

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

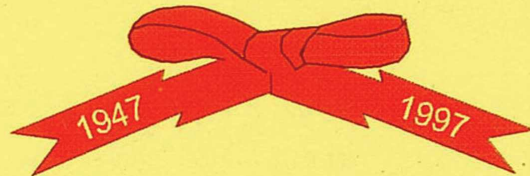
Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1997 Cilt 40 Sayı 2
August 1997 Volume 40 Number 2

ISSN 1016-9164



50. YIL



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER	Başkan (President)
Tahir ÇEBİ	İkinci Başkan (Vice President)
Erçin TÜRKEL	Yazman (Secretary)
Aydın Bülent BAŞ	Sayman (Treasurer)
Bahadır ŞAHİN	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Oğuz DEMİRKIRAN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Sefer ÖRÇEN, MTA, Türkiye
Atilla ÇİNER, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen / Technical Editor

Hilmi YAĞCI, MTA, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Bahattin AYRANCI, Zurich Üniversitesi, İsviçre	Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Erdin BOZKURT, O.D.T.Ü., Türkiye	Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye	Teoman NORMAN O.D.T.Ü., Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris VI Üniversitesi, Fransa	Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B.Lab, Kanada
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa	Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Vedat DOYURAN, O.D.T.Ü., Türkiye	Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere	Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Yavuz ERKAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Ayhan ERLER, O.D.T.Ü., Türkiye	Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avustralya	Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye

Bu sayıda makaleleri inceleyerek katkıda bulunanlar

Osman CANDAN, Dokuz Eylül Üniversitesi, Türkiye	Asuman TÜRK MENOĞLU, O.D.T.Ü., Türkiye
Yurdal GENÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Vedat OYGÜR, MTA, Türkiye	Melail YENİYOL, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi, Türkiye	

Yazışma adresi

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 434 23 88
www. jmo. org. tr
e-mail: tmmobj-o@ tr-net. net.tr

Correspondence address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tlf: (90-312) 434 36 01 Fax: (90-312) 434 23 88
www. jmo. org. tr
e-mail: tmmobj-o@ tr-net. net.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1997 Cilt 40 Sayı 2

August 1997 Vol. 40 No 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayaçlarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma
Burial and thrust-related very low-grade metamorphism in the Upper Paleozoic meta-sedimentary rocks at the Kangal-Alacahan area, Sivas
.....H. YALÇIN, Ö. BOZKAYA 1
- Çay (Afyon) güneybatısında Sultandağları Masifi'nin mesoskopik tektonik özellikleri ve jeoloji evrimi
The mesoscopic tectonic characteristics and geological evolution of the Sultandağları Massif in the southwest of Çay (Afyon-Turkey)
.....M. T. NALBANTÇILAR 17
- Düzce Ovası killерinin konsolidasyon özellikleri ve jeolojik evrim ile ilişkisi
Consolidation properties of the clays at Düzce plain and their relationship with geological evolution
.....O. ŞİMŞEK, S. DALGIÇ 29
- Anadolu otoyolu Bolu tünелinde litolojik ve yapısal unsurların dağılımı
Distribution of lithological and structural features along Bolu tunnel, Anatolian motorways
.....S. DALGIÇ 39
- Kireçtaşı akiferlerinde yağıştan süzülmenin hesabı üzerine bir araştırma: Triyas kireçtaşları, Çorum
A study on infiltration rate into limestone aquifers: Triassic aged limestones, Çorum, Northern Anatolia, Turkey
.....A. APAYDIN 49
- Doğu Anadolu'daki obsidiyen içeren volkaniklerin "Fizyon Track" yöntemiyle yaş tayini
Age determination of obsidian bearing volcanics in Eastern Anatolia using the fission track dating method
.....G. BIGAZZI, Z. YEĞİNGİL, T. ERCAN, M. ODDONE, M. ÖZDOĞAN 57
- Simplorbites ve Orbitoides cinslerinde olağan olmayan bir üreme tipi üzerine düşünceler**
Unusual schizogonic reproduction in Simplorbites and Orbitoides genera
.....E. MERİÇ, M. GÖRMÜŞ 73
- Niksar-Tokat yöresindeki Üst Kretase-Paleosen yaşlı Kırandağ ve Düdenyaylası formasyonlarının foraminifer içeriği
Foraminifera contents of Upper Cretaceous-Paleocene Kırandağ and Düdenyaylası formations in Niksar-Tokat region.
.....M. KAYA 83

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayaçlarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma

Burial and thrust-related very low-grade metamorphism in the Upper Paleozoic meta-sedimentary rocks at the Kangal-Alacahan area, Sivas

Hüseyin YALÇIN
Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Kangal-Alacahan yöresindeki Orta Devonyen-Alt Karbonifer yaşlı Kangal formasyonu meta-klastitleri alttan üste doğru sedimanter gömülme ve bindirme sonucu gelişen farklı litolojik, dokuşal ve mineralojik özelliklere sahiptir. Kınalar üyesi (klorit-mika podlu arduvaz ve daha az meta-silttaşı) bolluk sırasına göre fillosilikat ($2M_1$ illit/muskovit, lib klorit, karışık tabakalı paragonit-muskovit (P-M), paragonit, pirofillit, kaolinit (dikite), karışık tabakalı klorit-vennikülit (C-V) ve Morit-smektit (C-S), kuvars, kalsit, götit ve kloritoyid içermektedir. İllit "kristalinite" (IC) değerleri düşük epizon-yüksek ankizonu yansıtmaktadır. Orta ankizonu temsil eden IC değerlerine sahip Bakırtepe üyesi ankimeta-kumtaşı ve ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlarında kuvars, fillosilikat ($2M_1+1M_2$ illit/muskovit, kaolinit/dikite), feldspat ve götit bulunmaktadır. Düzce üyesindeki klorit-mika podlu ankimeta-şeyl, ankimeta-silttaşı, ankimeta-kireçtaşı, ankimeta-kumtaşı ve arduvazlan, başlıca fillosilikat ($2M_1+1M_2$ illit/muskovit, lib klorit, M-P, paragonit, kaolinit/dikite, pirofillit, C-V, C-S), kuvars, kalsit ve götitten oluşmaktadır. Metaklastik kayalar yüksek dereceli ankizonu işaret eden IC değerleri sergilemektedirler. Başlıca kristalize kireçtaşı ve ender olarak kumtaşı ve şeylden oluşan Höyüktepe üyesi düşük ankimeta-morfik veya yüksek diagenetik dereceye karşılık gelmektedir. Birim kalsit, kuvars ve fillosilikat mineralleri (illit/muskovit, klorit ve kaolinit/dikite) ve götit içermektedir. Allohton konumlu Kangal formasyonunda P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gib bindirme ile ilişkili indeks minerallerin bulunması, allohton ve otokton birliklerin ayır edilmesinde ölçüt gibi gözükmektedir. Ayrıca, paragenetik ilişkiler meta-sedimanter kayaçların önce basınç-sıcaklık-zaman (P-T-t) yönünün tersi bir gömülme, sonra bindirme tektoniği sonucu P-T-t yönünde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Paleozoyik, Meta-sedimanter kayaç, Gömülme, Metamorfizma, Kangal-Alacahan (Sivas).

Abstract

Kangal formation meta-clastics of Middle Devonian-Lower Carboniferous have different lithologic, textural and mineralogic features related to sedimentary burial and thrust, from bottom to top, in the Kangal-Alacahan area. Kınalar member (slates and less meta-siltstone, with chlorite-mica pod) contain phyllosilicates ($2M_1$, illitelmuscovite, lib chlorite, mixed-layer paragonite-muscovite-P-M, paragonite, pyrophyllite, kaolinite/dickite, mixed-layer chlorite-vermiculite-C-V, mixed-layer chlorite-smectite-C-S), calcite, quartz, goethite and chloritoid, in order of decreasing abundance. IC values are indicative of low epizonal-high anchizonal conditions. Quartz, phyllosilicates ($2M_1+1M_2$ illitelmuscovite, kaolinite/dickite), feldspar and goethite are present in the anchimeta-sandstone and anchimeta-shale and/or slates of Bakırtepe member, which represents middle anchizone IC values. The anchimeta-shale, anchimeta-siltstone, anchimeta-limestone, anchimeta-sandstone and slates with chlorite-mica pod in the Düzce member mainly consist of phyllosilicates ($2M_1+M_2$ illitelmuscovite, lib chlorite, M-P, paragonite, kaolinite/dickite, pyrophyllite, CIV, CIS), quartz, calcite and goethite. IC measurements of meta-clastics show high-grade anchizone. Höyük member is commonly composed of crystallized limestone, and rarely sandstone and shale that corresponds to low anchimetamorphic or high diagenetic degree. The unit includes calcite, quartz, phyllosilicates (illitelmuscovite, chlorite and kaoliniteldickite) and goethite. The index minerals related to thrust such as P-M, paragonite, pyrophyllite and chloritoid are found in the allochthonous Kangal formation that appears as an indicator to distinguish allochthonous and autochthonous units. In addition, paragenetic relationships suggest that meta-sedimentary rocks are metamorphosed in anticlockwise P-T-t (pressure-temperature-time) path and then clockwise P-T-t path as a result of burial and thrust tectonics, respectively.

Key Words: Paleozoic, Meta-sedimentary rocks, Burial, Metamorphism, Kangal-Alacahan (Sivas), Turkey.

GİRİŞ

İnceleme alanı Toros kuşağına ait Bolkaradağı Birliği'nin (Özgül, 1976) kuzeydoğu ucunu temsil etmekte olup, Sivas'ın yaklaşık 160 km güneydoğusunda, Alacahan'ın kuzeydoğusundaki 1/25 000 ölçekli Divriği J39-d1 ve d2 topoğrafik paftalarının belirli bir kesimini (125 km²) kapsamaktadır (Şekil 1). Bölgede genel jeoloji (Tunç ve diğerleri, 1991; İnan ve diğerleri, 1993; Gültekin, 1993; Sayar ve Gültekin, 1993, 1995; Yılmaz, 1994), ofiyolitlerdeki kromit (Koptagel ve Gökçe, 1991), lisfenit oluşumları (Boztuğ ve diğerleri, 1994) ve kil mineralojisi (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b) ile ilişkili çalışmalar bulunmaktadır.

Bu çalışmada ise gömülme ve tektonik bindirme sonucu meta-klastitlerde gelişen mineralojik-petrografik özelliklerin ve metamorfizma faktörlerinin P-T-t (basınç-sıcaklık-zaman) önem sırasının ortaya konulması amaçlanmıştır.

JEOLJİK KONUM

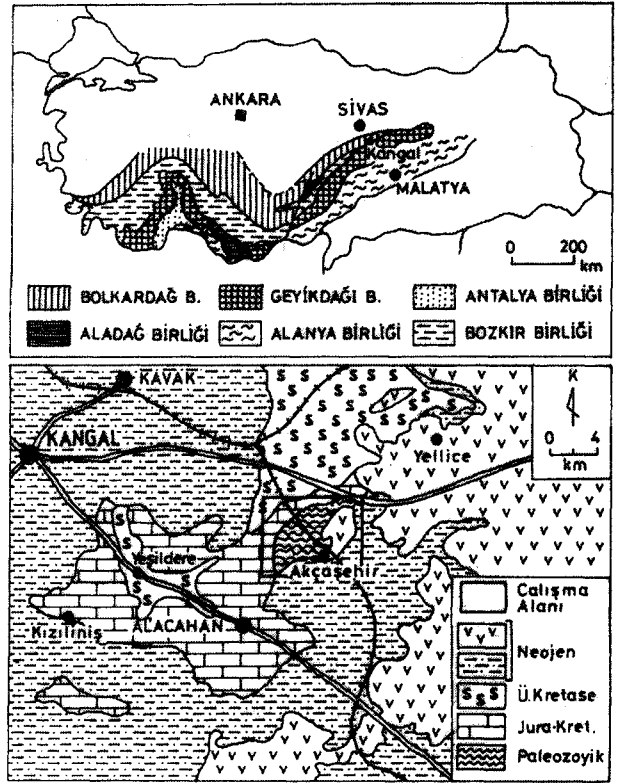
Bölgede Orta Devoniyen'den günümüze kadar istiflenen çeşitli kay aç birimleri yüzylemektedir (Şekil 2). Bunlardan çalışmanın ana konusunu da oluşturan Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı çok düşük dereceli meta-sedimanter kay açlar Kangal formasyonu (Gültekin, 1993) ile temsil edilmektedir. Devrik senklinalin güneydoğu kesimindeki bindirme zonlarında 20-30 cm kalınlığında şistlere de rastlanılmaktadır. Birimin görünür kalınlığı 250 m'dir.

Bakırtepe üyesinin egemen litolojisini gri-siyah renkli, ince tabakalanmalı, yer yer mikalı olan ankimeta-kumtaşları ve bunlarla arakatlı (10-100 cm) yeşil renkli ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlar oluşmaktadır. Devrik senklinalin kuzeybatı kanadında 20 m'lik fay zonunda breşik meta-kumtaşları ve silisli demir oluşumları (limonit, götit, hematit, pirit) bulunmaktadır. Üyenin kalınlığı yaklaşık 200 m'dir.

Düzce üyesi; bordo-pembe renkli, çoğunlukla mat, yer yer parlak görümlü ankimeta-şeyl ve kahverengi-siyah renkli ince taneli meta-kumtaşı (yer yer meta-silttaşı) ardalanması ile temsil edilmektedir. 50-100 cm'lik gri renkli, fosilli meta-kireçtaşı arakatlı olan da gözlenmektedir. Ayrıca bindirme zonlarında arduvazlara da rastlanılmaktadır. Yaygın kıvrımlanmadan dolayı tam olarak bilinmemekle birlikte, kalınlığı senklinoryumun kuzeybatı kanadında yaklaşık 180 m, güneydoğu kanadında ise 300 m'dir.

Höyüktepe üyesini silttaşı ve kumtaşı ile ender olarak şeyi arakatlıları içeren gri-san renkli, ince tabakalı, fosilli kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimin görünür kalınlığı 100 m civarındadır.

Kangal formasyonu üzerinde sırasıyla Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşı, Üst Kretase yerleşim



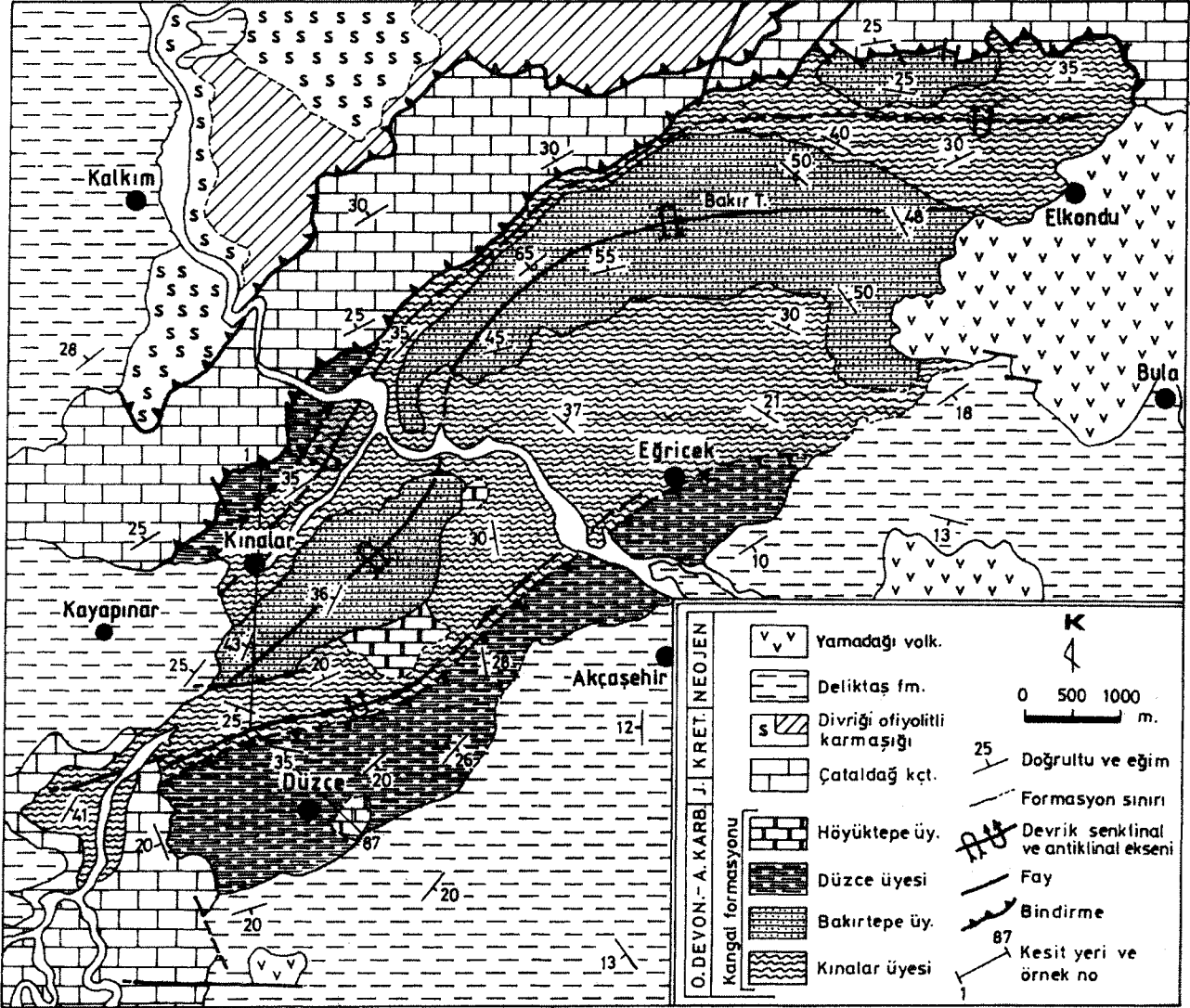
Şekil 1. Toros kuşağındaki birliklerin yayılımı (Özgül, 1976) ve Kangal çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Baykal, 1966).

Figure 1. The distribution of units in the Taurus Belt (Özgül, 1976) and simplified geology map of the vicinity Kangal (Baykal, 1966)

yaşlı serpantinleşmiş peridotit (çoğunlukla dünit), gabro ve silisli kalsitik ve/veya dolomitik lisfenitik ultramafitlerden (Boztuğ ve diğerleri, 1994; Yalçın ve Bozkaya, 1995b) oluşan Divriği ofiyolitli karmaşığı (İnan ve diğerleri, 1993) yer almaktadır. İstifin en üst kesiminde ise gölsel fasiyeste çökeltilmiş alt düzeylerinde epiklastik ve killi-karbonatlı kay açlar, üst seviyelerinde karbonat kayaçları (Yalçın ve Bozkaya, 1995b) ile temsil edilen Orta-Üst Miyosen yaşlı Deliktaş formasyonu (İnan ve diğerleri, 1993) ve riyolitten bazalta kadar değişen kayaç türlerine sahip Yamadağı volkanitleri (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Uçurum ve Yalçın, 1993) bulunmaktadır.

METARYAL VE YÖNTEM

Kangal formasyonundan ölçülü kesitler boyunca toplam 87 adet kayaç örneği alınmış ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yıkandıktan sonra ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu



Şekil 2. Alacahan kuzeybatısının yer bulduru ve jeoloji haritası (Gültekin, 1993'den değiştirilerek).

Figure 2. Location and geology map of Alacahan northwestern (revised from Gültekin, 1993).

(XRD) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Optik mikroskopi incelemeleri ile mineraller ve birbirleriyle olan dokusal ilişkileri belirlenerek, gömülme ve bindirme ile ilişkili metamorfizmasınun petrografik zonları ayırt edilmiştir.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAXIIC model X-ışınlan difraktometresinde CuK_{α} ışıması kullanılarak yapılmış ve ince taneli meta-sedimanter kayaların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μm) tanımlanmış ve yan nicel yüzdeleri de dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre hesaplanmıştır. Sedimentasyon yöntemi ile ayrılan kil fraksiyonu difraktogramları normal (havadan kurutulmuş), glükolleme (60 °C de 16 saat desikatör-

de etilen glükol buharında bırakma) ve fırınlama (490 °C'de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir, d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

10- Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği (IC_N illit kristalinite) Kübler (1984) indisine göre ölçülmüştür. Kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS) kullanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1996a). Regresyon ilişkileri illit ve klorit için sırasıyla $IC_N = 1.1924 \times IC_{C_0} + 0.0818$ ($r^2 = 0.9954$), $IC_C = 1.2499 \times IC_{C_0} + 0.1215$ ($r^2 = 0.9987$) ve $ChC_N = 1.4193 \times ChC_{C_0} + 0.1400$ ($r^2 = 0.9744$) şeklindedir. P - M, para-

gonit ve/veya pirofillit içeren örneklerde illitin 10 Å piki sağa doğru asimetrik olarak genişlediğinden (Frey, 1987; Frey ve diğerleri, 1988) bu mineralleri fazla içeren örneklerde illit "kristalinite" değerleri ölçülmemiştir. Ayrıca, olumsuz etkisi nedeniyle asitleme işleminden geçirilen karbonatlı örnekler (Krumm, 1984; Kubler, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 1996a) ve kil fraksiyonunda % 50'den az illit içeren örnekler de "kristalinite" ölçümleri dışında tutulmuştur (Bozkaya ve Yalçın, 1996a). Basıncın ampirik bir indikatörü olan b_c , parametresi (Sassi ve Scolari, 1974) ise $d_{(060)}$ yansıması üzerinde kuvarsin (211) piki ($2\theta=59.97^\circ$, $d=1.541 \text{ \AA}$) referans alınarak ölçülmüştür. İllit/muskovit politipleri yönlenebilir toz çekimlerinden itibaren $20=16-36^\circ$ arasındaki diyagnosük pikler (Bailey, 1980, 1988) yardımıyla belirlenmiştir. 1Md+2Mj politipi içeren illit/muskovitlerin % 2M₁ içerikleri için Maxwell ve Hower (1967) tarafından önerilen $I_{(200)} \propto \frac{1}{d^2}$ oranları kullanılmıştır.

Organik madde yansıması ölçümleri için seçilen örnekler öncelikle % 10'luk HCl ile inorganik karbondan arındırılmış ve % toplam organik karbon içerikleri (TOC) ölçülmüştür. TOC incelemeleri C.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü Laboratuvarları'nda Leco SC 444 sülfür ve karbon analizi cihazında gerçekleştirilmiştir. TOC içeriği yüksek örneklerde organik madde zenginleştirmeleri yapıldıktan sonra parlatma kesitleri hazırlanmış ve Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde üstten aydınlatmalı Leitz-Wetzlar marka Mpv-II model orthoplan mikroskopta belirlenmiştir.

PETROGRAFI

Kınalar üyesi

Devrik senklinalin kuzeybatı kanadında (Kınalar Köyü kuzeyi) ana litolojiiyi oluşturan kayalar başlıca kuvars, serizit, klorit, kalsit, opak mineral ve eser miktarda epidot içermektedir. Devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki (Düzce Köyü kuzeyi) kayalar kuzeybatı kanadınkiler ile aynı mineralojik bileşime sahip olmakla birlikte, çok daha belirgin yönlenebilir göstermektedir.

Arduvazlardaki (yer yer karbonatlı arduvaz) sleyt klivajı tümüyle pürüzsüz klivaj şeklinde gelişmiş olup, bazı örnekler sleyt fabriğinin ikinci tipi olarak değerlendirilen (Gray, 1977a) zayıf gelişmiş kesikli (domainal) fabrik özelliği göstermektedir (Şekil 3a). Fillosilikatların oluşturduğu sürekli klivaj düzlemleri arasında paralel gelişmiş kuvars mercekleri bulunmaktadır. Ayrıca arduvazlarda gözenek veya çatlak dolgusu şeklinde neoforme veya rekristalize kuvarslar, basınç çözünmesi nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle girift-iğnemi sınır ilişkileri sunmaktadır (Şekil 3b). Kuvars-mika sa-

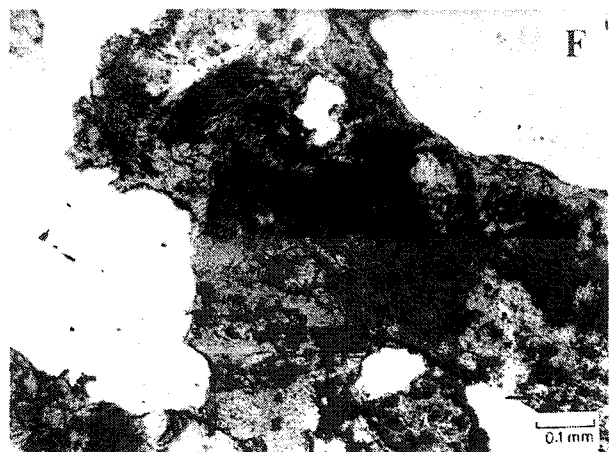
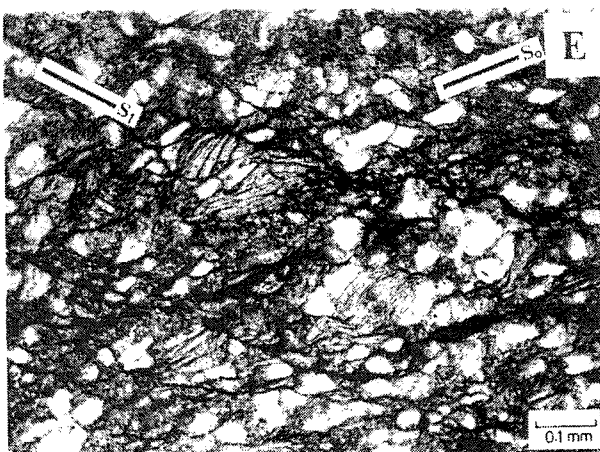
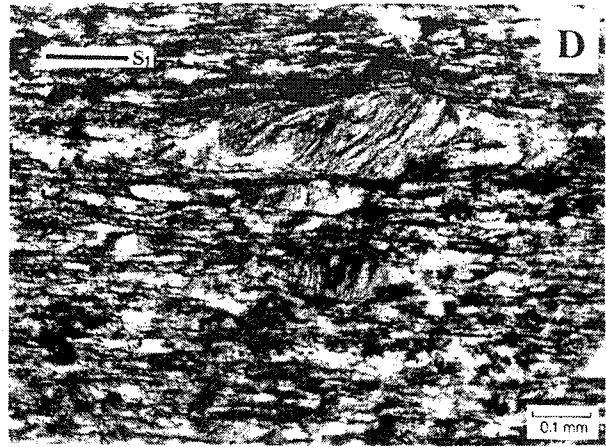
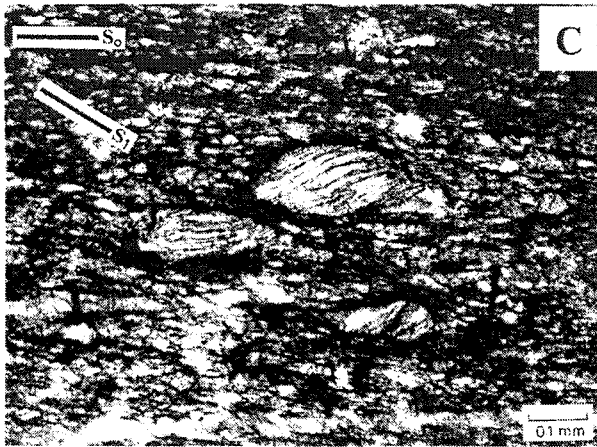
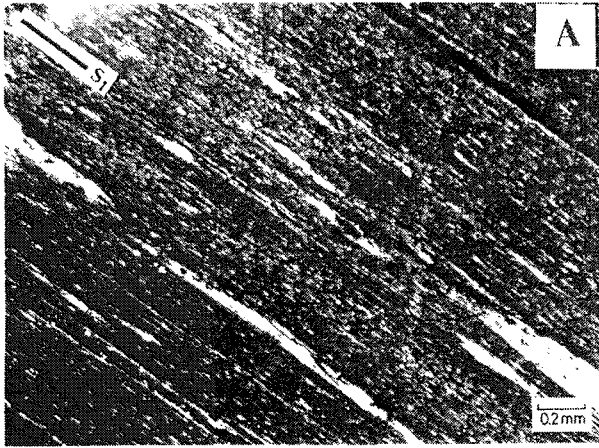
kallan/saçakları olarak bilinen bu tür dokusal özellikler de sleyt klivajının ileri evreleri için karakteristiktir (Kisch, 1991). İlksel sedimanter dokunun kaybolduğu arduvazlar dokusal açıdan Rus yazarlarca (Kossovskaya ve Shutov, 1958; 1963; 1970; Kisch, 1983 ve Frey, 1987'den) tanımlanan ve yaklaşık olarak prehnit-pumpellyit fasiyesine karşılık gelen "iğnemi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu"na (dokusal zon 4: Kisch, 1983; Frey, 1987) benzemektedir.

Arduvazlarda klorit bantlı mika (çoğunlukla muskovit) veya mika bantlı klorit şeklinde tanımlanabilen klorit-mika podlan (istifleri veya porfiroblastları) da yer al-

Şekil 3. a) Arduvazlarda sleyt klivajına paralel fillosilikat agregatları ve kuvars merceklerinin oluşturduğu aralıklı sleyt fabriği (KF-49, çift nikol-çn), b) Arduvazlarda çatlak dolgusu şeklindeki neoforme veya rekristalize kuvarslar ve serizit-kloritler arasındaki iğnemi doku (KF-49, çn), c) Arduvazlarda uzun eksenleri klorit-mikalann {001} düzlemlerine paralel ve düşük açılı baklava ve elipsoyidal podlar (KF-41, tek nikol-tn), d) Arduvazlarda uzun eksenleri klorit-mikalann {001} düzlemlerine dikey ve büyük açılı bükülmüş elipsoyidal ve baklava biçimli podlar (KF-38, tn), e) Ankimeta-silttaşlarında klorit-mika podları ve kuvarslar ile matriksteki serizit-kloritler arasındaki girift sınır ilişkisi (KF-50, tn), f) Klorit-biyotit-serizit şistlerinde ışınal ve birbirini kesen iğne biçimli götör demetleri (KF-36, tn).

Figure 3. a) Domianial slayt fabric formed by phyllosilicate aggregates parallel to slaty cleavage and quartz lenses in the ardoises (KF-49, crossed nicol-cn), b) Spiny-like texture between neoformed or recrystallized crack filling quartzs and serisite-chlorites in the ardoises (KF-49, en), c) Lozenge-shaped and elipsoidal pods which their longest dimension is parallel and low angle to {001} planes of chlorite-mica in the ardoises (KF-41, open nicol-on), d) Lozenge-shaped and bended elipsoidal pods which their longest dimension is normal and high angle to {001} planes of chlorite-mica in the ardoises (KF,38, on), e) Chlorite-mica pods in the anchimeta-siltstones and, suture boundary relation between quartzs and serisite-chlorites in the matrix (KF-50, on), f) Radial and intersectional acicular geothite bunches in the chlorite-biotite-serisite schists (KF-36, on).

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK



maktadır. Değişik bolluk ve biçimler sergileyen klorit-mika podlan devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki arduvaz ve meta-silttaşlarından daha yaygındır. Elipsoyidal veya baklava biçimindeki klorit-mika podlarının uçları aniden kütleşmekte (Şekil 3c) veya incelererek kapanmaktadır (Şekil 3d). Sleyt klivajı ile bölünüp bükülmeleri nedeniyle klorit-mika podlarının uzun eksenleri büyük ölçüde sleyt klivajına yaklaşık paralel veya düşük açıdır. Bununla birlikte podların uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikalann {001} düzlemleri ender olarak birbirine paralel (Şekil 3c), çoğunlukla da 45°'den büyük ve bazen dike yakındır (Şekil 3d). Birime ait 6 örnekteki toplam 93 adet klorit-mika podlarının uzun eksenleri ile {001} düzlemleri arasında ölçülen açılar 10-90° arasında değişmekte (ortalama 59°) olup, 70-90° arasında yoğunlaşmaktadır. Şiddetli klivaj zonlarını temsil ettiği vurgulanan dik veya dike yakın açılara sahip podların (Woodland, 1985), diğerlerine göre mika bakımından daha zengin olduğu saptanmıştır.

Arduvazlar içerisinde arakatlı şeklinde gözlenen ve arduvazlardaki gibi yaygın klorit-mika podları içeren meta-silttaşlarında podların ilksel tabakalanma ve klivaj düzlemleri ile ilişkisi daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 3e). Yaygın biçimde kuvars içeren bu kayaların bağlayıcı malzemesi çoğunlukla serizit, kısmen de kloritten oluşmaktadır. Tabii bileşenleri muskovit, biyotit, klorit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller oluşturmakta ve arduvazlarda olduğu gibi feldispat bulunmaktadır. Kuvarslar rekristalize ve detritik olup, matristeki serizit ve kloritlerle çok ince testere dişi şeklinde girift sınır ilişkisi de sunmaktadır (Şekil 3e). Bu tür dokusal ilişkiler "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matrisli zonu"na (dokusal zon 3: Kisch, 1983; Frey, 1987) benzerlik sunmaktadır. Zeolit fasiyesine karşılık gelen bu dokusal zon arduvazlardakine göre daha düşük metamorfizma derecelerini yansıtmaktadır. Bu farklılık metamorfizma derecesinden ziyade, dokusal evrimin litolojiye bağımlı olarak gelişmesinden kaynaklanmaktadır (Frey, 1987). Nitekim aynı seviyede yer alan arduvazlarda pürüzsüz sleyt klivajı, metaklastitlerde ise kaba sleyt klivajı bulunmaktadır.

Ayrıca devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki bindirme zonunda Morit-biyotit-serizit şist türü metamorfik kayalar da gelişmiştir. Bunlar başlıca kuvars, klorit, serizit, kloritleşmiş biyotit, muskovit, serizitleşmiş albitin yanı sıra apatit, zirkon, opak mineraller ve ışınal, demet veya birbirini kesen iğne biçimli götütler içermektedir (Şekil 3f).

Bakırtepe üyesi

Egemen litolojiyi oluşturan subarkoz ve arkoz türü (Folk, 1968) ankimeta-kumtaşları başlıca kuvars, feldispat (plajiyoklaz, mikroklin, çok az ortoklaz), muskovit,

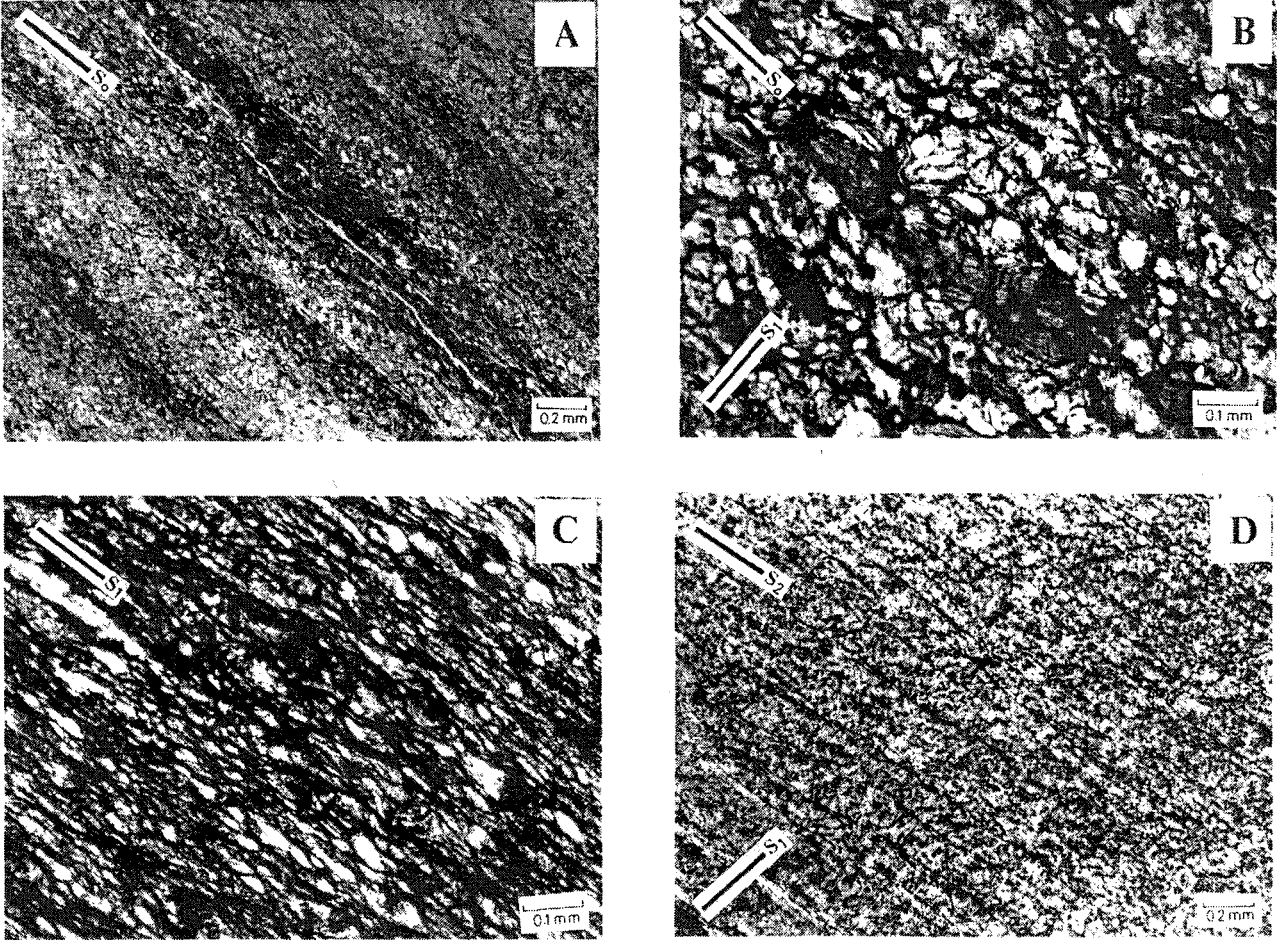
turmalin, zirkon, apatit, kayaç parçacıkları ve opak mineraller içermektedir. Bağlayıcı malzeme tümüyle serizitlerden oluşmaktadır. Matrisli oluşturan serizit egemen fillosilikat mineralini temsil etmekte iken, az miktarda detritik muskovitler de gözlenmektedir. Kınalar ve Düzce üyelerindekinden farklı olarak ankimeta-şeyl ve/veya arduvaz, meta-silttaşları ve meta-kumtaşları feldispat içermekte, buna karşın klorit-mika podları içermemektedir.

Altere kil matrisli zonu (Dokusal zon 2: Kisch, 1983; Frey, 1987) özelliğini taşıyan ankimeta-kumtaşlarıyla arakatlı "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matrisli zonu: dokusal zon 3" dokulu ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlar sleyt klivajından ziyade tabakalanma fabriği göstermeleri ile karakteristiktir. Mikrolaminalanma gibi ilksel sedimenter yapıların da gözlenebildiği bu kayalar yer yer ankimeta-silttaşlarıyla ardalanmalıdır (Şekil 4a). Burada açık renkli zonlar kuvars ve feldispatca zengin ankimeta-silttaşlarına, koyu renkli zonlar ise fillosilikatlarca zengin ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlara karşılık gelmektedir..

Düzce üyesi

Devrik senklinalin kuzeybatı kanadındaki ankimeta-şeyllerde başlıca kalsit, kuvars, serizit, klorit bulunmaktadır. Kuvarca zengin seviyeleri temsil eden ankimeta-epiklastik kayalar daha az kalsit ve daha çok kuvars içermesi dışında ankimeta-şeyller ile benzer mineralojik bileşime sahiptir. Bu kayalardaki kuvarslar detritik olduğu gibi, rekristalizasyon ve neomineralizasyon ürünü olarak da gözlenmektedir.

Bazı meta-şeyli örneklerinin bol miktarda klorit-mika podları içerdikleri saptanmıştır. Kanalar üyesindekinden farklı olarak, podlar çoğunlukla kloritlerden oluşmakta, yaprakların arasında ise mika yer almaktadır. Bununla birlikte, bindirme zonunda ve yakın kesimlerindeki iri taneli meta-klastitlerde podların mika içeriği artmaktadır. Yine Kınalar üyesindekinden farklı olarak klorit-mika podlarının uçları daha küt olup, uzun eksenleri ve {001} düzlemleri birbirlerine ve tabakalanmaya yaklaşık paraleldir (Şekil 4b). Ancak, bindirme zonlarında maksalama hareketleri ile gelişen deformasyon sonucu podlar uzamış elipsoyidal şekiller sunmaktadır (Şekil 4c). Bu zonlarda uzun eksenleri ile {001} düzlemleri paralele olan klorit-mika podlarının yanı sıra, değişik açılara sahip podlar da yer almaktadır. Uzun eksenleri ile {001} düzlemleri birbirine paralel olan podların klorit, yaklaşık birbirine dikey konumlu olmaları ise mika bakımından daha zengin oldukları saptanmıştır. Bindirme zonlarını temsil eden birer örnekte yapılan ölçümlere göre; podların uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikaların {001} düzlemleri arasındaki açı kuzeybatıdaki örnekte (KF-9: 10 ölçüm) 45-90 arasında değişmekte



Şekil 4. a) Ankimeta - silttaşı ile ankimeta-şeyl ve/veya arduvaz mikrolaminasyonlarının ardalanması ve tabakalarına fabriği (KF-60, tn), b) Ankimeta-silttaşlarında uzun eksenleri {001} düzlemlerine ve tabakalanmaya yaklaşık paralel klorit-mika podları (KF-87, tn), c) Bindirme zonundaki arduvazlarda uzun eksenleri ile {001} düzlemleri dike yakın uzanmış elipsoidal ldoorit-mika podları (KF-9, çn), d) Bindirme zonundaki karbonatlı arduvazlara ayrılmış buruşma klivajı dokusu (KF-3, to).

Figure 4. a) The bedding fabric and the alternation of anchimeta-siltstone and anchimeta-shale and/or state micro laminae (KF-60, on), b) Chlorite-micropods which their longest dimension are approximately parallel to {001} and bedding planes in the anchimeta-siltstone (KF-87, en), c) Elipsoidal chlorite - mica pods which their longest dimension are approximately vertical to {001}, d) The discrete crenulation cleavage texture of calcareous ardovaz in the thrust zone (KF-3, on).

(ortalama 70-80° arasında yoğunlaşmakta, buna karşın güneydoğudaki örnekte (KF-33: 66 ölçüm) 0-90° arasında değişmekte (ortalama 30°) ve 0-30° arasında zonu arasında kalması nedeniyle da ha fazla tektonik sıkışmaya uğradığına işaret etmektedir.

Düzce Köyü çevresindeki ankimeta-şeyllerle ardalanmalı ankimeta-silttaşı ve ankimeta-kumtaşları kuvars bakımından zengin olup, hemen hemen feldispat içermektedir. Ankimeta-kuvars-arenit olarak adlandırılan

bu kayaların hamuru tümüyle serizitlerden oluşmaktadır. Tali bileşenler ise muskovit, klorit, turmalin, zirkon, apatit ve opak minerallerdir. Muskovitler detritik kökenli olup, bazı ankimeta-kumtaşlarında (mikali kuvars-arenit) miktarı artmaktadır. Bu kayaçlarda detritik görünümün çok belirgin olmasıyla birlikte, kuvars taneleriyle matriksteki serizitler arasında girift sınır ilişkileri de gözlenmektedir. Dokusal zonlardan "altere kil matriks zonu"nun (dokusal zon 2: Kisch, 1983; Frey, 1987) ka-

rakteristiklerini yansıtan ankimeta-klastitler Kınalar üyesindekilere göre daha az metamorfik izler taşımaktadır. Bununla birlikte, kuzeydeki Çataldağ kireçtaşı bindirme zonuna yakın kesimde gözlenen karbonatlı arduvazlar ilksel sedimanter dokularını tümüyle kaybetmiş olup, dokusal zon 3 ve 4'ün özelliklerini taşımakta ve sleyt fabriğini temsil eden tipik buruşma klivajı dokusunu (Gray, 1977a, b) sergilemektedir (Şekil 4d).

Arakatki şeklinde gözlenen ankimeta-kireçtaşlarında mikrogranoblastik dokunun yanı sıra, fillosilikat mineralleri belirgin bir mikroyönlenme göstermektedir. Ankimeta-karbonat kayaçları bol miktarda fosilli olup, kuvars, muskovit ve volkanik kayaç parçacıklarından oluşan ekstraklastlar içermektedir. Folk (1968) sınıflamasına göre tümüyle sparitik dokulu (litobiyosparit, litoklastlı biyoprasit) olan ankimeta-kireçtaşlarında kısmen rekristalizasyon da gözlenmektedir.

Büyüktepe üyesi

Fosilli kristalize kireçtaşlarıyla temsil edilen karbonat kayaçları kalsitin yanı sıra kuvars, muskovit ve opak mineralleri gibi ekstraklastlar ile yer yer intraklast içermektedir. Litosparit ve litobiyosparit şeklinde adlandırılan kireçtaşlarında çok az mikrit ile eser miktarda zirkon da bulunmaktadır.

Kireçtaşları ile arakatlı kumtaşları (kuvars arenit) kuvars bakımından oldukça zengin olup, bazı örneklerde kalsit miktardan artmaktadır. Dokusal zon 2 özelliklerini taşıyan kumtaşlarının tali bileşenlerini muskovit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller oluşturmaktadır.

Gerek kireçtaşlarında, gerekse kumtaşlarında ve ender olarak gözlenen sevelerde (dokusal zon 2-3) yönlü doku ile kuvars ve kalsit rekristalizasyonları oldukça zayıf olup, alttaki birimlere göre daha düşük metamorfik dereceyi veya yüksek diyajenetik evreyi temsil etmektedir.

Organik petrografi

30 örnek üzerinde yapılan TOC incelemelerine göre, bunların organik karbon içeriğinin çok düşük (% TOC = 0.06-0.48) olduğu belirlenmiştir. % 15'den fazla TOC içeren 10 örnek üzerinde organik madde zenginleştirilmesi yapılmış ve parlatma kesitleri hazırlanmıştır. Ancak örneklerin büyük bir bölümünde organik maddenin (vitrit) önemli oranda oksitlenmiş olduğu görülmüş ve ölçümden kaçınılmıştır (A.İ. Karayigit, sözlü görüşme, H.Ü., 1996). Kınalar üyesine ait yalnızca bir örnekte (KF-39) ölçüme uygun organik madde belirlenmiş ve yansılama ölçülmüştür (% Rm = 4.18, 4.36, 4.27, ortalama % Rm = 4.27). Bu değerler meta-antrasit evresine (Teichmüller, 1987) karşılık gelmekte olup, metamorfik derece açısından örneğin içerdiği P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gibi indeks mineral birliğine uygundur.

X-ISINI MİNERALOGİSİ

Kangal formasyonuna ait örneklerin fillosilikat parajenezleri ve yüzde bollukları ile illit "kristalinite" ve b_0 değerleri Şekil 5'de topluca verilmiştir.

Kınalar üyesi

Tüm örnekler kuvars (% 15-55, ortalama % 30) ve fillosilikat (% 30-80, ortalama % 64) mineralleri içermektedir. Bazı örneklerde ise kalsite (% 5-50, ortalama % 6) de rastlanılmaktadır. Kloritoyid ise eser miktarda gözlenmiştir. Fillosilikat minerallerini bolluk sırasına göre illit/muskovit (% 15-70, ortalama % 43), klorit (% 0-65, ortalama % 28), P-M (% 5-15, ortalama % 11), paragonit (% 5-15, ortalama % 7), pirofillit (% 5-20, ortalama % 4) ve kaolinit/dikit (% 20-35, ortalama % 4) oluşturmaktadır. Bu minerallere çoğunlukla götüt eşlik etmektedir. Muskovit/illit, klorit, P-M ve paragonit tüm örneklerde bulunmaktadır (Şekil 5). Dikit çoğunlukla meta-silttaşlarma bağlıdır. Dikitin ve kloritin birlikte bulunduğu durumlarda 7 A ve 3.5-3.6 A yakınındaki piklerden itibaren bu mineraller kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 6). Pirofillit genellikle arduvazlarda, ender olarak meta-silttaşlarında gözlenmektedir. İndeks metamorfik mineral olan pirofillit aşağıdaki parajenezlere katılmaktadır:

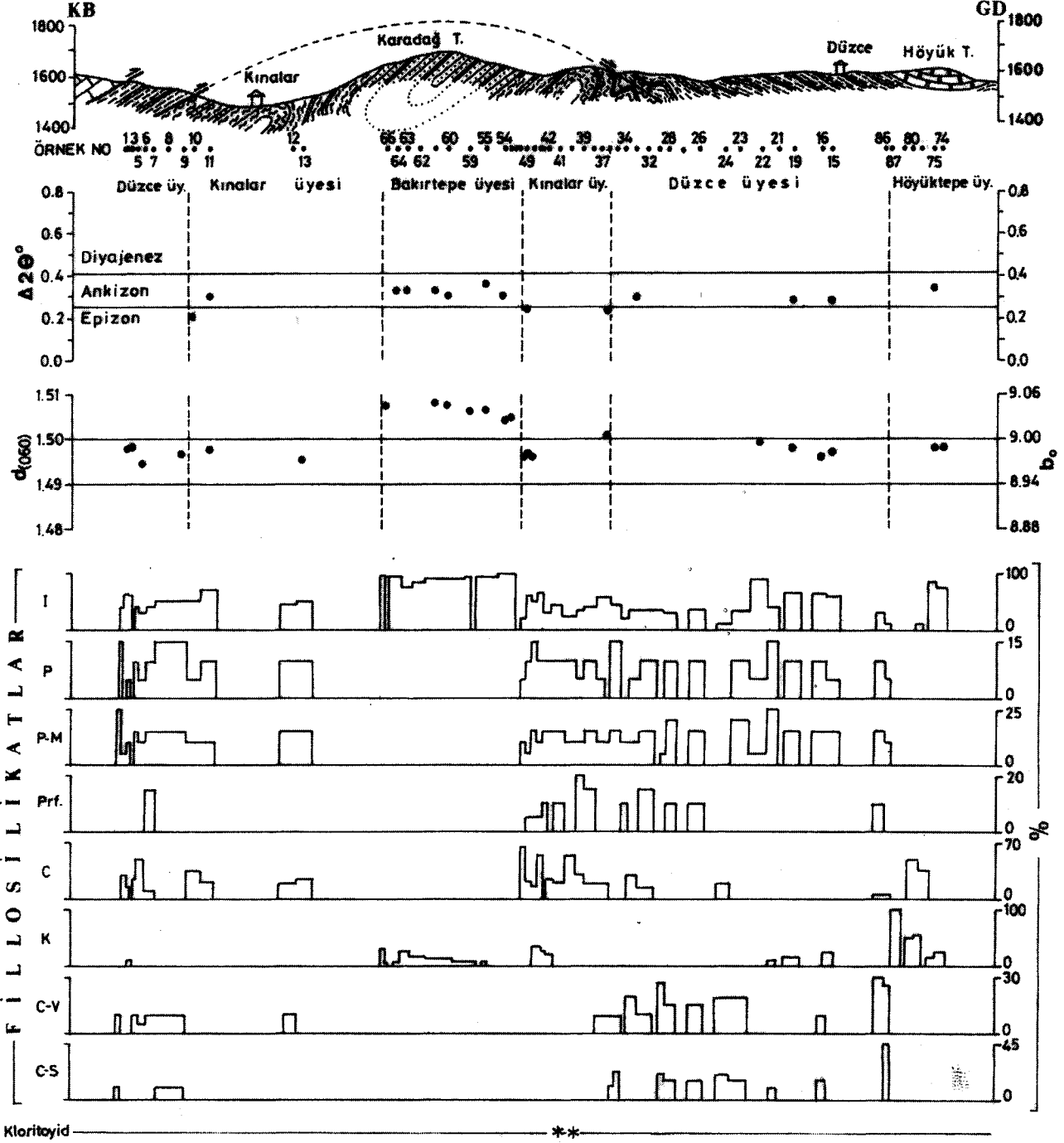
- Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+klorit+P-M+paragonit+kloritoyid
- Pirofillit-fillit/muskovit+klorit-dikit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+dikit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit+C-V+C-S

Yukarıdaki parajenezlerde görüldüğü gibi pirofillite hem kloritoyid gibi epimetamorfizmayı temsil eden mineraller, hem de ender de olsa C - S ve C - V gibi daha düşük metamorfik dereceyi temsil eden mineraller eşlik etmektedir. İki metasilttaş örneği hariç (KF - 43, KF-44) pirofillit ve dikit birlikte bulunmamaktadır (Şekil 6). C-V (% 10, ortalama % 2) arduvazları yanı sıra şist örneğinde de gözlenmiştir. C-S (% 10-20, ortalama % 1) ise yalnızca şist ve arduvazdan oluşan iki örnekte yer almaktadır. Karbonat içeren örneklerde P-M ve özellikle paragonit miktardan azalmaktadır. Kloritoyid pirofillitli parajenezin yanı sıra, illit/muskovit+klorit+kaolinit+P-M+paragonit parajenezine de katılmaktadır (Şekil 6).

5 örnek üzerinde ölçülen illit "kristalinite" verilerine (0.21-0.34, ortalama 0.27 A²⁰) göre, birim düşük epizon ve yüksek ankizo (A₂₀ = 0.335-0.42^o) bölgesinde yer almaktadır (Şekil 7). 11 örnekte elde edilen klorit "kristalinite" değerleri de (0.21-0.33, ortalama 0.27 A²⁹) illit "kristalinite" değerlerine benzerlik sunmaktadır.

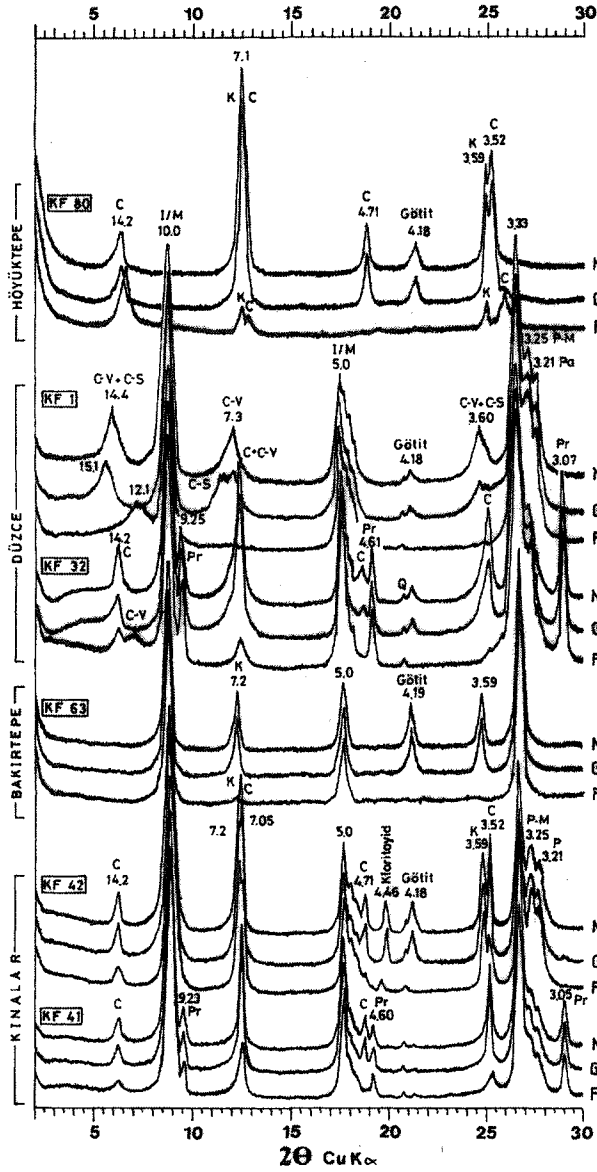
Birimdeki illit/muskovitleri b_0 değerleri 8.9724 ile 9.066 Å (ortalama 8.9838 Å) arasında değişmekte olup,

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK



Şekil 5. Enine jeolojik kesitte fillosilikat minerallerinin ve muskovit/illitlerin IC ile b_0 değerlerinin değişimi.

Figure 5. The variation of phyllosilicate minerals, and IC and b_0 values of muskovite/illites on the geological cross-section.



Şekil 6. Yaygın kil parajenezlerinin yönlenmiş X-ışını difraktogramları (C=Klorit, K=Kaolinit, I/M=Illit/Muskovit, Pr=Pyrofillit, C-V=Kaşık tabakalı klorit-vermikülit, C-S=Kaşık tabakalı klorit-smektit, Q=Kuvars, N=Nonnal, G=Glikollü, F=Fırınlı).

Figure 6. The oriented X-ray diffractograms of common clay paragenesis (C=Chlorite, K=Kaolinite, I/M=Illite/Muskovite, Pr=Pyrophyllite, C-V=Mixed layered chlorite-vermiculite, C-S=Mixed-layered chlorite-smectite, Q=Quartz, N=Air-dried, G=Glycolated, F=Heated).

düşük basınç fasiyes serisini (Sassi ve Scolari, 1974, Guidotti ve Sassi, 1986) karakterize etmektedir. Hunziker ve diğerleri (1986) tarafından verilen regresyon eşitliğine göre, illit/muskovitlerde ölçülen b_0 değerleri oktahedral (Fe+Mg) içeriğinin oldukça düşük (0.09-0.40, ortalama 0.19) olduğunu göstermektedir. Yaygın P-M ve paragonit içeren örneklerin dışında, % 5 P-M içeren illit/muskovitçe zengin bir örneğin (KF-49) düşük b_0 değerine sahip olması (8.9778 Å), illit/muskovitlerin Na içeriğinin yüksek olduğunu düşündürmektedir. Düşük b_0 değerleri illit/muskovitleri Na/(Na+K) oranının yüksek olmasından (Guidotti, 1984; Guidotti ve Sassi, 1986) ve örneklerin P-M ve paragonit içermesinden etkilenmiş gözükmemektedir.

Diğer taraftan, muskovitlerin b_0 (veya d_{060}) değerleri ile $I(002)/I(001)$ arasında pozitif bir ilişki gözlenmekte ise de (Şekil 8), bu ilişki Kınalar ve Düzce üyelerine kil fraksiyonunun paragonit ve P-M içermesinden, diğer bir ifade ile bu üyelerde düşük b_0 değerlerinin ölçülmesinden kaynaklanmaktadır.

Illit/muskovitler genellikle % 100 2M₁ politipine, yalnızca bir örneğin % 79 2M₁ içeriğine sahip olduğu gözlenmiştir. Diğer taraftan, kloritçe zengin iki örneğin lib politipini temsil ettikleri belirlenmiştir.

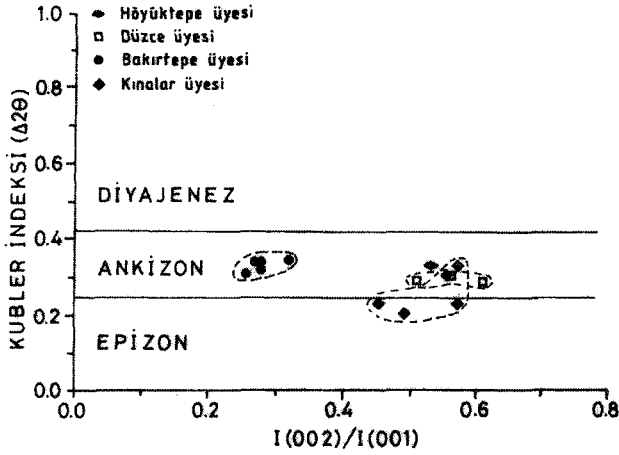
Illit/muskovitlerin normal ve glikollü çekimlerdeki pik şiddet oranları (Srodon, 1984) 1.00-1.10 (ortalama 1.03) arasında değişmekte olup, hemen hemen genişleyebilen tabaka (smektit) içermediklerini göstermektedir. Benzer şekilde illit "kristalinite"-pik şiddet oranına göre (Eberl ve Velde, 1989) de illit/muskovitler smektit bileşeni içermemektedir.

