

KIZILIRMAK NEHRİ YÖRESİNDEKİ (SİVAS BATISI) ÜST MİYOSEN YAŞLI İNCESU FORMASYONU-DERİNDERE ÜYESİNİN FASİYES VE ÇÖKELME ORTAMI ÖZELLİKLERİ

FACIES AND ENVIRONMENTAL PROPERTIES OF UPPER MIOCENE AGED THE INCESU FORMATION-DERİNDERE MEMBER AROUND KIZILIRMAK RIVER (WEST OF SIVAS)

Zeki ATALAY Maden Tetkik ve Arama Bölge Müdürlüğü, SİVAS

ÖZ : Çalışma alanı Sivas'ın batısındaki Sivas I 37 c1 ve c2 paftaları içinde yer alır. Çalışma bölgesinde Oligosen yaşlı Küçüktuzhisar Formasyonu, Akören Formasyonu; Alt-Orta Miyosen yaşlı Saritepe jipsleri ve Üst Miyosen yaşlı İncesu Formasyonu-Derindere Üyesi yüzlekler verir.

Çalışma alanında yüzeyleyen birimlerden sedimantolojik incelemesi yapılan İncesu Formasyonu-Derindere üyesi, kırmızı ve alacalı renkler içeren çakıltası, çakıllı kumtaşı, silttaşı, kiltası araldanmasından oluşmuştur. Çakıltaları ve çakıllı kumtaşları, kanallı, çapraz tabakalı ve normal derecelenmelidirler. Üyenin en karakteristik özelliği üyeyi oluşturan çökellerin üste doğru tane boyu incelmesi göstermesi ve kanal dolguları içinde omurgalı fosil kalıntıları bulundurmasıdır. Derindere üyesinde dört litofasiyes ayrıtlanmış ve tanımlanmıştır. Bunlar kanal dolgusu nokta-barı, taşkın ovası ve kanal yarma alt fasiyesleridir. Bu fasiyesler menderesli akarsu ve alt ortamlarında çökmüşlerdir.

Formasyonda ölçülmüş paleoakıntı yönleri güneyden-kuzeye ve güneybatıdan-kuzeybatıya doğrudur. Üst Miyosen döneminde havza kuzeyindeki ofiyolitlerden, kuzeydoğusundaki metamorfik, asid ve bazik derinlik kayalar ile volkanitlerden beslenmiştir.

ABSTRACT : The study area is located west of Sivas including Sivas I-37 C1, I-37 C2 quadrangles. In the study area Oligocene aged Küçüktuzhisar formation, Akören formation, Lower-Middle Miocene aged Saritepe Gypsum and Derindere member of Upper Miocene İncesu formation are crop out.

Sedimentologically investigated the Derindere member of İncesu formation is composed of red and partly colored pebblestones, pebbly sandstones, siltstones, and claystones alternations. Pebblestones and pebbly sandstones show normal sorting with channel and cross-bed structures. The most characteristic features of Derindere member is that grain size of sediments is gradually decreasing through upward, and channel fillings contain relicts of vertebrata fossils. Derindere member have been distinguished and differentiated into four lithofacies that are channel filling, point bar, flood plain, and crevasse splay as subfacieses. These facieses are deposited in meandering fluvial and its subenvironments.

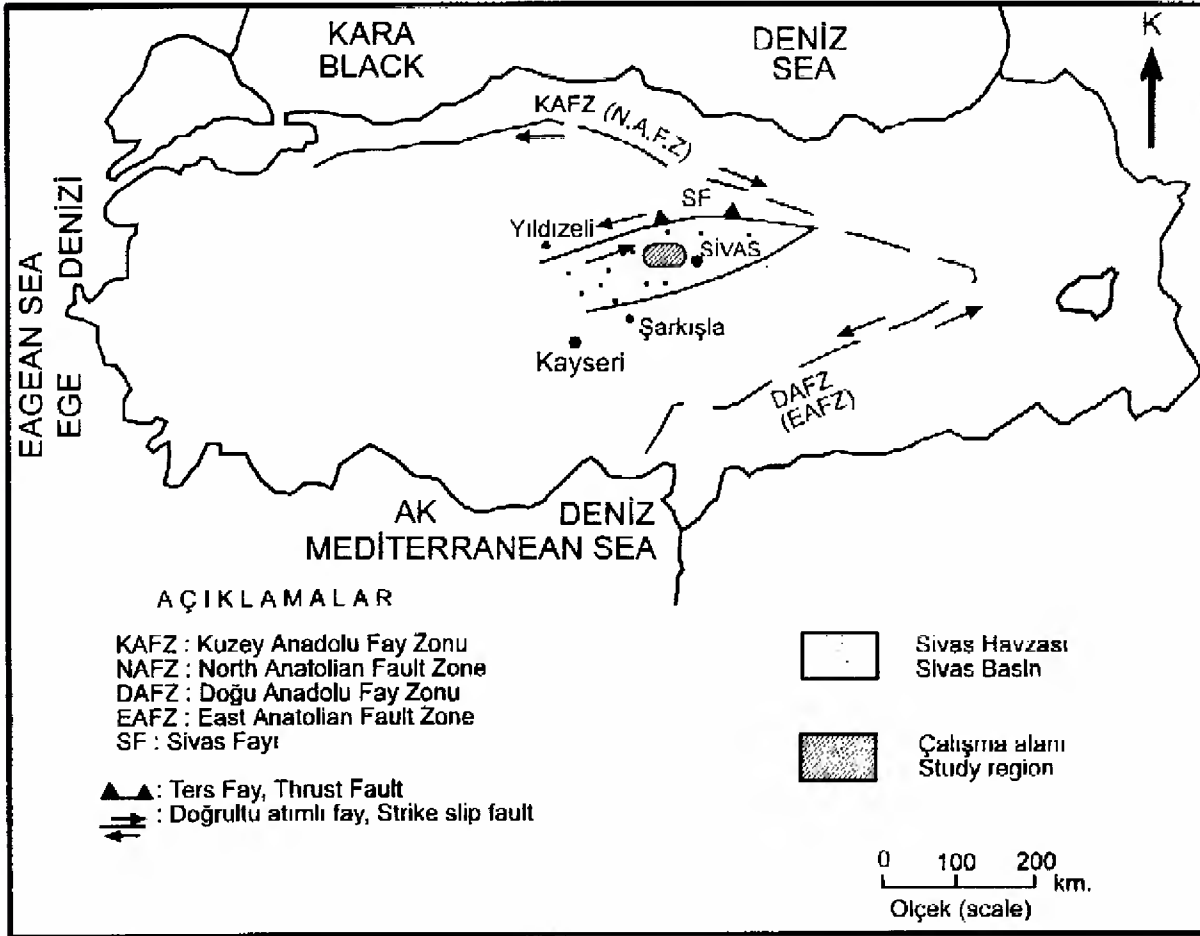
The directions of measured paleo-flow in the formation are from south and southeast to north and northwest. During the upper Miocene the basin is introduced by materials of ophiolites, metamorphites, intrusive and volcanic rocks that are located north and northeast of the study area.

GİRİŞ

Çalışma alanı yaklaşık Sivas'ın 15-20 kilometre batısındaki Sivas I37-c1 ve c2 paftaları içinde yer alır (Şekil 1). Çalışma alanında akarsu, göl ve alüvyon yelpaze ortamında çökmüş, jips ve kırıntılardan oluşmuş Oligosen yaşlı Küçüktuzhisar ve Akören Formasyonları ile Alt-Orta Miyosen

yaşlı akarsu çökellerinden oluşmuş İncesu Formasyonu-Derindere Üyesi yer alır.

Önceki yıllarda çalışma bölgesi ve dolayında yüzlekler veren Tersiyer birimleri değişik araştırmacılar tarafından çok değişik amaçlı çalışılmıştır. Bu araştırmacılar Yılmaz (1980), Gökten (1983, 1984), Sümengen vd. (1987), Aktimur vd. (1988), Özer (1989), Carter



Şekil 1. Orta Anadolu'daki başlıca tektonik yapıların özellikleri ve bunların Sivas Havzası ile ilişkileri ve çalışma bölgesinin yer bulduru haritası (Carter vd., 1991'den uyarlanmıştır).

Figure 1. The main neotectonic features of Central Anatolian (Turkey) in relation to the Sivas Basin and location map of the studied area (modified after Carter et al., 1991).

vd. (1991), Atalay (1993), Yalçın vd. (1994), Kavak ve İnan (1996). Bu araştırmacıların hemen hepsi Tersiyer birimlerinin en genci olarak İncesu Formasyonu-Derindere Üyesini kabul etmişler, bunlardan bir kısmı birime Üst Miyosen yaşı önerirken, bir kısmı da Pliyosen yaşı önermiştir. Aynı araştırmacılar birimin sedimanter özelliklerine çok az değinmişler ya da hiç değinmemişlerdir.

Sivas Tersiyer havzasında çok geniş ve kalın yüzlekler veren İncesu Formasyonu-Derindere Üyesinin bu çalışmada stratigrafik ilişkileri ve ortamsal özellikleri incelenmiştir. Üyenin diğer birimlerle olan alt ve üst ilişkilerini ve stratigrafik konumunu göstermek amacıyla genelleştirilmiş stratigrafi kesiti ve 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır (Şekil 2 ve 3). Ayrıca birimin en iyi yüzlek verdiği yerlerden sedimantolojik kesitler alınmıştır. Birimin içerdiği sedimanter yapılar, fosil içeriği, litolojisi ve

