygmae Reichel Ostrea edulis (Linne) Clypeaster altus Klein Clypeaster cf. tauricus Desor Clypeaster cf. acuminatus Desor Schizaster sardiniensis Cotteau Schizaster lavisatoi Cotteau
K. oğlu ofiyoliti (K. oğlu ophiolite)	İprastiyen (Iprastian)		GRUP (Group)		Kiltaş (Claystone)	Ammonia beccarii Linne Borelis melo (Fichtel ve Moll) Orbulina universa d'Orbigny Canceris auriculus Fichtel ve Moll
	Lütesiyen (Lutetian)		FORMASYON (Formation)		Konglomera (Conglomerate)	
					Kireçtaşı (Limestone)	Aurila cf. convexa (Baird) Costa cf. Edwardsii (Roemer) Echinolampyr dona Pomel Plectambonites solarium Lamarck
					Boz renkli, sert, orta katmanlı, killi, kumlu kireçtaşı. (Grey coloured, hard, middle bedded, clayed and sandy limestone)	Discocyclina aff. chudeau (Schlumberger) Discocyclina aff. sella (d'Archiac) Eofabiania cf. grahami Küpper Cuvillierina cf. eocenica Debourle Miscellanea cf. primitiva Rahaghi
					Sarımsı renkli, kırıntılı kireçtaşı. (Yellowish coloured, clastic limestone)	Miscellanea cf. miscella (d'Archiac-Haime) Kathina major Smout Kathina cf. selveri Smout Morozovella cf. simulatilis (Schwager)
					Beyazımsı, killi kireçtaşı (Whitish clayed limestone)	Distichoplax biserialis (Dietrich)
					Ofiyolitik melanj kayalar. (Ophiolitic melange rocks).	
					Kristalize kireçtaşı (Crystallized limestone)	

Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 2: Generalized stratigraphic section of the studied area.

EREĞLİ GB'SI TERSİYER STRATİGRAFİSİ



Şekil 3: Ereğli Güneybatısının jeoloji haritası.

Figure 3: Geological map of southwest Ereğli.

Kuvarterner alüvyonları tarafından yine uyumsuz bir şekilde örtülmektedir.

Bolkar Grubu

İnceleme alanı kuzey kesimlerinde oldukça geniş yayılımı bulunan az metamorfizm[^] geçirmiş karbonat ve kırıntılılardan oluşan kaya birimleri üç formasyona ayrılmıştır (Demirtaşlı ve diğ., 1983, Pampaf 1987). Bunlar alttan üste doğru, Üst Permiyen yaşlı Dedeköy formasyonu, Üst Triyas yaşlı Saraycık formasyonu ile Jura-Kretase yaşındaki Berendi kireçtaşıdır. Am geçen bu üç formasyon, hem kuzeyde ve hem de güney kesimlerde yer yer Karamanoğlu ofiyolitik melanj tarafından tektonik dokanakla üzerlenir. Ayrıca Paleosen, Eosen, Miyosen ve daha genç oluşuklar tarafından açısız uyumsuz olarak örtülüdür. Bolkar grubuna ait birimlerin tabanı hem inceleme alanında, hem de inceleme alan çevresinde gözlenmemiştir.

Tersiyer Yaşlı Tortullar

Güzeller Formasyonu (Pag) Demirtaşlı ve diğ., (1973, 1983) Berendi-Güzeller yöresinde bulunan ofiyolitik melanj kayalarını örten polijenik çakıltı, beyaz krem renkli, orta-kalın katmanlı kireçtaşları ve bunların üzerinde yer alan beyaz-gri renkli, kalkarenit arakatmanlı marnlardan oluşan birimi Güzeller formasyonu olarak adlandırmışlardır. İnceleme alanında adı geçen formasyonlarla litolojik benzerliğe sahip birim için de aynı isim tarafımızdan benimsenmiştir.

Birim, incelenen alanda da altta birkaç metre kalınlıktaki ofiyolitik kayaç çakıllarından oluşan çakıltı, üste doğru, kumlu killi kireçtaşı ve marn arakatmanlı kireçtaşlarından oluşmuştur. Formasyon, inceleme alanı doğu kesiminde, Karamanoğlu mahallesi doğusunda yüzeyler (Şekil 3). Berendi kireçtaşı ve ofiyolitik melanj kayaları üzerinde 3-5 m kalınlıktaki, polijenik taban çakıltı düzeyi ile uyumsuz olarak başlayan birim, üstte, Orta Miyosen yaşındaki Kıraman formasyonu tarafından açısız uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4). İnceleme alanında 100-150 m kalınlığı bulunan Güzeller formasyonu, çevrede 600 m. kalınlığa kadar erişmektedir.

Güzeller formasyonu kireçtaşları içinde;

- Kathine major Smout,
- Kathina cf. selveri Smout,
- Daviesina sp.,
- Rotali sp.,
- Sistanites iranicus Rahaghi,
- Alveolina (Glomalveolina) sp.,
- Nummulites sp.,
- Discocyclina seunesi Douvillé,
- Textulariidae,
- Miliolidae,
- Distichaplex biserialis (Dietrich),
- Ethilia alba (Pfender),
- Algler,
- Bryozoeler.

Marn katlanları içinde;

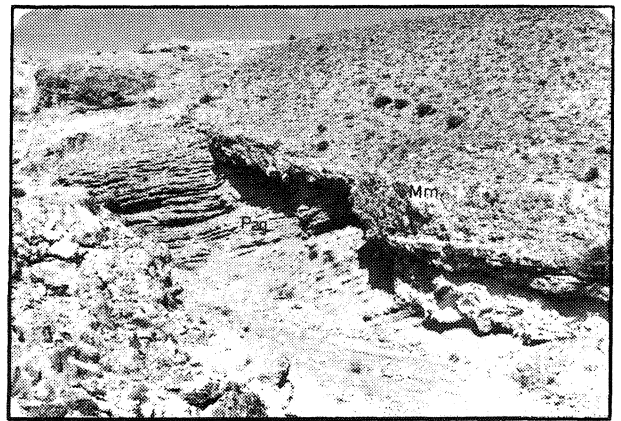
- Globigerina triloculinoidea Plummer,
- Globigerina cf. linaperta Finlay,
- Acrinina primitiva (Finlay),
- Morozovella velascoensis (Cushman),
- Planorotalited psedomamilligera (Bolli),
- Lenticulina cf. pseudomamilligera (Plummer),
- Marginulopsis tuberculata (Plummer),
- Pseudoglandulina sp.,
- Nuttallides sp.,
- Gyroidinoides sp.,
- Anamolinoides sp.,
- Gavellinella cf. danica (Brotzen),

fosilleri saptanmış olup, değinilen mirkofauna Üst Paleosen (Tanesiyen)'i simgelemektedir.

Güzeller formasyonu, Ulukışla havzasında yüzeyfener Güneydağı formasyonu, Hasangazi formasyonu ve Halkapınar formasyonu, ayrıca yine Ulukışla çevresinde tanımlanan Başmakçı kireçtaşı ile deneştirilebilir (Demirtaşlı ve diğ. 1973, 1983, Oktay, 1982).

Karaburun Formasyonu (Ek) İnceleme alanı kuzeyinde, Ereğli ilçesi güneybatısında bulunan Karaburun köyü yakın güneyindeki tipik yüzleği nedeniyle bu ad verilmiştir. Adı geçen bölgede ofiyolitik melanj kayaları üzerinde bir kaç metre kalınlıktaki bir taban çakıltı düzeyi ile başlar. Çakıltı malzemesinin önemli bir bölümünü ofiyolitik kayalardan almıştır. Bu nedenle alt düzeyleri koyu renklidir. Üste doğru daha açık renkli, sert, orta katmanlı, killi aradüzeyler içeren kireçtaşlarına geçer. En üstte ise boz renkli, çok sert, orta-kalın katmanlı, kumlu kireçtaşları bulunur.

Birim, bol bentik foraminifer içerikli, üst düzeylerde % 5-7 oranına erişen kuvars kırıntılı biyosparit ve



Şekil 4 : Güzeller formasyonu (Pag) ile Kıraman formasyonu (Mm) arasındaki açısız uyumsuzluk (Karamanoğlu kuzeyi).

Figure 4 : Angular disconformity between Güzeller (Pag) and Kıraman formation (Mm) at the north of Karamanoğlu.

EREĞLİ GB'SI TERSİYER STRATİGRAFİSİ

biyomikritlerden yapılmıştır. Karamanoğlu ofiyolitik melanjın Üst Kretase'de bölgeye yerleşmesinden sonra geçen karasal dönemi izleyen zaman diliminde bölgede egemen olan Paleosen denizi, Eosen'de de kuzey ve güneye doğru uzanan oldukça geniş bir alanda varlığını sürdürmüştür.

Karaburun formasyonu, Tanesiyen yaşındaki Güzeller formasyonu ile direkt ilişkili değildir. Ancak, arada bir zaman boşluğunun varlığı da söz konusu edilemez. Birim, Karaburun köyü yakınlarında 20-30 m kalınlık sunar. Tabanda Bolkar grubuna ait formasyonlar ve ofiyolitik melanj kayalarını uyumsuz örter. Üstte ise güncel tortullar tarafından yine uyumsuz olarak örtülür.

Birimin alt düzeylerinde;

Alveolina (Glomalveolina) sp.,

Rotalia aff. trochidiformis (Lamarck),

Rotalia sp.,

Kathina selveri Smout,

Daviesina sp.,

Sistanites sp.,

Nummulites sp.,

Miscellanea cf. primitiva Rahaghi,

Miscellanea cf. miscella (d'Archiac ve Haime),

Ranikothalia sp.,

Discocyclus cf. senuesi Douvillê,

orta bölümlerinde;

Alveolina (Glomalveolina) sp.,

Alveolina sp.,

Rotalia sp.,

Cuvillierina cf. eocenica Debourle,

Nummulites sp.,

Assilina sp.,

Ranikothalia sp.,

Assilina sp.,

Ranikothalia sp.,

Discocyclus sp.,

Asterocyclus sp.,

Distichoplax biserialis (Dietrich),

Algler.

En üst kesimlerde ise;

Alveolina sp.,

Rotalia sp.,

Assilina sp.,

Nummulites sp.,

Operculina sp.,

Eofabiania cf. grahami Küpper,

Discocyclus aff. chudeau (Schlumberger),

Discocyclus aff. sella (d'Archiac),

Discocyclus sp. (archiaci ve discus grupları),

Actinocyclus sp.,

Miliolidae,

Algler,

Bryozoa ve mercan kesitleri gözlenmiş olup, değinilen topluluk Tanesiyen - İpresiyen - Lütisiyen yaşını belirler.

Karaburun Formasyonu, Ermenek yöresinde yüzeylenen Yenimahalle formasyonu (Gedik ve diğ., 1979), Ulukışla yöresinde Karatepe kireçtaşı (Oktay, 1982) ve kısmen Güzeller formasyonu ile (Demirtaşlı ve diğ., 1983) denenebilir.

Kıraman Formasyonu (Mm) Kıraman Köyü (Ereğli) yakın kuzeyinde görülen tip kesiti nedeniyle Pampal (1987) tarafından isimlendirilen birim, kahverengimsi kakaşlı açık renkli marn, gri-boz renkli, çok kalın katmanlı kireçtaşları ile kaba koglomera katmanlarının bel. bir uyum içinde olmaksızın aralanmasından oluşur.

Çevrede, Demirtaşlı ve diğ., (1983) tarafından, Gedik ve diğ., (1979)'in Mut yöresindeki adlanmasına değinilerek birim Mut formasyonu şeklinde adlanmıştır. Ancak, inceleme alanında bulunan birim ile Mut yöresinde gözlenen formasyon arasında yaş dışında herhangi bir benzerliğin bulunmaması nedeniyle yeni adlama yoluna gidilmiştir (Pampal, 1987).

Formasyon, Kıraman köyü çevresinde, özellikle yakın kuzeyi ve güneyindeki geniş bir alanda yüzeyler. Tabanda Bolkar grubu ve Güzeller formasyonu ile açıl uyumsuz ilişkili iken (Şekil 3), tabanda Karaisalı kireçtaşı katmanları tarafından uyumlu olarak örtülür.

Kıraman formasyonu içinde foraminiferlerden;

Robulus sp.,

Eponides sp.,

Ammonia beccarii Linnê,

Borelis melo (Fichtel ve Moll),

Heterostegina sp.,

Elphidium sp.,

Cibicides sp.,

Nonion sp.,

Orbulina universa d'Orbigny,

Globorotaia sp.,

Globigerina sp.,

Globigerinoides sp.,

Cancris auriculus Fichtel ve Moll.,

Ostracodlardan;

Loxoconcha sp.,

Aurila cf. convexa (Baird),

Aurila sp.,

Quadracythere sp.,

Costa cf. edwardsii (Roemer),

Collistocythere sp.,

ve ayrıca makrofosil olarak;

Clypeaster altus Klein,

Echinolampas doma Pomel,

Flabellipecten solarium Lamarck,

Conus sp. gözlenmiştir. Topluluk Orta Miyosen (Langhiyen-Serravaliyen) yaşlıdır.

Kıraman formasyonu, kısmen Mut formasyonu, Fakırca üyesi (Gedik ve diğ., 1979), kısmen de Arslanköy marnı (Pampal, 1984) ve Kurtulmuştepe formasyonu (Oktay, 1982) ile denenebilir.

Karaisalı Kireçtaşı (Mk) ilk defa Schmit (1961) tarafından Adana Havzasında yüzeyleyen kireçtaşları için kullanılan isim, tüm Toros kuşağında yapılan çalışmalarda, Miyosen yaşlı, yer yer resifal özellikler sunan, kalın-çok kalın katmanlı birim için kullanılmıştır. İnceleme alanı yakın çevresinde yapılan çalışmalarda Mut formasyonu olarak değerlendirilmiştir (Demirtaşlı ve diğ., 1983), inceleme alanında ise tarafımızdan Karaisalı kireçtaşı adının kullanılması benimsenmiştir.

Birim, inceleme alanını doğu batı yönünde kesen Ulu Dere vadisinin kuzey ve güneyindeki geniş bir alanda, ancak oldukça ince bir örtü şeklinde yüzeyler. Çalışılan bölgede 30-50 m kalınlık sunan Karaisalı kireçtaşı güneye doğru kalınlaşmaktadır. Altta Kıraman formasyonu ile uyumlu, üstte Kuvarterner alüvyonları ile uyumsuz ilişkilidir.

Yer yer resifal özellikli düzeyler içerdiği kesimlerde kırıntıların, sert ve erime boşlukludur. Bünyesinde çok bol mikro ve makro fosil içerir. Birimde;

Borelis melo (Fichtel ve Moll),

Borelis cf. pygmaea Reichel,

Dentritina sp.,

Archaisa sp.,

Spirocyclus sp.,

Elphidium sp.,

Rotalia sp.,

Miliolidae,

Algler ve ayrıca;

Conus sp.,

Chlamys cf. multisriata (poli),

Ostrea edulis (Linné)

Ostrea gyphoides Schlotheim,

Clypeaster altus Klein,

Clypeaster cf. crassus Agassiz,

Clypeaster cf. tauricus Desor,

Clypeaster cf. partschi Michelotti,

Clypeaster cf. acuminatus Desor,

Schizaster sardiniensis Cotteau,

Schizaster lavisatoi Cotteau bulunarak Karaisalı kireçtaşının Orta Miyosen (Langhiyen-Serravaliyen) yaşlı olduğu saptanmıştır.

Karaisalı kireçtaşı, Toros kuşağının özellikle orta kesiminde, mostra sürekliliği nedeniyle genellikle bu isimle tanımlanmaktadır. Bazı araştırmacıların farklı isimler kullanmasına karşın birim, Adana-Mut-Antalya Havzalarında da kesintisiz mostra sürekliliğine sahiptir. Sarıağı! Konglomerası (Pis) Sarıağıl mevkiinde yüzeyleyen, boz renkli, zayıf çimentolu, kalın-çok kalın katmanlı çakıltaşlarından oluşan birim, (Pampal, 1987) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanı ve çevresinde yaygın olarak gözlenmez. 5-10 m kalınlığa sahiptir.

Birim içinde makro ve mikro fosille rastlanılmamış, konumu ve benzetme yoluyla Pleistosen yaşında olduğu kabul edilmiştir. Ulukışla Havzasında; Oktay (1982)

tarafından ayrıtılan "yaşlı taraçalar"la kısmen denştirilebilir.

SONUÇLAR

Bolkardağların kuzey ve güneyinde hem otokton Bolkar grubuna alı formasyonlar ve hem de allokon konumlu ofiyolitik melanj kayaları üzerinde gelişen Tersiyer çökelinin, Üst Paleosen (Tanesiyen)'de başladığı, arada herhangi bir karasal dönem bulunmaksızın Eosen (İpresiyen-Lütesiyen)'de çökmenin sürdüğü kesinlik kazanmaktadır.

Bölgede ofiyolit yerleşimini izleyen Alt Paleosen sırasında ortamın kara durumunda olduğu, Tanesiyen'de bölgeyi kaplayan transgresif özellikli denizin, Güzeler formasyonu çökeliğini tamamladıktan sonra da özellikle kuzey kesimlerde (Ereğli güneyinde) Alt-Orta Eosen'de de (İpresiyen-Lütesiyen) varlığını sürdürdüğü, Karaburun formasyonu'nun belirlenmesi ile anlaşılmıştır. Bu dönemde, Kuzeyde Ereğli ve Ulukışla Havzalarında volkanik aktivitenin başlayıp, zaman içinde hazlanarak yer yer çökelmeyi engellediği görülmektedir (Oktay, 1982, Demirtaşlı ve diğ., 1983).

İnceleme alanında Oligosenin varlığını gösterecek herhangi bir veriye rastlanılmamıştır. Paleosen ve Eosen yaşlı tortullarının Oligosen sırasında su üstü oldukları, Alt Miyosen'de de bu durumun sürdüğü, orta Miyosen yaşındaki Kıraman formasyonu'nun adı geçen birimler üzerinde aşıl uyumsuz olarak bulunmasından anlaşılmaktadır.

KATKI BELİRLEME

Yazarlar, araştırmanın gerçekleşmesini sağlayan MTA Genel Müdürü sayın Sıtkı Sancar'a, paleontolojik tayinlerde yardımlarını gördükleri Dr. Ercüment Sirel, Hatice Gündüz, Yüksel Sezginman, Meral Erkan ve Şükrü Acar (MTA) ile Yrd. Doç. Dr. İzver Tansel'e (İÜ) teşekkürü borç bilirler. Ayrıca yazıyı okuyarak gerekli önerileri yapan sayın Doç. Dr. Nuran Gökçen (ÇÜ), Prof. Dr. Sungu L. Gökçen ve Prof. Dr. Erol Akyol'a (Dokuz Eylül Ü.) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M.M., 1956 a, Yüksel Bolkardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi Maden Tetkik Arama yayını, seri D, no. 7, 1-153, Ankara
- Blumenthal, M. M., 1956 b, Karaman-Konya Havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri Şist-Radyolarit formasyonu'nun stratigrafi meselesi: Maden Tetkik Arama Dergisi, no. 48, 1-136, Ankara.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Selim, M., Turhan, N., 1973, Bolkardağları'nın jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi tebliğleri, Maden Tetkik Arama yayını, 45-57, Ankara.

EREĞLİ GB'SI TERSİYER STRATİGRAFİSİ

- Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Selim, M. Turhan, N., 1983, Geology of the Bolkar Mountains: Geology of the Taurus belt symposium, 125-143, Ankara
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H., Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 22 (1), 7-26.
- Oktay, F. Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült.
- Pampal, S., 1984, Arslanköy-Tepeköy (Mersin) yöresinin jeolojisi: S. Ü. Fen-Edebiyat

- Fakültesi Fen Dergisi, 3, 248-258, Konya.
- Pampal S., 1987, Ayrancı Havzasında metamorfik Bolkar grubu ve Tersiyer oluşukları: Gazi Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 2(2), 66-83, Ankara.
- Schmit, G., C, 1961, VII. petrol bölgesinin stratigrafik nomenklaturâ: Petrol Dairesi yayını, 6, 49-65, Ankara.

Makalenin Geliş Tarihi: 21.3.1989
Yayma Veriliş Tarihi : 21.12.1990

Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi

Stratigraphy of northeast part of the Oltu-Narman (Kömürlü) Tertiary basin

CEVDET BOZKUŞ A.Ü. Mühendislik Fakültesi, Erzurum

ÖZ: Narman ilçesi 18 km. güneybatısından başlayarak, Oltu'nun 40 km. kuzeydoğusuna kadar devam eden KD-GB gidişli havza, Oltu-Narman Tersiyer havzası olarak adlandırılmıştır.

Bu havzanın, inceleme alanını oluşturan kuzeydoğu kesiminde havza temelini Permo-Karbonifer yaşlı asidik magmatitler ile Üst Kretase yaşlı volkano-tortul özellikteki istif oluşturur. Havzanın sediman kayaçları, tabanda ince-iri kırıntılılar ve üzerine volkano-tortul fasiyeste gelişen Eosen yaşlı sığ denizel istiflerle başlar. Onları da açılı uyumsuzlukla Oligosen, Oligo-Miyosen yaşlı karasal çökel kayaçları üzerler. Bu havza, çökelleri, Üst Miyosen ve sonrası volkanitleri tarafından uyumsuzlukla örtülür. İnceleme alanında yüzeylenen bu kaya birimleri 11 formasyon, 4 üyeye ayrılarak adlandırılmıştır.

ABSTRACT: The basin extending from 18 km southwest of the Narman to 40 km northeast of Oltu is named as Oltu-Narman Tertiary Basin.

The basement of the northeast section of this basin, was constructed by Permo-Carboniferous acidic agmatites and Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequences. In the basin, Eocene sedimentary rocks contain coarse-fine elastics at the bottom and shallow marine sequence developed in volcano-sedimentary facies. They are overlain by Oligocene and Oligo-Miocene continental sedimentary units with angular unconformity. The whole sedimentary sequence infilled this basin, is covered unconformably by post-Upper Miocene volcanics. 11 formations and 4 members are identified and investigated, in the lithofacial units outcropping in the studied area.

GİRİŞ

KD-GB gidişli olan Oltu-Narman havzası genişliği 8-15 km arasında değişirken, uzunluğu yaklaşık 80 km. dir. Havza güneydoğudan Anadolu Ofiyoliti Karışığı ve Üst Kretase yaşlı kaya birimleri, kuzeybatıdan ise Jura öncesi yaşlı metamorfikler ve sokulum kayaları, Jura-Alt Kretase yaşlı tortul istif ve Üst Kretase yaşlı kaya birimleri ile sınırlıdır. Eosen, Oligosen ve Oligo-Miyosen yaşlı tortul kayaçlarla doldurulmuş olan havza, kuzeydoğusunda Üst Miyosen ve sonrası yaşlı volkanitler tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür (Şekil 1).