Bakırtepe üyesi

Birimdeki litolojilerde egemen parajenezi kuvars (% 15-100, ortalama % 48)+fillosilikat (% 10-100, ortalama % 42)+feldispat (% 5-30, ortalama % 10) oluşturmaktadır. Bu minerallere yer yer götit de eşlik etmektedir. Fillosilikat mineralleri sadece illit/muskovit (% 70-100, ortalama % 90)+kaolinit/dikit (% 0-30, ortalama % 10) ile temsil edilmektedir (Şekil 6). Birimde illit/muskovit+kaolinit parajenezi egemen olup, tümüyle illitten oluşan kil fraksiyonları da yer almaktadır.

Birime ait 6 adet arduvaz örneğinden itibaren ölçülen illit "kristalinite" değerleri 0.31-0.37 (ortalama 0.34 Å²⁰) arasında değişmekte ve orta ankizona karşılık gelmektedir (Şekil 7).

Illit/muskovitlerin b_0 değerleri (9.0258-9.048 Å, ortalama 9.039 Å) orta-yüksek basınç fasiyesini temsil etmekle birlikte, bu durum illit/muskovitlerin seladonit içeriğinin b_0 değerini artırması (Sassi ve Scolari, 1974, Guidotti, 1984; Guidotti ve Sassi, 1986) ve kısmen de



Şekil 7. Muskovit/illitlerde Kübler İndeksi- $I_{(002)}/I_{(001)}$ oranlarının konumları

Figure 7. The positions of Kübler index- $I_{(002)}/I_{(001)}$ ratios in the illite/muscovites.

detritik muskovitler ile ilişkili gözükmektedir. İllit/muskovitlerin b_0 değerlerine göre oktahedral Mg+Fe içerikleri (0.53-0.71, ortalama 0.63) Kınalar üyesine göre daha yüksek değerler sunması da bu görüşü destekler niteliktedir.

İllit/muskovitler $2M_1+1M_d$ politipine ve % 66-83 (ortalama % 75) $2M_i$ oranlarına sahiptir. Ayrıca, illit/muskovitlerin normal ve glikollü çekimlerdeki pik şiddet oranları (1.00-1.17, ortalama 1.08) ve illit "kristalinite"-pik şiddet oranları yaklaşık % 1'e kadar genişleyebilen tabaka içerdiklerini göstermektedir.

Düzce üyesi

Ankimeta-şeyllerde kuvars ve fillosilikat, bazı ankimeta-silttaşı ve ankimeta-kumtaşlarında ise kuvars ve fillosilikatların yanı sıra kalsit de bulunmaktadır. Ankimeta-kireçtaşlarının ana bileşenini kalsit (% 50-90, ortalama % 80), diğer bileşenlerini kuvars (% 10-25) ve fillosilikatlar (% 0-25) oluşturmaktadır. M-P ve paragonit ise tüm örneklerde gözlenmektedir (Şekil 5 ve 6). Diğer kil boyu bileşenleri çoğunlukla litolojiye bağımlı olup, ankimeta-şeyllerde muksovite/illit ve pirofillit, ankimeta-kumtaşı ve ankimeta-silttaşlarında klorit ve dikit miktarı artmaktadır. C-V ve C-S minerallerinin toplam bolluğu ise % 5-45 arasında değişmektedir. Götite hemen her örnekte değişik miktarlarda gözlenmektedir. Kınalar üyesinden farklı olarak, pirofillitli örneklerin tümünde aratabakalı mineraller bulunmaktadır:

-Pirofillit+illit/muskovit+klorit+P-M+paragonit+C-V

-Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit+C-V+C-S

Ankimeta-şeyl ve ankimeta-silttaşı ile temsil olunan

3 örnekte ölçülen illit "kristalinite" değerleri 0.29-0.31 (ortalama 0.30 $A^\circ 2\theta$) aralığına sahiptir. Bu değerler yüksek dereceli ankizonu işaret etmektedir (Şekil 7). 3 örnekte ölçülen klorit "kristalinite" değerleri (0.26, 0.27 ve 0.33, ortalama 0.29 $A^\circ 2\theta$) illit "kristalinite" değerlerine benzerlik sunmaktadır.

Birimdeki illit/muskovitlerin düşük basınç fasiyesini karakterize eden b_0 değerlerine (8.967-8.9952, ortalama 8.9837 \AA) göre oktahedral Mg+Fe içerikleri 0.04-0.28 (ortalama 0.18) belirlenmiş olup, Kınalar üyesine benzer, Bakırtepe üyesinden ise düşüktür.

Politip incelemelerine göre $2M_1+1M_d$ politipindeki illit/muskovitler, % 66-96 (ortalama % 84) arasında değişen $2M_i$ oranlarına sahiptir. Kloritler ise lib politipindedir.

İllit/muskovitlerin pik şiddet oranları 1.00-1.14 (ortalama 1.07) ve illit "kristalinite"-pik şiddet oranlarına göre Bakırtepe üyesine benzer şekilde yaklaşık % 1'e kadar genişleyebilen tabaka içermektedirler.

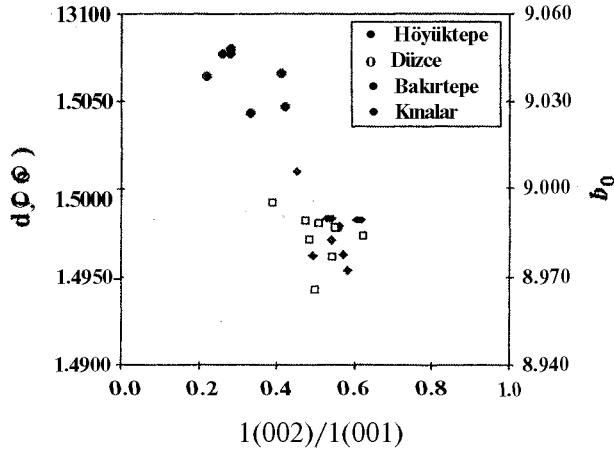
Höyüktepe üyesi

Birime ait karbonat ve epiklastik kayalar kalsit, kuvars, fillosilikat ve götite içermektedir. Epiklastik kayalarda illit ve/veya klorit+dikit (Şekil 6), karbonat kayalarında ise sadece dikit bulunmaktadır. Birimdeki bir şeyi örneğinde ölçülen illit "kristalinite" değerinin (0.34, $A^\circ 2\theta$) ankizonu işaret etmesi (Şekil 7), detritik muskovitin bulunması ile ilişkilidir. İki örnekte ölçülen illit/muskovitlerin b_0 değeri 8.9892 \AA olup, düşük basınç fasiyesini temsil etmektedir. b_0 değerine göre illit/muskovitlerin oktahedral Mg+Fe değerleri 0.23 olmaktadır. Kil fraksiyonu saf kaolinitten oluşan bir örnekteki (KF-82) politipi incelemesi bunun dikit olduğunu göstermiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Litoloji, yaş ve metamorfizma derecesi bakımından Bolcardağı Birliği'ni temsil ettiği ortaya konulan inceleme alanındaki Paleozoik yaşlı birimler, üstten alta doğru gömülme ve bindirmenin sonucu dokusal ve mineralojik açıdan progresif çok düşük dereceli metamorfizma özelliği yansıtmaktadır.

Kınalar üyesi arduvazları dokusal zon 4 özelliğine ve tümüyle pürüzsüz klivaja sahip olup, yüksek dereceli ankizon ve düşük dereceli epizonu yansıtmaktadır. Meta-silttaşları (dokusal zon 3) ise kaba sleyt klivajına sahiptir. Bakırtepe üyesi ankimeta-kumtaşları (dokusal zon 2) ankimeta-şeyl ve/veya arduvazları (dokusal zon 3) sleyt klivajından ziyade tabakalanma fabriği göstermektedir. Düzce üyesi ankimeta-kumtaşları (dokusal zon 2) Kınalar üyesindekilere göre daha az metamorfik izler taşımakta, ancak bindirme zonuna yakın kesimlerdeki karbonatlı arduvazlar (dokusal zon 3 ve 4) yer yer buruşma klivajı dokusu göstermektedir. Höyüktepe üyesi



Şekil 8. Illit/muskovitlerin $d_{(060331)}$ veya b_0 değerleri ile $1(002)/1(001)$ oranı¹ arasındaki ilişki.

Figure 8. The relationships between d_{060331} or b_0 values and $1(002)/1(001)$ of illite/muscovite.

si kum taşları (dokusal zon 2), şeyi (dokusal zon 2-3) ve fosilli kristalize kireçtaşlarında yönlü doku ve rekristalizasyon oldukça zayıf gelişmiş olup, alttaki birimlere göre daha düşük diyajenetik/metamorfik evreyi temsil etmektedirler. Bu gözlemler dokusal zonların derecesinin esas olarak litoloji ile denentlendiğini ortaya koymaktadır. Aynı metamorfizma derecesine sahip killi kayalar, epiklastiklere göre daha ileri dokusal zonlara sahip olabilmektedir. Aynı litolojiler esas alındığında ise, alttan üste doğru dokusal zonların derecesinin azaldığı gözlenmiştir.

Bakırtepe ve Höyüktepe üyesinin aksine, Kınalar ve Düzce üyesine ait arduvaz/meta-şeyl ve meta-silttaşları yer yer olarak klorit-mika podları gözlenmektedir. Aynı formasyona uğrayan benzer litolojilerdeki bu dokusal farklılık ilksel malzemenin bileşimi ile ilişkili gözlenmektedir.

Klorit-mika podlarının oluşumu ile ilgili olarak farklı görüşler bulunmaktadır. Bunlar detritik (Beutner, 1978), otijenik/neoformasyon (Hoepfener, 1956; Pye ve Krinsley, 1983), detritik biyotitin klorit ve illite alterasyonu (White ve diğerleri, 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Pique ve Wybrecht, 1987; Miladovski ve Zalasiewicz, 1991), tektonizmadan önce kil minerallerinin (smektit) klorit ve illit tarafından mimetik oratılması (Craig ve diğerleri, 1982; Woodland, 1982; 1985), detritik mikalardaki bazal laminalarda deformasyon etkisiyle kloritin büyümesi (Voli, 1960; Roy, 1978; Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn, 1984) ve tümüyle metamorfizma sırasındaki deformasyon ile oluşumu (Attlewell ve Taylor, 1969; Weber, 1981) biçiminde çeşitli köken ve mekanizmaları içermektedir. Metaklastitlerde gözlenen

podların deformasyondan ileri derecede etkilenmiş olmaları, podların kaynak malzemesini oluşturan detritik fillosilikatların sleyt slivajından önce de ortamda bulduklarına, diğer bir ifadeyle deformasyon ve/veya metamorfizma sırasında elipsoidal veya baklava biçimlerini aldıklarına işaret etmektedir. Bazı podlarda kloritleşmiş biyotitlerin varlığı da bunların detritik biyotitlerden itibaren geliştiğini göstermektedir. Ayrıca, klorit-mika podlarındaki klorit ve mikaların {001} düzlemlerinin tabakalanmaya yaklaşık paralel konumda olması da bunu destekler niteliktedir.

Klorit-mika podlarının uzun eksenleri Kınalar üyesinde klivaj, Düzce üyesinde ise tabakalanma düzlemlerine yaklaşık paralel olması, Kınalar üyesinin bindirme tektoniğinden daha fazla etkilendiğini göstermektedir. Klorit-mika podlarının uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikaların {001} düzlemleri Kınalar üyesinde büyük bir bazen dike yakın açılar yapmakta iken, Düzce üyesinde genellikle birbirine paralel, ancak şiddetli klivaj gelişmesine neden olan bindirme zonlarında hem paralel hem de birbirine dik açılar sergilemektedir. Sedimenter gömülmeyle ilişkili Doğu Toros Otoktonu'ndaki çok düşük dereceli metaklastitlerde uzun eksenleri ve {001} düzlemleri birbiriyle değişik açılar sunan podların bindirme tektoniği ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

İnceleme alanındaki kayalar başlıca kuvars, fillosilikat, kalsit ve feldispat içermektedir. Kınalar ve Düzce üyesi fillosilikat, Bakırtepe üyesi kuvars, Höyüktepe üyesi ise kalsitçe daha zengindir. Bakırtepe-üyesi hem kalsit içermemesi hem de feldispat içermesi ile diğer birimlerden ayrılmaktadır. Kil boyu bileşenler illit/muskovit, klorit, P-M, paragonit, pirofillit, kaolinit (dikit), C,V, C-S, kloritoyid ve götitten oluşmaktadır. Kloritoyid yalnızca Kınalar üyesinde bulunmaktadır. Bakırtepe üyesi yalnızca illit/muskovit ve dikit, Höyüktepe üyesi ise bu minerale ek olarak klorit içermektedir. P-M, paragonit, pirofillit gibi indeks mineraller Kınalar ve Düzce üyesinde gözlenmekte, Bakırtepe ve Höyüktepe üyelerinde ise bulunmamaktadır. Bu durum olasılıkla birimlerin köken malzemesinin farklılığından veya gözenek suyunun Na içeriğinin düşük olmasından (Yang ve Hesse, 1991) kaynaklanmaktadır. P-M ve paragonit içeren birimlerde klorit-mika podlarının bulunması bu minerallerin podlardan kaynaklandığını düşündürmektedir. Klorit-mika podlarındaki mikaların paragonitik karakterde olduğu bazı araştırmacılarca da belirlenmiştir (Warr ve diğerleri, 1991). Klorit-mika podlarındaki mikaların fenjitik, matriksin ise paragonitik bileşime sahip olduğu görüşü ise daha yaygındır (Craig ve diğerleri, 1982; Dimberline, 1986; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991; Li ve diğerleri, 1994).

İllit/muskovitlerin b_0 değerleri basınç koşullarından

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK

ziyade, illit/muskovitlerin bileşimsel farklılığı (seladonitik ve paragonitik), detritik ve P-M ve paragonit gibi farklı mikalarla birlikte bulunması ile ilişkili gözükmektedir. P-M ve paragonit içermeyen Bakırtepe üyesindeki mikalar (seladonitik muskovit) yüksek b_0 , buna karşın bu mineralleri içeren diğer birimlerde düşük değerler söz konusudur. Bu farklılık illit "kristalinite" ve $I(001)/I(002)$ diyagramında da göze çarpmaktadır. İllit/muskovitler Kınalar üyesinde tümüyle $2M_1$, Bakırtepe ve Düzce üyesinde ise $2M_j+1M_d$ karışımından oluşmaktadır. Kınalar ve Düzce üyelerinde incelenen kloritler ise tümüyle lib politipli ile temsil olunmaktadır.

İndeks minerallerden P-M aratabakalısının I/S→ Rekorit → P-m Paragonit+Muskovit dönüşümünde ara evreyi temsil eden yan-kararlı bir faz olduğu ileri sürülmüştür (Frey, 1969, 1970). P-M, paragonit ve pirofillit gibi tipik olarak ankizon ve/veya düşük dereceli epizonu temsil etmekte (Frey, 1987), ancak ender olarak ileri diyajenez evresinde gözlemlendiği de belirtilmektedir (Weaver ve Broekstra, 1984; Merriman ve Roberts, 1985).

Ankizon ve düşük dereceli epizonu temsil eden (Frey, 1987) pirofillitin dikit (Clauer ve Lucas, 1970) veya kaolinitten (Frey, 1970, 1978, Franceschelli ve diğ., 1986) itibaren Kaolinit+2Kuars → Pirofillit+H₂O reaksiyonu ile oluştuğu görüşü egemendir. Ayrıca, 2Muskovit+6Kuars+2H⁺ → 3Pirofillit+2K+ iyonik reaksiyonu ile de pirofillitin oluşumunun mümkün olduğu belirtilmektedir (Chennaur ve Dunoyer de Segonzac, 1967; Frey, 1978). Ancak pirofillit içeren örneklerde halen dikitin gözlenmesi, bu dönüşümün kaolinit/dikit+pirofillit biçiminde bir arafazdan geçerek gerçekleştiğini düşündürmektedir. Frey (1987) ise, kaolinit/dikit+pirofillit beraberliğini kaolinitin yan-kararlı olarak varlığını sürdürmesi veya aynı fazın retrograd gelişimi şeklinde yorumlamıştır.

Epizonu temsil eden (Frey, 1987) kloritoyid, Pirofillit+Klorit → Kloritoyid+Kuars+H₂O reaksiyonu boyunca gelişebilmektedir (Frey ve Wieland, 1975, Frey, 1987). Kloritoyidli örneklerde pirofillitin eser veya hiç bulunmaması pirofillitlerin kloritoyid oluşumuyla tüketildiğini göstermektedir.

C-V ve C-S türü karışık tabakalı kil minerallerinin Kınalar üyesinden ziyade Düzce üyesinde istatistiksel olarak daha yaygın olmaları bunların degradasyon mekanizmasından (Millot, 1970) ziyade, gömülme diyajenezi/metamorfizmasıyla smektitin klorite doğru progressif evrimindeki ara evreyi (Hoffman ve Hower, 1979; Chang ve diğerleri, 1986) temsil ettiklerini göstermektedir.

İnceleme alanında allokton konumlu olarak yer alan birimde P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gibi

indeks minerallerin bulunması, buna karşın Toros kuşağındaki aynı ve hatta daha yaşlı otokton birimlerde gözlenmemesi (Çelik ve diğerleri, 1991; Bozkaya, 1995) bu minerallerin Toros kuşağında yüzeyleyen otokton ve allokton birimlerin birbirinden ayırt edilmesinde ölçüt olabileceğini düşündürmektedir.

Yukarıda belirlenen dokusal ve mineralojik ve/veya parajenetik ilişkiler inceleme alanındaki kayaçların önce gömülme ile P-T-t yönünün tersi, daha sonra gelişen bindirme tektoniği ile P-T-t yönünde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Orojenik kuşaklan ve/veya çarpışma zonlarını temsil eden bu tür metamorfizma, çarpışma ve tektonik gömülmenin neden olduğu kabuk kalınlaşması sonucu oluşmaktadır (England ve Thompson, 1984; Robinson, 1987). İnceleme alanı ve yakın çevresindeki ana bindirmeler gözönüne alındığında metamorfizma yaşının Üst Kretase ve daha genç olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca, Neojen'de Arap ve Avrasya levhalarının kıtasal çarpışması (Şengör ve Yılmaz, 1981) sırasında da yeni bir tektonik deformasyona uğramış olmalıdır. Ancak, inceleme alanındaki bu deformasyonların önem sırası tam olarak bilinmemektedir.

Dokusal-yapısal ve mineralojik açıdan Alplerin belirli kesimlerine benzerlik sunan Toros kuşağında yer alan inceleme alanında Alplerdeki gibi diyajenetikten amfibolit fasiyesine kadar geçiş (Frey, 1970; 1978, 1986) belirlenmemiştir. Bunun nedeni birimin olasılıkla daha yüksek dereceli metamorfizmayı temsil eden alt seviyelerinin yüzeylenmemiş olmasından kaynaklanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, C.Ü. Araştırma Fonu çerçevesinde DPT tarafından desteklenen temel araştırma projesinin bir kesimini kapsamaktadır. Arazi ve laboratuvar çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Arş. Gör. Gülşen Gümüşişer ve stajyer öğrenci Didem Özkan ile Kimya Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Ünit Şengül'e, organik petrografik incelemelerine olanak sağlayan Dr. Ali İhsan Karayigit'e (H.Ü.), ayrıca yapısal unsurların yorumlanmasındaki katkıları için Dr. Haluk Temiz'e teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Attlewell, P., ve Taylor, R.K., 1969. A microtextural interpretation of a Welsh slate. *International Journal of Mechanics and Mining Sciences*, 6,423-438.
- Bailey, S.W., 1980. Structures of layer silicates. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, eds. Brindley, G.W. and Brown, G., Min. Soc. London, 2-213.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36,193-213.
- Baykal, F., 1966. 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas Paftası. MTA Yayını.
- Beutner, E.C., 1978. Slaty cleavage and related strain in Mar-

- tinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. Amer. Journ. of Sci. 278, 1-23.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sanz-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst. 334 s (yayınlanmamış).
- Bozkaya, ö. ve Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin jeolojisi. TPJD Bülte, Ozan Sungurlu özel Sayısı, 4/1, 59-80.
- Bozkaya, ö. ve Yalçın, H., 1996a. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 49,1-22.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1996b. Doğu Toros otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sanz-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi. C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri (baskıda).
- Boztuğ, D., Larson, L.T., Yılmaz, S., Uçurum, A. ve öztürk, A., 1994. Alacahan yöresi (GD Sivas) lisfenitlerinin jeolojik konumu,"mineralojisi ve değerli metal içeriği. Ç.Ü. Müh.-Mim. Fak., 15. Yıl Semp., 4-7 Nisan, Special Issue, 123-138.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays: in Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 411-438.
- Chang, H.K., Mackenzie, F.T. ve Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between die diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays and Clay Minerals, 34, 407-423.
- Chennaux, G. ve Dunoyer de Segonzac, G., 1967. Etude pétrographique de la pyrophyllite du Silurien et du Dévonien au Sallara, répartition et origine. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 20, 195-210.
- Clauer, N. ve Lucas, J., 1970. Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steige-Vosges septentrionales. Bull. Groupe Fr. Argues, 22, 223-235.
- Craig, J. ve Fitches, W.R., ve Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. Geological Magazine, 119, 243-256.
- Çelik, M., Karakaya, N. ve Turan, A., 1991. Erken Paleozoyik yaşlı killerin mineraloji ve metamorfizma özellikleri: Konya Güney ve Güneybatısı. V. Ulusal Kil Sempozyumu, A.Ü., Eskişehir, Bildiriler Kitabı (Ed: M. Zor), 62-73.
- Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geological Magazine, 123,299-306.
- Eberl, D.D. ve Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. Clay Minerals, 24, 571-577.
- England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism; 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology, 25, 894-928.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 3,147-153.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemp-hill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Franceschelli, M., Leoni, L., Memi, I. ve Puxeddu, M., 1986. Regional distributions of Alsilicates and metamorphic zonation of the low-grade "Verrucano" metasediments from the northern Apennines (Italy). J. Metamorphic Geol., 4, 309-332.
- Frey, M., 1969. A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. Cont Min. Petr., 24, 63-65.
- Frey, M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15,261-279.
- Frey, M., 1978. Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. Journal of Petrology, 19, 95-135.
- Frey, M., 1986. Very low-grade metamorphism of the Alp-An introduction. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66,13-27.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Frey, M. Saunders, J. ve Schwander, H., 1988. The mineralogy and metamorphic geology of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. J. Geol. Soc. London, 145, 563-575.
- Frey, M., Wieland, B., 1975. Chloritoid in autochthon-paraautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt, 55, 407-418.
- Gray, D.R., 1977a. Some parameters which affect die morphology of crenulation cleavages. Journal of Geology, 85, 763-780.
- Gray, D.R., 1977b. Morphologic classification of crenulation cleavage. Journal of Geology, 85, 229-235.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In Micas, ed. Bailey, S.W., Reviews in Mineralogy 13, Mineralogical Society of America, 357-467.
- Guidotti, C.V. ve Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite & Q data from low-grade metapelites. Neues Jb. Miner. Abh. 153, 363-380.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas ili) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi, istanbul Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 183 s (yayınlanmamış).
- Hoepfener, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geologische Rundschau. 45,247-283.
- Hoffman, J. ve Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In Aspects of Diagenesis, ed. Scholle, P.A. and Schluger, P.R., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 26, 55-79.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehming, W., Hochstrasser, K., Roggyler, P. ve Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. Contrib. Mineral. Petrol, 92, 157-180.

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK

- inan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 1-15.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).
- Kish, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Koptagel, O. ve Gökçe, A., 1991. Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) yöresinde Divriği ofiyolüü karışığının ana bileşenleri ve kromit yataklarının jeolojisi. *C.Ü. Yerbilimleri*, 8, 101-117.
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1958. Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions. *Eclogae Geol. Hevl.*, 51, 656-666.
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1963. Facies of regional epigenesis and metagenesis (in Russian). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* 1963(7), 3-18 (transl. in *Int. Geol. Rev.*, 7(1965), 1157-1167).
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Krumm, H., 1984. Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge-ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. *Geol. Rdsch.* 73, 223-257.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In *Thermométrie et barométrie géologiques*, ed. M. Lagache, Soc. Franc. Minér. Crist., Paris, 489-596.
- Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B. ve van der Pluijm, B.A., 1994. TEM and AEM constraints on the origin and significance of chlorite-mica stacks in slates: an example from Central Wales, U.K. *Journ. Struct. Geol.*, 16, 8, 1139-1157.
- Maxwell, D.T. ve Howver, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.* 52, 843-857.
- Merriman, R.J. ve Roberts, B., 1985. A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineral. Mag.* 49(3), 305-319.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*, (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429pp.
- Milodowski, A.E. ve Zalasiewicz, J.A., 1991. The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, UK. *Geological Magazine*, 128, 263-278.
- Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rock from Norway. *Norges Jb. Mineral. Abb.*, 154, 271-287.
- özgül, N., 1976. Toroslann bazı temel jeolojik özellikleri. *T.J.K. Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Piqué, A. ve Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.*, 110, 665-682.
- Pye, K. ve Krinsley, D.H., 1983. Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nutare*, 304, 618-620.
- Robinson, D., 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15, 866-869.
- Roy, A.B., 1978. Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1775-1785.
- Sayar, C. ve Gültekin, A.S., 1993. Kangal (Sivas) çevresi yeşilist fasiyesinde Devoniyen-Karbonifer Brakiyopodlan. 46. T.J.K. Bildiri Özleri, s. 136.
- Sayar, C., Gültekin, A.S., 1995. The stratigraphy, age and faunal community of Kangal formation (greenschist), Sivas, Turkey. *Second International Turkish Geology Workshop*, September 6-8, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, p. 99.
- Sassi, F.P. ve Scolari, A., 1974. The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib Miner Petrol* 45, 143-152.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 114-161.
- Tunç, M., özçelik, O., Tutkun, Z. ve Gökçe, A., 1991. Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. *Doğa-Türk Müh. Çevre Bil. Dergisi*, 15, 225-245.
- Uçurum, A. ve Yalçın, H., 1993. The geology and geochemistry of the northern Hasaңçelebi volcanics (Northwest Malatya-Turkey). *Seventh Meeting of European Union of Geosciences (EUG VII)*, Strasbourg, 4-8 April, Terra, Abstracts, p. 585-586.
- Van der Pluijm, B. ve Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *Journal of Structural Geology*, 6, 399-407.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Warr, L.N., Primmer, T.J. ve Robinson, D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 751-764.
- Warr, L.N. ve Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, 12, 141-152.

- Weaver, C.E. ve Broekstra, B.R., 1984. Illite-mica. In Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians, eds. Weaver, C.E. et al., Developments in Petrology 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.
- Weber, K., 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. Tectonophysics, 78, 291-306.
- White, S.H., Huggett, J.M. ve Shaw, H.E., 1985. Electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. Mineralogical Magazine, 49, 413-423.
- Woodland, B.G., 1982. Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, eastern Pennsylvania. Tectonophysics, 82, 89-124.
- Woodland, B.G., 1985. Relationship of concretions and chlorite-muscovite porphyroblasts to the development of domainal cleavage in low-grade metamorphic deformed rocks from north-central Wales, Great Britain. Journal of Structural Geology, 7, 205-215.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, O., 1995b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) görsel palygorskiüerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. M. Şener, F. öner, E. Koşun), 105-116.
- Yang, C. ve Hesse, R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External domain of southern Canadian Appalachians. Clay Minerals, 216, 211-231.
- Yılmaz, A., 1994. Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas havzası, Türkiye. Türkiye 10. Petrol Kongresi, s. 21-33.

Makalenin geliş tarihi: 2.10.1996

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 10.05.1997

Received October 2, 1996

Accepted May 10, 1997



Çay (Afyon) güneybatısında Sultandağları Masifi'nin mesoskopik tektonik özellikleri ve jeoloji evrimi

The mesoscopic tectonic characteristics and geological evolution of the Sultandağları Massif in the southwest of Çay (Afyon-Turkey)

M. Tahir NALBANTÇILAR

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42050, Konya

Öz

Sultandağları Masifi'nin kuzeybatı kesiminde yer alan inceleme alanında otokton, allokton ve neotokton konumlu birimler gözlenmiştir. Otokton birimler, volkanosedimanter özellikli İfrakambriyen yaşlı Gökoluk formasyonu ile bunu açılı uyumsuz olarak üstleyen ve siğ denizel karbonatlardan oluşan Üst Jura yaşlı Sarıtaş formasyonudur. Bu formasyonları Mesozoyik yaşlı Kocakızıl doleritine ait dayklar kesmektedir. Alt?-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe kireçtaşı ile uyumlu olan Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu tektonik dokanakla otokton birimler üzerine gelir. Bu birimleri yine allokton olarak Mesozoyik yaşlı Hoyran ofiyoliti ve Hacılabaz kireçtaşı olistoliti örter. Bu istif üzerine Pliyosen yaşlı Yankkaya formasyonu ile Kuvaterner yaşlı alüviyal çökeller açılı diskordansla gelir. Bölgesel diskordanslar yörede; Assintik, Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenezlerinin etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Assintik hareketlerle bir yay (magmatik/ada) gelişimi ile deforme olmuş Gökoluk formasyonu ve Alt Paleozoyik istif, Kaledoniyen ve Hersiniyen dağoluşum hareketlerinin etkisinde kalmıştır. Buna bağlı olarak en az üç evreli kıvrımlanmaya (F_1 , F_2 , F_3) ve epimetamorfizmaya uğrayarak üstelenmiş kıvrım geometrileri kazanmıştır. Üçüncü deformasyon fazı (F_3) kink bandı, buruşma klivajları ve zig zag kavramlar oluştururken, ikinci evrede gelişen çizgisellikleri bükmüş ve deforme etmiştir. Alpin hareketler Triyas'ta riftleşme, Senoniyen'de ise nap ve bindirmeleri geliştirmiştir. Son olarak Miyosen'deki tansiyonel neotektonik dönemde oluşmuş kesişen (conjugate) blok faylanmalar, Sultandağları'na bugünkü KB-GD ile kuzey kesiminde ise KKD-GGB uzanımlı bir horst görünümü kazandırmıştır.

Anahtar Sözcükler: İfrakambriyen, Jeoloji evrimi, Kesişen faylar, Üstelenmiş kıvrım, Sultandağları, Afyon.

Abstract

The study area is located in the northwestern part of Sultandağları Massif comprising autochthonous, allochthonous and neoautochthonous units. Autochthonous units is composed of volcanic sedimentary Gökoluk formation of Infracambrian age and Upper Jurassic Santas formation containing the carbonate rocks of shallow sea and overlying the former with an angular unconformity. The dykes of Mesozoic Kocakızıl dolerite cut these formations. The Upper Cambrian-Lower Ordovician Sultandede formation in conformity with Lower(?) - Middle Cambrian aged Çaltepe limestone, overlies tectonically the autochthonous units. These units are also overlain by the Mesozoic aged Hoyran ophiolite and Hacılabaz limestone olistolite. All of these sequences is covered by the Pliocene Yankkaya formation and the Quaternary alluvial deposits. The regional discordances point that Assyntic, Caledonian, Hercynian and Alpine orogenies were effective in the area. Gökoluk formation deformed by Assyntic movements and Lower Paleozoic aged sequence were effected from Hercynian and Caledonian orogenic movements. As a result of these movements, the units gained the overlain deformative geometric forms, being undergone at least three phases of deformation (F_1 , F_2 , F_3) and the metamorphism. While the third deformation phase (F_3) forms the kink band, the renulation cleavages and zig-zag folds; it also deformed the lines developed in the second phase. As a result of the Alpine movements, rifting in Triassic and, nappes and thrust in Senonian were developed. Finally, the crossed block fracturings developed during the tensional and neotectonic period in Miocene were caused the Sultandağları to gain the present horst configuration of NW-SE and NNE-SSW.

Key Words: Infracambrian, Geological evolution, Conjugate faults, Superposed folds, Sultandağları, Afyon-Turkey.

GİRİŞ

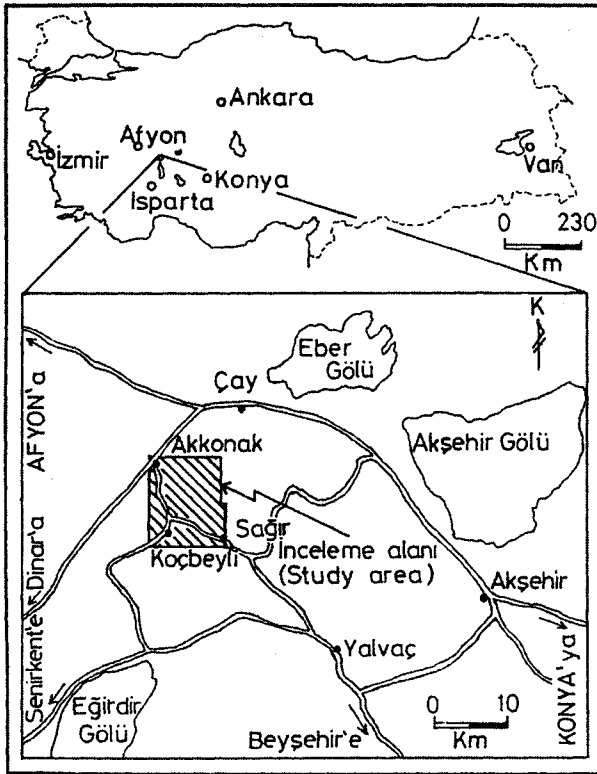
Bu makalede stratigrafisi özetlenecek ve yeterli ayrıntıda tektonik tarihçesi aydınlatılacak olan inceleme alanı, Çay'ın 25 km. güneybatısında Akkonak-Koçbeyli kasabaları ile Yalvac'ın kuzeydoğusundaki Sağır köyü arasını kapsamaktadır (Şekil 1). Yapısal konumu nedeniyle yöre, Toridler Ana Tektonik Birliği (Ketin, 1966) içindeki Geyikdağı Birliği'nin (Özgül, 1976) kuzeybatı kesiminde yer almaktadır.

Bölgeye ilişkin çalışmaların çoğunda (Blumenthal, 1947; Brennich, 1954; Abdüsselamoğlu, 1958; Dean ve Monod, 1970; Haude, 1972) Sultandağlan Masifi'nin jeolojisi, genellikle stratigrafik açıdan ele alınmıştır. İlk kez Haude (1972) ile çok evreli tektonik tarihçeye sahip olduğu vurgulanan masifin, yapısal özellikleri ayrıntılı olarak Demirkol (1977, 1981, 1982 ve 1986) tarafından bölgesel uyumsuzluklara dayalı olarak incelenmiştir. İnceleme alanının güneybatısının jeolojik özellikleri ise Koçyiğit (1983) ile Boray ve diğerleri (1985) tarafından irdelenmiştir. Tolluoğlu ve Sümer (1995) ise inceleme alanını da kapsayan çalışmalarında Türkiye'nin Erken Paleozoyik evrim modelini irdemişlerdir. Eren (1990a ve 1990b) ise Akşehir-Yalvac arasında mesoskopik tek-

tonik analizlere dayalı çalışmalar gerçekleştirmiştir. Ancak, önceki araştırmalar arasında masifin deformasyon evrimi üzerinde kesin bir görüş birliği sağlanamamış ve inceleme alanı ile yakın çevresinde mesoskopik tektonik analizlere dayalı herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Bu nedenlerle, inceleme alanı tektonik tarihçesinin somut verilerle ortaya konması için 1:25.000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerinde, litostratigrafik birim ayırtlama ilkesine göre yeniden birim ayırtlamasına ve tanımlanmasına gidilmiştir. Bu çalışmalarla elde edilen jeoloji haritasından optik olarak türetilen 1:16.500 ölçekli baz haritalara, sistematik olarak ölçülmüş tüm birincil ve ikincil düzlemsel ile çizgisel yapı öğeleri işlenmiştir. Makaleye veri oluşturan yapısal ölçümlerin, deneme-sınama yoluyla bölümlendirilmiş asalanlarda (Şekil 2 ve 3), Turner ve Weiss (1963), Ramsay (1967), Ramsay ve Huber (1987 ve 1989) ile Cosgrove ve Price (1990) tarafından belirlenen ilkelere dayalı olarak tektonik analizleri gerçekleştirilmiştir. Ortaya konulan bulguların yorumlanmasında bunların yanısıra Whitten (1976), De Sitter (1964) ile Hobbsye dig. (1976)'dan yararlanılmıştır.

STRATİGRAFI

Bu çalışmada özetlenecek olan masifin stratigrafisi, yazarın daha önceki araştırmasında ayrıntılı olarak incelenmiştir (Nalbantçılar, 1996). İnceleme alanında masif, otokton ve allokton konumlu birlikler ile neotokton örtü kay açlarını kapsar. Yörede metakumtaşı, kuvarsit-kuvarşist ardalanması ile bu dizilimi saran ve yer yer aradüzeyler şeklinde izlenen riyolitlerden (Çaydere riyoliti)



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

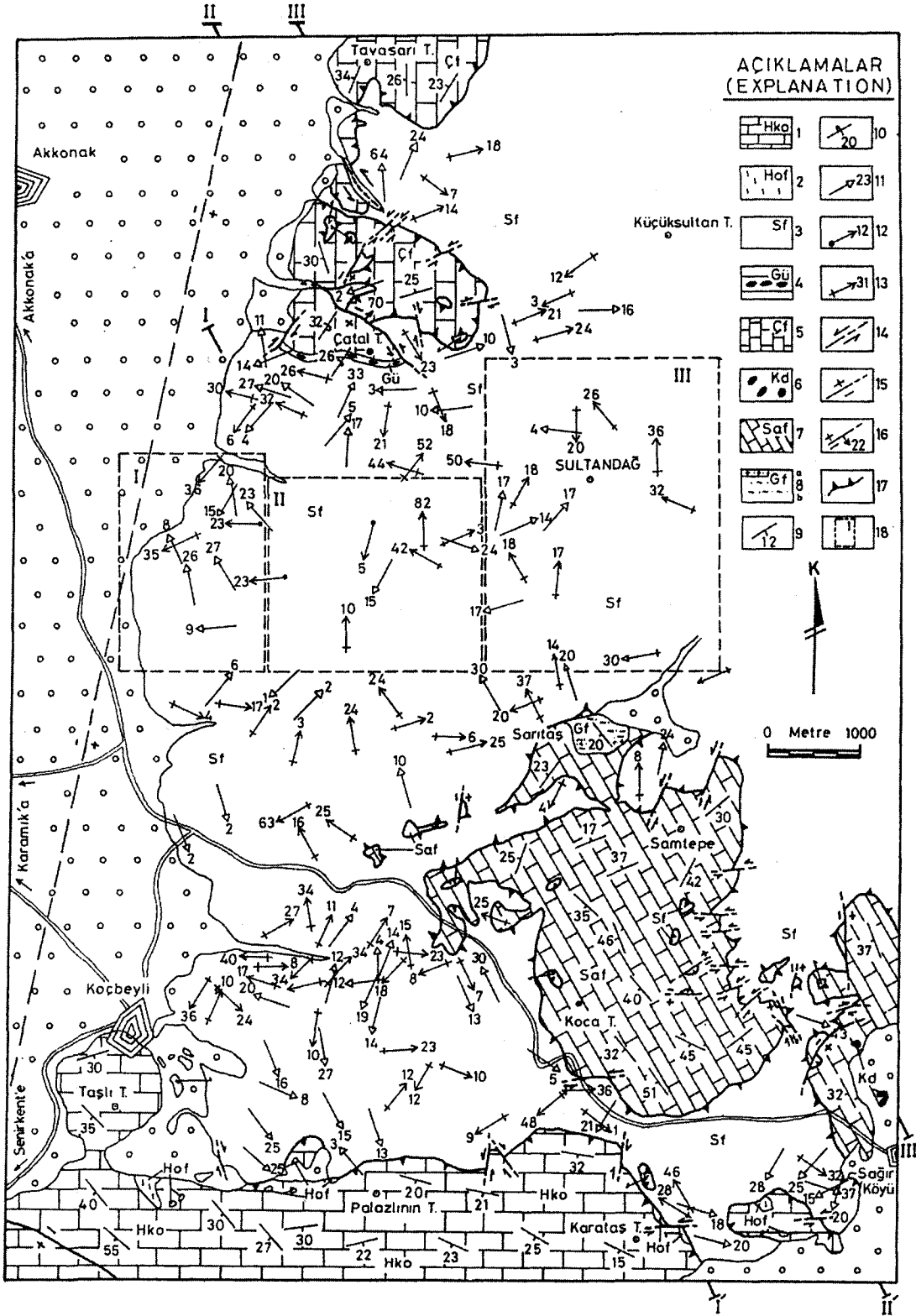
Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.

1. Hacılabaz kireçtaşı olistoliti, 2. Hoyran ofiyoliti, 3. Sultandede formasyonu, 4. Gümbürdek üyesi 5. Çaltepe formasyonu, 6. Kocakızıl doleriti, 7. Santaş formasyonu, 8a. Çaydere riyoliti, 8b. Gökölük formasyonu, 9. Tabaka doğrultu ve eğimi, 10. Devrik tabaka, 11. Mesoskopik kıvrım eksen konumu, 12. Buruşma lineasyonu, 13. Arakesit lineasyonu 14. Doğrultu atımlı fay, 15. Düşey fay, 16. Diyagonal fay, 17. Bindirme fayı, 18. Asalan.

Figure 2. Geological map of the study area.

1. Hacılabaz limestone olistolithe, 2. Hoyran ophiolite, 3. Sultandede formation, 4. Gümbürdek member, 5. Çaltepe formation, 6. Kocakızıl dolerite, 7. Santaş formation, 8a. Çaydere rhyolite, 8b. Gökölük formation, 9. Strike and dip of bedding, 10. Overturned bed, 11. Mesoscopic fold hinge, 12. Crenulation cleavage, 13. Intersection lineation, 14. Strike slip fault, 15. Vertical fault, 16. Oblique fault, 17. Thrust fault, 18. Sub area.

ÇAY (AFYON) GÜNEYBATISINDA SULTANDAĞLARI MASİFİ



oluşmuş İnfra-kambriyen yaşlı Gökölük formasyonu (Özgül ve diğ., 1991), Sultandağlan Masifi'nin otokton birliğinin temelini oluşturmaktadır. Bunun üzerine sığ denizel karbonatlardan yapıları ve kalın dolomit seviyeleri içeren biyomikrit ile dismikritten oluşmuş Üst Jura yaşlı Santaş formasyonu (Nalbantçılar, 1996) uyumsuz olarak gelmektedir. Bu dizilim, Mesozoyik yaşlı Kocakızıl doleritine (Eren, 1990a) ait daykılarla kesilmektedir. Sözü geçen otokton birimler Alt Paleozoyik yaşlı kayaçlarca tektonik olarak üstlenir. Bu alloktan birlik altında, yer yer mermerleşmiş ancak genelde neomorfik kireçtaşı, dolomit, fillit ve metakumtaşı aratabakalı yumrulu kireçtaşı (Gümbürdek üyesi; Eren, 1990a) seviyelerinden oluşmuş Alt?-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonunu kapsar (Dean ve Monod, 1970). Üstte ise bu birimi dereceli olarak üstleyen epimetamorfik, kumtaşı, kuvarsit, kalsitürbidit ve konglomera seviyelerinden oluşmuş Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu (Demirkol, 1977) ile temsil edilir. Beyşehir-Hoyran ofiyolitine ait dolerit ile kökensele olarak dunit ve peridotitten oluşmuş serpantinitle ve Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacılabaz kireçtaşı olistolitine (Eren, 1990a) ait kayaçlar; inceleme alanında Sultandede formasyonunu, bölgesel anlamda da Sultandağları Masifi'ne üzerlemiştir. Tüm bu dizilimi açılı uyumsuzlukla, Pliyosen yaşlı, çakıltası, kumlu kıltaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı-marn, kil ve çamur ardışımı, gölsel nitelikli Yankkaya formasyonu (Demirkol, 1977) ile alüviyal çökelimlerden oluşmuş neotokton birimler örter (Şekil 2, 3 ve 4).

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanındaki oluşuklar, dağoluşum hareketlerine bağlı olarak kıvrımlı, kırıklı ve bindirmeli yapı şekilleri kazanmışlardır. Yörenin stratigrafik gelişimi, magmatik etkinliği ve yüzeylenen birimler arasındaki açılı uyumsuzluklar, söz konusu yapıların Assintik, Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenezi ile geliştiklerini belgelemektedir (Şekil 2 ve 4).

Makalenin özünü oluşturan bu bölümde, masifin tektonik çatışım oluşturan sünümlü ve gevrek deformasyonlarla gelişmiş yapıları kronolojik ve tektonostratigrafik dizilim de göz önünde bulundurularak analitik yaklaşımlarla irdelenecektir. Böylece, yörede Sultandağlan Masifinin iç yapısı, deformasyon tarihçesi, tektonostratigrafik dilimlenmesi ve bloklanması ortaya konmaya çalışılacaktır.

Kıvrımlar

Assintik hareketler

Yörede, Assintik hareketlere ait kesin bir veri bulunmamaktadır. Ancak, inceleme alanında kuvars, kuvars-

şist seviyelerinden oluşmuş kıyı çökelleriyle ardalanmalı riyolitik denizaltı volkanizmasından (Çaydere riyoliti) oluşmuş Gökölük formasyonuna ait İnfra-kambriyen istifin, yakın çevrelerde izlenmiş olan Kambriyen yaşlı Hü-dai kuvarsiti tarafından açılı uyumsuzluklarla örtülmesi (Özgül ve diğ., 1991), bölgedeki Paleozoyik öncesi kayaçların Assintik hareketlerle deforme olduğunu belgelemektedir. Ancak bu istif, dar bir alanda yüzeylendiği için geometrik analizi yapılamamıştır.

Kaledonid hareketler

Bölgesel açılı uyumsuzluklara göre Kaledoniyen dağoluşum hareketlerine bağlı olarak, İnfra-kambriyen yaşlı Gökölük ile Alt Paleozoyik yaşlı Çaltepe ve özellikle Sultandede formasyonlarının litolojileri çok evreli kıvrım geometrileri ile düzlemsel ve çizgisel mesoskopik yapıları kazanmışlardır (Şekil 2 ve 3). Deformasyon evreleri arasındaki geometrik ilişkilerin analitik yolla ortaya konulması amacıyla harita ölçeğinde saptanan kıvrım izi (F_1 , F_2 , F_3) gidışlerine bağlı olarak seçilen asalanlarda, düzlemsel yapıları tabaka (S_0) ve yapraklanma (S_1), çizgisel yapı öğelerine ait kıvrım eksenleri (B), arakesit (LJ ve buruşma-kınşma (Lj) lineasyonları ölçümlerinin eşit-alan alt yan küre izdüşüm diyagramlarında sayısal analizine gidilmiştir. Bu amaçla, inceleme alanındaki Alt Paleozoyik yaşlı Sultandede formasyonunun yüzeylendiği alanda kuzey-güney boyunca uzanan F_3 kıvrım izinin; batısında yer alan ve F_2 ile F_3 kıvrım izlerinin yaklaşıklıkla eşit yoğunlukta izlendikleri asalan **Batı asalanı (I)**, doğusunda kalan ve F_2 fazına ait gidışlerin yoğun olduğu asalan **Doğu asalanı (JOT)**, Doğu ile Batı

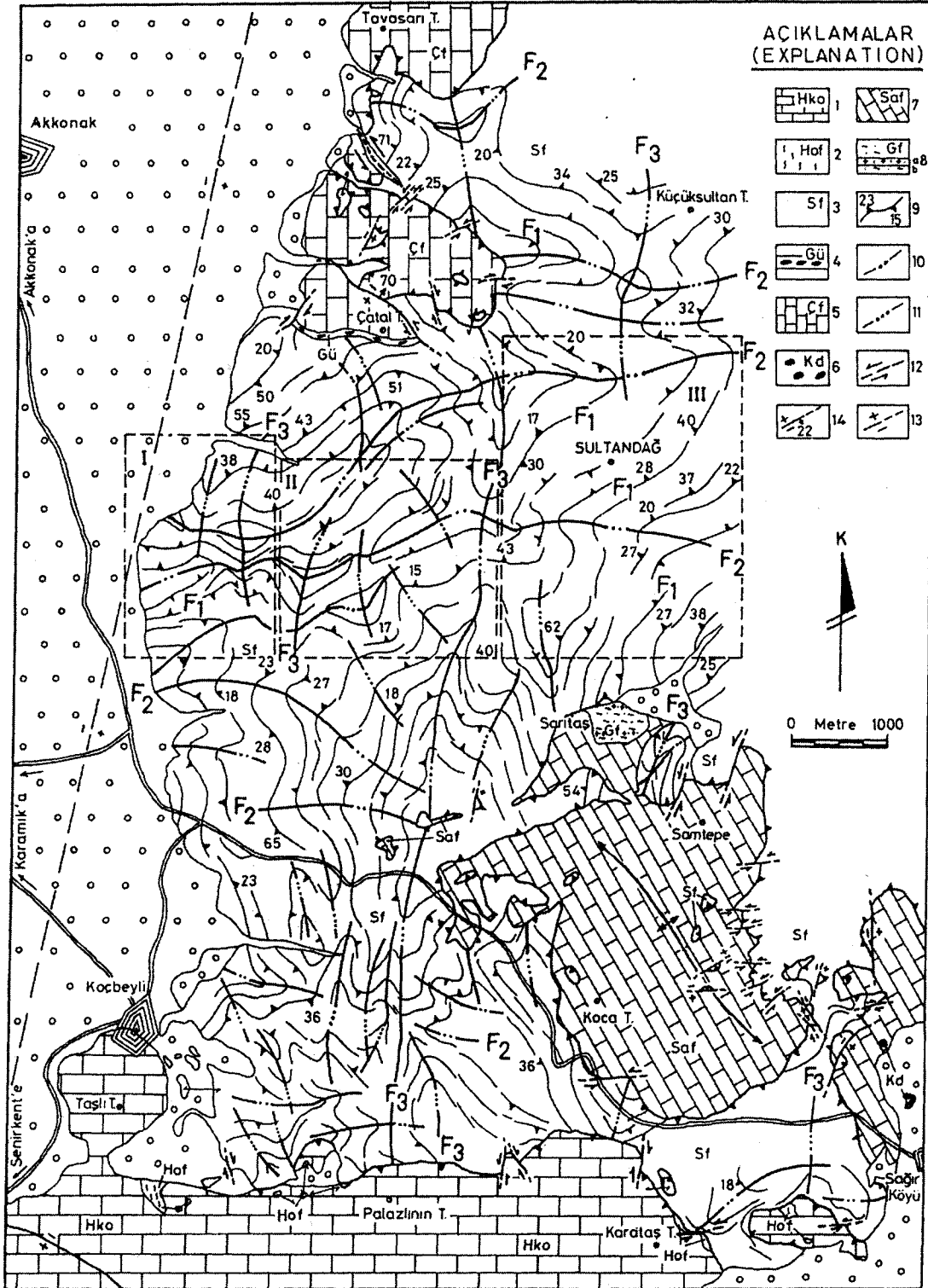
Şekil 3. İnceleme alanının yapısal haritası.

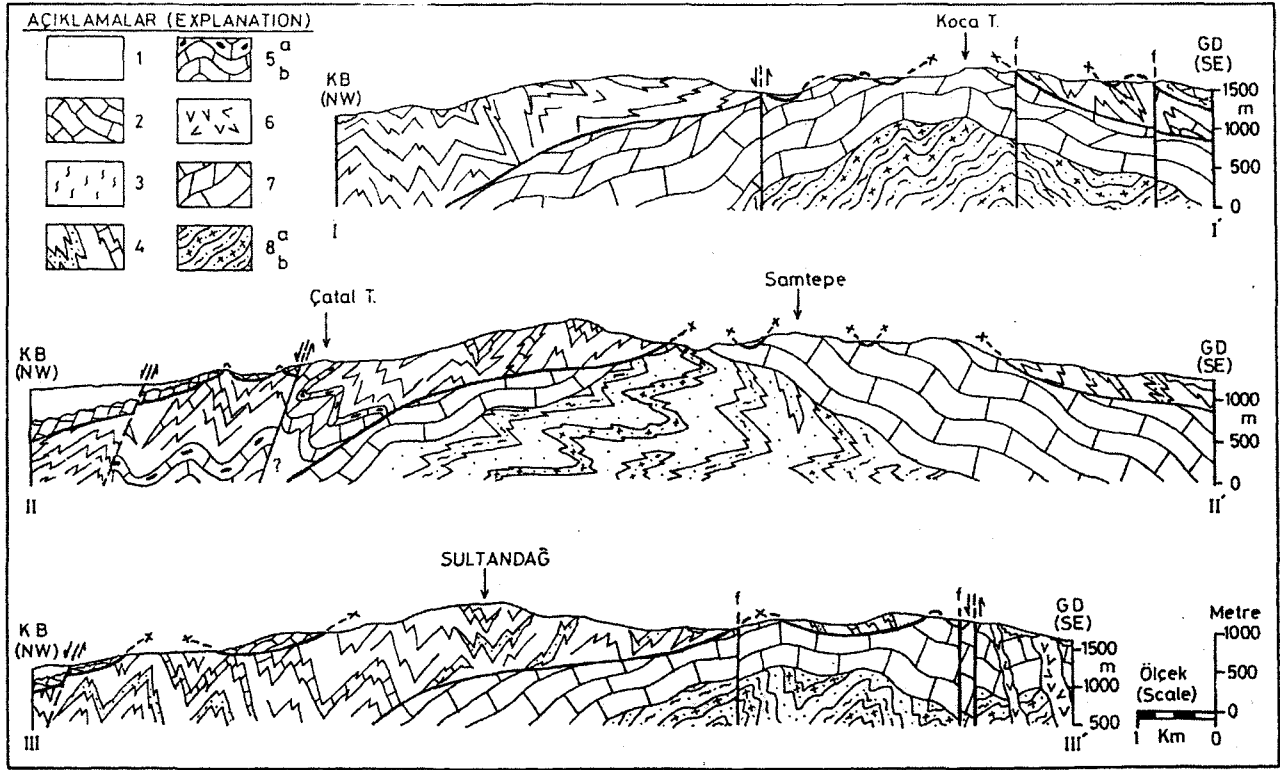
1. Hacılabaz kireçtaşı olistoliti, 2. Hoyran ofiyoliti, 3. Sultandede formasyonu, 4. Gümbürdek üyesi, 5. Çaltepe formasyonu, 6. Kocakızıl doleriti, 7. Santaş formasyonu, 8a. Çaydere riyoliti, 8b. Gökölük formasyonu, 9. Yapraklanma izi, (F_1 kıvrım izi) 10. F_2 kıvrım izi, 11. F_3 kıvrım izi, 12. Doğrultu atımlı fay, 13. Düşey fay, 14. Diyagonal fay.

Figure 3. Tectonic map of the study area.

1. Hacılabaz limestone olistolite, 2. Hoyran ophiolite, 3. Sultandede formation, 4. Gümbürdek member, 5. Çaltepe formation, 6. Kocakızıl dolerite, 7. Santaş formation, 8a. Çaydere rhyolite, 8b. Gökölük formation, 9. Cleavage trace (F_1 fold axial trace), 10. F_2 fold axial trace, 11. F_3 fold axial trace, 12. Strike-slip fault, 13. Vertical fault, 14. Oblique fault.

ÇAY (AFYON) GÜNEYBATISINDA SULTANDAĞLARI MASIFI





Şekil 4. inceleme alanının jeoloji kesitleri.

1. Neotokton birimler, 2. Hacılabaz kireçtaşı olistoliti, 3. Hoyran ofiyoliti, 4. Sultandede formasyonu, 5a. Gümbürdek üyesi, 5b. Çaltepe formasyonu, 6. Kocakızıl doleriti, 7. Santaş formasyonu, 8a. Çaydere riyoliti, 8b. Gökölük formasyonu.

asalanlanmn arasında kalan asalan ise **Orta asalanı (II)** olarak nitelendirilmiştir (Şekil 2 ve 3).

Batı asalanında (I), yapraklanma (S,) ölçümleri K-G, 26°K konumlu B₂ tektonik eksen gidişini vermektedir (Şekil 5a). Yalnız, bu asalanda F₂ kıvrım izinin gidişi genellikle KD-GB iken, kuzey kesiminde KB-GD yönelimine sahip olacak şekilde yön değiştirmektedir. Bu nedenle, harita düzleminde belirlenen tektonik gidiş ile doku diyagramından elde edilen tektonik yönelimin birbirine koşut olmadığı belirlenmektedir (Şekil 3 ve 5a). İncelenen alanda ölçülen mesoskopik çizgisel yapılardan kıvrım eksenleri K, arakesit lineasyonlan KD ve buruşma lineasyonlan ise genellikle DB yönelimlidir (Şekil 5b).

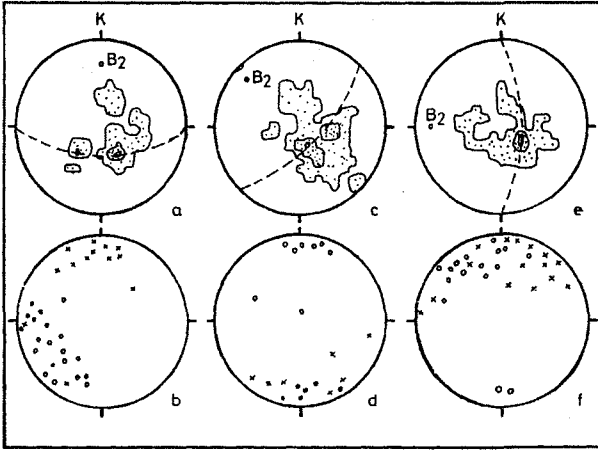
Orta asalanında (II) ise, S, ölçümlerine ait doku diyagramından K45°B, 18°KB konumlu B₂ kıvrım eksen yönelimi belirlenmiştir (Şekil 5c). Bu gidiş, asalandaki birimlerin harita düzleminde sergiledikleri B₂ kıvrım konumlarının (B₂ eksen izinin), yaklaşık 45°'lik bir dönme uğradığını gösterir (Şekil 5a ve c). Yine bu asalan-

Figure 4. Geological section of the study area.

1. Neoautochthonous units, 2. Hacılabaz limestone olistolite, 3. Hoyran ophiolite, 4. Sultandede formation, 5a. Gümbürdek member, 5b. Çaltepe formation, 6. Kocakızıl dolerite, 7. Santaş formation, 8a. Çaydere rhyolite, 8b. Gökölük formation.

daki çizgisel yapılardan kıvrım eksenleri G'ye, arakesit lineasyonlan K'ye ve buruşma lineasyonlan ise G'ye dalımlıdır (Şekil 5d).

Doğu asalanında (III), S! ölçümlerinden elde edilen doku diyagramı (Şekil 5e) birimlerin harita ölçeğindeki gidişlerine uygun olarak F₂ fazıyla ilişkili B₂ yöneliminin D-B, 17°B olduğunu göstermiştir. Buna göre, F₂ fazı ile kıvrımlanan tabaka düzlemleri kıvrımlı yapılar kazanırken, kayaç dilinimleri ve yapraklanmalar kıvrım eksen düzlemine koşut gelişmiş ve arakesit lineasyonlan oluşmuştur (Şekil 5f). F₂ fazı ise, F, deformasyonu ile oluşan S, düzlemlerini kıvrımlandırırken, tabakalan tekrar deforme etmiştir. Aynı şekilde, daha önce oluşan kıvrımlann eksenleri de kıvrımlanmış ve F, kıvrımlan daha da sıkışarak izoklinal bir geometri kazanmıştır (Şekil 6a). Batı ve Orta asalanlarında harita düzlemindeki tektonik yönelim, doku diyagramlarında tesbit edilen tektonik eksen gidişine koşut değildir. Bunun nedeni, F₂ kıvrım izinin yay şeklinde deformasyonu yani B₂(=B1) mesoskopik kıvrım eksenlerinin F₃fazı gidişine koşut



Şekil 5 a. Batı asalarında 75 yapraklanma (S_1) ölçümünden hazırlanmış nokta-kontur diyagramı. Konturlar % 4-30-55. Tektonik eksen gidişi $B_2=K-G$, $26^\circ K$.

b. Batı asalarında ölçülmüş 33 mesoskopik çizgisel yapılar (x: B_2 , B_3 kıvrım eksenini; o: L_j , L_q arakesit lineasyonu; L_2 , L_3 buruşma lineasyonu).

c. Orta asalarında 123 yapraklanma (S_1) ölçümünden hazırlanmış nokta-kontur diyagramı. Konturlar % 2-10-18. Tektonik eksen gidişi $B_2=K45^\circ B$, $18^\circ KB$.

d. Orta asalarında ölçülmüş 21 mesoskopik çizgisel yapılar (x: B_2 , B_3 kıvrım eksenini; o: L_1 , L_q arakesit lineasyonu; L_2 , L_3 buruşma lineasyonu).

e. Doğu asalarında 81 yapraklanma (S_1) ölçümünden elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar % 4-23-35. Tektonik eksen gidişi $B_2=D-B$, $17^\circ B$.

f. Doğu asalarında ölçülmüş 33 mesoskopik çizgisel yapılar (x: B_2 , B_3 kıvrım eksenini; o: L_j , L_2 arakesit lineasyonu).