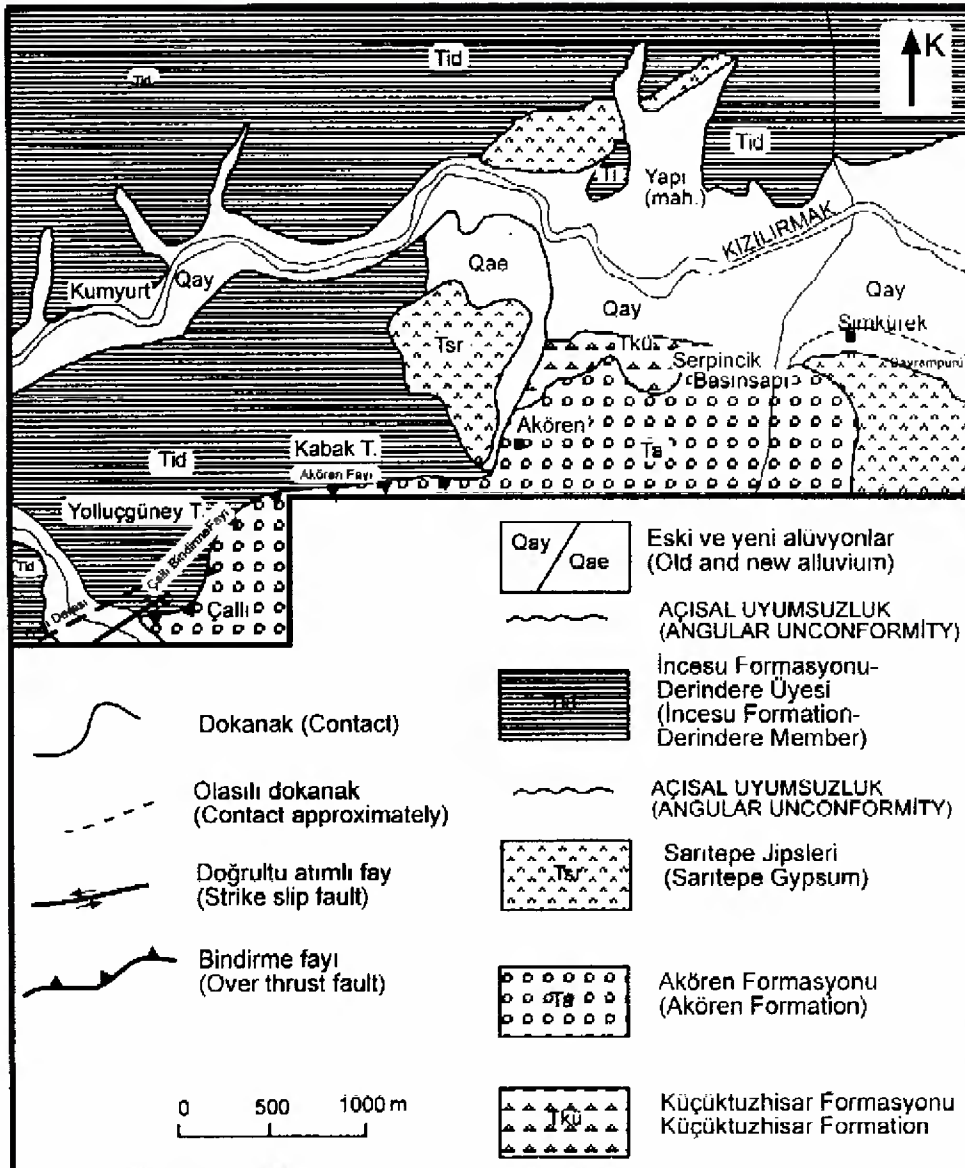
geometrisi tespit edilerek litotasiyes ayrıştırılmasına gidilmiştir. Ayrıştırılan litotasiyeslere dayanarak kesitlerde belirlenen paleo çökeltme modelleri, güncel çökeltme modelleri ile denestirilerek çökeltme ortamı belirlenmeye çalışılmıştır.

STRATİGRAFI

Çalışma bölgesinde Küçüktuzhisar formasyonu, Akören formasyonu, Santepe jipsleri, İncesu Formasyonu-Derindere üyesi ile eski ve yeni alüvyonlar ayrıştırılmış ve tanımlanmışlardır (Şekil 2 ve 3).

Küçüktuzhisar Formasyonu (Tkü)

Beyaz, yer yer alacalı renkler içeren jipsler ve bunlarla yer yer ardalanmalı olarak izlenen çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı ve kilaşlarından oluşan birimi Gökten (1983) Küçüktuzhisar üyesi, Yılmaz vd. (1989) Küçük-



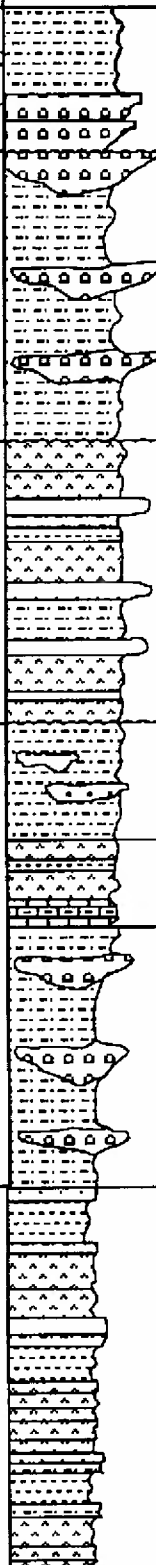
Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası.
Figure 2. Geological map of the studied area.

tuzhisar formasyonu olarak adlandırmışlardır. Çalışma alanında Akören ve Serpincik köyleri arasında (Şekil 3) yüzlek veren formasyon, daha çok alacalı renkler içeren tabakalı ve tabakasız jipslerden oluşmuştur. Birim aradüzeylerinde irili, ufaklı, kırmızı renkli çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşlarından oluşmuş ardalanmalı düzeyler içerir. Çalışma alanında tabanı gözlenemeyen birim, çalışma alanı dışında Eosen yaşlı Bozbel Formasyonu üzerine uyumludur. Üstüne ise uyumlu olarak Akören formasyonu gelir (Atalay, 1993). Formasyonun yaşı Oligosen olup, birimi oluşturan kaya türleri, geçici akarsuların

oluşturduğu playa göl ortamında çökelmişlerdir (Atalay, 1993).

Akören Formasyonu (Ta)

Mor, kırmızı, sarımsı renkler içeren kanallı kumtaşı, çakıltı, kiltası, mavi ve jipslerden oluşan birim ilk defa Atalay (1993) tarafından Akören formasyonu olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Akören formasyonu, Akören ve Serpincik köyleri arasında ve yakın dolaylarında yüzeyler (Şekil 3). İstifin tabanını kırmızı, sarı renkli çakıltı, kumlu kanal dolguları ve bunlarla yanıl ve düşey geçişli, alacalı renkler içeren kiltası ve silttaşları oluşturur. Bunların üstüne yeşil renkli, kireçli,

TERSİYER (TERTIARY)					SİSTEM (System)
PALEOJEN (Paleogene)		NEOJEN (Nogene)		SERİ (Series)	
OLİGOSEN (Oligocene)		ALT-ORTA MIYOSEN (Lower-Middle Miocene)		KAT (Stage)	
KÜÇÜKTÜZHİSAR	AKÖREN	SARRITEPE JİPSLERİ		FORMASYON (Formation)	
				ÜYE (Member)	
(Tkü)	(Ta)	(Tsr)	(Tid)	(Qae) (Qay)	
KAYA TÜRÜ (Lithology)					
		Killi silt, siltli kum, kanallı çakıltı (Clayey silt, silty sand, channelly conglomerate).			
		Kırmızı renkli, kanallı, çapraz tabakalı çakıltı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı, kilttaşı, çamurtaşı ardalanması (red colored, channelly, cross bedding conglomerate, pebbly sandstone, sandstone, siltstone, claystone, mudstone alternation).			
		Kırmızı renkli kilttaşı, silttaşı ve kumtaşı arakatlı jips (Intercalated red colored claystone, siltstone and sandstone).			
		Çakıltı, çamurtaşı ardalanması, kırmızı renkli, kötü boyanmalı (Conglomerate, mudstone alternation red colored and poorly sorted).			
		Jips, kireçtaşı, kilttaşı (Gypsum, limestone, claystone).			
		Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, kilttaşı ardalanması (Conglomerate, sandstone, siltstone, claystone alternation).			
		Kırmızı renkli silttaşı, kilttaşı ve kumtaşı ardalanması arakatlıları içeren tabakalı ve masif jipsler (Included intercalated red colored siltstone, claystone and sandstone alternation bedding and massive gypsum).			
AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)					
FOSİLLER (Fossils)					
ÇÖKELME ORT. (Dep. Env.)					
Playa göl çök. (Playa lake sed.)					
Menderesli akarsu playa göl ve altuvyon yelpaze çök. (Meandering river - playa lake and alluvial fan sed.)					
Menderesli akarsu çök. (Meandering river sed.)					
Hipparion sp. Bovide sp.					

Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

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

gastropod fosilli kilitaşları ile killi kireçtaşları gelir. Bu birim aradızeylelerinde tabakalı ya da tabakasız jipsler bulundurur. Formasyonun en üstünü kırmızı renkli, çok kötü boylanmalı çakilitaşı ve çamurtaşı ardalanması oluşturmuştur. Formasyon tabanında yer alan Küçüktuzhisar formasyonu üzerinde uyumludur. Üstüne ise uyumsuz olarak Santepe jipsleri gelir. Birimin yaşı litostratigrafik ilişkilere göre Oligosen olup, birimi oluşturan çökel kayalar menderesli akarsu, playa gölü ve alüvyon yelpaze ortamında çökelmişlerdir (Atalay, 1993).

Santepe Jipsleri (Tsr)

Egemen kayatürü masif jipsler olan birim, ilk defa Yılmaz vd. (1989) tarafından Santepe jipsleri olarak adlandırmış ve formasyon düzeyinde tanımlamıştır.

Santepe jipsleri Akören köyünün yakın batısında ve Kızılırmak Nehrinin hemen yakın kuzeyinde küçük yüzlekler şeklinde izlenir (şekil 3). Birim beyaz, alacalı renkler içeren tabakalı ya da yer yer tabakasız jipslerden oluşmuştur. Jipsler ara düzeylerinde kırmızı renkli kilitaşı, silttaşı, kumtaşı arakatlıları bulundurur. Santepe jipsleri, şimkürek Köyü dolaylarında yüzeyleyen Akören formasyonu üzerine açısal uyumsuzdur. Üstüne ise açısal uyumsuzlukla İncesu Formasyonu- Derindere üyesi gelir. Yaşı litostratigrafik ilişkilere göre Alt-Orta Miyosen olan birim, playa göl ortamında çökelmiştir (Atalay, 1993).

İncesu Formasyonu-Derindere Üyesi (Tid)

Formasyon ilk defa Yılmaz (1980) tarafından Derindere Çakilitaşı Üyesi ve Porsuk Kireçtaşı Üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılmış ve tanımlanmıştır. şarkışla ve Gemerek dolaylarındaki benzer birimlere Gökten (1983, 1984) Tavladere Çakilitaşı Üyesi; Sümengen vd. (1987) Eğerci formasyonu; Zara ve Kangal dolaylarında çalışan Aktimur vd. (1988) Kangal formasyonu olarak adlandırmışlardır. şarkışla-Akçakışla dolaylarında çalışan Kavak ve İnan (1996), Yılmaz'ın (1980) tanımladığı İncesu Formasyonu-Derindere Çakilitaşı üyesinin çalışma alanlarında yüzeylediğini, bu yüzleklerin yalnız çakilitaşı içermediğini, çakilitaşlarının yanında kumtaşı, silttaşı ve kilitaşlarında içerdiklerinden üyedeki çakilitaşı eki kaldırılmış Derindere üyesi olarak tanımlanmıştır. Bu adlama, bizim çalışma alanımızda yüzlek veren benzer birimleri daha iyi tanımladığından, tarafımızdan da benimsenmiş ve bu çalışma sırasında da kullanılmıştır.