Oltu-Narman Tersiyer havzasının kuzeydoğu kesiminde yer alan Kömürlü nahiyesi ve Balkaya köyü civarında içerdiği kömür oluşukları nedeniyle, 1/25.000 ve daha büyük ölçekte bir çok araştırmaya konu olmuştur. (Tendam, 1951. Mange, 1967; Çetin, 1976; Akalın, 1977, 1981). Bu yerel çalışmalara karşın, havza genelinde ayrıntılı jeoloji çalışmalarında

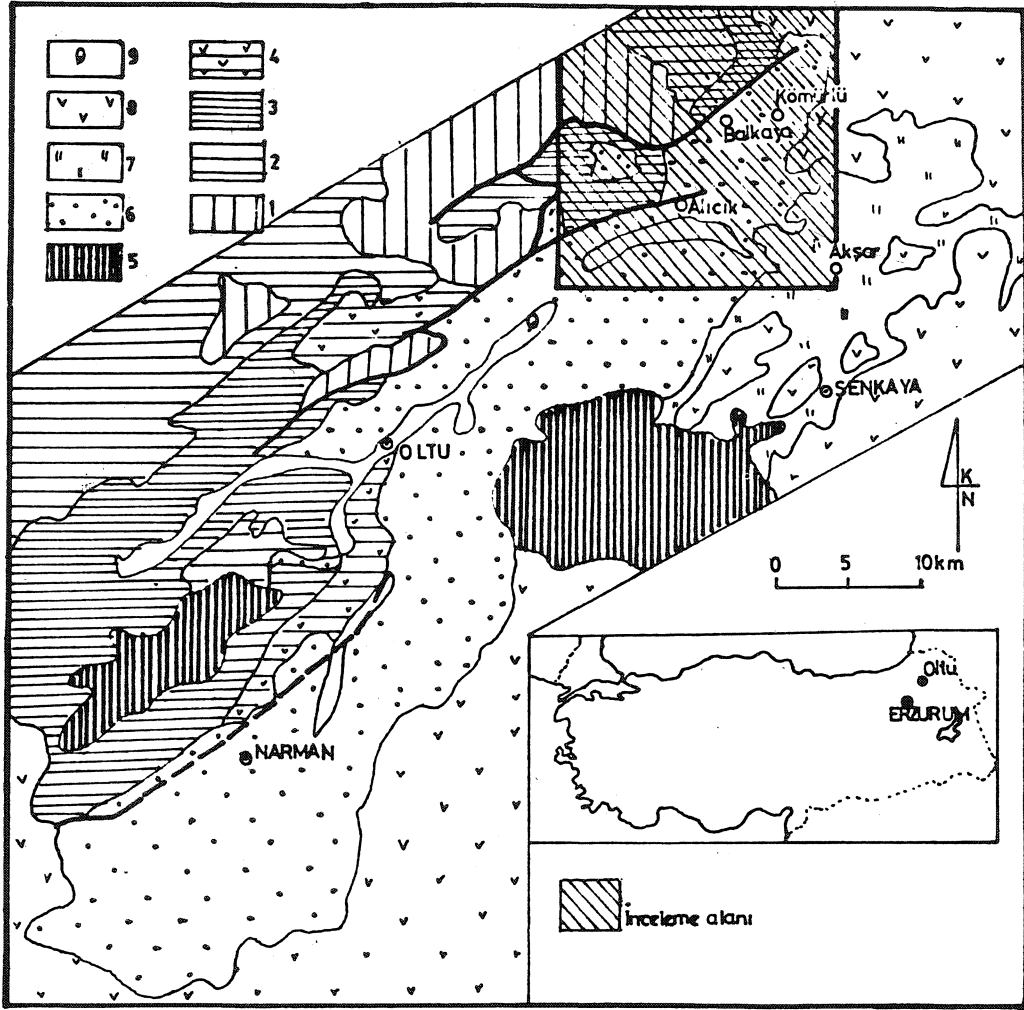
rastlanılmaktadır (Lahn, 1939; Baykal, 1951; Erentöz, 1954; Nebert, 1963; Altınlı, 1969; Bayraktutan, 1982)

Havza genelinde en ayrıntılı çalışma 1/25.000 ölçeğinde Nebert ve diğerleri (1963) tarafından yapılmış ve havzanın Oligosen yaşlı tortul kayaları ile doldurulduğu belirtilmiştir. Bu tortul istifleri altdan üste doğru Narbaza.lt horizonu (O1), Alt Alacalı horizonu (O2), Aglomero horizonu (O3), Üst Alacalı horizonu (O4), ve Jips horizonu (O5) olmak üzere ayrılmışlardır. Bugüne kadar yapılan çalışmalarda, Narman civarında yapılmış çalışma (Bayraktutan, 1982) hariç, diğerlerinde kaya-stratigrafi birimleri esaslarına göre birim adlaması yapılmamıştır.

Bu çalışma, Oltu-Narman Tersiyer havzasının kuzeydoğu kesiminin ayrıntılı stratigrafisini açıklamayı amaçlamaktadır.

STRATİGRAFİ

Oltu-Narman havzasının kuzeydoğu kesimi olan



Şekil 1: Oltu-Narman Tersiyer havzası ve yakın çevresinin yalınlaşırılmış jeoloji haritası. 1. Jura öncesi yaşlı metamorfiterler ve sokulum kayaları; 2. Jura-Kretae yaşlı sedimanter istif; 3. Üst Kretase yaşlı flyş; 4. Üst Kretase yaşlı volkano-tortul istif; 5. Anadolu Ofyolitli Karışığı; 6. Oltu-Narman Tersiyer havzası ve tortulları; 7. Üst Miyosen-Pliyosen proklastik kayaları; 8. Pliyo-Kvarterner yaşlı volkanitler; 9. Alüvyon.

Figure 1: Simplified geologic map of the Oltu-Narman Tertiary basin and adjacent areas. 1. Pre-Jurassic metamorphics and intrusive rocks; 2. Sedimentary sequence of Jurassic to Cretaceous age; 3. Upper Cretaceous flysch; 4. Volcano-sedimentary sequence of Upper Cretaceous age; 5. Anatolian ophiolitic melange; 6. Oltu-Narman Tertiary basin and its deposits; 7. Upper Miocene-Pliocene proclastic rocks; 8. Plio-Quaternary volcanics; 9. Alluvium.

Kömürlü nahiyesi civarında Permo-Karbonifer, Üst Kretase, Tersiyer ve Kvarterner yaşlı kaya birimleri yüzeyler. Permo-Karbonifer yaşlı kayalar asidik magmatitlerden oluşurken, Üst Kretase ise volkano-tortul bir fasiyeste gelişmiş olup, bu iki birim Tersiyer havzasının temelini oluştururlar. Havza içinde ise, tabanda Alt-Orta Eosen yaşlı iri ve ince kırıntılılar (çakıtaşı, Nummulitesli kumtaşı, siltaşı ve kiltası) ile Üst Eosen yaşlı volkano-tortul sığ denizel istifler yüzeyler. Bunlar üzerine Oligosen, Oligo-Miyosen yaşlı değişik boyutlu ve volkanit ara katkılı karasal ve görsel

istifler uyumsuzlukla gelir. En üstde ise Tersiyer sonu-Kvarterner başı aralığında gelişmiş volkanitler havza dolgu kayalarını uyumsuzlukla örter. İnceleme alanında yüzeyleyen bu kaya birimleri, 1/25.000 ölçeğinde haritalanmış ve stratigrafi kurallarına göre ayrı ayrı adlandırılmıştır. Bu kaya-stratigrafi birimleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Coşkunlar Mağmatitleri (Pzc)

Birim ilkin Bozkuş (1990) tarafından adlandırılmış olup, birim adını inceleme alanı kuzeybatısında olan Coşkunlar köyünden almıştır. Birim inceleme alanı

OLTU-NARMAN TERSİYER HAVZASI

içerisinde genelde çeşitli türdeki asidik mağmatitlerden oluşmaktadır.

Coşkunlar mağmatitleri, inceleme alanı kuzeybatısında, inceleme alanı yakın dışında ve Pontidler'in belli kesimlerinde Jura öncesi yaşlı ve farklı özellikler gösteren mağmatikler şeklinde yüzeyler. İnceleme alanında taban dokanağı gözlenemeyen birim, tavanda değişik dokonak ilişkileri sunmaktadır. Örneğin, Toklu-Balkaya köyleri kuzeyi arasında Alıcık formasyonu üzerine, Balkaya köyü ile Yıkılğan tepe arasında ise Tersiyer kaya birimleri üzerine, büyük açılı bindirme faylarıyla itilmiştir. İnceleme alanı güneybatısında Dağdibi köyü civarında Alt-Orta Eosen yaşlı Dağdibi formasyonu tarafından transgresif olarak uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 3). İnceleme alanı kuzeyinde ve dışında Olur civarında ise Jura-Alt Kretase yaşlı denizel istiflerle transgresif olarak uyumsuzlukla örtülmektedir.

Birim, granit porfir, dasit, riyödasit, riyolit, andezit, diyabaz, tuf ve aglomera gibi değişik türdeki mağmatitlerden oluşmaktadır. Birim inceleme alanı içerisinde yaygın olarak yeşil, gri, yeşilimsi beyaz renkli dasit, riyödasit türde volkanitlerden oluşur. Bu asidik türdeki volkanitler yer yer granit porfir stok ve daykan ile kesilir. Granit porfir sokulum zonlarının kenarlarında ise diyorit, diyabaz daykanları gözlenir. Andezit ve riyolitik volkanitler ise dasit, riyodasitler içerisinde yaygın dayk sistemi şeklinde gelişmiştir. Riyolit ve andezitik lav ara katkılı tuf ve aglomeralar ise en üst seviyelerde yer alırlar.

Pontidler'de Jura öncesi yaşlı asitik mağmatiklerin bir yitim zonuna ilişkin olarak geliştikleri ve bunlarda çeşitli yöntemlerle yapılan yaş tayinlerinde, bu mağmatiklerin Karbonifer-Permiyen zaman aralığında sokulum yaptıkları belirlenmiştir (Tokel, 1972, 1981; Yılmaz, 1974; Çoğulu, 1975; Ketin, 1983; Bergougnan, 1987). Buna göre birimin olası yaşlı Permo-Karbonifer olarak kabul edilmiştir. Daha sonra bu asitik mağmatiklerin Paleo-Tetis okyanusunun güneye doğru yitimi ile geliştikleri belirtilmiştir (Şengör ve diğerleri 1983).

Alıcık Formasyonu (Ka)

Birim, pelajik kireçtaşı ve volkanit ara katkılı kumtaşı, silttaşı ve kiltası ardışımından oluşan fliş karakterli bir istifle temsil edilir. Ayrıca yoğun olarak Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı olistolitleri içerir. Formasyon adını en iyi temsil edildiği Alıcık köyünden almıştır (Şekil 3).

İnceleme alanı kuzeybatı ve güneybatısında, Toklu, Beykaynak, Karataş ve Alıcık köyleri ile Gurtepe, Teptepe ve Alpbaşı tepe dolaylarında yüzeyler (Şekil 3).

Birim tabanda Beykaynak köyü dolaylarında Coşkunlar mağmatitlerini uyumsuz olarak üzerler. Tip kesit yeri olan Alıcık köyü civarında ise taban dokanağı gözlenmemektedir. Tavanda ise Alpbaşı tepe dolayında

Dağdibi ve Deliktaş formasyonları ile açılı uyumsuzlukla üstlenir. Toklu köyü doğusunda ise Coşkunlar mağmatitleri tarafından tetkonik olarak üzerlenir.

Birim, açık gri-bej renkli, ince-orta katmanlı kireçtaşı ile tuf, lav ara katkılı, gri siyahımsı gri, yeşil renkli kumtaşı, silttaşı ve kiltası ardışımından oluşur. Bunların yanı sıra katmanlı ve katmansız, oldukça tektonize olması nedeniyle çatlaklı, metreden birkaç km. ye değin değişen boyutlu, breşik görümlü Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı olistolitleri içerir. Yeğin sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişmiş bakımsız kıvrımlı, değişen boyutlu küçük ters ve yırtılma fayları içeren birim, güneydoğuya doğru Tersiyer yaşlı birimler üzerine bindirme fayları ile itilmiştir. Birimin ölçülü kesitinin alındığı Alıcık köyü dolaylarındaki kalınlığı 350 m. dir.

Birim içerisinde yer alan mikritik kireçtaşları içerisinde Globotruncana cf. concavata BROTZEN, Globotruncana arca (LUSHMAN) Globotruncana fornicata PLUMMER, Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana sp., Rugoglobigerina sp., Heterohelix sp., Radiolaria sp., Hedbergella sp., Globigerinidea sp. gibi fosiller saptanmış ve birime Üst Kretase (Santonyen - Kampaniyen) yaşlı verilmiştir.

Birimin gerek kaya türü, gerekse fosil içeriği, yakın dolayında volkanik etkinliğin devam ettiği, şelf veya kıta yamacı üzerinde durulduğunu gösterir.

Dağdibi Formasyonu (Td)

İnceleme alanı güneybatısında çakıltaşı ve Nummulitesli kumtaşı, silttaşı ve kiltası ile temsil edilen birimin tip yeri Dağdibi köyü civarındadır (Şekil 3).

Birim Dağdibi, Sağlıcak ve Toklu köyleri ile Gumpır, Kireç, Alıcık derelerinin belli kesimleri ve Devehane tepe dolaylarında yüzeyler (Şekil 3)

Dağdibi ve Sağlıcak köyleri dolaylarında Coşkunlar mağmatitlerini, Karataş ve Alıcık köyleri dolayında ise Üst Kretase yaşlı Alıcık formasyonunu açılı uyumsuzlukla üzerler. Tavan dokanağında ise aynı alanlarda Üst Eosen yaşlı Karataş formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerirler. Toklu köyü doğusunda, Gumpır deresi boyunca ise Alıcık formasyonu tarafından bindirme fayı ile tektonik olarak üzerlenir.

Birim tabanda, gri-yeşil renk, katmansız, yer yer kahn-çok kalın katmanlı, yuvarlak ve çok tür bileşenli, mercekli kumtaşı ara katmanlı, kötü boylanmalı polijenik çakıltaşları ile başlar. Üste doğru, tip yeri olan Dağdibi köyü doğusunda Devehane tepesinde gri, açık gri ve grimsi mavi renkli, katmansız, bol fosilli ince taneli kumtaşı ve silttaşı devam eder. Kumtaşı ve silttaşları yanal olarak açık gri, grimsi bej renkli ve mercekli kumtaşı ara katmanlı kilttaşları ile geçişlidirler. Dağdibi formasyonunun alt düzeyini

oluşturan taban çakıltaşlarını Sağlıcak üyesi, onun üzerinde yer alan ve genelde ince taneli kumtaşlarından oluşan üst kesimi ise Devehane üyesi olarak adlanmıştır (Şekil 2). Birimin ölçülü kesitteki toplam kalınlığı 290 m. dir.

Fosilli kumtaşları içerisinde Nicaetrochus cyclolitoides (Bellardi), Nummulites aquiatanicus (B formları), Nummulites cf. urensis de la Harpe (A ve B formları), Nummulites sp., Discocyclina sp., Operculina sp. gibi fosiller saptanmış ve Dağdibi formasyonuna Ali-Orta Eosen (Küviziyen-Alt Lütisiyen) yaşı verilmiştir.

Birimin gerek kaya türü, gerekse fosil içeriği, onun yüksek enerjili fakat sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Karataş Formasyonu (Tk)

Birim, kirlili gri renkli ve merdiven basamaklı aşınım yüzeyi ile kumtaşı, lav ve tuf ardışıklı volkano-tortul bir istifte temsil edilir. Formasyonun tip yeri Karataş köyü yakını Drem tepesidir (Şekil 3)

İnceleme alanı içerisinde Dağdibi, Karataş köyleri ile Devehane tepe, Drem tepe dolayında yüzeyler.

Birim tabanda, Dağdibi formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Tavanda ise Deliktaş formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üzerler.

Birim tabanda, gri-yeşilimsi gri renkli, ince orta katmanlı kumtaşları ile başlar. Üste doğru silttaşı, kıltaşı, bazalt, tuf ve kumtaşı ardışımından oluşan volkano-tortul bir istifte temsil edilir (Şekil 2). Birimin tip yerinde ölçülen kalınlığı 363 m. dir.

Birimlerden alınan örneklerde fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Küviziyen-Alt Lütisiyen yaşlı Dağdibi formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi, Oligosen yaşlı Deliktaş formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenmesi göz önüne alınarak olası yaşının Üst Eosen olabileceği kabul edilmiştir.

Birimin kaya türü ve sedimanter yapı özellikleri göz önüne alınarak yoğun volkanik etkinliğin etken olduğu sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Yassıkuzey Latitleri (Ty)

Dış yüzeyi sarımsı gri, taze yüzeyi gri renkli ve masif görümlü, latit türü volkanitlerden oluşan birim, yaygın olarak yüzeylendiği Yassıkuzey tepeden dolayı Yassıkuzey latitleri olarak adlandırılmıştır.

Kütlesel çıkıntı şeklinde sarp tepeleri oluşturan birim, inceleme alanı güneydoğusunda Uçankale tepe, Karagüney tepe, Yassıkuzey tepe ve Dazlak tepe dolayında yüzeyler (Şekil 3).

Taban dokanağı gözlenemeyen birimin, Yassıkuzey tepe ile Kabak tepe doğusunda Oligo-Miyosen yaşlı Susuz formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenirken, aynı tepelerin batısında ise Oligosen yaşlı Deliktaş formasyonu ile Oligo-Miyosen yaşlı Susuz formasyonu üzerine tektonik olarak bindirme fayı ile itilmiştir. Karagüney tepe ile Uçankale tepe doğusunda

Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Penek formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenir.

Dış görünüşü ile sarımsı gri, sarımsı kahverengi renkli, taze yüzeyi gri olan, masif görümlü, düzensiz çatlak sistemli, kütleli bir morfolojik görümlü olan kayacın mikroskobik incelenmesinde, holokristalen porfili dokulu olup, içerisinde plajiyoklas, sanidin mineralleri yanı sıra apatit gözlenmekte, hamur plajiyoklas mikrolitlerinden ve volkanik camdan oluşmaktadır.

Birimin kendisinden yaşlı olan kaya birimleri ile dokunak ilişkisi yüzlek alanı içerisinde gözlenmemiştir. Oligo-Miyosen Yaşlı Susuz formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenmesi, birimin Oligosen öncesi bir yaşta olabileceğini göstermektedir. Doğu Pontidler ile Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde latit ve benzeri bileşimli volkanitlerin Eosen'de yoğun olduğu (Tokel, 1972, 1977, 1981; Seymen 1975; Terzioğlu, 1984, 1985) belirlenmiştir. Buna göre birimin olası yaşı Üst Eosen olarak benimsenmiştir.

Deliktaş Formasyonu (Td)

Genelde kırmızı, mor ve kahverengi renk hakimiyeti yanı sıra gri-bej renkli seyrek bantları ile alacalı bir görünümü olan birim, lav ara katkılı ve çeşitli boyutlu karasal kırıntılı çökellerin oluşturduğu istiflerle temsil edilir. Tip yeri Deliktaş köyüdür (Şekil 3).

Deliktaş, Alıcık ve Dağdibi köyleri ile Serban tepe, Kırmızıtaş tepe Tekirtepe, Kızıltepe ve kırmızı kayalar sırtı boyunca yüzeylenir (Şekil 3).

Birim taban dt)kunağı, Üst Kretase yaşlı Alıcık formasyonu ile açılı uyumsuz, tavan dokanağı ise Susuz formasyonu ile geçişlidir. Dağdibi köyü civarında ise Üst Eosen yaşlı Karataş formasyonunu açılı uyumsuzlukla üstlerken, tavanda Susuz formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenir. Alıcık ve Karataş köyleri arasında Alıcık formasyonu, Uğurlu köyü dolaylarında ise Coşkunlar mağmatitleri ile tektonik dokanak ilişkisi gösterir ve bu birimler tarafından tektonik olarak üzerler.

Birim, tip kesit yarı alanı içerisinde kırmızı, mor, kahverengi renkli merceksel çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ara katkılı, katmansız, yer yer çökalm katmanlı kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı <rdışımından oluşan bir istif ile temsil edilir (Şekil 2). Bu istif içerisinde yer yer merceksel geometriye aglomera ara katkılarında içerir. Serban tepe civarında ise kumtaşı, silttaşı ve prizmatik sütunsal eklemlili bazalt ardışıklı bir istiftten oluşmaktadır. Formasyonunun üst seviyelerine doğru yer alan bazaltik lavlar yanall olarak incelmeye gösterirler. Karasal bir fasiyeste gelişmiş olan birim içerisindeki kaya türleri yanall ve düşey yönde birbirleri ile geçişlidirler, tip yerinde ölçülen kalınlığı 511 m. dir (Şekil 2).

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak aynı havzanın batıya devamı

içerisinde düzenli olarak yüzlek veren birimin, Narman-Toprakkale köyü dolayında içerdiği kömür damarlarından alınan örneklerde (Engin, 1963) belirlenen spor ve polen içeriklerine göre Oligosen yaşı verilmiştir (Akyol, 1964). Yine aynı yörede, birim üst seviyelerinde yer alan bazaltik volkanitlerde izotopik K/Ar yöntemi ile belirlenen yaş 25 ± 3 milyon yıldır (Bayraktutan ile sözlü görüşme). Buna göre birimin yaşı Oligosen olarak kabul edilir.

Birimin kaya türü ve sedimentolojik özellikleri (aşındırma tabanlı kanal dolguları, som katmanlanma, kötü boylanmak çakıllı kumtaşları ve merceksel kömür ara katkıları) onun, zaman zaman volkanik etkinlikli karasal (sığ göl, bataklık, akarsu ve alüvyon yelpazesi) bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Susuz Formasyonu (Ts)

Birim gri-yeşil renkli ve değişik türdeki karasal kırıntılılar ile bej, sarımsı bej renkli evaporitlerden oluşan istifler ile temsil edilir. Formasyonun tip yeri Susuz köyüdür (Şekil 3).

İnceleme alanı içerisinde Alıcık, Deliktaş, Susuz, Balkaya köyleri ile Kömürlü nahiyesi arasında yüzeyler.

Birim taban dokunağında, Deliktaş formasyonu uyumlu olarak üstler. Tavan dokunağında ise Kömürlü formasyonu tarafından geçişli bir dokanakla uyumlu olarak üstlenmektedir. Susuz ile Balkaya köyleri arasında havza kenarı boyunca Alıcık formasyonu ve Coşkunlar mağmatitleri ile tektonik dokanak ilişkisi gösterir. Bu hat boyunca havza temelini oluşturan kaya birimleri, büyük açılı bindirme fayı ile Susuz formasyonu üzerine itilmişlerdir.

Birim, yeşil-gri renkli, kömür, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ara katmanlı, genelde katmansız, yer yer kalın, çok kalın katmanlı kumtaşı, silttaşı ve kiltası ardışımından oluşan bir istifle temsil edilir. Tip yerinde bu özellikleri sunan birim yanallı olarak fasiyes değişikliği gösterir. Dağdibi köyü doğusunda bej, sarımsı bej renkli, çok ince-ince katmanlı jips, kiltası ardışımından oluşan bir istifle temsil edilir (Şekil 2). Birimin ölçülü kesitinin alındığı Susuz köyü güneybatısındaki kalınlığı 618 m. dir.

Birim içerisinde belli seviyelerde gözlenen ve yoğun Gastropod ve lamelibranciata kavkuları içeren karbonatlı silttaşlarında alınan örneklerde tür tayini yapılamadığı için yaş verilememiştir. Ancak birim içerisinde çok sayıda yer alan kömür damarlarında belirlenen spor ve pollenlerden en çok Pityosporites microalutatus (Pot.) Pf. ve Th., Dicolpopolhs kockeli Pflanzl, Tncolpopollenites kruschi (Pot.) Pf. ve Th. tiplerine rastlandığı belirtilmiştir. Bunlarında Oligosen'de en çok rastlanan tipler olduğu, ender olarak Alt-Orta Miyosen'de de rastlandıkları belirtilerek, birime Oligo-Miyosen yaşı verilmiştir.

Birimin kaya türü, fosil içeriği, onun karasal (akarsu, taşkın ovası, bataklık ve göl arasında değişen) bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Kömürlü Formasyonu (Tk)

İnceleme alanı kuzeydoğusunda doğu-batı uzanımlı Balkaya senklinali içerisinde tabanda kömür ara katkıları ve kahverengi renkli, katmansız marnlar ile başlar. Üste doğru, açık gri renkli, katmansız marnlar ile devam eder. Formasyonunu tip yeri Kömürlü nahiyesi kuzeyidir (Şekil 3).

Birim Susuz, Balkaya, İnceçay ve Yaymeşe köyleri ile Kömürlü nahiyesi arasında Tekirtepe, Sakızlı tepe, Karagüney tepe, Keklikseki tepe ile Dikkırma mevkinde yüzeyler (Şekil 3).