Figure 5 a. Point and contour diagram of the cleavage planes (S_1) measured in the West subarea, 75 points. Contours 4-30-55% per 1% area. Attitude of the tectonic axis $B_2=N-S$, $26^\circ N$. b. Point diagram of the mesoscopic lineation measured in the West subarea, 33 points (x: B_2 , B_3 fold hinges, o: L_j , L_q intersection lineation, L_2 , L_3 crenulation cleavage). c. Point and contour diagram of the cleavage planes (S_1) measured in the Middle subarea, 123 points. Contours: 2-10-18% per 1% area. Attitude of the tectonic axis $B_2=N45^\circ W$, $18^\circ PNW$. d. Point diagram of the mesoscopic lineation measured in the Middle subarea, 21 points (x: B_2 , B_3 fold hinges, o: L_1 , L_q intersection lineation, L_2 , L_3 crenulation cleavage). e. Point and contour diagram of the cleavage planes (S_1) measured in the East subarea, 81 points. Contours: 4-23-35% per 1% area; Attitude of the tectonic axis: $B_2=E-W$, $17^\circ W$. f. Point diagram of the mesoscopic lineation measured in the East subarea, 33 points (x: B_2 , B_3 fold hinges, o: L_j , L_2 intersection lineation).

olacak şekilde bükülmesi veya F_1 , F_2 ve F_3 kıvrım girişimlerinin mesoskopik ölçekte de etkili olmasıdır (Şekil 6a).

Buraya kadar olan tüm verilerin değerlendirilmesi ve yapısal haritanın (Şekil 2 ve 3) geometrik yorumu, F_1 ve F_2 deformasyon fazlarına ait B_1 ve B_2 tektonik eksenlerinin yöndeş olduğunu belgelemektedir. Ancak, yaklaşık K-G doğrultusunda izlenen F_3 kıvrımlanma fazı ile B_1 ve B_2 kıvrım yönelimleri $45-50^\circ$ 'lik bir dönme kazanmışlardır (Şekil 5a ve c).

Sonuç olarak, Sultandağları Masifi'nin Alt Paleozoik yaşlı metatortul istifinin inceleme alanında üç evreli kıvrımlanma ile gelişmiş tip-3 ve tip-1 kıvrım girişim yapılan (Ramsay, 1967) kazandığı belirlenmiştir (Şekil 3, 4 ve 6a).

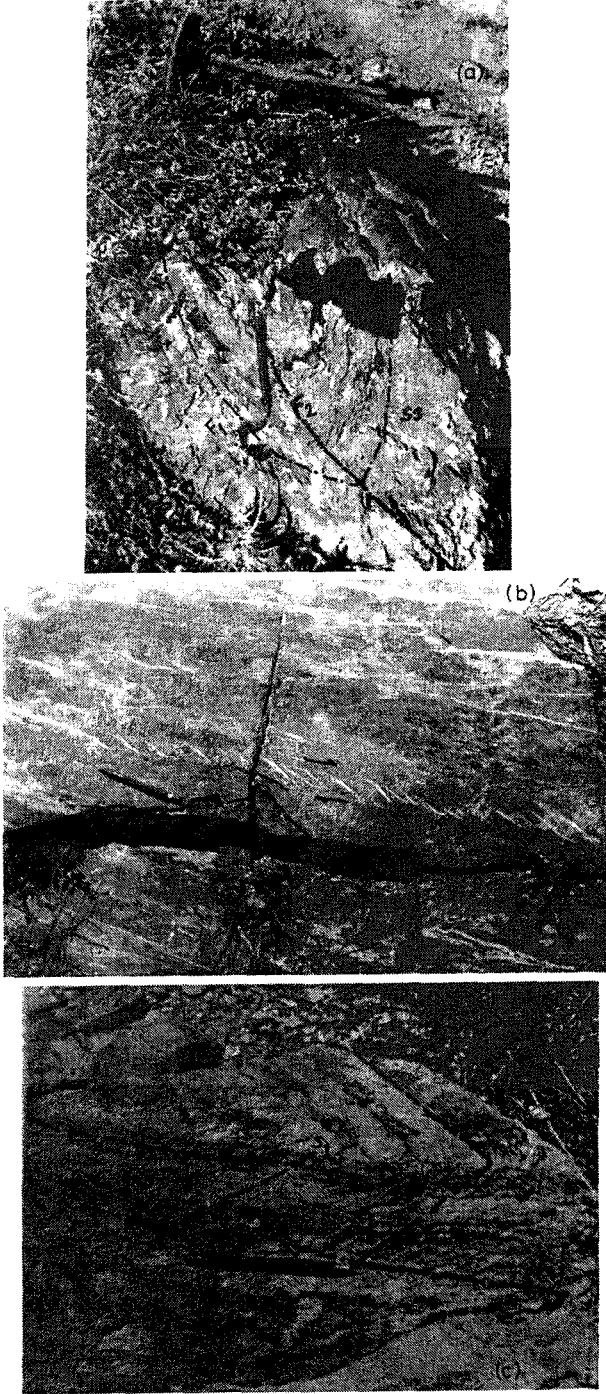
Özet olarak, bu kıvrımlanmalar neticesinde yöredeki litolojiler yatık izoklinal kıvrımlar ile, bunlara aykırı yönde gelişmiş diğer üstlenmiş kıvrımlar, dom ve küvet yapılan (Ramsay, 1967; Şekil 3) yanısıra kayma zonları (Şekil 6b), tabaka içi bindirmeler, sürüklenme kıvrımları, arakesit lineasyonları (L_j (Şekil 6c), kink bandları (S_2 , S_3), buruşma lineasyonları (L_2 , L_3) ve çubuk yapıları (Şekil 6) kazanmışlardır (Şekil 2 ve 3).

Hersiniyen kıvrımları

Masifin diğer bölümlerinde izlenen (Demirkol, 1981; Eren, 1990b) Hersiniyen orojenezine ilişkin yapı şekilleri, inceleme alanında Üst Paleozoik yaşlı oluşuklar gözlenemediği için analitik olarak incelenememektedir (Şekil 2). Bu nedenle Kaledoniyen dağoluşumuna ilişkin yapı şekillerinin izlendiği Alt Paleozoik yaşlı birimler, aynı zamanda Hersiniyen orojenezini izlerini de büyük bir olasılıkla taşımaktadırlar.

Alpin hareketler

İnceleme alanında Alpin hareketlerine bağlı olarak gelişen bindirmek yapıları, İnfra-kambriyen temeli açısız uyumsuzlukla örten Üst Jura yaşlı Santaş formasyonu üzerinde yer almaktadır (Şekil 2 ve 4). Bunlara ilişkin Üst Jura karbonatlarında tektonik deformasyon izleri gözlenmektedir (Şekil 6b). Bu otoktonun allohton kütlelerce örtülmesi, inceleme alanında bindirmelerin en erken Kretase veya sonrasında gerçekleştiğini belgelemektedir (Şekil 2 ve 4). Buna göre, Senoniyen'de etkili olmaya başlayan nap ve bindirme hareketlerinin (Özgül ve diğ., 1991) etkisi ile Alt Paleozoik yaşlı Çaltepe kireçtaşı ile Sultandede formasyonuna ait litolojiler; İnfra-kambriyen temel ile Üst Jura oluşukları üzerine bindirmişlerdir (Şekil 2 ve 4). Eosen'de devam eden naplaşma hareketleriyle de Bozkır Birliği'ne (Özgül, 1976) karşılık gelen, Beyşehir-Hoyran Napı (Gutnic ve diğ., 1968) ile ilişkili Hoyran ofiyoliti ve Hacılabaz kireçtaşı olisitoli, Alt Paleozoik allohtonunu üzerlemişlerdir.



Şekil 6 a. Metakumtaşlarında izlenen tip-3 kıvrım girişim yapısı (Sultandede formasyonu, 500 m. Samtepe güneydoğusu). b. Kireçtaşında gelişmiş sağ yönlü kayma zonu (Santaş formasyonu, 300 m. Kocatepe güneydoğusu). c. Fillit-metakumtaşı aralanmasında arakesit lineasyonu; tabaka (S_o) ve klivaj (S_j) (Sultandede formasyonu, 800m. Samtepe batısı).

Figure 6 a. Type 3 interference pattern: in metasandstone (Sultandede formation, 500 m. southeast of the Samtepe). b. Dextral shear zone developed in limestone (Santash formation, 300 m. southeast of the Kocatepe). c. Bedding (S_o) and cleavage (S_j) intersection lineation in phyllite-metasandstone alternations (Sultandede formation, 800 m. west of the Samtepe).

le de çakışiktır. Yine kıvrımlı yapıların izlenemediği Hacialabaz kireçtaşı olistolitindeki tabaka ölçümlerinin sayımsal değerlendirilmesi, $K56^\circ B$ doğrultulu ve $27^\circ GB$ 'ya eğimli monoklinal bir yapı ortaya koymaktadır (Şekil 7b).

Ayrıca, Triyas'taki okyanuslaşmaya bağlı (Juteau, 1975) olarak Torid platformun ilave olan Kocakızıl doleritine ait dayklar yaklaşıklıkla KD-GB istikametinde izlenmektedir (Şekil 2).

Bindirmeler

İnceleme alanında, birbirinden farklı birimlerde izlenen üç ayrı bindirme hareketi saptanmıştır. Bunlar, 1- Çaltepe kireçtaşı ile Sultandede formasyonu arasında izlenen bindirme hattı, 2-Alt Paleozoyik birimlerinin, Üst Jura karbonatlarını tektonik bir dokanakla örtmesi ve 3- Hoyran ofiyolit ve Hacialabaz kireçtaşı olistolitinin, allokton konumlu Alt Paleozoyik birimlerini üzerlenmesidir.

Alt Paleozoyik yaşlı kayalarındaki bindirmeler Çatal T. ve Tavasın T. dolaylarında rastlanılmaktadır. İnceleme alanında KD-GB yönelimli ve kuzeybatıya eğimli bu bindirme ile Çaltepe kireçtaşı, Sultandede formasyonu üzerine itilmiştir. Bindirmelerin eğimi yaklaşık $20-25^\circ$ civarındadır. Bu bindirmenin yaşı hakkında inceleme alanında kesin bir veri yoktur. Ancak bunlar, Kaledoniyen veya Hersiniyen kıvrımlanmalarının bir devamı ya da Alpin nap tektoniğine bağlı olarak gelişmiş olabilir.

İnceleme alanındaki önemli bir diğer bindirmeli yapıyı da, içinde Sultandağlan Masifi'nin otokton konumlu kayaların izlendiği tektonik pencere yapısı oluşturur. Santaş, Samtepe ve Kocatepe dolaylarında izlenebilen Samtepe tektonik penceresinde (Nalbantçılar, 1996), Üst Jura yaşlı Santaş formasyonu üzerine Alt Paleozoyik istif, Senoniyen'de tektonik bir dokanakla yerleşmiştir (Şekil 2 ve 4).

Santaş formasyonuna ait tabaka konumlarının sayımsal değerlendirilmesinden $B_1=DB$, $26^\circ B$ ve $B_2=K570D$, $32^\circ GB$ gidişleri elde edilmiştir (Şekil 7a). Harita ölçeğinde uzun eksenini KB-GD yönelimli bir uzamış dom (extending dome) yapısı sergilemektedir (Şekil 3). Bu gidiş allokton kayalarda izlenen F3-kıvrım izi ile uyum içinde olduğu gibi, Sultandağlan'ın genel gidişiy-

Çalışma alanındaki son bindirmeli yapıyı ise yöredeki Beyşehir-Hoyran napının devamı, sayılabilecek bir sürükülüm oluşturur. Palazlının T. ve Karataş T. civarında gözlenen bu bindirme ile; Hoyran ofiyoliti ile Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacılabaz kireçtaşı olistoliti, Alt Paleozoyik allohtonunun üzerine itilmiştir.

Söz konusu bindirme Pliyosen yaşlı kayalarca örtülmüştür (Şekil 2 ve 4). Ancak bölgesel ölçekli verilere göre bindirmenin yaşı Eosen sürecinde gelişmiş olmalıdır (Demirkol, 1981; Özgül ve dig., 1991).

Yine belirgin bir kıvrımlanmanın izlenemediği allohton konumlu Hacılabaz kireçtaşlarının tabaka ölçümlerinin değerlendirilmesi $K56^{\circ}B$, $27^{\circ}GB$ ortalama gidişli monoklinal bir yapı sunmaktadır (Şekil 7b). Gerçek otokton gerekse allohton konumlu ve Mesozoyik yaşlı kayalardaki gidişler yöredeki tektonik taşınmanın KB-GD doğrultusuna dik yönde, büyük bir olasılıkla GB'dan KD'ya doğru olduğunu göstermektedir.

Neotektonik hareketler

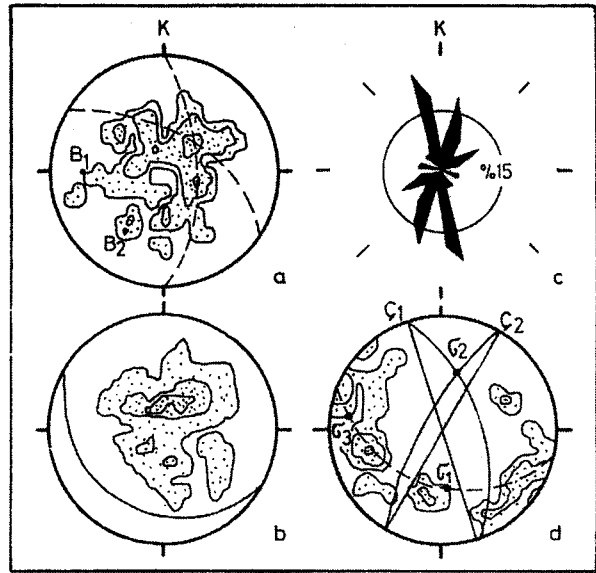
Alpin hareketler ile naplı ve bindirmeli yapıların kazanıldığı yöre, genç tektonik hareketlerin etkisinde de kalmıştır. Pliyosen yaşlı gösel ve daha genç çökeller, inceleme alanındaki bütün oluşuktan açılı uyumsuzluklarla örtmekte olup, kıvrımlı bir yapı göstermemektedirler. Birbirleriyle yanal-düşey geçişli, gösel-karasal çökel fasiyeslerinden ve jeomorfolojik özelliklerinden yörenin Geç Miyosen ve sonrasında blok faylanmaların etkisinde kaldığı söylenebilir (Demirkol, 1981; Eren, 1990b).

Yeni tektonik dönemde etkili olan kesişen (conjugate) olarak gelişmiş blok faylanmalar ile Sultandağlar, kuzeybatı-güneydoğu ile kuzeyde, kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı yönlerine uzanım sunan büyük bir horst görünümü kazanmıştır (İ. Seymen, 1994, sözlü görüşme).

Faylar ve çatlaklar

İnceleme alanındaki litolojiler, tektonik deformasyonların etkisi ile kırıklı ve faylı yapılar kazanmışlardır. Bu sebeple, farklı birimler içerisinde değişik konumlarda, eğim atımlı normal faylar, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve oblik fay gelişmiştir (Şekil 2 ve 4).

Samtepe tektonik penceresinde yüzlek veren Santaş formasyonu ile Çaltepe kireçtaşının sınırlanmış ve yoğun olarak doğrultu atımlı faylar izlenmektedir. Tavasarı T. dolaylarında izlenen ters faylanmalar ile Çaltepe kireçtaşı, Sultandede formasyonu üzerine tırmanmıştır. Dik açılı fayla Sultandede formasyonu, Çaltepe kireçtaşı ile aynı seviyeye gelmiştir. Çaltepe doğusunda izlenen sol yönlü yanal atımlı normal faylanma ile, otokton ve allohton Çaltepe kireçtaşları seviyeleri eş düzeylerde iz-



Şekil 7 a. Santaş formasyonunda ölçülen 122 tabaka (S_n) konumundan elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar %2-5-18. Tektonik eksen gidişleri $B_1=D-B$, $26^{\circ}B$ ve $B_2=K57^{\circ}D$, $32^{\circ}GB$.

b. Hacılabaz kireçtaşı olistolitine ait 226 tabaka (S_n) konumunun nokta-kontur diyagramı. Konturlar % 1-7-17. Tabakalanmanın genel gidişi; $K56^{\circ}B$, $27^{\circ}GB$.

c. Hacılabaz kireçtaşı olistolitinden 93 çatlak ölçümüne ait gül diyagramı ve (d) nokta - kontur diyagramı. Konturlar %5 -10 - 26. Egemen çatlak konumları $\check{C}_1=K16^{\circ}B$, $62^{\circ}KD$ ve $\check{C}_2=K30^{\circ}D$, $77^{\circ}KB$; Kompresif gerilme konumları $\sigma_1=K17^{\circ}D$, $46^{\circ}KD$, $G_2=K-G$, $44^{\circ}G$ ve $\sigma_3=K82^{\circ}B$, $8^{\circ}KB$.

Figure 7 a. Point and contour diagram of the bedding planes measured in the Santaş formation, 122 points. Contours 2-5-18% per 1% area. Attitude of the tectonic axes $B_1=E-W$, $26^{\circ}W$ and $B_2=N57^{\circ}E$, $32^{\circ}SW$.

b. Point and contour diagram of the bedding planes measured in the Hacılabaz limestone olistolite, 226 points. Contours 1-7-17% per 1% area. Attitude of the monoclinical structure is; $N56^{\circ}W$, $27^{\circ}SW$.

c. Rose diagram and (d) point and contour diagram of the 93 joint planes measured in the Hacılabaz limestone olistolite. Contours 5-10-26% per 1% area. Mean orientation of joint sets $Q=N16^{\circ}W$, $62^{\circ}NE$ and $\check{C}_2=N3(PE)$, $77^{\circ}TNW$; Compressional principal axes of stress $\langle J \rangle=N17^{\circ}E$, $46^{\circ}NE$, $O_2=N-S$, $44^{\circ}Sandas_3=N82^{\circ}W$, $8^{\circ}NW$.

lenmektedir. Çataltepe kuzeybatısında, Gümbürdek üyesi sağ yönlü doğrultu atımlı bir fayla ötelenerek, yamaç molozları altında devamlılığı gizlenmiştir. Tavasarı T. güneyinde izlenen ve alüvyonla örtülü olan, sol yönlü doğrultu atımlı fayın etkisi ile allokton konumlu Çaltepe kireçtaşı seviyeleri arasında ötelenme gözlenmektedir (Şekil 2 ve 4).

İnceleme alanında yüzeyleyen Alt Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler içerisinde çatlaklar gelmiştir. Özellikle Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacıalabaz kireçtaşı olistolitinden alınan çatlak ölçümleri gül ve kontur diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 7c ve d). Bu birime ait 93 adet çatlak konumu ölçülmüş ve hakim çatlak doğrultularının K10-20«B ile K10-30»D olduğu tespit edilmiştir (Şekil 7c). Çatlak ölçümlerinin doku diyagramlarında elde edilen neticeye göre egemen çatlak konumlarının; Ç[^]: K16°B, 62°KD ve Ç₃: K30°D, 77°KB olduğu tespit edilmiştir. Bu çatlakların oluşumuna etki eden asal kompresif gerilme konumlarının; o₁: K17°D, 46°KD, a₂:K-G, 44°G ve o₃: K82°B, 8»KB olduğu belirlenmiştir (Şekil 7d).

JEOLOJİ EVRİMİ

Yörenin en yaşlı birimi olan İnfakambriyen yaşlı Gökölük formasyonu, Sultandağlan Masifi'nin olduğu kadar Toroslar'ın da temelini oluşturmaktadır (Özgül ve diğ., 1991). Formasyon, olasılıkla Gondvana kıtasına ait denizel nitelik kazanmış plaj çökelleri durumundaki kuvarsit, kumtaşı ve sinsedimenter riyolitik denizaltı volkanizmasından oluşmaktadır. Kıyı boyu kumulları ile asitik volkanizma ara seviyelerinden oluşmuş volkanosedimenter istifin üzerine, açılı uyumsuzlukla Üst Jura yaşlı Santaş formasyonu gelmektedir. Temel üzerine gelmesi beklenen Alt Paleozoyik yaşlı birimler, inceleme alanında tektonik dokanaklı olarak, Üst Jura yaşlı karbonatlar üzerinde izlenmektedir. Ancak Özgül ve diğ. (1991), Sultandağları'nın diğer yönlerinde Alt Paleozoyik yaşlı birimlerin, İnfakambriyen yaşlı temel üzerine diskordan olarak geldiğini gözlemişlerdir. Bu da Sultandağlan'nda büyük bir olasılıkla Kambriyen öncesinde bir yay gelişimine (magmatik veya ada yayı) yol açan orojenik etkinliği göstermektedir. Buna göre, Asintik hareketlerle deforme olmuş Gökölük formasyonu üzerinde Erken Paleozoyik'te; Hüdayi kuvarsitiyle başlayan (Özgül ve diğ., 1991) ve canlı yaşamına olanak tanıyan, sığ denizel ve tektonik yönden duraylı bir karbonat ortamını karakterize eden Alt?-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe kireçtaşı ile devam eden sedimantasyon süreci kapanmıştır.

Ortamın Geç Kambriyen'e doğru transgresif olarak hareketlenmesiyle karbonat çökeli mi yanısıra, kırıntı gelişimi başlamış ve Gümbürdek üyesine ait yumnu-flaser

tabakalı kireçtaşları ile çamur ve kumtaşı araldanması yığılmıştır. Tektonik etkinliğe koşut olarak karbonat çökeli mi gelişimini tamamlayıp yerini Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonuna ait türbidityik çökellere bırakmıştır.

Geç Kambriyen ile Erken Ordovisiyen'de Sultandede formasyonuna ait şeyi, kumtaşı, yer yer kalsitürbidit artışı ile konglomera merceklerinin izlendiği birim çökeli miştir. Birim içerisindeki kumtaşı tabakalarının altlarında kanal, oygu ve dolgu yapılan, tabaka içlerinde ise paralel, çapraz ve konvolüt laminasyonlar izlenmektedir (Nalbantçılar, 1996). Bundan dolayı formasyon, türbid akıntılarının etkili olduğu, kıta yamacı-kıta eteğinde çökeli miştir. Bu süreçleri izleyen dönemde Kaledoniyen dağoluşum hareketleri ile yukanda bahsedilen bütün oluşuklar kıvnmmlanarak bölgesel yükselmeye uğramışlardır (Eren, 1990b; Demirkol, 1981).

Geç Paleozoyik'e ait birimler inceleme alanında gözlenememektedir. Ancak, Alt Paleozoyik yaşlı birimler üzerine diskordan olarak, Devoniyen yaşlı Engilli, Karbonifer yaşlı Harlak ve Permiyen yaşlı Ilıcak formasyonlanmn geldiği tespit edilmiştir (Demirkol, 1981; Eren, 1990a; Özgül ve diğ., 1991). Böylece İnfakambriyen'den Permiyen sonuna kadar oluşumlanını tamamlamış bütün birimler, Hersiniyen orojenezi ile düşük dereceli bölgesel başkalaşım geçirerek tekrar kıvnmmlanmış ve yükselmişlerdir. Sonuçta, Kaledoniyen ve Hersiniyen dağoluşumlan ile üstlenen deformasyonlan bir sonucu olarak düşük derecede metamorfize olan oluşuklar, en az üç evrelili kıvnm yapılanını da kazanmışlardır.

İnceleme alanı Mesozoyik başlannda kara durumundadır. Ancak Anisiyen ile birlikte bütün Torid kuşağında etkili olan Mesozoyik transgresyonu ile gelişen platform tipi karbonatlan çökeli mi başlar. Bu okyanuslaşma sürecinde (Juteau, 1975), İnfakambriyen temel üzerine Üst Jura yaşlı Santaş formasyonuna ait sığ denizel karbonat istifi çökeli miştir. Buna koşut olarak, oluşum evrelerinin yörede izlenemediği Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacıalabaz kireçtaşı olistolitine ait karbonatlar da bu dönemde çökeli mi tamamlamıştır. Bu süreci izleyen dönemdeki derin denizel pelajik karbonatların oluşmasında etkili olan derinleşme ile ilişkili olarak, kabukta mantoya kadar inebilen kıvnmmlan gelişmiş olabileceği kanisim doğrulamaktadır. Torid platformunun parçalanması ile gelişen başlangıç volkanizması (Haude, 1972), Kocakızıl doleritine (Eren, 1990a) ait dayklann Gökölük ile Santaş formasyonlanını keserek yüzeylemesine neden olmuştur. Ayrıca Hoyran ofiyolitine ait diğer magmatik gelişim de olasılıkla bu süreçte gerçekleşmiştir. Yörede okyanuslaşmanın diğer aşamalan izlenememektedir.

ÇAY (AFYON) GÜNEYBATISINDA SULTANDAĞLARI MASİFİ

Toridlerde Senoniyen'de etkili olmaya başlayıp nap ve bindirme hareketleri (Özgül ve diğ., 1991) ile güneyden Antalya Birliği'nin bindirmesine koşut olarak Alt Paleozoyik yaşlı Çaltepe kireçtaşı ile Sultandede formasyonu, Üst Jura karbonatlarından yapılı Sarıtaş formasyonu ile İnfra-kambriyen temel üzerine allokton olarak yerleşirken, Eosen'de (Demirkol, 1981) Beyşehir-Hoyran Napı'yla ilişkili olarak Hoyran ofiyoliti ile hendek bölgesinde etkili olan gravite kaymaları neticesinde ofiyolit istifini üzerine yerleşen Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacıalabaz kireçtaşı olistoliti, Sultandağlan'nın güneybatı yamaçları boyunca, allokton metamorfik istif üzerine bindirmiştir.

Naplaşmadan sonra Miyosen'de etkili olan tansiyonel neo-tektonik hareketler ile, kesişen (conjugate) blok faylanmalar etkili olarak, Sultandağlan'nın kuzeybatı-güneydoğu (Boray ve diğ., 1985; Özgül ve diğ., 1991) ve kuzeyinde ise, kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı uzanımlı (Demirkol ve Yetiş, 1985) büyük bir horst görünümü kazanmasına neden olmuştur. Blok faylanmalara bağlı olarak da, inceleme alanının güneydoğu kesiminden Pliyosen yaşlı Yarıkkaya formasyonuna ait çamur-kumtaşı arakatlı gösel sedimanlar birikmiştir. Kuvaterner'de alüviyal yelpaze çökelleri durumunda izlenen alüviyal sedimanlar ile dağ yamaçlarında güncel oluşmuş yamaç molozları horstu iki tarafından sınırlayan grabenler içinde yığılmıştır.

Bu şekilde jeoloji evrimini tamamlayan yöre, günümüzde horstlarda aşınma ve süpürülme, çöküntü bölgeleri ve grabenlerde ise yığılma alanları durumundadır.

SONUÇLAR

Bu incelemede aşağıda özetlenen sonuçlar belirlenmiştir:

1- İnfra-kambriyen yaşlı Gökoluk formasyonunun litolojisi ve magmatik etkinliği (Çaydere riyoliti), büyük bir olasılıkla Sultandağlan'nda Kambriyen öncesine ait bir yay gelişiminin oluşturduğu orojenik aktivitenin izlerini taşımaktadır.

2- Assintik orojenezi etkisi ile deforme olmuş Gökoluk formasyonu; Çaltepe kireçtaşı ile Sultandede formasyonunun oluşturduğu Alt Paleozoyik istifi ile birlikte, üç ayrı sınımlı (ductile) deformasyon evresinin etkisinde kalmışlardır. Özellikle üstelenmiş kıvrım yapısının yaygın olarak izlendiği Sultandede formasyonuna ait litolojiler; Kaledoniyen dağoluşum hareketleri sırasında tip-1, tip-2 ve tip-3 kıvrım girişimlerini, F_1 , F_2 ve F_3 deformasyon evreleri ile farklı coğrafik konumlarda izlenen B_1 , B_2 ve B_3 tektonik eksen gidişlerine sahip oldukları belirlenmiştir.

3- Senoniyen'de etkili olmaya başlayan bindirme hareketleri etkisi ile allokton konum kazanan Alt Paleozoyik birimlerinin aşınması ile Sultandağlan Masifi'nin

otokton birimlerinin tektonik pencere olarak yüzeylediği saptanmıştır.

4- Otokton ve allokton kayaçların gidişleri, yöredeki tektonik taşınmanın KB-GD doğrultusuna dik yönde, olasılıkla da GB'dan KD'ya doğru olduğunu belirlemektedir.

5- Neotektonik süreçte etkili olan kesişen (conjugate) fay takımları, kuzeybatı-güneydoğu ve kuzey kesiminde ise, kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı yönelimleriyle beraber Sultandağlan'na büyük bir horst görünümü kazandırmışlardır.

6- İnceleme alanında yüzlek veren İnfra-kambriyen, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik oluşukların evrimi, yörenin coğrafik gelişimi ile nap ve bindirme tektoniğinden etkilenme süreçleri, güncel jeotektonik kuramlar çerçevesinde aydınlatılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958, Sultandağ'ının 1/100,000 ölçekli jeolojik leveleri hakkında rapor: MTA Gen. Müd., Derleme Rapor No. 2669, Ankara (yayımlanmamış).
- Blumenthal, M.M., 1947, Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi: MTA Enst. Yayını No. 2, Ankara, 242 s.
- Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö., 1985, İsparta bölükünün kuzey kesiminde Doğu-Batı daralma için bazı veriler: Jeoloji Mühendisliği, 23,9-19.
- Brennich, G., 1954, 1/100.000 ölçekli genel jeolojik harita izahnamesi, Akşehir (90/1,2,3,4) ve Iğın (91/1 ve 91/3) paftaları: MTA Gen. Müd., Derleme Rapor No. 2514, Ankara (yayımlanmamış).
- Cosgrove, J.W. ve Price, N.J., 1990, Analysis of geological structures: Cambridge University, Press, Newyork, 510 s.
- De Sitter, L.U., 1964, Structural geology: McGraw-Hill Book Co., Newyork, 552 s.
- Dean, W.T. ve Monod O., 1970, The Lower Paleozoic Stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey, I., Stratigraphy: Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol., 19,8,411-426.
- Demirkol, C., 1977, Yalvaç Akşehir dolayının jeolojisi. Doç. tezi, S.Ü. Fen Fak. Yerbilimleri Böl., Konya, 107 s. (yayımlanmamış).
- Demirkol, C., 1981, Sultandağ kuzeybatısının jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran napı ile ilişkileri, TÜBİTAK TBAG-382.
- Demirkol, C., 1982, Yalvaç-Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla deneştirimi: Jeoloji Mühendisliği, 14,3-14.
- Demirkol, C., 1986, Sultandağ ve dolayının tektoniği: MTA Derg., 107, 111-118.
- Demirkol, C. ve Yetiş, C., 1985, Hoyran gölü (İsparta) kuzeyinin stratigrafisi: MTA Derg., 101/102,1-13.
- Eren, Y., 1990a, Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağlan Masifi'nin stratigrafisi: Ç.Ü., A.Acar Sempozyumu, Adana, 83-92.

- Eren, Y., 1990b, Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 33,39-50.
- Haude, H., 1972, Stratigraphie und tektonik des südlichen Sultana Dağ (SW-Anatolien): Zeit. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, 123,411-421.
- Hobbs, B.E., Means W.D. ve Williams, P.F., 1976, An outline of structural geology: Inf. edn. Wiley.
- Gutnic, M, Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de chamiage dans le nord du Taurus occidentale (Turquie meridionale): C.R. Acad. Sci., Paris, 226,988-991.
- Juteau, Th., 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): Sciences de la Terre, Memoire, No. 32,692 s.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri (Tectonic units of Anatolian Asia Minor): MTA Derg., 66,20-35.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü (İsparta Büklümü) dolayının Tektoniği: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 26,1-10.
- Nalbantçılar, M.T., 1996, Akkanok (Afyon)-Sağır (İsparta) arasında Sultandağları Masifi'nin tektonostratigrafisi: KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30. yıl sempozyumu bild., Trabzon, 708-717.
- Özgül, N., 1976, Toroslann bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 19-1, 65-78.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., öztaş, Y. ve Korucu, M., 1991, Göller bölgesinin tektonostratigrafik birlikleri: O. Sungurlu sempozyumu bildirileri, Ankara, 213-237.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks: Me. Graw-Hill Book Co., Newyork, 568s.
- Ramsay, J.G. ve Huber, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology, V.I: folds and fractures: Academic Press, London, 307 s.
- Ramsay, J.G. ve Huber, M.I., 1989, The techniques of modern structural geology, V.2: folds and fractures: Academic Press, London, 309-700.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Sümer, E.Ö., 1995, Gondvana kuzeyi Anadolu mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modeli: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 38,1-22.
- Turner, F.J. ve Weiss, L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonics: Me. Graw-Hill Book Co., Newyork.
- Whittten, E.H.T., 1976, Structural geology of folded rocks: Chicago Rand, Me. Nally, 663 s.

Makalenin geliş tarihi: 15.11.1996
Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 5.05.1997
Received November 15, 1996
Accepted May 5, 1997



Düzce Ovası killerin konsolidasyon özellikleri ve jeolojik evrim ile ilişkisi

Consolidation properties of the clays at Düzce plain and their relationship with geological evolution

Orhan ŞİMŞEK

Geoconsult-Consulting Engineering Stemeck Str., 50-52 5020 Salzburg

Süleyman DALGIÇ

İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul

Öz

Anadolu otoyolunun Gümüşova-Gerede arasındaki bölümünde yer alan Düzce killerin konsolidasyon özelliklerinin bilinmesi, mühendislik yükü altındaki oturma davranışlarının belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. Bu amaçla, otoyol güzergahının Düzce kesimindeki killerin konsolidasyon özellikleri araştırılmıştır. Düzce havzası çökellerinin en kalın olduğu yer, şehrin güney kenarında olup, kalınlık bu kesimde yaklaşık 260 m'dir. Çökeller, havza ortasında ve güneye doğru kil, siltli kil ve killi siltlerin egemen olduğu istiften oluşurken, kuzey ve kuzeydoğuda ise kum ve çakıl gibi daha iri taneli malzemenin egemen olduğu seviyeler yer almaktadır. Killi seviyelerin belirlenen konsolidasyon özelliklerine göre, havza killerinin yüzeyden 5 ile 10 m arasında değişen derinliklere kadar aşın konsolide oldukları tespit edilmiştir. Aşın konsolidasyonun gelişimine, ovanın güneyindeki Düzce fayının aktivitesi ile havzanın çökelim merkezinin güneye hareket etmesi ve bunun sonucunda ovanın kuzey tarafının güneye oranla yükselmesinin sebep olduğu sonucuna varılmıştır. Bunun yanı sıra, ovanın bu nedenlerden dolayı yükselen kısımlarında yeraltı suyu seviyesindeki değişim, havalanma zonunun artmasına ve üst katmanların kuruması sonucunda aşın konsolidasyon düzeylerinin gelişmesine sebep olmuştur.

Anahtar Sözcükler: Düzce, Ova, Konsolidasyon, Jeolojik evrim,

Abstract

Determination of the consolidation of the Düzce clays exposed along the Gümüşova-Gerede section of the Anatolian motorway plays an important role to assess their settlement behaviour under loads of engineering structures. For this purpose, consolidation properties of these clay in the vicinity of Düzce are investigated. The deepest part of the alluvial deposits at Düzce plain takes place at the southern side of Düzce. Their thickness is about 260 m. Alluvial deposits mainly consist of clay, silty clay and clayey silts at the central and the souther parts of the basin, while granular materials, such as sand and gravel, become dominant at the north and north-east side of the plain. Based on the assessments performed for consolidation characteristics of the clayey layers, it was concluded that the upper part of these layers (up to depths of to 10 m) in the plain were over consolidated. The occurrence of over consolidation was resulted from the movement of Düzce sedimentation basin towards south due to tectonic activity of the Düzce fault. The variation in groundwater table caused an increase in the oxidation zone and the progress of overconsolidated zones due to the effects desiccation in the upper part of the basin.

Key Words: Düzce, Plain, Consolidation, Geological evolution,

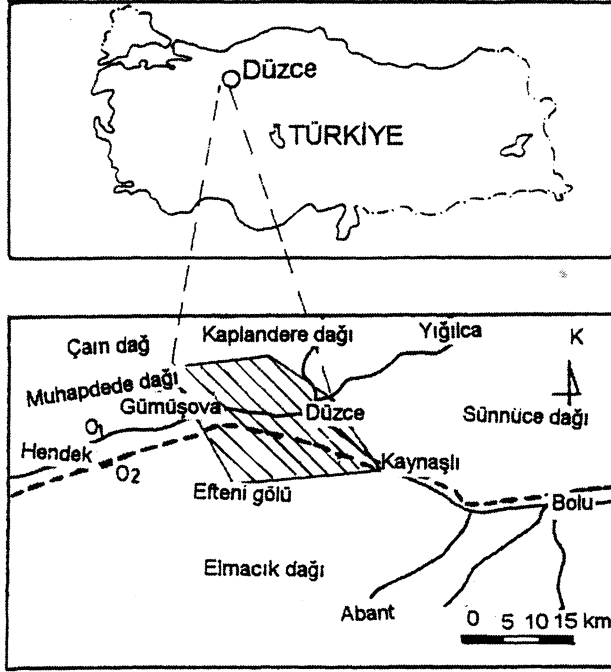
GİRİŞ

Bu çalışmada, Gümüşova-Gerede otoyolu Düzce ovası geçişindeki (Şekil 1) killi düzeylerin konsolidasyon özelliklerinin, havzanın jeolojik evrimiyle ilişkisi tartışılmıştır. Bu amaçla, Gümüşova-Gerede Otoyolu Düzce ovası geçişinin ana yüklenici kuruluşu Astaldi SPA tarafından yapılan yaklaşık 200 adet zemin sondajı ve bu sondajlarda derlenen 175 adet örslenmemiş numune üzerinde ASİM (1985) standartlarına göre yapılan konsolidasyon testleri, drenajsız makaslama dayanımı,

Atterberg limitleri, elek analizi, killerin MTA tarafından yapılan mineralojik analizleri ve DSİ tarafından yapılan jeofizik ve derin kuyu sondaj verileri değerlendirilmiştir. Ayrıca, laboratuvar deney sonuçları esas alınarak hesaplanan konsolidasyon özellikleri ve otoyol gövdesi altındaki oturmalar yerinde yapılan oturma ölçümleri ile karşılaştırılmıştır.

DÜZCE OVASI VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

İnceleme alanını oluşturan Düzce ovası, Miyosen sonunda gelişen Kuzey Anadolu Fayı'nın denetiminde



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

açılmış bir havzadır (Şekil 2). Ovanın güneyinde, Paleozoyik yaşlı metagranit ve granodiyorit, kuzeyinde ise kumtaşı-silttaşı ve şeyi ağdalanmasından oluşan Ereğli formasyonu ovanın temelini oluşturur. Bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak Kretase yaşlı konglomera, kumtaşı, killi kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşan Akveren formasyonu gelmektedir. Dikmen volkanitleri ovanın güney batısında gözlenmiş olup, andezit, spilit ve aglomeralardan oluşur. Tersiyer, kumtaşı-çamurtaşı, aglomera ve piroklastiklerden oluşan Kusuri formasyonu ile temsil edilmiştir (Yazman ve Çokuğraş, 1984). Bu birimler ova kenarında ve tabanında Kuvaterner yaşlı Örencik formasyonu ile örtülmüştür. Bu birim az tutturulmuş, yarı yuvarlak, iyi derecelenmiş, çakıl-kum ve silt karışımından oluşur. Ova çevresindeki Kuvaterner öncesi birimlerin detaylı tanımlamaları bu çalışmanın kapsamı dışında tutulmuştur.

Alüvyal çökellerinin stratigrafisi

İnceleme alanında gözlenen alüvyal çökeller (Şekil 2) bu çalışmanın yazarları tarafından üç ana gruba ayrılmış olup, her grubun genel özellikleri aşağıda özetle verilmiştir.

Akarsu alüvyonları (Qal)

Büyükmelen, Küçük melen, Asarsuyu ve Uğursuyu akarsularının ova içindeki akış rejimine bağlı olarak çeşitli boyuttaki malzeme oluşukları akarsu yatakları bo-

yunca gözlenmiştir. Akarsular, ovaya açıldıkları alanlarda iyi derecelenmiş, yuvarlak, yönelimli ve yüksek dayanımlı çoğunlukla kireçtaşı ve magmatik kökenli kumçakıl ve blok içerikli kaba malzeme biriktirmiştir.

Tarafımızdan hazırlanan jeolojik haritada (Şekil 2) görüldüğü gibi, Küçük melen akarsu yatağı boyunca Sankasımlar ve Sarayyeri köyleri arasındaki alüviyal yelpaze ve Uğursuyu yatağı boyunca Beyköy, Develibesni ve Bayramözü köyleri civarlarındaki alüviyal yelpazeler bu tür oluşuklardır. Ova içinde çoğunlukla menderesli akan akarsu yataklarında ince taneli çakıl, kum, silt ve ince tabakalı kil ara düzeylerinden oluşan çökeller gözlenmiştir.

Göl çökelleri (kum-çakıl düzeyleri; Qal2)

Bu birim havzanın kuzey, kuzeydoğu ve doğu kesimlerinde yer alır. Birim kahverenkli ve derinlerde gri olup, çoğunlukla, killi-siltli kum ve çakıl düzeylerinden oluşmaktadır. Bununla birlikte, killi düzeyler yanal geçişten dolayı yer yer kalınlığı 5 metreyi bulan siltli kil düzeyleri de mevcuttur. Çakıllar ince-iri boyutlu, köşeli ve yarı yuvarlak, SPT sayıları 10 ile 50 arasında değişmekte olup, gevşek ile sıkı sınıfta yer almaktadırlar. Havzanın doğu ve kuzey doğu kenarını oluşturan bu birimler, beslenmenin doğu yönünden olduğunu göstermektedir.

Göl çökelleri (kil, siltli kil ve killi silt düzeyleri; Qal3)

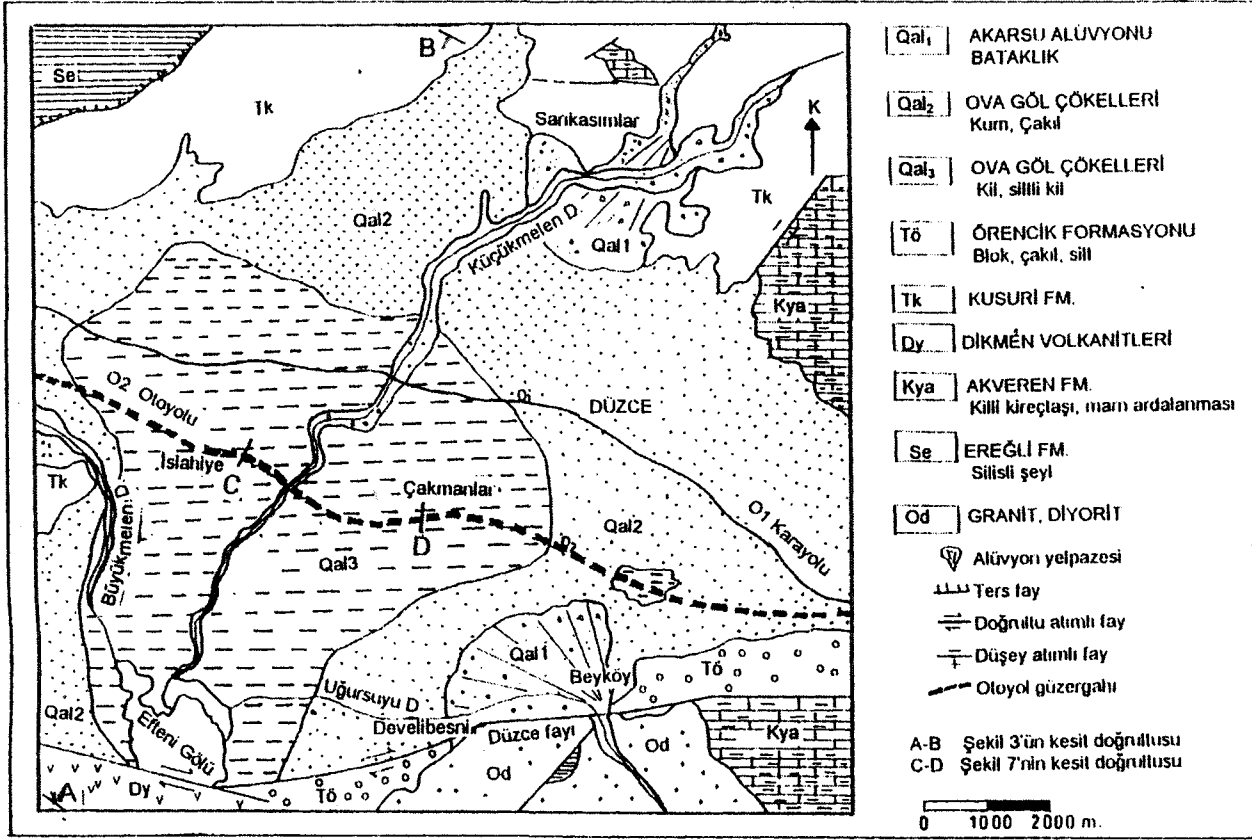
Bu çökeller, ovanın orta kesiminde ve Düzce ilçesinin güney batısında gözlenmiştir. Küçük melen nehir yatağı yarması boyunca kesitlerden ve araştırma sondajlarından birimin kalınlığı 3 ile 8 m arasında değiştiği üst kısmının kahverengi, alt bölümünün ise gri olduğu gözlenmiştir. Kil, siltli kil, killi silt ve kumlu silt düzeylerinden oluşan birim, yumuşak, orta kaü, orta-yüksek plastisiteli olup, bol miktarda kavkı içeriklidir.

Otoyol güzergahı boyunca alınan jeolojik profilde (Şekil 3) görüldüğü gibi, otoyol güzergahının 7 ve 19'uncu kilometreleri arasında (İslahiye-Çakmanlar köyü arası) ova bu zeminler ile dolmuştur. Kil düzeylerinin kalınlıkları yer yer 40 metreyi geçmekte olup, havza kenarındaki kum ve çakıl düzeyleriyle yanal geçişlidir. Bu birim, araştırma sondaj verilerine göre yüksek oranda organik madde ve basınçlı bataklık gazı içermektedir.

Çalışma alanının genç tektonizması ve havzanın gelişimi

Kuzey Anadolu fayının Burdigaliyen döneminde oluşmasından sonra fay boyunca doğrultu aümlü fayların döneminde oluşmasından sonra fay boyunca doğrultu atımlı fayların denetiminde bir çok çökel havzaları gelişmiştir (Seymen, 1975; Şengör, 1979). Düzce ovası çökel havzası, ovanın güneyini sınırlayan ve Kuzey Anadolu fayının önemli kollarından birini teşkil eden Düzce

DÜZCE OVASI KİLLERİ



Şekil 2. Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası.

Figure 2. Geological map of the study area and its vicinity

\ fayı ve bu faya verev konumunda gelişmiş Çayköy-İçmeler arasında 9 km kadar izlenebilen (Şaroğlu vd., 1987; Şaroğlu vd., 1992) fayların denetiminde açılmıştır (Şekil ; 4). Sağ yönlü Düzce fayı ve onun verev kolunun hareketi ile ovanın batı kısmı yükselirken (Muhappede dağı ve Hendek sırtı), gerisinde ise çekme gerilmesi sonucu olarak Düzce havzası açılmıştır. Aynı zamanda Düzce fayı ile Mudurnu vadisinden geçen Kuzey Anadolu fayı arasındaki tektonik bloğun (Elmacık dağı) bu iki fayın aktivitesi sonucu güneye doğru olan rotasyonal hareketi ve gerisinde oluşan gerilme sistemi havzanın açılmasına sebep olmuştur.

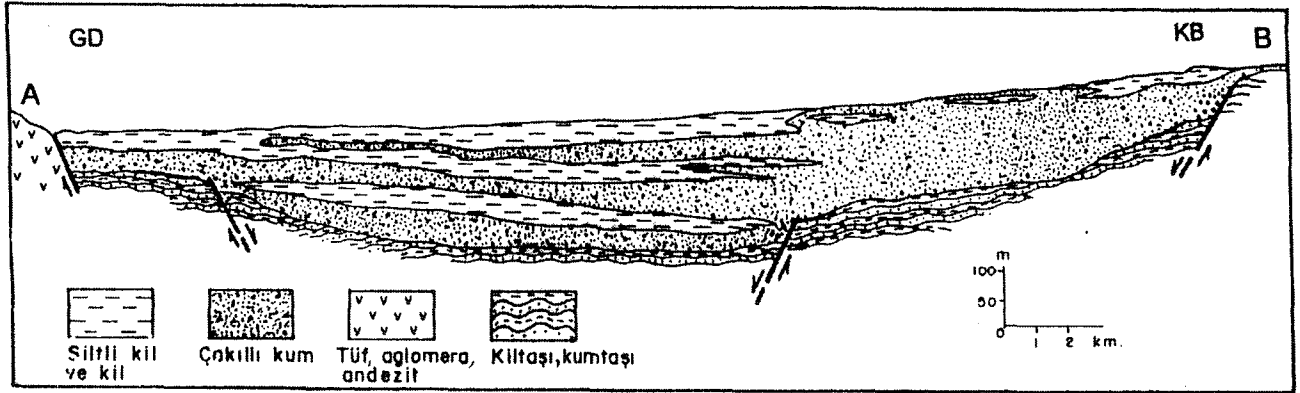
: Ovanın güney yamacı Düzce fayından dolayı oldukça dik bir topografyaya sahiptir. Buna karşın, kuzay yamaçta ise benzer bir fay belirtisi görülmemektedir. Bu durum havzanın sadece güney kenarındaki Düzce fayının denetiminde geliştiğinin göstergesidir. Şaroğlu vd., J(1987)'ne göre Düzce fayı ve ona verev gelişmiş Çayköy-İçmeler arasındaki faydan başka aktif fay bulunmamaktadır.

: Aydın ve Nur (1982), doğrultu atımlı fayların denetiminde gelişen havzaların (çoğunlukla çek-ayır) en önemli özelliklerinden birinin havza çökelim merkezinin aktivitesini sürdüren fay tarafına doğru hareket et-

mesi olacağını belirtmişlerdir. Ovanın güneyini sınırlayan Düzce fayının aktif bir fay olması sebebiyle Efteni gölü, havzanın bugünkü çökelim merkezi olarak Düzce fayının yanındadır.

Havza çökelim merkezinin güneye doğru yer değiştirmesini kanıtlayan veriler aşağıda belirtilmiştir:

- Ovadaki eğimler güneye doğrudur,
- Uğursuyu'nun eski alüvyon yelpazesi, akarsuyu ovaya açıldığı yerde olup, doğrultusu ovanın ortasına doğrudur (Şekil 2). Uğursuyunun şimdiki akış yönü ise Düzce fayına paralel olarak eski alüvyon yelpazesinin güney kenarından Efteni (Şekil 2) gölüne doğru akmaktadır. Düzce fayının akti vitesi ile Uğursuyu'nun yönü değişmiş olup, nehir bugünkü çökelim merkezine akmaktadır.
- Küçükmenen akarsu yatağı kuzeyden güneye doğru, Düzce ovası çökellerinin ortasında açılmıştır. Küçükmenen akarsu yatağı otoyolun geçtiği kesimde ova çökellerini yaklaşık 8 m kadar oymuştur. Ovanın kuzey kesiminde ise akarsuyun yatağını eski biriktirdiği alüvyon yelpazesi açmaktadır. Bu veriler, Düzce fayının halen aktivitesini, sürdürdüğünü göstermektedir. Ayrıca, Düzce fayının aktivitesini destekleyen en belirgin morfolojik yapılardan birisi fayın güneyindeki vadilerde bu-



Şekil 3. Gümüşova-Gerede otoyolu boyunca alınmış jeolojik profil (AB hattı).

lunan asılı teraslardır. Bu veriler esas alınarak, havza ortasının bugünkü çökelim merkezine oranla yükseldiği sonucuna varılmıştır.

YERALTISUYU KOŞULLARI

Otoyol güzergahı boyunca 1987 ve 1988 yıllarında yapılan zemin etüdü sondajlarında ölçülen yeraltısuyu seviyesinin en yüksek ve en düşük değerleri arasındaki fark, güzergahın 6 ve 19'uncu kilometreleri arasında 1 ve 3 m arasında, bu kilometreler arasındaki en düşük yeraltısuyu seviyesi ise 2 ile 5 m arasında değişmektedir (Şekil 5).

Ovadaki yeraltısuyu seviyesinin en yüksek olduğu dönem Nisan ve Mayıs ayları, en düşük olanı ise Ekim ve Kasım aylarıdır. DSİ tarafından ovanın değişik alanlarında açılmış 100'e yakın kuyudan alınan ölçümlere ait veriler, yeraltısuyu tablasının en düşük ve en yüksek olduğu dönemlerdeki farklılıkların ova ortasında (Düzce'nin güneyinde ve Efteni Develibesni (Uğursuyu'nun alüvyon yelpazesi içinde) ve ovanın doğu ve kuzeydoğu kesimindeki Çavuşlar mevkiinde ise (Küçükmenen alüvyon yelpazesi içinde) 2 ile 3 m arasında değiştiğini göstermektedir.

DÜZCE OVASI KİLLERİNİN JEOMÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİ

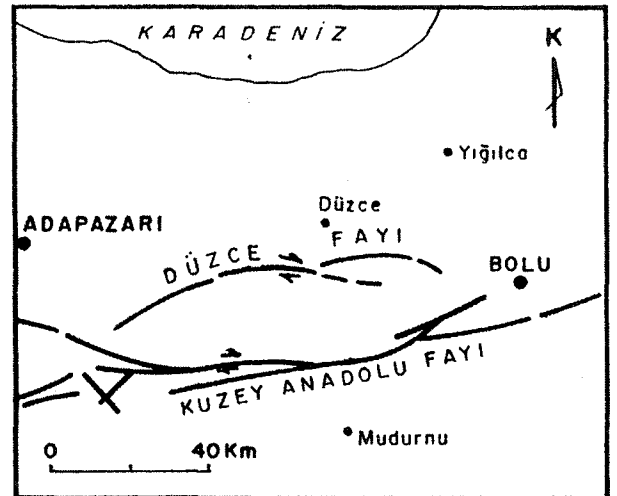
Ova çökelleri içinde yer alan killi düzeyler, Gümüşova-Gerede otoyolu ana yüklenici kuruluşu olan Astaldi SPA tarafından yapılan 200 kadar jeoteknik etüt sondajı ile değerlendirilmiştir. Ayrıca, yine bu kuruluş tarafından ASTM (1985) standartlarına göre sondajlardan elde edilen 200'e yakın örselenmiş ve örselenmemiş örnekler üzerinde doğal birim hacim ağırlığı (γ), tane birim hacim ağırlığı (G_s), tane boyu dağılımı ve Atterberg limitleri tayin edilmiş ve odometre aleti ile konsolidasyon deneyi ve makaslama kutusu deneyleri yapılmıştır. Bunların yanı sıra, killerin mineralojik özellikleri 10 adet örnek üzerinde araştırılmıştır.

Figure 3. Longitudinal geological profile along the Gümüşova-Gerede motorway (section AB).

İndeks özellikler

Düzce ovası görsel çökellerine ait killerin tane boyu dağılımı, örselenmiş ve örselenmemiş örnekler üzerinde 4, 10, 40 ve 200 no'lu elekten elenerek yapılmış 200 no'lu eleğin altındaki silt ve kil boyutu ise hidrometre deneyi yapılarak bulunmuştur (Çizelge 1). Killi düzeylerin, ağırlık-hacim ilişkileri, Atterberg limitleri ve kil yüzdesi değerleri Çizelge 2'de verilmiştir. Killi düzeylerin ortalama doğal birim hacim ağırlığı 18.8 kN/m^3 , tane birim hacim ağırlığı ise 27.5 kN/m^3 'tür. Killi düzeyler içindeki kil tane boyutundaki malzeme yüzdesi ise 8 ile 45 arasında değişmektedir.

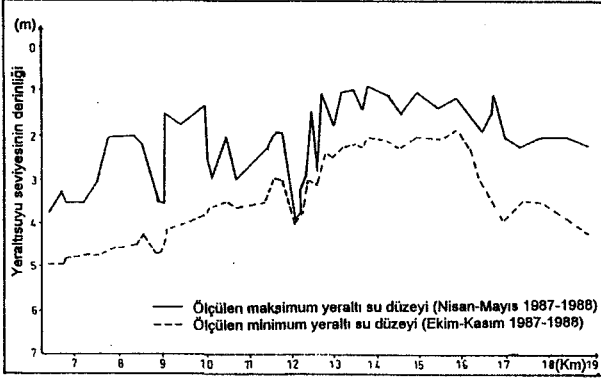
Kil örneklerinin birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre plastisite abağı üzerindeki dağılımı Şekil 6'da gös-



Şekil 4. Çalışma alanı ve çevresinin tektonik haritası (Şaroğlu vd., 1992).

Figure 4. Tectonic map of the study area and its vicinity (after Şaroğlu vd., 1992).

DÜZCE OVASI KİLLERİ



Şekil 5. 1987 ve 1988 yılları arasında Gümüşova-Gerede otomobil güzergahının 6 ve 19. km'leri arasında ölçülen yeraltısuyu seviyesinin en düşük ve en yüksek değerleri.

Figure 5- Minimum and maximum groundwater levels measured between 1987 and 1988 between the 6 and 19 th tons of the Gümüşova-Gerede motorway.

terilmiştir. Şekil 6'dan killerin büyük çoğunluğunun (% 62.5) orta plastisiteli CL grubu killer, % 29'unun yüksek plastisiteli CH grubu killer olduğu anlaşılmaktadır. Diğer örneklerin % 6'sı düşük plastisiteli CL-ML grubu, % 2.5'u MH-OH grubu killerdir.

Killerin aktivitesi, Skempton (1953)'e göre $A=0.79$ mertebesinde olup normal aktiftir. Ayrıca aktivitenin ilk metrelerden derinlere nazaran daha fazla olduğu saptanmıştır.

Killerin mineralojik özellikleri

Killerin mineralojik yapısı ve bileşenleri şişme, aktive ve sıkışma gibi mühendislik özelliklerini etkilemektedir. Bu amaçla inceleme alanında 5 ayrı lokasyonda farklı derinlikten alınan 10 adet örnek üzerinde, killerin mineralojik bileşenleri X-ışınları kırınım yöntemiyle tayin edilmiştir. MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarlarında yapılan analizlerin sonuçları Çizelge 3'de verilmiştir. Killi örneklerin mineralojik bileşenlerinin çoğunlukla montmorillonit, klorit, çok az illit, kuvars, feldispat ve kalsit olduğu belirlenmiştir. Bu durum ise killerin indeks ve konsolidasyon özellikleri üzerinde derinliğe bağlı olarak, farklı tür kil minerallerinin etkili olmadığını göstermektedir. Bu özellik itibarıyla makalenin konusunu oluşturan Düzce ovası çökellerinin derinlikle konsolidasyon farklılığı arasındaki ilişkide, kil mineralojisinin alttaki normal konsolide ve üstteki aşın konsolide özellikteki killerin ayırtlanmasına etkisi yoktur. Ancak, çoğunluğunu montmorillonit, klorit ve illit türü bileşenlerin oluşturduğu killerin yüzeye yakın düzeyleri atmosferik koşullar ve yeraltısuyu düzeyindeki

Çizelge 1. İncelenen zemin örneklerinin tane boyu dağılımı.
Table 1. Particle size distribution of the studied soil samples.