Derindere üyesini oluşturan kaya birimleri Kızılırmak Nehri'nin, kuzey ve güney kenarları boyunca yüzlekler verir (şekil 3). Çalışma alanı dışında da çok geniş ve kalın yüzlekler vererek devam eder. Boz, gri, kırmızı renkler içeren üye, aşınmalı tabanlı kanallı, çapraz, tabakalanmalı, normal derecelenmeli çakilitaşı, kumtaşı, silttaşı ve kilitaşı ardalanmasından oluşmuştur. Derindere üyesi, Çallı Köyü dolaylarında, altında yeralan Akören formasyonu ile ilişkisinin tektonik olmasına karşın, Akören Köyü'nün yakın batısında Santepe jipsleri üzerine açısal uyumsuz gelir. Kızılırmak dolaylarında üstünü, açısal uyumsuzlukla eski ve yeni alüvyonlar örter (şekil 3). Derindere üyesinin içerdikçi omurgalı fosillerden hipparion'lara göre yaşı Üst Miyosen'dir.

Alüvyonlar (Qae-Qay)

Çalışma alanında Kızılırmak boyunca en genç birimler yüzeyler (şekil 3). Bunlar eski ve yeni alüvyonlar olarak ayrıtlanmışlardır. Kızılırmak Nehri'nin iki kıyısı boyunca izlenen boz renkli, tabanları aşınmalı, çapraz katmanlanmalı, normal derecelenmeli, yer yer sıkı, yer yer gevşek çimentolu çakilitaşları, Kızılırmak'ın eski sekileri, bugünkü yatağında gözlenen gevşek çimentolu çakılar, kumlar ve siltler genç alüvyonlar olarak yorumlanmıştır.

SEDİMANTOLOJİ

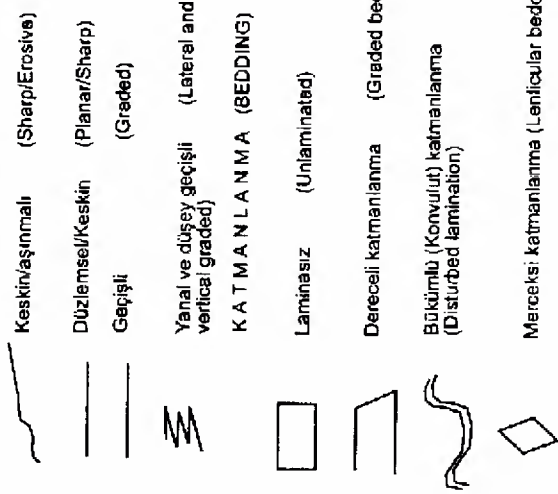
Çalışma alanında yeralan Derindere üyesinin sedimanter özelliklerini ve çökelme ortamını belirlemek amacıyla, birimi oluşturan çökel kayaların en iyi görüldüğü yerden sedimantoloji kesiti yapılmıştır. Birimlerin litolojisine, geometrisine, sedimanter yapılarına, fosil içeriğine dayanılarak J, J1, J2, J3 ile numaralandırılan litofasiyesler ayrıtlanmıştır. Bu litofasiyeslerin birbiri ile yanal ve düşey geçişli oldukları saptanmıştır. Üyenin çalışma alanındaki kalınlığı 105 m olarak ölçülmüştür (şekil 4 ve 5).

Litofasiyesler

Fasiyes J (Kanallı, merceksele geometrili, çapraz tabakalı çakilitaşı ve kumlu çakilitaşı fasiyesi)

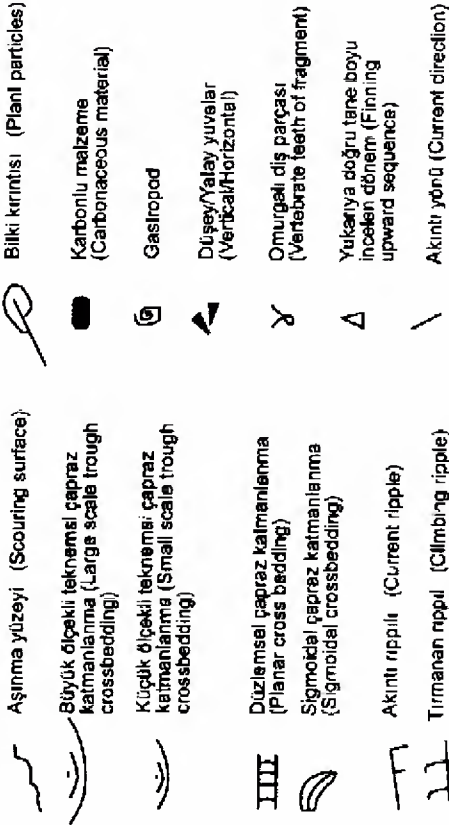
Fasiyes boz ve alacalı renklidir. En karakteristik özelliği, yanal olarak kısa mesafelerde merceklenmesi ve üste doğru tane boyunda küçölme göstermesidir. Çoğunlukla fasiyes çakilitaşları ile başlar ve kumlu çakilitaşları ile son bulur. Tabanı çoğunlukla aşınmalı olmasına karşın yer yerde keskindir. Aşınmalı ya da keskin taban üzerine kalınlığı

BİRİM VE KATMAN DOKANAĞI
(UNIT AND BED CONTACT)

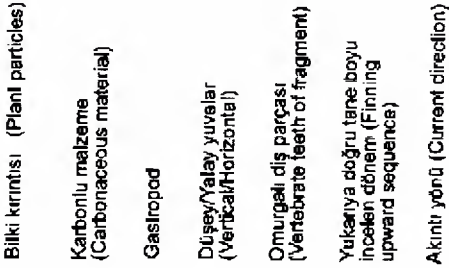


AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)

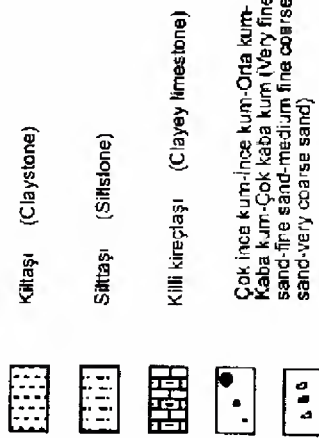
SEDİMENTER YAPILAR
(SEDIMENTARY STRUCTURES)



BIYOTA (BIOTA)



KIRINTI TÜRÜ (GRAIN SIZE)

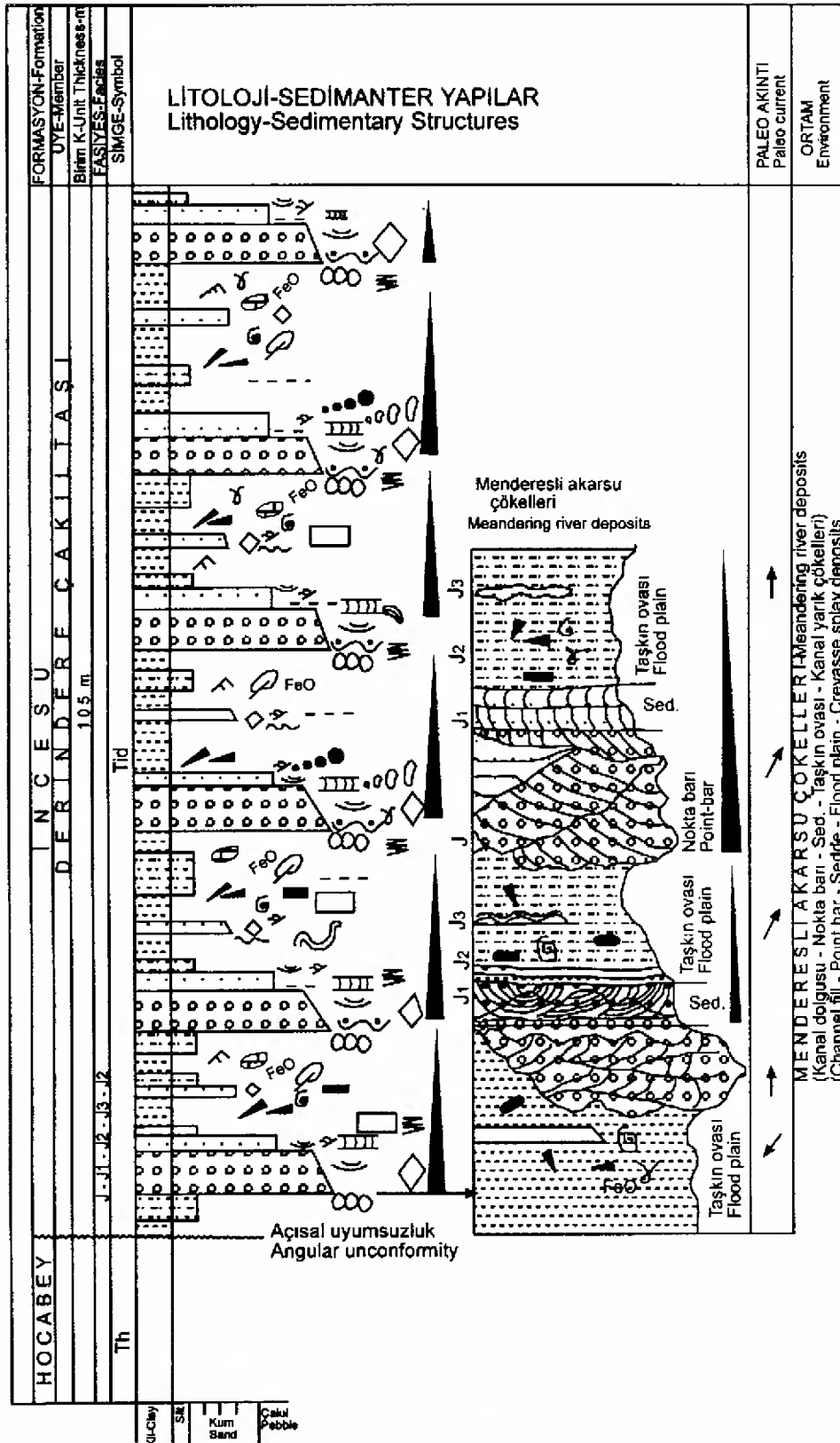


Gec kme pökel (Lag deposit)

Demir mercak ve cökelleri
(Transstone lense and nodule)

Kaış (Kalsiyum karbonat yumurtaları)

Şekil 4. Fasiyes kesiti ile ilgili açıklamalar.
Figure 4. The explanations about of the facies section.



Şekil 5. İncesu Formasyonu Derindere Üyesi'nin ölçülmüş sedimantoloji kesiti ve fasiyes özellikleri.

Figure 5. Measured sedimentology section and facies characteristics of the İncesu Formation-Derindere Üyesi.