Birimin taban dokunağında, Susuz formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Tavan dokunağında ise Penek formasyonu, Erdavut bazaltları ve Eski akarsu taraçaları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

Birim tabanda, kiltası, siltası, killi kireçtaşı ve kömür ara katmanlı kahverengi renkli ve katmansız marnlar ile başlar. Marnlar yer yer laminalı olup, pul pul dağılgan özellik gösterirler ve değişik kalınlıkta (0,40-0,90 m.) killi kireçtaşı, Silttaşı (0,60-3,40 m), kumtaşı (0,20 m.), kiltası (3-14 m) ve kömür ara katkıları içerir. Üste doğru, açık gri renkli, katmansız, değişik kalınlıkta (0,05-0,80 m) killi kireçtaşı ara katmanlı ve yer yer kömürleşmiş bitki izli marnlar ile devam eder. Kömürlü formasyonunun alt düzeyini oluşturan kömür arakatlı ve kahverengi renkli marnlar Balkaya üyesi, onunu üzerinde yer alan, açık gri renkli ve katmansız marnlardan oluşan üst kesimi ise Tekirtepe üyesi olarak adlanmıştır (Şekil 2). Tip kesit yerinde görsel marnlardan oluşan Tekirtepe üyesi, yüzlek alanı doğusunda Yaymeşe ve İnceçay köyleri arasında, çakıltaşı ara katmanlı ve gri-yeşil renkli kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ardışımından oluşan kırıntılı bir fasiyeste gelişmiş bir istifle temsil edilir. Bu kesimde üye içerisinde yer yer aşındırma tabanlı merceksel geometri kanal dolgusu özelliği gösteren çakıltaşları gözlenir. Kumtaşlarında ise yer yer çapraz ve kaymalı-buruşmalı katmanlanmalar yanı sıra yoğun akıntı riplerleri gözlenmektedir. Balkaya üyesinin Tekirtepede ölçülen kalınlığı 194 m, Tekirtepe üyesinin ise 228 m dir.

Kömürlü formasyonu içerisinde fosil bulgusuna rastlanmamış ve içerdiği kömür oluşukları ise spor ve pollen yönünden steril çıkmıştır. Oligo-Miyosen yaşlı Susuz formasyonunu uyumlu olarak üzerlenmesi, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Penek formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenmesine göre birimin olası yaşı Miyosen olarak kabul edilmiştir.

Birim kaya türü ve sedimentolojik özelliklerine göre karasal (Akarsu, göl arasında değişen) bir ortamda oluşmuş olduğunu gösterir.

Penek Formasyonu (Tp)

İnceleme alanı güneydoğusunda, dik topoğrafik yükselteleri oluşturan, lav ara katkıları aglomeralar ile temsil edilir. Birim, Kuzeydoğu Anadolu Bölgesinde

yaygın olan, Miyosen sonu-Pliyosen başlarında gelişmiş lav ara katkılı proklastitli kaya birimlerinin, inceleme alanı içerisindeki devamını oluşturur. Tip yeri Penek köyüdür.

İnceleme alanı güneydoğusunda, Evbakan, Yoğurtçular, Söğütlü, Penek, Aşağıhoş köyleri ile Aksar nahiyesi arasında Bezirtaş tepe, Kuzeybaşı tepe, Ziyaret tepe, Gör tepe, Kaştepe, Kamber tepe, Penekbaşı tepe, Hastop tepe ile Kavugüney tepe dolayında yüeylenir (Şekil 3).

Birim tavanda, Evbakan köyü kuzeybatısında Kömürlü formasyonunu, Yoğurtçular, Söğütlü ve Penek köyleri arasında ise Susuz formasyonunu açılı uyumsuzlukla üzerler. Tavanda ise İğdeli formasyonu ile uyumlu olarak üzerler.

Birim, sarımsı-gri, sarımsı-kahverengi renkli, katmansız, yer yer çok kalın katmanlı, değişik boyutlu (mm -0,50 m) andezit ve bazalt bileşenli, ince ve merceksele tuf ara katkılı ve matriksli aglomeralardan oluşur. Ayrıca bazalt ve andezit türü lav ara katkıları içerir (Şekil 2). Tip yerindeki kalınlığı 550 m. dir.

Birim içerisinde kesin yaş verilmesine olanak sağlayan herhangi bir fosil içermemektedir. Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde yaygın olarak gözlenen Miyosen sonu volkanitlerinin ilk evresinin andezitik karakterde başladığı ve bu andezitik volkanitlerin Üst Miyosen yaşında olduğu vurgulanmıştır (Erentöz, 1954). Penek formasyonu olası yaşta Üst Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Birim kaya türü özelliğine göre, tamamiyle volkanik kökenli proklastik malzemenin zaman zaman lav akıntılarının da katılmasıyla karasal bir ortamda yığılması sonucu oluşmuştur.

İğdeli Formasyonu (Ti)

Birim, kömür ara katkılı, ince proklastik ve kırıntılı tortul kayaların ardışımından oluşan bir istifte temsil edilir. Tip yeri İğdeli köyüdür.

İnceleme alanı güneydoğusunda, Aksar nahiyesi kuzeninde Aşağıhoş, Koşköy ve İğdeli köyleri arasında, Ceylanuşak tepe, Küçükköm tepe, Taptepe, Damlar tepe ve Karuç tepe dolayında yüzeyler (Şekil 3).

Taban dokunağında, Penek formasyonunu ile uyumlu üzerler. Tavan dokunağında ise Erdavut bazaltları tarafından uyumlu olarak üzerler.

Birim, tavanda volkanik çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ile başlar. Üste doğru, bej-sarımsı bir renkli, tuf ve kömür ara katkılı, laminalı, çok ince, ince, orta katmanlı kumtaşı, silttaşı ve kıltaşı ardışıklı bir istifte temsil edilir. Ayrıca merceksele geometri ve breşik yapıya bazaltik lav ara katkıları içerirler, birim içerisinde iki ayrı seviyede ve değişik kalınlıkta (2,35-4,35 m) kömür, kömürlü kıltaşı ile gri renkli, camsı görünümlü tuf ara katkıları yer alır. Tip yerinde ölçülen toplam kalınlığı 317 m dir.

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna

rastlanmamıştır. İçerdiği kömür damarlarından alınan örnekler ise spor ve polen açısından steril çıkmıştır. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Penek formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen birim, Erzurum yöresindeki Pliyosen yaşlı Gelinkaya Formasyonu (Arpat, 1965) ile deneştirilerek, olası yaşlı Pliyosen olarak benimsenmiştir.

Birim kaya türü ve sedimantolojik özelliklerine göre yakın dolayında aktif volkanik etkinliği olan bataklık ve göl arasında değişen karasal bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Erdavut Bazaltları <EQe)

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesinde oldukça yaygın, koyu renkli, yer yer ince tuf ara katkılı, akıntı, bolca soğuma boşluklu bazaltik volkanitlerin devamını oluşturan birim, inceleme alanı doğusunda oldukça geniş bir alanda yüzlek vererek, kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örter (Şekil 3). Büyük olasılıkla çıkış merkezlerinden biri olan Erdavut dağına kalınca yüzeylenmesi nedeniyle Erdavut bazaltları olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanı doğusunda, Gülveren köyü ve Erdavut dağı dolayında, kuzey-güney yönünde yer alan çok sayıda tepeleri bulunduğu yüksek plato alanımda yüzeyler. Taban dokunağında Penek ve İğdeli formasyonlarını uyumlu olarak üzerlerken, diğer yaşlı kaya birimlerini ise uyumsuz olarak örter. Tavanda ise eski akarsu taraçaları, yamaç molozu ve alüvyonlarla uyumsuz olarak üstlenir.

Siyah, yeşilimsi siyah, siyahımsı gri renkli, yer yer ince tuf ara katkılı, akıntı katmanlı, bolca gaz boşlukları içeren, yer yer breşik yapıya yer yer sütunsal eklemlili ve değişik fazlarda üst üste akmış bazaltik lavlardan oluşur. Mikroskopik incelenmelerinde, ofitik tekstür gösteren, içerisinde labrador karakterli plajiyoklas lataları, piroksen (ojit) ve az miktarda olivin içeren, mafik minerallerde opaklaşma gösteren olivlinli bazalt oldukları belirlenmiştir. Birimin kesit yöntemi ile Erdavut dağına belirlenen kalınlığı 650 m. dir.

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesinde oldukça yaygın olan plato bazaltlarının 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Kars paftasının 3/4 ünü kapladığı ve Kars platosunu oluşturan bu bazalt volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşında olduğu belirtilmiştir (Erentöz, 1954). Aynı volkanitlerin inceleme alanındaki devamını oluşturan Erdavut bazaltları olası yaşta Pliyo-kuvaterner olarak benimsenmiştir.

Eski Akarsu Taraçaları

Birim, genelde akarsu ortamı ürünü çakıltaşıları yanı sıra daha ince boyutlu kırıntılı tortul kayalar ile temsil edilir. İnceleme alanı içerisinde Yoğurtçular köyünden güneybatıya uzanan düzlükde ve İriağaç, Kaledibi köyleri arası ile bazı tepeler üzerinde lokal olarak askıda kalmış kalıntılar halinde yüzeyler (Şekil 3).

Yüzlek alanları içerisinde yatay konumlu olan birim,

kendisinden yaşlı kaya birimlerini açılı uyumsuzlukla üzerler.

Birim iyi seçilmemiş, gevşek tutturulmuş bloktaşı ve çakıltaşlarından oluşur. Bileşenleri orta iyi yuvarlaklaşmış olup, boyutları birkaç santimetreden 1,10 m ye değin değişir. Başlıca bazalt, andezit, dasit, kireçtaşı, kumtaşı ve diğer volkanitler olmaz üzere değişik kaya türlerinden türemiş çakıl, blok ve bunların arasını dolduran gevşek kumtaşı, sutaşı ile tutturulmuşlardır Yer yer Tekir tepede olduğu gibi ritmik dereceli katmanlanma yanı sıra yer yerde teknemsi çapraz katmanlanma gösterirler. Birimin ölçülebilen kalınlığı bir kaç m. ile 80 m. arasında değişmektedir.

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Kesin yaşı bilinmemekle beraber olası yaşı Pleyistosen (?) olarak kabul edilmiştir.

Birim kaya türü özelliğine göre, yüksek alanlardan sellenmelerle aşağı inen malzemenin, yüksek enerjili akarsular tarafından taşınması sırasında akak düzlüklerinde biriktirmeleri ile oluşmuş olmalıdır.

Yamaç Molozu

İnceleme alanında yaygın olarak yüzeylenen, özellikle yüksek tepelerin eteklerinde geniş alanlar kaplayan, kaynak malzemesi en yakın kaya türünden türemiş iyi tutturulmamış köşeli çakıl, bloklar ile temsil edilir. İnceleme alanı doğusunda, İnceçay köyünden başlayarak, güneye doğru Yanıkkaval köyüne kadar uzanan alanda ve diğer yüksek tepelerin eteklerinde yüzeyler.

Birim kaynak alanındaki kaya türüne bağlı olarak oluşmuş, oldukça köşeli, çoğunlukla bazalt ve azda olsa diğer volkanitlerin ayrışma ürünlerinden oluşur. Bu malzemenin çekim kaymaları ve sellenmelerle kısa mesafelerde taşınarak yamaç eteklerinde biriktirilmeleri oluşur.

Alüvyon (Qal)

Oltu çayı, Penek Çayı ve Kanlı dere ve diğer akarsu düzlüklerinde, özellikle Penek çayı ile Kanlı deresi boyunca geniş alanlarda yüzeyler (Şekil 3). Çeşitli boyutlardaki blok, çakıl, kum, silt, kil gibi tutturulmamış kırıntılardan oluşur. Birim kalınlığı bir kaç m. ile 30 m. arasında değişmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Oltu-Narman Tersiyer havzasının kuzeydoğu kesimi olan Kömürlü nahiyesi civarının ayrıntılı stratigrafisi bileşik ölçülü stratigrafi kesitiyle açıklanmış ve aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1. İnceleme alanında Tersiyer havzası temelini Permo-Karbonifer yaşlı asidik türdeki mağmatitler ile Üst Kretase yaşlı volkano-tortul karekterli Ahcık formasyonu oluşturmaktadır.

2. Bu temel üzerinde gelişmiş olan Tersiyer havzası içerisinde yüzeylenen kayalar, yüksek enerjili sığ denizel ve karasal (akarsu, göl) olmak üzere iki değişik ortamda oluşmuştur.

3. Sığ denizel ortamda oluşan kayalar, kaya-stratigrafi kurallarına göre iki formasyon ve iki üyeye ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Dağdibi formasyonu (Sağlıcak üyesi, Devehane üyesi) ve Karataş formasyonudur. Bu iki formasyon Eosen yaşlıdır.

4. Karasal ortamda oluşmuş kayalar ise Deliktaş, Susuz, Kömürlü (Balkaya üyesi, Tekirtepe üyesi) olmak üzere üç formasyon ve iki üyeye ayrılarak adlanmıştır. Bu karasal ortamda geçmiş kaya-stratigrafi birimleri Oligosen (Dağdibi formasyonu), Oligo-Miyosen (Susuz formasyonu) ve Miyosen (Kömürlü formasyonu) olarak yaşlandırılmıştır.

5. Havza dolgusu karasal tortulların, sığ denizel birimler üzerine açılı uyumsuzlukla geldiği belirlenmiştir.

6. Tersiyer havzası içerisinde yüzeyleyen kaya birimleri, inceleme alanı doğusunda Üst Miyosen ve sonrası yaşlı volkanitlerce açılı uyumsuzlukla örtülmektedir.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışması sırasında yakın ilgi ve desteklerini gördüğüm D.L.İ Oltu Bölge Müdürü Yaşar Kar ve Baş Mühendis Mehmet Torun'a, palinolojik incelemeleri yapan Aynur İnal'a, paleontolojik belirlemeleri yapan Yrd. Doç. Dr. Mahmut Tunç'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akalın, L., 1978, Balkaya ve Sütüksün (Erzurum) linyit sahaları etüdü: M.T.A. Rap. No:224, Ankara.

Altınlı, İ.E. 1969, Oltu-Olur-Narman dolaylarının jeolojik incelemesi: T.P.A.O Rapor No: 449, Ankara

Baykal, F., 1950, Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgileri: M.T.A. Rap. No: 1928, Ankara

Bayraktutan, S., 1982, Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki sedimantolojik evrimi: Atatürk Ün. Fen-Ed. Fak. Doktora Tezi, 282 s, Erzurum

Baydar ve Diğ., 1969, Yusufeli-Öğdem-Madenköy-Tortum gölü ve Ersis arasında kalan bölgenin jeolojisi: M.T.A. Rap. No: 5202, Ankara

Bozkuş, C., 1990 Olur-Kömürlü-Akşar (Erzurum) arasının stratigrafik ve tektonik özellikleri: C.Ü. Mühendislik Fakültesi, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 162 s., Sivas.

Çetin, A., 1976, Erzurum (Oltu) yöresinin jeolojisi ön raporu: M.T.A. Rap. No: 23, Van.

Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerindeki petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar: İ.T.Ü. kütüphanesi No: 112 s., İstanbul.

Erentöz, C., 1954, Araş havzasının jeolojisi: T.J.K. Bült., 5,1-54, Ankara

Engin, O. ve Engin, T., 1964, Erzurum-Oltu çevresindeki Oligosen çökellerinin jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Rap. No: 123, Van.

- Gattinger, T.G., 1956, Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin ve Kars jeolojik löve, ikmal ve revizyon çalışmaları: M.T.A. Rap: No: 2380, Ankara
- Koçyiğit, A., 1985, M uratbağı-Balaban taş (Horasan) arasında Çobandede fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları: C.Ü. Müh. Fak. Derg., 2-1, 17-34 s., Sivas
- Koçyiğit, A., 1987, Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası kuzey kenarının stratigrafisi ve niteliği: TJK. Bük., 30-1, 61-69 s, Ankara.
- Lahn, E., 1939, Karasu-Çoruh arasındaki mıntıkada yapılan jeolojik araştırma: M.T.A. Rap. No: 838, Anmara.
- Lange, S., 1967, Erzurum-Oltu-Balkaya linyit havzasına ait jeolojik rapor: M.T.A. Rap. No: 122, Ankara.
- Özdemir, L., 1981, Oltu-Balkaya (Erzurum) Kömürlü Neojen havzası ekonomik jeolojisi, A.Ü. Fen Fak. mastır tezi, Ankara.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği: İTÜ Maden Fak. Doktora tezi, 192 s., İstanbul
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: TJK Konferans serisi, No: 2,40 s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, L., 1980, Kuzey Türkiye'de Jura öncesi okyanusal kalıntıları, Permian-Triyas Paleotetis parçaları (Çeviri: Enver Altınlı), Yeryuvarı ve insan, Cilt: 6, Sayı: 1-2, 6-16 s., Ankara.
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: TJK Yer bilimleri özel dizisi, 75 s., Ankara.
- Tendam, A., 1951, Balkaya linyit yatağının jeolojik haritasının revizyonuna ait rapor: M.T.A. Rap. No: 1887, Ankara.
- Terzioğlu, M.N., Reşadiye-Gölköy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer-Kuvanerner yaşlı volkanierin genel stratigrafik özellikleri: C.Ü. Müh. Fak. Derg., 3-1, 3-13 s., Sivas.
- Tokel, S., 1972, Stratigrafical and volcanic history of the Gümüşhane area, NE Turkey: Universtiy of London, University Colloge, Ph. D. thesis.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: TJK Bült., 20-1, 49-54 s., Ankara.
- Tokel, S., 1985, Doğu Anadolu'daki kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: Ketin simpozyumu özel sayısı, 121,129 s., Ankara
- Yılmaz, H., 1985, Olur (Erzurum) yöresinin jeolojisi: K.Ü. Der., 4,23-43 s., Trabzon.
- Yüksel, V., 1972, Kars havzasının genel jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Rap. No: 5517, Ankara.

Makalenin Geliş Tarihi : 9:7.1990

Yayına Veriliş Tarihi : 3:1.1991

İsparta güneyinin temel jeolojik özellikler*

Basic geological characteristics of southern İsparta

M.ERKAN KARAMAN

AÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta

ÖZ Çalışma alanındaki kaya birimleri otokton ve allokton konumlu olmak üzere başlıca iki ana grupta toplanır.

Otokton konumlu kayaların en eskisini Kretase yaşlı Erenler kireçtaşı oluşturur. Bölgedeki Tersiyer yaşlı çökeller, Paleosen-Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu ile başlar. Egemen kayatürünü kilitaşı, türbiditik kumtaşı, killi kireçtaşı, şeyi ve çakıltaşlarının oluşturduğu bu birim, Erenler kireçtaşı üzerinde uyumsuzdur. Daha üstte ise, Akitanien (Alt Miyosen) yaşlı Yazır formasyonunun resifal kireçtaşları yer alır. Düzgün ve sürekli yayılımı nedeniyle bölgedeki Miyosen başlangıcı için bir kılavuz seviye niteliğindeki bu resifal kireçtaşları uyumlu olarak daha üstte, Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonunun çökeliminden sonra bölgedeki en önemli tektonik olay gelişir. Yöredeki allokton konumlu kayalar temsil eden Mesozoyik yaşlı Akdağ kireçtaşı birliği ile ofiyolitli karmaşık, batı/güneybatıdan hareketle bindirmeli bir dokanak boyunca Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonunu üstler. Bu büyük bindirmenin etkisi sonucu bölgede şiddetli kıvrımlanmalar, faylanmalar türünden önemli deformasyonlar gelişir. Literatürde Teke "Lisiyen" napları olarak bilinen bu büyük bindirme olayını takip eden dağoluşumu ve kırıklanma evresinden arta kalan irili ufaklı çakıllar, post-orojenik nitelikli ve molas tipindeki kalın Orta-Üst Miyosen yaşlı Gönen çakıltaşlarını oluşturur. Böylece Gönen çakıltaşları hem kendisinden önceki kaya birimlerini, hem de muhtemelen Orta Miyosen'de gelişen bindirme dokanını örter.

Sıkışma tektonik rejimi sonundaki kısa bir geçiş dönemini yansıtan bu molas tipi çakıltaşı çökeliminden sonra, bölgede voikanizma olayları etkinliğini sürdürmeye ve bölgesel tektonikte çekme gerilmeleri etken olmaya başlar.

Alt Pliyosen'de Gölcük ana volkan bacasından çevreye yayılmaya başlayan volkanik malzemeler, Gölcük formasyonunu oluştururlar. Bölgedeki voikanizma etkinliği başlıca iki ayrı evrede meydana gelir. Erken volkanik evrede çevreye andezitik-trakitik özellikli lavlar yayılır. Geç volkanik evrede ise, Gölcük ana volkan bacasından çevreye daha hafif geçrelerden oluşan tuf ve piroklastik malzemeler yayılır.

Daha üstte ise, Kuvaterner yaşlı gevşek tutturulmuş kil, kum, çakıl depolarından oluşan genç alüvyonlar yer alır.

ABSTRACT The rock units, in the study area are divided into two groups as autochthonous and allochthonous units. The oldest rock of the autochthonous units is Erenler limestone of Cretaceous. This unit is overlain disconformably by Kızılkırma formation of Paleocene-Eocene, Yazır formation of Aquitanian covers Kızılkırma formation as disconformably and its main lithology is reefal limestones. This formation is overlain by conformably by Ağlasun formation of Burdigalian. Ağlasun formation consists mainly of sandstone and shale.

In the Middle Miocene, Akdağ limestone unit and ophiolitic melange are thrust and overlies tectonically onto Ağlasun formation. This event is the most important tectonic feature in the region and this resulted of many folds and faults.

The basement rocks and the overthrust faults is overlain by Gönen conglomerate which is post orogenic and molas-type of Middle Upper Miocene.

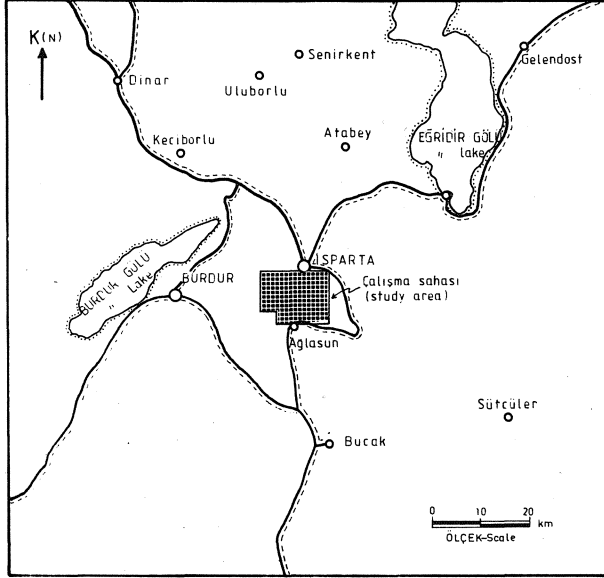
In the late Miocene-early Pliocene transition, the Gölcük volcanism activity starts in the region. Gölcük formation is formed result of this volcanic activity. The volcanic activity in the area, progressed, in two different stages. Result of the early volcanic stage, andesite lavas are spread of around the Gölcük area and result of the late volcanic stage, tuff and pyroclastic materials are spread of around the Gölcük area.

The upper most unit is alluvium of Quaternary.

* Bu makale, Hacettepe Üniversitesinde Yerbilimlerinin 20. Yılı Sempozyumu-1988'de bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Çalışma alanı İsparta ilinin yakın güneyinde yer alan Gölcük volkan gölünün çevresinde ve daha güneyindeki Ağlasun ilçesi ile Isparta-Antalya karayolu arasında yaklaşık 150 km²'lik bir alan kapsar (Şekil 1).



Şekil 1: Çalışma alanının yeri
Figure 1: Location of the study area

Bu çalışmanın amacı, anılan bölgenin temel jeolojik sorunlarını çözümlenmeye, bölgede yüzeylenen tortul ve volkanik kayaların ve bunların birbirleri ile olan stratigrafik ilişkilerini ortaya çıkarmaya, bölgenin tektonik özelliklerini ve evrimini aydınlatmaya yöneliktir.