Elek No	Mak. geçen %	Min. geçen %
4	100	85
10	100	75
40	100	60
200	90	51
<0.002(%)	45	8

Çizelge 2. Doğal birim hacim ağırlığı, tane birim hacim ağırlığı, Atterberg limitleri ve kil yüzdesi değerleri.

Table 2. Values of natural unit weight, specific unit weight, Atterberg limits and percent of clay fractions.

γ (kN/m^3)	Gs (%)			LL (%)			Pl (%)			μ					
	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.			
17.0	20.6	18.8		26.3	28.8	27.5	29	67	40	12	28	20	8	45	26.5

y: Doğal birim hacim ağırlığı (kN/m^3). Gs: Tane birim hacim ağırlığı (kN/m^3)

LL: Likit limit (%). Pl: Plastik limit (%). μ : Kil yüzdesi (%)

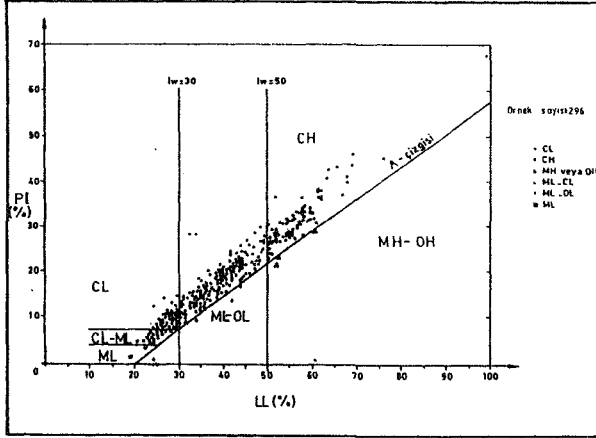
değişimlerden dolayı etkilenecek (kuruma, şişme, büzülme) aşın konsolidasyona sebep olmuşlardır.

Konsolidasyon özellikleri

Killerin konsolidasyon özellikleri 175 adet örselenmemiş örnek üzerinde ASTM (1985) standartına göre gerçekleştirilen odometre deneyleri ile belirlenmiştir. Bu deneyler yüzeyden yaklaşık 50 m'ye kadar değişen çeşitli derinliklerden alınan örnekler üzerinde yapılmıştır.

Deneylerden elde edilen veriler kullanılarak killerin basınç (logaritmik)-boşluk katsayısı (C_v), hacimsal sıkışma katsayısı (M_v), sıkışma indeksleri (C_c ve C_r), ön-konsolidasyon basıncı P ile örtü basıncı (P_o) ve ön-konsolidasyon basıncı ilişkisinden aşın konsolidasyon oranı (A.K.O) tespit edilmiştir. Ön-konsolidasyon basıncının tespiti ve sıkışma indeksi (C_c =normal konsolide olmuş kesimin sıkışma indeksi, C_c^* aşırı konsolide olmuş kesimin sıkışma indeksi) değerleri grafik yöntemle belirlenmiştir.

Killerin konsolidasyon özelliklerine ait literatür bilgilerinin çoğu sıkışma indeksi ile indeks özellikleri arasında ilişkilerin belirlenmesine yöneliktir (Ansal, 1987; Gündüz ve Önalp, 1996; Bowles, 1979, Herrero, 1980). Bununla birlikte, sıkışma indisinin tahmini zeminlerin mineralojik bileşimine ve coğrafik konumuna ve gerilme tarihçesine bağlı olarak yöreden yöreye değişmekte-



Şekil 6. Kil örneklerinin plastisite abağı üzerindeki dağılımı
Figure 6. Distribution of the clay samples on the plasticity chart.

dir. Bu nedenle bu çalışmada killerin sıkışma indeksi değeri doğrudan odometre deneylerinden elde edilen sonuçlara göre değerlendirilmiştir.

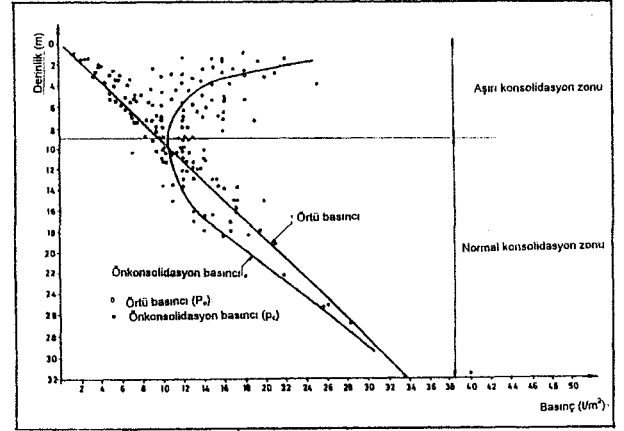
Kilin ön-konsolidasyon basıncının doğru tayin edilmesi koşuluyla geçmişte maruz kaldığı jeolojik yükleri ve dolayısıyla geçirmiş olduğu jeolojik evrimi yorumlamak mümkündür. Bu bilgiler ışığında zeminin üzerinde mühendislik yapılarından kaynaklanan ek yükler altında oluşacak oturma miktarının analizini gerçekçi bir şekilde yapmak mümkün olmaktadır.

Odometre deneylerinden elde edilen basınç (logaritmik)-boşluk oranı ilişkisi grafiğinden okunan P_c ve P_o değerleri, derinlik-basınç grafiği üzerinde gösterilmiştir

Çizelge 3. Çalışma alanındaki killerin mineralojik bileşimi

Table 3. Mineralogical composition of the clays in the study site.

Sondaj no	Derinlik (m)	Çoktan aza doğru göreceli olarak kil bileşenleri
S-13	10.0	Montmorillonit, klorit, çok az illit, kuvars, kalsit, az feldspat
S-13	18.0	Montmorillonit, klorit, illit, kuvars, kalsit, çok az feldspat
S-120	6.0	Montmorillonit, klorit, az illit, kuvars, kalsit, çok az kalsit
S-120	19.5	Montmorillonit, klorit, az illit, kuvars, feldspat, çok az kalsit
S-12	4.0	Montmorillonit, klorit, az illit, kuvars, feldspat, az amfibol
S-12	10.0	Montmorillonit, klorit, illit, kuvars, feldspat, çok az kalsit
S-11	3.5	Montmorillonit, klorit, az illit, kuvars, az feldspat
S-11	33.0	Montmorillonit, klorit, az illit, kuvars, feldspat, kalsit
S-33	2.0	Az montmorillonit, az klorit, az illit, kuvars, az feldspat, çok az amfibol
S-33	8.0	Montmorillonit, klorit, illit, kuvars, az feldspat, çok az amfibol



Şekil 7. ön-konsolidasyon basıncı ve örtü basıncının derinliğe bağlı değişimi (CD kesiti).

Figure 7. Variation of pre-consolidation and overburden pressures with depth (Section CD).

(Şekil 7). Bu ilişki, yüzey ile ortalama 10 m derinlik arasındaki seviyenin aşırı konsolidasyona maruz kaldığını göstermektedir. Bu seviyenin altında kalan katmanlar P_c ve P_o değerlerinin birbirlerine yakın olmasından dolayı normal konsolide kil özelliği göstermektedir. Otoyol güzergahı boyunca aşırı konsolidasyonun derinliği her sondaj için hesaplanmış ve boyuna profil üzerinde gösterilmiştir (Şekil 8). Buna göre, otoyol güzergahı boyunca aşırı konsolide olmuş seviyenin kalınlığı 5 ile 10 m arasında değişmektedir (Şimşek, 1994).

Ön-konsolidasyon basıncının gelişimi ve killerin jeolojik evrim ile ilişkisi

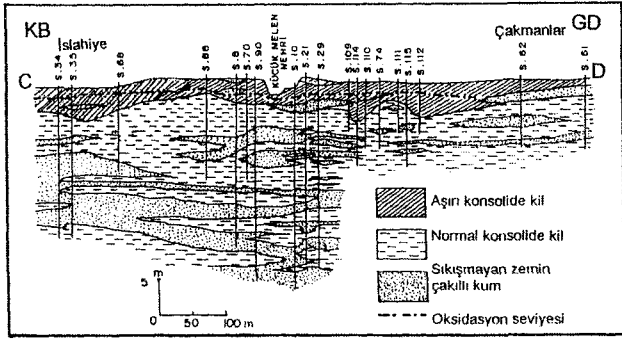
Ön-konsolidasyon basıncının (P_c), güncel örtü basıncından büyük olduğu durumlarda aşağıda belirtilen koşullardan birinin oluşması gereklidir.

- Erozyona bağlı olarak ortamdan yük azalması, diğer bir ifadeyle kilin jeolojik devirlerde bugünkünden daha fazla örtü yüküne maruz kalması (P_o değerinin azalması),
- Yeraltısuyu tablasındaki değişim (Kenny, 1964)
- Zeminin kurulması (P_c değerinin, P_o değerine oranla artması).

Yukarıda değinilen genel koşulların dışında; çimentolanma, iyon konsantrasyonundaki değişim, oksidasyon (Bjerrum, 1972), çökeltme koşulları ve mineralojik bileşim aşırı konsolidasyon değerinin artmasından önemli olabilen diğer etkenlerdir.

Erozyona bağlı olarak P_o değerinin azalması Düzce havzası için mümkün görülmektedir. Çünkü havza erozyona uğrayacak ölçülerde yükselmemiş olmakla birlikte,

DÜZCE OVASI KİLLERİ



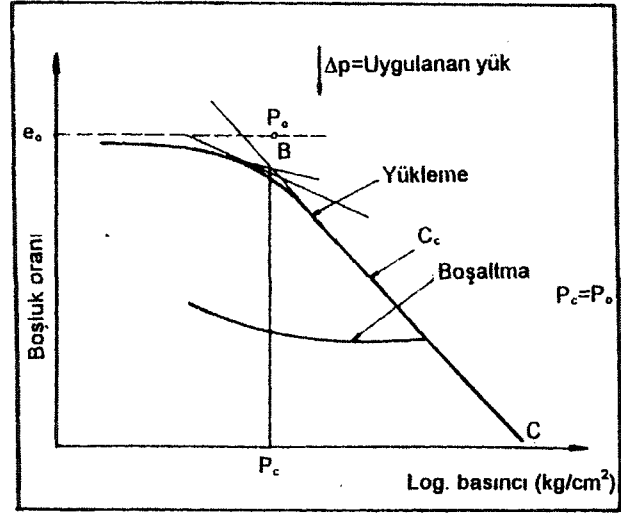
Şekil 8. Aşırı konsolidasyonun sınırlarını gösteren boyuna profil.

Figure 8. Longitudinal profile illustrating the boundaries of overconsolidation.

halen güney kenarında çökelim sürmektedir. Bu nedenle aşırı konsolidasyon özellikleri diğer faktörlere bağlı olarak açıklanabilir. Bunlar, kuruma, çimentolanma oksidasyon, çökeltme ortam koşulları, yeraltısuyu değişimi, aktif tektonizma ve mineralojik bileşendir.

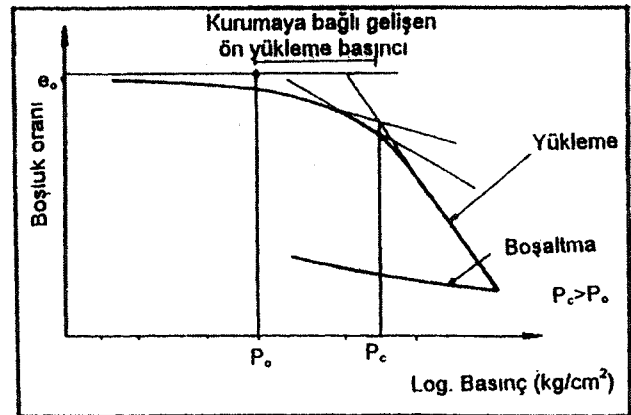
Kurumanın aşırı konsolidasyona etkisi, çökeltme ortamı koşullarına bağlı olarak, çökeltme süreci sırasında veya çökeltmeden sonra olabilir. Düzce havzasının çökeltme koşulları bugünkü Efteni gölü gibi düşünülürse bataklık ortamı özelliğindeki göl çevresinde kurak dönemlerde kuruma çatlakları gözlenmektedir. Burada kurumanın etkisi yüzeyden yaklaşık 0.5 m derinliğe kadar saptanmıştır. Bu yüzeysel kesimde artan ön-konsolidasyon basıncı örtü basıncından daha yüksek değer almaktadır ve aşırı konsolidasyona sebep olmaktadır. Otoyol güzergahı boyunca yapılan sondajlarda bataklık gazının tespiti ve çok miktarda organik malzemenin varlığı, havzanın çökeltme koşullarının bugünkü Efteni gölüne benzediğini göstermektedir.

Otoyol güzergahı boyunca alınan jeolojik profil (Şekil 8) üzerinde gösterilen aşırı konsolidasyon zonu, normal konsolidasyonun havalanma zonu sınırlarında görüldüğü gibi, yeraltısuyu seviyesindeki değişimler ve atmosferik koşullar etkisiyle oluşan havalanma zonu, aşırı konsolide olmuş seviyeyle paralellik göstermektedir. Havalanma zonu, kurumaya bağlı aşırı konsolidasyonun gelişimi ve yeraltısuyundaki değişimler havzanın tektonik evrimi ile ilgilidir. Havzanın gelişimi ve genç tektonizma bölümünde değinildiği gibi, doğrultu atımlı fayların denetiminde gelişen havzaların en belirgin özellikleri, havzanın çökeltimini tamamladığı aşamadaki en son çökeltme merkezinin aktif fayın kenarında bulunmasıdır. Düzce ovasında şu andaki çökeltme merkezi Efteni gölüdür. Dolayısıyla havzanın ortası ve kuzeyi çökeli-



Şekil 9. Normal konsolidasyon eğrisi.

Figure 9. Normal consolidation curve.

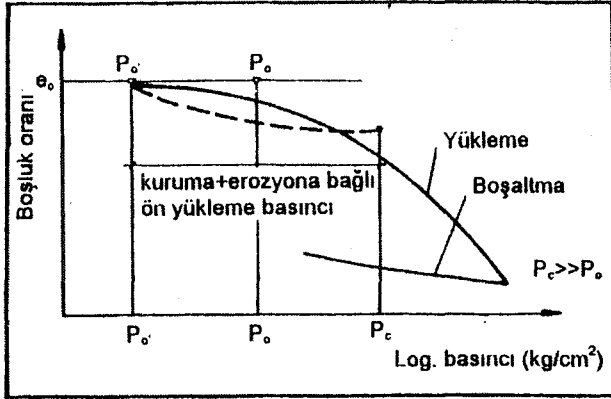


Şekil 10. Kurumaya bağlı olarak gelişen aşırı konsolidasyon durumu.

Figure 10. Overconsolidation condition occurring due to desiccation.

mini tamamlayarak güneye oranla yükselmiştir. Bu nedenle yeraltısuyu seviyesinde oluşan değişiklikler, kurumanın derinliğini arttırmış olup, belirlenen mevcut aşırı konsolidasyon zonunu oluşturmuştur. Güneye doğru bu derinlik azalmakta, Efteni gölü çevresinde 0.5 metreye düşmektedir.

Bir ortamdaki aşırı konsolidasyonun gelişimi aşamaları tipik konsolidasyon eğrileri üzerinde, Şekil 9,10 ve 11'deki gibi gösterilebilir (Craig, 1978; Smith, 1974). Şekil 9'de normal konsolidasyon gösterilmiştir. Burada P_0 ile P_c birbirine eşittir. Bu koşullar, devam eden çökeltme ortamları veya henüz çökeltimini tamamlanmış or-



Şekil 11. Kurumaya ve yük azalmasına bağlı olarak gelişen aşırı konsolidasyon durumu.

Figure 11. Overconsolidation condition occurring due to desiccation and unloading.

taamlar içinde geçerlidir. Bunu izleyen aşama Şekil 10'da gösterilmiştir. Burada yukarıda bahsedilen koşulların etkisiyle oluşan kuruma özellikleri sabit P_0 değeri karşısında P_c değerinin artmasına neden olmaktadır. Bu koşullar kurumanın etkileyeceği yüzeysel katmanlarda oluştuğu için zemin üzerine ilave bir yük gelmediği sürece P_c değeri P_0 değerinden daha büyük kalacaktır. Bu aşamayı izleyen dönemlerde ortamın yükselerek erozyona maruz kalması artan P_c değerine karşılık P_0 değerinin azalmasına neden olmaktadır. Bu aşama Şekil 11'de gösterilmiştir. Bu değerlendirmelere göre Düzce ovasındaki killi düzeylerin üst katmanlarındaki aşırı konsolidasyonun gelişimi Şekil 11'da belirtilen aşama ile ilgilidir.

Arazide ölçülen oturma miktarları ile teorik yaklaşıma dayalı hesapların karşılaştırılması

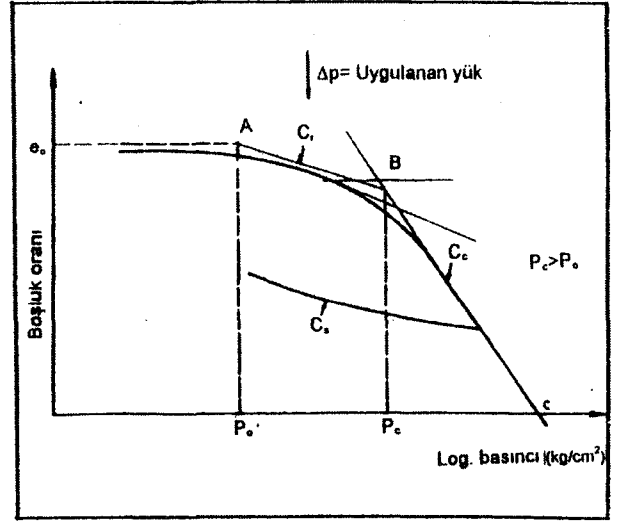
Killerin P_c değerinin doğru belirlenmesi, ortamın jeolojik evrimi ve oturma analizlerinin doğru yapılmasında önemli rol oynamaktadır. $P_c = P_0$ (normal konsolidasyon) koşulununun geçerli olduğu ortamlarda sıkışma indeksi değeri C_c . Şekil 9'de gösterilen BC hattının tanjantına eşit olduğundan uygulanan AP yükü (Düzce ovasında otoyol dolgu yükü) zemini doğrudan konsolidasyon oturması olarak etkileyecektir (Şekil 9). Bu oturma aşağıdaki eşitlikten (1) hesaplanmaktadır.

$$S = H \frac{C_c}{1+e_0} \log \frac{\Delta P + P_0}{P_0} \quad (1)$$

Yukarıdaki eşitlikte,

S= toplam oturma miktarı

H= sıkışabilir tabaka kalınlığı



Şekil 12. Aşırı konsolidasyon eğrisi.

Figure 12. Overconsolidation curve.

e_0 = boşluk oranı

AP= uygulanan yük

C_c = normal konsolide kilin sıkışma indeksi

Şekil 12'deki koşulların geçerli olduğu haklarda P_g/P^1 (aşırı konsolidasyon) durumunda ise oturma analiz için iki koşul geçerlidir:

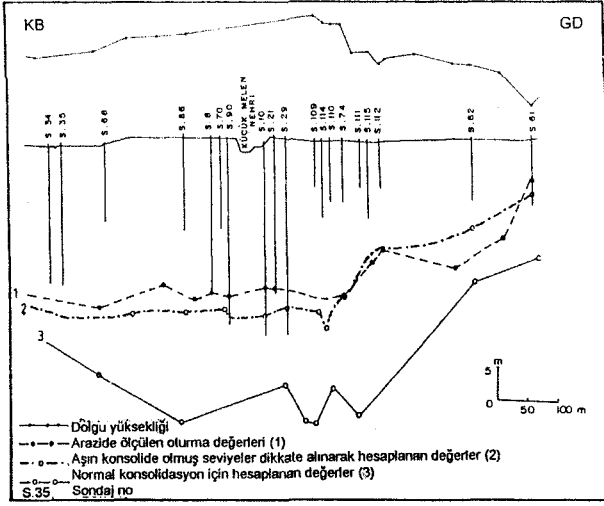
1) $AP + P_0 > P_c$ ise; uygulanan yük konsolidasyon eğrisinin AB hattı üzerinde kalacaktır. Dolayısıyla AB hattının tanjantı aşırı konsolidasyona ait sıkışma indeksini (C_r) verecektir. Bu değer Leonards, (1976)'a göre C_c değerinin % 10'u ile % 20'si arasında olup, oturma miktarı da o oranda az olacaktır. Bu aralıktaki oturma miktarları ihmal edilebilecek kadar az olmaktadır.

2) $AP + P_0 > P_c$ ise; zemin aşırı konsolide, ancak uygulanan yük ile örtü basıncının (P_0) toplamı P_c değerini aştığı için zemin yük altında normal konsolide davranış gösterecektir. Burada, aşırı konsolide olmuş alanın sıkışma indeksi ile normal konsolide olmuş alanın sıkışma indeksi birlikte değerlendirilmiştir. Bu yaklaşımda aşağıdaki eşitlik (2) kullanılmıştır.

$$S = H \frac{C_r}{1+e_0} \log \frac{P_c}{P_0} + H \frac{C_c}{1+e_0} \log \frac{\Delta P + P_0}{P_0} \quad (2)$$

Arazi ölçümleri ise oturma plakaları kullanılarak bu makalenin yazarları tarafından yapılmıştır. Ölçüm noktaları genellikle sanat yapılarının üzerinde olup, otoyol güzergahının ekseninde, sağında ve solunda olmak üzere, her sanat yapısında üç tane olacak şekilde yerleştiril-

DÜZCE OVASI KİLLERİ



Şekil 13. Otoyol güzergahı boyunca ölçülen konsolidasyon oturmalarının teorik oturma hesaplamalarıyla karşılaştırılması (CD hata)

Figure 13. Comparison between the monitored consolidation settlement and theoretically calculated settlement (Section CD).

mistir. Sanat yapılarının olmadığı alanlarda, otoyol güzergahı boyunca her 100 metrede bir oturma plakaları yerleştirilmiştir. Okumalar, sanat yapısının ve otoyol üst yapısının tolere edebileceği oturma miktarına ulaşılan kadar sürdürülmüş olup, bu süre genellikle 6 ay ile 18 ay arasında değişmiştir.

Otoyol güzergahı boyunca arazi ölçümleri ile teorik yaklaşıma dayalı hesaplamaların karşılaştırılması Şekil 13'de sunulmuştur. Bu şekile göre, aşırı konsolide olmuş üst seviyeler dikkate alınarak yapılan oturma hesapları ile arazi ölçümleri arasında birbirine yakın değerler elde edilmiştir. Yukarıda tanımlanan aşırı konsolide olmuş seviye dikkate alınmayıp, tüm katmanların normal konsolide olduğu yaklaşımla hesaplama yapılmıştır. Bu değerler yerinde ölçülen değerlerden oldukça fazladır. Bu da aşırı konsolide olmuş üst seviyenin varlığını göstermektedir.

Dhowian vd., (1987) tarafından yapılan bir çalışmada ise, laboratuvarda saptadıkları oturma değerlerinin arazide saptanan oturma değerlerinden daha az olduğunu belirlemişlerdir. Bu ölçüm sonuçlarının farklı olmasını da drenaj ve laboratuvar test koşullarına bağlamışlardır. Bu nedenle laboratuvarda daha büyük ölçekli yükleme ve drenaj ölçümlerine gerek duyulduğunu belirtmişlerdir. İnceleme alanında ise yukarıda belirtildiği gibi oturma değerleri üstteki killerin aşırı konsolide olması ile ilgili olarak açıklanmıştır.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışma kapsamında elde edilen verilerin değerlendirilmesiyle, Düzce ovasındaki killerin konsolidasyon özelliklerine ve jeolojik evrim ile ilişkisine ait sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

Anadolu Otoyolunun Gümüşova-Gerede arasındaki güzergah boyunca; Düzce ovası çökellerinin killi seviyeleri % 29 oranında yüksek plastisiteli CH grubu killer, % 62.5 oranında orta plastisiteli CL grubu siltli kil ve % 6 oranında ise CL-ML türü düşük plastisiteli killi silt ve şiltlerden oluşmaktadır. Killerin mineralojik analizleri de farklı derinliklerden alınan kil örneklerinin başlıca montmorillonit, klorit, çok az illit, kuvars, feldispat ve kalsitten oluştuğu belirlenmiştir. Bu durum, killerin indeks ve konsolidasyon özellikleri üzerinde farklı tür kil minerallerinin etkili olmadığını göstermektedir.

Killerin konsolidasyon özelliklerine göre, 3 ile 10 m arasındaki derinliklerde yer alan yüzeysel tabakaların aşırı konsolide oldukları tespit edilmiştir. Odometre deneylerinden elde edilen basınç (logaritmik)-boşluk oranı ilişkisi grafiğinden okunan P_c ve P_o değerleri, yüzey ile ortalama 10 m arasındaki seviyenin aşırı konsolidasyona maruz kaldığını göstermektedir. Bu seviyenin altında kalan katmanlar P_c ve P_o değerlerinin birbirlerine yakın olmasından dolayı normal konsolide kil özelliği göstermektedir.

Yüzeysel aşırı konsolidasyonun gelişimi, Düzce ovasının jeolojik evrimi ve çökeltme ortamı ile ilgilidir. Düzce ovası Kuzey Anadolu Fay sistemi içinde doğrultu atımlı fay denetiminde gelişmiştir. Havzayı oluşturan güneydeki fayın aktif bir fay olmasından dolayı havzanın mevcut çökeltme merkezinin güneye doğru fay kenarına hareketini sağlamıştır. Dolayısıyla havzanın eski merkezi güneyine oranla yükselmiştir. Bunu destekleyen saha verileri, Uğursuyu akarsu yatağının doğrultusunu kuzeyden batıya değiştirmesi, Küçükmenen akarsuyunun Efteni gölüne kadar ova içinde açtığı yatak içinde akması ve eğimlerin güneye doğru olmasıdır. Ovanın bu kesimlerinin yükselmesiyle beraber, yeraltısuyu seviyesindeki değişim havalanma zonu derinliğinin artmasına ve kurumaya bağlı aşırı konsolidasyonun hızlanmasına sebep olmuştur. Killerdeki renk değişim sınırının (kahverenginden griye) aşırı konsolidasyon sınırına yakın olması da bunu katınlamaktadır.

Otoyol güzergahı boyunca oturma plakaları ile yapılan ölçümler ve teorik yaklaşıma dayalı hesaplamaların karşılaştırılması sonucu aşırı konsolide olmuş seviyeler dikkate alınarak yapılan oturma hesapları ile arazi ölçümleri arasında birbirine yakın değerler de edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmaya çeşitli katkılardan dolayı İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Ana Bilim Dalı öğretim

üyelerinden, Prof. Dr. Okay Eroskay'a, Prof. Dr. Okay Gürpınar'a ve Öğr. Gör. Dr. Ali Malik Gözübol'a teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ASTM (American Society for Testing and Material), 1985, Annual Book of ASTM Standarts Soil and Rock, Building Stones, Section-4, Construction, V.04.08, ASTM Publication, 972,166-194.
- Ansal, M.A., 1987, Konsolidasyon özelliklerinin istatistiksel bir değerlendirmesi, Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği ikinci Ulusal Kongresi, Cilt 1, istanbul, 15-28.
- Aydın, A., ve Nur, A., 1982, Evolution of pull apart basins and their scale independence, Tectonics, 1,91-105.
- Bjerrum, L., 1972, Embankments on soft ground, Proc. Speciality Conf. Perform. Earth and Earth-Supported Struct., ASCE, 1-54.
- Bowles, J.E., 1979, Physical and Geotechnical Properties of Soils, Me Graw-Hill book Co., Inc., New York, 410 pp.
- Craig, R.F., 1978, Soil Mechanics. Van Nostrand reinhold Co., New York, 318 pp.
- Dhowian, A.W., Erol, A. O., ve Sultan, S., 1987, Settlement Predictions in complex Sabkha soil profiles, Bulletin of the International Association of Engineering Geology 36,11-21.
- Gündüz, Z. ve Önalp, A., 1996, Killerin sıkışabilirlik indisleri ile temel özellikleri arasındaki bağıntı, Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Altıncı Ulusal Kongresi, İzmir, 82-88.

- Herrero, O.R., 1980, Universal compression index equation, Journal of GED, Proc. of ASCE, 106, GT 11,1179-1200.
- Kenny, T.C., 1964, Sea level movements and the geologic histories of the Post-Glacial soils at Boston, Nicolet, Ottawa and Oslo, Geotechnique 14, 203-204.
- Leonards, G., 1976, Estimating consolidation settlement of shallow foundations on overconsolidated clay, Transportation Research Board, Special Report 163, Washington, D.C., 13-16.
- Seymen, L., 1975, Kelkit kesiminde Kuzey Anadolu fay zonu nun tektonik özelliği, İTÜ Maden Fakültesi Yayını, 192s.
- Skempton, A. W., 1953, The colloidal activity of clays. Proc. of 3 rd Int. Conf. on Soil mech., Zurich, 1:57-61.
- Smith, G.N., 1974, Elements of soil mechanics for civil and mining engineers. Crosby Lockwood Staples, London, 418 pp.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Boray, A., 1987, Türkiyenin diri faylan ve deprenselliği, MTA Raporu, Derleme No 8174, (yayımlanmamış).
- Şaroğlu F., Emre, Ö., ve Kuşçu, I., 1992, Türkiye diri fay haritası, MTA Genel Müdürlüğü, 1:1000000 ölçekli harita.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonics significance, J. Geo. Soc. London, 136,269-282.
- Şimşek, O., 1994, Düzce ovası killerinin konsolidasyon özellikleri ve jeolojik evrim ile ilişkisi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 88 s., (yayımlanmamış).
- Yazman, K.M., ve Çokuğraş, R., 1984, Bolu-Kaynaşlı-Mengen yerleşim merkezleriyle sınırlı alanın ön jeolojisi raporu. TPAO Rap. No 1999, (yayımlanmamış).

Makalenin geliş tarihi: 12.03.1996

Makalenin yayını kabul edildiği tarih: 29.03.1997

Received March 12, 1996

Accepted March 29, 1997



Anadolu otoyolu Bolu tüneline litolojik ve yapısal unsurların dağılımı

Distribution of lithological and structural features along Bolu tunnel, Anatolian motorway

Süleyman DALGIÇ İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul

Öz

Bolu tüneli yaklaşık 3250 m uzunluğu ile ülkemizin en uzun otoyol tüneli olacaktır. Tünel güzergahı değişik litolojilerden ve doğrultu atımlı faylar ile bindirme zonlarından geçmektedir. Anadolu otoyolu Bolu tüneline en yaşlı birim, başlıca amfibolit, gnays, metadiyorit, metakuvarsdiyoritten oluşan Prekambriyen öncesi, Yedigöller formasyonudur. Bu birimleri Devoniyen yaşlı kayraktaşı, metakuvarsit ile Çatak kireçtaşı üyesinden oluşan İkizoluk formasyonu tektonik dokanakla üzerlemektedir. Tünel güzergahına yakın alanlarda Üst Kretase kaotik bir topluluk olan Abant karmaşığı ile başlar. Bu topluluk içerisine karmaşıkla yaşıt veya daha genç, Elmalık granitoidleri sokulum yapmıştır. Breşik mermer ve kayraktaşından oluşan Atyayla formasyonu Üst Kretase sonunu temsil etmektedir. Bu birimin üzerinde Paleosen-Alt Eosen yaşlı kumlu kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşından oluşan Bayramışlar formasyonu ile kumlu kireçtaşı, karbonatlı kum taşı, breşik çakıtaşı, kum taşı, silttaşı, kil taşı, marn ve kireçtaşından oluşan Fındıcak formasyonu bulunmaktadır. Güzergahın en genç birimleri kil, kiltası, killi kireçtaşı, jips, marn ardalanması ile temsil edilen Orta-Üst Eosen yaşlı Apalar formasyonu ile tutturulmamış ve/veya tane tutturmalı çökellerden oluşan, Pliyosen yaşlı Asarsuyu formasyonudur. Bu birimler Üst Kretase'den başlayarak Üst Miyosen'e kadar K-G yönlü sıkıştırma kuvvetleri ile itilerek üst üste yığılmışlardır. Bu sıkıştırma rejimi Üst Miyosen'den sonra değişmiş ve tünel güzergahını da içine alan bölgede Kuzey Anadolu fay zone ile ilişkili doğrultu atımlı faylar gelişmiştir.

Anahtar Sözcükler: Bolu, Otoyol, Tünel, Litolojik karmaşık, Yapısal jeoloji.

Abstract

The Bolu tunnel, with a length 3250 m is going to be the longest one among the others in Turkish motorway project. The tunnel alignment passes through various lithological unit and zones of strike-slip and thrust faults. The oldest unit of the Bolu tunnel of the Anatolian motorway is the Yedigöller formation of Precambrian age composed mainly of amphibolite, gneiss, metadiorite and meto-quartzdiorite. Tectonically overlying this unit is the İkizoluk formation, comprising of phyllite, shale, quartzite and the Çatak limestone member. Upper Cretaceous is represented by a chaotic assemblage, called the Abant complex. Elmalık granitoids have intruded into this assemblage in the upper or later. The end of Upper Cretaceous is represented by brecciated marbles and slates of the Atyayla formation. It is overlain by Bayramışlar formation of Paleocene-Lower Eocene, which consists of sandy limestone, calcareous sandstone and breccia. The Fındıcak formation is represented by sandstone, siltstone, clay stone, marl and limestone. The youngest units of the alignment of the Bolu tunnel are the Apalar formation of Middle-Upper Eocene, which is represented by alternation of clay, claystone, clayey limestone, gypsum and marl and the Asarsuyu formation consisting of unconsolidated sediments of Pliocene. These units were piled up within a N-S compressional regime during Late Cretaceous. In Upper Miocene epoch the prevailing compressional regime has changed into which, has created when the North Anatolian Fault Zone, characterized by strike-slip faults.

Key Words: Bolu, Motorway, Tunnel, Lithological complex, Structural geology.

GİRİŞ

Transit Avrupa otoyolu güzergahı üzerinde yapımı sürdürülen Bolu tüneli, büyük ölçekli mühendislik yapılarından birini oluşturmaktadır (Şekil 1). Bolu tüneli, üç şeritli ikiz tünel olarak tasarlanmıştır. Tünelin yaklaşık uzunluğu sağ tüp için 3236 m ve sol tüp için 3287 metredir.

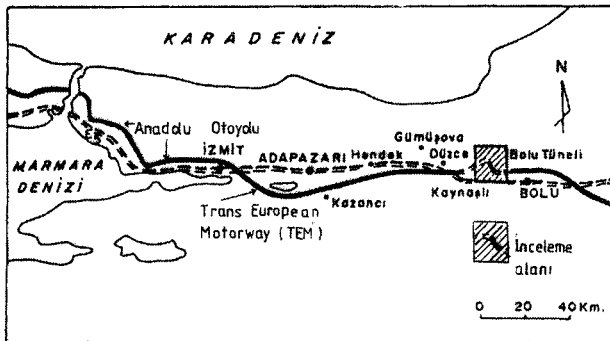
Tünel güzergahının jeolojisini ortaya koymak amacıyla yapılan bu çalışmada, öncelikle tektonik usurların denetiminde mostra dağılımı veren bölgenin, istif sel konumu incelenmiştir. Daha sonra çalışma alanındaki yapısal unsurların konum ve mühendislik özellikleri, yüzey jeolojisi çalışmalarına ek olarak 34 araştırma sondajı ve 15 araştırma çukuru verileri ile birlikte araştırılmıştır.

TÜNEL GÜZERGAHINDAKİ JEOLJİK BİRİMLER

Bolu tünelinin en yaşlı ve temel birimini, Yedigöller formasyonu oluşturur. Bu birimin üzerinde Devoniyen yaşlı istif ile örtü kayaları yer almaktadır. Bu birimler Üst Kretase'den sonraki dönemlerde devam eden K-G yönlü sıkıştırma kuvvetleri içinde yer yer itilerek yöreye uyumlu nitelik kazanmışlardır (Şekil 2).

Yedigöller formasyonu (PYZ)

Asarsuyu tarafından girişte tünel güzergahının yaklaşık 750 m'lik ilk kesiminde amfibolit, amfibolgnays, metadiyorit ve metagranitten oluşan Yedigöller formasyonu yüzeylenmektedir. Birimde egemen olan litolojiler amfibolitler ve metagranitlerdir. Bu birimleri kesen çeşitli kalınlıkta aplit, andezit ve diyabaz day klan ile kuvars damarları bulunmaktadır. Bu litolojilerin bir kısmı, bölgedeki paleotektonik ve neotektonik hareketler ile ileri derecede kataklastik deformasyona uğramışlardır. Amfibolitler, tünel güzergahında metagranitlerle birlikte yer alır ve başlıca hornblend, plajiyoklas, klorit, alkali feldspat, epidot ve opak minerallerden oluşur. Me-



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

tagranitler; kuvars, plajiyoklas, ortoklas, hornblend, biyotit, mikroklin, epidot, klorit ve opak mineral topluluklarını içerir. Bazı ince kesitlerde hornblendlerin epidot, muskovit ve biyotite geri dönüştüğü gözlenmektedir.

İnceleme alanında Yedigöller formasyonunun tabanı gözlenmemektedir. Formasyonun üst dokanağı tünel ekseninde Devoniyen yaşlı şeyi, fillit, kayraktaşı ve kristalize kireçtaşları ile (İkizoluk formasyonu) tektonik dokanaklıdır. Bölgede çalışma yapan araştırmacılar (Blumenthal 1948; Ketin 1967; Canik 1980; Kaya ve Dizer 1984; Aydın vd., 1987; Cerit 1990; Dalgıç 1994) arasında birimin bölgedeki temeli oluşturduğu ve Pre-kambriyen yaşta olabileceği konusunda görüş birliği bulunmaktadır (Şekil 3,4).

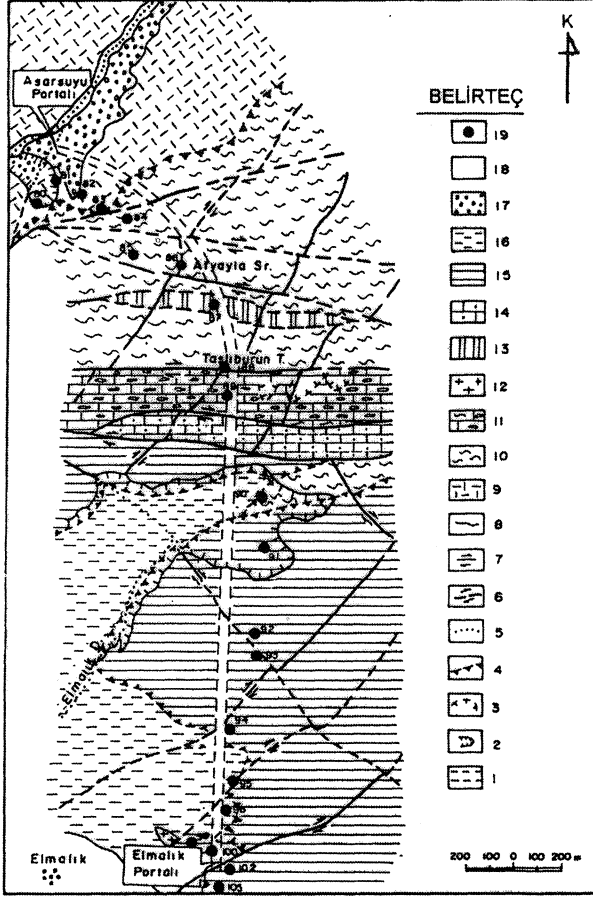
Bölgesel metamorfizma ve daha sonra bunu izleyen genç bir kataklastik ve retrograd metamorfizma Yedigöller formasyonunu etkilemiş görülmektedir. Bölgesel metamorfizma derecesi başlıca kuvars+hornblend+plajiyoklas, hornblend+kuvars+plajiyoklas+biyotit+epidot mineral parajenezleri ile temsil edilmektedir. Mineral parajenezi, amfibolit fasiyesine karşılık gelmektedir. Bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş olan Yedigöller formasyonunun, fay zonları yakınlarında kataklastik metamorfizmanın etkilerini de taşıdığı görülmektedir. Birimdeki kataklastik kayaların tanınmasında dokusal farklılık, ayrışma derecesi, fay zonları ve ince kesitlerdeki kataklastik doku gibi unsurlar yardımcı olmuştur. Higgings (1971), Sibson (1977), Takagi (1986), Schmid ve Handy, (1991) gibi araştırmacıların tanımlarına göre, Yedigöller formasyonunda fiziksel özelliklerinden dolayı daha çok birincil kohezyonlu milonitik kayalar bulunmaktadır. Kayalarda mekanik ufalanma ve rekristalizasyonun yanı sıra epidotlaşma ve kloritleşme yaygındır. Kuzey Anadolu fay zonunda ufalanma-kırıklanma nedeniyle biçim değişim dđđal olarak artmıştır.

İkizoluk formasyonu (Di)

İkizoluk formasyonunun fillit, kayraktaşı, kalkışit, şeyi, kil taşı ve silttaşı ile Çatak kireç taşlarına ait litolojiler tünel kotunda yer almaktadır (Şekil 3, 4). Fillit ve kayraktaşıda kuvars, klorit, plajiyoklas, kalsit ve opak mineraller izlenmektedir. Kuvarsitler ise çoğunlukla kuvars, alkali feldspat, opak mineraller ile ikincil kalsit dolguları bulundurmaktadır. İstifin alt kesimlerinde, metamorfizmanın arttığı kesimlerde serizit kuvars şist gibi düşük derecede metamorfik kayalar bulunmaktadır.

Şekil 2. Tünel güzergahının genelleştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti.

Figure 2. Generalized tectonostratigraphic columnar section of the tunnel route.



Şekil 3. Anadolu otoyolu Bolu tüneli geçişinin jeoloji haritası. 1) Tünel eksenini, 2) Duraylı heyelan, 3) Aktif heyelan, 4) Yeri yaklaşık bindirme, 5) örtülü doğrultu atımlı fay, 6) Olası doğrultu atımlı fay, 7) Doğrultu atımlı fay, 8) Formasyon sınırının 9) Yedigöller fm., 10) ikizoluk fm., 11) İkizoluk formasyonunun Çatak üyesi., 12) Elmalık granitoyidi, 13) Atyayla fm., 14) Bayramışlar fm., 15) Fındıcak fm., 16) Apalar fm., 17) Asarsuyu fm., 18) Alüvyon 19) Araştırma sondajı.

Figure 3. Geological map of the Bolu tunnel route of the Anatolian motorway.

1) Tunnel alignment; 2) Stabilized landslide, 3) Active landslide, 4) Probable thrust, 5) Concealed strike slip fault, 6) Probable strike slip fault, 7) Strike slip fault, 8) Formation boundary 9) Yedigöller fm., 10) İkizoluk fm., 11) Çatak number of İkizoluk fm., 12) Elmalık granitoid, 13) Atyayla fm., 14) Bayramışlar fm., 15) Fındıcak fm., 16) Apalar fm., 17) Asarsuyu fm., 18) Alluvium, 19) Borehole.

İstif üst kesimlere doğru, metamorfizmanın giderek azalan kesimlerinde şeyi, kilitaşı, sil t aşı ve ince taneli kumtaşı, ardalanması içerir. İstif içerisinde değişik kalınlıkta andezitik dayklar da yer almaktadır. İkizoluk formasyonunda, bindirme ve doğrultu atımlı fay zonları yakınlarında yaygın olarak kataklastik ve milonitik kayalar bulunmaktadır. Çatak kireçtaşı üyesine ait kayaçlar etkin tektonik hareketlere bağlı olarak yukarıda değinilen birimlerle girik ya da arakatlı görünümündedir.

Çatak kireçtaşı üyesi (Diç)

Tünel güzergahında Taşlıburun tepede, D-B doğrultulu elips şekilli mostraları bulunmaktadır (Şekil 3, 4). Başlıca kayaç türleri gri ve siyah, breşik, kaim katmanlı, kristalize kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşlarıdır. Kristalize kireçtaşları milonitik dokuludur, kalsit, kavkı parçalan, az miktarlarda serisit, klorit, yer yer kuvars ve opak mineral içermektedir. Dolomitik kireçtaşlarında kalsit, dolomit, az miktarda serisit, klorit ve çok az kuvars bulunmaktadır.

Tünel güzergahında ikizoluk formasyonunun alt ve üst birimlerle birincil ilişkiler yerini tektonik ilişkilere bırakmıştır. İstif kendi içerisinde de ekaylanmıştır. Bu nedenle istifin gerçek birincil kalınlığı belli değildir. Abdüsselamoğlu (1959), benzeri istife, rekristalize kireçtaşı ve kayraktaşmdan derlediği fosillerle Devoniyen yaşını vermiştir. Gözübol (1978), Canik (1980), Yılmaz vd., (1981), Aktimur vd., (1983), Aydın vd., (1987), Cerit (1990), bu çalışmada Çatak üyesi olarak tanımlanan birimde benzer fosiller bularak Orta Devoniyen yaşını saptamışlardır. Araştırmacılar, stratigrafik ilişkileri nedeniyle fillit, sleyt ve kuvarsitleri de Alt Devoniyen yaşlı kabul etmişlerdir.

İkizoluk formasyonu litolojik özelliklerine göre sığ denizel bir ortamda çökelmiş olmalıdır. Formasyonun üst seviyelerine doğru birincil dolomitlerin artması ortamın giderek daha sığlaştığını ve kaynak bölgeden kırıntılı malzeme gelişiminin azaldığını göstermektedir (Cerit, 1990). İkizoluk formasyonunun çökelişini izleyen dönemden Üst Kretase sonuna kadar çökellerle örtülmesi ise bölgede bu istifin hep pozitif bir alan olarak kaldığını veya istifin çökellerle örtüldüğünü, fakat Üst Kretase'den önce yükselerek hızlı bir aşınmaya uğradığını göstermektedir.

İkizoluk formasyonundaki bölgesel metamorfizma etkisi mineral gelişimi açısından değerlendirildiğinde, yeşilist fasiyesinin koşullarını aşmadığı anlaşılmaktadır. Tane büyümesi kayraktaşı, fillit, şist geçişi evresini geçmemiş ve mineral uzaması bazı örneklerde tanınabilir boya ulaşmıştır (Yılmaz vd., 1981). İkizoluk formasyonunda kataklastik deformasyonun etkisi de çok yay-

gındır. Yedigöller formasyonunda kataklastik metamorfizma sonucu kayanın elastik olmasından dolayı birincil kohezyonlu kayalar gelişirken, İkizoluk formasyonu daha kırılğan olduğundan Higgins (1971) sınıflamasına göre fay breşi ve fay kili gibi ilk kohezyonsuz kataklastik kayalar oluşmuştur.

Abani karmaşığı (Ka)

Paleozoyik istifi ile ilişkili, birbirinden farklı kayaları bünyesinde tektonik bir karışım halinde bulunduran bir karmaşıktır (Gözübol, 1978). Abant karmaşığının başlıca kaya birimleri kayraktaşı, fillit, rekristalize kireçtaşı, pelajik kireçtaşları, kalkşist, kuvarsit ve mermer bloklarıdır. Bu karmaşık topluluk tünel güzergahının güneyinde yeralan Elmalık köyü dolaylarında granit sokuşumları tarafından kesilmiştir. Abant karmaşığı mostraları ise tünel güzergahı üzerinde bulunmamaktadır.

Elmalık granitoyidi (Ke)

Elmalık granitoyidi tünel ekseninde iki alanda bulunmaktadır (Şekil 4). Bu alanlardaki Elmalık granitoyidine ait birimlerin paleotopoğrafyası yaklaşık tünel eksenine yaklaşık paralel konumdadır.

Tünel güzergahının güney batısındaki Elmalık Köyü dolaylarında sarımsı kahverengi, çok fazla ayrışmış, az sert, paralanmış granitlerde başlıca kuvars, plajiyoklas, alkali feldspat, homblend ve biyotit mineralleri egemendir. Minerallerin hemen hepsinde ayrışma ve kataklastik deformasyonun izleri görülmektedir. Granit akma düzlem ve çizgileri içermez. Bu özellikleriyle daha çok intrüzif nitelikler gösterir. Diğer mostralarda granit intrüzyonu, yerleşimi sırasında yöre kayaları çok fazla deformasyona uğratmamıştır. Bu mostralarda sadece yerel kontakt metamorfizmanın izleri görülür. Granit yerleşmeleri kısmen de süreksizlik zonları boyunca gelişmiştir.

Granitoyidi erin yaşı, Dokurcun-Abant yöresinde Devoniyen'den genç olarak belirlenmiştir (Abdüsselamoğlu, 1959). Kuzey Anadolu Fay zonunun güneyinde ise Devoniyen'den yaşlı olduğu saptanmıştır (Gözübol, 1978). Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzeyinde Abant karmaşığı kestigiinden Üst Kretase'den genç olduğu düşünülmektedir (Yılmaz vd., 1981). Canik (1980), Bolu kuzeyinde yer alan granitoyidleri Prekambriyen; Aktimur ve Algan (1983), Bolu yakın kuzeyinde yeralan granitik kayaçları genelde Paleozoyik ve Cerit (1990), Üst Paleozoyik yaşlarında değerlendirmişlerdir. İnceleme alanı dolayında yeralan granitoyidler ise Abant karmaşığı olarak tanımlanan birimi kestigiinden Üst Kretase veya daha genç yaşta olabileceği kabul edilmiştir (Gözübol 1978).

Atayla formasyonu (Kat)

Bu formasyon, başlıca breşik mermer çakıllı dokusu metamorfik olmayan çakıltaşından oluşur. Tünel güzergahında yeraltı araştırma yöntemleri ile iki alanda varlığı saptanmıştır (Şekil 3, 4). Birimin ilk varlığı Atayla sırtında D-B doğrultu, 100-120 m genişliğinde, 1000-1250 m uzunluğunda, İkizoluk formasyonu arasında tektonik dokanakla yer alır.

Birimin tünel güzergahındaki diğer varlığı, Elmalık köyünün kuzeyinde yer almaktadır. Ancak, birim bu alanda yüzeylenmez, başka birimlerce tektonik olarak üzerlenmektedir. Araştırma sondaj verilerine göre alt sınırın da tektonik dokanaklıdır.

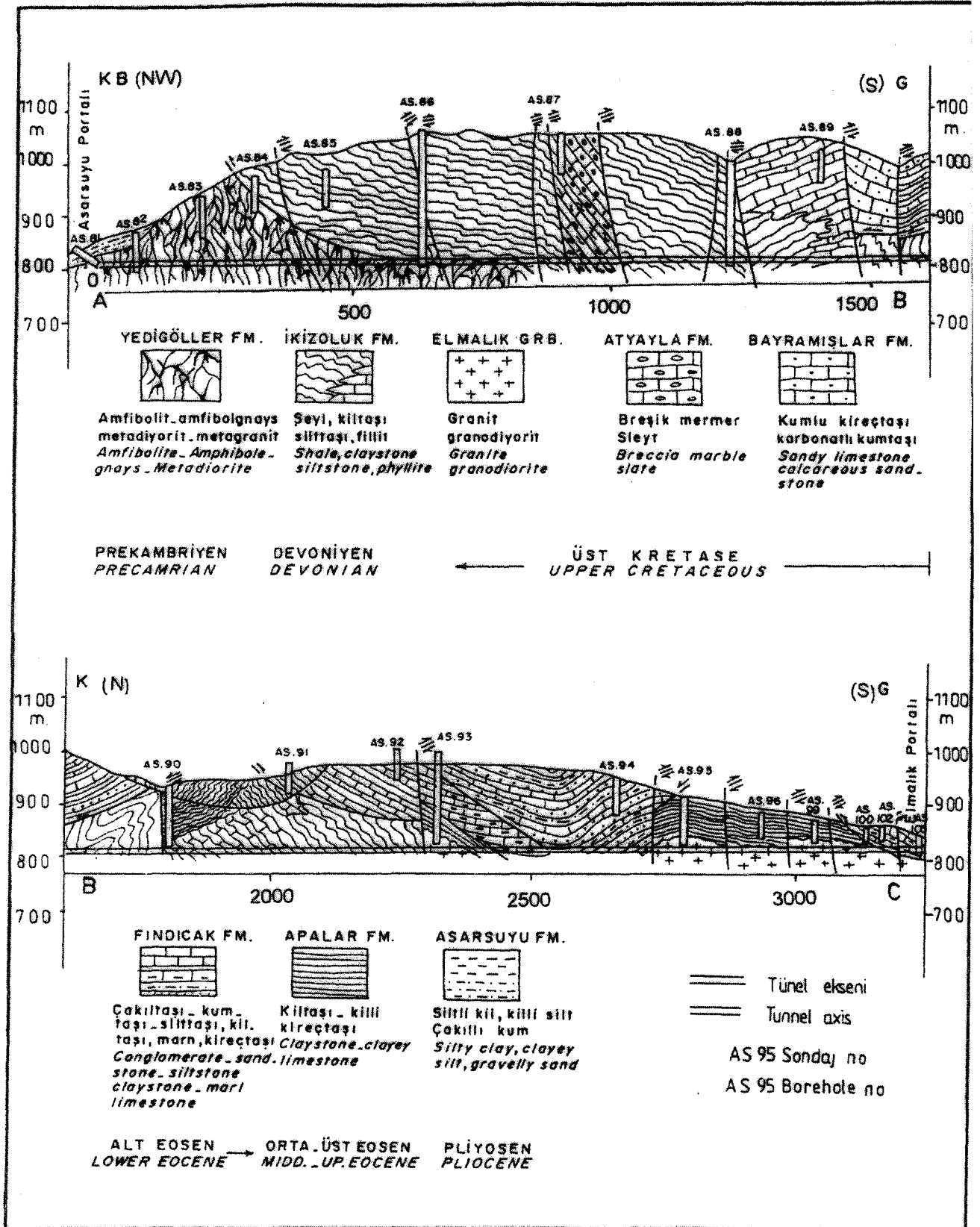
Birimdeki ana kayaç türleri, beyaz-pembe breşik mermer çakıllarından oluşmuş çakıltaşları ile kıltaşları ve bunları kesen birkaç metre kalınlığında andezit daylanından oluşur. Breşik mermer çakıllarında (tektonik breş) kalsit, çok az miktarda kuvars ve metamorfik kaya kırıntıları bulunmaktadır. Kalsit minerallerinde oluşan şiddetli kataklastik metamorfizma sonucu ikiz lamellerinde bükülmeler ve ikincil kalsit damarları izlenir.

Atayla formasyonu; İkizoluk formasyonu, Fındıcak formasyonu ve Apalar formasyonu ile tektonik dokanaklıdır. Bu nedenle, stratigrafik olarak bir yaş vermek mümkün değildir. Ayrıca, istif içerisinde fosil bulgusu da yoktur.

Breşik mermerlere kaynaklık eden kayalara araştırmacılar değişik yaş konakları vermişlerdir. Blumenthal (1948), mermerleri Triyas yaşlı olarak belirtmiştir. Abdüsselamoğlu (1959), gnays ile amfibollü şistin üzerine gelen mermerleri şistlerle birlikte Devoniyen öncesi olarak incelemiştir. Canik (1980), Çalça formasyonu olarak tanıttığı dolomitli mermerlerin Prekambriyen yaşta olabileceğini belirtmiştir. Cerit (1990), mermerleri Prekambriyen yaşlı Karadere metamorfikleri olarak adlandırdığı birim içerisinde tanıtmıştır. Bu veriler Atayla formasyonuna kaynaklık eden birimlerin daha çok Paleozoyik yaşlı olabileceğini göstermektedir. Birimin çökelme yaşının ise çakıltaşı matriksinin metamorfik olmayışı nedeniyle, Üst Kretasedeki ilk transgresyon ile ilgili olacağı varsayılabilir.

Bayramışlar formasyonu (Kb)

Bayramışlar formasyonunun kumlu kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşı mostraları tünel güzergahı boyunca gözlenirken tünel kotuna kadar sürekliliği yoktur (Şekil 3, 4). Bunun nedeni Bayramışlar formasyonunun alt dokanaklarının tünel kotuna yakın yerde bir bindirme fayı ile sınırlandırılmış olmasıdır. Tünel güzergahındaki Taşburnun güneyinde, dokanak ilişkileri faylarla sınırlandırılmış ve uzun eksen 1500 m, kısa eksen 100 m olan bir alanda yüzeylenmektedir.



Birimde egemen litoloji sarımsı, kumlu kireçtaşları ile ardalımalı karbonatlı kumtaşlarıdır. Kumlu kireç - taşlarında kuvars+felspat ve intraklast parçaları spartik matriks içerisinde yer alırlar. Karbonatlı kumtaşları da kalsit, kuvars, muskovit ve opak mineraller içermektedir. Çatlaklar ikincil kalsit damarları ile doldurulmuştur.

Birim çalışma alanında sınırlı mostralara sahiptir. Buna karşın, Canik (1980)'in adlandırdığı Bayramışlar formasyonuna eşdeğer tutulmasına, çökme ortamı ve buldukları yaş konakları gibi kriterler yardımcı olmuştur. Ayrıca, Canik (1980), Bayramışlar formasyonuna ait taban çakıltaşlarının, İkizoluk formasyonu üzerinde açıl uyumsuzlukla bulunduğunu ve saptadığı fosillerle bu birimin Üst Kretase yaşlı olduğunu ileri sürmektedir. Bayramışlar formasyonuna ait birimler, Görmüş (1980) ve Cerit (1990), tarafından Hızardere formasyonu olarak tanımlanmıştır. Aktimur ve Algan (1983), tarafından kireçtaşı, kumtaşı, kiltası, çakıltaşı ardalıması olarak tanımlanan ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı olarak tanımlanan birim, çalışma alanında kısmen Bayramışlar formasyonu, kısmen de Fındıcak formasyonuna karşılık gelmektedir. Aydın vd., (1987), tarafından, Bayramışlar formasyonunun eşdeğeri olan birimler, Üst Kretase-Paleosen yaşlı Akveren formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Bayramışlar formasyonunun alt ve üst dokanak ilişkileri bölgedeki etkin tektonizma sonucunda kaybolmuştur. Birimin kalınlığı, bu nedenle kesin olarak belirlenememiştir. Cerit (1990)'a göre ve birimin egemen kayalar türleri gözönünde bulundurulduğunda çökme ortamının sığ denizel olabileceği anlaşılmaktadır.

Fındıcak formasyonu (Ktf)

Fındıcak formasyonuna ait breşik kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası, marn ve kireçtaşları, tünel ekseninde yer almaktadır (Şekil 3,4). Fındıcak formasyonunun tünel güzergahında, yüzeyde geniş ölçüde mostraları bulunmakla birlikte, tektonik dokanakra diğer birimler üzerinde yer aldığından araştırma sondaj verilerine göre tünel kotuna kadar inmemektedir. Formasyon tünel kotunda, tektonizmadan aşın derecede etkilenmiş killi silt matriks içerisinde çoğunluğu kireçtaşından oluşan değişik boyutlarda bloklar şeklinde yer almaktadır.

Kireçtaşlarında kalsit, kuvars, az oranda muskovit, klorit ince taneli matriks içerisinde yer alır. Üstte bulunan karbonatlı kumtaşlarında kalsit, kuvars ve plajiyoklas egemendir. Karbonat oranının artması ile marn ve ki-

reçtaşına geçişler de gözlenmektedir. Kataklastik metamorfizmanın yoğun olduğu yerlerde, İkizoluk formasyonun fillit ve kayraktaşları ile benzerlik gösterir.

Benzer fasiyesteki birimleri, Abdüsselamoğlu (1959) Kretase flişi, Gözübol (1978) ile Yılmaz vd., (1981) Gök veren formasyonu, Görmüş (1980) Sarıkaya formasyonu, Aydın vd., (1987) Akveren formasyonu olarak adlandırmıştır. Birime Görmüş (1980) Üst Kretase-Paleosen ve kısmen Alt Eosen, Canik (1980) Paleosen, Abdüsselamoğlu (1959) Üst Kretase, Gözübol (1978) ve Yılmaz vd., (1981) Eosen yaşlarını vermiştir. Bu çalışmada da araştırmacıların saptadıkları Üst Kretase-Paleosen, kısmen Alt Eosen yaşı kabul edilmiştir.