çok değişken olan mercekli geometrili çakıltaşları gelir. Bunların tabanlarında yer yer kötü boyanmalı sedimanter yapı içermeyen iri çakıllar bulunur. Çakıltaşlarını oluşturan çakılların boyları 5-25 cm. arasında bunların oluşturdukları kanal kalınlıkları 4-15 m. arasında değişmektedir. Bu çakıltaşları kötü, orta boyanmalı, yer yer matriks, yer yer de tane destekli olup, tabanlarına yakın sedimanter yapı içermezler. Bunların üstüne gelen kumlu çakıltaşları içinde çok yaygın tekne şeklinde ve düzlemsel çapraz tabakalar ve normal derecelenmeler gelişmiştir (Gm fasiyesi-Miall, 1977, 1978). Bunlarda çapraz tabakalanma, normal derecelenme çok iyi gelişmiştir. Fasiyesin üst bölümlerini oluşturan kumlu çakıltaşları içinde ince, çok ince taneli mercekli geometrili kumtaşı düzeyleri gelişmiş olup, bunlar çok küçük ölçekli çapraz tabakalı ve yoğun ripplelidirler. Çalışma alanının yakın dolaylarında önceki yıllarda çalışma yapan Özer (1989), fasiyesi oluşturan çakıltaşları ve kumlu çakıltaşlarının olgun olmayan dokusalılık gösterdiklerini, düşük yuvarlaklık, orta dereceli küreselliğe sahip olduklarını belirtmiştir.

Oluşum : Fasiyesin mercekli geometrili, tabanların aşınmalı olması, fasiyesin kanallar içinde çökeldiğini, iri gereçli ve orta kötü boyanmalı olması kuvvetli akıntılar tarafından çöktürülmüş yatak yükünü gösterir (Power, 1961; Collinson, 1966). Fasiyes içinde gelişen büyük ölçekli çapraz tabakalar, büyük ölçekli rippleların göçü sonucu oluşmuşlardır (Leflef, 1980; Şenol, 1985, 1987).

Fasiyes J1 (Küçük ölçekli düzlemsel ve tekne çapraz tabakalı, tırmanan rippleli kumtaşı fasiyesi)

Fasiyes kirli sarı renklidir. Alt ve orta bölümlerinde iri-orta tanelidir. Küçük ölçekli düzlemsel ve tekne çapraz tabakalar içerir (St ve Sp fasiyesleri- Miall, 1977). Üst bölümlerinde ise ince-çok ince taneli, seyrek çakıllı ve tırmanan ripplelar içerir (Sr fasiyesi-Miall, 1978; 1985). Bu fasiyes çok seyrek, çok az belirginde olsa sigmoidal çapraz tabakalanmalara benzer yapılar içerdiği gözlenmiştir. Kumtaşlarının tabaka kalınlıkları 5-40 cm. arasında değişir. Tırmanan rippleların tepe yükseklikleri 4-8 cm., uzunlukları 40 cm.'dir. Fasiyesi oluşturan kumtaşlarından derlenen örneklerin petrografik incelenmelerinde, bunların mineralojik bileşenlerinin kuvars, feldispat ve kayaç parçaları (kuvarsit, çört, gablo, nummulitli kireçtaşı, andezit, bazalt) oldukları, gevşek, orta tutturulmuş karbonat çimentolu, kötü-orta boyanmalı, tane/hamur

(matriks) oranı orta, taneler çoğunlukla köşeli (yarı olgun), tane yönelmesi (fabrik) zayıf mineralojik ve dokusal açıdan olgunlaşmamış feldispatik Litarenit oldukları belirlenmiştir (Folk 1970).

Oluşum: Fasiyesin oluşumu hemen hemen fasiyes J'nin oluşumu ile aynıdır. Yalnız Fasiyes J1 oluşturan kumtaşları, enerjisi daha düşük akıntılar tarafından oluşturulmuştur. Fasiyesin tamamının ripple içermesi kumtaşlarının bir bölümünün süspansiyondan çökeldiğini gösterir (Güven, 1980).

Fasiyes J2 (Alacalı renkli kilaşı, silttaşı ardaalanmalı fasiyes)

Fasiyes kırmızı, gri ve yeşil renkler içeren kilaşı ve silttaşı ardaalanmasından oluşmuştur. Fasiyesi oluşturan kilaşı ve silttaşları birbirleri ile arakatlı olarak ya da değişik kalınlıkta kilaşı ve silttaşı tabakalarının ardaalanması biçiminde izlenirler. Kilaşı ve silttaşlarının birbirleri ile olan alt ve üst sınırları geçişlidir. Yoğun canlı yaşam izleri, tatlı su gastropod fosilleri, çok az da olsa bitki kırıntısı, karbonat ve demir yumruları bulundurulur. Fasiyes yer yer yapısız, yer yer de ince paralel laminalar içerir. Ayrıca fasiyes içinde yer yer de kirli beyaz renkli killi kireçtaşı düzeyleri gelişmiştir (Fse fasiyesi-Miall, 1978). Bu fasiyes, Fasiyes J1 ile düşey geçişlidir (Şekil 4 ve 5).

Oluşum: Fasiyes içinde akıntı işlevlerini gösteren özelliklerin bulunmaması ve çok ince tanelilerden oluşmuş olması, fasiyesin süspansiyonal yoldan çökeldiğini gösterir. Bitki kırıntısı içermesi terrijen kaynağın yakınlığını gösterir.

Fasiyes J3 (Çok küçük boyutlu, mercekli geometrili, ince-çok ince taneli kumtaşı fasiyesi)

Gri renkli kumtaşından oluşan fasiyes, ince-çok ince tanelidir. Tabaka kalınlığı 4-15 cm arasında değişir. Tabanları aşınmalı, yer yer keskin, mercekli geometrili, üst düzeyleri geçişlidir. Çoğunlukla sedimanter yapı içermeyen fasiyes, yer yer normal derecelenmeli, paralel laminalanmalı ve çok küçük ölçekli tekne şeklinde çapraz tabakalanmalıdır.

Oluşum: Fasiyesin aşınmalı tabanlı, mercekli geometrili olması, kanalların içinde çökeldiğini gösterir. Çok küçük ölçekli çapraz tabakalar ise minimum süspansiyonal çökeltme ile maksimum sürünme şartlarında oluşmuştur. Bu iki uç nokta arasındaki değerler ise göç eden ripple laminasyonlarının gelişmesine sebep olur (Jopling ve Walker, 1968; Allen, 1970).

Litofasiyes Toplulukları ve Çökeltme Ortamları

Birbirine yakın benzerlik gösteren fasiyesler esas alınarak Derindere Üyesi'nde aşağıdaki litofasiyes topluluğu belirlenmiştir. Bu fasiyesler güncel ortam modelleri ile karşılaştırıldığında (Doeglas, 1962; Williams ve Rust, 1969; Coleman, 1969; McGowen ve Gamer, 1970), bu toplulukların menderesli akarsu topluluğu olup; kanal alt fasiyesi, nokta-barı alt fasiyesi, taşkın ovası alt fasiyesi ile kanal yarma alt fasiyeslerinden oluştuğu belirlenmiştir.

Menderesli Akarsu Litofasiyes Topluluğu: Bu fasiyes topluluğu çakıltı, kumlu çakıltılarından oluşmuş (Fasiyes J), kumtaşlarından oluşmuş (Fasiyes J1), kıltaşı ve silttaşı ardalanması (Fasiyes J2), bu fasiyes içinde gelişmiş küçük boyutlu, merceksi geometrili, ince-çok ince taneli kumtaşlarından oluşmuş (Fasiyes J3) içerir. Bu fasiyes topluluğu tane boyu yukarı doğru incelen devirsel istiflerden oluşmuş olup, menderesli akarsu ve alt ortamlarında çökelmişlerdir.

Çakıltı ve kumlu çakıltılarından oluşan Fasiyes J'nin tabanının çoğunlukla aşınmalı ya da keskin olması, çakıltıların tane destekli, yer yer de matriks (kum) destekli olması, tabanlarında gecikme çökeltileri bulundurmaması, seyrek de olsa çok büyük ölçekli tekne şeklinde çapraz tabaka içermesi, merceksi geometri şeklinde olması, bu fasiyes kanal dolgusu alt fasiyesi olarak tanımlanabilir (Allen, 1965; Yetiş vd., 1986; Türkmen, 1991). Fasiyes J üste doğru tane boyu azalarak, iri-orta taneli kumtaşlarından oluşmuş Fasiyes J1'e geçer. Fasiyes J1'in daha çok küçük ölçekli düzlemsel ve tekne çapraz tabakalar ile çok belirgin olmayan ve çok seyrek olarak bulunan sigmoidal çapraz katmanlanmalara benzer çapraz katmanlar içermesi, fasiyesin alt ve orta bölümlerini oluşturan orta ve iri taneli kumtaşlarının menderesli akarsuların yanal büyümesi sonucu oluşan nokta-barı alt fasiyesine karşılık geldiği söylenebilir (Allen, 1963, 1965, 1970; Şenol, 1985; Türkmen, 1991). Fasiyesin üst bölümlerini oluşturan kötü boylanmalı, killi, siltli ince taneli kumtaşlarının tırmanan rıplı ve paralel laminalı olması, bu kumtaşlarının yanal ve düşey yönde daha ince taneli birimlere (Fasiyes J2) geçmesi, fasiyesin bu bölümünü oluşturan killi, siltli, ince taneli kumtaşları ise kanal sedlerinde çökelmiş olabilir. Çalışma bölgesinin değişik bölümlerinde gözlenen Fasiyes J ve J1'in tane boyları yukarı doğru azalarak, daha çok ince tanelilerden oluşan Fasiyes J2'ye yanal ve

düşey olarak geçerler. Devresel istiflerin en üstünü oluşturan ve alacalı renkler içeren Fasiyes J2'nin seyrek bitki kırıntısı, tatlı su gastropod fosilleri ile kalsiyum karbonat ve demir yumrusu bulundurmaması, yer yer ince paralel laminalar içermesi, bu fasiyesin ırmak yatakları arasında ya da gerisindeki düzlüklerde, taşkın ovasında çökelmiş düşey büyüme çökeltileri, yani taşkın ovası alt fasiyesi olarak yorumlanabilir (Şenol, 1985; Türkmen, 1991; Atalay, 1993). Taşkın ovasında çökelmiş bu fasiyeste kalınlık değişiminin çok az olması, akarsunun kararlı aktığını, karbonat ve demir yumruları içermesi, bitki kırıntısını az bulundurmaması ise iklimin kurak ve yarı kurak olduğunu gösterir (Selley, 1980; Şenalp, 1980; Yetiş vd., 1987). Fasiyes J2 ile yanal ve düşey geçişli olarak izlenen, tane boyu Fasiyes J2'den daha iri olan tabanı aşınmalı, yer yer keskin, merceksi geometrili, çok küçük boyutlu, ince-çok ince kumtaşlarından oluşmuş Fasiyes J3, akarsunun taşkın sırasında akarsu seddinin yarılmaması ile taşkın ovasına taşınan kanal yarma alt fasiyesi olarak tanımlanabilir (Şenol, 1985).