İlginç ve karmaşık jeolojik özellikleri nedeniyle çalışma alanının da içerisinde yer aldığı Isparta ve Burdur dolayları, bir çok yerli ve yabancı araştırmacının ilgisini çekmiş olup, yöre ve yakın dolaylarında önceki yıllarda yapılmış bazı araştırmalar mevcuttur. Bölgede geniş bir alanda inceleme yapan bu araştırmacıların bazıları aşağıda verilmiştir. Yalçınlar (1961), Posisson (1977), Innocenti ve diğ.(1982), Waldran (1982), Lefevre ve diğ.(1983), Poisson ve diğ. (1984), Saniz (1985), Yalçınkaya ve diğ.(1985,1986), Karaman (1986 a; 1987; 1988 c). Bunlardan Poisson ve diğ.(1984) Isparta büklümü konulu makalesinde, büklümün batı kanadında Beydağlar karbonat platformunun; doğu kanadında Anamas- Akseki platformunun bulunduğunu, Antalya naplarının orijininin ise, bu iki platform arasında yer alan pelajik basenden kaynaklandığını ileri sürmektedir. Yalçınkaya ve diğ. (1985, 1986) ise bölgede 6 yıldır MTA Genel Müdürlüğü adına yaptıkları çalışmalarda, Isparta Büklümünün oluşum mekanizmasına ve bölgede yer alan otokton ve alloktan konumlu kayaların ilişkilerine değinmiştir. Yazarlara göre, Isparta Büklümünün yapısal evriminin literatürde belirtildiği gibi farklı birliklerden

değil, otokton bir temel üzerinde gelişen, kökenleri ortak, tek bir zamanda yerleşmiş, değişik zamanlarda ortak yapısal nedenlerle hareketlenmiş tek bir birlikten oluştuğu fikri savunulmuştur. Ayrıca bu yazarlar Keçiborlu volkanitleri olarak adlandırdıkları volkanitlerin yaşını Pliyosen volkanitleri olarak belirtmiştir. Sariz (1985), çalışma alanı kuzeybatısı ve yakın dolaylarında yaptığı tez çalışmasında kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisine değinmiştir. Karaman 1986, 1987, 1988 ise çalışma alanının dışında ve yakın dolaylarında yaptığı araştırmalarında, bölgenin stratigrafik-tektonik özelliklerini incelemiştir. Bunlardan Karaman (1986 a), Burdur dolayının genel stratigrafisi konulu makalesinde, Burdur dolaylarının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, yöredeki kayaların stratigrafik konumlarını aydınlatarak, bölgenin jeolojik evrimine değinmiştir. Karaman (1986 b) ise Burdur dolaylarının tektonik hareketliliğinde önemli faktörler olan diri normal faylar, egemen gerilme yönleri, yerel yapılaşma ve zemin özelliklerini incelemiştir. Karaman (1988) çalışma alanı dışı ve yakın batısını yapısal evrim yönünde ikiye ayırmış, bunlardan paleotektonik dönemde sıkışma tektonik rejimine bağlı gelişen kıvrımlar, bindirmeler ve doğrultu/oblik aümh fayları; neotektonik dönemde ise çekme tektoniği denetiminde gelişen diri normal fayları ve dönemin diğer özelliklerini aydınlatmıştır. (Kazancı ve Karaman 1988) çalışma bölgesinde Pliyosen yaşlı volkaniklastik istif ile ilgili olarak ve sedimantolojik ağırlıklı yaptıkları araştırmalarında, Gölcük ve volkan gölü çevresindeki volkaniklastik istifin depolanmasının tamamen kara koşullarında gerçekleştiğini ve bunların maar tipi bir volkanizmanın ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

STRATİGRAFI

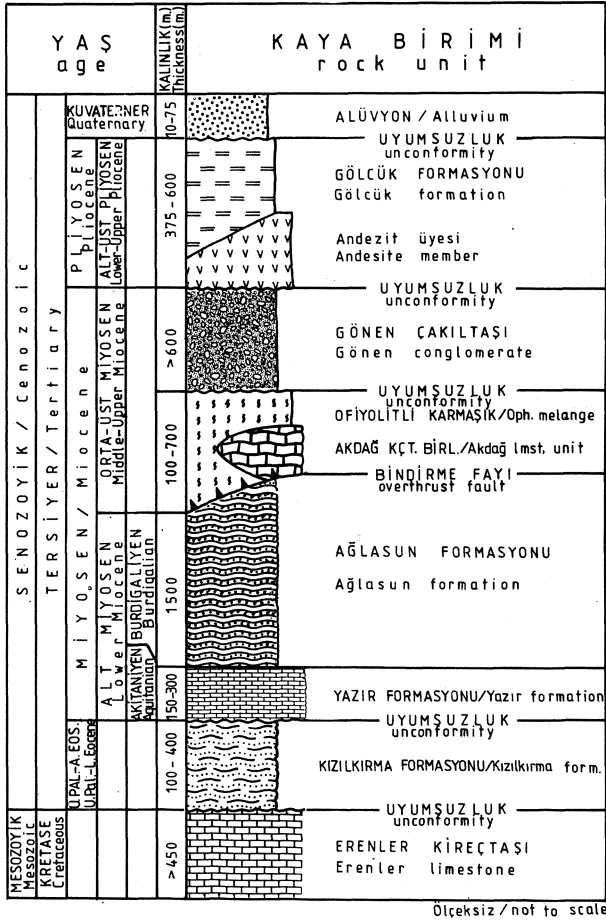
Çalışma bölgesinde yüzeylenen kaya birimleri otokton ve alloktan konumlu olmak üzere başlıca iki grup altında toplanır. Yörede geniş bir alanda yüzeyleme veren otokton birimler, yaşlıdan gence doğru sıra ile Erenler kireçtaşı, Kızılkırma formasyonu, Yazır formasyonu, Ağlasun formasyonu, Gönen çakıltaşı ve Gölcük formasyonudur. Çalışma alanının genellikle orta kesimlerindeki yüksek dağlık bölgeleri oluşturan alloktan konumlu kayalar ise başlıca Akdağ kireçtaşı birliği ile ofiyolitli karmaşıktır (Şekil 2).

Otokton Birimler

Erenler Kireçtaşı Biriminin adı inceleme alanının dışında ve güneydoğusundaki Erenler tepeden alınmıştır. Birim başlıca güneydoğu kesimde Arpalık tepe civarında izlenmekte olup, yaklaşık 2.5 km² lik bir alan kapsar (Şekil 3).

Birimi oluşturan kireçtaşı, arazi gözlemlerinde açık gri, taze kırılmış yüzeyde ise krem beyazı renktedir. Genel olarak mikritik-sparitik bir dokuya sahip olan bu kireçtaşları içerisinde çok fazla oranda karstik erime boşlukları görülür. Birim yörede etkili olan tektonik de-

İSPARTA GÜNEYİ JEOLJİSİ



Şekil 2: Çalışma bölgelerinde yer alan kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi istifi.
Figure 2: Generalized stratigraphic section of the study area (not to scale).

formasyondan fazlaca etkilenmiş olup, değişik istikametli çatlak düzlemleri ve faylar tarafından kesilmiştir. Fay zonları boyunca çok fazla deforme olmuş ve breşik bir yapı kazanmışlardır. Ayrıca bu tür fay zonlarından iyi gelişmiş ve 0.5-2 m kalınlıklı kalsit ve aragonit damarları sıklıkla izlenir.

İnceleme alanında dar bir sahada yüzeyleme veren bu kireçtaşlarından alınan numunelerde, birime yaş verebilecek her hangi bir fosile rastlamak mümkün olmamıştır. Ancak bölgede daha önce çalışma yapan Poisson (1977), birimin yaşını Kretase olarak önermiştir.

Erenler kireçtaşı, harita alanında izlenen otokton konumlu kayaçların en yaşlısıdır. Bu kireçtaşlarının alt seviyelerindeki daha yaşlı kayaçlarla olan dokanak ilişkisi yörede izlenememiştir. Birimin üzerine harita alanı dışı ve yakın kuzeyinde Paleosen-Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu gelir. Harita alanı güneydoğusunda ise üzerinde uyumsuz olarak Akitaniyen (Alt Miyosen) yaşlı Yazır formasyonunun resifal kireçtaşları bulunur (Şekil 3). Kızılkırma Formasyonu Birimin adı harita alanı

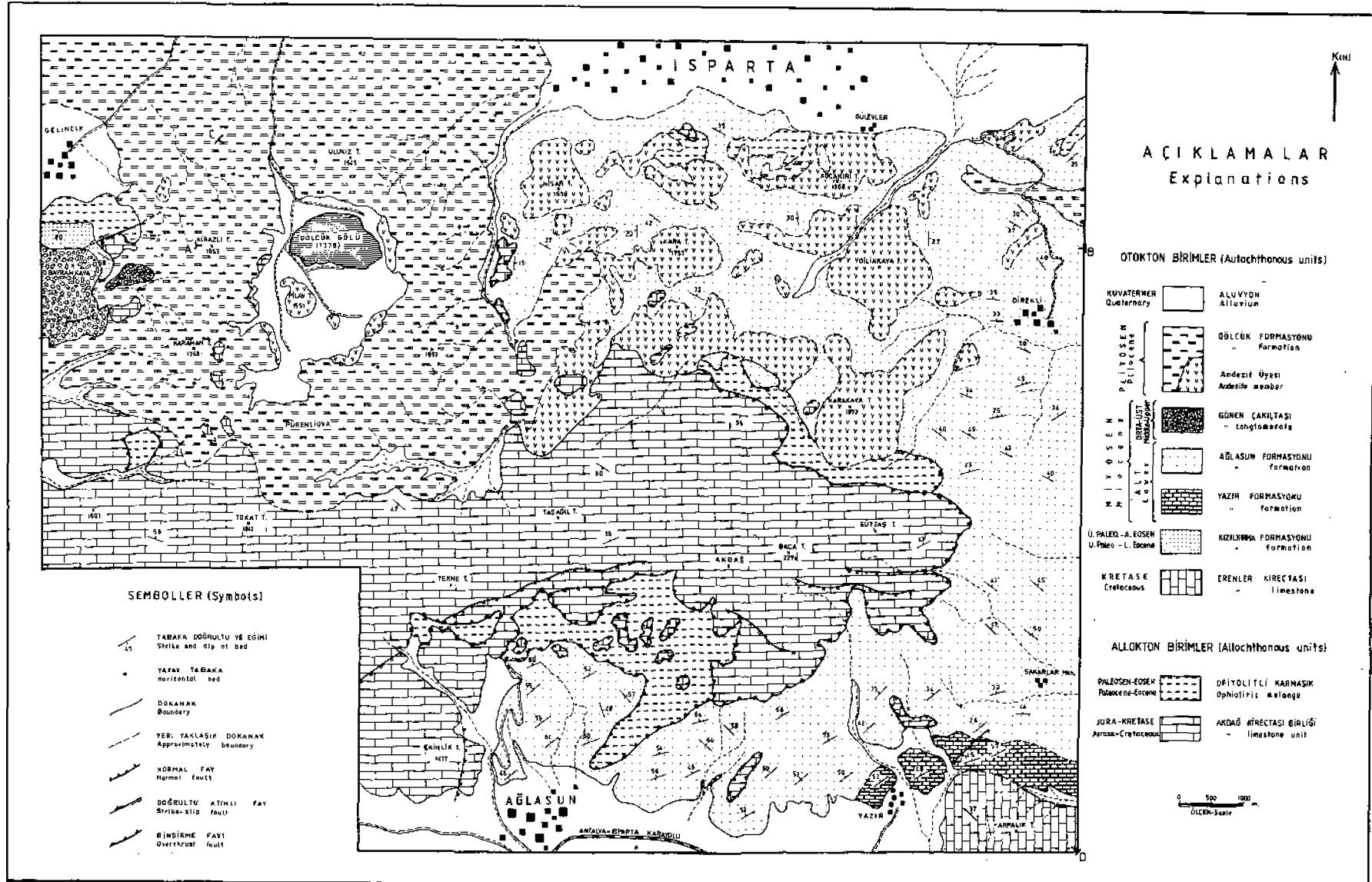
dışında ve İsparta'nın kuzeybatısındaki Kızılkırma tepeden alınmıştır. Birim başlıca Gelincik Köyünün güneyinde olmak üzere çok az bir alanda yüzeyleme verir (Şekil 3).

Birim egemen olarak açık kırmızı, yeşilimsi ve kirlili gri renkli denizel şeyi, kıltaşı, çamurtaşı, türbiditik kumtaşı, killi kireçtaşı düzeyleri ile bunlarla arakatlı çakıltaşı ve detritik kireçtaşı seviyelerinden oluşur. Alt kesimlerdeki şeyi, çamurtaşı ve killi kireçtaşları laminalı, kolay kırılabilir ve dağılgan bir yapı sunarlar. Şeyler ile arakatlı olan kilce zengin kireçtaşları ince kesitlerinde pelajik foraminiferli ve biyomikrit karakterindedir. Daha üstlere doğru genellikle iri kum tane boyutunda kalın bir türbiditik seri yer alır. Açık yeşilimsi çakıltaşı, kumtaşı ve detritik kireçtaşları ortakalın katmanlı bir yapı sunar. Bunlar ofiyolitli karmaşıktan türemiş bol kırıntı gereci içerir. Çakıllarda küresellik son derece iyi bir gelişim göstermiş olup, çakıl boyutları mm ile 30 cm arasında değişir. Yörede etkili olan tektonizma koşullarından fazlaca etkilenmiş olan birim bol kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır.

Kızılkırma formasyonu alt dokanağında, ofiyolitli karmaşığı uyumsuz olarak üstler (Gelincik köyü güneyi), ancak bazı kesimlerde (Sivri tepe güneyi) ofiyolitli karmaşık, yeniden devinerek kendisinden kırıntı gereci almış Kızılkırma formasyonuna tektonik olarak bindirir. Harita alanında birim yaygın olarak üst kesimlerinde Orta-Üst Miyosen yaşlı Gönen çakıltaşları ile uyumsuz olarak örtülüdür.

Kızılkırma formasyonunun değişik seviyelerinden derlenen örneklerde; bentik foraminiferlerden *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Miscellanea* cf. *primative* Rahaghi, *Keramosphaera* sp., *Rotalia* sp., *Kathina* sp., *Planorbulina cretae* (Marsson), *Discocyclus* sp., *Asterigerina* sp., *Textulariidae*; planktik foraminiferlerden *Glabigerina triloculinoidea* Plummer, *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *M. cf. formosa* formosa (Bolli), *M. formosa gracilis* (Bolli), *M. lensiformis* (Subbotina), *Acarina soldadoensis* (Brönnimann), *A. cf. mckannai* (White), *A. bullbrooki* (Bolli), *Globorotalia* sp., *Truncorotaloidea* sp. ve alglerden *Distichoplax biserialis* (Pfender), ile *Ethelia alba* (Pfender) saptanarak adı geçen formasyonun yaşı Paleosen-Eosen (muhtemelen Üst Paleosen-alt Eosen) olarak belirlenmiştir. Yazır Formasyonu Birimin adı inceleme alanının güneydoğusundaki Yazır köyünden alınmıştır. Birim harita alanında başlıca Yazır köyü civarı ile Arpalık tepe kuzeyinde izlenir (Şekil 3).

Egemen olarak koyu gri renkli resifal kireçtaşları tarafından temsil edilmekte olan birim, 150-300 m arasında kalınlık gösterir. Genel olarak masif görümlü, yer yer ise orta-kalın katmanlıdır. Değişik istikametli çatlak düzlemleri ve faylar ile kesilmiş olan birim içerisindeki çatlaklar, çoğunlukla kalsit ve arago-



Şekil 3: Çalışma bölgesinin yalınlaştırılmış jeoloji haritası
Figure 3: A simplified geological map of the study area

nit kristalleri ile doldurulmuştur. Kireçtaşları kırıldığında kötü kokulu olması ve üzerinde bol makro fosil bulundurması ile karakteristiktir. Birim içerisinde koyu gri renkli kireçtaşları yamsıra daha az oranlarda koyu gri-siyah renkli kumlu kireçtaşı, ince katmanlı lamine killi kireçtaşı, kıltaşı ve şeyi seviyeleri görmek de mümkündür. Formasyon yörede etkili olan tektonik deformasyondan fazlaca etkilenmiş, birim içerisindeki fay zonlarında breşik yapılar ile 20 cm ile 1 m kalınlığında kalsit damarları meydana gelmiştir.

İnceleme alanında altı ve üstü görülebilen tek otokton konumlu birim olan Yazır formasyonu, bölgedeki Miyosen başlangıcı için kılavuz bir seviye özelliğindedir. Birim harita alanında az bir sahada yüzeyleme vermesine karşılık, harita alanının doğusunda ve dışında Miyosen tabanını yansıtan sürekli yayımlı ve düzgün bir formasyon şeklinde izlenir. Bu formasyon, Paleosen-Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonunu uyumsuz olarak üstler (Şekil 2). Üstte ise uyumlu olarak Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonunun kumtaşı ve şeylerine geçer (Şekil 2).

Makro ve mikro fauna yönünden oldukça zengin olan kireçtaşları içerisinde saptanan fosiller şunlardır. *Lepidocyclina (culepidina) favosa* (Cushman), *Lepidocyclina (culepidina) formosa* (Schlumberger), *Lepidocyclina (eulepidina) sp.*, *Lepidocyclina (nephrolepidina)*, *verbeeki* (Newton ve Holland), *Lepidocyclina (nephrolepidina) sp.*, *Miogyptina sp.*, *Miogyptinoides compianatus* (Schlumberger), *Operculina complanata* (Defrance), *Amphistegina sp.*, *Gypsina sp.*, *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Acervulinidae*, *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*, *Archaeolithothamnium sp.*, *Lithophyllum sp.*, Algler ve Bryozocler.

Yukarıda verilen fosil kapsamına göre Yazır formasyonunun yaşı Akitaniyen (Alt Miyosen) olarak belirlenmiştir.

Ağlasun Formasyonu Birimin adı özelliklerinin en iyi gözlemlendiği ve yayılımının en geniş olduğu Ağlasun dolayından alınmıştır. Çalışma alanında başlıca Ağlasun civarı, Yazır köyü kuzeyi, Sakarlar mahallesi, Direkli köyü civarı ve İsparta güneyi ile Ardağ arasında geniş bir alanda yüzeyleme verir (Şekil 3).

Bölgede filiş niteliğinde izlenen birimin egemen kayatürünü kumtaşı ile bunlarla arakatkıh şeyller oluşturur. Formasyonun kalınlığı Yazır köyü kuzeyinde yaklaşık klasik 1500 m civarında ölçülmüştür. Kumtaşlarının ATiği açık sarı ile kahverengi arasında değişir. Çoğu kez doküllu ve bol çatlak içeren kumtaşlarından alman ince kesitlerde, kayacın karbonat çimento ile tutturulmuş kuvars, kalsit ve klorit minerallerinden oluştuğu saptanmıştır. Kumtaşları ile aratabakalanma gösteren şeyller ise, arazi gözlemlerinde genel olarak yeşilimsi sarı ve gri renklerde izlenmekte olup, bunlar kumtaşlarına oranla lamine bir yapı sunmaktadır. Kumtaşları çekiçle zor kırılmasına karşılık, şeyller elle

ovuşturulduğunda kolaylıkla dağılabilmekte ve laminasyon düzlemleri boyunca plakalar halinde birbirlerinden kolaylıkla ayrılmaktadır. Ağlasun formasyonunu oluşturan litolojiler son derece düzgün katmanlanma sunmakta, şeyller lamine, kumtaşları ise ince-orta tabakalanma göstermektedir. Bölgede Orta Miyosen'de gerçekleşen tektonik olayları sonucu (Karaman, 1988 d), batı/güneybatıdan devinen Akdağ kireçtaşı birliği tarafından tektonik olarak üstlenen Ağlasun formasyonu, tektonik deformasyondan çok fazla oranda etkilenmiş, bunun sonucu olarak birim içerisinde değişik tür bir çok kıvrım yapıları, bindirmeler, faylanmalar, çatlaklar gelişmiş, bindirme dokanakları boyunca şiddetli makaslama ve ezilme zorları açığa çıkmıştır.

Ağlasun formasyonu, Akitaniyen (Alt Miyosen) yaşlı Yazır formasyonunun resifal kireçtaşları üzerinde uyumlu olarak bulunur. Üstte ise, bindirmeli bir dokanakla Akdağ kireçtaşı birliği ve ofiyolitli karmaşık tarafından tektonik olarak üstlenir (Şekil 2,3 ve 4).

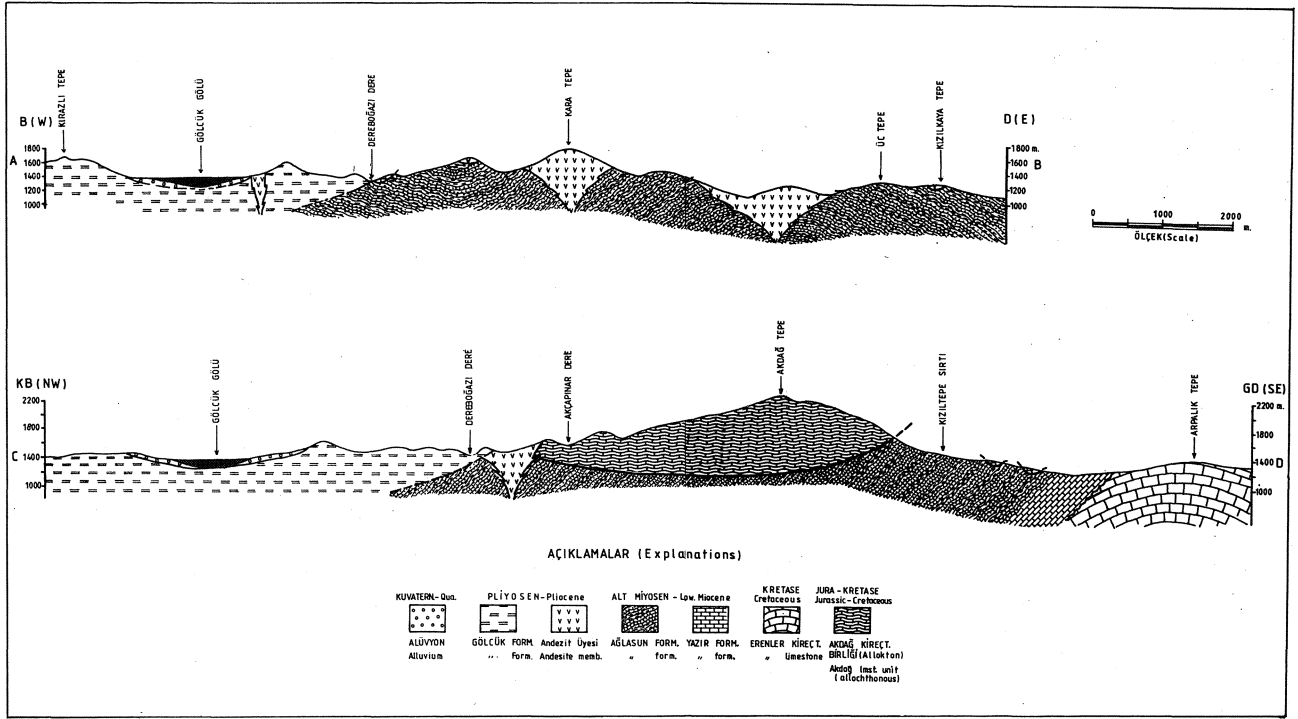
Ağlasun formasyonunun değişik seviyelerinden derlenen örneklerde saptanan fosiller şunlardır. *Lepidocyclina (eulepidina) favosa* (Cushman), *Lepidocyclina (eulepidina) formosa* (Schlumberger), *Lepidocyclina (eulepidina) sp.*, *Miogyptina cf. intermedia* (Drooger), *Mioplepidocyclina cf. burdigalensis* (Gumbel), *Amphistegina sp.*, *Operculina complanata* (Defrance), *Nodosaria sp.*, Algler ve Bryozocler.

Yukarıda verilen fosil kapsamına göre Ağlasun formasyonunun yaşı Burdigaliyen (Alt Miyosen) olarak belirlenmiştir.

Gönen Çakıltası Birimin adı özelliklerinin en iyi gözlemlendiği ve en yaygın yüzeylendiği yer olan inceleme alanı dışındaki Gönen'den alınmıştır. Birim başlıca Gelinlik köyünün güneyinde Bayramkaya ve Kır tepe civarında az bir alanda yüzeyleme verir (Şekil 3).