Fındıcak formasyonunun egemen litolojisini oluşturan kumtaşlarında, derecelenme, ince tabakalanma ve çapraz tabakalanmaya sık rastlanılır. Yalnız, bu tür tortul yapıların, şiddetli tektonizmadan etkilenmiş olması nedeniyle izlenmesi güçtür. Buna karşın, Fındıcak formasyonunun tektonotortul bir ortamda çökeldiği söylenebilir.

Apalar formasyonu (Ta)

Apalar formasyonunun kiltası, silttaşı, kil, silt ardalımalı ve üst kesimlere doğru jips arakatlı düzeyleri, tünel kotunda değişik kesimler de bulunmaktadır (Şekil 3, 4). Elmalık tarafından girişte, Elmalık granitoidinin üzerinde yer almaktadır. Tünel kotunda görüleceği bölüm Taşlıburun Tepe'nin güneyindedir. Apalar formasyonu tünel ekseninde yanal ve düşey yönde sık sık fasiyes değişiklikleri sunmaktadır. Bu nedenle istifle düzenli bir ardalıma izlenemez. Bununla birlikte kırmızı kil, kiltası, marn ve jips birimin ana bileşenleridir. İstif içerisinde Fındıcak, Bayramışlar ve İkizoluk formasyonlarına ait blok boyutunda çeşitli kütleler bulunmaktadır. Bu litolojileri kesen çok sayıda volkanik sokulumlar gözlenmektedir. Apalar formasyonunun mostraları çalışma alanında çoğunlukla tektonik sınırlarla belirlendiği için birime ait belirgin bir kalınlık verilemez. Birim tünel güzergahında Fındıcak formasyonu ile tektonik dokanaktır. Çalışma alanına yakın alanlarda Fındıcak formasyonu üzerine kuşku uyumsuzlukla gelmektedir (Canik, 1980). Apalar formasyonu yer yer Pliyosen yaşlı Asarsuyu formasyonu ve güncel çökeller ile örtülüdür.

Canik (1980), Apalar formasyonu olarak tanıttığı birimi iki üyeye ayarlayarak incelemiştir, Evri kumlu kireçtaşı üyesi olarak tanıttığı istifle bulduğu fosillerle birime Alt Eosen yaşını vermiştir. Bu çalışmada Apalar formasyonu olarak tanımlanan üyenin de Orta Eosen-Üst Eosen yaşında olduğunu belirtmiştir. Görmüş (1980) tarafından Yığılca yöresinde tanımlanan Alaptur formasyonu yaş olarak Apalar formasyonuna karşılık gelmektedir. Benzer birimler Aydın vd., (1987) tarafından, Bolu yöresinde, Eosen yaşlı Tokmaklar formasyonu olarak

Şekil 4. Anadolu otoyolu Bolu tüneli güzergahının jeoloji kesiti.

Figure 4, Geological profile of the Bolu tunnel alignment of the Anatolian motorway.

tanımlanmıştır. Cent (1990) benzer fasiyesteki birimi Çukurca formasyonu olarak adlandırmış, yaşını da derlediği fosillere göre Orta-Üst Eosen olarak belirlemiştir.

Apalar formasyonu Orta Eosen'de derinleşen bir çökeltme ortamında oluşmuştur. Üst Eosen'de bu ortam giderek sıklaşmış jips ve jipsli seviyelerin çökmesine uygun koşullar yaratmıştır.

Asarsuyu formasyonu (Tas)

Killi silt, kumlu silt, bloklu çakıllı kum aralanmasından oluşan bu birim, Kuvaterner çökellerinden ayrılanmıştır. Tünelin Asarsuyu girişinde yüzeylenmektedir (Şekil 3 ve 4). Bu mostraların bir kısmı şev kazısı sırasında kaldırılmıştır. Asarsuyu formasyonunun alt kesimlerinde, bloklu çakıllı düzeyler bulunur. İstifin bazı kesimleri ise daha ince kırıntılı çökeller ile başlamaktadır. Asarsuyu formasyonun egemen litolojisini çapraz katmanlı kumlu silt, kumlu killi silt, siltli kil gibi düzeyler oluşturur. Asarsuyu tarafından girişte birimin korunmuş kalınlığı 30 m'dir. Birim, tünelinin kuzeyden girişi dolaylarında Yedigöller formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Asarsuyu formasyonu tünelin Elmalık Köyü çıkışı dolaylarında Fındıcak ve Apalar formasyonu üzerinde uyumsuz olarak görülür. Benzer fasiyesteki çökel birimlerinin yaşını Abdüsselamoğlu (1959), Gözübol (1978), Aydın vd. (1987), Canik (1980) buldukları fosillere göre Pliyosen olarak belirtmişlerdir. Siltli kil matriks içerisindeki organik malzemelerden palinolojik araştırmalar (Astaldi rap. no 2014, 1990) yapılmış ve biriminin yaşının en az 2 milyon yıl olduğu bulunmuştur. Stratigrafik konumu, çalışma alanı çevresinde yaş verilmiş olan benzer fasiyesteki litolojiler ve palinolojik yaş verilerine göre, Asarsuyu formasyonun yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir. Asarsuyu formasyonu, Kuzey Anadolu Fay zonu tarafından denetlenen havzalarda çökelmiştir. Çökeltme ortamı, büyük olasılıkla tünel güzergahı yakınlarındaki Asarsuyu vadisinin kuzey yamaçlarındaki neotektonizmaya bağlı olarak gelişen kaymanın, vadi içini kapatması ile oluşmuştur.

TÜNEL GÜZERGAHINDA YAPISAL UNSURLAR

Ketin (1966), tarafından Tontidler', Şengör ve Yılmaz (1981), tarafından 'Batı Pontidler' olarak tanımlanan kuşaklar içerisindeki tünel güzergahında, paleotektonik döneme ait bindirmeler ve neotektonik döneme ait Kuzey Anadolu Fayı başlıca jeolojik yapılarıdır. Bu yapılar, jeolojik evrim ile sistemli bir şekilde denestirilerek, bölgenin tektonik rejimi hakkında yorumlar yapılabilmektedir (Gözübol, 1986).

Bindirmeler ve doğrultu atımlı faylar

Tünel güzergahındaki bindirmeler ve Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkili yanal aümlü faylar, ana tektonik unsurlardır. Jeolojik evrim modeli içerisinde bindirmeler, Üst Kretase sonrasında bölgenin sıkıştırma rejiminin etkisi altına girmesiyle güneyden kuzeye itilmeler ile ekaylı yapı gelmiştir. Bu olay Üst Miyosen'e kadar devam etmiştir (Yılmaz vd., 1981). Üst Miyosen'den günümüze kadar geçen dönemde ise, Kuzey Anadolu fay zonu ile ilgili yanal atımlı faylar ve bu faylarla ilgili yapı unsurları gelişmiştir (Şekil 2, 3,4). Bölgede ve inceleme alanında paleotektonik yapıların izleri, iyi korunmuş ana bindirmeler dışında Kuzey Anadolu Fay zonunun gelişimine neden olan jeolojik devinimler ile büyük ölçüde silinmiştir. Neotektonik dönem ile ilişkili yapılar daha egemendir.

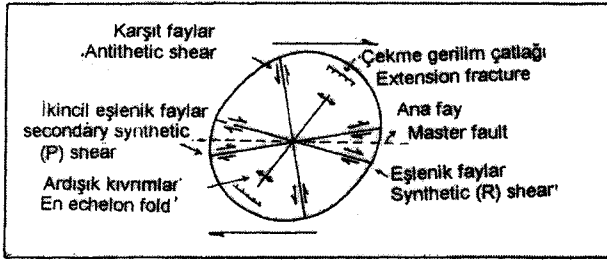
Tünel güzergahında 34 tane araştırma sondajının 26 tanesinde bindirme ve fay zonu kesilmiştir. Bu zonların kalınlığı tüneldeki karotlu sondajın yaklaşık % 50'sini oluşturmaktadır. Tünel güzergahındaki araştırma sondajlarında, İkizoluk ve Apalar formasyonlarında ezik zonların daha yoğun olduğu izlenmiştir. Yedigöller formasyonunda diğer formasyonlara kıyasla daha az ölçüde ezik zon vardır.

Tünel güzergahındaki bindirmeler yaklaşık D-B doğrultulu ve güneye eğilimlidirler. Bindirme düzlemleri yer yer Kuzey Anadolu Fay zonuna ait faylar tarafından kesilerek yatayda 30-40 m.'lik atımlar kazanmıştır. Tünel güzergahındaki en önemli bindirme düzlemi Asarsuyu girişinden yaklaşık 700 m. sonra görülür. Buradaki bindirme düzleminde İkizoluk formasyonunda yaklaşık 100 m kalınlığında fay kili ve breşi bulunmaktadır. Bindirme düzleminin altında bulunan Yedigöller formasyonunda ise, kayanın fiziksel özelliklerinden dolayı milonitik ezik zonlar 15-20 m. ile sınırlı kalmıştır.

Tünel güzergahındaki diğer bir bindirme düzlemi Elmalık tünel girişinin kuzeyinde izlenir. Burada, Fındıcak formasyonu, Apalar formasyonu üzerine itilmiştir. Bindirme düzlemine ait veriler yüzeyde izlenememekte olup, sınırlan araştırma sondajı verilerine göre çizilmiştir. Elmalık bindirmesi de Kuzey Anadolu Fay zonu tarafından etkilenmiş ve bindirme düzlemi yatayda yaklaşık 100 m'lik atımlar kazanmıştır.

Fayların oluşum mekanizması

Tünel güzergahındaki Kuzey Anadolu fay zonunda gelişen fayların oluşum sırasını açıklayabilmek için saha verileri ve Wilcox vd., (1973); Christie ve Biddle (1985) tarafından uygulanan kil model çalışmaları kullanılmıştır (Şekil 5). Doğrultu atımlı sağ yönlü kil model deneylerinde, dorukların yaklaşık birbirine paralel ve çevresinde yer aldıkları ana fay ile yaklaşık 45° açılar



Şekil 5. Sağ yanal doğrultu atımlı faylar için gerilme elipsi (Christie ve Biddle, 1985).

Figure 5. Strain ellipsoid for right-lateral strike-slip faults (Christie and Biddle, 1985).

sunduğu görülmektedir. İnceleme alanındaki doruklarda kil model deneylerinde olduğu gibi sağa yönelimlidir. Dolayısıyla inceleme alanındaki bu sırtlar doğrultu atımlı sağ yönlü fayları işaret etmektedir.

İnceleme alanında bulunan ana faya uyumsuz ve uyumlu faylar, kil model çalışma incelemelerinde olduğu gibi, birbirleriyle kesişmekte ve ikiz kırık setleri oluşturmaktadır. Bindirme fayları Kuzey Anadolu Fayı ve yardımcı fayları tarafından kesilmektedir. Kuzey Anadolu Fayı ana fay olarak güncelliğini korurken yardımcı faylarda jeoenerjiyi kırmak üzere gelişimlerini sürdürmektedir.

Doğrultu atımlı faylarla ilgili kil model incelemele-
rinde gelişen üçüncü yapı, normal faylardır. Bu faylar, aralı-aşmalı kıvrımları dik şekilde kesmekte ve antitetik faylarla sintetik faylar arasındaki dar açı ortayına yaklaşık paralel uzanmaktadır. İnceleme alanı çevresindeki fayların bir kısmında düşey atım, kil model incelemelerinde tanımlanan normal faya çok yakın benzerlikler göstermektedir.

Kil model incelemelerinde, doğrultu atımlı ana fay, deformasyonun son evresinde oluşmaktadır. Ana fayı oluşturmak için kilin yenilme işlemi, doğrultu atım zonu boyunca çeşitli noktalardan başlamaktadır. Ana zon boyunca oluşan yenilmeler, karmaşık görünümde birleşerek büyük ölçekli doğrultu atım fay zonları için tipik olan örgülü fay örneklerini yaratırlar.

SONUÇLAR

Tünel güzergahında, kuzeyden güneye önce amfibolit, metagranit, metadiyorit gibi litolojilerden oluşan Ye-i diğöller formasyonu bulunmaktadır. Bu birimleri şeyi, fillat, kayraktaşı ve kristalize kireçtaşıyla oluşan İkizölük formasyonu tektonik dokanakla izlemektedir. Tünelin ileri kesimlerinde Elmalık granitoid ile kil, kiltası, killi kireçtaşı, jips ardalanmasından oluşan Apalar formasyonu yer almaktadır. Bu birimleri breşik mermer

ve kayraktaşı ile temsil edilen Atıyla formasyonu izlemektedir. Tünelin sonraki bölümlerinde kumlu kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı, breşik çakıltası, kumtaşı, silttaşı, kiltası, marn ve kireçtaşıyla oluşan Fındıcak formasyonu saptanmıştır. Tünelin Elmalık çıkışına doğru ise tekrar Apalar formasyonu, Elmalık granitoidi ve Fındıcak formasyonu ile karşılaşmaktadır.

Tünel güzergahında bulunan kaya birimleri Üst Kre-tase'den başlayarak K-G yönlü sıkıştırma gerilmeleri rejimi içinde itilerek üst üste yığılmışlardır. Bu rejim Üst Miyosen'den sonra değişerek tünel güzergahını da içine alan bölgede Kuzey Anadolu Fay zonu ile ilişkili doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Tünel duraylılığını da bindirme düzlemleri, D-B doğrultulu yanal atımü faylar, bu faylara bağlı olarak gelişen KD-GB veya KB-GD faylar etkileyecektir.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu makalenin hazırlanmasına imkan olanak Gümü-şova-Gerede otoyolundaki ana yüklenici kuruluş Astaldi SPA ve kontrol firması Yüksel-Rendel'e teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Gök-nük civarının jeolojisi; İÜ Fen Fak. Monografileri sayı: 14.
- Aktimur, T., Algan, Ü., Ateş, Ş., Oral, A., 1983, Bolu ve yakın çevresinin yer bilim sorunları ve çözümleri: M.T.A. Rap. no: 7387 (yayınlanmamış).
- Astaldi rap. no: 2014,1990, Geological report; Preliminary de-sign. Anatolian Morotway Gümüşova-Gerede Street» No 2,96s.
- Aydın, M., Serdar, S., Şahintürk, ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya) Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi TJK Bülteni, 30,1-14.
- Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak Mec-rası arasındaki kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi: MTA yayınları no: 13,265s.
- Canik, B., 1980, Bolu sıcak su kaynaklarının hidrojeoloji ince-lemesi: Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi yayınları no: 1,74s.
- Christie-Blick, N. ve Biddle, K.T., 1985, Deformation and ba-sin formation along strike-slip faults: Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec. Publ. No: 37, p: 1-34.
- Çent, O., 1990, Bolu masifinin jeolojik vejeoteknik inceleme-si, Doktora tezi, HÜ Fen Bil. Ens., Ankara, 217 s. (yayın-lanmamış).
- Dalgıç, S., 1994, Anadolu otoyolu Bolu dağı geçişinin müh-en-dislik jeolojisi, Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 213 s. (yayınlanmamış).
- Görmüş, S., 1980, Yığılca (Bolu NW) yöresinin jeolojik ince-lemesi, Doktora tezi, Hacettepe Univ., Ankara, 210 s. (yayınlanmamış).
- Gözübol, A., M., 1978, Mudurnu-Dokurcun-Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yardımının

- yapısal özellikleri, Doktora tezi, İÜ Fen Fak. Uygulamalı Jeoloji Kürsüsü, 116 s.
- Gözübol, A.M., önal, M., 1986, Çat barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelemesi, Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu TBAG-647 projesi (yayınlanmamış).
- Higgins, W.M., 1971, Cataclastic Rocks: United States Government Printing Office, Washington. 97 p.
- Kaya, O. ve Dizer, A., 1984, Bolu kuzeyi Üst Kretase ve Paleojen kayalarının stratigrafî ve yapısı: MTA Dergisi no: 97/98 (Ayrı baskı).
- Ketin, I., 1966, Anadolunun Tektonik Birlikleri; MTA Enstitüsü Dergisi, 66,20-34.
- Ketin, İ., 1967, Bolu, Gerede, Mengen ve Yiğilca bölgesindeki Paleozoyik Teşekküllere ait jeolojik rapor; TPOA Arama grubu, rapor no: 379 (yayınlanmamış).
- Schmid, S.M. ve Handy, M.R., 1991, Towards genetetic classification of fault rocks; Geological usade and tectonophysical implications; Controversies in modern geology: Academic press limited, p 339-361.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanizm Jour, of Geo.Soc.Lond. 133,191-213.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution: of Turkey Plate Tectonic Approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Takagi, H., 1986, Implications of mylonite microstructures for the geotectonic evolution of the median tectonic line: Central Japan. Jour. Structural Geo., 8,3-14.
- Wilcox, R.f., Harding, T.P. ve Seely, D.R., 1973, Basich wrench tectonics; AAPG Bull., 57/1, 74-96.
- Yılmaz, Y., Gözübol, A.M., Tüysüz, O. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi. İÜ Yerbilimleri Der. 2., 231-261.

Makalenin geliş tarihi: 12.03.1996

Makalenin yayını kabul edildiği tarih: 24.02.1997

Received March 12,1996

Accepted February 24,1997



Kireçtaşı akiferlerinde yağıştan süzülmenin hesabı üzerine bir araştırma: Triyas kireçtaşları, Çorum

A study on infiltration rate into limestone aquifers: Triassic aged limestones, Çorum, Northern Anatolia, Turkey

Ahmet APAYDIN

DSİ V. Bölge Müdürlüğü, 06100 Ankara

Oz

Akiferlerin besleniminde yağış, sıcaklık, buharlaşma terleme kayıpları gibi meteorolojik etkenler ile akiferin yayılımı alanı ve kalınlığı, jeolojik konumu, litolojik ve yapısal özellikleri, topoğrafya, toprak ve bitki örtüsü gibi özellikler etkilidir. Bir akiferden sürekli olarak güvenle çekilebilecek azami yeraltı suyu miktarının belirlenmesinde öncelikle bu özelliklerin bilinmesi gerekmektedir. Bu çalışmanın amacı; kaynak boşalmılarından yola çıkarak, akiferlerde yağıştan süzülmenin hesaplanması ve farklı miktardaki süzülme oranlarının nedenlerinin açıklanmasıdır. Bu amaçla, Çorum güneyinde seçilen bir pilot alandaki Triyas yaşlı kireçtaşı akiferlerinde, kaynak azalma eğrilerinin analizi yöntemiyle yağıştan süzülme oranları hesaplanmıştır. Hesaplanan süzülme oranları % 35 ile % 62 arasında değişmektedir.

Anahtar Sözcükler: Akifer, Kaynak azalma eğrisi, Azalma katsayısı, Beslenim, Boşalım, Rezerv değişimi, Süzülme.

Abstract

Recharge of an aquifer depends on meteorological elements, such as precipitation, temperature, evapotranspiration and aquifer properties such as surface area, thickness, geological setting, lithological and structural features and soil cover and structural features and soil cover and vegetation. In order to estimate the amount of safe yield of an aquifer, it is necessary to determine these properties. The aim of this study, is to calculate recharge rates into the limestone aquifers by using the spring discharges and to explain the causes of different rates. In this study, infiltration rates into the Triassic aged limestone aquifers in a selected region in the southern part of Çorum are calculated by analysing the spring recession curves. The rates calculated, range from 35% to 62%.

Key Words: Aquifer, Spring recession curve, Coefficient of recession, Recharge, Discharge, Changing reservoir, Infiltration.

GİRİŞ

Çorum kentinin yaklaşık 30 km güneyinde seçilen, 25 km² büyüklüğünde bir pilot alanda (Şekil 1) yürütülen çalışmada amaç; Triyas yaşlı kireçtaşlarında yağıştan süzülme oranlarını araştırmak; böylece Çorum çevresinde birbirinden ayrı irili ufaklı mostralarda halindeki yer alan kireçtaşı akiferlerinin yeraltı suyu potansiyelleri hakkında daha doğru tahminler yapmaktır.

Seçilen pilot alanın özelliği, yaklaşık aynı kotta, birbirine yakın, beslenimlerinin tamamını kaynaklarla boşaltan, değişik büyüklükteki kireçtaşı mostralarının yer almasıdır.

Sınırları, konumları ve boşalım noktaları belirlenen dört adet kireçtaşı mostrasında, Haziran 1991-Kasım 1992 döneminde aylık kaynak debi ölçümleri yapılmış, ölçülen değerler kullanılarak kaynak azalma eğrilerinin analizi yöntemi ile (Maillet, 1905) herbir kireçtaşı akiferinin yağıştan süzülme oranları hesaplanmaya çalışılmıştır.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

Çalışma alanında yer alan oluşumlar formasyon adlarıyla yaşlıdan gence doğru incelenmiştir. Formasyon adları Şenalp (1981), Ulu ve diğ., (1996)'den alınmıştır.

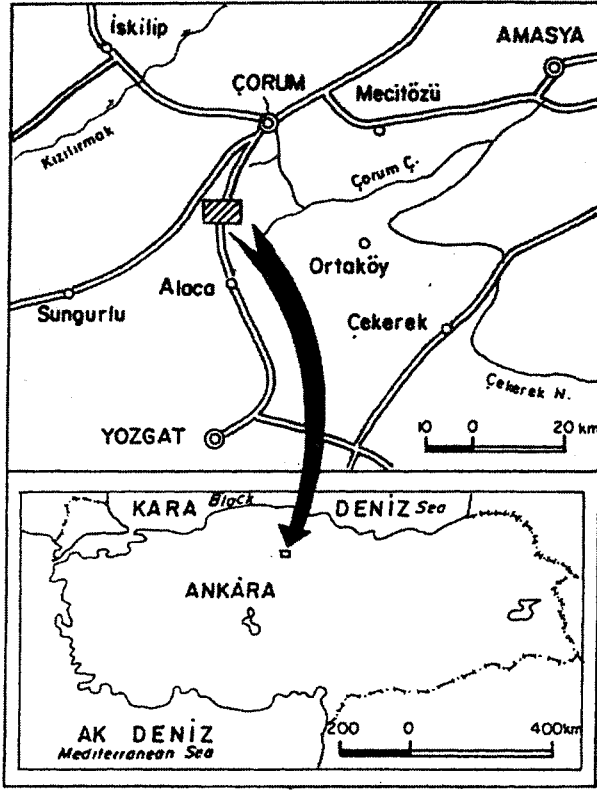
Kalecik kaya karmaşığı (Rk)

Çalışma alanındaki en yaygın oluşumdur. Çeşitli araştırmacılar tarafından Triyas yaşlı verilmiş olan karmaşık (Özcan vd., 1980, Hakyemez vd., 1986), killi, kumlu, karbonatlı tortul kayalar ile volkanik ve bazik magmatik kayaların metamorfizma geçirmesi sonucunda oluşmuş, yeşilist fasiyesi özellikleri sunan metamorfik kayalardan ibarettir.

Karmaşığı oluşturan metamorfikler çeşitli şistler, filit, arduvaz, metakumtaşı, metavolkanit ve metabazik magmatik kayalardır.

Dağkarapınar üyesi (Rkd)

Rekristalize kireçtaşlarından ibarettir ve Triyas yaşlı Kalecik kaya karmaşığı üzerinde bloklar halinde yer al-



Şekil1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

maktadır. Önceki çalışmalarda Triyas yaşı verilmiş olan bu kireçtaşları pembe, bej, gri ve siyah olup bol kumlu ve çatlaklıdır.

Metamorfikler üzerinde 1-2 km² alana sahip aşınma kalıntıları halinde yer alan ve kalınlıkları 100-300 m arasında değişen kireçtaşları Küçükgülücek, Balumsultan, Çakır, Boğazönü ve Göcenovacıği köyleri çevresinde olmak üzere 5 ayrı bölgede yer almaktadır.

Büyükşeyhedefenditepe formasyonu (Tbş)

Pliyosen yaşlı siltli killerden oluşmaktadır. İnceleme alanında Çakır, Göcenovacıği, Boğazönü, Budakören köyleri çevresinde yaygındır.

Formasyonun en kalın olduğu Budakören doğusunda, DSİ tarafından 1971 yılında açılan sondaj kuyusunda kalınlığı 87 m olarak saptanmıştır.

Alüvyon (Qa)

Hatap deresi ve kolları boyunca ince bir şerit halinde uzanan alüvyon kil, kum ve çakıllardan ibarettir. Hatap deresi üzerinde, Babaoğlu köyü mansabında inşaatına

başlanan Hatap barajı aks yeri temel sondajlarında, alüvyon kalınlığının 15-25 m arasında olduğu saptanmıştır.

HİDROLOJİ

Çalışma alanı Karadeniz Bölgesinde yer almasına rağmen, İç Anadolu Bölgesi sınırına çok yakındır. Dolayısıyla bölgede İç Anadolu'ya özgü karasal iklim ile Karadeniz Bölgesinin ılıman iklimi arasında bir geçiş iklimi egemendir.

Çalışma alanı içerisinde meteoroloji istasyonu bulunmaktadır. Yakın çevredeki en eski istasyon olan Çorum meteoroloji istasyonunda 1929-1992 yılları arasındaki 64 yıllık verilere göre ortalama yıllık yağış 420 mm, ortalama sıcaklık 10.6 °C'dir. Çalışmaların yürütüldüğü 1992 hidrolojik yılında ise 483.2 mm yağış kaydedilmiştir.

Çalışma alanı, bölgedeki meteoroloji istasyonlarından daha yüksek kotlarda yer almaktadır. İnceleme alanındaki 1992 yılı yağış gözlem istasyonlarına ait verilerden, yağış-yükselti ilişkisini araştırmak suretiyle yapılmıştır. $Y=130.542+0.385X$ lineer regresyon eşitliğinden ($R=0.86$), kireçtaşı akiferleri üzerine düşen yıllık yağışın 592 mm olabileceği tahmin edilmiştir.

HİDROJEOLOJİ

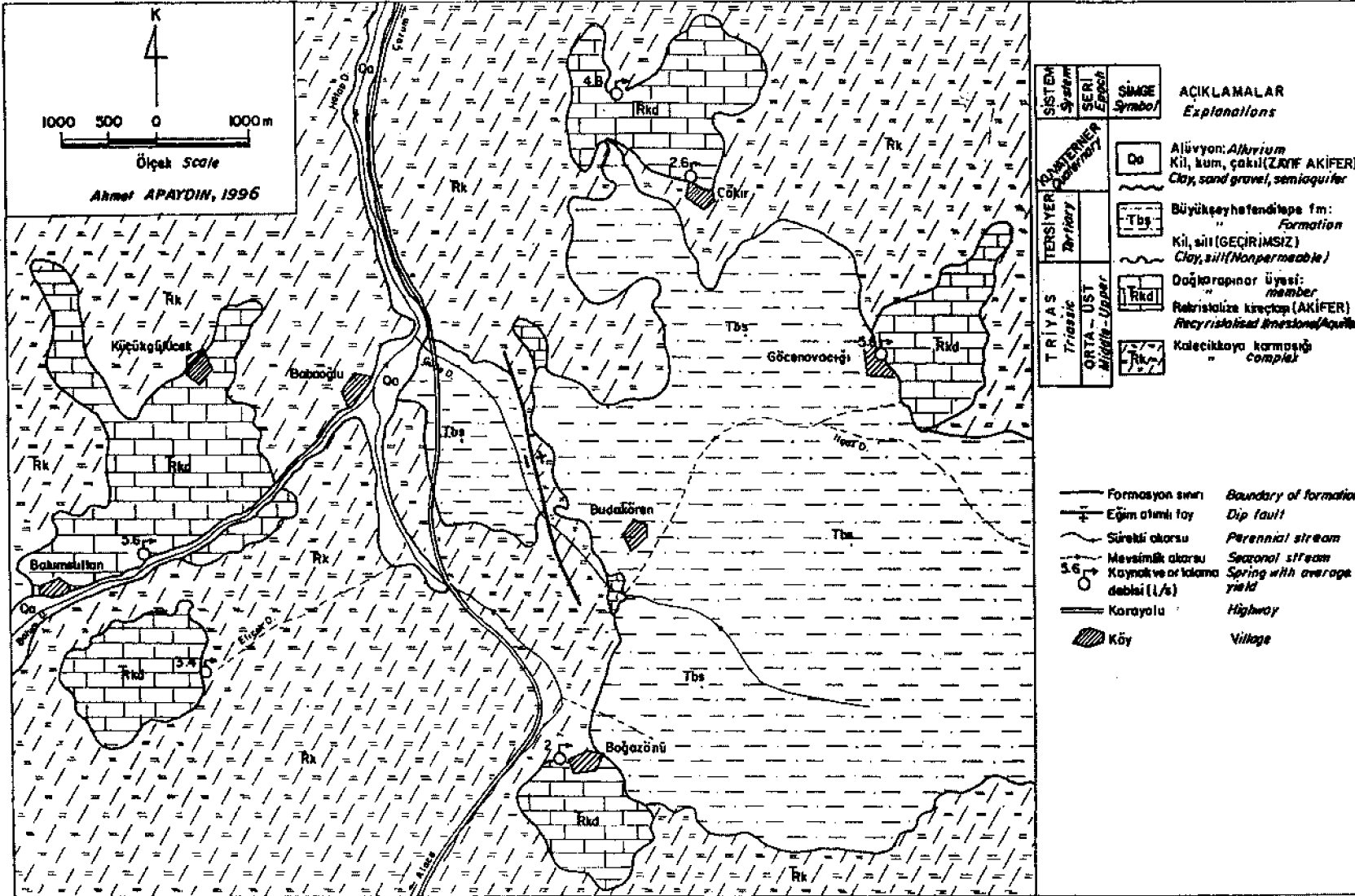
Akiferlerin konum, yayılan ve kalınlıkları

Çalışma alanındaki Triyas yaşlı rekristalize kireçtaşı akiferleri, geçirimsiz metamorfik kayalar üzerinde, birbirinden ayrı 1-2 km²'lik mostralarda halinde yer almaktadırlar (Şekil 2). Görünür kalınlıkları 100-300 m arasındadır.

İnceleme alanında Göcenovacıği, Balumsultan, Boğazönü Küçükgülücek ve Çakır köyleri yakınında olmak üzere 5 ayrı bölgede gözlenen kireçtaşlarından, Çakır, Göcenovacıği, Balumsultan güneyi ve Boğazönü köyündeki 4 mostra üzerinde çalışılmıştır. Balumsultan ile Küçükgülücek köyü arasındaki kireçtaşlarından Balum deresi alüvyonuna içten boşalım olması nedeniyle, akiferin toplam boşalımı ölçülemediğinden bu alan değerlendirilmeye alınmamıştır.

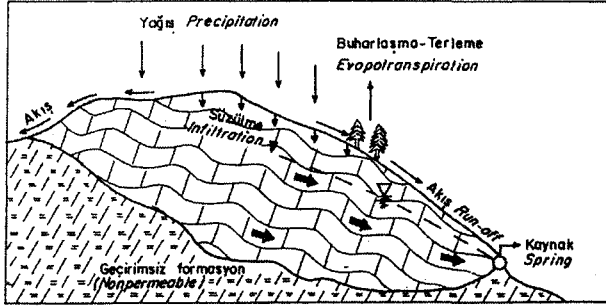
Çevresindeki arazilere göre yüksek kotlarda yer alan alan nedeniyle, kırık ve çatlaklar vasıtasıyla yalnızca yağıştan süzülme ile beslenen kireçtaşları, beslenimlerinin tamamını kaynaklarla boşaltmaktadırlar (Şekil 3).

Kireçtaşlarının altında yer alan metamorfik kayaların litolojik ve yapısal özellikleriyle pratik açıdan geçirimsiz kabul edilerek, kireçtaşlarından metamorfiklere olabilecek çok az miktardaki süzülme ihmal edilmiştir. Gerçekten de kireçtaşı mostralarının yakınında metamorfiklerden boşalan bir kaynağa rastlanmamış; ayrıca inceleme alanının bulunduğu bölgede metamorfiklerden boşalan çok az sayıda kaynağın debisinin 0.51/s'nin altında olduğu gözlenmiştir (Apaydın, 1993).



Şekil 2. İnceleme alanının hidrojeoloji haritası.

Figure 2. Hydrogeological map of the study area.



Şekil 3. Kireçtaşı akiferlerinin konumu ve hidrolojik çevrimi.

Figure 3. Geological position of the limestone aquifers and hydrological cycle.

Akiferlerde boşalım ve kaynak azalma eğrisi analizleri

İnceleme alanındaki kireçtaşlarından boşalan kaynaklarda Haziran 1991-Kasım 1992 arasında ayda bir kez debi ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 1). Çeşmelere alınmış olan kaynaklar küçük debili olduklarından, ölçümler hacmi belli kaplarla hassas bir şekilde yapılmıştır.

Debi değerlerinden her kaynağa ait kaynak azalma eğrisi çizilmiştir (Şekil 4), bu eğrilerinin değerlendirilmesi ile kireçtaşı akiferlerinde azalma katsayısı (α), boşalım (V_d), rezerv değişimi (AR), beslenme (V_{bes}) miktarları hesaplanmıştır.

Şekil 5'de;

S_M : Azalma dönemi başlangıcındaki su seviyesi (m)

S_{min} : Azalma dönemi sonundaki su seviyesi (m)

S_o : Kaynak boşalım kotu (m)

V_d : (t) süresi sonunda boşalan su hacmi (m^3)

V_r : (t) süresi sonunda rezervuarda kalan dinamik su hacmi (m^3)

V_{s2} : Depolama kapasitesini (Kaynaktan yerçekimi ile boşalabilen su miktarı, m^3) simgelemektedir.

Kaynak azalma eğrilerinin analizinde, Maillet, (1905) tarafından önerilmiş olan (Günay, 1984; Torbarov, 1976; Ivankovic, 1976);

Çizelge 1. Kaynaklarda ölçülen boşalım değerleri.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (!) \quad \text{eşitliği kullanılmıştır.}$$

Bu eşitlikte;

Q_t : Kaynağın (t) zamanındaki debisi (m^3/s)

Q_0 : Kaynağın azalma dönemi başlangıcındaki debisi (m^3/s)

e : e katsayısı (2.71828)

α : Azalma katsayısı (Depo değişim faktörü veya drenaj katsayısı, 1/gün)

t : Zaman (gün)'dir.

Azalma eğrileri çizilen her kaynakta, (1) eşitliğinden elde edilen,

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0.4343 (t-t_0)} \quad (2)$$

eşitliği kullanılarak α katsayısı hesaplanmıştır.

Kaynaklarda debi ölçümleri Haziran 1991-Kasım 1992 arasında yapıldığından, hesaplamalar 1992 su yılı için yapılmıştır. Rezerv değişimi hesaplamalarında, kaynakların 1991 yılı azalma dönemi sonundaki (1992 yılı beslenme dönemi başlangıcı, Kasım-Aralık) dinamik rezervleri ile 1992 yılı azalma dönemi başlangıcındaki (1992 yılı beslenme dönemi sonundaki, Haziran) dinamik rezervleri dikkate alınmıştır. Burada, kaynakların yıllık beslenimlerinin, bir önceki yılın (1991) azalma dönemi sonu ile o yılın (1992) azalma dönemi başlangıcına kadar olan dönem içinde gerçekleştiği kabul edilmiştir.

Gerçekten de kaynakların azalma eğrileri incelendiğinde, 1992 yılı azalma döneminde boşalımlarda artışlara neden olacak yağışların gerçekleşmemesinden dolayı, debilerde azalmaların doğrusal bir şekilde devam ettiği görülmektedir (Şekil 4).

Kaynakların 1991 yılı azalma dönemi sonundaki (Kasım-Aralık) dinamik rezervleri,

$$V_{s1} = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (3)$$

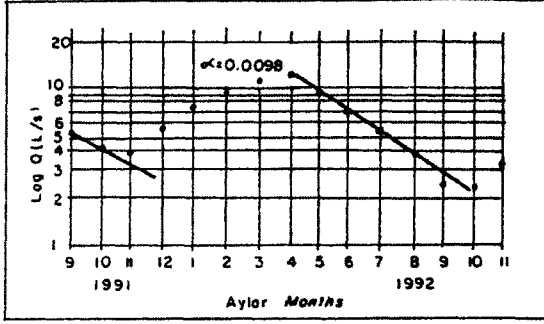
eşitliğinden hesaplanmıştır. Burada V_{s1} bir önceki yıldan rezervuarda kalan ve o yıl hiç beslenme olmaması durumunda bile kaynaklardan bir süre daha boşalabilecek su miktarını ifade etmektedir.

Table I. Discharges of the springs.

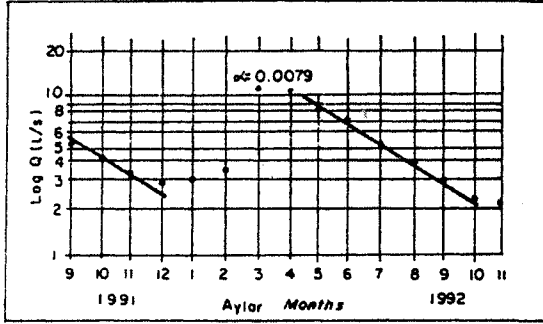
KAYNAK DEBİLERİ (Haziran 1991-Kasım 1992, l/s)																		
Spring discharges (June 1991-November 1992, l/s)																		
KAYNAK ADI Name of Spring	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
ÇAKIR	16.5	10.7	6.9	5.5	4.2	3.8	5.7	7.5	9.5	11.5	13.0	9.2	6.9	5.5	3.8	2.5	2.4	3.3
GÖCENOVACIĞI	17.5	12.7	7.7	5.3	4.1	3.3	2.9	3.0	3.5	12.3	11.2	8.3	7.0	5.2	3.8	2.9	2.3	2.2
BALUMSULTAN	-	-	-	4.6	3.2	2.5	2.2	2.2	2.3	2.5	4.8	5.2	5.7	4.0	3.2	2.5	2.1	-
BOĞAZÖNÜ	-	-	-	2.1	1.7	1.4	1.3	1.3	1.4	2.7	5.1	3.1	2.3	1.8	1.2	0.9	0.7	0.7

- Ölçüm yok

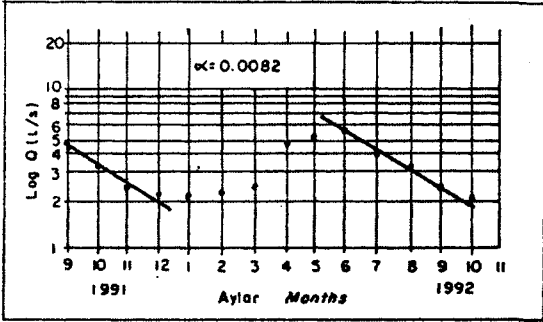
KİREÇTAŞI AKİFERLERİNDE YAĞIŞTAN SÜZÜLME



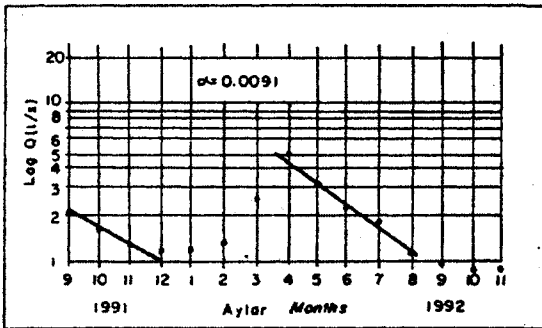
ÇAKIR



GÖCENOVACIĞI



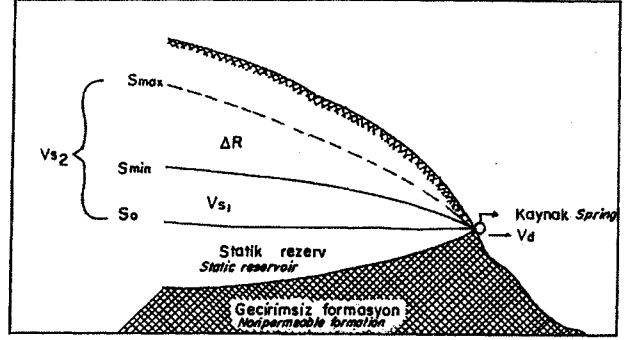
BALUMSULTAN



BOĞAZÖNÜ

Şekil 4. Kaynak azalma eğrileri.

Figure 4. Spring recession curves.



Şekil 5. Besenim ve boşalım hesaplarında kullanılan parametrelerin şematik gösterimi.

Figure 5. Schematic figure of the parameters used in recharge and discharge calculation.

Besenim hesabı yapılan 1992 yılının besenim dönemi sonundaki (Haziran) dinamik rezervler ise,

$$V_{s2} = \frac{Q^k}{a} \quad (4)$$

eşitliğinden hesaplanmıştır.

Böylece, 1991 azalma dönemi sonu ile 1992 azalma dönemi başlangıcı (besenim dönemi sonu) arasındaki rezerv değişimleri;

$$AR = V_{s2} - V_{s1} \quad (5)$$

eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır.

Bu dönem içerisindeki kaynak boşalmalarının toplam miktarı ($V_{boş}$) ise, ölçülen debi verilerinden; kaynakların 1992 yılındaki besenim miktarı da;

$$V_{bes} = V_{boş} \pm AR \quad (6)$$

eşitliğinden hesaplanmıştır. Burada eşitlik, rezerv arttığından;

$$V_{tes} = V_{s1} + AR \text{ halini almıştır.}$$

Şekil 5'de;

S_{min} : 1991 yılı azalma dönemi sonundaki (1992 su yılı besenim dönemi başlangıcı, Kasım-Aralık) su seviyesini

V_{s1} : 1991 yılı azalma dönemi sonundaki dinamik rezervi

S_{max} : 1992 yılı azalma dönemi başlangıcındaki (1992 yılı besenim dönemi sonu, Haziran) su seviyesini

V_{s2} : 1992 yılı azalma dönemi başlangıcındaki dinamik rezervi ifade etmektedir.

Çizelge 2. Akiferlerde beslenme-boşalım parametreleri.

Table 2. Recharge and discharge parameters of the aquifers.

KAYNAK/ AKİFER ADI Name of Spring/ Aquifer	AZALMA KATSAYISI Coefficient of recession (α)	V_{s_1} (10^6 m ³)	V_{s_2} (10^6 m ³)	REZERV DEĞİŞİMİ Changing Reserv. (ΔR) (10^6 m ³)	BOŞALIM Discharge (10^6 m ³)	BESLENİM (Boşalım+ ΔR) Recharge (Disc.+ ΔR) (10^6 m ³)
ÇAKIR	0.0098	0.39	0.70	0.31	0.16	0.47
GÖCENOVACIĞI	0.0079	0.37	0.89	0.52	0.12	0.64
BALUMSULTAN	0.0082	0.27	0.70	0.43	0.06	0.49
BOĞAZÖNÜ	0.0091	0.14	0.25	0.11	0.16	0.27

V_{s_1} : 1992 yılı beslenme dönemi başlangıcındaki dinamik rezerv
Dynamic reservoir at the beginning of recharge period in 1992
 V_{s_2} : 1992 yılı beslenme dönemi sonundaki dinamik rezerv
Dynamic reservoir at the end of recharge period in 1992

Çizelge 3. Akiferlerde yağıştan süzülme oranları.

Table 3. Infiltration rates into the aquifers.

AKİFER ADI Name of Aquifer	BOŞALIM KOTU Discharge Elevation (m)	BESLENİM KOTU Recharge Elevation (m)	TOPOĞRAFİK EĞİM Topographic Inclination	YILLIK BESLENİM (Boş+ ΔR) Annual Recharge (10^6 m ³)	BESLENİM ALANI Recharge Square (10^6 m ²)	YILLIK YAĞIŞ Annual Precipitation (m)	HACIMSAL YAĞIŞ Precipit. as volume (10^6 m ³)	YAĞIŞTAN SÜZÜLME Infiltration Rate (%)
ÇAKIR	1090	1200	15°	0.47	1.90	0.592	1.12	42
GÖCENOVACIĞI	1165	1200	7°	0.54	1.50	0.592	0.89	60
BALUMSULTAN	1160	1200	9°	0.49	1.34	0.592	0.79	62
BOĞAZÖNÜ	1170	1200	15°	0.27	1.30	0.592	0.77	35

Yapılan hesaplamalarda elde edilen sonuçlar Çizelge 2'de verilmiştir.

Akiferlerde yağıştan süzülme oranlarının hesaplanması

Dört ayrı bölgede yer alan kireçtaşlarında ortalama beslenme kotu, boşalım kotu, ortalama topoğrafik eğim, akifer alanı ve yıllık toplam yağışlar ayrı ayrı hesaplanmıştır (Çizelge 3).

Hesaplanan yağış miktarı akifer alanları ile çarpılarak hacimsel yağış miktarları hesaplanmıştır.

Boşalım ve rezerv değişimleri kullanılarak (Beslenme=Boşalım+AR) hesaplanan beslenme miktarları, hacimsel yağış miktarlarına oranlanarak yağışın ne kadarının akifere süzüldüğü dört ayrı akifer için hesaplanmıştır.

Çizelge 3'de görüldüğü gibi, akiferlerde yağıştan süzülme % 35 ile % 62 arasında değişmektedir. Başka bir deyişle, akiferler üzerine düşen yağışın % 35-% 62'si akiferlere süzülerek yeraltısuyu oluşturmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Akiferlerde yağıştan süzülme etki eden faktörler; yağış, sıcaklık, buharlaşma-terleme gibi meteorolojik etkenlerle akiferin yayılım alanı, litolojik ve yapısal özellikleri (tane boyu, tane boyu dağılımı, tane şekli, kırık-çatlak yoğunluğu, karstlaşma vb.), topoğrafik eğim, toprak ve bitki örtüsü gibi özelliklerdir.

İnceleme alanındaki kireçtaşları genellikle killi, yer yer humuslu bir toprak örtüsü ile kaplıdır. Çoğunlukla sık, bazen de seyrek ağaçlar yer almaktadır. Üzerindeki toprak ve bitki örtüsü nedeniyle, kırık ve çatlak özellikleri hakkında sistematik bir çalışma yapılamamıştır. Ancak yapılan çalışmalarda, kireçtaşlarının gerek toprak-bitki örtüsü, gerekse kırık-çatlak yoğunluğu bakımından benzer özellikler taşıdığı gözlenmiştir.

İnceleme alanındaki kireçtaşı akiferlerinde hesaplanan yağıştan süzülme oranları % 35-% 62 arasındadır. Ancak çizelge 3'de görüldüğü gibi, dört akiferden ikisinde (Çakır ve Boğazönü) süzülme oranı sırasıyla % 42, %35; diğer ikisinde ise (Göcenovacığı ve Balumsultan) % 60, % 62'dir. Süzülme oranlarındaki bu farklılık; topoğrafik eğim farklılığı ile açıklanabilir. Gerçekten de, süzülme oranlarının düşük olduğu Çakır ve Boğazönü akiferlerinde ortalama topoğrafik eğim daha yüksek (15°), süzülme oranlarının yüksek olduğu Göcenovacığı ve Balumsultan akiferlerinde ise daha düşüktür (7°-9°).

Kaynak azalma eğrisi analizlerinde uygulanan Maillet, (1905)'in önerdiği $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ eşitliği, özellikle büyük rezervi olan karstik akiferlerde iyi sonuçlar veren bir yöntemdir. Kaynağın bulunduğu alanın jeolojisine ve morfolojisine bağlı olan α katsayısı, yeraltı rezervuarının hacmi, akımın kırık-çatlak veya büyük karstik boş-

KİREÇTAŞI AKİFERLERİNDE YAĞIŞTAN SÜZÜLME

luklar içerisinden geldiği ve drenaj hızı konulannda bilgi verir (Günay 1984).

İnceleme alanındaki kaynaklarda a katsayısı 10^5 l/gün değerini vermiştir. Dolayısıyla yeraltısuyu akımının eklem ve çatlaklar boyunca geliştiği ve drenajın yavaş olduğu söylenebilir.

Bilindiği gibi akiferlerde, kendi yüzey alanı dışından gelen yüzeysel sular, komşu akiferlerden veya havzalarından içten beslenme ve yapay yolla beslenimin dışında, beslenimin büyük bir kısmı veya bazen tamamı üzerlerine düşen yağıştan sağlanmaktadır.

Akiferlerde çoğu zaman sistemin karmaşıklığı nedeniyle, özellikle kırıklı-çatlaklı kayaç akiferleri ve karstik akiferlerde beslenme hesabı araştırmacıların ilgisini çekmektedir. Özellikle son 15-20 yılda, dünyada ve ülkemizde akiferlerin beslenimlerinin tahmininde çeşitli fiziksel, kimyasal yöntemler ile matematiksel model yaklaşımları uygulanmaktadır.

Akiferlerin yeraltısuyu potansiyellerinin araştırılmasında, çoğunlukla jeolojik konumlarının karmaşıklığı nedeniyle, boşalım noktalarının veya boşalım bölgelerinin belirlenemediği durumlarda yağıştan beslenme miktarı genellikle arazide yapılan gözlemler, benzer bölgelerle karşılaştırma ve deneyimlerden yararlanma yoluyla tahmin edilmektedir. Oysa bu çalışmada, kireçtaşı akiferlerinde yağıştan süzülme oranları, ölçülen kaynak boşalımına dayanılarak hesaplanmıştır. Böylece, gözlem ve deneyimlerden tahmin edilen süzülme oranları ile ölçümlere dayanılarak hesaplanan oranları denetleme olanağı doğmuştur. Dolayısıyla, pilot alanlarda yapılacak buna benzer çalışmalar, benzer özellikteki ve jeolojik konumları nedeniyle boşalınan ölçülemeyen; ancak yağıştan beslenme alanları belirlenebilen akiferlerin beslenme miktarlarının tahmininde yararlı olacaktır.

Yapılan hesaplama ve değerlendirmeler, bir yıl gibi kısa bir zaman diliminde elde edilen verilere göre yapılmıştır.

Kuşkusuz, daha uzun bir dönemde, daha sık aralıklarla yapılan ölçümlerle daha sağlıklı sonuçlar elde edilebilecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Apaydın, A., 1993, Derinçay Havzasının (Çorum) hidrojeolojisi İncelemesi: Yük. Müh. Tezi, Hacettepe Univ., 127 s. (yayınlanmamış).
- Günay, G., 1984, Genel hidrojeoloji lab. ders notları, Hacettepe Univ., 208 s. (yayınlanmamış).
- Hakyemez, Y., Barkut, M.Y., Bilginer, E., Pehlivan Ş., Can, B., Dağ, Z. ve Sözeri, B., 1986, Yapraklı-İlgaz Çankırı-Çandır dolayının jeolojisi, MTA Der. Rap. No: 7966, 114 s. (yayınlanmamış).
- Ivanovic, T., 1976, Hydrogeologic estimation of ground water storage connected with the surface water storage. Case of the Salakovac reservoir, Karst hydrology and Water Resources Proceedings of the U.S.-Yugoslavian Symposium Dubrovnik, 871 p.
- Maillet, E., 1905, Essais d'hydraulique fluviale, Paris.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Adanlı Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi, MTA Der. Rap. No: 8722,136 s.(yayınlanmamış).
- Şenalp, M., 1981, Çankırı-Çorum Havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimentolojik incelenmesi, TJK Bülteni, 24-1,65-74.
- Torbarov, K., 1976, Estimation of permeability and effective porosity in karst on the basis of recessin curve analysis, Karst Hydrology and Water Resources Proceedings of the U.S.-Yugoslavian Symposium, Dubrovnik, 871 p.
- Ulu, Ü., Ateş, M., Genç, Ş., Gök, L., Arbas, A., Öztürk, Ş., Akpınar, K., ve Aziz, A., (baskıda), 1/100 000 Ölçekli açınama nitelikli Çorum G33 paftasının jeolojisi, MTA Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi.

Makalenin geliş tarihi: 20.04.1996

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 15.03.1997

Received April 20, 1996

Accepted March 15, 1997



Doğu Anadolu'daki obsidiyen içeren volkaniklerin "Fizyon Track" yöntemiyle yaş tayini

Age determination of obsidian bearing volcanic s in Eastern Anatolia using the fission track dating method

Guiliou BIGAZZI Institute of Geochronology and Geochemical Isotope, CNR, Pisa, İtalya
Zehra YEĞİNGİL Çukurova Üniversitesi, Fizik Bölümü, 01330, Adana, Türkiye
Tuncay ERCAN MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, 06520, Ankara
Massimo ODDONE General Chemistry Department, University of Pavia, İtalya
Mehmet ÖZDOĞAN İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Prehistorya Anabilim Dalı, 34452, İstanbul

Öz

Doğu Anadolu'daki bir çok volkanik bölgedeki obsidiyen örnekleri "fizyon track" (FT) yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Bu çalışmada, volkanikleri gösteren jeoloji haritaları toplanıp derlenmiştir. Bu haritalar, FT yaşlarındaki gibi 0.03 Ma'dan 6.09 Ma'ya kadar Doğu Anadolu'daki obsidiyen içeren volkaniklerin anlaşılmasında net bir destek sunarlar. Daha önceki yayımlanmış ölçümlerle birlikte genç zamanlar (1 Ma), Van Gölü'nün batı ve kuzey kıyılan boyunca yer alan Pleistosen volkanlarının üzerinde belirtilmiştir. Obsidyenler, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı NE (Kars)'den SW (Bingöl) doğrultusunda uzanan düzgün bir yay boyunca dağılmışlardır. Sonraki patlamalar için daha önce belirtilmiş sadece iki K-Ar yaşı vardır; bunlardan çoğu çok yakın zamanda onaylanmıştır. Anahtar **Sözcükler:** Obsidiyen, Volkanikler, "Fizyon track" yaşlandırma yöntemi, Doğu Anadolu.

Abstract

Obsidian samples from several volcanic fields located in eastern Anatolia (namely: Nemrut Dağı, Süphan Dağı, Meydan Dağı, Kars, Erzurum, Pasinler, Sarıkamış, Muş, Bingöl), have been dated by the fission track (FT) method. Geological maps showing the volcanics studied in this work have also been compiled. These maps as well as the FT ages shown in this work (from 0.03 Ma up to 6.9 Ma), represent a solid contribution towards the understanding of the obsidian bearing volcanics of eastern Anatolia. Young dates (< 1 Ma), in agreement with published measurements, were determined on the west and north coasts of Lake Van. Obsidians distributed along an ideal arc extending from NE (Kars) to SW (Bingöl) gave Upper Miocene-Pliocene ages. Two previous K-Ar ages only were available for the latter outcrops; several of them were only very recently recognised.

Key Words: Obsidian, Volcanics, Fission track dating method, Eastern Anatolia.

GİRİŞ

Doğu Anadolu'daki obsidiyen yataklan-yakın doğudakilerin en zengini çok geniş alanlar kaplayan Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanizma sonucu oluşmuştur. Volkanik aktivitenin başlangıcı "Neotektonik Dönemdin başlangıcı, yani Doğu Anadolu'daki kabuksal kırınlanma ve kalınlaşmayı oluşturan Anadolu ve Arap plakalarının çarpışması ile korele edilmiştir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Ercan, 1990). Buradaki volkanik faaliyet bundan yaklaşık 550 yıl öncesine kadar aktif bir durumdadır.

Doğu Anadolu'nun volkanizma kronolojisi hakkındaki bilgiler hâlâ yetersizdir. Bazı volkanik alanlarda eksik veriler mevcuttur (Taner, 1977; Innocenti, 1980,

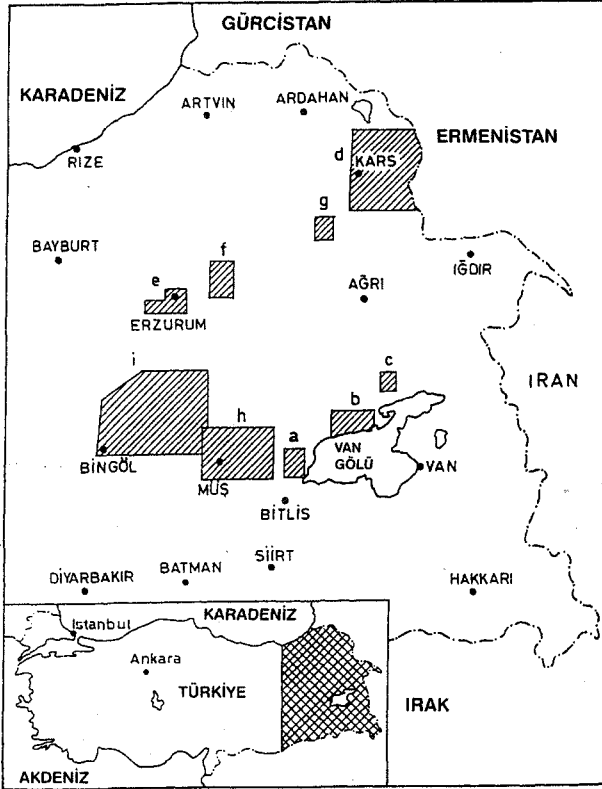
1982; Matsuda, 1988,1990; Ogata, 1989; Ercan, 1990). Buna rağmen, bu yaygın volkanizmanın önemi uluslararası düzeyde anlaşılmıştır: Ankara'daki iki güncel konferans (Uluslararası Arkeometri Sempozyumu, Arkeometri' 94,9-14 Mayıs 1994 ve Uluslararası Volkanoloji Kongresi, IAVCEI 1994, 12-16 Eylül 1994). Bu konferanslardan daha detaylı haritalar ve jeokronolojik çalışmaların gerekliliği anlaşılmıştır. Cauvin ve Chatoiner (1995) ve Özdoğan (1995), Anadolu obsidyenlerinin, özellikle tarih öncesi zamanlarda alet yapımı için hammadde olarak önemini arkeolojik olarak belirtmişlerdir.

Bu çalışma, belirlenmemiş aralıkları doldurmaya katkı sağlamaktadır. Doğu Anadolu'daki (Şekil 1) obsidiyen içeren volkanik alanlardan birçok obsidiyen örneği alınmış, volkanizmanın kronolojik evriminin daha

iyi anlaşılması için "fizyon track" yaş tayini yöntemiyle incelenmiştir. İlk sonuçlar, Bigazzi (1994a, 1994b) tarafından yayınlanmıştır. Bu çalışmada, en son sonuçlar hakkında bir örnek seti de sunulmuştur. Tekrar gözden geçirilip düzeltilen jeoloji harita versiyonları çoğunlukla türkçe makalelerde hazırlanmış ve yayımlanmıştır.

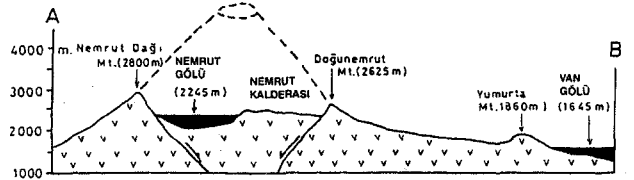
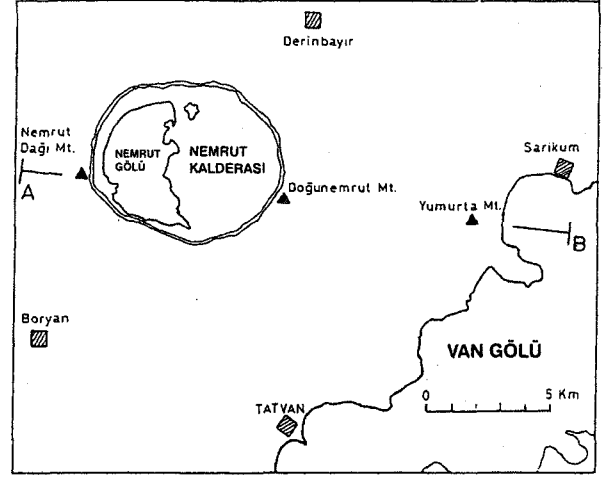
DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN OLUŞUMLARIYLA İLGİLİ JEOLJİK NOTLAR

Doğu Anadolu'daki Geç Senozoyik volkanizması Arap-Avrasya Kars platosunun güneybatısındaki Arap çıkıntı havzasından ve kuzeydoğudaki Lesser Caucasus'dan bindirme zonunda SW-NE doğrultusu boyunca yayılır. Çıkıntı volkanizması, kalkan şeklinde ve toleyitik-alkali geçişli bir püskürme şeklinde egemendir. Bitlis bindirme zonunun kuzeyindeki kalınlaşmış kabukta bulunan volkanizma hafif alkali volkan Nemrut'tan ve daha yaşlı güneydeki Muş volkanlarından kalkalkaliden alkaliye doğru; Bingöl ve Süphan'a doğru ve alkali volkan Tendürek, kalkalkali volkan Ararat'a ve yaşlı Kars plato volkanlarına kuzeye doğru değişkenlik gösterir.