Paleoakıntı Yönleri ve Kaynak Bölge

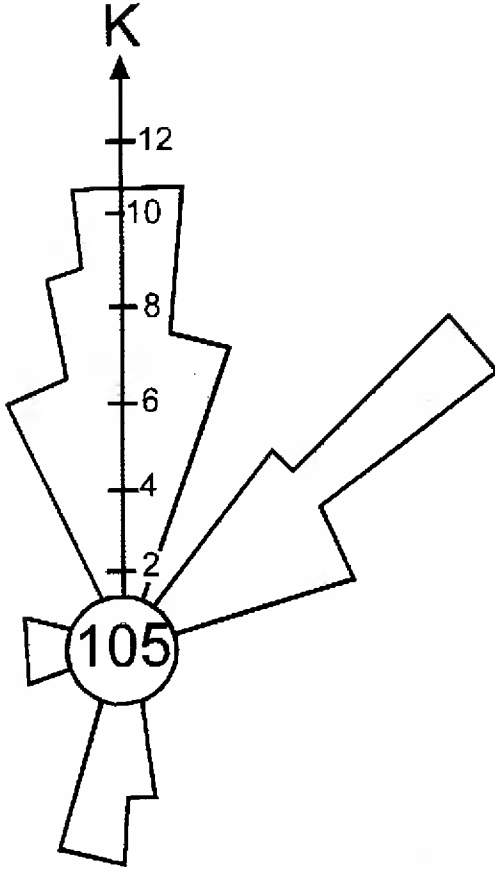
İncesu Formasyonu-Derindere Üyesi'nin önemli bir bölümünü oluşturan Fasiyes J ve J1 fasiyeslerinde gelişmiş çapraz tabakalardan, kanal eksenlerinden, çakıl biniklik yapılarından 115 dolayında yapılan ölçülerin ortalama değerlerine göre Derindere Üyesi'nde paleoakıntı yönü güneyden-kuzeye ve güneybatıdan-kuzeydoğuya doğrudur (Şekil 6).

Derindere Üyesi içinde yer alan Fasiyes J2'yi oluşturan kumtaşlarından derlenen yaklaşık onbeş örnekte yapılan ağır mineral analizinde amfibol, piroksen, epidot bulunması, metamorfiklerden; hematit, manyetit içermesi, bazik derinlik kayaçlarından; biyotit, muskovit, zirkon içermesi asit derinlik kayaçlarından üyenin beslendiği söylenebilir (Pettijohn, 1973).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İlk defa bu çalışma sırasında sedimantoloji çalışması yapılmıştır. Üyede dört tane alt litofasiyes ayırtlanmış ve tanımlanmıştır. Ayırtlanan litofasiyeslerin yanal ve düşey ilişkilerinin en iyi izlendiği yerlerden sedimantoloji kesitleri alınmış ve ortamsal yorumlar bu kesitler üzerine işlenmiştir. Sonuçta üyeyi oluşturan çökel kayalar eğim gradyanı düşük menderesli akarsu ve alt ortamlarında çökelindiği belirlenmiştir.

Çok erken Miyosen'de denizel rejimin etkisinde olan çalışma bölgesi, bu denizin çekilmesine koşut olarak karasal rejimin etkisi-



Şekil 6. İncesu Formasyonu-Derindere Üyesi'nin akıntı yönünü gösteren diyagram (Paleoakıntı güneyden- kuzeye ve güneybatıdan-kuzeydoğuya doğrudur).

Figure 6. Diagram showing paleocurrent directions of the İncesu Formation-Derindere Member (Paleocurrent directions are towards from S to N and SW to NE).

ne girmiş ve bu dönemde playa göller oluşmuş, bu göllerden kırıntılılarla çok kalın jips ve anhidritler çökelmiştir (Atalay, 1993). Üst Miyosen'de de karasallaşma devam etmiş, bu dönemde de menderesli akarsu çökelleri çökelmiştir (Derindere Üyesi). Alt-Orta Miyosen'de evaporitlerin çökmesine uygun olan şartlar Üst Miyosen'de değişime uğramış ve çalışma bölgesinde bu dönemde evaporitleşmeye rastlanmamıştır. Bu durum, Üst Miyosen'de iklimin göreceli de olsa değiştiğini, göreceli de olsa daha nemli bir iklimin olduğunu, bu nedenle bölgede evaporitleşmenin gerçekleşmediği belirlenmiştir. Bazı yazarlar Akdeniz'in Messiniyen'de kuruduğunu ve bu kurumanın sonunda Akdeniz havzasında evaporitlerin çökeldiğini (Karabıyıklıoğlu ve

Barka, 1984), aynı dönemde Anadolu'nun diğer yörelerinde de, bu evaporitlere karşılık gelecek evaporitleşmelerin gerçekleştiği iddia edilmiştir. Örneğin önceki yıllarda Sivas Tersiyer Havzası'nda çalışan Carter vd. (1991) havzada Messiniyen yaşlı evaporitlerin olduğunu iddia etmişlerdir. Bu çalışma sırasında, yukarıda iddia edildiği gibi Messiniyen yaşlı evaporitlerin olmadığı, Messiniyen'e karşılık geldiği iddia edilen evaporitlerin Alt ve Orta Miyosen dönemlerine ait oldukları saptanmıştır.

Bilindiği gibi Anadolu Kıtası, dolayısıyla çalışma bölgesi Üst Kretase kıta-kıta çarpışmasından sonra kuzey ve güney yönlü sıkışmanın etkisindedir. Üst Miyosen döneminde de sıkışma devam etmiş ve bu sıkışmanın sonucunda baskın olarak akarsu çökelleri gelişmiştir.

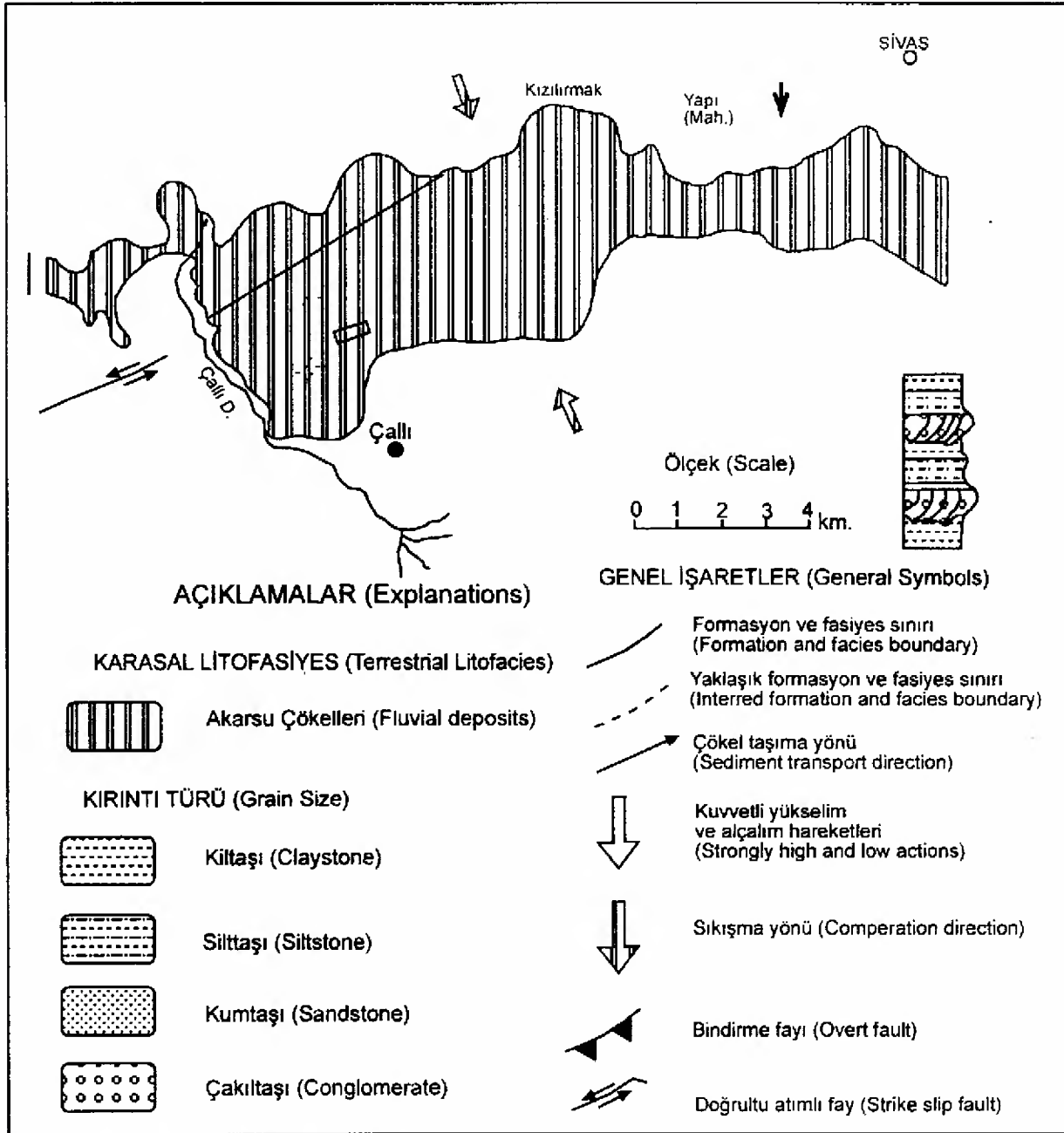
Bu çalışmanın sonucunda, çalışma bölgesinde yüzeyleyen Derindere Üyesi'nde neotektonik dönemde oluşmuş tektonik olaylar, beslenme bölgesi ve çökel taşıma yönü, kaya türü, çökelme ortamı gösterir bir paleocoğrafik harita verilmeye çalışılmıştır (Şekil 7).

KATKI BELİRTME

Makalenin yayına hazırlanmasında duyarlı davranışlarından ve eleştirilerinden yararlandığı başta Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN'a, diğer eleştirmenlere ve bilgisayarda şekillerin çiziminde ve yazımında yardımlarını gördüğü Jeo. Yük. Müh. Hilal TURHAN ve Gülşen SU'ya yazar teşekkür etmeyi borç bilir.

KAYNAKLAR

- Aktimur, T., Atalay, Z., Tekirli, E., Yurdakul, E., 1988. Munzur Dağları Çavuşdağı Arasının Jeolojisi. MTA Rap. No.8320 (yayımlanmamış).
- Aktimur, T., Tekirli, E., Yurdakul, E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi. MTA Dergisi 111, 25-37.
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- Allen, J.R.L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. George Allen and Unwin, London, 248 p.
- Atalay, Z., 1993. Sivas'ın batısı ve güneybatısındaki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi ve çökel ortamları. Doktora tezi Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bil. Enst., (yayımlanmamış).



Şekil 7. Çalışma bölgesinin Üst Miyosen dönemi paleocoğrafya haritası

Figure 7. Palaeogeographic map of the Upper Miocene during of the studied area.