Birim egemen olarak kötü boyanmalı çakıltılar ile temsil edilmektedir. Çoğunlukla kirli sarı, açık yeşil ve gri renklere sahip olan çakıltılar uzaktan masif görünümleri ile kireçtaşları ile karıştırılabilmektedir. Yer yer düzenli katmanlanmaya sahip çakıltılar içerisinde ince tabakalar ve mercaklenmeler halinde kumlu ve marnlı seviyeler de yer alır. Çoğunlukla orta-kalın katmanlı olan çakıltıların katman kalınlıkları 50 cm ile 2 m arasında değişir. Kötü boyanmış çakıltılar, bölgenin temelini teşkil eden Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ile ofiyolitli karmaşığa ait serpantin, gabro, diyabaz, çört, radyolarit tanelerinin kumlu, killi ve yer yer kireçli bir bağlayıcı madde ile tutturulmasından oluşmuşlardır. Çakıllar sıklıkla iyi yuvarlanmış ve birbirlerine iyi bağlanmış olup, çakıl boyutları ortalama 1- 5 cm arasında değişmektedir.

Harita alanında birim, Paleosen-Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, stratigrafik olarak ise ofiyolitli karmaşık üzerinde uyumsuzdur. Üstünde ise uyumsuz olarak Pliosen yaşlı Gölçük formasyonu yer alır (Şekil 2).



Şekil 4: Çalışma alanının jeoloji enine kesitleri.

Figure 4: Two geological cross-section from the study area

Birimin yaşı, önceki araştırmacılar tarafından farklı şekilde değerlendirilmiştir. (Bunlardan Gutnic (1977), çakıltaşlarının yaşını Oligosen; Yalçınkaya ve diğ. (1986) ise Orta-Üst Miyosen olarak vermişlerdir). Bu çalışmada stratigrafik-tektonik denetirmeler esas alınmış ve yorumlanmıştır. Buna göre, bölgede Orta Miyosen'de gerçekleşen büyük bir sıkışma tektonik rejimi egemendir (Karaman, 1988 d). Bu rejimin denetimi altında gelişen ve yörenin tektono-morfolojik yapısını önemli ölçüde değiştiren Akdağ kireçtaşı birliğinin, Alt Miyosen yaşlı birimlere bindirmesi göz önüne alınacak olursa, bu bindirme ve dağ oluşumunu takip eden kırılma evresinden sonra bu çakıltaşlarının meydana gelmiş olabileceğini düşünerek, Gönen çakıltaşlarının yaşı Orta-Üst Miyosen olarak kabul edilmiştir. Gölcük Formasyonu Birim adını İsparta İlinin 5 km kadar güneyinde bulunan Gölcük volkan gölünden almıştır. Formasyonu oluşturan kaya birimleri volkanik kökenli kayalardan oluşmaktadır. Bunlar eski bir krateri temsil eden günümüz Gölcük volkan gölü çevresinde dairesel bir yayılıma sahip olup, bu kesimlerde kalınlığı ve yaygınlığı artar (Şekil 3). Birim başlıca Gölcük gölü çevresinde olmak üzere Kirazlı tepe, Karaman tepe, Pürenliova, Ulukız tepe, Gelincik köyü civarı, İsparta batısı ile güneyinde geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir (Şekil 3).

Maar tipi bir volkanizma etkinliği sonucu (Kazancı ve Karaman 1988), çevreye yayılarak bu formasyonu oluşturan kayalar, genel olarak farklı litolojik özellikleri ile birbirlerinden ayrılan iki ayrı volkanik evrede meydana gelmişlerdir. Bunlar erken ve geç volkanik

evrelerdir (Karaman, 1988 c).

Formasyonun egemen kaya türünü volkano-tortul nitelikli tüf, tüfit, pomza seviyeleri ile andezitik-trakitik özellikli lavlar oluşturur. Andezit-trakit lavları bu formasyonun bir üyesi olarak ayrırtlanmış ve özelliklerine bir sonraki bölümde ayrıntılı olarak değinilmiştir.

Son derece hafif gereçlerden oluşmuş tüf, tüfit seviyeleri saha gözlemlerinde kirli beyaz, açık kahve ve grinin tonları arasında renkler göstermekte olup, bunlar volkanik kökenli kil, killi silt, kum ve çakıl ile yer yer blok boyutundaki malzemelerden oluşmaktadır. Çoğu zaman yatay veya yataya yakın konumlu ve iyi katmanlanma gösterirler. Tüfitlerin son derece gevşek tutturulmuş olması, kolay dağılan özellikler sunması ve bölgedeki çeşitli fiziksel etkilerin sonucu, formasyonun yüzeylendiği alanlarda son derece derin ve dar vadiler ile uçları Gölcük ana volkan kraterinde toplanan bir çok ışınal dentiritik direnej ağları gelişmiştir.

Formasyonu oluşturan tüf ve tüfitler tabandan tavana doğru farklı litolojik ve sedimantolojik özellikler gösterirler. Genel olarak alt seviyelerde nispeten daha sıkı dokulu ve sertleşmiş tüfitler yer alır. Bunlar muhtemelen sıcak olan volkanik malzemenin üst üste yığılması ve ani soğuması sonucu meydana gelmişlerdir. Yatay konumlu bu sert ve sıkı dokulu tüfit düzeyleri topografyada belirgin ve dik şevler oluştururlar. Bunları üste doğru gevşek tutturulmuş tüfitler ile pozma seviyeleri izler. İçerisinde çapraz tabakanma, oygu ve dolgu izleri, yük kalıpları, base-surge tortulları (Kazancı ve Karaman, 1988), mercekleme gibi çökelme koşullarını yan sitan bir çok sin-sedimenter

İSPARTA GÜNEYİ JEOLJİSİ

yapılar içeren gevşek tüfit düzeyleri, bölgede en yaygın ve kalın olarak izlenen volkanoklastik düzeylerdir.

Formasyonun genellikle orta ve üst kesimlerinde yer alan pomza düzeyleri, volkano-tortul birim içerisinde tipik bir kılavuz seviye özelliğindedir. Gözenekli ve hafif olan pomzaların tane çapı ortalama 3-7 cm arasında değişmektedir. Geniş alanlarda yanal süreklilik gösteren pomza düzeyleri genel olarak 3-10 m kalınlıktır. İnşaat sanayiinde yapıtaşı olarak geniş kullanımı olan pomzalar, birim içerisinde işletilebilir nitelikte ekonomik yataklanmalar sunar.

Formasyonun volkanoklastik düzeyleri, İsparta güneyindeki Dereboğazı mevki ile Gölcük gölü arasında yapılan ölçülü stratigrafi kesitinde 375-400 m civarında kalınlık gösterir. Ancak bu kalınlık değerinin, birimin çökeltme özellikleri sebebiyle yerel olarak değişebileceği tahmin edilmektedir.

Tüfit düzeyleri içerisinde karasal aşınma izlerini yansıtan kırmızı renkli toprak oluşumları gözlenir. Bu gibi seviyeler göz önüne alınarak sedimantolojik açıdan birim içerisinde farklı seviyeler ile çökeltme evreleri ayırmak mümkündür. Bu seviyelerin her biri formasyonun oluşumuna malzeme sağlayan Gölcük ana volkan bacasının faaliyetinin bazı zamanlar durakladığını veya püskürmenin zaman zaman yavaşladığını gösterir. Volkanizma etkinliği kesikliğe uğradığı zamanlarda karasal aşınma etkisi altında kalan formasyon içerisinde kırmızı renkli toprak oluşumları içeren seviyeler meydana gelmiştir.

Birimin alt dokanağında aynı formasyonun andezit üyesi bulunur. Bazı kesimlerde ise, (İsparta güneyindeki Dereboğazı vadisinde) Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonu üzerinde uyumsuzdur. Üstünde ise Kuvarterner yaşlı genç alüvyonlar yer alır (Şekil 2).

Formasyonun volkanoklastik düzeyleri içerisinde, birime yaş verebilecek herhangi bir bulguya rastlanmamıştır. Ancak tabanında aynı formasyonun Alt Pliyosen yaşlı Andezit üyesinin bulunması, formasyon içerisindeki anılan volkaniklastik düzeylerin tortullaşma yaşının erken Pliyosen sonrası olduğunu gösterir. Öte yandan formasyonu oluşturan tüf ve piroklastik malzemeler son derece hafif olduklarından çok uzaklara kadar taşınabilmişlerdir. Bunlardan o zamanki Burdur kapalı havzasındaki göle kadar erişen volkanik malzemelerin bir kısmı, o yöredeki Üst Miyosen/Pliyosen yaşlı Burdur Formasyonunun (Karaman 1986 a) en üst seviyelerinde aratabakalanma ve yaygınlık göstermiştir. Bütün bu veriler ışığında volkano-tortul nitelikli Gölcük formasyonunun tortullaşma yaşı Pliyosen (muhtemel geç Pliyosen) dir.

Buraya kadar anlatılan formasyonun volkanoklastik nitelikli tüf, tüfit ve pomza seviyeleri, Gölcük volkanizmasının üst volkanik evresinin ürünleridir ve bunlar püskürdükleri Gölcük ana volkan bacasının kenarından itibaren çevreye yayılarak, tamamen kara koşullarında

paleotopoğrafik temel üzerinde depolanmıştır. Alt volkanik evrede ise, çevreye andezitik-trakitik özellikli lavlar yayılmış ve bunlar Gölcük formasyonunun Andezit üyesi olarak ayırtlanmış ve adlandırılmıştır.

Andezit üyesi. Gölcük formasyonunun tabanında bir üye olarak ayırtlanan birim harita alanında başlıca Gölcük volkan gölünün iç çeperleri ile Pilav tepede; daha doğuya doğru Hisar tepe, Kara tepe, Gilikkaya tepe ve Karakaya tepe civarında yüzeyleme vermektedir (Şekil 3).

Birim egemen olarak andezitik, yer yer de trakitik özellikteki lavlardan meydana gelmektedir. Andezitler saha gözlemlerinde koyu gri, açık sarı, kırmızımsı ile pembemsi renk tonları göstermekte olup, bunlar gerek soğuma ve gerekse tektonizma etkinliği sonucu kazanılmış çatlak düzlemleri ile kesilmiştir. Yapılan gözlemlerde bazı yüksek tepe ve zirveleri oluşturan bir kısım andezitlerin son derece ser-t yapıları ve alterasyondan etkilenmeden özelliklerini koruyabilmiş olması yamsıra bunların büyük bir çoğunluğunun ayrılmış, bozuşmuş ve altere olmuş andezitleri oluşturduğu izlenmiştir. Örnek olarak, Karakaya tepe civarında yüzlek veren andezitik kayalar hem daha koyu renkli, hem de diğerlerine nazaran çok daha sert ve yalçın kayalıklar oluşturmuşlardır. Bu tür andezitler ince kesitlerinde yer yer yönelmiş akma dokusu gösteren, yer yer de porfirik dokuya sahip feldspat, piroksen, hornblend, sanidin fenokristalleri ile daha az oranlarda diyopsit, manyetit, sfen (titanit), biyotit ile opak mineraller içermektedir. Öte yandan Kocakarı tepe, Kara tepe gibi bazı kesimlerdeki andezitler daha çok bozuşmuş ve altere olmuş bir görünümündedir. Açık kırmızımsı, sarımsı, boz renkli ayrışma rengi gösteren bu gibi kesimlerde yer alan andezitlerde erozyon ve aşınma etkinliğinin daha şiddetli olduğu ve bu kesimlerdeki tepe ve zirvelerin kaybolarak daha düzleşmiş bir rölyef sunduğu görülmüştür. Altere olmuş bu andezitlerin ince kesitlerinde, kayacın genel olarak öz/yarı öz şekilleri feldspat (Sanidin, albit, oligoklas), öz şekilli piroksenler ile daha az oranlarda (% 5-7) ayrılmış biyotit, sfen, amfibol ve opak minerallerden oluştuğu görülmüştür. Tüm bu mineraller genellikle feldspatlardan oluşan mikrolitik bir hamur maddesi içerisinde yer alırlar.

Aynı bölgede birbirine yakın tepelerde yer alan andezitlerin bir kısmının altere olması, diğer bazı kısımların son derece dik ve yalçın kayalıklar oluşturmalarının, iki ihtimalle ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Bunlardan birincisi ve en kuvvetli olanı, bu kayaların oluşumunu sağlayan ve ilişkili olduğu magmanın farklı kimyasal bileşime sahip olması; ikincisi ise bu volkanik kayaların yüzeye çıkmasına aracılık eden yan bacaların birbirlerinden farklı zamanlarda oluşarak faaliyet göstermesi ve böylece zamana bağlı farklı aşınma-erozyon etkinliği sonucu olmalıdır.

Birim harita alanında Ağlasun formasyonu ile Gönen

çakıltaşı üzerinde uyumsuzdur, üstünde ise aynı formasyonun tüf, tüfit, pomza seviyelerinden oluşan volkaniklastik istif yer alır (Şekil 2).

Üyeyi oluşturan andezitler, Gölçük volkanizmasının basıncının yüksek olduğu erken volkanik evresinin ürünüdür. Andezitlerin çevreye yayıldığı ana volkan bacası Gölçük gölü civarı olmakla birlikte İsparta çevresinde görülebileceği üzere bir çok yan baca püskürmesi de mevcuttur. (Hisar tepe, Kara tepe, Gilik-kaya tepe, Çünür dolay v.b.).

Bölgede yüzeleme veren değişik kesimlerdeki andezitlerden alman örneklerin İngiltere'de (Leicester Üniversitesi) yaptırılan radyometrik yaş tayinleri ortalama 4 ile 4.6 milyon yıl arasında (erken Pliyosen) yaş vermektedir. (Simon PRICE, 1987 Sözlü görüşme).

Allokton Birimler

Ofiyotli Karmaşık Harita alanında açık-koyu yeşil ile kırmızı arasında renk tonlarında izlenen, düzensiz ve karmaşık iç yapılı, allokton özellikli kaya birimleri bu çalışmada ofiyotli karmaşık olarak isimlendirilmiştir. Bunlar başlıca Gelincik köyü güneyi ile Akdağ tepenin kuzey ve güney yamaçlarında yüzeleme verirler (Şekil 3).

Karmaşığı oluşturan kayalar başlıca serpantin, gabro, diyabaz, çört, radyolarit ile kireçtaşı bloklarından oluşurlar. Birimin en yaygın bileşenlerinden birisini oluşturan serpantinler açık ile koyu yeşilimsi, kaygan yapılı, yersel bloklu, yaygın makaslama yüzeyli ve ileri derecede makaslama uğramıştır. Gabro ve diyabazlar çoğunluk dayklar şeklinde izlenmekte olup, bunlar koyu yeşil-gri renklidirler. Gabrolar düzgün yüzeyli eklem sistemleri ile bölünmüşlerdir. Açık pembe-kırmızısı renkteki radyolaritler ise daha seyrek olarak izlenirler. Açık gri-bej renkli kireçtaşı blokları ise karmaşığın diğer yaygın bileşenini oluşturlar. Bunlar değişik yaş konaklarına ait birimler olup, karmaşığın yerleşimi esnasında onlarla birlikte bölgeye taşınan, ancak ofiyotli hamuruna nazaran daha sert olmaları nedeniyle aşınmayıp, bölgenin yüksek tepe ve dağlık kesimlerini oluşturlar. Bu kireçtaşı blokları farklı yaş konaklarına bakılmaksızın tek bir ad (Akdağ kireçtaşı birliği) altında toplanıp, bir sonraki bölümde anlatılacaktır.

Ofiyotli karmaşık alt dokanağında Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonunu tektonik olarak üstler. Üst dokanağında ise Orta-Üst Miyosen yaşlı Gönen çakıltaşı tarafından uyumsuz olarak örtülüdür (Şekil 2).

Ofiyotli karmaşığın bölgeye ilksel yerleşim yaşı geç Paleosen veya hemen öncesidir. Çünkü Gelincik köyünün güneyinde görülebileceği üzere (Şekil 3), ofiyotli karmaşığın üzerine uyumsuz olarak oturan Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, ofiyotlik kayalardan türemiş bol kırıntı gereci içerir. Bu veriye göre, karmaşığın bölgeye ilksel yerleşim yaşı geç Paleosen veya öncesidir. Ancak karmaşığın bölgeye ilksel yerleşiminden sonra, yörede devam eden yatay

sıkışma tektoniğine bağlı olarak, karmaşığı oluşturan kayalar hem kendisinden malzeme almış Kızılkırma formasyonu üzerine, hem de Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşlı Ağlasun formasyonunun üzerine tektonik olarak birdirmiştir. Bindirme olayı muhtemelen Orta Miyosen'de formasyonu için Gelincik köyü güneybatısında; Ağlasun formasyonu için ise Akdağ eteklerinde belirgin ve açık bir şekilde izlenir.

Akdağ Kireçtaşı Birliği Birim adını inceleme alanının orta kesimlerindeki Akdağ mevkiinden almıştır. Bölgenin en yüksek dağlık kesimlerinin oluşturur ve başlıca Akdağ tepe, Karagüney tepe, Taşlıbelen tepe, Aydoğdu tepe ve civarında geniş bir alanda yüzeleme verir (Şekil 3).

Kalın ve monoton bir kireçtaşı istifi ile temsil edilmekte olan birim, arazi yüzeyinde gri, taze kırılış yüzeylerde ise açık krem ve beyaz renklerde izlenir. Literatürde lisiyen napları (Lycian nappes thrust) Posson ve diğ. (1984) bilinen bu kireçtaşı birliği muhtemelen Orta Miyosen'de gerçekleşen sıkışma tektoniği sonucu (Karaman, 1988 d), batı/güneybatıdan inceleme alanına taşınmışlardır. Alt Miyosen yaşlı birimleri üstleyen bu büyük bindirme olayı sonucu, bölgenin yapısı önemli ölçüde değişmiş, bol kıvrımlı, bindirmeli ve kırıklı bir yapı kazanılmıştır. Birliği oluşturan kireçtaşları üst düzeylere doğru büyük ölçüde mikritik-sparitik dokulu, alt kesimlerde ise genel olarak kristalize bir yapıya sahiptir. Kuvvetli deformasyona bağlı olarak gelişen ezilme, makaslama ve breş zonları birim içerisinde yaygın olarak izlenir. Kireçtaşlarının harita yorumuna dayalı görünür kalınlığı 500 m den fazladır.

Akdağ kireçtaşı birliği yörede allokton konumlu olup, harita alanında Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonunun şeyi arakatlı kumtaşlarını bindirmeli bir dokanak boyunca üstler (Şekil 2,3 ve 4). Bu ilişki Ağlasun kuzeyinde Sagalassus harabeleri civarında açık ve belirgin bir şekilde Sagalassus harabeleri civarında da açık ve belirgin bir şekilde izlenir. Akdağ kireçtaşı birliğinin üst dokanağında ise Orta-Üst Miyosen yaşlı post-orojenik nitelikli Gönen çakıltaşları uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2).

Kireçtaşlarının değişik seviyelerinden alınan örneklerde birimin değişik yaş konakları içerdiği belirlenmiştir. Bunlardan Gölçük gölü güneyi ile Akdağ tepe civarından alınan örneklerde Ophthalmiidiinae (Nubeculariidae), Protopeneroplis striata (Weynschenk), Trocholina sp., Thaumtoporella sp., cf. Kurniba sp., Textulariidae, Miliolidae, fosilleri ile Gastropod kavkı kesitleri saptanmış olup, bu seviyelerin yaşı Jura (Dogger-Malm) olarak belirlenmiştir. Ayrıca aynı kireçtaşlarının başka seviyelerinden alman örneklerde saptanan Thaumtoporella pavovesiculifera (Raineri) fosili ise Jura-Kretase yaşına işaret etmektedir. Yukarıdaki bilgiler ışığında Akdağ kireçtaşı birliğinin yaşının Jura-Kretase olabileceği düşünülmektedir.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında en önemli yapısal etkinlik, allokton konumlu kayaçların bölgeye yerleşimi ve bunları takiben bölgenin kazandığı yapısal değişikliklerdir.

Genel olarak bölge eski jeolojik devirlerde sıkışma tektonik rejiminin etkisi altında kalmıştır. Bölgenin kazandığı en önemli tektonik yapı ve olaylar, allokton konumlu ofiyolitli karmaşığa ait kayaçların yerleşimi ile ilgilidir. Yapılan bölgesel çalışmalarda ofiyolitli karmaşığın ilksel yerleşim yaşının geç Paleosen-erken Eosen veya hemen öncesi olduğu belirlenmiştir (Karaman ve diğ. 1988). İnceleme alanında da bu bulgu geçerlidir. Çünkü harita alanındaki Gelincik köyünün güneyinde görülebileceği üzere, ofiyolitli karmaşığın üzerine uyumsuz olarak gelen üst Paleosen-alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, bünyesinde ofiyolitli karmaşıktan türemiş bol kırıntı gereci içerir. Bu veri yöredeki ofiyolitli karmaşığın ilksel yerleşim yaşının Kızılkırma formasyonunun çökmesinden önce yani geç Paleosen veya öncesinde olabileceğini göstermesi bakımından ilginçtir.

Ancak ofiyolitli karmaşığın bu ilksel yerleşiminden sonra da bölgedeki sıkışma tektonik rejimi son bulmamış, zaman zaman azalarak ya da çoğalarak devam etmiş gözükmektedir. Bölgenin tektonik ve morfolojik yapısının değişmesinde en önemli katkıyı sağlayan yapısal gelişme Miyosen içerisinde gerçekleşmiştir. Bölgedeki Miyosen çökeltileri en altta Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları ile başlar, bunları üste doğru uyumlu olarak izleyen Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonuna ait şeyi arakatlı kumtaşları takip eder. Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonunun çökelişinden sonra bölgenin tektono-morfolojisini önemli ölçüde değiştiren büyük bindirme olayları meydana gelmiştir. Muhtemelen Orta Miyosen'de gerçekleşen (Karaman 1988 d) sıkışma kuvvetleri sonucu batı/güneybatıdan devinen ofiyolitli karmaşık ile birlikte Jura-Kretase yaşlı Akdağ kireçtaşı birliği, Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonunun tektonik bir dokanak boyunca üstleyerek inceleme alanında konumlanır (Şekil 2,3 ve 4). Akdağ kireçtaşı birliğinin Burdigaliyen'e bindirmesinin atımı, Göcek penceresinden (Richard 1967) ölçülebileceği kadar ile 100 km kadardır (Gutnic ve diğ. 1979). Bu büyük bindirmenin etkisi sonucu bölgede KB-GD gidişli bir çok kıvrım yapıları, bindirme ve ters fayları ile bunları dike yakın kesen yanal atımlı faylar gelişmiştir. Ağlasun formasyonunu oluşturan şeyi ve kumtaşları, farklı dayanım özellikleri nedeniyle tektonik deformasyondan değişik ölçülerde etkilenmişlerdir. Örnek olarak şeyler bazı kesimlerde disharmonik kıvrımlanma gösterirken, bazı kesimlerde kıvrılmaya bütünüyle katılabilmiş, buna karşılık nispeten daha rijit karakterli olan kumtaşları veya kumlu kireçtaşları kıvrımlanma esnasında boğumlu yapılar kazanarak, budınajlı (yumru lu) bir hal almışlardır. Devrik, simetrik asimetrik ve yer

yer de izoklinal şekillerdeki kıvrımlar, bindirme dokanağına yaklaştıkça küçük atımlı bazı bindirme fayları ile kesilmiştir. Bindirme fayları boyunca şiddetli makaslama, ezilme ve breş zonları görmek mümkündür. Bölgedeki kumtaşları vs şeylerdeki genel katman düzlemleri Ağlasun ve Yazır köyü dolaylarında 40-55 derece ile kuzeybatıya doğru eğimli olmasına karşılık, İsparta güneyinde bu düzenlilik bozulmuş ve katmanlar daha fazla deforme olarak döküntü bir hal almıştır. Bunun nedenleri ise, bölgede Orta Miyosen'de gerçekleşen bindirme olayının geliştiği tektonik deformasyon yanısıra; erken Pliyosen'de başlayan volkanizma faaliyetleri sonucu kumtaşı ve şeylerin anılan bölgede (İsparta yakın güneyi) bir çok yan baca. (Hisar tepe, Gıllikkaya tepe vb.) tarafından kesilerek volkanik lavlarla karışmış olmasındandır.

Yörede saptanan kırık sistemleri özellikle kireçtaşı gibi rijit ve sönümsüz kayaçlarda daha belirgin izlenir. Akdağ kireçtaşlarından alınan çatlak düzlemi ölçümleri, egemen çatlak gelişiminin K500-60°D doğrultusunda olduğunu ortaya koymaktadır.