Şekil 1. Çalışma alanı. a-i: Ayrıntısıyla haritalanmış volkanik bölgeler (Şekil 3-11'e bakınız).

Figure 1. The region studied in this work, a-i: volcanic areas mapped in detail (see figures 3-11).



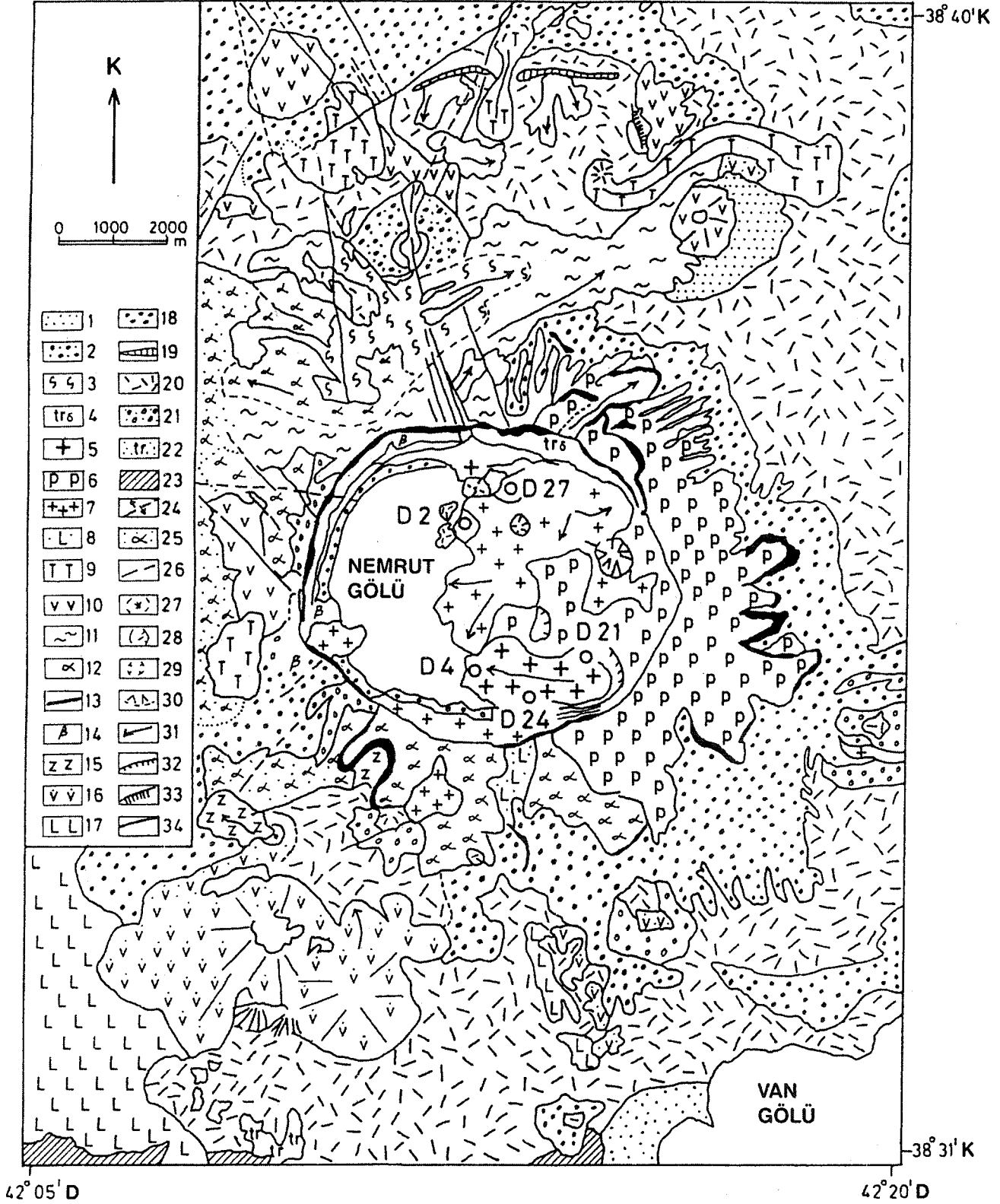
Şekil 2. Nemrut volkanı.

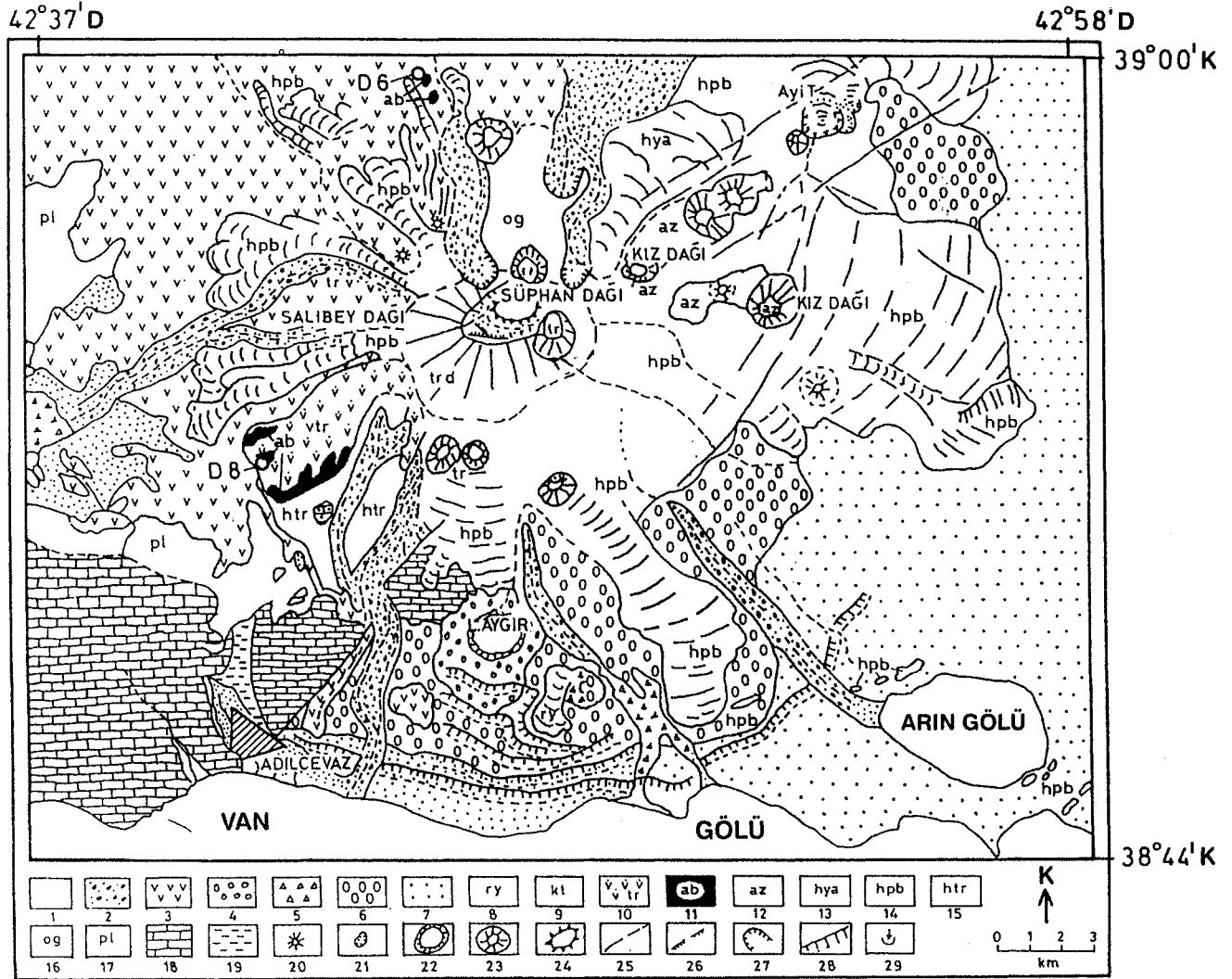
Figure 2. The Nemrut volcano.

Şekil 3. Nemrut volkanının jeolojik haritası (Güner ve Şaroğlu (1987)'den değiştirilmiştir). 1: Alüvyon, 2: Piroklastikler, 3: Bazalt, 4: Trakit, 5: Trakitik obsidiyen, 6: Pumis, 7: Camslı trakit, 8: Lahar, 9: Trakit, 10: Bazalt, 11: Sütun bazalt, 12: Trakit, 13: Obsidiyen, 14: Bazalt, 15: Bazaltik piroklastikler, 16: Trakit, 17: Lahar, 18: Trakitik tüf, 19: Obsidiyen, 20: tgnimbiritik tüf, 21: Pumis, 22: Trakit, 23: Temel (ayrıtlanmamış), 24: Yarık, 25: Trakit, 26: Olası fay, 27: Lav merkezi ve konisi, 28: Krater, 29: Lav çöküntüsü, 30: Birikinti konisi, 31: Lav akış yönü, 32: Teras, 33: Normal fay, 34: Kaldera duvarı. Açık daireler örnek yerlerini belirtmektedir (D2,....., D27).

Figure 3. Geological map of Nemrut volcano (revised from Güner and Şaroğlu, 1987). 1: Alluvium. 2: Pyroclastics. 3: Basalt. 4: Trachyte. 5: Trachytic obsidian. 6: Pumice. 7: Hyalotrachyte. 8: Lahar. 9: Trachyte. 10: Basalt. 11: Scory basalt. 12: Trachyte. 13: Obsidian. 14: Basalt. 15: Basaltic pyroclastics. 16: Trachyte. 17: Lahar. 18: Trachytic tuff. 19: Obsidian. 20: Ignimbritic tuff. 21: Pumice. 22: Trachyte. 23: Basement (undifferentiated). 24: Fissure. 25: Trachyte. 26: Fault of uncertain nature. 27: Lava center and cone. 28: Crater. 29: Lava sink. 30: Debris cone. 31: Lava flow direction. 32: Terrace. 33: Normal fault. 34: Caldera wall. Open circles indicate sample locations (D2,....., D27).

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER





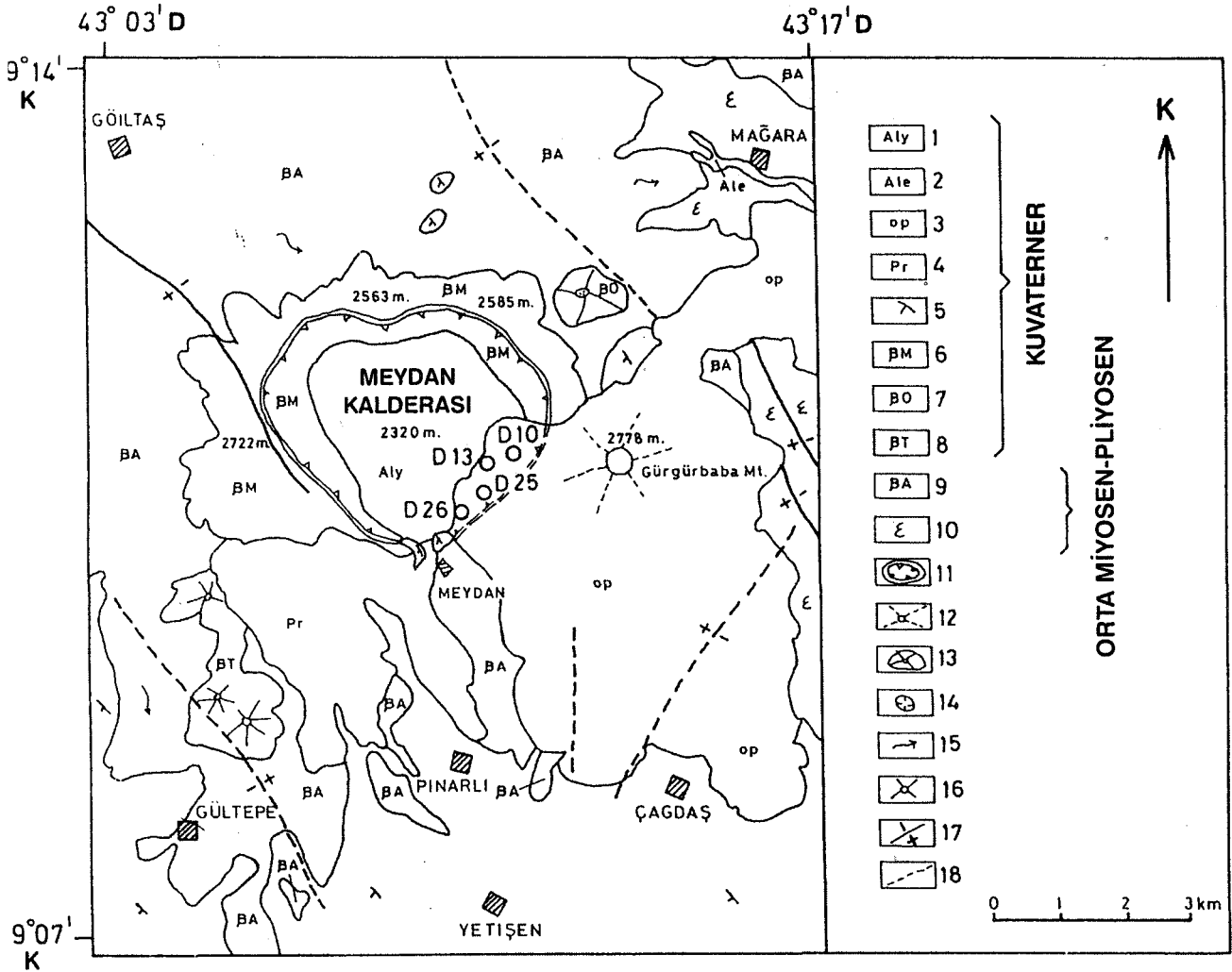
Şekil 4. Süphan volkanının jeolojik, jeomorfolojik haritası (Güner ve Şaroğlu (1987)'den değiştirilmiştir). 1: Alüvyon, 2: Çakıl, 3: Olivinli bazalt, 4: Pumis, 5: Volkanik breş, 6: Pumis+tüf, 7: Göl çökelleri, 8: Riyolit, 9: Tüf, 10: Trakit, 11: Obsidiyen, 12: Andezit, 13: Camsı andezit, 14: Hipersten bazalt, 15: Camsı trakit, 16: Aglomera, 17: Çakıltaşı (Pliosen), 18: Kireçtaşı (Burdigaliyen), 19: Metamorfik temel, 20: Kül konisi, 21: Krater, 22: Maar, 23: Dom, 24: Plug, 25: Fay, 26: Düşey fay, 27: Buzul gölü, 28: Teras, 29: Dolin.

Figure 4. Geological, geomorphological map of Süphan volcano (revised from Güner and Şaroğlu, 1987). 1: Alluvium. 2: Pebble. 3: Olivine basalt. 4: Pumice (very rounded). 5: Volcanic breccia. 6: Pumice+tuff. 7: Lake sediments. 8: Rhyolite. 9: Tuff. 10: Trachyte. 11: Obsidian. 12: Andesite. 13: Hyaloandesite. 14: Hyperstene basalt. 15: Hyalotrachyte. 16: Agglomerate. 17: Conglomerate (Pliocene). 18: Limestone (Burdigalian). 19: Metamorphic basement. 20: Ash cone. 21: Crater. 22: Maar. 23: Dome. 24: Plug. 25: Fault. 26: Vertical fault. 27: Cirque. 28: Terrace. 29: Doline.

İzotop (Sr, Nd) ve iz elementler, havzada oluşan lavların Arap kıtasının küçük miktarda astenosfer eriyikleriyle zenginleşmiş litosferik mantosundan türediğini sistematiik olarak belirtir. Muş çevresindeki alkali volkanların lavları ve Bitlis bindirme zonunun kuzeyindeki Nemrut ve Tendürek volkanları, benzer şekilde litosfer kaynaklı bileşim ve Arap kıtasından veya Bitlis masifi

mikro kıtasından türemiştir (Pearce, 1990). Doğu Anadolu'da Kars ve Ararat'daki lavlar, daha önceki dalma batma olaylarına bağlı olarak, dalma batma izleri taşıyan bir kimyasal bileşime sahiptir (Notsu, 1995).

Bu çalışma kapsamındaki örnekler Van gölünün kuzey ve batı kıyılarındaki volkanlardan (Nemrut D., Süphan D. ve Meydan D.) ve Kars, Erzurum, Pasinler, Sarıkamış, Muş ve Bingöl'deki volkanik alanlardan alınmıştır.



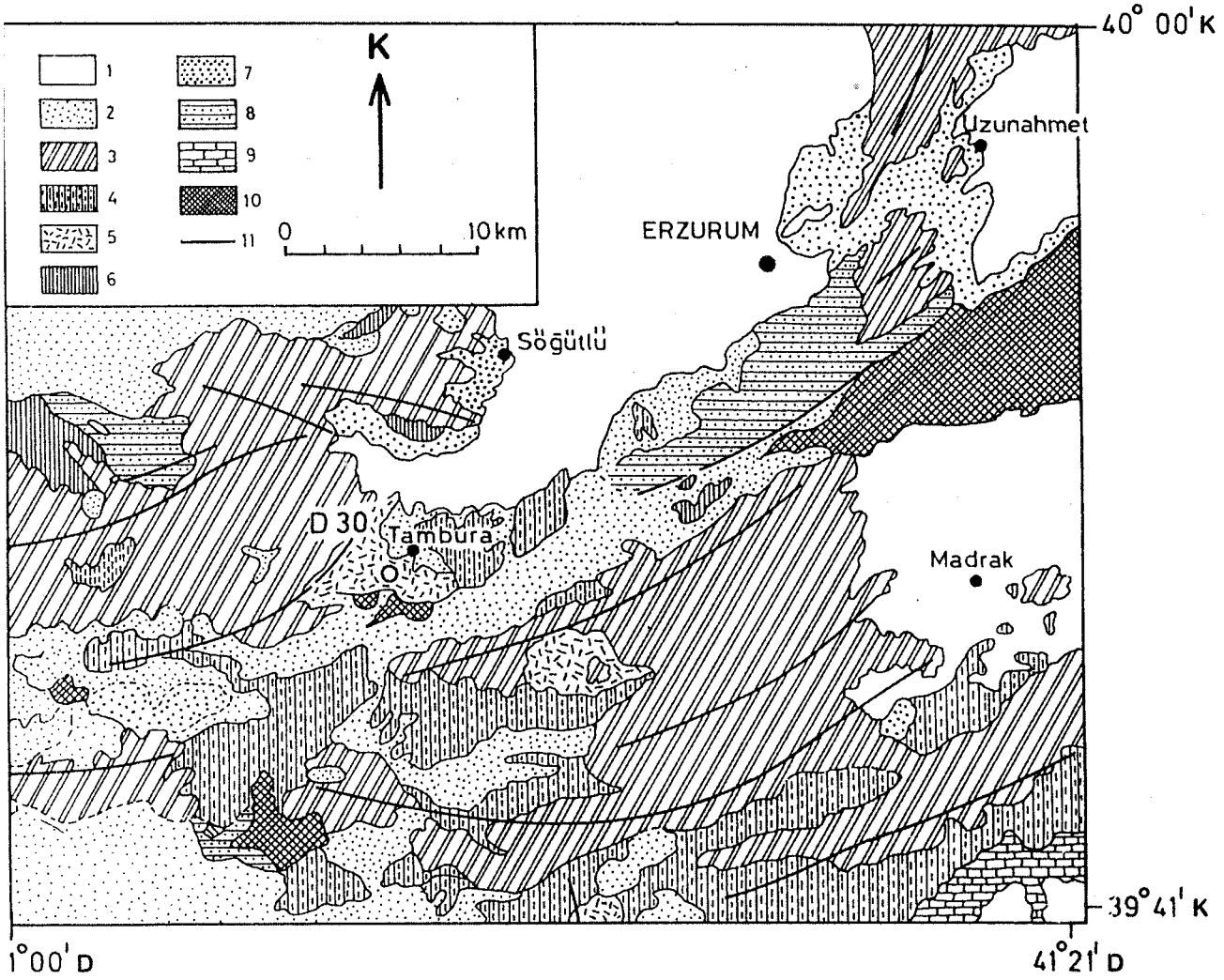
Şekil 5. Meydan volkanının jeoloji, jeomorfoloji haritası (Özgür (1993)'den değiştirilmiştir). 1: Güncel alüvyon (Pleistosen), 2: Alüvyon (Holosen), 3: Obsidiyen, perlit, 4: Volkanik piroklastikler (volkan bombası, (apilli, kül), 5: Pumis, 6: Meydan bazaltı, 7: Deveci bazaltı, 8: Topsini bazaltı, 9: Akdağ volkanikleri (bazalt, tüf), 10: Dasic lav, aglomera, tüf, 11: Kaldera, 12: Volkan domu, 13: Volkan konisi, 14: Krater, 15: Lav akıntısı, 16: Lav püskürme merkezi, 17: Normal fay, 18: Olası fay. 1.

Figure 5: Geological, geomorphological map of Meydan volcano (revised from Özgür, 1993). 1: Recent alluvium (Pleistocene). 2: Fomer alluvium (Holocene). 3: Obsidian, Perlite. 4: Volcanic pyroclastics (bomb, lapilli, ash). 5: Pumice. 6: Meydan basalt. 7: Deveci basalt. 8: Topsini basalt. 9: Akdağ volcanics (basalt, welded tuff, scoria). 10: Dacitic lava, agglomerate, tuff. 11: Caldera. 12: Volcanic dome. 13: Volcanic cone. 14: Crater. 15: Lava flow. 16: Lava eruption center. 17: Dip-slip normal fault. 18: Probable fault. 1.

Doğu Anadolu'daki en önemli obsidiyen yatakları, bölgedeki Kuvaterner volkanik serilerinden olan, Van Gölü'nün batısındaki (Şekil 2 ve Şekil 3) Nemrut Dağı çevresinde tanımlanmıştır. Bunun tabanı 36 km² üzerinde bir yayılıma sahiptir. Burada farklı su sıcaklıklarına sahip beş farklı göl vardır ve kaldera içindeki birçok koni volkana doğal bir güzellik katmaktadır. Volkanik aktivite, Pleistosen zamanında N-S doğrultusunda bir ya-

rıkla başlamıştır. İlk piroklastik ürünlerden sonra, bazik ve asidik lavlar püskürmüştür. Son püskürme olarak trakitik lavlar M.S. 1441 'de oluşmuştur (Güner, 1984). Bu olay, Anadolu'daki son patlamalı volkanik aktiviteyi oluşturur. Ercan, 1995 ve Kipfer 1994, sırası ile, 3He/4He, 1,059x10⁻⁵ ve 1.2x10⁻⁵, olan iki kararlı helyum izotopu atomik oranını bulmuşlardır. Yazarlar, bu nedenle mantodaki helyum varlığını kontrol ederek Nem-

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER



Şekil 7. Erzurum bölgesinin jeoloji haritası (Pasquare' (1970)'den değiştirilmiştir). 1: Alüvyon ve kolüvyon çökelleri, 2: Üst Miyosen volkanoklastik çökelleri, 3: Bazaltik volkan çatlakları, 4: Bazaltik eksojen dom ve akıntılar, 5: Opsidiyen içeren piroklastik koniler, 6: Hipersten-andezitik domlar, 7: Dasitik domlar, 8: Palandöken dağları volkanik sırtı, 9: Kretase ve Eosen denizel çökelleri, 10: Mesozoyik ofiyolitik kompleks, 11: Volkanik çukurluklar.

Figure 7. Geological map of the Erzurum area (revised from Pasquara, 1970). 1: Alluvial and colluvial deposits. 2: Upper Miocene volcanoclastic sediments. 3: Basaltic fissure volcanoes. 4: Basaltic exogenous domes and flows. 5: Obsidian bearing pyroclastic cones. 6: Hypersthene-andesitic domes. 7: Dacitic domes. 8: Palandöken dağları volcanic ridge. 9: Cretaceous and Eocene marine sediments. 10: Mesozoic ophiolitic complex. 11: Mainfissural volcanic vents.

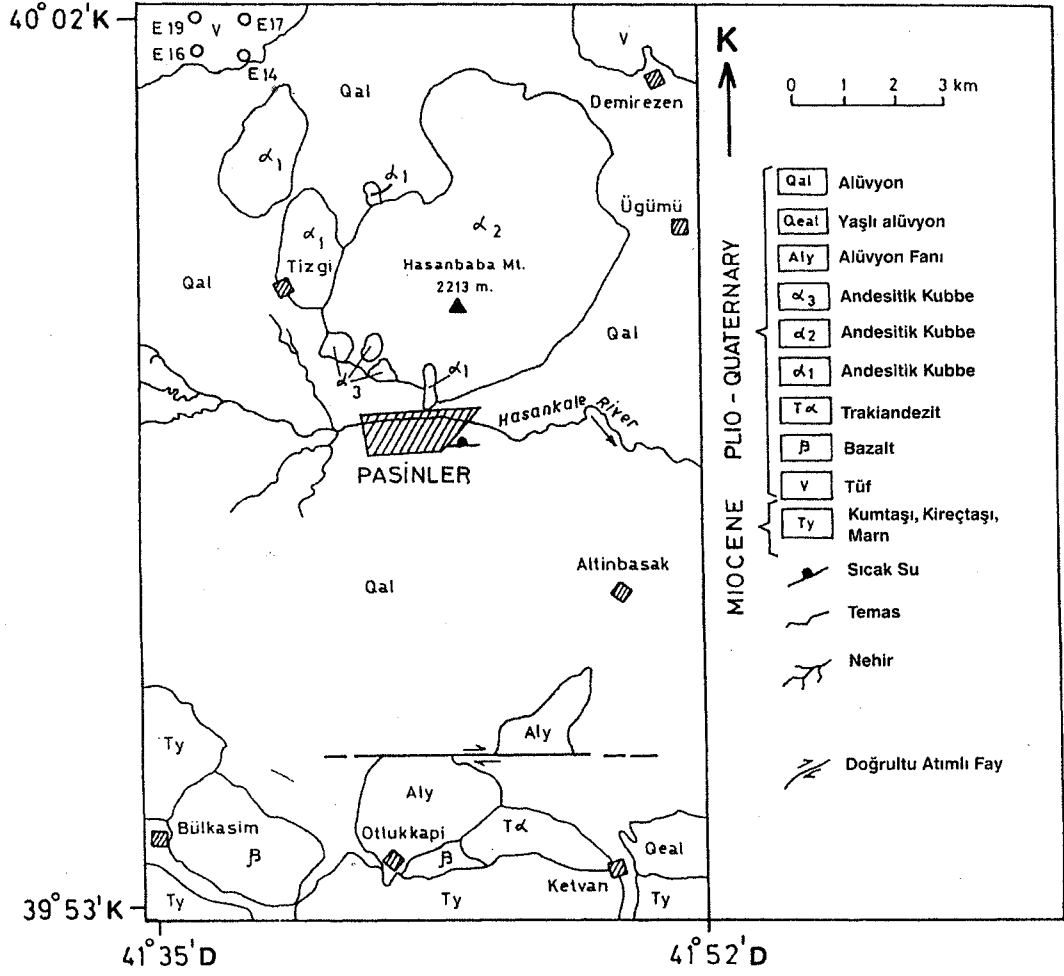
si diyen yatakları (bu çalışmada örneklenmemiş), Süphan Dağı'nın güneyinde bulunan Nernek volkanik dağı'nın ortaya çıkardığı riyoitik ve perlitik lavlarla birleşmiştir.

Doğuda, Van Gölü civarında bulunan bir başka Kuvaterner yaşlı volkan da Erciş ilçesinin kuzeyindeki, Meydan Dağı'dır (Şekil 5). Kalderanın içinde ve çevresinde andezitik, dasidik ve riyoitik lav dizileri ve bunları izleyen perlit ve siyahımsı gri renkte obsidiyenler gözlenmiştir. Bu çalışmada analiz edilen örnekler kaldera-

nın içinden alınmıştır. Örnekler farklı patlama kısımlarından toplanmıştır.

Tendürek Dağı (Van Gölü'nün kuzeydoğusunda), Kuvaterner volkanik serisinin başka bir üyesidir. İki krateri vardır, Solfatar kısmında hala aktiftir ve trakitik obsidiyenler üretmiştir. Tendürek dağından örnek alınmıştır.

Kars bölgesinde obsidiyen yatakları, geniş yayımlı tüf, aglomera ve riyoitik lavlarla birlikte bulunur (Şekil 6). Bunlar Orta-Üst pliyosen yaşlıdır ve Aktimur



Şekil 8. Pasinler yöresinin jeolojik haritası.

Figure 8. Geological map of the Pasinler area.

(1981)'e göre "Dumanlıdağ Piroklastları" olarak adlandırılır. Bunlar siyah ve kırmızı renkte olup, Yağlıca Dağı ve Akbaba Dağı'ndan türemişlerdir. Bu çalışma için örnekler Yağlıca Dağı'ndan, Digor'un 10 km güneyinden, Akbaba Dağı'ndan ve Kars'ın 12 km güneybatısından alınmıştır. Doğu Anadolu'daki tahmin edilen en yaşlı obsidiyen oluşumları bu bölgenin güneybatısındaki alanda tanımlanmıştır. Innocenti, vd. (1982), Kağızman kuzeyindeki bir obsidiyen yatağında bu yaşlı oluşumlara yaşlı volkaniklerle birleşmiş K-Ar yaşı olarak 6.9 ± 0.9 Ma olarak belirtmiştir.

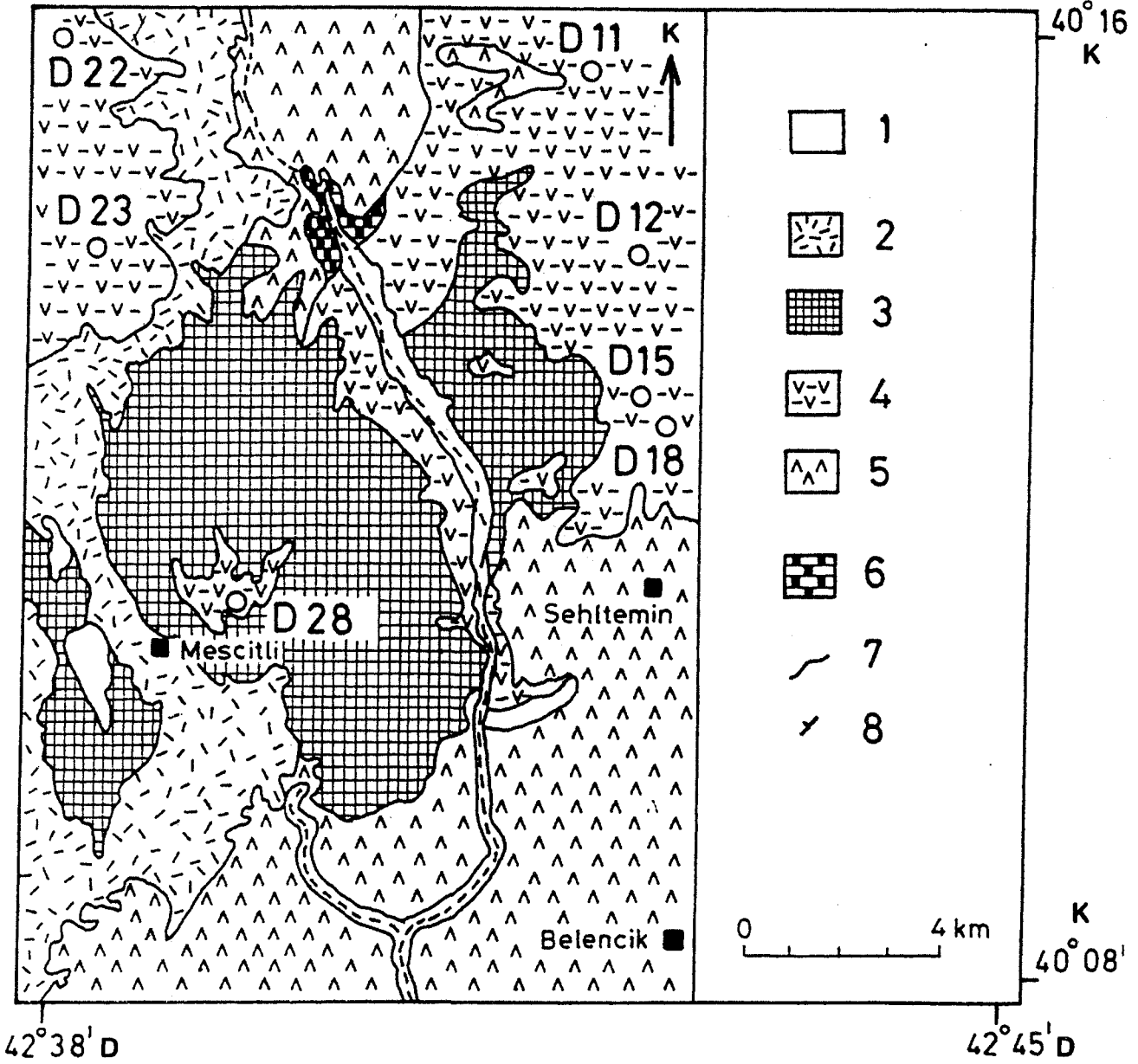
Obsidiyen içeren volkanikler Tabya Dağı, Kible Tepe ve Erzurum'un güneybatısındaki Tambura köyü yakınlarında görülmüştür (Şekil 7). Bu birimler yaşlıdan gence doğru; andezitik bazaltik geçişli strato-volkanlar, obsidiyence zengin piroklastik koniler, riyoasidik ve dasidik domlar, güçlü püskürme aktivitesiyle andezitik

domlar, bazaltik domlar ve akış domları, bazaltik karakterli volkanlardır. Erzurum volkanikleri Üst Miyosen-Alt Pliyosen zaman aralığına denk gelir. Bu çalışma için Tambura yakınlarından bir adet örnek alınmıştır.

Erzurum'un doğusunda, Pasinler civarında daha fazla obsidiyen oluşumları gözlenmiştir (Şekil 8). Obsidiyen yatakları, tüfler ve volkan konilerindeki andezitik lavlarla birleşiktir. Pasinler ilçesi civarında Pliyosen ve Kuvaterner zamanına ait değişik kısımlara ait olan birçok volkanik andezitik domlar ve bazaltik lav akışları bulunur. Pasinler obsidiyenleri Pliyosen yaşlıdır.

Doğu Anadolu'daki tipik obsidiyenler; kül, tüf, bazalt, pümis Sarıkamış-Mescitli karayolu kısmındaki riyoalit ve perlit gibi piroklastik bir dizinin içinde oluşmuş olan Sarıkamış obsidiyenleridir (Şekil 9). Bu obsidiyenler pembe-sarı renkli tüfler içinde 1-2 cm'den 1-2 metreye varan tane ve bloklar halindedir. Bunların renkleri

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER

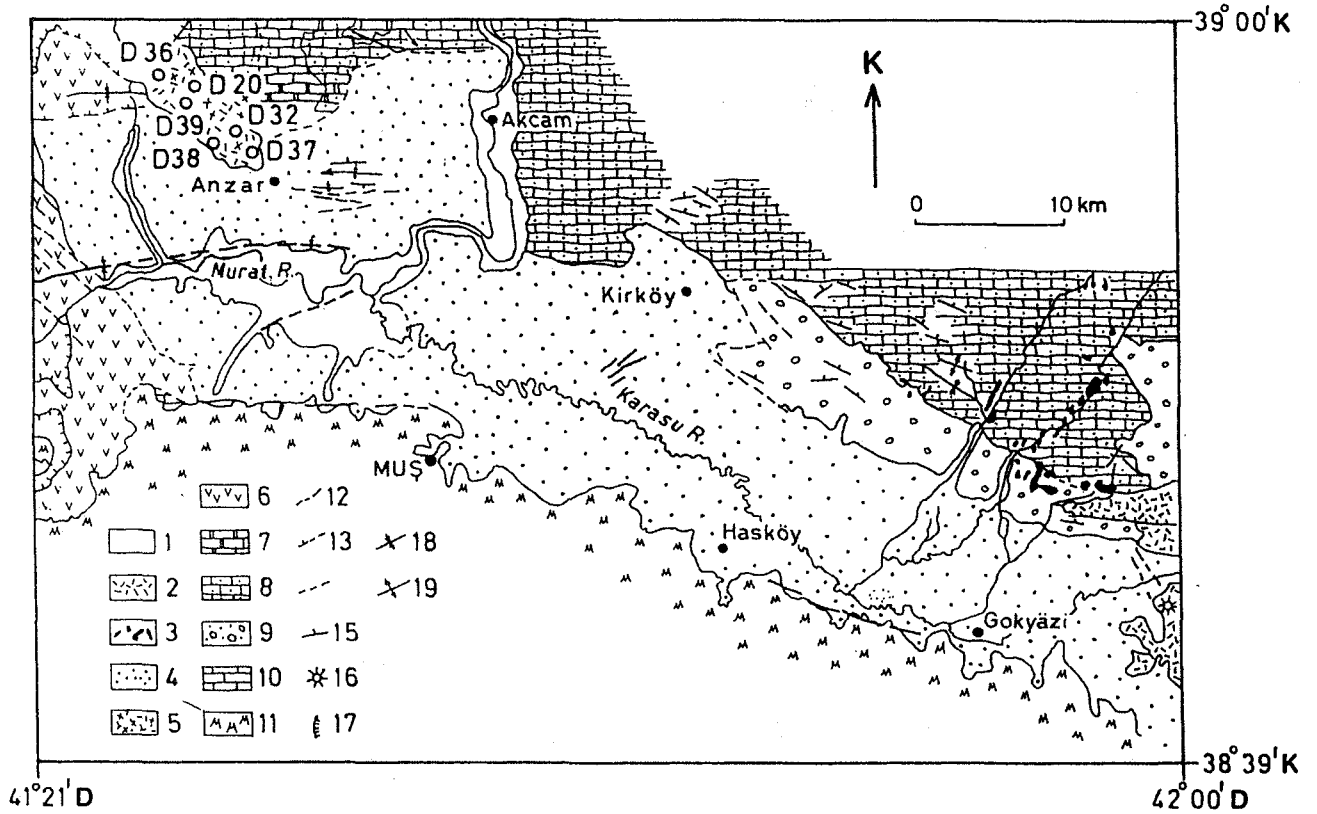


Şekil 9. Sarıkamış'ın GD'sundaki volkanik alanın jeoloji haritası (özgür ve Bilgin (1990)'den değiştirilmiştir). 1: Alüvyon, 2: Tüf, 3: Perlit, 4: Obsidiyen ve Riyolit, 5: Bazalt, 6: Paleozoik metamorfik kayalar (klorit-muskovit-kuvars şist ve fillit), 7: Dokanak, 8: Katman eğim ve doğrultusu.

Figure 9. Geological map of the volcanic area located SE of Sarıkamış (revised from Özgür and Bilgin, 1990). 1: Alluvium. 2: Tuffs. 3: Perlites. 4: Obsidian and rhyolites. 5: Basalts. 6: Paleozoic metamorphic rocks (chlorite-Muscovite-quartz shist and phyllite). 7: Contact. 8: Dip and strike.

yeşilden siyaha ve sandan kırmızıya doğru bir renk çeşidi gösterir. Bu çalışma için, örnekler Sarıkamış'ın 23-25 km güneydoğusundan toplanmıştır. Obsidiyenler Pliyosen yaşlıdır. Bu alanda 3.6×10^8 metrik ton perlitik cevher rezervi hesaplanmıştır. Bunlar 30 km^2 civarında bir yüzey alanı ve yaklaşık 60 m'lik bir kalınlık sergilerler. Bu obsidiyenler ekonomik öneme sahiptirler.

Diğer obsidiyenler Muş'un kuzeyinde (Şekil 10), Muş havzasının kuzeybatısında geniş alanlar kaplayan bir patlama şeklindedir. Bu birim kumtaşı, siltaşı, bazaltik lav ve tüflerle başlar, ve tüf, aglomera ve volkanik akış çevrimleriyle devam eder. Volkanizma Üst Miyosen zamanında, kuzeydoğu yönündeki bindirme zonu



Şekil 10. Muş yöresinin jeolojik haritası (Yılmaz ve diğ. (1987)'den değiştirilmiştir). 1: Geç Kuvaterner alüvyon, 2: Geç Kuvaterner bazaltı, 3: Erken Kuvaterner ignimbriti, 4: Erken Kuvaterner konglomera, Kumtaşı, Siltaşı, 5: Erken Kuvaterner riolyit ve obsidiyen, 6: Üst Miyosen çökel ara katmanlı volkanikler, 7: Alt Miyosen kireçtaşı, 8: Oligosen kumtaşı, killi kireçtaşı, 9: Üst Eosen kumtaşı, konglomera, 10: Orta Eosen lav, çört, kireçtaşı, 11: Paleozoyik-Alt Mesozoyik gnays, sıstler, 12: Dokanak, 13: Bindirme, 14: Faylar, 15: Doğrultu, eğim, 16: Volkanik merkez, 17: Heyelan, 18: Senklinal, 19: Antiki inel.

Figure 10. Geological map of Muş district (revised from Yılmaz et al., 1987). 1: Late Quaternary alluvium. 2: Late Quaternary basalt. 3: Early Quaternary ignimbrite. 4: Early Quaternary conglomerate, sandstone, siltstone. 5: Early Quaternary rhyolite and obsidians. 6: Volcanics with sedimentary Upper Miocene inter-beds. 7: Lower Miocene limestone. 8: Oligocene sandstones, marly limestones. 9: Upper Eocene sandstone, conglomerate. 10: Middle Eocene lavas, chert, limestone. 11: Paleozoic-Lower Mesozoic gneiss, shists. 12: Contact. 13: Thrust. 14: Faults. 15: Strike, dip. 16: Volcanic centre. 17: Landslide. 18: Syncline. 19: Anticline.

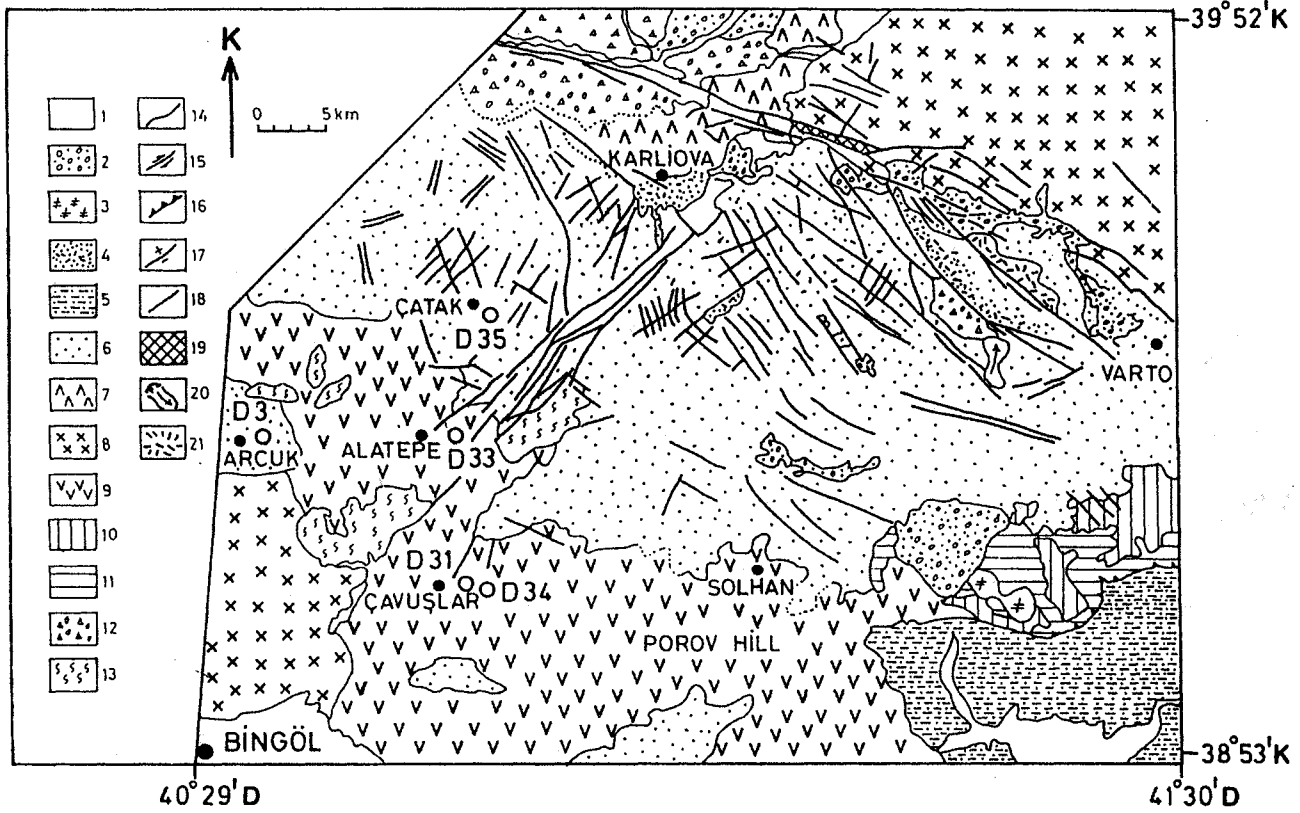
boyunca uzanan yank patlamaları ile başlar ve Üst Kuvaterner zamanına kadar devam eder. Obsidiyen yatakları Pliyosen-Alt Kuvaterner zamanındaki riolyitik lavlar ve tüflerle birlikte bulunur. Bu çalışma için, örnekler Anzar civarından toplanmıştır.

Önemli obsidiyen yatakları Bingöl-Solhan-Karlıova üçgeni içinde gözlenmiştir (Şekil 11). Bunların renkleri çoğunlukla gri ve siyah ve arasına yeşil ve kırmızıdır. Bunlar Pliyosen yaşlı Solhan volkanikleri ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı aglomera-tüf serilerinin ürünüdür. Genellikle, domlar ve tüfler oluşturan dasidik lav akışları içinde bloklar halinde oluşmuştur. En baskın ve geniş yayı-

lımı olan obsidiyen yatakları Çaltak, Alatepe, Çavuşlar ve Arçük yakınlarındadır. Bu bölgedeki jeolojik araştırmalar sırasında Çavuşlar'da, tarih öncesi obsidiyenlerden aletler yapılmış olduğu yerler bulunmuştur (Cauvin, vd. 1986). Çayönü (Diyarbakır) ve Caferhöyük (Malatya)'da yapılan kazılarda bulunan obsidiyen yapıtları Bingöl'deki obsidiyen alanları ile karşılaştırılmış ve benzerlikler bulunmuştur (Şaroğlu, 1989).

Diğer obsidiyenler Rize güneyindeki İkizdere civarında bulunmuştur. Bunları Taner (1977) K-Ar yaşı olarak 2.1 ± 0.3 Ma olarak belirtmiştir. Son olarak, Kuvaterner obsidiyen oluşumları Erzincan'ın kuzeydoğusunda

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER



Şekil 11. Bingöl-Karlıova-Solhan yöresinin jeoloji haritası (Şaroğlu ve Yılmaz (1991)'den değiştirilmiştir). 1: Güncel Alüvyon (Kuvaterher), 2: Eski Alüvyon (Kuvaterner), 3: Sergen riyoliti (Kuvaterner), 4: Boran formasyonu (Erken Kuvaterner), 5: Anzar formasyonu (Erken Kuvaterner), 6: Zirnak formasyonu (Üst Pliyosen), 7: Karlıova volkanikleri (Pliyosen), 8: Bingöl volkanikleri (Pliyosen), 9: Solhan volkanikleri (Pliyosen), 10: Adilcevaz kireçtaşı (Erken Miyosen), 11: Keleş formasyonu (Oligosen), 12: Kazan formasyonu (Oligosen), 13: Metamorfik kayalar (Erken Paleozoik-Erken Mesozoik), 14: Contact, 15: Dokanak, 15: Fay doğrultu ve eğimi, 16: Bindirme, 17: Normal fay, 18: Olası fay, 19: Traverten, 20: Heyelan, 21: Volkanik dom.

görülmüştür (Baş, 1979). Rize ve *Erzincan* obsidiyenlerinden örnek alınmamıştır.

DOĞAL CAMIN FİZYON TRACK YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASININ ÖNEMİ

Fizyon track ile yaşlandırılma ilk kullanıldığında, jeolojik zamanlarda minerallerde tutulan fizyon trackın ısısal duraylılığının zayıf olduğu farkedilmiştir. (FT ile yaşlandırmanın detaylı tanımı için Wagner ve Van den haute, 1992'ye bakınız). İyonlaşmış bir partikülün zede-

Figure 11. Geological map of Bingöl-Karlıova-Solhan area (revised from Şaroğlu and Yılmaz, 1991). 1: Recent alluvium (Quaternary). 2: Ancient alluvium (Quaternary). 3: Sergen rhyolite (Quaternary). 4: Boran formation (Early Quaternary). 5: Anzar formation (Early Quaternary). 6: Zirnak formation (Upper Pliocene). 7: Karlıova volcanics (Pliocene). 8: Bingöl volcanics (Pliocene). 9: So Uian volcanics (Pliocene). 10: Adilcevaz limestone (Early Miocene). 11: Keleş formation (Oligocene). 12: Kazan formation (Oligocene). 13: Metamorphic rocks (Late Paleozoic-Early Mesozoic). 14: Contact. 15: Dokanak, 15: Strike-slip fault. 16: Thrust, teeth on hanging wall. 17: Normal fault. 18: Fault of uncertain nature. 19: Travertine. 20: Landslide. 21: Volcanic dome.

lenmesi sonucu oluşan katının yapısı, zaman içinde dereceli olarak saklanacaktır. Bu "fading" veya track "derecelenmesi" fizyon track oranlarının etkilenme ve/veya hakediş uzunluğun indirgenmesi ile bulunur.

İzlerin kısmen alıkoyduğu sıcaklık aralığı, materyalin bir karakteristiğidir. Bu özellikler, FT yöntemini kayaların termokronolojik tarihçesinin şifresini çözen bir birim elemanı haline getirmektedir.

Uygulamada, sadece hızlı soğuma ile oluşmuş kayalardaki FT yaşlandırması, kayaların oluşan yaşları-

Çizelge 1. Doğu Anadolu obsidiyenlerinin FT yaşlandırması. a-görünür yaşlar, b- plato yaşları
 p_s (p_1): kendiliğinden oluşmuş (indüklenmiş) iz alan yoğunluğu; N_s (N_1): kendiliğinden oluşmuş (indüklenmiş) iz sayısı; s' : indüklenmiş iz sayısının standard hatası; D_s/D_1 : kendiliğinden oluşmuş indüklenmiş iz büyüklük oranı. Nötron akışı: D1, D5,

Örnek	p_s (cm ⁻²)	N_s	p_1 (cm ⁻²)	N_1	S' (%)	D_s/D_1	Yaş ($\pm 1\sigma$) (Ma)
Nemrut Dağı							
D4	66	3	271,000	653	3.7	1.06	0.024 \pm 0.014
Süphan Dağı							
D6	73	32	102,000	1,185	3.7	1.02	0.068 \pm 0.012
Meydan Dağı							
D10	190	19	296,000	1,108	2.8	0.97	0.06 \pm 0.01
D13	1,210	104	256,000	1,117	3.6	0.93	0.46 \pm 0.05
D25	820	65	217,000	1,207	3.3	0.76	0.37 \pm 0.05
D26	1,520	110	257,000	1,135	3.5	0.78	0.58 \pm 0.06
Kars							
D1*	4,510	209	354,000	1,152	2.5	0.85	2.43 \pm 0.18
D5*	4,680	271	373,000	1,153	2.8	0.80	2.42 \pm 0.17
D7*	9,740	564	526,000	1,323	2.8	0.89	3.54 \pm 0.18
D9*	9,570	591	497,000	1,252	2.7	0.86	3.67 \pm 0.19
Erzurum							
D30*	8,700	605	326,000	1,132	3.2	0.82	5.09 \pm 0.26
Pasinler							
D14	15,000	1,003	298,000	1,362	2.7	0.88	4.97 \pm 0.21
D16	14,600	562	337,000	1,089	3.3	0.85	4.19 \pm 0.22
D17	13,200	509	323,000	1,137	2.4	0.71	3.96 \pm 0.21
D19	12,100	516	333,000	1,199	2.4	0.70	3.54 \pm 0.19
Sarikamiş							
D11	6,200	479	194,000	1,157	3.4	0.89	3.11 \pm 0.17
D12	4,770	405	198,000	1,273	2.9	0.70	2.34 \pm 0.13
D15	6,540	379	180,000	1,200	2.9	0.77	3.53 \pm 0.21
D18	5,250	140	156,000	1,458	2.5	0.70	3.27 \pm 0.29
D22	6,750	161	166,000	1,037	2.6	0.75	3.98 \pm 0.33
D23	7,070	245	189,000	1,582	2.4	0.85	3.64 \pm 0.25
D28	6,790	180	179,000	1,043	3.0	0.71	3.68 \pm 0.30
Mus							
D38	2,710	219	136,000	806	5.1	0.82	1.96 \pm 0.16
Bingöl							
D3	1,790	109	257,000	1,088	2.8	0.35	0.65 \pm 0.07
D31	4,270	105	129,000	515	4.5	0.92	3.21 \pm 0.34
D33	3,180	108	153,000	603	4.1	0.86	2.05 \pm 0.21
D34	11,200	431	276,000	1,110	2.5	0.93	3.99 \pm 0.23
D35	1,990	115	138,000	1,226	3.4	0.68	1.42 \pm 0.14

D7, D9, D30, $\Phi = 3.19 \times 10^{15}$ cm⁻²; D4, D6, D11-D26, $\Phi = 1.62 \times 10^{15}$ cm⁻²; D28, D31-D38; $\Phi = 1.65 \times 10^{15}$ cm⁻². Yaş hesaplanmasında kullanılan parametreler: $\sigma = 5.802 \times 10^{-22}$; $\lambda = 1.55125 \times 10^{-10}$ a⁻¹, $\lambda_F = 7.03 \times 10^{-17}$ a⁻¹.

Isıtma: Plato yaşının belirlenmesi için ısı uygulaması.

Table 1. FT dating of obsidians from Eastern Anatolia. a-apparent ages, b-plateau ages.

p_s (p_1): spontaneous (induced) track areal density; N_s (N_1): spontaneous (induced) track counted; S' : standard error of the induced track counts; D_s/D_1 : spontaneous to induced track size ratio. Neutron fluences: D1, D5, D7, D9, D30, $\Phi = 3.19 \times 10^{15}$ cm⁻²; D4, D6, D11-D26, $\Phi = 1.62 \times 10^{15}$ cm⁻²; D28, D31-D38: $\Phi = 1.65 \times 10^{15}$ cm⁻². Parameters used for age calculation: $\sigma = 5.802 \times 10^{-22}$ cm⁻²; $\lambda = 1.55125 \times 10^{-10}$ a⁻¹, $\lambda_F = 7.03 \times 10^{-17}$ a⁻¹.

Heating: thermal treatment for plateau age determination.

Örnek	Isıtma	p_s (cm ⁻²)	N_s	p_1 (cm ⁻²)	N_1	S' (%)	D_s/D_1	Yaş ($\pm 1\sigma$) (Ma)
Meydan Dağı								
D25	3 h 220°C	690	129	112,000	1,310	3.2	1.02	0.60 \pm 0.06
D26	/ 3 h 220°C	1,076	176	139,000	1,584	1.01	1.01	0.75 \pm 0.06
Kars								
D5	5 h 200°C	3,500	243	222,000	1,090	3.2	1.02	3.00 \pm 0.21
D7	5 h 200°C	7,900	610	365,000	1,078	3.3	1.02	4.13 \pm 0.21
D9	5 h 200°C	8,000	618	380,000	1,124	3.4	0.99	4.02 \pm 0.20
Erzurum								
D30	5 h 200°C	8,120	596	225,000	2,247	2.4	1.02	6.90 \pm 0.32
Pasinler								
D14	3 h 200°C	15,400	1,071	247,000	2,429	1.7	0.99	6.09 \pm 0.22
D16	3 h 200°C	16,400	696	258,000	1,589	2.7	1.00	6.17 \pm 0.28
D17	3 h 220°C	12,400	815	217,000	1,064	3.3	1.02	5.56 \pm 0.26
D19	3 h 200°C	10,600	493	174,000	1,141	3.0	1.02	5.93 \pm 0.32
Sarikamiş								
D11	3 h 220°C	5,460	422	149,000	1,196	3.3	1.00	3.55 \pm 0.20
D12	3 h 220°C	5,390	416	139,000	1,116	2.5	0.99	3.76 \pm 0.22
D15	3 h 220°C	6,210	719	136,000	1,369	2.6	1.00	4.44 \pm 0.20
D18	3 h 220°C	5,580	474	112,000	1,133	2.7	1.03	4.85 \pm 0.27
D22	3 h 220°C	6,380	517	141,000	1,141	3.6	1.00	4.38 \pm 0.23
D23	3 h 220°C	6,460	524	132,000	1,072	3.1	1.02	4.74 \pm 0.25
D28	3 h 220°C	5,260	609	110,000	1,332	3.5	1.02	4.73 \pm 0.25
Bingöl								
D34	5 h 200°C	9,580	518	205,000	1,655	3.2	0.98	4.62 \pm 0.23

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER

m vemektedir., aksi halde bir jeolojik yorum gerekmektedir. Patlama zamanında bozulmadan kalmasından dolayı volkanik kayalardaki zirkon ve sfen, yaş tayininde güvenilir minerallerdendir. Apatit de ise 100 °C civarındaki sıcaklıklarda kolon izler düşük seviyededir ve geçici derecelenmeye eğilimlidir.

Camlardaki fizyon track, termal olaylara karşı çok duyarlıdır, önemli değişimler oda sıcaklığında bile olabilir. Bir FT yaşı cam için çoğunlukla minimum yaştır. Bununla beraber, volkanik camın FT ile yaşlandırılması camın volkanik kayalardaki yaşlandırma için tek önemli kriter olması açısından önemlidir (Walter, 1989). Storzer ve Wagner (1969) cam içindeki iz boyu ölçümündeki geçici oranları göstermiştir. İz boyunun azalması, FT ile yaş indirgenmesindeki alansal yoğunluğun bulunmasıyla ilişkilidir. İz boyu oranı ölçülmesiyle bir yaş düzeltme faktörü bulunabilir. Storzer ve Poupeau (1973), FT yaşlarının termal olarak düzeltilmesinde "plato yöntemi"ni bulmuşlardır.

Deneysel kanıtlar, değiştirilmiş tekniklerin (boyut düzeltme yöntemi ve plato yöntemi) birbirlerine eşit sonuçlar verdiğini ve bu cam için üzerinde düzeltilmiş FT yaşlarının gerçeğe yakın formasyon yaşlarını verdiğini göstermiştir (Komarove ve Raykhlin, 1977; Naeservd., 1980, 1981; Arias vd., 1981; Miller ve Wagner, 1981; Obradovich vd., 1982; Storzer ve Wagner, 1982; Westgate, 1989; Bigazzi vd., 1993a).

Sonuç olarak, camın FT yöntemi ile yaşlandırılması çeşitli nedenlerden dolayı çok önem taşımaktadır. Bu nedenler: 1) Doğal cam oluşumları birçok volkanik bölgede görülmüştür, 2) Cam, birçok tefranın ana bileşenidir, 3) Yaş düzeltme teknikleri cam üzerinde gerçeğe yakın sonuçlar üretirler.