- Carter, J.M.L., Hanna, S.S., Reis, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Coleman, J.M., 1969. Brahmapudra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- Collinson, J.D., 1966. Antidune bedding in the Namurian of the northern England.

Journal of Sedimentary Petology, 39, 194-221.

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

Gökten, E., 1983. Şarkışla (Sivas) güney, güneydoğusunun strtigrafisi ve jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 167-176.

- Gökten, E., 1984. Şarkışla yöresinin tektoniği. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 3-9.
- Güven, A., 1980. Karabük Formasyonunun fasiyes analizi: 50 milyon yıl önceki bir akarsu delta kompleksinin izleri. *Türkiye 5 Petrol Kongresi*, s. 95-109.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use New Zealand N.Z.J. *Geol.Geophys.*, 13, 937-968.
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple drift cross lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 971-984.
- Karabıyıkoglu, M., Barka, A., 1984. Messiniyen (Geç Miyosen) tuzluluk sorunu: Akdeniz'in kuruması ve jeodinamik önemi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 8, s.4.
- Kavak, Ş.K., İnan, S., 1996. Sivas havzasının batı sınırının (Ağcakışla) stratigrafik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 119-130.
- Leflef, D., 1980. Muratdağı güneyinde bulunan Neojen havzasının çökel ortamları ve paleocoğrafik evrimi (Uşak-Batı Anadolu) ortam modellerinin karşılaştırılması analizi. MTA Rap. No. 8612 (yayımlanmamış).
- McGowen, J., Garner, L. E., 1970. Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars modern ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77-111.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Review*, 13, 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits a summary. In : *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall (ed.), *Can.Soc.Petrol Geol. Mem.*, p. 597-604.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-Element Analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits *Earth-Science Review*, 22, 261-308.
- Özer, B., 1989. Hoyranlı-Çelebiler (Sivas)Yöresi Neojen Tortullarının Stratigrafik ve Sedimentolojik özellikleri: C.Ü. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi.
- Pettijohn, F.J., 1957. *Sedimentary Rocks*. 2 nd ed, New York Harper and Row, 718 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin.
- Powers, W.R., 1961. Back set beds in the coco formation, inyo, country, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 603-607.
- Reineck, H.E., Singh, I.-B., 1973. *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlin, 549 p.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, C., Tüfekçi, K., 1987. Şarkışla-Gemerek dolaylı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeomorfolojisi. MTA Rap. No. 703 (yayımlanmamış)
- Şenalp, M., 1980. Çankırı-Çorum havzanın Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimentolojik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bül.*, 24, 65-74.
- Şenol, M., 1980. Kırıntılıların tana boyları ve yüzdeleri için ölçü skalası. Ankara.
- Şenol, M., 1985. Yeşilyurt (Manisa-Alaşehir) bölgesindeki Orta Miyosen çökellerinin fasiyes özellikleri, ortam analizleri ve uranyum içerikleri. MTA Doğu Akdeniz Böl. Müd. Adana (yayımlanmamış).
- Şenol, M., 1987. Sedimanter Ortamlar Havza Analizleri ve İlkeleri. MTA Doğu Akdeniz Böl. Müd. Seminer notları, Adana (yayımlanmamış).
- Türkmen, İ., 1991. Elazığ doğusunda Çaybaşı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliosen) stratigrafisi ve sedimentolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 34, 45-53.
- Williams, P.F., Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 649-679.
- Yalçın, H., Kavak, K.Ş., Bozkaya, Ö., Poisson, A., İnan, S., 1994. Ağcakışla alt baseninin (Sivas Baseni) litolojik ve mineralojik karakteristikleri. *C.Ü.Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri*, 11, 87-95.
- Yetiş, C., Demirkol, C., Kerey, İ.E., 1986. Adana Havzası Kuzgun Formasyonu'nun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 29, 81-86.
- Yetiş, C., 1987. Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen-Miyosen yaşlı akarsu, göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 30, 1-8.
- Yılmaz, A., 1980. Tokat ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitlerin Kökeni, İç Yapısı ve Diğer Birimler ile İlişkisi. Dok.Tezi, A.Ü. Fen Fak., 136 s (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., Sümergen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., 1989. Şarkışla-Ulaş (Sivas) arasının jeolojisi. MTA rap. no. 9090 (yayımlanmamış).

AYDINCIK (İÇEL) YÖRESİNDEKİ GEÇ JURA-ERKEN KRETASE YAŞLI DOLOMITLERİN HAMMADDE POTANSİYELİ

RAW MATERIAL POTENTIAL OF THE LATE JURASSIC-EARLY CRETACEOUS DOLOMITES IN THE AYDINCIK (İÇEL) AREA

Fevzi ÖNER Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, MERSİN
Kemal TASLI Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, MERSİN

ÖZ : Bu çalışma Aydıncık (İçel) ilçesinin kuzeybatısındaki Cehennemdere formasyonunun Örendüzü üyesi içindeki dolomitlerin mineralojik, petrografik, jeokimyasal özelliklerinin incelemesi ve hammadde potansiyelinin araştırılmasını kapsamaktadır. Dolomitler altta Erken Malm ve üstte Erken Kretase yaşlı kireçtaşları ile sınırlanırlar. Kalınlığı yaklaşık 100 metre olan dolomitler tabandan tavana doğru sistematik bir şekilde ömекlenmiş olup, alınan ömекlerin mineral içerikleri mikroskobik, X-ışını, FTIR ve element içerikleri ise XRF yöntemiyle belirlenmiştir. Örneklerin büyük çoğunluğunda yalnız dolomite rastlanmıştır. Sadece iki ömекte, dolomite beraber az miktarda (<%1) kalsit ve kuvars tespit edilmiştir. Element analizlerine göre ömекler %19.3 -22.3 arasında değişen oranlarda MgO ve % 29.5-32.7 arasında değişen oranlarda da CaO içerirler. Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, Na₂O, K₂O ve SO₃ gibi diğer oksitlerin ortalama miktarları ise sırasıyla % 0.16, % 0.024, % 0.45, % 0.09, % 0.06 ve % 0.017 olarak saptanmıştır.

İncelenen dolomitler mineralojik ve kimyasal bileşim açısından değişik endüstrilerde problemsiz olarak kullanılabilecek kaliteli hammadde özelliklerine sahiptir.

ABSTRACT : This study concerns with mineralogical, petrographical and geochemical analysis of dolomites in Örendüzü member of the Cehennemdere formation in NW of Aydıncık (İçel) town and also use of this material in industry. The dolomites are bounded by limestones of the Early Malm age at the bottom and by limestones of the Early Cretaceous age at the top. Thickness of the dolomites is about 100 meters. They were systematically sampled from the bottom to the top. Mineral contents of the samples were determined by microscopic and FTIR methods, and chemical composition by XRF method. Most of the samples contain only dolomite. In two samples, in addition to dolomites, minor amounts (<%1) of calcite and clay minerals were determined. Elemental analysis showed that MgO and CaO values varied between % 19.3 to 22.3 and % 29.5 to 32.5, respectively. The average values of other oxides, such as Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, Na₂O, K₂O and SO₃ were determined as % 0.16, % 0.024, % 0.45, % 0.09, % 0.06 and % 0.017, respectively.

From this study it was concluded that, analyzed dolomites can be used as raw materials for many industries, without any problems, due to their mineralogical and chemical content.

GİRİŞ

Dolomit, sanayide kireçtaşlarının kullanıldığı bir çok alanda önemli bir hammadde girdisidir. Dolomitin endüstrideki kullanım alanlarını belirleyen ölçütler, bu mineralin fiziksel özelliklerine (sertlik, dayanıklılık, renk vs.) ve kimyasal bileşimine bağlıdır. Dolomit ham veya değişik ısı işlemlerden (kalsine, sinterleştirme) geçirildikten sonra çeşitli sektörlerde kullanılır. En önemli kullanım alanlarından bazıları inşaat (harç malzemesi), boya, cam, demir-çelik, soda ve kimya sektörleridir. Ocaktan alınan dolomit,

bu endüstri sektörlerinde belirli tane boyutuna getirilerek kullanılır. Refrakter ve gübre sanayinde ise kalsine veya sinterleştirme işlemlerinden geçirildikten sonra kullanılır.

Yukarıda belirtilen sektörlerin bazılarında (cam sanayi, demir-çelik vs.) kullanılacak dolomit hammaddesinin belirli kimyasal bileşimde olması istenmektedir. Meyer'e (1981) göre Demir-Çelik endüstrisinde kullanılacak dolomitlerin en az %18.5 MgO, en fazla % 33 CaO, en çok % 2.5 SiO₂+Al₂O₃, en çok % 0.5 S içermesi gerekirken, şişe ve cam endüstrisinde kul-

fazla % 33 CaO, en çok % 2.5 SiO₂+Al₂O₃, en çok % 0.5 S içermesi gerekirken, şişe ve cam endüstrisinde kullanılacak dolomitlerin en az % 20 MgO, en fazla % 29.5 CaO, en fazla % 2.8 SiO₂ + Al₂O₃, en fazla % 0.92 S ve % 0.08'den az Fe₂O₃ içermesi gerekir.

İncelenen dolomitler Aydıncık (İçel) ilçesinin kuzeybatısındaki Jura-Erken Kretase yaşlı Cehennemdere formasyonu içerisinde yer alırlar (Şekil 1). Bu çalışmanın amacı ülkemizin hammadde ihtiyacını yerli kaynaklardan sağlamak için, dolomitleri mineralojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan incelemek ve hangi tür sanayi sektöründe kullanılabileceğini araştırıp, ortaya koymaktır.

BÖLGESEL JEOLJİ VE DOLOMITLERİN STRATİGRAFİK KONUMU

Çalışma alanı Orta Torosların güneyinde yer alır (Şekil 1). Bu bölgede Mesozoyik yaşlı platform tipi karbonatlar geniş bir alanda yüzeylenirler. Bölgenin stratigrafik ve tektonik evrimiyle ilgili olarak çok sayıda çalışma yapılmıştır (Özgül, 1984; Demirtaşlı, 1984; Koç vd., 1997). Çalışma alanının jeolojik haritası Şekil 1'de verilmiştir. Formasyon adlamaları önceki çalışmalardan alınmıştır. Çalışma alanında yüzeylenen birimler ve önemli özellikleri yaşlıdan gence doğru aşağıda verilmiştir :

1.Seydişehir Formasyonu (Geç Kambriyen-Ordovisiyen) : Seydişehir formasyonu (Dean ve Monod, 1970) çalışma alanındaki en yaşlı birimdir. Sahil şeridi boyunca sınırlı yüzeylemeler halinde görülür. Genellikle koyu renkli şeyillerin egemen olduğu, killi ve kristalize kireçtaşı ile ender kumtaşı arakatıkları içeren bir istiftten oluşur. İnceleme alanı dışında, Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe kireçtaşı üzerine uyumlu olarak gelir (Koç vd., 1997) ve fosil içermez.