Akdağ bindirmesi ile aynı evrelerde yörede bazı yanal atımlı faylar gelişmiştir. Bunlardan harita alanının dışında ancak birkaç kilometre gibi çok yakın batısındaki Burdur dolaylarından geçen sol yanal atımlı Burdur-Hoyran fayı (Karaman 1988 a,b ve d), en önemli olanıdır. Bu fayı oluşturan tektonik kuvvetler ile Akdağ kireçtaşı birliğinin Burdigaliyen'e bindirmesine etki eden kuvvetler aynıdır ve bu iki olay aynı evrede (Orta Miyosen'de) gelişmeye başlamıştır. Harita alanında geniş yer kaplayan Ağlasun formasyonu nispeten yumuşak ve sönümlü kayaçlardan meydana geldiği için bu formasyon içerisinde küçük ölçeklerde gelişmiş çok sayıda yanal atımlı fay izlenmiş, ancak fay düzlemlerinin birim içerisinde korunamamış olması ve üzerine kolay topraklaşmanın gerçekleşmesi nedeniyle uzun mesafeli takipleri yapılamamıştır.

Doğrultu atımlı fayların fay düzlemleri, eğim atımlı fayların aksine yerkabuğunun çok derinlerine kadar uzanır. Bu araştırmada bölgedeki doğrultu atımlı fayları ile Gölcük volkanizması arasında yakın bir ilişki bulunabileceği düşünülmektedir. Levha tektoniği kuramına göre, güneydeki Ege hendeği boyunca gerçekleşen Afrika-Ege/Anadolu çarpışması sonucu, sıkışmış bir halde bulunan magmanın, yerkabuğunun çok derinlerine kadar uzanan ve zayıf zonlar oluşturan bu tür doğrultu atımlı faylar aracılığı ile yüzeye erişmesi ve levha içi volkanizma oluşması muhtemeldir. Bölgedeki doğrultu atımlı fayların Orta Miyosen ve sonrasındaki gelişimi; Gölcük volkanizmasının radyometrik yaşlamasının Miyosen-erken Pliyosen geçişine rastlaması bu düşüncüyü doğrular niteliktedir. Ayrıca bölgede eski yıllarda meydana gelmiş olan yıkıcı depremler, tektonik yani fay kökenlidir. Civardaki deprem episantrlarının odak derinliklerinin ortalama 25-30 km olması (Karaman 1988 d),

bu tür fayların hem volkanizma, hem de depremsellik için ne kadar önemli olduğunu ortaya koymaktadır.

Sonuç olarak bölgede meydana gelen K50°D doğrultulu yanal atımlı faylar; bunları dik veya dike yakın kesen K45°-65°B gidişli kıvrım eksenleri ve bindirmeleri; Ortalama K50°-60°D doğrultulu tansiyon niteliğindeki çatlak düzlemleri göz önüne alınırsa, bölgede Orta Miyosen'de gerçekleşen ve Akdağ bindirmesi ile serbestleyen sıkışma tektonik kuvvetlerinin yaklaşık GB-KD istikametinde gerçekleşmiş olabileceği öngörülmüştür.

SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile İsparta ili ile Ağlasun ilçesi arasında kalan yaklaşık 150 km² Hk bir bölgenin detay jeolojik ve tektonik incelemesi yapılmıştır. Çalışma sonucu elde edilen bazı konular kısa ve öz olmak üzere aşağıda verilmiştir.

1. Bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası alımı gerçekleştirilmiş ve yöredeki kayaç toplulukları otokton ve allokton konumlu olmak üzere başlıca iki ana gruba ayrılmıştır. Bu gruplarda yer alan birimlerin birbirleri ile olan stratigrafik-tektonik ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır.

2. Otokton konumlu kayaçlar yaşlıdan gence doğru Erenler kireçtaşı, Kızılkıran formasyonu, Yazır formasyonu, Ağlasun formasyonu, Gönen formasyonu ve Gölcük formasyonu olmak üzere altı birime ayrılmıştır.

3. Bölgenin allokton konumlu kayaçları, ofiyolitli karmaşık ve Akdağ kireçtaşı birliği olmak üzere iki ayrı birim olarak değerlendirilmiş ve haritalanmıştır. Bu kayaçların bölgeye ilksel yerleşim yaşlarının geç Paleosen veya öncesinde olabileceği saptanmıştır; ancak yörede devam eden sıkışma tektoniğine bağlı olarak, bu kayaçların yeniden devinerek Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı birimler üzerine tektonik olarak bindirildiği belirlenmiştir.

4. Bölgenin jeolojik yapısını ve tektonik-morfolojisini önemli ölçüde değiştiren bindirme olayının Orta Miyosen'de gerçekleştiği belirlenmiş, bu büyük bindirme ve dağ oluşumundan arta kalan irili ufaklı çakılların, post-orojenik nitelikli Orta-Üst Miyosen yaşlı Gönen çakıltaşlarını oluşturduğu saptanmıştır.

5. Bölgede bindirme etkisi ile gelişen KD doğrultulu yanal atımlı fayların, KB gidişli kıvrım eksenleri ve bindirme dokanaklarının, KD doğrultulu tansiyon çatlakları göz önüne alınarak, Orta Miyosen'de gerçekleşen sıkışma tektonik kuvvetlerinin, yörede yaklaşık GB-KD istikametinde meydana gelmiş olabileceği öngörülmüştür.

6. Bölgedeki ilk volkanizma faaliyetinin Miyosen-Pliyosen geçişine rastladığı belirlenmiş, başlıca iki ayrı evrede faaliyet gösteren volkanizmanın oluşumuna, Akdağ bindirmesi ile eş yaşlı olan yanal atımlı fayların neden olabileceğine işaret edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yapılmasında maddi destek sağlayan Akdeniz Üniversitesi Araştırma Fonu Başkanlığına teşekkür ederim. Ayna zaman zaman arazi çalışmalarına bizzat katılarak paleontolojik örnek derlemesinde ve bunların mikropaleontolojik tayinlerinin yapılmasında yardımcı olan sayın Prof. Dr. Engin Meriç'e teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Gutnic, M., 1977, *Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Université du Paris-sud Orsay, 130.*
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J. F., 1979, *Geologie des Taurides occidentales (Turquie): mem. Soc. Geol. France N. 5 112 p.*
- Innocenti, F., Mazuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F., Villan, L., 1982, *Anatolia and north-western Iran. Thorpe, ed., Andesites, John Wiley and sons.*
- Lefèvre, C., Bellon, H., Poisson, A., 1983, *Presence de Leucitites dans le volcanisme Pliocene de la region d'Isparta, Taurides occidentales, Turquie. C.R. Acad. Sc. Paris, 297-372 p.*
- Karaman, E., 1986 a, *Burdur dolayının genel stratigrafisi. Akd. Üniv. İsparta Müh. Fakültesi Dergisi, No 2, 23-36. İsparta.*
- Karaman, E., 1986 b, *Burdur ili ve çevresindeki yerleşim alanlarının depremselliği, Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni, No: 8, s. 9-20*
- Karaman, E., 1986 c, *Burdur gölü doğu kesiminin neotektonik gelişimi. 4. Müh. Haftası, Bildiri özleri, 45-46, İsparta.*
- Karaman, E. 1987, *Burdur grabeninin depremselliği ve evrimi. Melih Tokay Jeoloji Semp. Bildiri Özleri, 14-15, Ankara*
- Karaman, E., 1988 a, *Burdur-Hoyran fayı, 42. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 1-2, Ankara*
- Karaman, E., 1988 b, *Burdur havzasının jeomorfolojik gelişmesinde tektonizmanın etkisi. Türkiye 12. Jeomorfoloji Bil. ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri, 25-26, Ankara.*
- Karaman, E., 1988 c, *İsparta Gölcük volkanizması Türkiye 12. Jeomorfoloji Bil. ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri, 30-32, Ankara.*
- Karaman, E., 1988 d, *Ege-Anadolu levha sınırının hakkında bazı yeni görüşler. Hacettepe Üniversitesi'nde yerbiliminin 20. Yılı Sempozyumu, Bildiri Özleri, 15, Ankara.*
- Karaman, E., Meriç, E. ve Tansel, L., 1988, *Çünür (İsparta) dolayında Kretase-Tersiyer geçişine ilişkin bazı yeni stratigrafik ve paleontolojik bulgular. Cumhuriyet Üniv. I. Jeoloji ve Madencilik Sempozyumu, Bildiri Özleri, 50-51, Sivas.*

İSPARTA GÜNEYİ JEOLojİSİ

- Kazancı, N. ve Karaman, E., 1988, Gölçük (İsparta) Pliyosen volkaniklastik istifinin sedimantolojik özellikleri ve depolanma mekanizmaları. A.Ü. İsparta Müh. Fakültesi, Jeoloji Müh. Dergisi sayı 4, (Baskıda)
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les séries occidentales. These Doct. d'Etat Orsay, N. 1902.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F., Uysal, Ş., 1984, The İsparta angle. Geology of the Taurus belt. International Symposium, 11-16 p.
- Richard, F., 1967, Etude géologique de la fenêtre de Göcek-Ayyır. Dağ (Taurus Lycien occidental, Trudquie): These cycle., Fac. Sci. Grenoble 168 p.
- Saniz, K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi. Anadolu Üniversitesi yayınları, No. 91, (Dokt. tezi).
- Waldron, J. W., 1982, Structural history of the İsparta angle, SW Turkey, Evol. Eastern Mediterranean, Int. Meet. Geol. Soc. London, Edinburgh, Abs. 111 p.
- Yalçınlar, İ., 1961, Strüktürel morfoloji, İstanbul Üniv. yayınları, Yayın no. 878, s. 943.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö. P., Taner, K., 1985, İsparta bölüğünün yapısal evrimi. 3. Müh. Haftası, bildiri özleri, 30-31, İsparta.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö. P., Taner, K., 1986, Batı Torosların jeolojisi, İsparta Projesi Raporu: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Yayınlanmamış).

Makalenin Geliş Tarihi : 22.8.1988

Yayın Veriliş Tarihi : 20.12.1990

Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu

Petrology and genetical interpretation of the Sarıcakaya (Eskişehir) volcanics

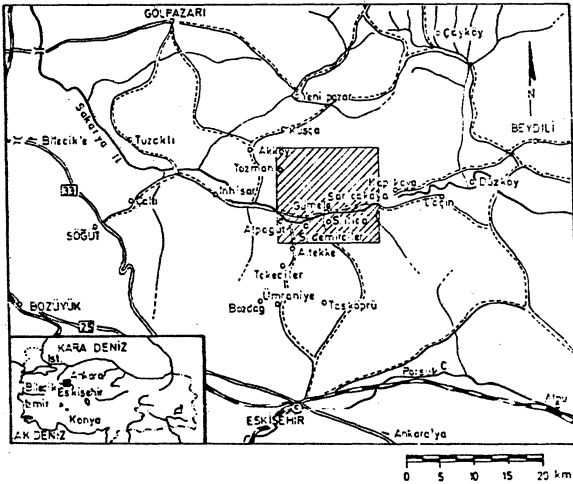
YAŞAR KİBİCİ, İ.Ü.M.Y.O Maden Bölümü, Malatya

ÖZ: İç Batı Anadolu'da Eskişehir ili Sarıcakaya ilçesi civarında yüzeyleyen volkanik kayalarda yapılan petrokimyasal incelemelerin yanı sıra bölgesel yayılımları araştırılarak çevredeki benzerleri olan diğer volkanitlerle karşılaştırılmış, oluşumları ve kökenleri incelenmiştir. İnceleme alanındaki Eosen yaşlı volkanitler andezit türünde, en azından iki volkanik fazda oluşmuşlardır. Diğer bir deyişle, Eosen volkanizması genellikle andezit karakterinde olup, kalkoalkalen niteliktedir. Petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında, volkanizmanın kıtasal kabuktan türediği belirginleşmektedir. Çakıltaş- Kumtaş- Marn ardalanmalı Paleosen serisi, Eosen boyunca volkanizma sonucu oluşan andezitik lavlarla örtülmüştür.

ABSTRACT: Volcanic rocks cropping out around Sarıcakaya (Eskişehir) in Middle Western Anatolia have been petrochemically analysed and they have been correlated with the similar volcanics surrounding the region. Their origin have also discussed. Eocene volcanic are of andesitic type. They consist of at least two volcanic phases and they show calc-alkaline characteristic. In other words, Eocene is represented by andesites with calcalkaline affinities. Petrochemical characteristics of the Sarıcakaya volcanics indicate that they have been derived from the continental crust. Conglomerate-sandstone-claystone-marl sequence of Paleocene age is covered by andesitic lavas during Eocene volcanism.

GİRİŞ:

Bu makale, Eskişehir'in 56 Km kuzeyinde 1/25.000 ölçekli Adapazarı H25-d4 topoğrafik paftası üzerinde yapılan "Sarıcakaya Masifinin Jeolojisi, Petrolojisi ve Petrolojik Etüdü" adlı doktora çalışmasının bir kısmını kapsamaktadır (Kibici, 1984). İnceleme alanının bulduru haritası Şekil 1'de verilmiştir. Makalede



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map

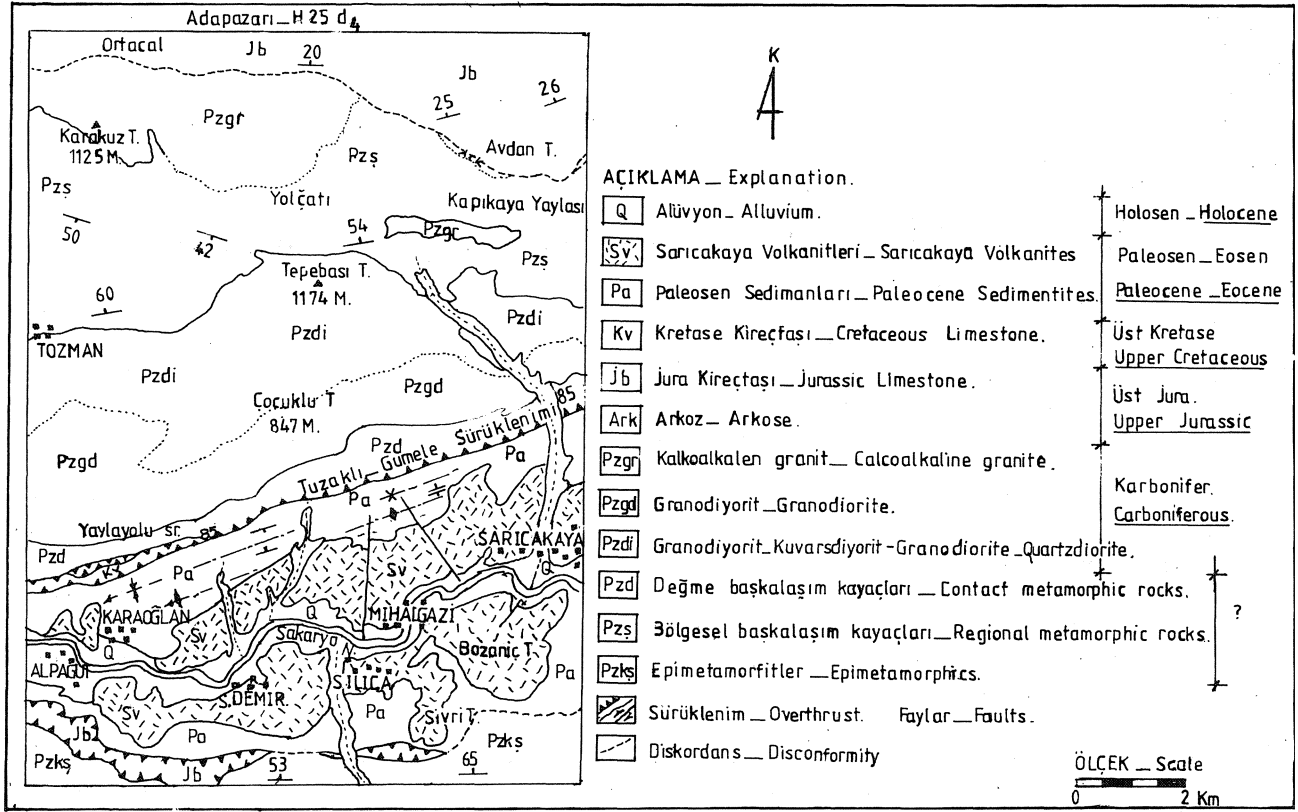
hedeflenen amaç, Sakarya Vadisi boyunca yayılan Eosen volkanizmasının petrolojik olarak ayrıntısının verilmesidir.

İnceleme alanındaki plütonik, volkanik ve başkalaşım kayalarının bir kısmında bugüne değin ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmasına karşın, sedimanter kayaç birimlerinde yapılan çalışmalar uzun yıllardan beri süregelmektedir.

Sarıcakaya yöresine ait ilk araştırmalar Osmanlı İmparatorluğunun son zamanlarında başlamıştır. 1900 yıllarında ismi belirlenemeyen Fransız araştırmacı granit ve andezitler üzerinde kalay araştırmasını sürdürmüştür (Zimmer, 1940). Daha sonraları Kupfahl (1940) Zimmer (1940), Stchepinsky (1941) aynı amaçla inceleme alanında çalışmışlardır. Çoğulu (1967) kristalen şistler içindeki pegmatit filonlarının yayılımlarını detayına incelemiştir. Altınlı (1973 a ve b) Orta Sakarya Jeolojisi ve Bilecik Jurasij'i adı altında iki derleme hazırlanmıştır. Demirkol (1979), Ayaroğlu (1979), Yılmaz (1979) Bozüyük-Söğüt-Bilecik yöresinde yüzeyleyen epimetamorfite üzerinde çalışmışlardır.

GENEL JEOLojİ

İnceleme alanının en yaşlı kayaç birimleri Paleozoik yaşlı başkalaşım kayaları ile bu kayaları çeşitli



Şekil 2 : Sarıcakaya-Mihalgazi-Alpagut-Tozman yöresinin jeoloji haritası

Figure 2 : Geological map of the Sarıcakaya-Mihalgazi-Alpagut-Tozman region

doğrultularda kesen kuvarsdiorit, granodiyorit, kuvarsmonzonit ve kalkoalkalen granitleridir (Şekil 2).

Paleozoik yaşlı başkalaşım kayalarındaki başkalaşımın niteliği, sistematik olarak alınan örnekler üzerinde yapılan petrografik ve petrokimyasal incelemeler sonucu belirlenmiştir. Buna göre; inceleme alanında üç başkalaşım kuşağı ve her kuşağa ilişkin fasiyelerle bu fasiyelerle karakterize eden mineraller ve kayalar saptanmıştır.

İnceleme alanında asit magmanın yerleşimi sonucu oluşan bölgesel başkalaşım kayaları "Yeşilşist Fasiyesi"ni karakterize etmektedir. Bu tür başkalaşım kayalarının yapraklanma düzlemlerine uygun olarak kalın ve beyaz renkte, muskovitçe zengin pegmatit filonları yer almaktadır. Kuvarsdiorit ve granodiyoritlerin kuzeyinde ve güneyinde, kuvarsmonzonit ve kalkoalkalen granitlerinin çevresinde dar bir şerit halinde değme başkalaşım kayaları yüzeylenirler. Her iki başkalaşım kuşağı bir çok kayac çeşidini ve mineral parajenezini içermektedir.

Granodiyoritlerin kuzeyinde yer alan bölgesel başkalaşım kayaların geniş bir yayılım arz etmekte olup, biyotitşist, kloritşist, epidotşist, granatşist, biyotit-epidot şist ve klorit-epidotşist şeklindedir. Değme başkalaşım kayaların ise, çok sert ve masif yapıda olup, hornfels, hiperbiyotitli hornfels, amfibolit

ve sillimanitşist olarak isimlendirilmiştir. Bu kayalardan özellikle hornfels ve hiperbiyotitli hornfels, kısmen de amfibolitlerin yer aldığı bölgelerde ekay tektoniği ayırtmandır.

Sakarya Nehri'nin 4-5 Km. güneyinde yer alan düşük sıcaklıkta oluşmuş epimetamorfitletler; biyotitşist, kloritşist, grafitşist, serisitşist ve metabazitlerle temsil olunmaktadır. Önceki araştırmacılara göre, epimetamorfitletler 'melanj' olarak tanımlanmıştır (Kupfahl, 1940).

Derinlik kayaları; kuvarsdiorit, biyotitli, biyotitli+hornblendli, hornblendli granodiyorit, kuvarsmonzonit ve kalkoalkalen granitlerdir. Kuvarsdiorit ve granodiyoritler doğuya doğru daralmaktadır. Kuvarsmonzonit ve kalkoalkalen granitler Avdan Tepe'nin güneyinde ve güneybatısında, inceleme alanının KKB kesiminde yüzeylenirler. Granodiyorit ve kuvarsdioritleri çeşitli doğrultularda kesen K2O bakımından zengin pembe renkli pegmatitler bazı kesimlerde 1 metreye varan kalınlığa ulaşmaktadır. Tozman köyünün güneydoğusunda pegmatit filonlarının yanı sıra, aplit filonları ve kuvar damarcıkları da belirgindir.

Sakarya Nehri'nin kuzeyinde yer alan bölgesel başkalaşım kayalarını ve kalkoalkalen granitleri Jura kireçtaşları diskordan olarak örter. Jura kireçtaşları bazı

SARICA KAYA VOLKANİTLERİ

kesimlerde yerli, bazı kesimlerde taşınmıştır. Avdantepe, Çaldoruğu vb. yerlerdeki Jura kireçtaşları yerlidir. Taban transgresif, tavan ise regresiftir. Tabandaki iri ve orta taneli kumtaşları, arkoz Avdantepe'nin güneyinde ve Kapıkaya Yaylası'nın batısında yüzeylenirler. Tuzaklı-Gümele Sürüklenimi' (Demirkol, 1979) olarak adlandırılan hat boyunca bazı kesimlerde tektonik olaylar sonucu taşınmış, yerli olmayan Jura ve Kretase kireçtaşları yer almaktadır.

İnceleme alanının en genç kayaç birimleri Paleosen-Eosen'de oluşmuştur. Çakıltaşı-kumtaşı-kilitaşı-marn aralanması şeklinde izlenen Paleosen yaşlı sedimentlerin sürüklenim hattına uygun olarak DKD-BKB yönünde kıvrım eksenleri vardır. Kısa aralıklarla antiklinaller ve senklinaller oluşturmaktadır. Bazı kesimlerde antiklinal kanatları çok diktir. Bu antiklinal ve senklinallerin dalımları BGB'ya doğrudur. Alpagut ve Karaoğlan köylerinin yakınlarında dalarak kaybolur. Bu kayaç birimleri güneyde epimetamorfiteğin üzerine diskordan olarak oturur.

Paleosen serilerinin bir kısmının üzerlerini örten volkanitler Sakarya Vadisi boyunca geniş bir yayılım göstermektedir. Sancakaya Volkanitleri bir kaç püskürme evresi ve bunun sonucu oluşan lav akıntılarının ürünleridir. Bu kayaç birimleri Paleosen'de oluşmuş kıvrımcılık serilerinin üzerlerini örtmektedir. Kalınlıkları yaklaşık 100 metre civarındadır. Lav akıntılarının aktığı en belirgin baca Bozaniç Tepesi'dir. Söz konusu bu tepe volkan çivisi (Neck) şeklindedir. İnceleme alanında görülen diğer volkan bacası Sivri Tepe'dir.

Yumuşak ve sert yapıları andezitler kalkoalkalen ve Pasifik tipi bir magmanın ürünü olup, sial kökenlidir. Sancakaya Volkanitleri en azından iki ve daha fazla aşamada oluşmuşlardır. Yumuşak yapıları andezitler hornblendce zengindir. Kayaç içinde bulunan plajiyoklasların kısmen propilitleşmesi sonucu sekonder olarak epidot, serisit, kaolin ve kuvars oluşmuştur. Andezit ve dasit içindeki plajiyoklaslar aratıp (Andezin) plajiyoklaslar olup zonlanma gösterirler.

İnceleme alanının en genç litolojik birimi alüvyonlardır. Morfolojik olarak Sakarya Vadisi'nde gayet belirgin şekilde izlenirler ve teraslar şeklindedir.