1960'lı yılların sonlarından 1970'li yılların başlarına kadar birçok yazar, (Suzuki, 1969; Durrani vd., 1971; Arias Radi vd., 1972; Bigazzi ve Bonadonna, 1973; Wagner vd., 1976) volkanik alanlardaki kronostratigrafik fiziksel çalışmalar kadar, tekno-kronolojik çalışmalarda da FT yaşlandırmasının potansiyelini göstermişlerdir. Çeşitli coğrafik alanlardaki uygulamalarda: Japonya (Suzuki, 1969), Avrupa (Arias Radi vd., 1972p Arias vd., 1986; Bigazzi vd., 1960), Kuzey ve Güney Amerika (Naeser vd., 1980, 1981; Miller ve Wagner, 1981; Westgate, 1989; Bigazzi vd., 1992), Afrika (Bigazzi vd., 1993b) çok başarılı performanslar vermişlerdir.

Prensipte, FT yaşlandırması çok güncel kayalarda uygulanabilir görünmemektedir; oldukça düşük uranyum veren mineraller ve doğal camlar, kısa zamanda karakteristik iz yoğunluklarının birikimi engeller. Bununla beraber, Bigazzi ve Bonadonna (1973) ve Bigazzi vd. (1993b), obsidiyen FT yaşlandırmasının çok genç volkanik provenşler için, kronolojik çalışmayı yeniden yap-

mak üzere mükemmel bir araç olduğunu göstermişlerdir. İyi kaliteli obsidiyenler geniş alanlar için yapılan hazırlıklara ve gözlemlere olanak sağlarlar., Bu durumda, kendiliğinden trackın olağan sayısı, alansal yoğunluklarının çok düşük olabilmesine rağmen onaylanabilir ve bu yüzden, FT yaşlandırması örnekler üzerinde sadece birkaç bin yıl önce uygulanabildi.

Sonuçta FT yaşlandırma yöntemi, obsidiyen oluşumunun karakteristiği ve doğal alanlarla tarih öncesi korelasyonu için, ideal bir alternatif tekniktir. Bu yüzden volkanik bölgelerdeki kronolojik araştırmalar aynı zamanda arkeometrik öneme sahiptir.

DOĞU ANADOLU OBSİDİYENLERİNİN FT YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

Obsidiyen örneklerinin analizlerinde kullanılan teknikler daha önceki safyalarda tanımlanmış (Bigazzi vd., 1990, 1992, 1993d) ve kısaca değinilmiştir. Her obsidiyen örneğinden bir bölüm, İtalya'da Pavia Üniversitesinde, Triga Mark II nükleer reaktöründe Lazy Susan (LS) işlemiyle aydınlatılmıştır (Altın için Kadmiyum oranı 6.5 ve Kobalt için 48). Termal nötron akışı SRM 962a NIST (NBS) kullanılarak cam standart bulunmuştur (Carpenter, 1984). Örnekler, Çukurova Üniversitesi (Adana) Fizik bölümü ve Pisa Jeokronoloji Enstitüsü'nde analiz edilmiştir. Örnekler, Pisa'da epoksi reçinesinin içine konulduktan sonra, bir içsel yüzey yaratmak için cilalanmıştır ve sonra % 20'lik HF çözeltisinde 40 °C'de 120 saniye, ve 23 °C'deki % 16 HF çözeltisine 3-4 dakikalığına Adana'da bırakılmıştır. İz sayıcı ile Adana'da 400x, Pisa'da 500x şiddetindeki ışık göndermiştir. İz boyu ölçümleri, örneklerin izlerindeki kısmi soğuma oranını kontrol etmek için ayarlanmıştır. Leitz Microvid aleti ve mikrometrik gözparçaları, Adana ve Pisa'da kullanılmıştır. Bu izlerdeki kısmi kaybolmanın düzeltilmesi için plato tekniği (Storzer ve Poupeau, 1973) kullanılmıştır.

FT sonuçları Çizelge 1a ve 1b'de 0.030 Ma ve 0.9 Ma arasında değişen FT yaşları ile birlikte verilmiştir.

Birçok örnek, FT yaşlandırması için uygun olmayan sonuç vermiştir. Şekil 3 ve 4'de gösterilen D1-D39 obsidiyen örnekleri başka amaçlar için toplanmış örneklerden alınmıştır. Bu nedenle, FT yaşlandırması için gerekli olan iyi kalitede camı seçmek için özel bir dikkat gösterilmemiştir.

Çizelge 1a'daki 0.35'den, ~1'e kadar gösterilen D_s/D_j iz boyu oranları obsidiyenlerin değişken soğuma oranlarından etkilendiğini kanıtlamaktadır. Daha genç örnekler için (D_4, D_6 ve $D_{10}, D_j/D, -1$), kısmi iz geçişi ihmal edilebilir. Bunların Çizelge 1a'da gösterilen görünür yaşları, oluşum yaşları olarak kabul edilebilir. Daha yaşlı örnekler için D_s/D_x oranı önemli bir şekilde

Tden küçüktür ve sadece plato yaşları (Çizelge 1b) jeolojik açıdan önemli sayılabilir. D31 ve D34 (Bingöl) örnekleri, yaşlan göz önünde tutularak daha geniş D/Dj oranı gösterir. Bu sonuçlar sıcaklık ve zamanın yanında, camın fiziksel-kimyasal özelliklerinin de bu geçiş fenomenasında önemli bir rol oynadığını gösterir. Bu ayrıca laboratuvar soğuma deneylerinde de belirtilmiştir (Wagner ve Van den houte, 1992).

Çizelge 1'de verilen yaşlar Doğu Anadolu'daki önemli sayıdaki obsidiyen örneklerine dayanan ilk jeokronolojik yapıyı gösterir. Daha yakın yaşlar, Van Gölü'nün batı ve doğu kıyılarındaki Pleyistosen oluşumları için ölçülmektedir, halbuki Üst Miyosen-Pliyosen yaşı geri kalan volkanik alanlarda saptanabilmiştir. Bu sonuçlar, Türkiye'nin jeolojik haritasında belirtilen genel niteliklerle uyumaktadır (Bingöl vd., 1989). Yeni yaşlar, bu çalışmada araştırılan volkanlardan, elde edilen az sayıdaki jeokronolojik veri ile uygunluk göstermektedir. Matsuda (1988, 1990) Nemrut Dağı obsidiyenleri için 9,500 ve 30,000 yıl arasında ve Meydan Dağı obsidiyenleri için 0.48 Ma ve 0.99 Ma arasında K-Ar yaşlarını belirtmektedir. 0.9 Ma'nın K-Ar dönemi, Innocenti vd. (1980) tarafından, Meydan Dağı kalderasının güneydoğu tarafından Ziyaret adı ile alınmış bir örnek için yayınlanmıştır. Bigazzi vd. (1982, 1988) aynı obsidiyen için 0.89 Ma ve 0.79 Ma FT yaşlarını belirlemiştir. Ogata vd. (1989), K-Ar metodunu kullanarak bir Süphan Dağı oluşumunda 0.76 ± 0.52 Ma belirlemiştir.

D5 (3.0 ± 0.2 Ma) örneğinin plato yaşı, Innocenti vd. (1982)'nin aynı alanda bulunan obsidiyen için belirttiği K-Ar yaşı (2.7 ± 0.3 Ma) ile uygunluk gösterir. Bu yazarlar güney Sarıkamış'tan alınmış bir örnekte K-Ar yaşını 1.9 ± 0.1 Ma olarak belirtmektedirler. Verilen son yaş, bu çalışmada Sarıkamış obsidiyenleri için saptanandan oldukça düşüktür.

ÖZET VE SONUÇLAR

Burada belirtilen yaş tayinleri, Geç Miyosen'de başlayıp Pliyosen-Pleyistosen dönemleri boyunca çok sayıda volkanik ürün meydana getiren Doğu Anadolu volkanizmasının kronolojik evriminin ana hatlarını çizer. Son evreler, Van Gölü kıyıları boyunca oluşan büyük volkanlar tarafından gösterilir. Bunlardan bir tanesinin (Nemrut Dağı) püskürtme aktivitesi, tarihsel dönemler boyunca devam etmiştir.

Bu araştırmanın sonuçları, daha önceki araştırmalar ile birlikte arkeometrik bir bakış açısıyla tartışılmıştır (Bigazzi vd. 1994a, 1994b). Bu sonuçlar aşağıdaki gibi özetlenebilir:

(1) FT yöntemiyle yaşlandırma Doğu Anadolu'daki potansiyel kaynakları Türkiye'nin diğer sektörlerinde belirlenenlerden tamamen ayırmaktadır (Orta ve Kuzey Anadolu, Bigazzi vd., 1993d).

(2) Şaroğlu (1989) tarafından yapılan gözlemler doğrulanmış olmaktadır; Çayönü Neolitik alanındaki (Ergani yakını, Diyarbakır) kazılarda çıkarılan kalıntıların asal kaynağı, Bingöl bölgesidir, ama başka alternatif kaynaklar da belirtilmiştir,

(3) İstanbul bölgesinden (Bigazzi vd. 1993c) elde edilen Neolitik kalıntıların veri karşılaştırması, Doğu Anadolu ham madde dağılımının eğer bu bölgede meydana geldiyse, apayrı bir olay olduğunu gösterir.

Önemli gelişmelere rağmen, Doğu Anadolu volkanikleri henüz detay olarak incelenmemiştir ve daha fazla çalışma gerektirmektedir. Volkanik arazilerde gözlenen çeşitli obsidiyen mostraları (örneğin, Şekil 3'de verilen Nemrut Dağı'nın kaldera duvarlarındaki önemli akışlar) bu çalışmadaki veri setinde gösterilmemiştir. Daha önce belirtilen bazı volkanik bölgelere (Nenek Dağı, Tendürek Dağı, Rize, Erzincan) bu çalışmada değinilmemiştir. Son olarak FT yaşlandırma yöntemi için uygun olmayan örnekler veren bu mostraların iyi kalitede cam bulunan bölgelerinin dikkatli seçimi, kronolojik çözüm ve doğruluğunu geliştirecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur T., Tekirli E., Yurdakul E., Ercan T., Kecer M., Ürgün B., Gürbüz M., Can B. ve Yaşar T. (1991): Geology of the vicinity of Kars-Arpaçay region and petrology of Neogene-Quaternary aged volcanites. Bull. Geological Congress of Turkey, 6, 104-117.
- Arias C., Bigazzi G. ve Bonadonna F.P. (1981): Size correction and plateau age in glass shards. Nucl. Tracks Radiat. Meas., 5, 129-136.
- Arias C., Bigazzi G., Bonadonna F.P., Cipolloni M., Hadler J.C., Lattes C.M.G. ve Radi G. (1986): Fission track dating in archaeology. A useful application. In: Scientific Methodologies Applied to Works of Art. Edited by Paolo L. Parrini. Montedison, Progetto Cultura Eds., Milan, Italy, 151-159.
- Arias-Radi G., Bigazzi G. ve Bonadonna F.P. (1972): Le tracce di fissione. Un metodo per lo studio delle vie di commercio dell'ossidiana. Origini, 6, 155-170.
- Baş H. (1979): Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezenten Vulkaniten der Nordanatolischen Störungszone (Absehnitt: Erzincan-Niksar). Ph. D. Diss. Univ. Hamburg, 106 p.
- Bigazzi G. ve Bonadonna F.P. (1973): Fission track dating of the obsidian of Lipari Island (Italy). Nature, 242, 322-323.
- Bigazzi G., Bonadonna F.P., Laurenzi M.A. ve Tonarini S. (1993a): A test sample for fission track dating of glass shards. Nucl. Tracks Radiat. Meas., 21, 489-497.
- Bigazzi, G., Bonadonna F.P., Di Paola G.M. ve Giuliani O. (1993b): K-Ar and fission track ages of the last volcanotectonic phase in the Ethiopian rift valley (Tullu Mo-

DOĞU ANADOLU'DAKİ OBSİDİYEN İÇEREN VOLKANİKLER

- ye area). Geological and mineral resources of Somalia and surrounding regions. *Ist. Agron. Oltremare, Firenze, Relaz. e Monograf.*, 113, 311-322.
- Bigazzi G., Bonadonna F.P. ve Radi G. (1982): Fission track dating of obsidians and prehistory. 5th ICOG-Workshop on Fission Track Dating, June 30, 1982, Nikko National Park, Japan. Abstracts, 1-4.
- Bigazzi G., Coltelli M., Hadler N.J.C., Osorio Araya A.M., Oddone M. ve Salazar E. (1992): Obsidian bearing lava flows and pre-Columbian artifacts from Ecuadorian Andes: first new multidisciplinary data. *J. South Am. Earth Sci.*, 6, 21-32.
- Bigazzi G., Dompnier E., Hadler Neto J.C., Poupeau G. and Vulliez E. (1988): Inter-calibration for fission track dating and uranium micromapping. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 15, 755-757.
- Bigazzi G., Ercan T., Oddone M., Özdoğan M. ve Yeğingil Z. (1993 c): Application of fission track dating to archaeometry: provenance studies of prehistoric obsidian artifacts. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 22, 757-762.
- Bigazzi G., Márton P., Norelli P. ve Rozložnik L. (1990): Fission track dating of Carpathian obsidians and provenance identification. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 391-398.
- Bigazzi G., Yeğingil Z., Ercan T., Oddone M. ve Özdoğan M. (1993d): Fission track dating obsidians in Central and Northern Anatolia. *Bull. Volcanol.*, 55, 588-595.
- Bigazzi G., Yeğingil Z., Ercan T., Oddone M. ve Özdoğan M. (1994a): The Pisa-Adana joint project on provenance studies of prehistoric obsidian artifacts: first results from eastern Anatolia. 29th. Int Symposium on Archaeometry, 9-14 May 1994, Ankara, Turkey. Proceedings.
- Bigazzi G., Yeğingil Z., Ercan T., Oddone M. ve Özdoğan M. (1994b): Provenance studies of prehistoric artifacts in eastern Anatolia: first results of an interdisciplinary research. *Petrographica et Mineralogica Acta*.
- Bingöl E., Bal I. ve Can N. (1989): Geologic map of Turkey, scale: 1:2000000. MTA-General, Directorate of Mineral Research and Exploration Eds., Ankara, Turkey.
- Cauvin M.C., Balkan N., Besnus Y. ve Şaroğlu F. (1986): Origine des obsidiennes de Caferhöyük (Turquie), premiers résultats. *Paleorient*, 12, 89-97.
- Cauvin M.C. ve Chataigner C. (1994): Proposal for the correlation of geochemical groups of obsidian from the Near East. 29th. Int. Symposium on Archaeometry, 9-14 May 1994, Ankara, Turkey. Proceedings.
- Carpenter B.S. (1984): Calibrated glass standards for fission track use (supplement to NBS Spec. Publ. 260-49). *NBS Spec. Publ.*, 260-292.
- Durrani S.A., Khan H.A., Taj M. ve Renfrew C. (1971): Obsidian source identification by fission track analysis. *Nature*, 233, 242-245.
- Ercan T., Fujitani T., Matsuda J.I., Notsu K., Tokdemir ve Ullü T. (1990): Interpretation of new geochemical, radiometric and isotopic data on Neogene-Quaternary volcanics of Eastern and Southeastern Anatolia. *Bull. Mineral Research and Exploration Inst.*, 110, 143-164.
- Ercan, T., Matsuda, J. I., Nagao, K. ve Kita, L. (1995): Noble gas isotopic compositions in gas and water samples from Anatolia: Proceeding of the International Symp. on the "Geology of the Black Sea Region" 197-206, Ankara.
- Güneş Y. (1984): Geology, geomorphology and evolution of Üç Nemrut volcano. *Geom. Derg. (Bull. of Geomorphology)*, 12, 23-65.
- Güner Y. ve Şaroğlu F. (1987): Quaternary volcanism in Eastern Turkey, its significance for geothermal energy. 7th Biennial Petroleum Congress of Turkey. Proceedings, Geology, 371-383.
- Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquarè G., Serri G. ve Villari L. (1980): Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey). *Geol. Rdsch.*, 69, 292-323.
- Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquarè G., Radicati di BROZOLLO F. ve Villari L. (1982): Tertiary and Quaternary volcanism of the Eastern Taurus (E. of the Taurus; Geological data and geodynamic evolution). *J. Volcanol. Geofiz. J-i*; 223:240.
- den, D.M. ve Signer, P. (1994): Injection of mantle type helium into lake Van (Turkey); the clue for quantifying deep water renewal. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 125, 357-370.
- Komarov A.N. ve Raykhlin A.L. (1977): Comparison of fission track and potassium-argon dating of impactites. *Doklady Akad. Nauk. SSSR, Engl. Edition*, 228, 35-38.
- Matsuda J.I. (1988): Geochemical study of collision volcanism at the plate boundary in Turkey (comparison with subduction volcanism in Japan). Initial report of Turkey-Japan Volcanological Project, Part I, 31-36.
- Matsuda J.I. (1990): K-Ar age of Turkey volcanics. Initial report of Turkey-Japan volcanological project. Part II, 63-68.
- Miller D.S. ve Wagner G.A. (1981): Fission track ages applied to obsidian artifacts, tam. South America using the plateau-annealing and track-size age-correction techniques. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 5, 147-155.
- Naeser C.W., Briggs N.D. ve Obradovich J.D. ve Izett G.A. (1981): Dating of tephra. *Geochronology of Quaternary tephra deposits*. S. Self and R.S.J. Sparks Eds., *Tephra Studies*, 13-47.
- Naeser C.W., Obradovich J.D. ve Izett G.A. (1980): Fission track and K-Ar ages of natural glasses. *Geological Survey Bulletin*, 1489, 32p.

- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Ercan, T., 1995, Geochemical features of collision-related volcanic rocks in Central and eastern Anatolia, Turkey: *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 64, 171-192.
- Obradovich J.D., Naeser C.W., Izett G.A., Pasini G. ve Bigazzi G. (1982): Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy. *Nature*, 298, 55-59.
- Ogata A., Nakamura K., Nagao K. and Akimoto S. (1989): K-Ar age of young volcanic rocks of Turkey. 1989 annual meeting of the Geochemical Society of Japan, ICO 3.
- özdoğan M. (1994): Source determination of Anatolian obsidians: an archaeological, overview. 29th Int. Symposium on Archaeometry, 9-14 May 1994, Ankara, Turkey. *Proceedings*.
- özgür N. (1993): Geomorphological features of the Zilan and Meydan calderas. *Jeom. Derg. (Bull. of Geomorphology)*, 20, 29-36.
- özgür N. ve Bilgin A. (1990): Geochemistry, genesis and economic importance of the Sarıkamış-Kars perlite and obsidian. *Jeom. Derg. (Bull. of Geomorphology)*, 18, 25-38.
- Pasquaré G. (1970): Cenozoic volcanics of the Erzurum area. *Geol. Rdsch.*, 60, 900-911.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroğlu F., Yılmaz, Y., Moortbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 44, 189-229.
- Şaroğlu F. (1989): Geoarchaeology: some applications and preliminary results. *Tübitak Archaeometry Symp. 1989, Ankara. Proceedings*, 3-15.
- Şaroğlu F. ve Yılmaz Y. (1991): Geology of the Karliova region; intersection of the North Anatolian and East Anatolian transform faults. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 44, 475-493.
- Şengör A.M.C. (1979): The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör A.M.C. ve Kidd W.S.F. (1979): Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör A.M.C ve Yılmaz Y. (1981): Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Stozer D. ve Poupeau G. (1973): Ages-plateau de minéraux et verres par la méthode des traces de fission. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276 serie D, 317-319.
- Stozer D. ve Wagner G.A. (1969): Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 463-468.
- Storzer D. ve Wagner G.A. (1982): The application of fission track dating in stratigraphy: a critical review. *Numerical dating in stratigraphy*. Edited by G.B. Odin, John Wiley and sons Ltd. Eds., 199-222.
- Suzuki M. (1969): Fission track dating and uranium contents of obsidians. *Daiyonki Kenkyu*, 8, 123-130.
- Taner M.F. (1977): Etude géologique et pétrographique de la région the Güneyce-Ikizdere, située au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie). Ph. D. Thesis, University of Geneva, 180p.
- Wagner GA, Storzer D. ve Keller J. (1976): Spaltspurendatierung quartärer Gesteinsgläser aus dem Mittelmeerraum. *N. Jb. Miner. Mh.*, 2, 84-94.
- Wagner G.A. ve Van den haute P. (1992): Fission track dating. *Kluwer Academic Publishers Eds.*, Dordrecht, The Netherlands, 285p.
- Walter R.C. (1989): Application and limitation of fission track geochronology to Quaternary tephra. *Quat. Internatl*, 1, 3546.
- Westgate J.A. (1989): Isothermal plateau fission track ages of hydrated glass shards from silicic tephra beds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95, 226-234.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F. ve Güner Y. (1987): Petrogenetic study of Solhan (Muş) volcanics, eastern Anatolia. *Bull. Earth. Sciences Hacettepe Univ.*, 14, 133-163.

Makalenin geliş tarihi: 03.06.1996

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 18.10.1997

Received June 3, 1996

Accepted October 18, 1997



Simplorbites ve *Orbitoides* cinslerinde olağan olmayan bir üreme tipi üzerine düşünceler

Unusual schizogonic reproduction in Simplorbites and Orbitoides genera

Engin MERİÇ İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul
Muhittin GÖRMÜŞ Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260 Çünür, Isparta

Öz

Bu çalışmada *Simplorbites* ve *Orbitoides* cinslerine ait makrosferik bireylerde gözlenen aseksüel çoğalmayı, araştırılmıştır. BU amaçla, Türkiye ve Fransa'dan seçilmiş örnekler yeniden değerlendirilerek Hekimhan (KB Malatya) yöresinden derlenen *Orbitoides* örnekleri de bu tip üremeyi destekleyici olarak sunulmuştur. Belirtilen cinslerde a) makrosferik embriyonların bölünmesi, yeni embriyonların şekillenmesi, b) anakavkın çözülmesi ve embriyonları kenara itilmesi, c) embriyonların ana kavkından atılması, d) yeni fertlerin şekillenmesi olarak gelişen olağan olmayan çoğalmayı döngüsünü destekleyici veriler sunulmuş ve tartışılmıştır. Anahtar Sözcükler: Foraminifer, *Simplorbites papyraceus*, *Orbitoides*, Doğal olmayan şizogonik üreme, Adıyaman, Malatya, Tokat, Türkiye, Gensac, Fransa.

Abstract

This paper deals with asexual reproduction in the megaspheric forms of *Simplorbites* and *Orbitoides* genera. Re-evaluations of their various specimens from France and Turkey indicate an unusual asexual schizogonic reproduction. The *Orbitoides* specimens recently collected from Hekimhan (NW Malatya, Eastern Turkey) also support this type of reproduction. The exceptional reproduction on the genera can be given as follows: a) division of megaspheric embryos and formation of new embryos, b) dislocation of parental tests and movement of embryos towards periphery, c) release of embryos; and d) formation of new periembryonic chambers and young individuals. In this study, several lines of evidence have been presented in support of such a reproduction process. Key Words: Foraminifera, *Simplorbites papyraceus*, *Orbitoides*, Unusual schizogonic reproduction, Adıyaman, Malatya, Tokat, Turkey, Gensac, France.

GİRİŞ

Orbitoididae familyasına ait *Orbitoides* cinsinin makrosferik fertlerinin aseksüel üremesi ile ilgili örnekler ilk kez Türkiye'de Adıyaman yöresinde bulunmuş olup, Haymana, Bilecik, Bursa, Tokat ve İstanbul'dan derlenen örneklerle bu cinsdeki değişik üreme tipleri Meriç (1964, 1966a ve b, 1970, 1971, 1975, 1976) tarafından açıklanmıştır. Yine, Neumann ve Poisson (1970) Antalya dolaylarından şizogonik üremeyi destekleyici bilgiler sunmuşlardır. Aynı familyanın *Simplorbites papyraceus* (Boubee) türündeki apogamik üreme tipi yakın zamanlarda Eggink ve Baumfalk (1983) tarafından da ortaya konmuştur.

Meriç (1964, 1976) Orbitoididae familyasında üç tip üreme (gamogoni, şizogoni ve makrosferik fertlerin aseksüel üremesi) tanımlamıştır. Bu üreme tiplerinden gamogoni ve şizogoni tip üremeler diğer araştırmacılar tarafından kabul edilmekle birlikte (Görsel, 1978), makrosferik fertlerdeki aseksüel üreme şekli tartışma konu-

sunu oluşturmaktadır (Görsel, 1978; Neumann ve Poisson, 1970; Eggink ve Baumfalk, 1983). Bu çalışmanın amacı ise üçüncü tip üreme olarak bilinen aseksüel çoğalmayı yeniden tartışmaktır.

GÖZLEMLER

Bu çalışmayı konu olan *Simplorbites papyraceus* (Boubee) olarak adlandırılmış çok sayıda örnek Türkiye ve Fransa'dan seçilmiştir. Bu örneklerin çoğu daha önce bir çok araştırmacı tarafından yayınlanmış olup (Neumann, 1958; Hanzawa, 1962; Meriç, 1976; Eggink ve Baumfalk, 1983) tarafımızdan yeniden değerlendirilmiştir.

Simplorbites papyraceus (Boubee) örnekleri (Levha I, şekil 1 ve 2) Adıyaman'da (Türkiye) bulunmuş olup, ana embriyonun ikiye ayrılarak yeni bir makrosferik embriyon oluşturmasını göstermektedir (Meriç, 1976). Levha I, şekil 3 ve 4'de belirtilen ve aynı türe ait olan iki örnek ise Gensac'da (Fransa) gözlenmiştir. Bunlar gelişmiş ve ana embriyon ile bağlantılı diğer bir ve iki mak-

rosferik embriyonun varlığını belirtmektedir (Neumann, 1958; Hanzawa, 1962). Levha I, şekil 5'de görülen ve Tokat'da bulunmuş olan *Simplorbites papyraceus* (Boubee) aksiyal kesitinde ise, yeni gelişmiş olan makrosferik embriyon ile ana makrosferik embriyon aynı çeper ile bağlantılı olup, henüz ayrılmamıştır (Meriç, 1976; İnan ve Meriç, 1995). Levha I, şekil 6 (Alıdamı-Adıyaman-Türkiye) ve Levha II, şekil 1'deki *Simplorbites papyraceus* (Boubee) (Niksar-Tokat-Türkiye) aksiyal kesitlerinde, ana embriyondan ayrılmış, embriyon çeperi gelişmiş, fakat, henüz ondan uzaklaşmamış veya çok az denebilecek bir mesafede uzaklaşmış ikinci bir makrosferik embriyonun varlığı gözlenmektedir (Meriç, 1976). Levha II, şekil 2 ve 3'de belirtilen *Simplorbites papyraceus* (Boubee) örnekleri Haute-Garonne'de (Fransa) bulunmuş olup, bunlardan biri ana makrosferik embriyon dışında, kavkının kenarında ve kenarına çok yakın bir kesimde iki makrosferik embriyona sahiptir (Eggink ve Baumfalk, 1983). Diğer örnekten elde edilen tanjansiyal kesit ise kavkının bir tarafında, kenar ve kenara yakın alanlarda yaklaşık on adet makrosferik embriyon içermektedir (Eggink ve Baumfalk, 1983).

Bunların dışında *Orbitoides* cinsine ait ve yine bu tip üreme sırasında fosilleşmiş olan örnekler Hekimhan yöresinde gözlenmiştir. Bunlar, makrosferik fertlerin aseksüel üremesini belirten ve ender olarak gözlenen örnekler olarak sunulmuştur (Şekil 1).

LEVHAI

1. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Aksiyal kesit, yeni bir makrosferik embriyon oluşumu için ana embriyonun ikiye ayrılması. Alıdamı-Kahta-Adıyaman-Türkiye, x38; Meriç, 1976, levha 15, şek. 5.
2. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Aksiyal kesit, birbiri ile bağlantılı gelişmiş iki makrosferik embriyon. Terbüzek-Besm-Adıyaman-Türkiye, x48; Meriç, 1976, levha 16, şek. 3.
3. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Ekvatorial kesit, gelişmiş ve birbiri ile bağlantılı iki makrosferik embriyon. Haute Garonne-Gensac-Fransa, x34, 5; Hanzawa, 1962, levha 5, ş.k.5.
4. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Ekvatorial kesit, birbiri ile bağlantılı gelişmiş üç makrosferik embriyon. Haute Garonne-Gensac-France, x9; Neumann, 1958, levha 2, şek. 5.
5. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Aksiyal kesit, aynı embriyon çeperi ile çevrili iki makrosferik embriyon. Niksar-Tokat-Türkiye, x32,5; İnan ve Meriç, 1995; Meriç, 1976; levha 18, şek. 7.
6. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Aksiyal kesit, birbirinden ayrılmış ve uzaklaşmamış iki makrosferik embriyon. Alıdamı-Kahta-Adıyaman-Türkiye, x28; Meriç, 1976, levha 19, şek. 1.

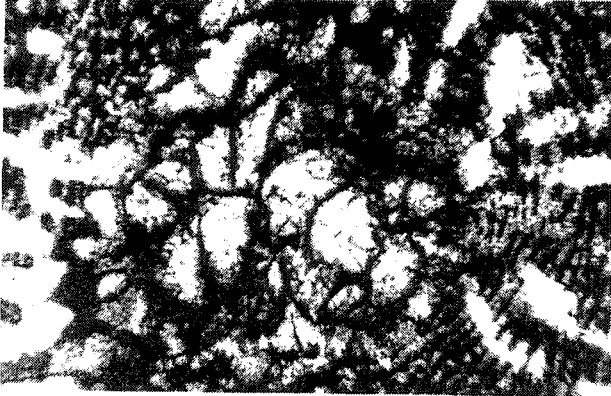
Makrosferik embriyondaki şekil değişimi ve yeni bir makrosferik embriyonu oluşturacak tomurcuklanmanın başlangıcı Levha III, şekil 1'de görülmektedir. Levha III, şekil 2'de ise birkaç yeni embriyon oluşturmak üzere ana embriyonun tomurcuklanması belirtilmiştir. Levha III, şekil 3'de ana embriyon ile bağlantılı yeni gelişen makrosferik embriyon, Levha III, şekil 4'de ise kısmen gelişmiş ve birbirinden henüz ayrılmamış iki makrosferik embriyonun varlığı dikkat çekicidir. Levha III, şekil 5'deki *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* Papp ekvatorial kesitinde gelişmiş ve aynı embriyon çeperi ile çevreli iki makrosferik embriyon görülmektedir. Bu iki örnekte embriyonlar hemen hemen eşit boyuttadır. Levha III, şekil 6'da *Orbitoides* sp. olarak belirlenen ferdin ekvatorial kesitinde merkezdeki ana makrosferik embriyondan uzaklaşmış bulunan ikinci bir makrosferik embriyon bulunmaktadır ve bunlar hemen hemen eş boyutludur. Embriyon büyüklükleri (Li+li: Li: embriyonun iç çeper uzunluğu, li: embriyonun iç çeper genişliği) 0.9-1 mm arasındadır.

ÜREME DÖNGÜSÜ

Yukarıda belirtilen gözlemler elde edilen verilerin ışığı altında Orbitoididae familyasının farklı cins ve türlerinde gözüken aseksüel üreme döngüsü aşağıdaki evreleri içermektedir (Şekil 2).

PLATE I

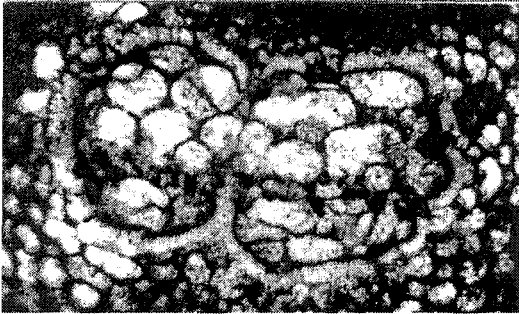
1. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Axial section, division of parental embryo into two to form new megalospheric embryo. Alıdamı-Kahta-Adıyaman-Turkey, x38; Meriç, 1976, plate 15, fig. 5.
2. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Axial section, appearance of two megalospheric embryos which are in contact with each other. Terbüzek-Besni-Adıyaman-Turkey, x48; Meriç, 1976, plate 16, fig. 3.
3. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Equatorial section, two megalospheric embryos which are in contact with each other. Haute Garonne-Gensac-France, x34, 5; Hanzawa, 1962, plate 5, fig. 5.
4. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Equatorial section, a view of three megalospheric embryos which are in contact with each other. Haute Garonne-Gensac-France, x9; Neumann, 1958, plate 2, fig. 5.
5. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Axial section, two unseparated embryos having the same embryonic wall. Niksar-Tokat-Turkey, x32, 5; İnan ve Meriç 1995, Meriç, 1976, plate 18, fig. 7.
6. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Axial section, two separated embryos but not distanced each other. Alıdamı-Kahta-Adıyaman-Turkey, x28; Meriç, 1976, plate 19, fig. 1.



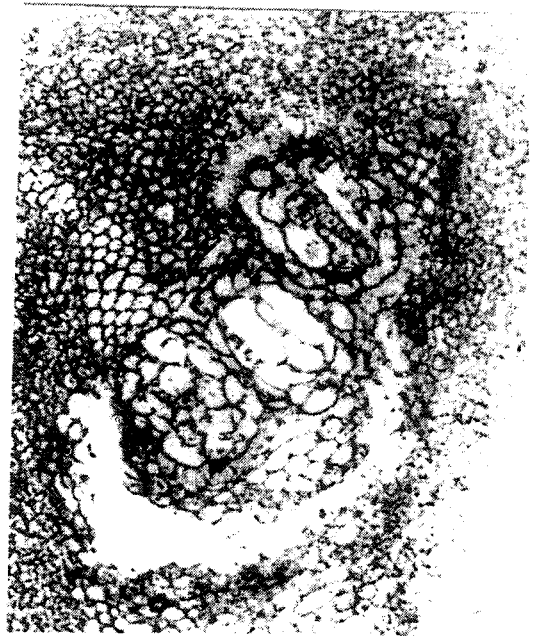
1



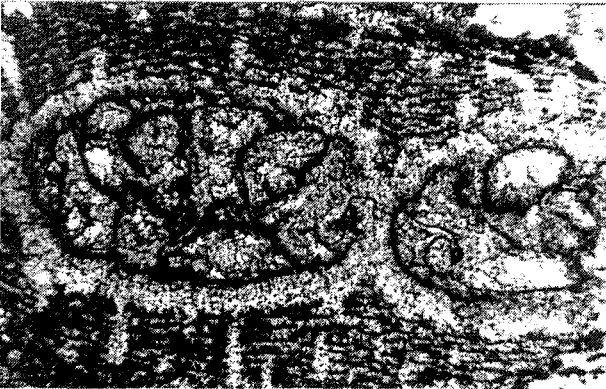
2



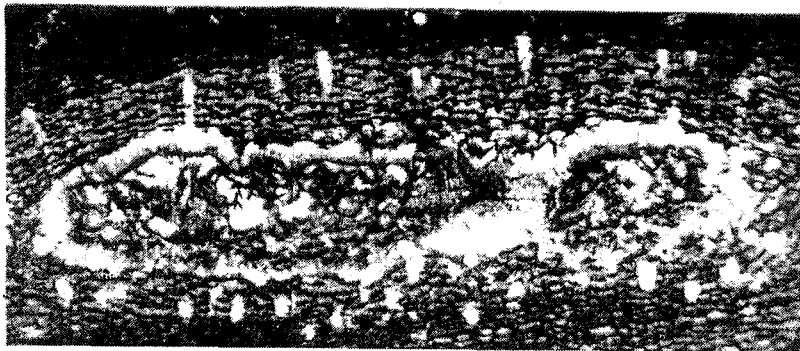
3



4



6



5

LEVHA II

1. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Aksiyal kesit, ana makrosferik embriyondan 30 \i. uzaklaşmış genç makrosferik embriyon. Niksar-Tokat-Türkiye, x24.5, Meriç, 1976, levha 19, şek. 5.
2. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Kavkı kenarında on adet makrosferik embriyon içeren ekvatorial kesit. Haute Garonne-Gensac-Fransa, x8, Eggink and Baumfalk, 1983, levha 5, ş. 18.
3. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Merkezi makrosferik embriyon dışında, kavkı kenarında iki makrosferik embriyon içeren ekvatorial kesit. Haute Garonne-Gensac-Fransa, x3, Eggink and Baumfalk, 1983, şekil 5, ş. 19.

1. Makrosferik embriyonun bölünmesi ve yeni embriyonların gelişmesi: Hem *Simplorbites* ve hem de *Orbitoides* cinslerinde gözlenir. Levha I, şekil 1-4'de ve Levha III, şekil 1-5'e bakınız.

2. Ana kavkının çözülmesi ve yeni embriyonların kavkı kenarına itilmesi: Levha III, şekil 6'da verilen örnekte yeni oluşan embriyonun şizogoni tip çoğalmada olduğu gibi merkezden kenara itilebileceği düşünülebilir. Ekvatorial locaların çözüldüğü konusu için Meriç (1975 ve 1976)'ya bakınız.

3. Embriyonların dışarı atılması: Kavkı kenarındaki embriyonların dışarı atılma esnasında ekvatorial loca duvarlarında çözülme olayının meydana geldiği Meriç (1975) tarafından açık bir şekilde belirtilmiştir.

4. Yeni genç ve olgun fertlerin şekillenmesi: Yeni embriyonlar daha sonra peri-embriyonik locaların gelişmesi ile büyümeye başlar ve genç fert yahut fertler gelişir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Çoğu foraminifer cins ve türlerinin mikrosferik ve makrosferik olmak üzere iki şekilde olduğu bilinen bir gerçektir. Bu özelliğin üreme ile ilişkili bulunduğu açıklanmış olup, birçok araştırmacı (Winter, 1907; Hofker, 1930a-b; Goldstein ve Moodley, 1993; Grasse, 1953; Myers, 1936) *Sphillina vivipara*, *Irida lucida*, *Discorbis patelliformis*, *Peneroplis pertusus*, *Ammonia tepida* gibi güncel foraminiferlerde üremeyi ve dimorfizm özelliğini açıklamışlardır. Bununla beraber orbitoidal foraminiferlerdeki makrosferik fertlerin aseksüel üremesi ise ilk kez Meriç (1964) tarafından saptanmıştır.

Meriç (1964, 1966a ve b, 1970, 1971, 1975, 1976) orbitoidal foraminiferlerde üç tip üreme tanımlamıştır. Şizogoni olarak bilinen üreme, mikrosferik fertin (B formu) aseksüel şekilde makrosferik fertleri oluşturmasıdır. İkinci tip üreme gamogoni olarak tanımlanır. Burada makrosferik fertler seksüel olarak mikrosferik fert-

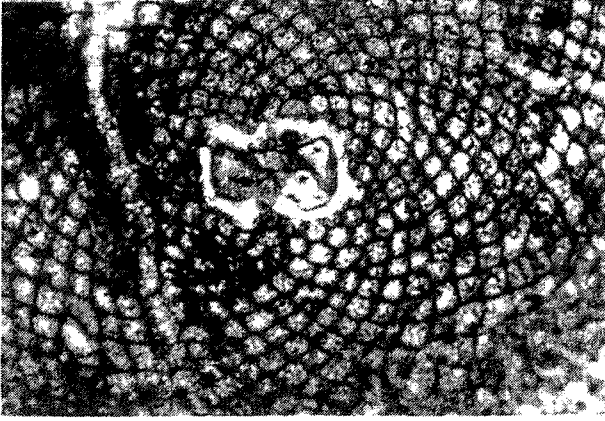
PLATE II

1. *Simplorbites papyraceus* (Boubee). Axial section, a young megalospheric embryo 30 \ifar from the parental megalospheric embryo. Niksar-Tokat-Turkey, x24.5, Meriç, 1976, plate 19, fig. 5.
2. *Simplorbites papyraceus* (Boubâe). An equatorial section having two megalospheric embryos near to periphery except for parental embryo. Haute Garonne-Gensac-France, x8, Eggink and Baumfalk, 1983, plate 5, fig. 19.
3. *Simplorbites papyraceus* (Boubie). An equatorial section having ten megalospheric embryos near the periphery. Haute Garonne-Gensac-France, x3, Eggink and Baumfalk, 1983, plate 5, fig. 18.

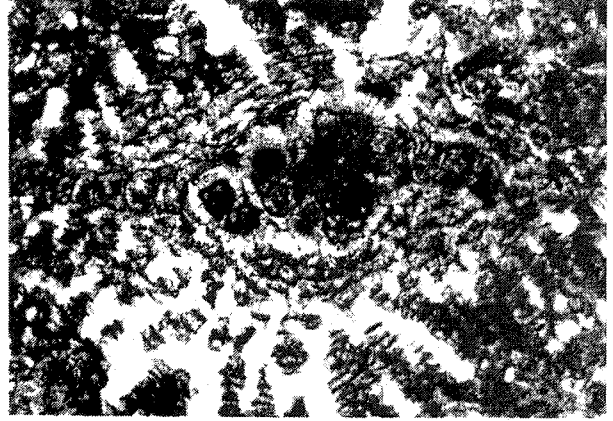
leri meydana getirir. Üçüncü tip ise diploid makrosferik fertlerin aseksüel üremesi ile yeni makrosferik fertlerin oluşmasıdır. Bu tip üreme Eggink ve Baumfalk (1983) tarafından tanımlanan apogamik şizogoni ile hemen hemen aynı gözükmektedir. Fakat şunu belirtmek gerekir ki apogami basit foraminiferlerde gözlenir. Orbitoidal foraminiferler ise gelişmiş tiplerdir. Dolayısıyla Eggink ve Baumfalk (1983) tarafından ileri sürülen apogamik şizogoni terimi orbitoidal foraminiferler için uygun değildir.

Geçmiş yıllara ait farklı yayınlarda (Butterlin, 1971; Caudri, 1960; Cole, 1952, 1960a ve b, 1961, 1962a ve b, 1963a, b ve c, 1965, 1968; Cole ve Gravell, 1952; Görsel, 1975; Matsumaru, 1967; Rutten, 1928, Rutten ve Vermunt, 1932; Thaidens, 1937) özellikle *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, *Torreita*, *Lepidocyclina* (*Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Piliolepidina*, *Polylepidina*), *Proporocyclina*, *Cycloclypeus* ve *Marginopora* gibi Üst Kretase-Tersiyer yaşlı ve bazı Güncel bentik foraminiferlerde üçüncü tip çoğalma ile ilgili çeşitli örnekler resimlemişler ise de bu özellikler hakkında ayrıntılı bilgi verilmemiştir.

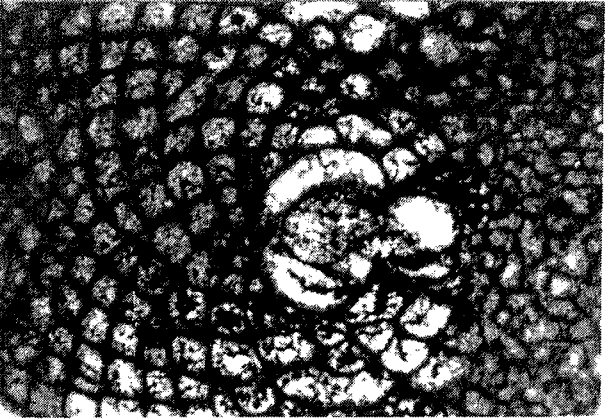
Çok ender olarak rastlanılan üreme örnekleri ile ilgili olarak Meriç (1976) makrosferik fertlerin ana fertte merkezde şekillendikten sonra kenarlara itildiğini belirtirken, Eggink ve Baumfalk (1983) yeni fertlerin kenarlarda şekillendiğini ve dışarı atıldıklarını ileri sürmektedir. Oysa Meriç (1976) ana embriyondan uzaklaşmış ve farklı konumdaki iki makrosferik embriyona işaret ederek, bunların kavkı kenarına ulaşmadan gelişmiş olduğunu belirtmiştir. Aslında kavkı kenarına ulaşan makrosferik embriyonların yol boyunca gelişmelerini sürdürdüğü söylenebilir. Diğer taraftan bunların belli mesafeyi katedebilmeleri için loca duvarlarında bir erime olayının meydana geldiği konusu da her ne kadar kesin olarak kanıtlanmasına rağmen eldeki örnekler bu evrenin varlığını ortaya çıkarmaktadır. Bunu kanıtlayan en güzel



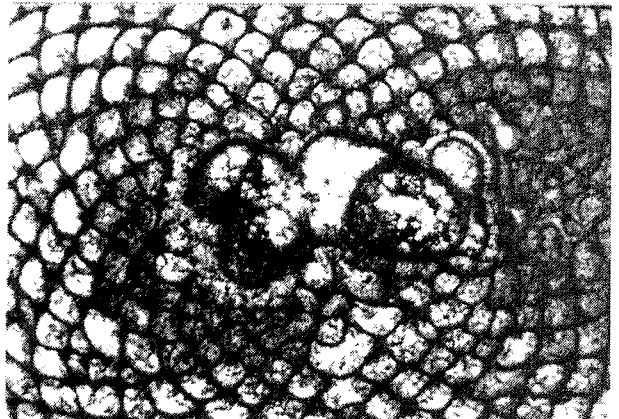
1



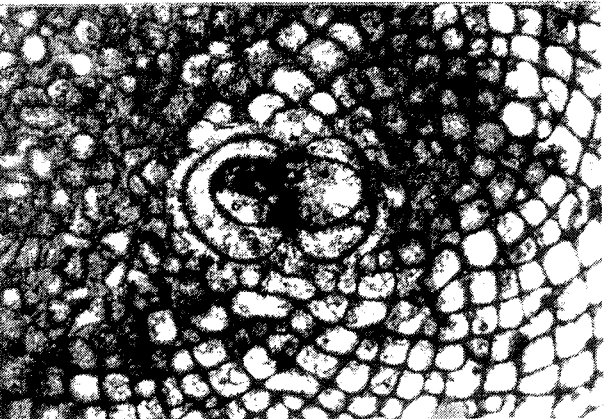
2



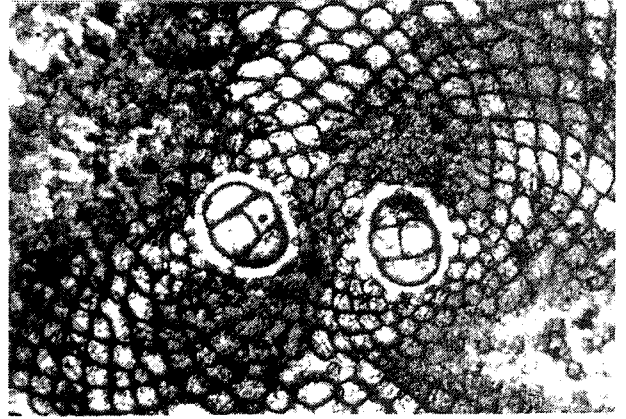
3



4

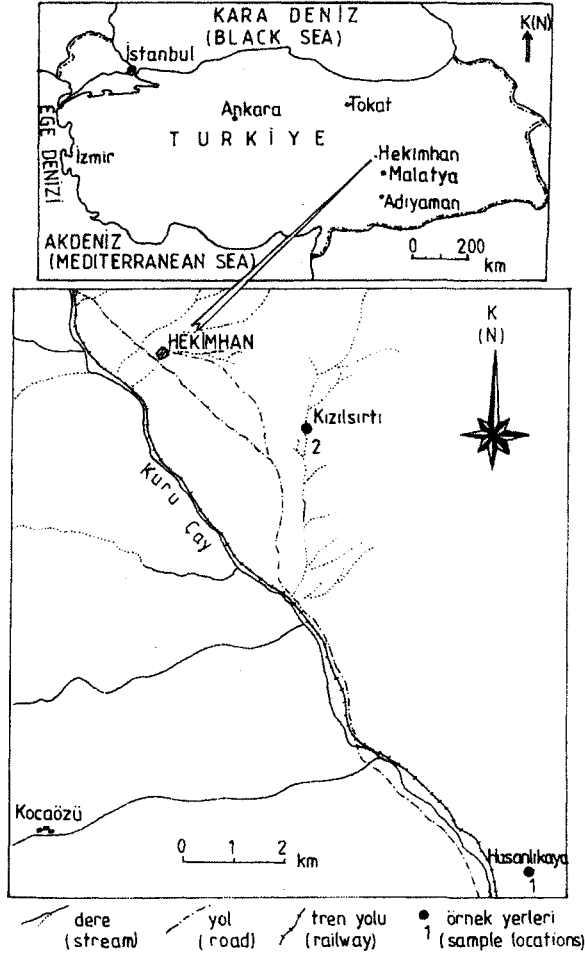


5



6

LEVHA IH



Şekil 1. Hekimhan-Malatya yöresinden yakın zamanlarda derlenen örnek lokasyonlarını gösterir harita.

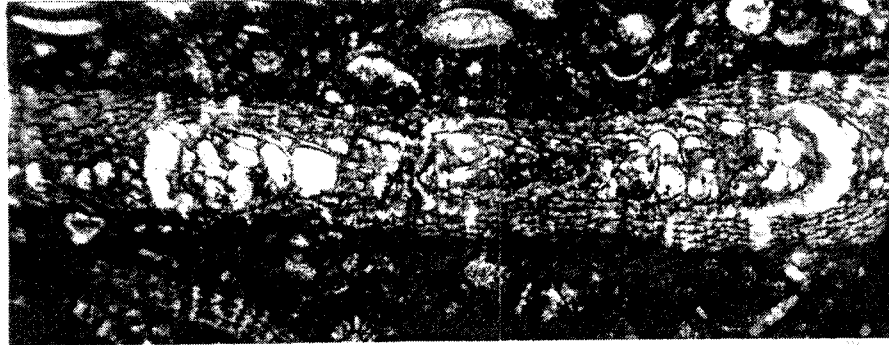
Figure 1. The locations of recently collected samples in the Hekimli area (NW Malatya, E Turkey).

örnek Meriç (1975) tarafından sunulmuştur. Makrosferik embriyonların kenara itilmesi hernekadar Neumann ve Poisson (1970), Görsel (1978), Eggink ve Baumfalk (1983) tarafından da eleştiriliyorsa da yeni embriyonların gözlemlendiği alanlarda şekillenmesinin nasıl gerçekleşeceği sorulabilir. Embriyonların kenarlara itilmesi sonrasında ekvatorial locaların eski şeklini nasıl aldığı konusu da bir başka sorudur. Fakat, kavkının kendini yenileyerek yeni ekvatorial locaları şekillendirebileceği de mümkün görülen bir olaydır. Embriyon sayısının çoğunlukla neden iki olduğu da düşünülebilir. Fakat, üç ya da daha fazla embriyonun da gelişebileceği Levha 1, şekil 4'de gösterilmiştir. Bunlara ek olarak embriyonların

1. *Orbitoides cf. megaliformis* Pap-Kupper. Ekvatorial kesit, yeni embriyonların oluşturmak için şekil değişikliğine uğrayan embriyon. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x32.8.
2. *Orbitoides* sp. Aksiyal kesit, ana embriyonun tomurcuklanması, yeni fert ya da fertleri oluşturması. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x31.
3. *Orbitoides* sp. Ekvatorial kesit, birbiri ile bağlantılı yeni ve ana embriyonlar. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x31.6.
4. *Orbitoides* sp. Ekvatorial kesit, birbiri ile bağlantılı iki makrosferik embriyon. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x31.4.
5. *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* Papp. Ekvatorial kesit, birbiri ile bağlantılı iki makrosferik embriyon. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x32.9.
6. *Orbitoides* sp. Ekvatorial kesit, birbirinden 175 μ ayrılmış iki makrosferik embriyon. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Türkiye, x42.8.

PLATE III

1. *Orbitoides cf. megaliformis* Papp-Kupper. Equatorial section, embryo shape changes to form megalospheric embryos. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Turkey, x32.8.
2. *Orbitoides* sp. Axial section, budding of parental embryo to form new embryos. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Turkey, x31.
3. *Orbitoides* sp. Equatorial section, a view of new megalospheric and parental embryos which are in contact with each other. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Turkey, x31.6.
4. *Orbitoides* sp. Equatorial section, partly developed two megalospheric embryos connected with each other. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Turkey, x31.4.
5. *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* Papp. Equatorial section, two megalospheric embryos within the same embryonic wall. Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya-Turkey, x32.9.
6. *Orbitoides* sp. Equatorial section, new and parental megalospheric embryos, 175 μ far from each other. Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya-Turkey, x42.8.



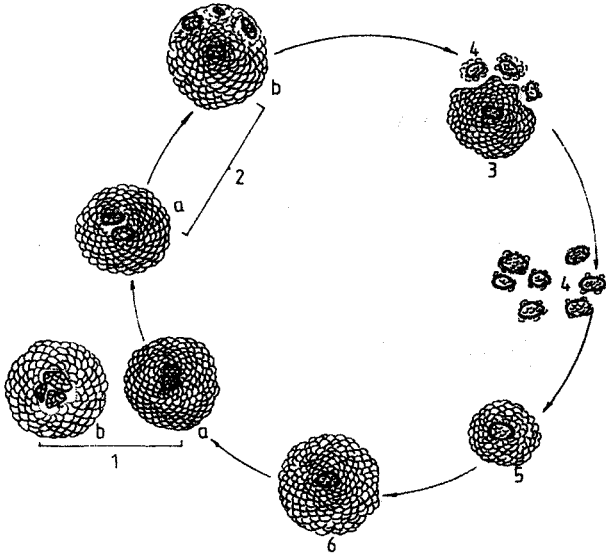
1



2



3



Şekil 2. *Simplorbites papyraceus* (Boubeé)'de doğal olmayan üreme döngüsü. (1) Makrosferik embriyonların ikiye (a) ya da daha çok embriyona (b) bölünmesi, (2) Ekvatorial locaların çözülmesi (a) ve embriyon hareketi (b), (3-4) Genç fertlerin şekillenmesi, (5) Ekvatorial localarda yeni fertlerin gelişmesi, (6) Olgun fert, (Benzer tip üreme döngüsünün *Orbitoides medius* (d'Archiac)'daki varlığı için Meriç, 1966b'ye bakınız).

Figure 2. Unusual schizogonic reproductive cycle of *Simplorbites papyraceus* (Boubeé). (1) Division of megalospheric embryo into two (a), or more embryos (b); (2) Partial dissolution of equatorial layer (a) and movement of embryos (b); (3-4) Release and formation of young individuals; (5) Young individual developing in the equatorial layer; (6) Adult individual.

niçin hemen hemen eş boyutlu geliştikleri de sorulabilirse de boyutları birbirlerine eşit olmayan makrosferik embriyonlara da rastlanılmıştır (Levha 1, şekil 5).

Çok değerlilik (Polyvalent) iki ya da daha fazla embriyonun kaza sonucu olarak aynı fertte görülmesi olarak tanımlanmıştır (Le Calvez, 1950; Garry ve diğ. 1972). Polyvalent fertler teratolojik fertler olarak da bilinir (Meriç, 1972 ve 1979). Bu çeşit toplulukların varlığının organizmanın üremesi sırasındaki ekolojik koşullar ile ilgili olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Cole ve Gravel, 1952; Cole, 1952 ve 1960a, Neumann ve Poisson, 1970). Ancak bu tip topluluklarda birbiri ile kaynaşmış birden fazla ferdin olması dikkat çekicidir (Meriç, 1972, 1976, 1979). Dolayısıyla böyle fert topluluklarında iki ya da daha fazla yapışık birey düşünülmelidir.

Sonuçta *Elphidium crispum* (Linné) gibi güncel foraminiferlerde ender olarak gözlenen (Grasse, 1953, Loeblich ve Tappan, 1964) makrosferik fertlerin aseksüel üreme şeklinin *Simplorbites papyraceus* (Boubeé), *Simplorbites* sp. ve farklı *Orbitoides* türlerinde var olduğunu, bu tip çoğalmada diploid kalan makrosferik fertlerin oluşturduğu bir veya daha fazla makrosferik embriyonun kavkı merkezinden itibaren bir gelişme göstererek kenara doğru ilerlediği fikri tarafımızca bir kez daha yenilenmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Butterlin, J., 1971. Contribution a la connaissance du Paleogène marin du Nord-Ouest de la Colombie, basée sur les macroforaminifères. *Eclogae geol. Helv.*, 64(1), pp. 13-27, pis. 1-7.
- Caudri, C.M.B., 1975. Geology ve paleontology of Soldado rock, Trinidad (West Indies). Part 2; The larger foraminifera. *Eclogae geol. Helv.*, 68(3), pp. 533-589, pis. 1-30, text-figs. 1-4.
- Cole, W.S., 1952. Eocene ve Oligocene larger foraminifera from the Panama Canal Zone and vicinity. Geological Survey Professional Paper, no. 244, pp. 1-41, pis. 1-28.
-, 1960a. Variability in embryonic chambers of *Lepidocyclina*. *Micropaleontology*, 62(2), pp. 133-134, pis. 1-4.
-, 1960b. Revision of *Helicostegina*, *Helicolepidina* and *Lepidocyclina* (*Polylepidina*). *Cont. Cush. Found.*, 11(2), pp. 57-63, pis. 10-13.
-, 1961. Some nomenclature ve stratigraphic problems involving larger foraminifera. *Cont. Cush. Found.*, 12(4), pp. 136-147, pis. 8-17.
-, 1962a. Periembrionic chambers in *Helicolepidina*. *Cont. Cush. Found.*, 13(4), pp. 145-152, pis. 23-27.
-, 1962b. Embryonic chambers ve subgenera of *Lepidocyclina*. *Bulletins of American Paleontology*, 44, no. 200, pp. 29-60, pis. 4-8.
-, 1963a. Tertiary larger foraminifera from Guam. Geological Survey Professional Paper, no. 403-E, pp. 1-28, pis. 1-11.
-, 1963b. Illustrations of conflicting interpretations of the biology and classifications of certain larger foraminifera. *Bulletins of American Paleontology*, 46, no. 205, pp. 5-63, pis. 1-14.
-, 1963c. Analysis of *Lepidocyclina radiata* (Martin). *Bulletins of American Paleontology*, 46, no. 208, pp. 159-185, pis. 42-47.
-, 1965. Structure and classification of some Recent and fossil Peneroplids. *Bulletins of American Paleontology*, 49, no. 219, pp. 5-26, pis. 1-10.