2.Murtçukuru Formasyonu (Geç Triyas) : Aydıncık ilçesinin kuzeybatısındaki Murtçukuru köyü civarından tanımlanan (Demirtaşlı, 1984) bu birim Seydişehir formasyonunu aşılal uyumsuzlukla üzerler. Çalışma alanında sınırlı yüzeylemeleri görülen ve çoğunlukla moloz örtüsüyle kaplanmış olan bu birim başlıca konglomera, karbonat çimentolu kumtaşı ve kırmızı çamurtaşı ardışımından oluşur.

3.Cehennemdere Formasyonu (Jura-Erken Kretase) : Murtçukuru formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen bu birim ilk kez Demirtaşlı (1984) tarafından tanımlanmıştır. Tümüyle platform karbonatlarından oluşan bu birim Koç vd. (1997) tarafından 3 üyeye ayrılarak incelenmiştir; 1. Dolomit, dolomitik kireçtaşı,

megalaodontlu kireçtaşı ve intraformasyonel konglomeralardan oluşan Liyas-Dogger yaşlı Dibekli üyesi; 2. Dolomitlerin egemen olduğu Dogger-Erken Kretase yaşlı Örendüzü üyesi; 3. Formasyonun en üst kesimini oluşturan ve tümüyle orta-kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan Erken Kretase yaşlı Çambeleni üyesidir.

Bu çalışmaya konu olan dolomitlerin yaşını belirlemek amacıyla, altlayan ve üzerleyen kireçtaşlarının mikrofossil topluluğu incelenmiştir. Altta kireçtaşlarında bulunan *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Conicokurnubia* sp.'yi içeren bentik foraminiter topluluğu Erken Malm yaşına işaret eder. Dolomitleri uyumlu olarak üzerleyen kireçtaşlarında ise *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Voloshinoides* sp., *Spiroloculina* sp. ve *Salpingoporella dinarica* RADOICIC türleri belirlenmiş ve Barremiyen-Apsiyen yaşı verilmiştir. Dolayısıyla inceleme konusu olan dolomitler Kimmericiyen-Hotiviyen yaşlıdır.

Dolomitler bej, gri ve koyu griye kadar değişen renklerde olup, çok belirgin tabakalıdır. Tabaka kalınlıkları çoğunlukla 30 cm ile 1 m arasında değişmekte olup, ender olarak 2 m'ye ulaşır. Genellikle mikrokristallidir ve bazı tabakalarda makrokristalli doku gözlenir.

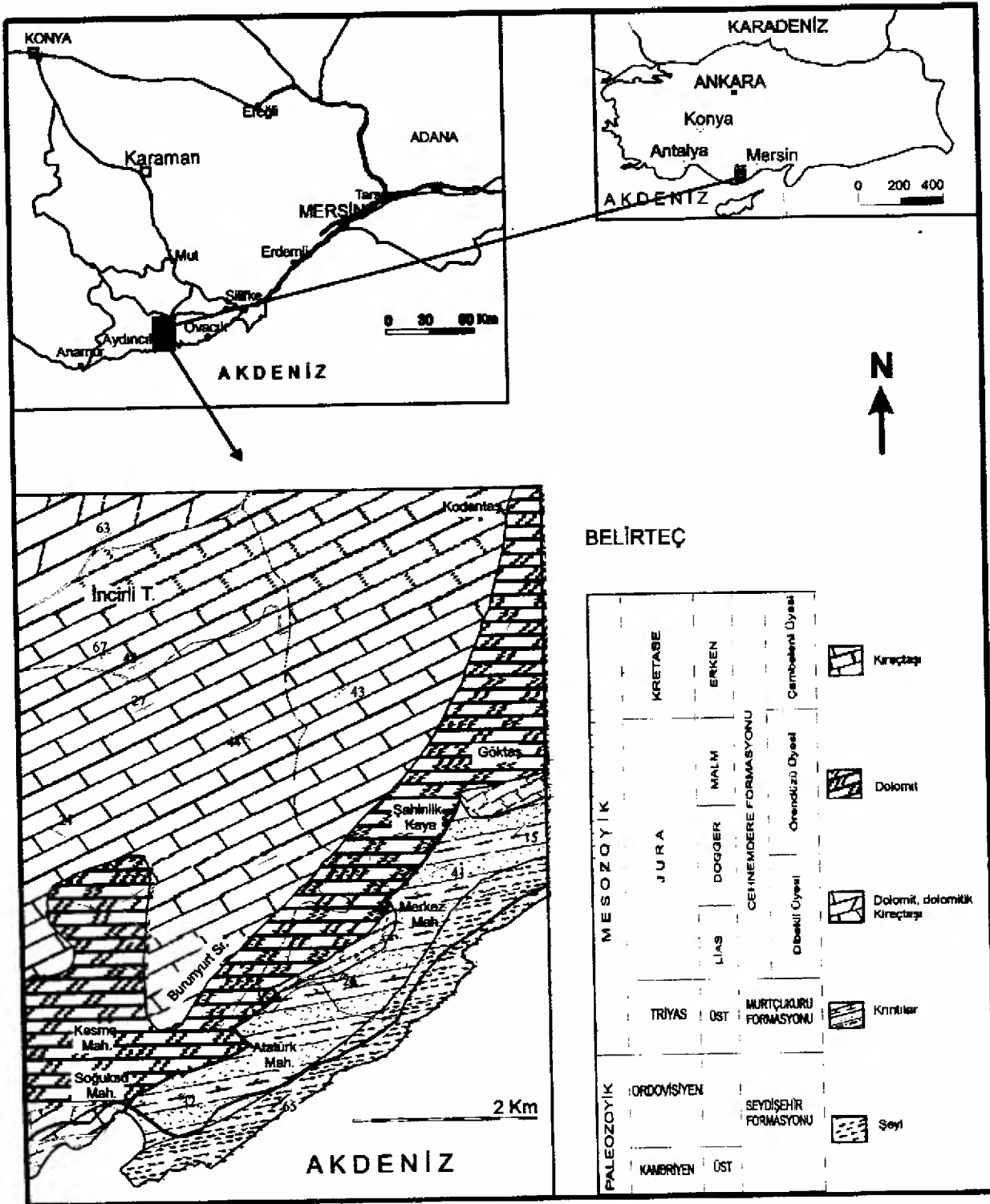
MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada, Aydıncık ilçesinin kuzeybatısında yüzeylenen dolomitlerden 20 adet örneğin ince kesiti yapılarak mikroskopta, 10 örnek X-Işını Dif-raktometre, 8 örnek frouer transform infrared (FTIR) ve örneklerin tümü ise X-Işını floresans (XRF) yöntemi ile incelenerek, mineralojik ve kimyasal bileşimleri nitel ve nicel olarak saptanmıştır. Ayrıca tüm örneklerin 1050 °C'deki ateş kaybı belirlenmiştir.

ARAŞTIRMA BULGULARI

Dolomitlerin ince kesitlerinde eklemli ve elekli doku (Randazza ve Zachos, 1984) egemen olup, ender olarak da kontakt romb dokusu gözlenir (Şekil 2). Dolomit rombları çoğunlukla zonlu bir yapı gösterirler. Kayaçtaki ilksel doku ve yapılar tümüyle silinmiştir. Dolomit kristalleri genellikle iri olup, özşekilli kristallerin uzun eksen boyutları 0,3-0,5 mm arasında değişir. Eklemli dokuya sahip dolomitlerde kristal boyutları ortalama 0,25 mm'dir.

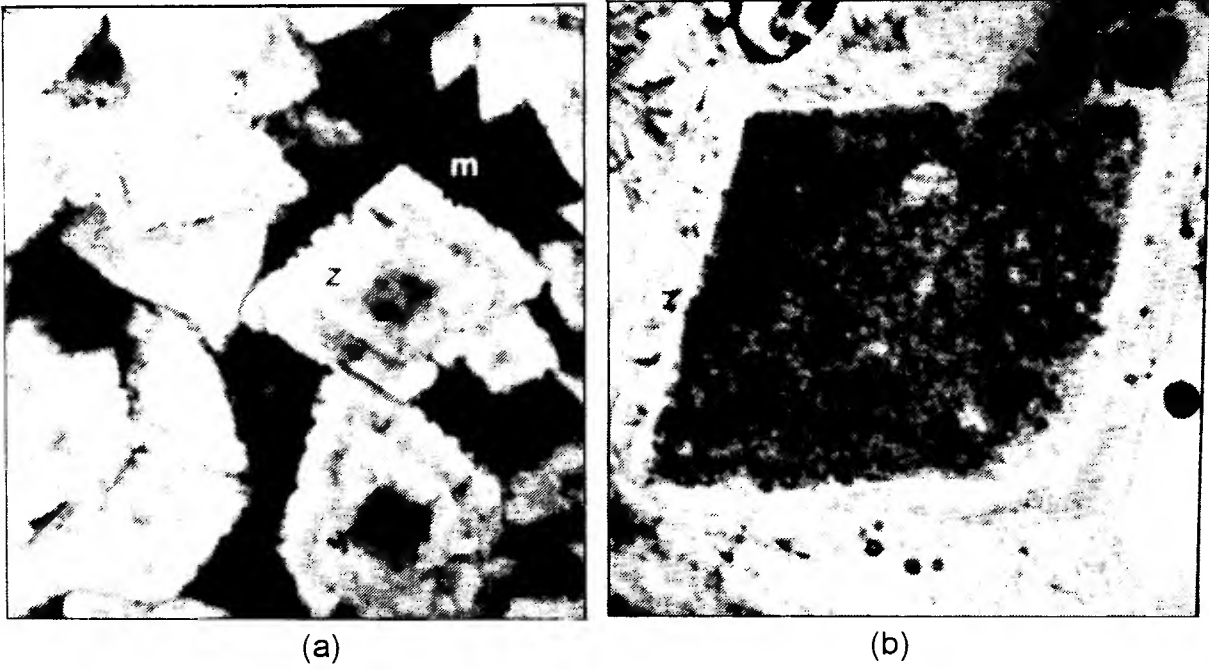
Dolomitlerin X-Işını ve FTIR desenleri Şekil 3 ve 4'de verilmiştir. Örneklerin büyük çoğunluğunda dolomite ait pikler görülmektedir. Sadece iki örnekte çok küçük kalsit pikine rast-



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru ve jeolojik haritası.
Figure 1. Location and geological map of investigated area.