SARICAKAYA VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ

Sancakaya yöresindeki volkanitler çoğunlukla andezit, lolak olarak dasit, aglomera ve andezitik tüfler ile karakterize edilmektedir. Söz konusu bu kayaç birimlerinden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin incelenmesiyle bu kayaçların mikroskobik tanımları da yapılmıştır.

Bozaniç Tepe, Hisar Tepe, Kara Tepe ve Yaylalıkaya Tepe civarında yüzeylenen yumuşak yapıları andezitler genellikle hornblendce zengindirler, ve kaolenleşme yoğunudur. Ayrıca kayaç içinde sekonder mineral olarak serisit, epidot ve kuvars yer almaktadır. Propilitleşme

ile kayaç kısmen açık yeşil bir renk almıştır. Volkanizmanın ilk ürünleri oldukları kesin belirlenen yumuşak yapıları hornblendli andezitler üzerinde ayrışma çok belirgindir.

Sert yapıları andezitlerin km^2 ve çatlaklarına demirli suların girmesiyle kayaç kırmızımsı, sarımsı-kahverengimsi bir renk almıştır. Bu örneklerden yapılan ince kesitlerde de kayaç içinde bol miktarda opak minerale (Limonit, hematit) rastlanmıştır. Sert yapıları andezitlerin hamur maddesi daha ince \hat{u} olup, andezin fenokristalleri hamur içinde düzensiz şekilde dağılmışlardır. Ayrıca tipik zonlanma da göstermektedir. Plajiyoklaslarda görülen bu tip zonlanmalar volkanizma sırasında görülen ortam değişikliğini belirler. Andezitler, plajiyoklasların yanı sıra bol miktarda hornblend içermektedir. Hornblendler çoğunlukla kloritlemiştir. Dasitler yapı ve doku olarak sert yapıları andezitlere çok benzemektedir. Bu yüzden andezitler ile sınırlan kesin değildir.

Sancakaya Volkanitlerinden alınan 8 adet örneğin majör oksit kimyasal analizleri Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Kimya Laboratuvarları'nda yapılmış ve elde edilen sonuçlardan hareket ederek çeşitli parametreler hesaplanmıştır. Ayrıca bu parametreler çeşitli diyagramlara uygulanarak yorumları yapılmış ve bir sonuca varılmıştır. Majör oksit kimyasal analiz sonuçları MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi İşlem Merkezi'nde programlanmış ve C.I.P.W. normları hesaplanmıştır. Volkanitlere ait kimyasal analiz sonuçları, Niggli Parametreleri, C.I.P.W. Normları Çizelge Fde, Rittmann Parametreleri, S.I. G , T , log G, log T, N.P.C., N.C.I. ve D.I. değerleri çizelge 2'de verilmiştir.

Kimyasal analizi yapılan 8 adet örnekte SiO_2 % 57.91 - % 62.31, Al_2O_3 % 15.91 - % 17.32, Fe_2O_3 % 2.13 - % 2.40, FeO % 3.17 - % 3.79 değerleri arasında değişmektedir. Volkanitler içindeki plajiyoklasların bileşimlerinin andezin şekle ve yoğun olması, majör oksitlerden CaO yüzdesinin artmasına neden olabilir. CaO % 5.05 - % 5.91 arasında değişmektedir. MgO % 2.04 - % 2.99 arasındaki değerlerdedir. Na_2O % 3.10 - % 4.38, K_2O % 2.44 - % 3.01 arasındadır. Kayaç içinde TiO_2 % 0.63 - % 0.90, P_2O_5 % 0.70 - % 1.38, H_2O yüzdesi ise % 0.47 - % 1.90 kadardır. Volkanitler içinde koyu renkli mineral olarak bol miktarda hornblend ve lokal olarak biyotit vardır. Kayaç içinde su oranının az oluşu, biyotit azlığına veya yok oluşuna bağlanabilir.

Majör oksit yüzdelere hareket ederek SiO_2 'nin fonksiyonu olarak çizilen diyagramda $Al_2C>3$, $Fe_2(>3$, FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 davranışı incelenmiş, oksitler arasındaki ilişki, dolayısıyla lavların cinsi saptanmıştır. İnceleme sonucu bulunan bulgular volkanitlerin kalkoalkalen bir magmadan türediğini ortaya koymaktadır.

		ÖRNEK NUMARALARI (Samples number)							
		15	16	25	25/B	30	35	36	42
	SiO ₂	62.05	59.50	60.71	58.01	62.31	57.91	59.75	59.25
	Al ₂ O ₃	16.05	16.96	16.41	16.59	15.91	16.96	17.32	16.87
	SFe. Oks.	5.43	5.56	5.83	6.03	5.54	5.57	5.43	5.71
	MgO	2.78	2.24	2.73	2.99	2.42	2.04	2.66	2.54
	CaO	5.05	5.45	5.91	5.54	5.30	5.74	5.35	5.68
	Na ₂ O	3.10	4.38	3.90	3.53	3.39	3.28	3.88	3.87
	K ₂ O	2.68	2.44	2.50	2.83	2.57	2.77	3.01	2.86
	TiO ₂	0.72	0.65	0.75	0.74	0.63	0.90	0.64	0.90
	P ₂ O ₅	0.70	1.35	1.00	1.38	1.13	1.23	1.11	1.22
	H ₂ O+	0.57	0.47	0.61	0.86	0.70	1.90	0.51	0.50
	Kız. Kay.	1.02	1.23	1.05	1.56	0.90	1.64	0.84	1.05
	(Top. (Tot)	100.45	100.23	100.40	100.06	100.60	99.96	100.50	100.45
	al	33.28	33.90	32.05	32.27	33.40	34.92	34.02	33.13
	alk	17.64	19.70	17.83	17.27	17.56	17.30	18.97	18.61
	fm	30.00	26.56	29.10	30.83	28.78	26.26	27.85	27.94
	c	19.08	19.84	21.02	19.63	20.26	21.50	19.15	20.32
	k	0.34	0.27	0.30	0.34	0.33	0.36	0.34	0.33
	mg	0.49	0.43	0.47	0.48	0.45	0.41	0.48	0.46
	W	0.19	0.21	0.19	0.18	0.20	0.24	0.19	0.22
	ti	1.90	1.66	1.87	1.84	1.69	2.36	1.60	2.25
	P	1.04	1.94	1.40	1.93	1.71	1.82	1.57	1.72
	h	6.70	5.32	6.75	9.48	8.33	22.17	5.68	5.56
	c/fm	0.64	0.75	0.72	0.64	0.70	0.82	0.69	0.73
	si	218.73	202.20	201.55	191.82	222.34	202.69	1991.51	197.80
	Si'	170.56	178.80	171.32	159.08	170.24	196.20	175.88	174.44
	φ	48.17	23.40	30.23	22.74	52.01	33.49	23.68	23.36
	Si°	1.282	1.131	1.176	1.134	1.306	1.198	1.135	1.134
	Az°	0.69	0.67	0.67	0.66	0.69	0.67	0.67	0.66
	S	472.71	490.44	502.01	504.01	476.12	476.17	498.89	499.14
	100/s	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20
	il	1.37	1.23	1.42	1.41	1.20	1.71	1.22	1.71
	Or	15.84	14.42	14.77	16.72	15.19	16.37	17.79	16.90
	Ab	26.23	37.06	33.00	29.87	28.68	27.75	32.82	32.74
	An	21.96	19.41	19.89	21.06	20.60	23.37	20.95	20.21
	Mt	3.22	3.12	3.26	3.25	3.09	3.48	3.10	3.48
	Di	2.49	6.21	7.64	5.20	4.62	4.12	4.52	6.41
	Hy	8.60	5.96	6.57	8.81	7.24	5.44	7.65	5.85
	O	18.16	9.77	12.18	9.44	17.45	12.92	9.98	10.37
	A	41.98	47.35	43.44	41.96	43.48	45.08	46.66	45.66
	F	37.82	37.10	38.04	38.31	38.86	39.71	35.32	37.11
	M	20.19	15.55	18.53	19.73	17.66	15.20	18.01	17.23
	Cl	15.67	16.53	18.90	18.67	16.15	14.75	16.49	17.45

Çizelge 1 : Sarıcakaya volkanitlerinin kimyasal analizleri, Niggli parametreleri ve C.I.P.W. normları
Table 1 : Chemical analyses, Niggli parameters and C.I.P.W. norms of Sancakaya volcanics

SARICA KAYA VOLKANİTLERİ

Parametre Parameter	ÖRNEK NUMARALARI (Samples number)							
	15	16	25/A	25/B	30	35	36	42
S.I.	19.45	15.32	18.25	19.44	17.39	14.93	17.75	16.95
σ	1.94	2.82	2.31	2.69	1.84	2.46	2.83	2.79
τ	17.98	20.80	16.68	17.65	17.87	15.20	21.04	14.44
log σ	0.29	0.45	0.36	0.43	0.27	0.39	0.45	0.44
log τ	1.24	1.29	1.22	1.25	1.25	1.18	1.32	1.16
N.P.C.	45.57	34.37	37.60	41.35	41.80	45.71	38.96	38.17
N.C.I.	15.67	16.53	18.90	18.67	16.15	14.75	16.49	17.45
D.I.	60.23	61.25	59.95	56.03	61.32	57.04	60.59	60.01
Rittmann Parametreleri (Rittmann Parameters)								
SiO ₂	62.05	59.50	60.71	58.01	62.31	57.91	59.75	59.25
Al	14.44	15.26	14.77	14.93	14.32	15.26	15.59	15.18
Alk	7.78	9.01	8.35	8.13	7.66	7.69	8.83	8.67
An	0.30	0.26	0.28	0.30	0.30	0.33	0.28	0.27
P	62.05	57.12	59.50	58.01	62.31	59.65	58.56	57.47

S.I. = $100 \times \text{MgO} / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'Solidifikasyon İndisi'

G.S. = =Gottini Sayısı= $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} / \text{TiO}_2$

R.S.I. = =Rittmann Sayısı İndisi= $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / \text{SiO}_2 - 43$

N.P.C. = $100 \text{An} / (\text{An} + \text{Ab} + 5/3 \text{Ne})$ 'Normatif Plajiyoklas İndisi'

N.C.I. = $01 + \text{Op} + \text{Cpx} + \text{Mt} + \text{İl} + \text{Hm}$ 'Normatif Renk İndisi'

D.I. = $Q + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Lö} + \text{Kalsitik}$ 'Diferansiyasyon İndisi'

Al = Al_2O_3 (% olarak) $\times (0,9)$, $0,9 : \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ moleküler oranıdır.

Alk = $\text{K}_2\text{O} + 1.5 \text{Na}_2\text{O}$ (% olarak)

An = $\text{Al} - \text{Alk} / \text{Al} + \text{Alk}$

P = $\text{SiO}_2 \times (\text{An} + 0.70)$

Çizelge 2 : Sarıcakaya volkanitlerinin Rittmann parametreleri ve diğer parametreler

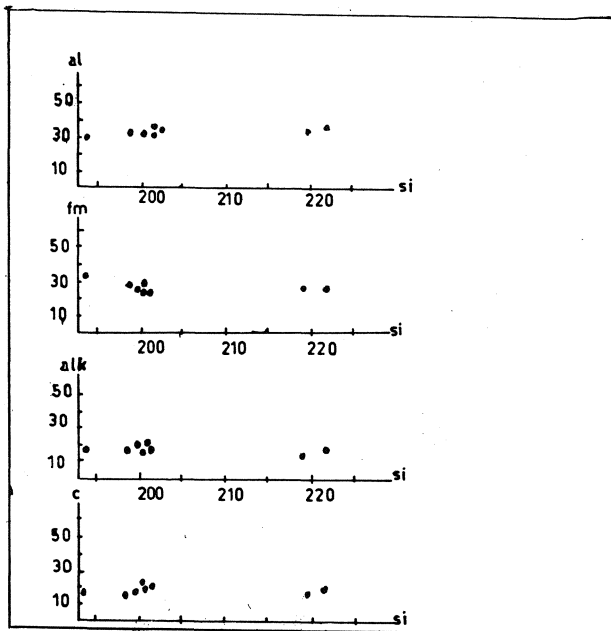
Table 2 : Rittmann parameters and other parameters of Sarıcakaya volcanics

Sarıcakaya Volkanitlerine ait majör oksit analiz değerleri göz önüne alınarak hesaplanan çeşitli parametrelere dayanarak çizilen şekiller ile getirilen yorumlar aşağıda belirtilmiştir.

Nıggli Diyagramları ve Anlamı

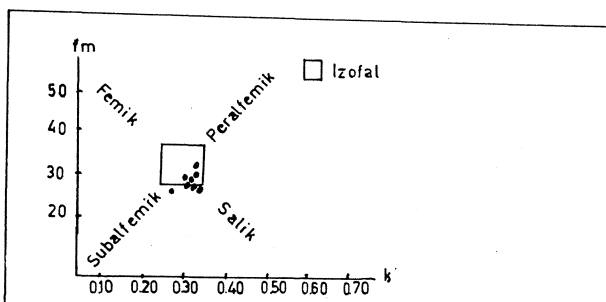
Şekil 3 üzerinde görüleceği gibi si'nin artmasıyla lav ve alk değişim göstermemekte, fm azalmakta, c artmaktadır. Bu durum volkanitlerin normal bir ayrışma sırasını izlediğini belirler. Ayrıca magmasal getirimlerin varlığını ve normal kristalleşmenin sürekli olmadığını açıklar.

k'nın fonksiyonu olarak fm'nin değişimi Şekil 4'te verilmiştir. Bu değişimde örnekler İzofal noktası, Salık ve Subalfemik bölge arasında kümeleşmektedir. Bu veriler, en az iki tip volkanizmanın ortamda hakim olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 3 : Sarıcakaya volkanitlerinde Nıggli parametrelerinden al, fm, alk ve c'nin si'ye göre değişimi.

Figure 3 : Variation of the al, fm, alk, c with si of Nıggli parameter of Sarıcakaya volcanics.



Şekil 4 : Volkanitlerin Nıggli'ye göre k-fm diyagramı.

Figure 4 : k-fm diagram of the volcanics according to Nıggli.

Şekil 5'te al parametresinin alk'in fonksiyonu olarak gösterdiği değişiklikler belirtilmiştir. Burada, bazı volkanitler $1/2 \text{ al} = \text{alk}$, doğrusu etrafında kümeleşmekte, diğerleri $2/3 \text{ al} = \text{alk}$ doğrusu ile $1/2 \text{ al} = \text{alk}$ absisi arasında yer almaktadır. Şekil üzerinde, volkanizmanın türü $2/3 \text{ al} = \text{alk}$ doğrusu ile $1/2 \text{ al} = \text{alk}$ doğrusu arasında III. bölgeyi (yani alkalice fakir bölgeyi) karakterize etmektedir, c parametresi volkanitlerde 19.08 - 21.50 arasında değişmektedir.

Şekil 6 üzerinde 'S' moleküler oran toplamının qz'nin fonksiyonu olarak değişimi incelenmiştir. Volkanitlerde 'S' değeri 467.12-504.01, qz değerleri ise 23.3652.01 arasında değişmektedir. 'S-qz' grafiği üzerinde görüleceği üzere, qz değeri arttıkça S değeri değişmemektedir. Volkanitlere ait 'Si⁰ - Az⁰' grafiği Şekil 7'de verilmiştir. Burada Si⁰ arttıkça Az⁰ değerleri değişmemektedir. S-qz ve Si⁰ - Az⁰ grafikleri volkanitlerde kristalleşmenin kesintisiz olmadığını ve volkanizmayı oluşturan magmanın normal bir ayrışmaya uğramadan katıldığını ve çeşitli aralıklarla kesintiye uğradığını ortaya koymaktadır. Sonuç olarak Nıggli Diyagramları ve parametrelerinin yorumuna göre, inceleme alanındaki volkanitler normal bir ayrışma ürünü olmayıp, magmasal getirimler tarafından beslenmiştir. Yani magma heterojendir.

Rittmann Diyagramı ve Anlamı

Rittman Parametreleri kimyasal analiz sonuçlarının kullanılmasıyla doğrudan hesaplanmaktadır. Aynı volkanın oluşturduğu lavlar için $P = \text{SiO}_2 \times (\text{An} + 0.70)$ yaklaşık değerler almakta ve SiO₂ - an koordinat sisteminde hiperbol kolları çizmektedir. $P = 55$ hiperbolü kalkoalkalen seri ile alkalin seriyi ayırmaktadır. Şekil 8 üzerinde görüleceği üzere, P parametreleri 57.12 - 62.31 arasında değişmektedir ve dolayısıyla volkanitler kalkoalkalen alanı içinde yer almaktadır.

Irvme ve Baragar Diyagramları ve Anlamı

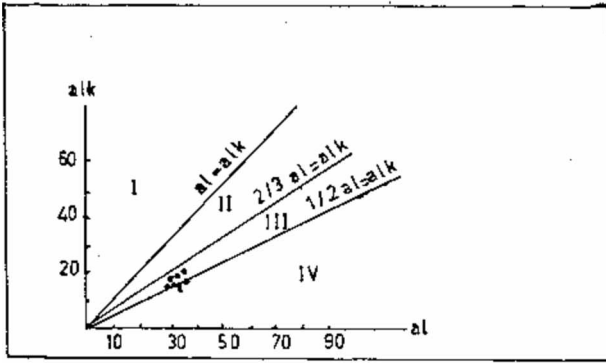
Irvme ve Baragar (1971) tarafından hazırlanarak SiC^hin fonksiyonu olarak $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'nın davranışlarına göre çizilen diyagram üzerine volkanitlerin analiz değerleri işlenmiş ve magma tipi saptanmıştır (Şekil 9). Aynı şekil üzerinde Macdonald ve Katsura'ya (1964) göre volkanitler kalkoalkalen seri içinde yer almaktadır. Şekil 10'da N.P.C. - N.C.I, diyagramında görüleceği üzere, volkanitler andezit bölgesine düşmektedir. Burada, N.P.C. (Normatif Plajiyoklas Bileşimi) apsisi, N.C.I. (Normatif Renk İndisi) ordinatı karakterize etmektedir.

N.P.C. ile Al₂O₃ yüzdesinin birbirine göre davranışları Şekil 11 üzerinde gösterilmiş ve volkanitlerin kalkoalkalen bir magmadan oluştuğu belirlenmiştir.

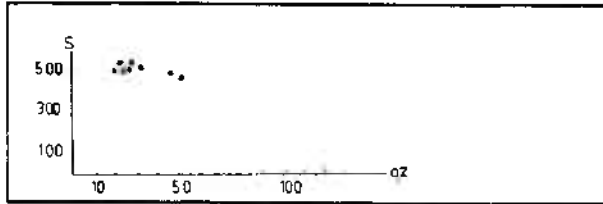
Morrison Diyagramları ve Anlamı

Morrison (1980) tarafından oluşturulan MgO - S Demiroksit diyagramında görüldüğü gibi volkanitler kalkoalkalen sınır çizgisi üzerinde ve kalkoalkalen bölge içinde yer almaktadır (Şekil 12).

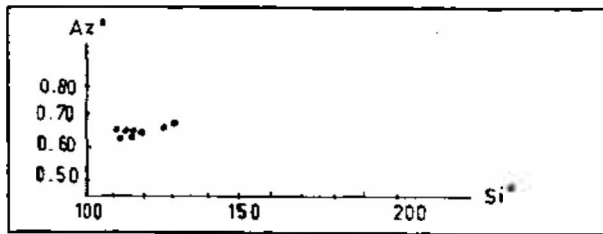
SARICA KAYA VOLKANİTLERİ



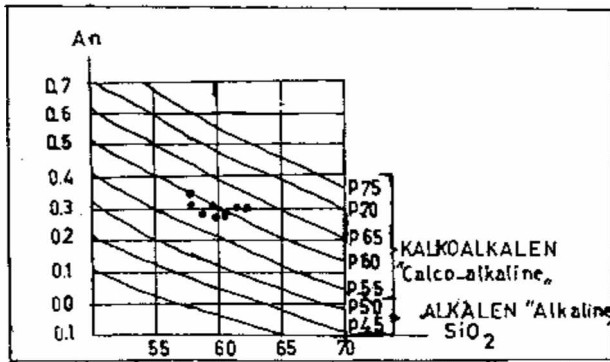
Şekil 5 : Volkanitlerin Niggli'ye göre al-alk diyagramı.
Figure 5 : al-alk diagram of the volcanics according to Niggli.



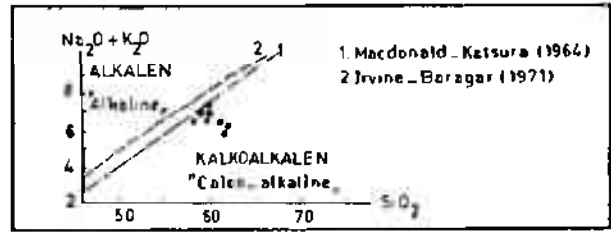
Şekil 6 : Volkanitlerin Niggli'ye göre S-qz diyagramı.
Figure 6 : S-qz diagram of the volcanics according to Niggli.



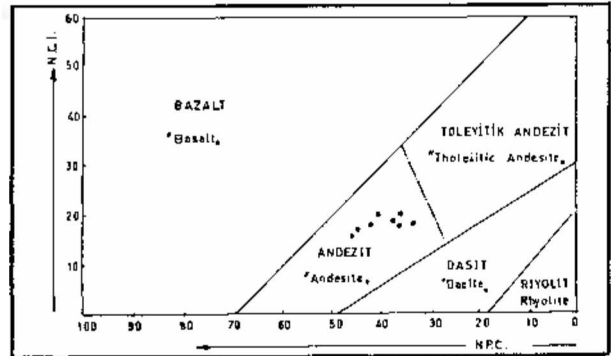
Şekil 7 : Volkanitlerin SiO₂-AzO diyagramı.
Figure 7 : SiO₂-AzO diagram of the volcanics.



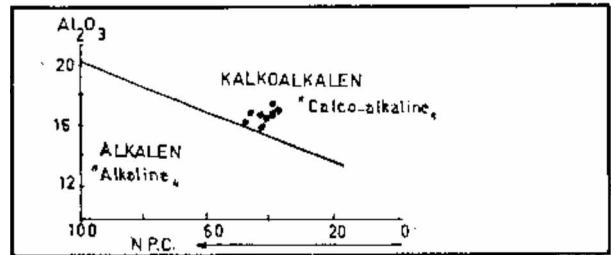
Şekil 8 : Volkanitlerin An-SiO₂ diyagramı.
Figure 8 : An-SiO₂ diagram of the volcanics.



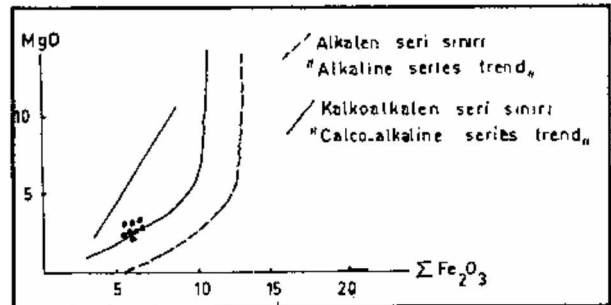
Şekil 9 : Volkanitlerin alkali-silika içeriğine göre sınıflandırılması.
Figure 9 : Classification of the volcanics according to alkali-silica contents



Şekil 10: Sarçakaya volkanitlerinin Irvine-Baragar (1971) sınıflaması.
Figure 10: Irvine-Baragar (1971) classification of the Sarçakaya volcanics.



Şekil 11: Volkanitlerin Al₂O₃ - N.P.C. diyagramı.
Figure 11: Diagram of the volcanics according to Al₂O₃ - N.P.C.