SIMPLORBITES VE ORBYROIDES CİNSLERİ

-, 1968. More on variation of the genus *Lepidocyrtus* (Larger Foraminifera) *Bulletins of American Paleontology*, 54 no. 243, pp. 295-327 pls. 19-24.
-, and Gravell, D.W., 1952. Middle Eocene foraminifera from Penon Seep, Matanzas province, Cuba. *Journal of Paleontology*, 26(5), pp. 708-727, pis. 90-103.
- Eggink, W.J. ve Baumfalk, A.Y., 1983. The exceptional reproduction and embryonic morphology of *Orbitoides genacicus* (Late Cretaceous, France). *J. Foram. Res.* 13(3), pp. 179-190, pis. 1-5.
- Gray, M., McAfee, R. ve Wole, C.L., 1972. Glossary of geology. Amer. Geol. Inst. Washington, 805p.
- Goldstein, S. ve Moodley, I., 1993. Gametogenesis and the life cycle of the foraminifer *Ammonia beccari* (Linne) forma *tepida* (Cushman). *J. Foram. Res.*, 23(4), pp. 213-220, pis. 1-3.
- Görsel, J.T. van, 1975. Evolutionary trends and stratigraphic significance of the Late Cretaceous *HeUcorbitoides-Lepkhrbitoides* lineage. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, no. 12, 99p., 15 pis., 16 text-figs.
-1978., Late Cretaceous orbitoid foraminifera. In: *Förammifera* (eds. Hedley, R.H. and C.G. Adams), Academic Press, London, pp. 1-120.
- Grasse, P.P., 1953., *Traite de Zoologie... Anatomie, Systematique, Biologie* I fasc. 2, Paris.
- Hanzawa, S., 1962., Upper Cretaceous ve Tertiary three-layered larger foraminifera and their allied forms. *Micropaleontology*, 8(2), pp. 129-186, pis. 1-8, text-figs. 1-11.
- Hofker, J. 1930a. The foraminifera of the Siboga Expedition, Part II, Families Astrarhizidae, Rhizamminidae, Reopacidae, Anomalinidae, Peneroplidae, with an introduction of the life-cycle of the foraminifera, in *Siboga-Expedite.*, Monographic IVa: E.J. Brill, Leiden, pp. 794-70.
-, 1930b. Der generationswechsel von *Rotalia beccarii* var. *flevensis* nov. var; *Zeitschrift für Zellforschung und Mikroskopische Anatomie*, v. 10, pp. 756-768.
- Inao, N., ve Meriç, E., 1995. Karaçam Yaylası (Niksar-Tofcat) *Simplorbites papyraceus* (Boubee) örneklerinde anormal aseksüel çoğalma, fazı: A_j bireyleri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bül.*, 10, 25-33.
- LeCalvez, J., 1938. Recherches sur les Foraminifères-I, Développement et reproduction: *Archives de Zoologie expérimentale et générale*, 80, pp. 163-333.
-, 1950. Recherches sur les Foraminifères-II, Place de la méiose et sexuelle. *Archives de Zoologie expérimentale et générale* 87(4), 211-243, pl 1, text-fig. 4.
- Loeblich, Jr., A.J. ve Tappan, H., 1964. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part: C, Protista 2, Sarcodina, Chiefly Thecamoebians ve Foraminiferida, pp. 70-86.
- Matsumaru, K., 1967., Geology of the Tornioka area. *Guoma prefects with a note "Lepidocyrtus" from the Aho* «A-Mtane member. *Sci. Rep. Tohoku Univ 2nd Ser (Geol.)* 113-147. pp. 7-8, fig. 1-3.
- Meriç, B., 1964., *Appropos de la reproduction des Orbitoididae* (Quaternaire partie). *Bull. M. Res. Explor. Inst. Turkey*, 63 pp. 25-32 pis 1-4, text-fig. 1-3.
-1966a - A propos de la reproduction des Orbitoididae (Quaternaire partie). *Bull. M. Res. Explor. Inst. Turkey*, 63 pp. 25-32 pis 1-4, text-fig. 1-3.
-1966b - A propos d'un cas de schizogonie dans un individu de *Miobolinites* (d'Arcy). *Bull. M. Res. Explor. Inst. Turkey*, 61, pp. 93-90, pis. 1-2.
-1970 - Schizogonie in *Orbitoides apicatus* var. *gruenbachensis*. *Micropaleontology* 16(2), pp. 227-232, pis. 1-2, text-figs. 1-3.
-1971. An additional aspect of reproduction in the Orbitoididae. *Micropaleontology* 17(1), pp. 99-104, pis. 1-2.
-1972, A propos d'une forme teratologique d'*Orbitoides cf. medius* (d'Arcy). *Rev. Fac. Sci. Univ. of Istanbul*, B, 37(3-4), pp. 239-243, pl. 1.
-1975., A new aspect of reproduction in the Orbitoididae. *Micropaleontology*, 21(3), pp. 342-345, text-figs. 1-3.
-1976., Bazı Üst Kretaseve Tersiyer bembolinitforaminiferlerinde: çoğalma. *İTÜ Kütüphanesi, DO.* 1064, pp. 1-89, pis. 1-27, text-figs. 1-14.
-, 1979. A different view on the origin of some conical forms of *Migypsinoides dehaarti* (van der Vlerk). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 11(3), pp. 505-508, pl. 1.
- Myers, E.H., 1936. The life cycle of *Spirulina vivipara* Ekrenberg with notes on morphogenesis, systematics and distribution of foraminifera. *I. Royal Mic. Soc.*, 56, pp. 120-146, pis. 1-3.
- Neumann, M., 1958. Revision des *Orbitoides* du Cretace et de l'Eocene en Aquitaine Occidentale. *Memoire de la Societe Geologique de France. Nouvelle Serie*, tome 37, fasc. 2-3, pp. 83, 174p. and 36 pis.
- Neumann, M. ve Poisson, A., 1970. A propos de la reproduction chez *Orbitoides media* d'Arcy. *Rev. Micropaleontol.*, 13(2), pp. 122-127, pk. 1-2, text-figs. 1-2.
- Rutten, L., 1928., On Tertiary rocks, an foraminifera from North-Western Peru. *K. Akad. Wetensch. Amsterdam*, Proc. Sect. Sci., vol. 31, no. 9, pp. 931-946, pis. 1-2, text-figs. 1-29.
-ve Vermeylen, L.W.J., 1932. The *Spirulina* di Cuba limestone from Curacao. *K. Akad. Wetensch., Amsterdam, Roc. Sect., Sci.*, vol. 35, no. 2, pp. 227-240, pis. 1-3, text-figs. 1-2,

lisidmsr-AA», 1937. Cretaceous ve Tertiary foram«*i%-
fârSOTtneñi SaotajCLawrKovince, CuH*- ^Oomal of •
Paleontology, 11(2); pp. 91-100,]\$. i5-T9, text-figs. 1~3\

Winter, F.W., 19P^"Z«* ^v^tniss der Tfaalamopfaoren I. Un-
tersucjtfng *tiber Peneroplis pertusus* (ForskaL). Aıchiv
Ptoffetenkunde, 10(1), pp. 1-113, pis., 1-2, text-figs 1-10.

Makalenie geliş tarihi: 16 11.1996 15(p.i.1997
Makaiemn yayına kabul edildiği tarih. 1*
Received November 16, 1996
Accepted February 15, 1997

Niksar-Tokat yöresindeki Üst Kretase-1^ie_ösm yaşlı Kırandağ ve Büdeny aylası formasyonlarının foramînifer içeriği

*Foraminifera contents of Upper Cretaceous-Paleocene & a w & ^ and Düdenyaylası forma-
îions in Niksar-Tokat region.*

Meral KAYA

İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850,

Niksar-fiaşçiftlik (Tokat) dolaylan Üst. Kretase-Paleosen çökellerinin çeşitliliği ve fauna özellikleri. "Akımından ^uemli bir bil-geyi oluşturmaktadır. İnceleme, alanında yizeyleyen çökelkrin faraminifer kapsamını, belirlemek için, ölçülü kesitler' ger^kleştirile-rek,, saptanan bentik ve planktik foraminiferlerin stratigrafik dağılımları belirlenmiştir. Fbraminifer içeriklerine göre Kirandağ Vmas-yonu Orta-Üst Maastrichtiyen-Daniyen, Düdenyayla formasyonu Daniyen yaş konağında değerlendirilmiştir.

Anahtar Sözcükler: Ost Kretase, Paleosen, .Fbraminifer,, Niksar, Tokat,, Doğu Pontidleri-..

Abstuct

Niksar-Başçiftlik (Tokat) area, according to the variety and. the characteristics of the fauna is an important region. Measured stratigraphy sections were done and. the foraminifera contents of the sediments in the study area were detennined; stratigraphical distribution of the benthic and planktic foraminifera were fixed. Kırandağ fonnation is detennined as Middle-Upper Maastrichtian-Danian aged and- Düdenyayla formation is evaluated as Danian aged.

.Key Words: Upper Cretaceous, Paleocene, Foraminifera, Niktar, Tokat, Eastern Pontides, Turkey..

GİRİŞ

Bölgede Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler yü-zeylemektedir. Çalışmada, Seymen (1975)*in ayırüayıp tanımladığı litostratigrafi birimleri kullanılmıştır.

Üst. Kretase-Paleosen yaşlı istiften 12 adet ölçülmüş stratigrafi kesitli düzenlenmiştir (Kaya, 1995) (Şekil 1). Derlenen 250 adet ince kesit üzerinde .mikroskop çalış-ması yapılmıştır. Yıkama, örnekleri» % 17"lik pe.rhid.rol-de 24 saat bekletildikten sonra», 0.063 mm'lik elekte, yı-kanarak binoküler mikroskopta ayıklanarak tayin edil-miştir. Yapılan .mikropaleontolojik inceleme sonucunda.» 106 cins ve 130 tür bentik ve planktik foraminifer ayırt-lanmış ve adlandırılmıştır.

STRATİGRA.Ft

İnceleme konusu Üst. Kretase-Paleosen yaşlı Kıran-dağ ve. Düdenyaylası formasyonlarıdır. Her iki formas-yondan 2 tip ve: 10 yardımcı kesit alınmıştır' (Şekil 2).

Kırandağ formasyonu

Gri renkli marn ve çamırtaşları ile başlayan formas-yon, sanmsı gri renkte, inoe-orta tabakalı» bol çatlaklı» çatlakları kalsit dolgulu killi kireçtaşlarından oluşmuş-

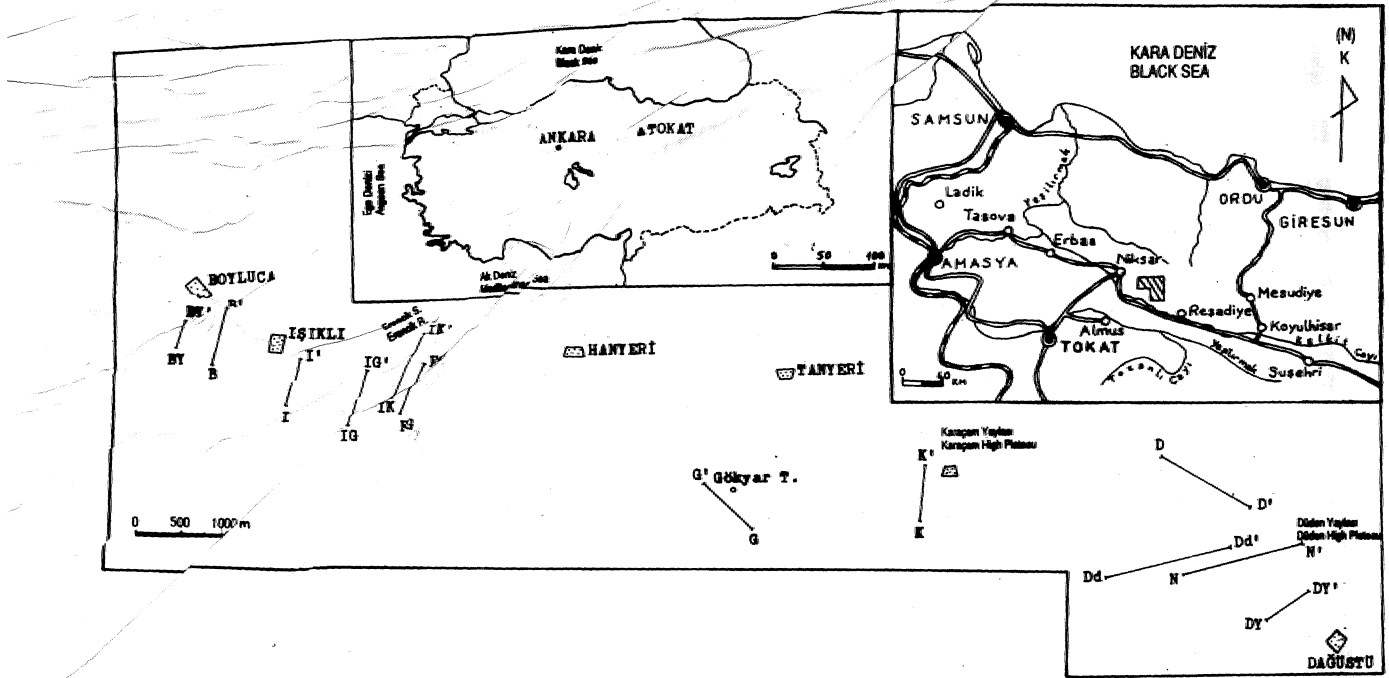
tur, Killi kireçtaşları intrabiyospariüer, biyospari.tler ve-biyomikrit fasiyesindedir. Birim, üzerlediği Kapaklı for-masyonu ile uyumlu, Hankıntepesi kireçtaşları ile uyumsuz ve fayli dokanaklar ^halindedir. Üzerinde yer •alan Düdenyaylası formasyonu ile ise uyumsuzdur.

Kırandağ formasyonundan alınan tip ve yardımcı ke-sitlerden derlenen sistematik örneklerin incelenmesiyle *Gansserina gansseri* Ara ;Zonu (planktik foraminifer zo-nu), *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* Topluluk Zonu ve *Laffiteina bibensis* Ara Zonu (bentik foraminifer zonlan) belirlenmiştir (Şekil 3 ve 4) (Bollı, 1957; Ro'bazynski ve diğ..., 1984; Meriç ve Tansel» 1987a; Blanc ve Colin, 1975; Dizer ve Meriç, 1981; Me-riç ve Tansel» 1987b).

Kırandağ formasyonunda saptanan, foraminiferlerin (bentik ve planktik) stratigrafik dağılımı Şekil 5 ve 6*da sunulmuştur. Bu verilere göre, formasyon Orta-Üst Ma-astrichtiyen-Daniyen yaşlıdır.

Düdenyaylası formasyonu

Düdenyaylası mevkiinde yüzlek veren, regressif özellikteki birim,» altta *LqffUteind'h* ve H.auerinidae'li kumlu kireçtaşlarıyla başlar» Jura ve Kretase çakılları



Şekil 1. inceleme alanına boldum haritası ve ölçülmüş stratigrafik kesitleri. güzergâhları (Kaya ve Meriç, 1996'dan alınmıştır).

Figure 1. Location map of the investigated area and showing measured stratigraphy sections (from Kaya and Meriç, 1996),

içeren konglomera ve kumtaşı seviyesiyle devam, -eder» en üstte beyaz MI ve meıcanlı kireçtaşlaıyla son bulur. Kırandağ formasyonuyla uyumlu olan formasyonun özerinde uyumsuz olarak Yolüstü formasyonu yer almaktadır (Şekil 7 ve 8).

Düdenyaylası formasyonunda yapılan ölçülmüş stratigrafik kesitlerinden derlenen sistematik örneklerde ayırılanıp, tanındanan bentik foraminiferlerin dağılımı Şekil 6'da sunulmuştur. Bu örneklerde *Laffiteim M-bensis* Ara Zone (bentik fonuniedfer zonu) saptanmıştır (Blanc ve Colin, 1975; Dizer ve Meriç, 1981; Meriç ve Tansel» 1987b).

Tüm verilerin ışığı altında Düdenyaylası formasyonu Daniyen (Alt Paleoseı) yaşlı olmalıdır.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

Kırandağ ve Düdenyaylası formasyonlarında tanınlan foraminiferlerin sistematik sınıflaması Loefflich ve Tappan (1988)*e göre: düzenlenmiştir (Şekil 5 ca 6),

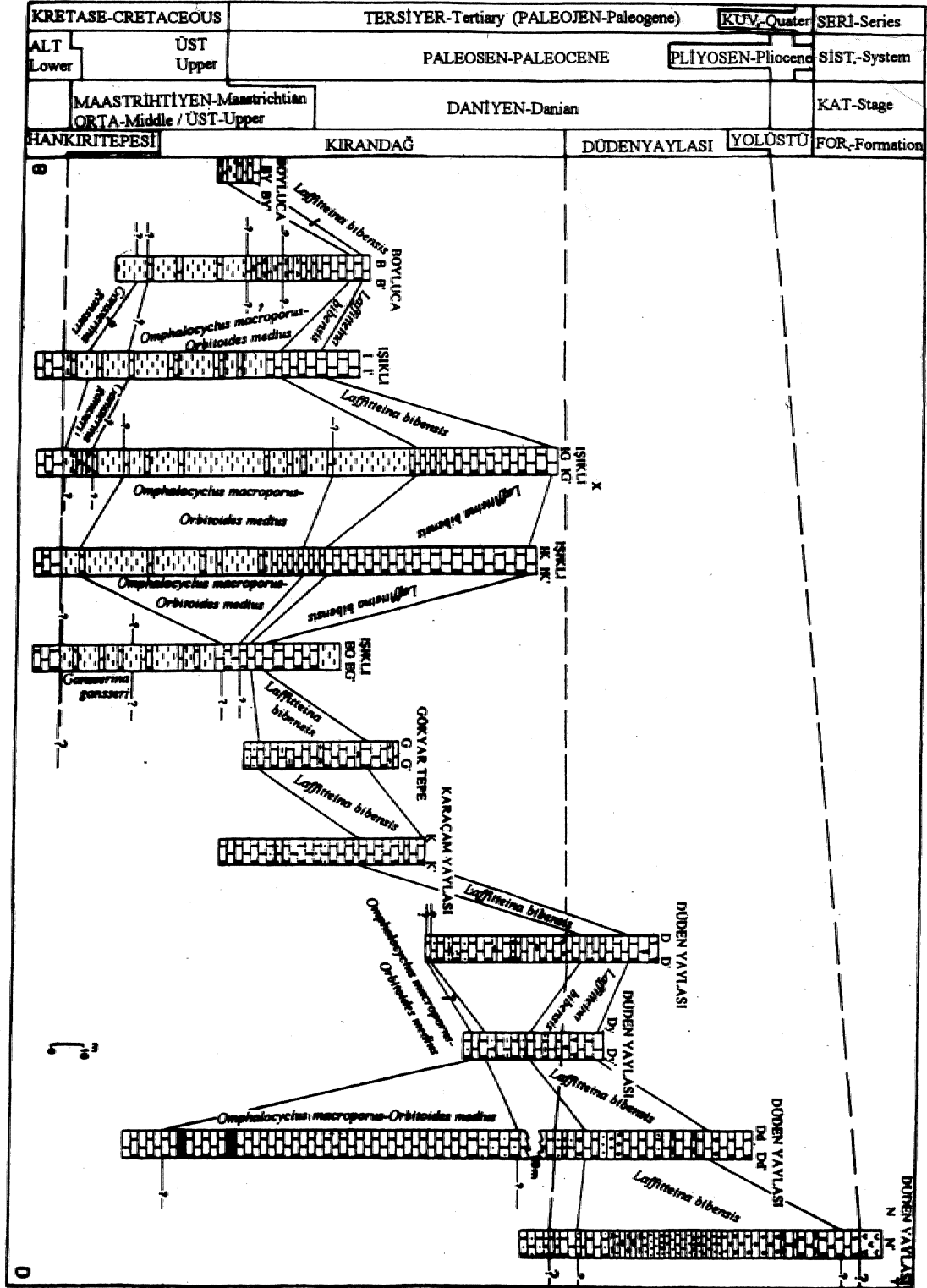
Klum	: PROTOZOA Glddfuss, 1817
Alt fil um	: SARCO.DIMA Scumaıda, 1871
Sınıf	: RHIZOPODEA von Siebde, 1845
Takım.	: FORAMINIFERİDA Ekfawa.14 1830
Alt takım	: TEXTULARIINA Delage ve H&ouaid, 1896
Üst familya	: TEXTULARIA.C.EA Ehrcoberg, 1838
Familya	: EGGERELLİDAE Ousfaman, 1937
Alt familya	: DOROTHİİNAE BaHcfamatova, 1972

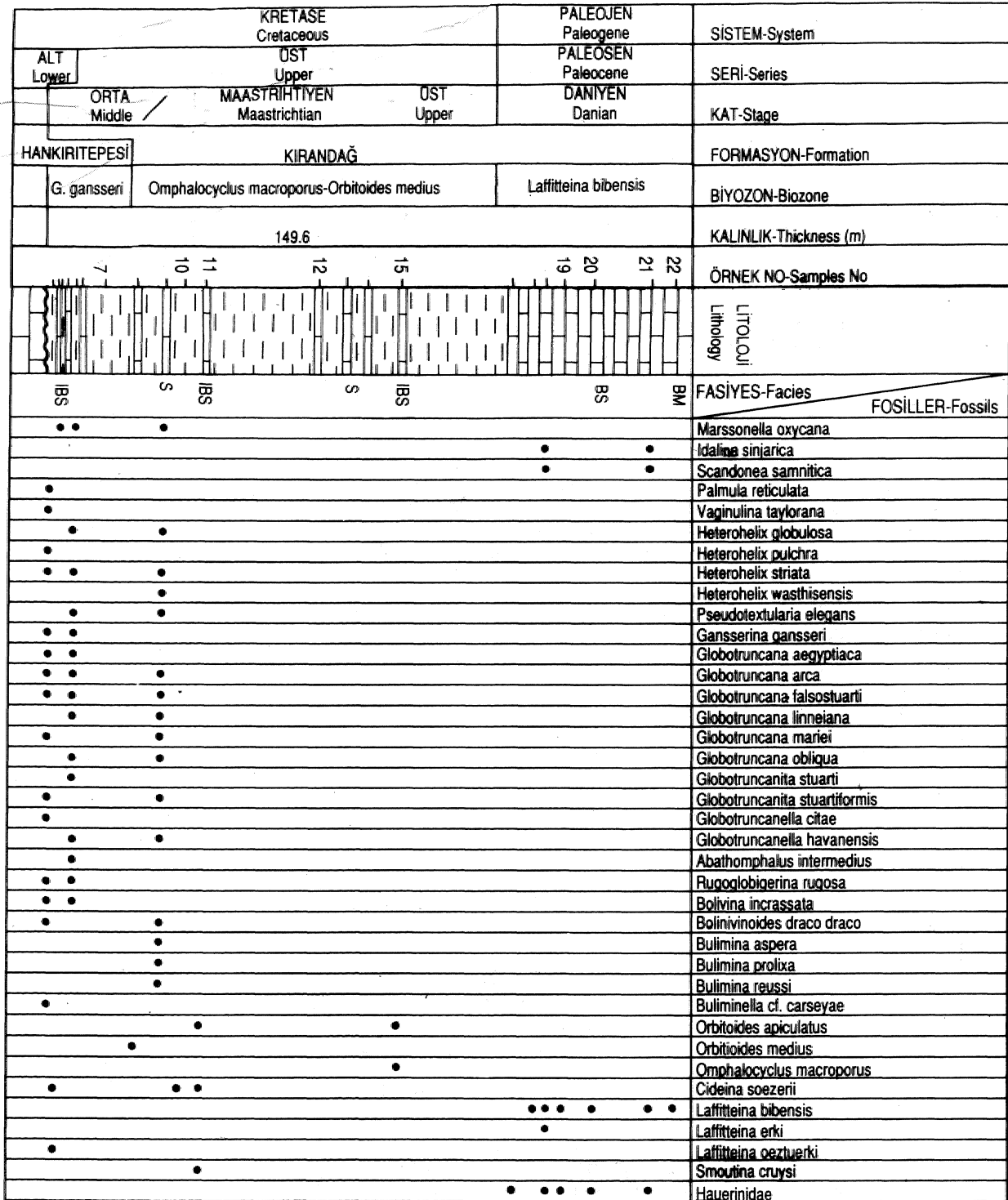
•Cins	: <i>Dorofaa</i> Phimmer, 1931
Tir	: <i>Darotki</i> ® hüllem (Corsey), LI» Ş.1
Cins	: <i>Marssonelh</i> Cushman, 1933
Tür ;	<i>MarssoneUa mycarm</i> (Reuss), LJ, Ş-2
Alt takım	: MİLİÖLİNA Delage ve Ü6mmtâ., 1896
Üst familya	: MIUOLACEA Elreaberg, 1839
Familya	: NEZZAZAHDAE Hamaom ve Saint-Marc, 1970
Alt familya	: MİLİÖLİNELLİNAE Vella., 1957
Cins	: <i>id a ima</i> Schiemberger ve Mimier-Cbalmas, 1884
Tür	: <i>Idatina sinjarica</i> Grimsdale, L J, Ş.3-4
Üst familya	: SORITACEA Elreaberg, 1839
Familya	: SORITIDAE EhreabeiB, 1839
Alt familya	: FRAERHAPYDİONİNAE Hamaoui ve Fourcade, 1973
Cins	: <i>Scandonea</i> De Castro., 1971

Şekil 2. Niksar-Başçıfttik (Tokat) dolaylarım ölçülmüş stratigrafik kesitlerinin karşılaştırılması. X: Kırandağ formasyonunun tip kesiti,, y: Düdenyaylası formasyonunun tip kesiti (Kaya ve Meriç, 1996'dan alınmıştır).

Figure 2. Correlation of the measured stratigraphical sections in the Niksar-Başçıfttik (Tokat) area., X: Type section, of the Kırandağ formation, y: Type section of the Düdenyaylası formation (from Kaya and Meriç, 1996).

NİKSAR-TOKAT YÖRESİNDEKİ ÜST KRETASE-PALEOSEN



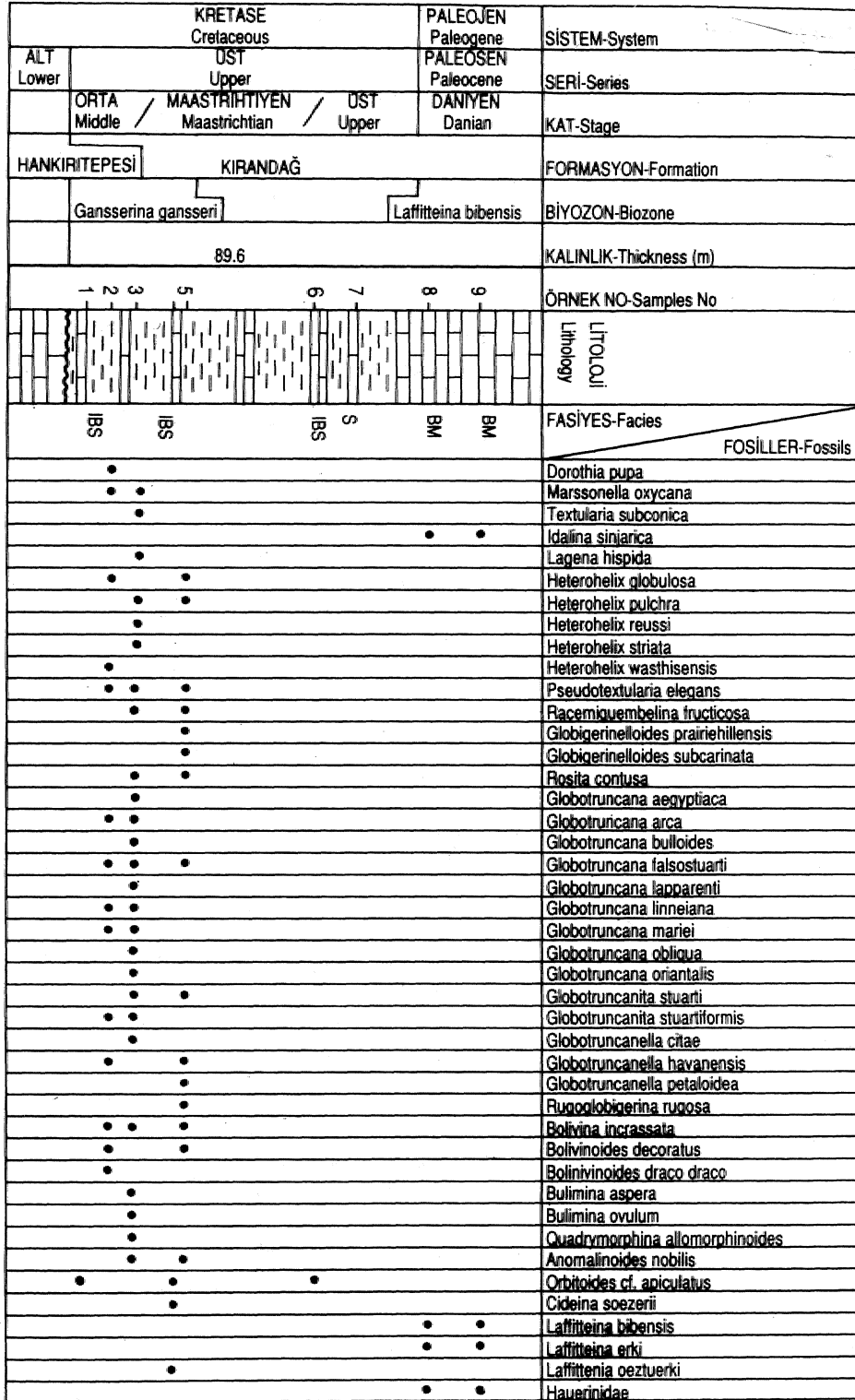


0 20 m

Şekil 3., Knandağ fo:imasyonunun- tip kesiti (EG-IG'), GD' Nıksar. BM: Biyomikrit, S: Sparitite, .IBS: tntrabiyosparit, BS: Biyosparit..

Figure 3. Type section, of the KıraDdağ, fo:imatioii (IG-IG'), SE Nıksar. BM: Biomicrot, S: Sparitic, .IBS: Lairabiosparit, BS: Biosparit.

İKSAR-TOKAT YÖRESİNDEKİ ÜST KRETASE-PALEOSEN



0 15 m

Figure 4. Measured section of the Işıklı (I-I'), SE Nıksar. BM: Bionicitrit, S: Sparitit, IBS: Intraibiosparit.

Şekil 4 Işıklı ölçülmüş stratigrafisi kesiti (I-I'), GD Nıksar. BM: Biyomikrit, S: Sparitit, IBS: Intraibiyosparit.

- Tür : *Seandone*® *samnitka* De Castro» L.1, Ş.5-6
 Alt Takım : JLAGANINA *Déhgé* ve Hûouanl. 19/86
 Üst familya : MGJDÖSARIACEA Ehneberg, 1938
 Familya : NODOSARIJUDAE Ehnenberg, 193»
 Alt familya : NODOSARÎNAE Etoeoberg» 1838
 ...CSos : *Dentalimş* Mso» 1826
 -Tür. : *Dentalhua catenuia* Rowss, LI, Ş.7
 Cms : *Nodosariü* Lamarck, 1812
 Tür : *Nodüsaria affimis* Reuss, L.J, Ş.8
 Alt familya : FRONDICULARIINAEREuss, 1860
 Cins : *Fmnâkuhrmî* Deskaace, 1826
 Tür : *Fronâiadaria ünearis* Frauke, LI, Ş.9
 Familya : VAGINULINIDAEREps, 1860
 Âii familya : PALMÛLÎNAE Saidnm, 1981
 Cits : *Pahada be**, 1&3
 Tür : *Puhuda rektdata* (Reuss), L.J, Ş.,10
 Alt familya : VAGIMÛLININAEREuss, 1860
 Cins : *Vagimû* Una cTÖfeigny» 1826
 Tir : *Vagimûmuyhrana* Cashman, LI, Ş.4f
 Alt takım : GLQBIGERININA Ddage ve ÜSmmiü, 1896
 Üst familya : HETEROHELICACEA Cushmaa, 1927
 Familya : HETEROHEUCIDAECushnun. 1927
 Ali familya : HETEROHELJCINAE Cushman, 1927
 Cins : *Heterohelix* Ehreuberg» 1843
 TOR : *Heteroheix globulosa* Ehrenberg, L.I, Ş.12
 Cins : *Pseudotextukria* Rzehak, 1891
 ra- : *Pseudeaextularia elegans* (Rzdiak), b.î, Ş.13
 CKS : *Racemigitembe Hna* Mojitanaro Gallitelli» 1957
 Tir : *Racemigumbi Una fmctkosa* (Çgger), JLI, Ş.14
 Üst familya : GLOBOTRUNCANACEA Broteen, 1942
 Familya : GLOBOTRUNCANIDAE BiDtze» 1942
 Alt familya : GLOBOTOUNCANINAE Bralzea, 1942
 Cins- : *Contmoutru Hmna* KorcJiagit, 1982
 Tir : *Mmim c&niusa* (Cushman), LI» Ş.1-3
 Alt takım : ROTALIINA Belage ve H&ouaid» 1896
 Üst familya : BOLIVINACEA Glaeaaner, 1937
 Familya : BOLTONIDAE Glaessmer, 1937
 CHS : *Bolivina* d'Ocbigny» 1839
 Tür : *Bülivim încmssata* Rm&s, LJI, Ş.4
 Familya : BOUVINOIDIDAE Loeblich ve Tappan» 1984
 Cms : *Bokvinaides* Cüslunara, 1927
 Tir : *BoUvirm Mes draco draco* (MIOMOB), LII, Ş.5
 Üst familya : CHILOSTOMELLACEA Brady» 1881
 Familya : HETEROLEPIDAE Gonzaks-Döoso, 1969
 Cins : *Anomaiinides* Bto&en, 1942
 Tir : *Anomalirutides nobüis* Brotzen, LII, Ş.6
 Üst familya : ORBUTOIDACEA Sdiwajgr, 1876
 Familya : ORBITOIDIDAE Schwager, 1876
 Alt familya : ORBITOIDINAE Schwager, 1876
 Gns : *OrbUtrides* iTOribigny, 1848
 THr : *Orbito Mes apiculatus* Seblumbeiger, LJI, Ş.7-8
 Tir : *Orbitü Mes medim* (d'Acfaiaac), LJI, Ş.9-10

- Alt familya : OMPHALOCYCLINAE Vaygtiam, 1928
 Cins : *Omphakcydus* Brann» 1853
 Tür : *ÛmphahcycÏMS macrûp&ms* (Lamarck), LIII, Ş.1
 Üst familya : ROTALIACEA Ehrenberg, 1839
 Familya : ROTALIDAE Ehrenberg, 1839
 Alt familya : ROTAUINAE Ehrenberg, 1839
 Cins : C^^Sjie1, 1991
 Tür : *Cideirm soezerii* (Sirel), LJII, Ş.2-3
 Cins : *Laffi&eim* Marie, 1946
 Tür : *Laffitteim bifomsis* Marie» LIU., Ş.4-5'
 Tür : *Laffitteiaa erci* (Sirel), L.III, Ş.6
 Tiir : *haffitteim oezferki* Juan, LJII, Ş.7
 Cins : *Smouüina* Drooger» 1960
 Tir : *Smoutina cruysi* Drooger, LEI, ŞJ

Planktik Foraminiferler Planktic Foraminifera	MAASTRIHTIYEN Maastrichtian	
	ÜST Upper	ORTA Middle
<i>Heterohelix globulosa</i>	---	---
<i>Heterohelix pulchra</i>	---	---
<i>Heterohelix striata</i>	---	---
<i>Heterohelix reussi</i>	---	---
<i>Heterohelix washtisensis</i>	---	---
<i>Pseudotextularia elegans</i>	---	---
<i>Pseudotextularia fructicosa</i>	---	---
<i>Racemiguembelina fructicosa</i>	---	---
<i>Ventilabrella carseyae</i>	---	---
<i>Ventilabrella multicamerata</i>	---	---
<i>Globigerinelloides prairiehillensis</i>	---	---
<i>Globigerinelloides subcarinata</i>	---	---
<i>Rosita contusa</i>	---	---
<i>Rosita fornicata</i>	---	---
<i>Gansserina gansseri</i>	---	---
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	---	---
<i>Globotruncana arca</i>	---	---
<i>Globotruncana bulloides</i>	---	---
<i>Globotruncana falsostuarti</i>	---	---
<i>Globotruncana linneiana</i>	---	---
<i>Globotruncana mariei</i>	---	---
<i>Globotruncana obliqua</i>	---	---
<i>Globotruncana orientalis</i>	---	---
<i>Globotruncanita stuarti</i>	---	---
<i>Globotruncanita stuartiformis</i>	---	---
<i>Globotruncanella citae</i>	---	---
<i>Globotruncanella havanaensis</i>	---	---
<i>Globotruncanella petaloidea</i>	---	---
<i>Abathomphalus intermedius</i>	---	---
<i>Rugoglobigerina rotundata</i>	---	---
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>	---	---

Şekil S. Planktik foraminiferlerin stratigrafik dağılımı, şeması (King ve diğ., 1989'a göre düzenlenmiştir).

Figure 5. Stratigraphical distribution scheme of planktic foraminifera (according to King et al., 1989).

NİKSAR-TOKAT YÖRESİNDEKİ ÜST KRETASE-PALEOSEN

Benik Foraminiferler Bentic Foraminifera	DANIYEN Danian		MAASTRIHTIYEN Maastrichtian	
	ALT Lower		ÜST Upper	ORTA Middle
<i>Spirupectammina ioevis</i>				
<i>Gaudryna bentonensis</i>				
<i>Gaudryna quadrans</i>				
<i>Dorothia bullella</i>				
<i>Dorothia comula</i>				
<i>Dorothia pupa</i>				
<i>Marssonella ellisorae</i>				
<i>Marssonella oxycana</i>				
<i>Eggerella trochoides</i>				
<i>Textularia ripleyensis</i>				
<i>Textularia subconica</i>				
<i>Pseudoclavulina clavata</i>				
<i>Strelina orduensis</i>				
<i>Idalina sinjarica</i>				
<i>Scandonea samnitica</i>				
<i>Dentalina aculeata</i>				
<i>Dentalina alternata</i>				
<i>Dentalina basiplanata</i>				
<i>Dentalina catemula</i>				
<i>Dentalina delicatula</i>				
<i>Dentalina gracilis</i>				
<i>Dentalinoides canulina</i>				
<i>Nodosaria affinis</i>				
<i>Nodosaria distans</i>				
<i>Nodosaria latejugata</i>				
<i>Nodosaria limbata</i>				
<i>Nodosaria paupercula</i>				
<i>Pseudoglandulina manifesta</i>				
<i>Fronicularia intermittens</i>				
<i>Fronicularia linearis</i>				
<i>Lenticulina rotulata</i>				
<i>Lenticulina velascoensis</i>				
<i>Robulus discrepans</i>				
<i>Robulus macrodiscus</i>				
<i>Robulus münsteri</i>				
<i>Robulus pondi</i>				
<i>Robulus stephensoni</i>				
<i>Marginulina jarvisi</i>				
<i>Palmula reticulata</i>				
<i>Palmula jarvisi</i>				
<i>Vaginulina taylorana</i>				
<i>Lagena acuticosta</i>				
<i>Lagena multistriata</i>				
<i>Ramulina kitti</i>				
<i>Epistomina mosquensis</i>				
<i>Bolivina incrassata</i>				
<i>Bolivinoidea decoratus</i>				
<i>Bolivinoidea draco draco</i>				
<i>Praebulimina carseyae</i>				
<i>Bulimina aspera</i>				
<i>Bulimina kickapoensis</i>				
<i>Bulimina proluxa</i>				
<i>Bulimina reussi</i>				
<i>Pleurostomella subnodosa</i>				
<i>Planulina correctia</i>				
<i>Cibicides beaumontianus</i>				
<i>Cibicides constrictus</i>				
<i>Cibicides subcarinatus</i>				
<i>Allomorphina trochoides</i>				
<i>Allomorphina velascoensis</i>				
<i>Quadrinorphina allomorphinoides</i>				
<i>Anomalinoidea clementiana</i>				
<i>Anomalinoidea nobilis</i>				
<i>Anomalinoidea pinguis</i>				
<i>Gavelinella monterelensis</i>				
<i>Gavelinella pertusa</i>				
<i>Gyrogonia umbilicata</i>				
<i>Orbitoides apiculatus</i>				
<i>Orbitoides medius</i>				
<i>Omphalocyclus macroporus</i>				
<i>Cideina soezeri</i>				
<i>Laffiteina bibensis</i>				
<i>Laffiteina erki</i>				
<i>Laffiteina oezuerki</i>				
<i>Smoutina cruyssi</i>				
<i>Selmina spinallis</i>				
<i>Siderolites calcitrapoides</i>				

Şekil 6. Bentic foraminiferlerin stratigrafik dağılım şeması (King, 1989 ve King ve diğ., 1989'a göre düzenlenmiştir).

Figure 6. Stratigraphical distribution scheme of benthic foraminifera (according to King, 1989 and King et al., 1989).

- Familiya : CALCARINIDAE Schwager, 1876
 Cins : *Selmina* İnan, 1995
 Tür : *Selmina spinallis* İnan, L.III, Ş.9-10
 Cins : *Siderolites* Lamarck, 1801
 Tür : *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, L.III, Ş.11

SONUÇLAR

Bu çalışmada, önceki çalışmalardan farklı olarak çok sayıda sistematik örnek (ince kesit ve yıkama örnekleri) derlenerek incelenmiştir. Foraminifer içeriklerinin ayrıntılı tanımlamaları yapılmış ve resimlemelerle sunulmuştur.

Yapılan mikropaleontolojik incelemeler sonucunda; planktik ve bentic foraminifer içeren Kırandağ formasyonu, bu foraminiferlerin stratigrafik dağılımlarına göre Orta-Üst Maastrichtiyen-Daniyen (Üst Kretase-Alt Paleosen), Düdenyaylası formasyonu ise, içerdiği bentic foraminiferlere göre Daniyen (Alt Paleosen) yaşındadırlar.

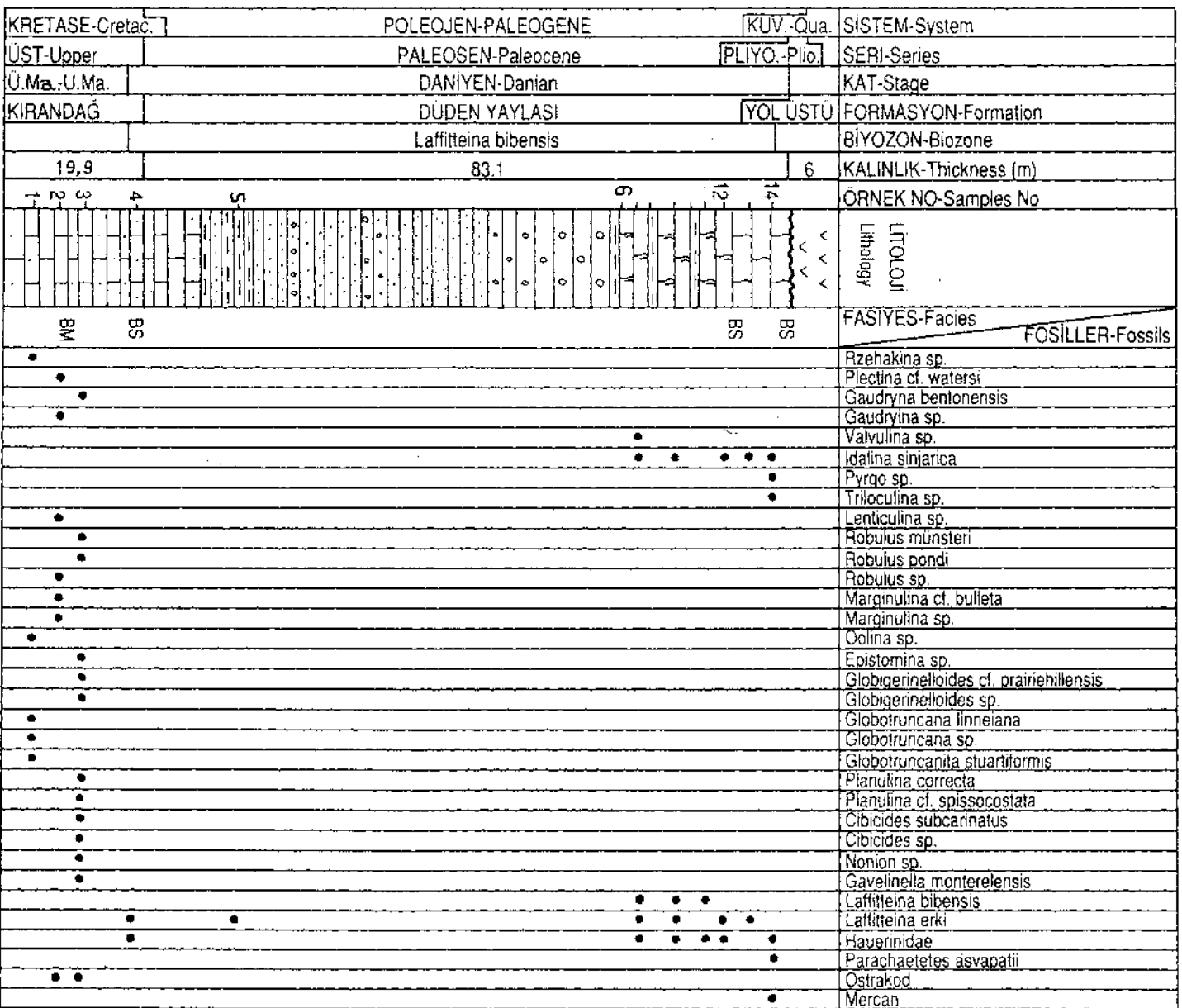
Tüm bu verilerin ışığı altında, Kretase/Tersiyer geçişinin sürekli olduğu ve bölgenin gittikçe sığlaşan bir denizin etkisi altında kaldığı belirtilmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde hazırlanan Doktora tezi esas alınmıştır. Yardımlarından dolayı Prof. Dr. Engin Meriç'e, Prof. Dr. Izver Tansel'e, ince kesitlerde tanımlanan foraminiferlerin fotoğraflanmaları için gösterdikleri yakın ilgiden dolayı Doç. Dr. Nurdan İnan ile Yrd. Doç. Dr. Ahmed Efe'ye; yıkama örneklerinde saptanan foraminiferlerin elektron mikroskopta çekimine olanak sağlayan Prof. Dr. Erman Tulgar, Prof. Dr. Adnan Tekin ve teknisyen Hüseyin Sezer'e, fotoğrafları hazırlayan Aleattin Şentürk'e teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

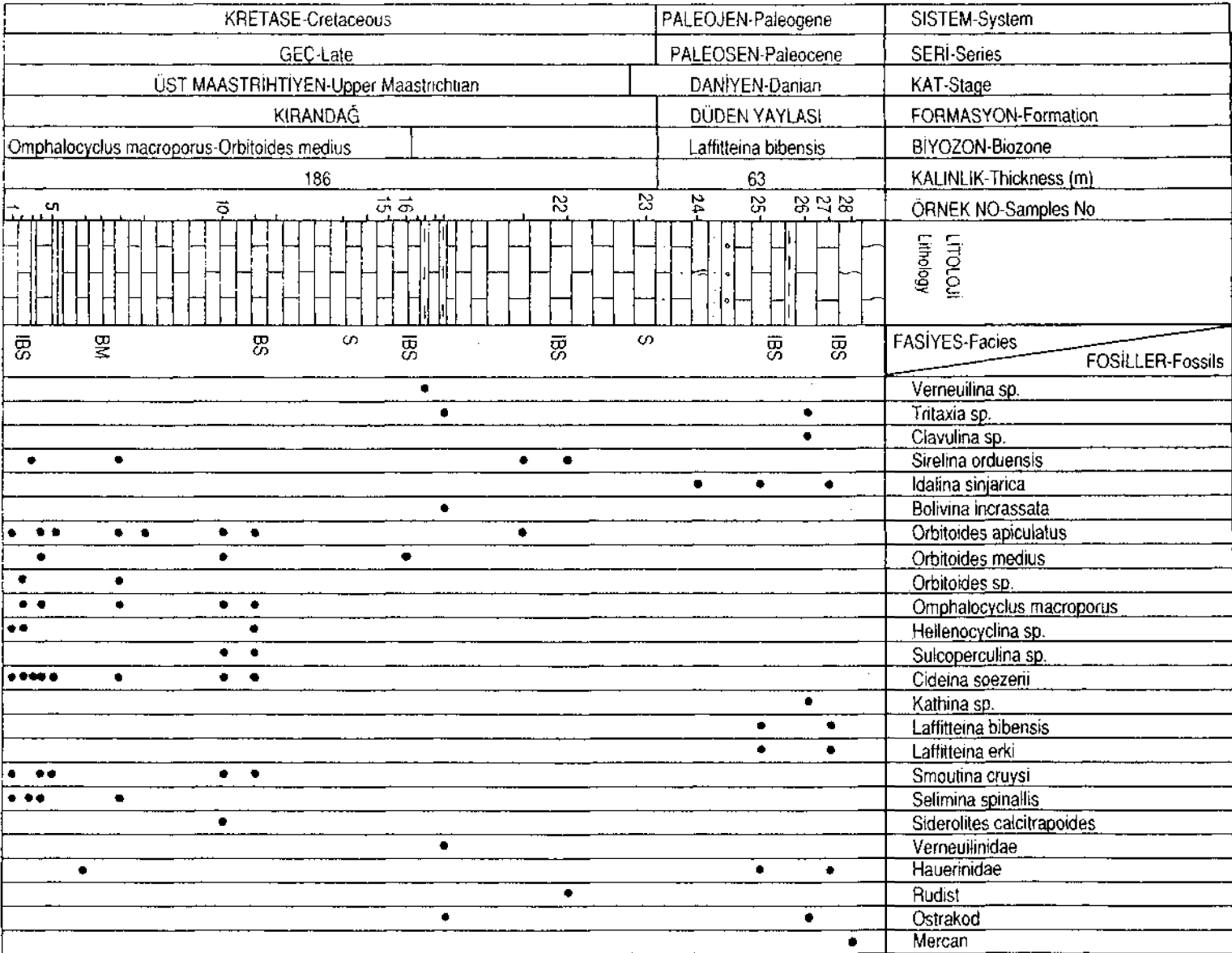
- Blanch, P.L. ve Colin, J.P. (1975): Etude Micropaléontologique et Paléocéologique du Maastrichtien de Cézan-Lavardens. (Gers, S.O.France), Paleontographica Abt. A, 148/4-6, 109-131.
- Bolli, M.H., 1957, The genero *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* ve *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad: B.W.I.U.S. Nat. Mus., Bull. No: 215, 51-60.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1981. Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyosiratigrafisi: M.T.A. Ens. Derg., 95/96, 149-163.
- Kaya, M., 1995, Doğu Karadeniz'de Kretase/Tersiyer geçişinin bentic foraminiferlerle denetlenmesi: İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 135 sayfa.
- Kaya, M. ve Meriç, E., 1996. Nıksar-Başçiftlik (Tokat) dolaylarında Kretase/Tersiyer geçiş: Geosound Yerbilimleri Derg., 28, 87/102.
- King, C., 1989, Cenozoic of the North Sea: Stratigraphical At-



0 10 m

Şekil 7. DüdenYaylası formasyonunun tip kesiti (N-N'), Didenyaylası, BS: Biosparit, BM: Biyonikrit.

Figure 7. Type section of the Didenyaylası formation (N-N'), Diden High Plateau, BS: Biosparit, BM: Bionicitrit.



0 15 m

Şekil 8. Dünden yaylası ölçülmüş stratigrafi kesiti (Dd-Dd'), Dünden yaylası, IBS: Intrabiosparit, BS: Biosparit, S: Spartik, BM: Bionikrit.

Figure 8. Measured section of the Dünden yaylası (Dd-Dd'), Dünden High Plateau, IBS: Intrabiosparit, BS: Biosparit, S: Spartitic, BM: Bionikrit.

- las of Fossil Foraminifera, British Micropaleontological Society Series.
- King, C, Bailey, H.W., Burton, C.A. ve King, AD., 1989, Cretaceous of the North Sea: Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, British Micropaleontological Society Series.
- Loeblich, ArJr. ve Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification: Van Nostran Reinhold Company, Newyork, 2/970 pi., 212 p. and 847 pi.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987a, Adıyaman (GD Anadolu) yöresinde *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* biyozonunun stratigrafik konumu: Jeoloji Mühendisliği Derg., 30-31,43-46.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987b, Haymana havzasında (Orta Anadolu) *Laffiteina bibensis Zonu* 'nun stratigrafik yayılımı: C.Ü. Müh. Fak. Derg. A, 4/1,87-95.
- Robazynski, F., Caron, M., Gonzales, J.M. ve Wonders, A., 1984, Atlas of Late Cretaceous planktonic foraminifera: Revue de Micropaleontologie, Paris, 26 (3-4), 145-305.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği: Doktora Tezi. İ.T.O. Maden Fak. Yayını.

Makalenin geliş tarihi: 24.07.1996

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 15.03.1997

Received July 24, 1996

Accepted March 15, 1997

NİKSAR - TOKAT YÖRESİNDEKİ ÜST KRETASE - PALEOSEN

LEVHAI

Dorothia bulletta (Carsey)

1- Dış görünüm, x100, örnek EG-1, Erencik sırtı senklinali kesiti (EG-EG'), GDNiksar.

Marssonella oxycana (Reuss)

2- Dış görünüm, x75, örnek EG-7, Erencik sırtı senklinali kesiti (EG-GE'), GDNiksar.

Idalina sinjarica Grimsdale

3- Aksiyal kesit, x72, örnek G-9, Gökyarstepe kesiti (G-G'), GDNiksar.

4- Aksiyal kesit, x72, örnek IG-21, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GDNiksar.

Scandonea samnitica De Castro

5- İlk locayı gösteren kesit, x72, örnek G-13, Gökyarstepe kesiti (G-G'), GDNiksar.

6- Locaların tek sıralı gelişimini gösteren tanjansiyal kesit, x72, örnek BY-5, Boyluca kesiti (BY-BY'), GDNiksar.

Dentalina catenula Reuss

7- Dış görünüm, x100, örnek EG-1, Erencik sırtı senklinali kesiti (EG-EG'), GDNiksar.

Nodosaria affinis Reuss

8- Dış görünüm, x150, örnek IK-8, Işıklı kesiti (IK-IK'), GDNiksar.

Fronicularia linearis Franke

9- Dış görünüm, x75, örnek DC-8, Işıklı kesiti (IK-IK'), GDNiksar.

Palmula reticulata (Reuss)

10- Dış görünüm, x100, örnek IG-1, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GDNiksar.

Vaginulina taylorana Cushman

11- Dış görünüm, x75, örnek IG-1, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GDNiksar.

Heterohelix gbulosa Ehrenberg

12- Dış görünüm, x200, örnek I-5, Işıklı kesiti (I-F), GDNiksar.

Pseudotextularia elegans (Rzehak)

13- Dış görünüm, x200, örnek B-1, Boyluca kesiti (B-B'), GDNiksar.

Racemiguembelina fructicosa (Egger)

14- Dış görünüm, x200, örnek I-5, Işıklı kesiti (I-F), GDNiksar.

PLATEI

Dorothia bulletta (Carsey)

1- Outside view, x100, sample EG-1, Erencik Sırtı senclinal section (EG-EG'), SENiksar.

Marssonella oxycana (Reuss)

2- Outside view, x75, sample EG-7, Erencik Sırtı senclinal section (EG-EG'), SE Niksar.

Idalina sinjarica Grimsdale

3- Axial section, x72, sample G-9, Gökyarstepe section (G-G'), SENiksar.

4- Axial section, x72, sample IG-21, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SENiksar.

Scandonea samnitica De Castro

5- Section showing the first chamber, x72, sample G-13, Gökyarstepe section (G-G'), SENiksar.

6- Tangential section showing uniserial development of the chambers, x72, sample BY-5, Boyluca section (BY-BT), SE Niksar.

Dentalina catenula Reuss

7- Outside view, x100, sample EG-1, Erencik Sırtı senclinal section (EG-EG'), SENiksar.

Nodosaria affinis Reuss

8- Outside view, x150, sample IK-8, Işıklı section (IK-IK'), SE Niksar.

Fronicularia linearis Franke

9- Outside view, x75, sample IK-8, Işıklı section (IK-IK'), SE Niksar.

Palmula reticulata (Reuss)

10- Outside view, x100, sample IG-1, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SENiksar.

Vaginulina taylorana Cushman

11- Outside view, x75, sample IG-1, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SENiksar.

Heterohelix globulosa Ehrenberg

12- Outside view, x200, sample I-5, Işıklı section (I-F), SE Niksar.

Pseudotextularia elegans (Rzehak)

13- Outside view, x200, sample B-1, Boyluca section (B-B'), SENiksar.

Racemiguembelina fructicosa (Egger)

14- Outside view, x200, sample I-5, Işıklı section (I-F), SE Niksar.

LEVHA II

Rosita contusa (Cushman)

1- Spiral görünüm, x100, örnek EG-3, Erencik sırtı senklinal kesiti (EG-EG'), GD Niksar.

2- Ombilikal taraf, x 100, örnek EG-3.

3- Yan görünüm, x150, örnek EG-5.

Bolivina incrassata Reuss

4- Dış görünüm, x100, örnek IG-1, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG')- GD Niksar.

Bolivinoidea draco draco (Marsson)

5- Dış görünüm, x100, örnek IG-9, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GD Niksar.

Anomalinoidea nobilis Brotzen

6- Dış görünüm, x100, örnek EG-1, Erencik sırtı senklinal kesiti (EG-EG'), GD Niksar.

Orbitoides apiculatus Schlumberger

7- Ekvatoryal kesit, x72, örnek Dd-9, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçifilik.

8- Aksiyal kesit, x72, örnek Dd-9.

Orbitoides medius d'Archiac

9- Aksiyal kesit, x72, örnek B-8, Boyluca kesiti (B-B'), GD Niksar.

10- Ekvatoryal kesit, x72, örnek Dd-16, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçifilik.

PLATE 11

Rosita contusa (Cushman)

1- Spiral view, x100, sample EG-3, Erencik Sırtı senclinal section (EG-EG'), SE Niksar.

2- Umbilical side, x100, sample EG-3.

3- Periphery view, x150, sample EG-5.

Bolivina incrassata Reuss

4- Outside view, x100, sample IG-1, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SE Niksar.

Bolivinoidea draco draco (Marsson)

5- Outside view, x100, sample IG-9, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SE Niksar.

Anomalinoidea nobilis Brotzen

6- Outside view, x100, sample EG-1, Erencik Sırtı senclinal section (EG-EG'), SE Niksar.

Orbitoides apiculatus Schlumberger

7- Equatorial section, x72, sample Dd-9, Düdenyaylası section (Dd-Dd'), Başçifilik.

8- Axial section, x72, sample Dd-9.

Orbitoides medius d'Archiac

9- Axial section, x73, sample B-8, Boyluca section (B-B'), SE Niksar.

10- Equatorial section, x72, sample Dd-16, Düdenyaylası section (Dd-Dd'), Başçifilik.

NIKSAR-TOKAT YÖRESİNDEKİ UST KRETASE-PALEOSEN

LEVHA HI

Omphalocyclus macroporus (Lamarck)

Transversal kesit, x72, örnek B-6, Boyluca kesiti (B-B'), GD Niksar.

Cideina soezerii (Sirel)

2- Kavkı yüzeyine yakın geçen yan ekvatoryal kesit, x72, örnek Dd-2, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçiftlik.

3- Tanjansiyal kesit, örnek I-4, Işıklı kesit (I-F), GD Niksar.

Laffiteina bibensis Marie

4- Ekvatoryal kesit, x72, örnek G-2, Gökyartepe kesiti (G-G'), GD Niksar.

5- Aksiyal kesit, x72, örnek IG-18, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GD Niksar.

Laffiteina erki (Sirel)

6- Aksiyal kesit, x72, örnek G-7, Gökyartepe kesiti (G-G'), GD Niksar.

Laffiteina oeztuerki İnan

7- Ekvatoryal kesit, x72, örnek BY-1, Boyluca kesiti (BY-BY'), GD Niksar.

Smoutina cruysi Drooger

8- Aksiyal kesit, x72, örnek IG-11, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG'), GD Niksar.

Selimina spinallis İnan

9- Aksiyal kesit, x72, örnek Dd-3, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçiftlik.

10- Ekvatoryal kesit, 072, örnek Dd-8, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçiftlik.

Siderolites calcitrapoides Lamarck

11- Aksiyal kesit, x72, örnek B-5, Boyluca kesiti (B-B'), GD Niksar.

PLATEIH

Omphalocyclus macroporus (Lamarck)

1- Transversal section, x72, sample B-6, Boyluca section (B-B'), SE Niksar.

Cideina soezerii (Sirel)

2- Subequatorial section near surface, x72, sample Dd-2, Düdenyaylası section (Dd-Dd'), Başçiftlik.

3- Tangential section, sample I-4, Işıklı section (I-V), SE Niksar.

Laffiteina bibensis Marie

4- Equatorial section, x72, sample G-2, Gökyartepe section (G-G'), SE Niksar.

5- Axial section, x72, sample IG-18, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SE Niksar.

Laffiteina erki (Sirel)

6- Axial section, x72, sample G-7, Gökyartepe section (G-G'), SE Niksar.

Laffiteina oeztuerki İnan

7- Equatorial section, x72 sample BY-1, Boyluca section (BY-BY'), SE Niksar.

Smoutina cruysi Drooger

8- Axial section, x72, sample IG-11, type section of Kırandağ formation (IG-IG'), SE Niksar.

Selimina spinallis İnan

9- Axial section, x72, sample Dd-3, Düdenyaylası section (Dd-Dd'), Başçiftlik.

10- Equatorial section, x72, sample Dd-8, Düdenyaylası section (Dd-Dd'), Başçiftlik.

Siderolites calcitrapoides Lamarck

11- Axial section, x72, sample B-5, Boyluca section (B-B'), SE Niksar.