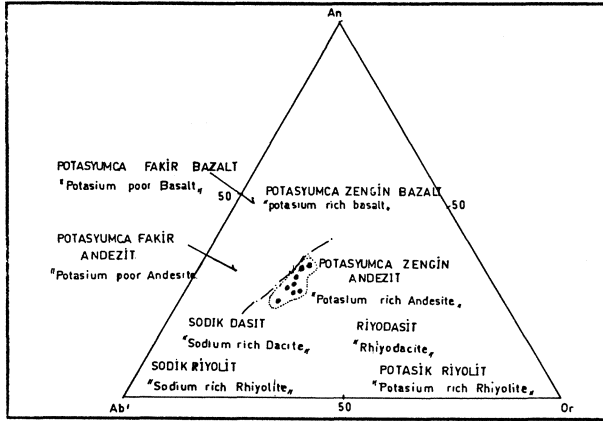


Şekil 12: Volkanitlerin ΣFe₂O₃ - MgO içeriğine göre Morrison (1980) diyagramı.
Figure 12: Morrison (1980) diagram of the volcanics according to ΣFe₂O₃ - MgO contents.

Diğer Diyagramlar

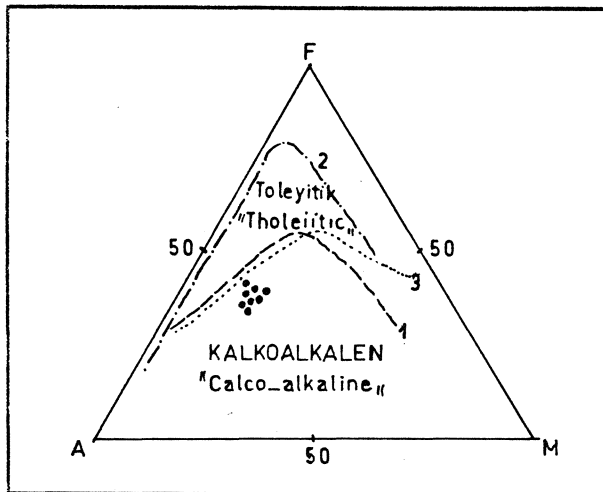
C.I.P.W. normları yardımıyla çizilen Ab'-An-Or üçgen diyagramında çeşitli kayaç gruplarının alanları belirlenmiştir. Burada volkanikler potasyumca zengin andezit-Potasyumca fakir andezit sınırında kümelenmektedir (Şekil 13). Volkanitlerin AFM diyagramı yapıldığında bunların kalkoalkalen nitelikte oldukları ortaya çıkmaktadır (Şekil 14).

Gottini (1968) magmanın kökenini araştırmak için ' Y ' sayısının bulunması gerektiğini savunmuştur. Sial kökenli volkanitlerde $y > 10$ ve Sima kökenli volkanitlerde $y < 9$ olduğu belirtilmiştir. Volkanitlerin ' y ' sayısı 14.44 - 21.04 arasında değişmektedir. Bu verilere göre volkanitler Sial kökenlidir. Diğer bir deyişle, kıtasal kabuktan türemişlerdir. Log X - Log O diyagramı Şekil 15'te verilmiştir. Şekil üzerinde de görüleceği üzere volkanitler Sial kökenli bir bölge içinde yer almaktadır.



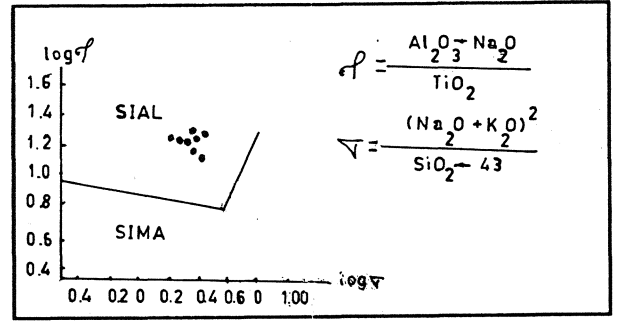
Şekil 13: Sarıcakaya volkanitlerinin Ab'-An-Or üçgen diyagramı.

Figure 13: Ab'-An-Or triangular plot of the Sarıcakaya volcanics.



Şekil 14: Volkanitlerin AFM diyagramı.

Figure 14: AFM diagram of the volcanics.



Şekil 15: Volkanitlerin Gottini (1969) diyagramı.
Figüre 15: Gottini (1969) diagram of the volcanics.

Sarıcakaya volkanitlerinin S.I. değerleri 14.93 - 19.45 arasındadır. S.I. değerlerine göre sınıflamada; Bazalt: 30 - 40, Bazaltik Andezit: 29 - 30, Andezit: 19 - 10 ve Andezitik Dasit: 0 - 10 olduğuna göre, volkanitler andezit olarak belirlenmiştir. Sonuç olarak S.I. (Katılma İndisi) en yüksek olan kayacın bileşimi, ana magmanın bileşimine en yakın olmalıdır. Bu tip lavlarda kirlenme daha azdır.

İnceleme alanındaki volkanitlerin D.I. (Diferansiyasyon İndisi) 56.03 - 61.32 arasında değişmektedir. Tharnton ve Tottle'ye (1960) göre;

Andezitik lav : 50 - 65 D.I.

Dasitik lav : 65-80 D.I.

Riyodasitik lav: 80 den fazla D.I.

şeklinde. Bu verilere göre, volkanitler andezitik lavdan türemiştir.

SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Sarıcakaya yöresinde geniş bir alanda yüzeylenen volkanitler, yumuşak yapılı (Hornblendli) ve sert yapılı andezitler, andezitik tüf, agiomera ve lokal olarak ta dasit bileşimindedir.

Volkanitleri oluşturan magma ürünleri muhtemelen Paleosen sonu, Eosen başında ve en az iki evrede Sakarya Vadisi'ne yayılmıştır. Asidik karakterde ve kalkoalkalen nitelikte olan volkanitler Sial kökenli olup, andezitik lavın katılması sonucu oluşmuşlardır.

Kıtasal kabuktan türeyen volkanitler, en belirgin şekilde Bozaniç Tepe'de volkan çivisi oluşturmaktadır.

KATKI BELİRLEME

Yazar, 1982 yılında tamamlanarak Anadolu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne sunulan doktora tezinin özleştirilmiş bir bölümü olan bu makalesinde, doktora çalışmaları sırasında değerli yardımlarını esirgemeyen doktora yöneticisi Sayın Prof. Dr. Altan GÜMÜŞ'e, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi öğretim üyelerinden Sayın Prof. Dr. Özcan DORA'ya, Sayın Prof. Dr. Eran NAKOMAN'a, Doç. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN'a, MTA Enstitüsü Genel Direktörlüğü elemanlarından Sayın Dr. Gültekin ELGİN'e, Anadolu Üniversitesi öğretim elemanlarından Sayın Doç. Dr. Rıfat BOZKURT'a teşekkürü bir borç bilir.

SARICA KAYA VOLKANİTLERİ

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ.E., 1973 a, Bilecik Jurasığı : Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 103-122
- Altınlı, İ.E., 1973b, Orta Sakarya Jeolojisi : Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 159-192.
- Ayaroğlu, H., 1979, Bozüyük Metamorfitlelerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/1,85-101.
- Çoğulu, H.E., 1967, Sarıcakaya-Eskişehir Pegmatitlerinin jeolojik ve petrolojik etüdü : MTA Rap. 1709, yayınlanmamış.
- Demirkol, C, 1979, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20/1,9-16.
- Gottini, V., 1968, The TiO₂ frequency in volcanic rocks : Geol. Rdsch., 57, 930-935.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth Sci., 8,523-540.
- Kibici, Y., 1984, Sarıcakaya Masifinin jeolojisi, petrografisi ve petrolojik etüdü: Doktora tezi, Anadolu Üniversitesi Yayınları, 68.
- Kupfahl, H., 1940 55/2, 55/4 (Eskişehir) paftalarının löveleri esnasında yapılan jeolojik inceleme hakkında rapor : MTA Rap. 674 yayınlanmamış.
- Macdonald, G.A. ve Kaysura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Journal of Petrology, 83-133.
- Morrison, G.W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association : Lithos, 13., 97-108.
- Stchepinsky, V., 1941, Bilecik Vilayeti zenginlikleri hakkında rapor: MTA Rap. 410 (244), 798, 11-13, yayınlanmamış.
- Thornton, C.P., ve Tuttle, D.F., 1960, Chemistry of igneous rocks, Part : 1, Differentiation index Amer. Jour. Scien, 258, 664-684.
- Wager, L.R., 1960, The major element variation of the layers series of the Skaergaard intrusion : Journal of Petrology, 1,364-398.
- Yılmaz, Y. 1979, Söğüt-Bilecik bölgesinde polimorfizma ve bunların jeoteknik anlamı : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/1, 77-85.
- Zimmer, E., Etude sur terrain Septembre 1938, MTA Rap. 434 (244) 272, yayınlanmamış.

Makalenin Geliş Tarihi : 21.3.1989

Yayına Veriliş Tarihi : 10.1.1991

Jurassic volcano-sedimentary serie in inner Albanides

İç "Albanides"lerdeki Jura volkano-sedimanter seri (ofiyolit).

ALAUDİN KODRA	Ministry of Industry and Mining, Tirana, Albania
VEHAP BEHZANİ	Institute of Geological Research, Tirana, Albania.
HALİL HALLAÇLI	Institute of Geological Research, Tirana, Albania
PANO ÇAKALLI	Institute of Geological Research, Tirana, Albania
KADRİ GJATA	Institute of Geological Research, Tirana, Albania

ABSTRACT: Volcano-sedimentary serie is situated in peripheral parts of ophiolites of the mirdita zone. It is normally set above the Triassic- Jurassic carbonaceous basement and is tectonically covered by the ultrabasic massifs of the ophiolitic complex.

ÖZ: Volkano-sedimanter seri "Mirdita" kuşağındaki ofiyolitlerin kabuğunda yer almaktadır. Bu, düzenli biçimde organik Trias-Jura üstünde yer almakta olup ofiyolitik kompleksin ultrabazik masifleri ile tektonik olarak örtülmüşlerdir.

INTRODUCTION

The following two main structural units are distinguished in the geological structure of Albanides: Outer Albanides and Inner Albanides. Mirdita, Gashi and Korabi tectonic zones belong to inner Albanides. The Mirdita zone, with wide extension of ophiolites, is the main ore-bearing zone of Albania (Geology of Albania, 1982).

This paper treats the problems of the age, spatial position and the construction of Jurassic volcano-sedimentary serie, which is encountered in the peripheral parts of ophiolites of the Mirdita zone (figure. 1).

The Jurassic volcano-sedimentary serie is almost everywhere limited by the rocks of the Triassic-Jurassic carbonaceous serie on one flank (its basement) and by the ultrabasic rocks of the ophiolitic complex on the other (its cover).

Basement of Volcano-Sedimentary Serie

Complete section which build up the basement of Jurassic volcano-sedimentary serie are developed in the eastern flank of the Mirdita zone (Kodra, A. etc. 1980; Gjata Th., etc., 1987) from bottom to top as follows (Fig.2).

-Paleozoic schists.

-Conglomerates-Sandstones of Permian -Verfenian.

- Volcano-sedimentary rocks of Verfenian. The volcanics consist of olivine diabases, porphyry diabases, andesites, dacites up to liparites. Petrochemically, the rocks belong to basic-acid serie and are highly alkaline.

-Sandstone, sandy limestones and dolomites of Verfenian- Anisian.

- Radiolarites and limestones with cherts of Anisian and Ladinian. The phenomena of the Anisian volcanism and the Ladinian tuffs exist also at some sectors.

- Stromatolitic limestones with megalodonts and Lithiotis (shallow sea facies) and the limestones with cherts (deep sea facies) of the Upper Triassic-Lower Liassic.

- Condensed Jurassic reddish limestones (2-20 m thick) with manganese nodules. The microfacies with *Involutina liassica*, embryonic ammonites, *Protoglobigerina*, *Cadosina* etc. is characteristic (Kodra, A., Gjata, K., Pirdeni, A., 1979; Shallo, M. etc., 1980; Shallo, M. etc., 1986).

Volcano-Sedimentary Serie

The sequences of volcano-sedimentary serie are most complicated, with facial variations both, in extension and verticality. In spite of that, several lithological packs, well correlated in the field can be distinguished

JURASSIC VOLCANO-SEDIMENTARY SERIE

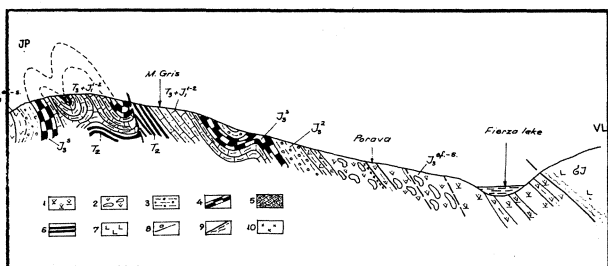


Figure 4. Coupe Géologique de Porav
 1-4. Volcano-sédimentaires série du Jurassique supérieur: 1. Diabases et schistes métamorphisées; 2. Diabases à pillow lava et schistes siliceux; 3. Schistes détritiques; 4. Banc de silex du Trias supérieur-Lias; 5. Schistes siliceux du Trias moyenne; 6. Harzburgites; 7. Disjonction tectonique; 8. Plan d'obduction; 9. Picrite.

Five different packs can be distinguished within volcanosedimentary serie:

a. Radiolaritic-tuffaceous pack (10-25 m). It is most characteristic and situated almost on top of Triassic-Jurassic carbonaceous serie (successively or with hard grounds) (Kodra, A., 1976, 1986).

b. Schistous pack with debris (20-150 m). It is represented by a chaotic formation (mélange). The sandstone, chert, limestone (Triassic volcanics and ophiolites) are found in the argillitic matrix. The radiolaritic intercalations or the lenses of arkosic sandstone have been encountered in most cases as well.

In some sections occur also the intercalations of the basic and intermediate-alkaline (hialotrachyliparites, trachytes etc.) volcanics.

c. Diabase schistous pack (10-30 m). It consist of diabasic intercalations within schists.

d. Diabase-chert pack (50-500 m). It has a wide extension and occupies the largest volume of volcano-sedimentary serie.

The volcanics consist of diabases, albitic diabases, diabase porphyres, diabasic agglomeratic lavas etc. Of the most interest is the persence of the olivinic gabbro-diabases and picrites in the chert- diabase sequence of Poravë etc.

e. Diabasic pack with chert intercalations and schists with clasts (20-50 m). The packs c, d, e may be included in an individual pack -the diabase- chert one.

f. Metamorphic pack (20-100 m). This pack occur everywhere at the uppermost part of volcano-sedimentary serie. The study of this pack has been conducted by Shallo, M. (1970), who distinguishes the metamorphic rocks of green schist facies as well as the metamorphic rocks of staurolite -almandine subfacies and quartz- albite epidote almandine. The formation of metamorphic rocks is linked with the

paleomovement of ophiolites on the volcano-sedimentary basement in the end of Upper Jurassic.

In different levels (mainly in the lower ones) of volcano-sedimentary serie are located the ultrabasic (picritic) lavas, ultrabasic bodies, gabbros and gabbro-monzonites etc., penetrated by underscrust (Kodra, A., Gjata, K., 1982; Gjata, K., etc. 1985 etc.).

The volcanics of volcano-sedimentary serie show a differentiated petrochemical evolution: from subalkaline basalts to basalt andesites and up to dacites - rhyolites (Ndojaj, L., 1982).

The Cover of the Volcano - Sedimentary Serie

The ultrabasic rocks of the ophiolitic complex of the Mirdita zone lie on the metamorphic pack of the top of volcano-sedimentary serie. Their contact represents a major tectonic and is expressed by the formation of amphibolites and foliated serpentinites (of tens metres thickness). The lowermost levels of ultrabasic tectonites composed of hornblites and fresh harzburgites occur, in general, at the contact with the volcano-sedimentary serie (Kodra, A., 1976; Gjata, K., Kodra, A., 1982 etc.).

The emplacement of the rocks of the ophiolitic complex on the volcano-sedimentary serie occur during the Tithonian and is linked with the immersion of the continental crust under the oceanic one during the period of compression which closes the marginal ocean basin during the Jurassic.

The Upper Tithonian-Berriasian flyschoidal formations are set with break on the Triassic- Jurassic carbonaceous rocks, Jurassic volcano-sedimentary ones and on the other rocks of ophiolitic complex (Figure 5).

Age. The rocks of the volcano-sedimentary serie lie

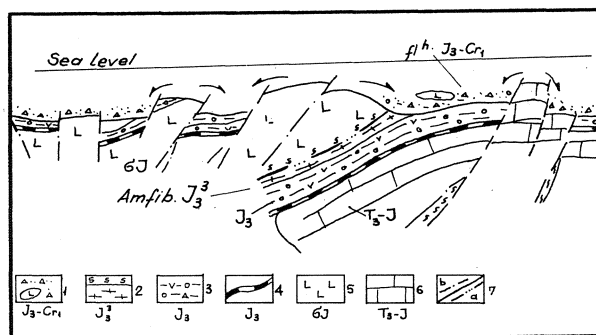


Figure 5. Relations of Early Flysch With Triassic-Jurassic Formations and Ophiolites
 1. Early conglom-breccia-marlaceous flysch with Tintinnides; 2. Amphibolites, serpentinites; 3. Argillite-détritus pack with volcanites; 4. Radiolarites-tuffogene rocks; 5. ophiolite; 6. Jurassic limestones; 7. Plain of obduction (a) and fault (b).

stratigraphically on top of the Lower-Middle Jurassic limestones and are covered by the Upper Tithonian flysch. Thus, the age of the volcano-sedimentary serie is of Upper Jurassic.

Copper mineralization. As regards Py-Cu massive mineralizations, the volcano-sedimentary serie is of the most interest. Recently, in the diabese-chert pack (fig. 2) are known two main mineralization levels. In various sectors of the spreading of volcano-sedimentary serie occur also two other levels of less important sulfide mineralization (Behzani, V., etc., 1986; Delaj, E., 1985; Hoxha, L. etc; 1983; Çakalli, P., etc., 1983; Avxhiu, R., etc., 1984)

CONCLUSIONS

The Jurassic volcano-sedimentary serie lies on the Triassic-Jurassic carbonaceous basement and is tectonically covered by the ultrabasic rocks of the ophiolitic complex.

In the lower part, volcano-sedimentary serie is composed of tuffaceous cherts and schists with debris (melange); in the middle part by diabese-cherts and in the upper one by amphibolites and metamorphic schiste.

REFERENCES

- Avxhiu, R., Bushati, S., Alikaj, P. (1984)
-The geophysical aid for the exploration of geological structural construction of volcano-sedimentary serie at the Morinë - Qinemak region. Bui. Shk. GjeoL, nr. 2, Tirana.
- Behzani, V., Çakalli, P., Ostrosi, B., Shabani, M., Milushi, I. (1986) -Some geological criteria of the prospecting of copper sulfide mineralization. Bui. Shk. GjeoL, nr. 4, Tirana.
- Çakalli, P., Behzani, V. (1983) -Some opinions on geology, structural construction and sulfide mineralization of the eastern belt of the Mirdita zone. Bui. Shk. GjeoL, nr. 3, Tirana.
- Çakalli, P., (1983) -Ndertime gjeologjik dhe perspektive per mineralizimin e bakrit te pasur ne rajonin Gjegnan- Mbasdeje. Disertacion, Tirana.
- Cadet, J.P., Bonneau, M., Charvet, J., Durr, S., Elter, P., Ferrière, J., Scandone, P., Thiebault, F. (1980) -Les chaines de la Mediterranee, moyenne, et orientale. Coll. C-S, Géologie des chaines alpines; issues de la Tethys. B.R.G.M., Paris.
- Delaj, E. (1985) -On the geology and sulfide mineralization of Palaj-Karçe; copper-bearing region. Bui. Shk. GjeoL, nr. 3, Tirana.
- Group of authors (1982) -Geological Map of PSR of Albania, scale: 1:200,000, Tirana.
- Hoxha, L., Lula, P., Zaçe, M., Gjeçi, K. (1983) -Traits de géologie et metalogénie des parties périphériques de la zone de Mirdita. Bui. Shk. GjeoL, nr. 4, Tirana.
- Gjata, Th., Theodorii, P., Kici, V., Marku, D., Pirdeni, A. (1987) -Stratigraphy and the formation conditions of the Triassic deposits in the Eastern Albanides. Bui. Shk. GjeoL, nr. 2, Tirana.
- Gjata, K. (1981) -Petrologjia e kompleksit ultrabazik-bazik të Mirditës perëndimore. Disertacion. Tirana.
- Gjata, K., Kodra, A., Pirdeni, A. (1980) -Géologie de certaines parties périphériques de la zone de Mirdita. Përmbl. Stud., nr 3, Tirana.
- Gjata, K., Kodra, A., Mustafa, F., Zhukri, E. (1985) -The intrusive relations of the ultrabasic rocks with the Triassic-Liassic carbonaceous rocks at the peripheral parts of the Mirdita zone and in the Korabi one. Bui. Shk. GjeoL, nr. 4, Tirana.
- Group of authors (1982) -Geology of Albania. Monography. Tirana.
- Karamata, S., Majer, V., Pamic, J. (1980) -Ophiolites of Yugoslavia. Ofioliti, Vol. 1. Tethyan ophiolites.
- Kodra, A. (1976) -A propos de Tâge Jurassique de la formation volcanogéno-sédimentaire de la zone de Mirdita. Përmbl. Stud. nr. 1, Tirana.
- Kodra, A., Delaj, E. (1976) -Des donnees nouvelles sur la structure geologique de la region de Poravë. Përmbl. Stud. nr. 4, Tirana.
- Modra, A., Gjata, K., Pirdeni, A., Jahja, B. (1979) -Les niveaux du Dogger-Malm dans la région de Martanesh (sur le flanc occidental du massif ultrabasique de Bulqiza). Përmbl. Stud., nr. 4, Tirana.
- Kodra, A., Shehu, B., Goci, L., Selimi R. (1980) -La géologie de la partie septentrionale de l'unité de Gjalicë (Kukës). Përmbl. Stud., nr. 3, Tirana.
- Kodra, A. (1981) -Les roches Jurassiques et Jurassico-Crétacées dans les régions N.-E. des Albanides (i. Test des ophiolites de la zone de Mirdita). Përmbl. Stud., nr. 3, Tirana.
- Kodra, A., Gjata, K. (1982) -The ophiolites in the framework of the geotectonic evolution of inner Albanides. Bui. Shk. GjeoL, nr. 2, Tirana.
- Kodra, A., Peza, L.H., Pirdeni, A., Gjata, K. (1984) -New data on the Fushëlura profile. Bui. Shk. GjeoL, Nr. 3, Tirana.
- Kodra, A. (1986) -Gjeologjia dhe perspektiva e mineraleve të dobishme të rajonit Resk-Shistaveç (Kukës). Disertacion, Tirana.
- Langora, LL., Bushati, S., Likaj, N. (1983) -Some opinions on the shape of ophiolitic rocks of our country based on the interpreting of gravimetric and magnetometric observations. Bui. Shk. GjeoL, nr. 3, Tirana.
- Melo, V., Türku, I., Kote, Dh. (1971) -De l'âge Jurassique inférieur et moyen de la serie volcano-sédimentaire de la region Vithkuq-rehovë-Selenicë de Pishë. Bull. UT., ser. shk. nat., nr. 4, Tirana.

JURASSIC VOLCANO- SEDIMENTARY SERIE

- Ndojaj, I. GJ. (1982) -La petrochimie des volcanites du soubassement de l'association ophiolitique de Mirdita. Bui. Shk. Gjeol., nr. 2, Tirana.
- Petro, Th. (1986) -New data on the geology of the Shtyllë- TReskë-Qarr (Korçë) region. Bui. Shk. Gjeol., nr. 1, Tirana.
- Shallo, M. (1970) -Des certaines aspects génétiques et géologiques des gisements koltchedans volcano-sédimentaires l'Albanie. Përmbli. Stud., nr. 1, Tirana.
- Shallo, M. (1965) -Mbi marrëdhëniet e kontaktit midis shkëmbinjve "ultrabazike" të masivit të Kukësit

dhe formimeve efuzivo- sedimentare të triasikut të poshtëm- të mesëm të rajonit Surojl. Përml. Stud., nr. 1, Tirana.

- Shallo, M., Vranaj, A., Kati, P. (1986) -Manganese nodules within the Jurassic pelagic limestones of the Eastern Albanides. Bui. Shk. Gjeol., nr. 2, Tirana.

Makalenin Geliş Tarihi : 20.5.1988

Yayma Veriliş Tarihi : 21.12.1990