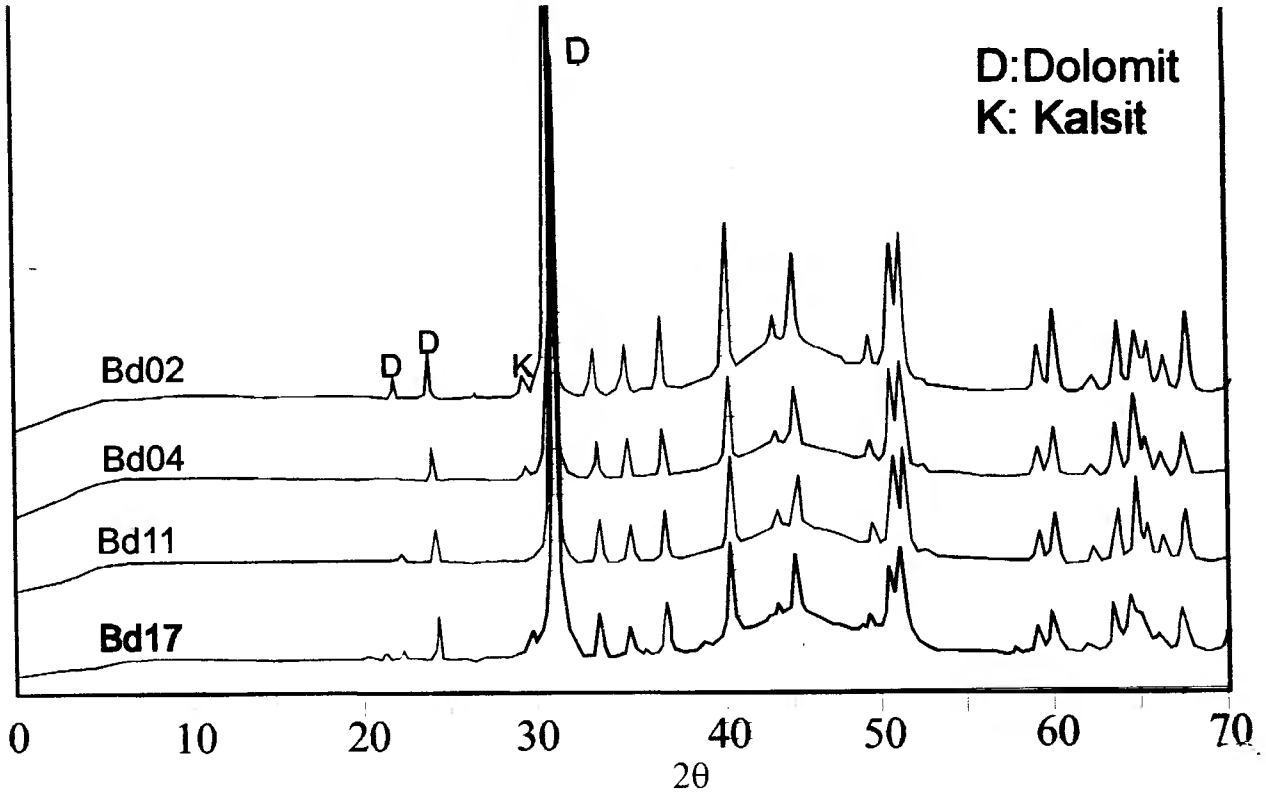
lanmıştır (Şekil 3). Örneklerin FTIR diyagramlarında sadece dolomite ait pikler görülmüştür. Kalsit ve kuvars pikleri gözlenmemiştir, ancak SiO_2 'nin varlığını gösteren 1000 cm^{-1} 'deki piki

(Şekil 4'teki desenli alan) tesbit edilmiştir. Dolomitlerin bu mineralojik bileşimi XRF verileriyle çok iyi uyuşmaktadır. XRD analiz sonuçları Çizelge 1' de verilmiştir. Dolomitlerin ana oksit

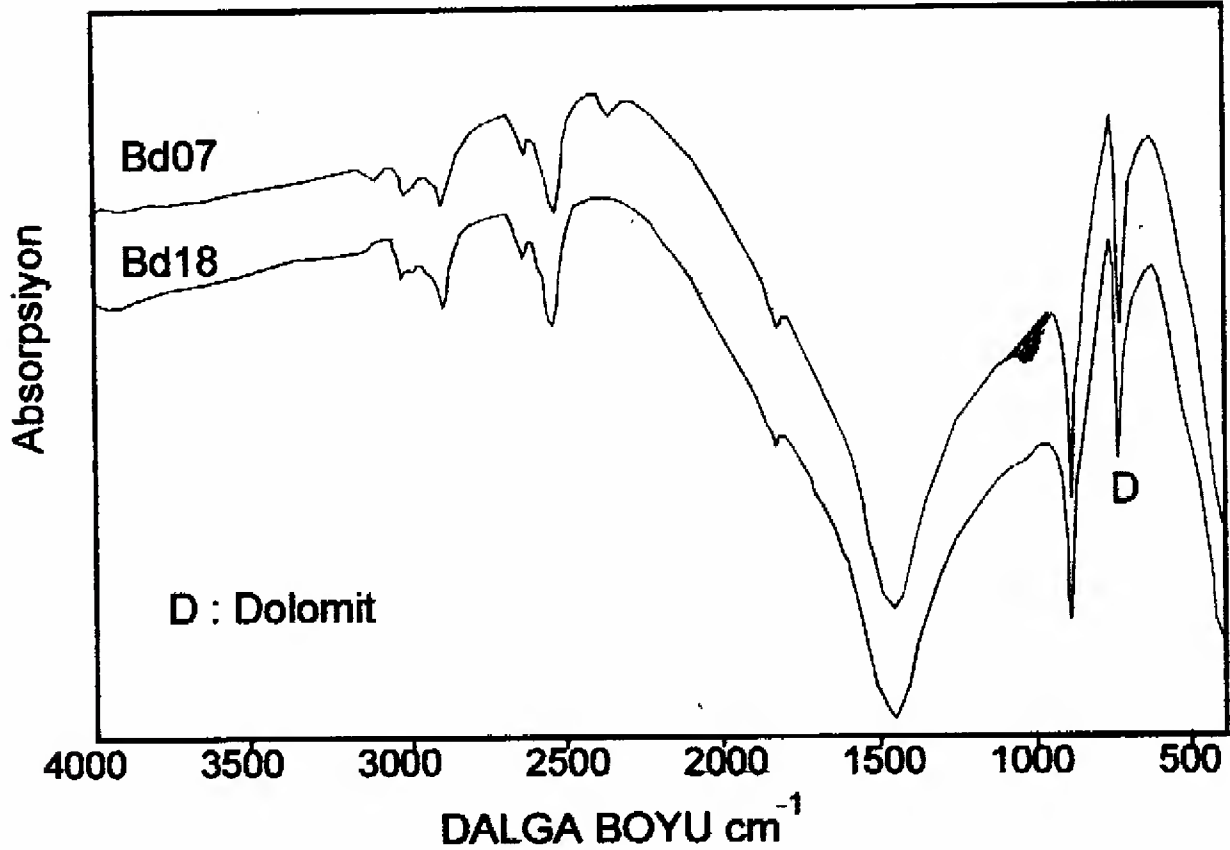


Şekil 2. a) Kontakt romb dokusu gösteren dolomitlerdeki öz şekilli, zonlu (z) dolomit kristalleri ilksel mikritik matris (m) içerisinde. (T.N., Örnek No. BD12, X44), b) Öz şekilli, zonlu yapı (z) gösteren dolomit kristalinin mikroskopik görünümü. (T.N., Örnek No. BD12, X44).

Figure 2. a) Euhedral dolomite crystals showing the zonal structure (z) in contact rhomb texture. The rhombs are in former micritic matrix(m). (T.N., Örnek No. BD12, X44), b) Microscopic view of euhedral dolomite crystal showing the zonal structure (z). (T.N., Örnek No. BD12, X44).



Şekil 3. Dolomit örneklerinin X-ışını difraktogramları.
Figure 3. X-ray diffractograms of the dolomite samples.



Şekil 4. Dolomitlere ait FTIR Spektrumları (1000 cm^{-1} dolayındaki pik SiO_2 moleküllerinden kaynaklanmaktadır).

Figure 4. FTIR spectra of dolomite (The band near 1000 cm^{-1} arises from molecular SiO_2).

içerikleri % olarak SiO_2 : 0-1.0, Al_2O_3 : 0.03-0.36, Fe_2O_3 : 0.04-0.28, CaO : 31.0-32.7, MgO : 19.6-21.48, Na_2O : 0-0.11, K_2O : 0-0.14 ve SO_3 : 0.02-0.13 arasında değişmektedir. İncelenen örneklerin ortalama ateşte kaybı (LOI) % 46.4 olarak saptanmıştır. Kimyasal verileri (MgO , CaO) ve ateş kaybı değerleri kullanılarak normatif dolomit miktarı hesaplanmış olup % 98 ile % 99,9 arasında değiştiği gözlenmiştir (Çizelge 1).

SONUÇLAR

Bu çalışmada Kimmericiyen-Hotriviyen yaşı verilen Aydınçık yöresi dolomitleri petrografik ve jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Elde edilen sonuçlarına göre Aydınçık dolomitleri, mineralojik ve kimyasal açıdan saf bir bileşime sahip olup kaliteli bir hammadde özelliği taşımaktadırlar. Dolomitlerin bir çok endüstri dalındaki kullanımını sınırlandıran demir, silis, alüminyum gibi element miktarları incelenen örnek-

lerde istenen norm miktarlarının da altında kalmaktadır.

Ayrıca, bu bölgedeki dolomitlerin Mersin-Antalya karayoluna yakın olmaları ve deniz yoluyla nakliye kolaylıkları nedeniyle yurt içinde ve dışında daha uygun koşullarda pazarlanmaları sağlanabilir. Adana-Mersin bölgesinde bulunan Şişe-Cam, Çimento, Azot sanayi gibi bir çok sektörün dolomit hammadde ihtiyacı incelenen bu dolomit sahasından karşılanabileceği düşünülmektedir,

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 97K.121900 nolu DPT projesi kapsamında yürütülmüştür.

Yazarlar FTIR analizlerini yapan Mersin Üniversitesi Kimya Bölümünden Yrd. Doç. Dr. Ahmet Akbaş ve Arş.Gör. Arzu Akbaş'a ve fotoğraf çekimlerini yapan Turgut Kemer'e teşekkür ederler.

Çizelge 1. Dolomit örneklerinin ana element bileşimleri (%).
Table 1. The major element compositions of dolomite samples (%).

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	LOI	Dolomit
BD01	0,00	0,03	0,01	32,00	21,40	0,00	0,10	0,02	46,34	99,91
BD02	0,05	0,08	0,06	32,10	19,33	0,08	0,01	0,08	48,21	99,50
BD03	0,20	0,10	0,04	32,50	22,30	0,02	0,01	0,06	44,77	99,30
BD04	0,55	0,32	0,14	31,80	20,90	0,07	0,08	0,09	46,05	98,90
BD05	0,15	0,14	0,06	31,90	22,02	0,01	0,02	0,08	45,64	99,40
BD06	0,26	0,15	0,07	32,10	21,41	0,09	0,33	0,02	45,58	99,20
BD07	0,83	0,36	0,20	31,60	20,30	0,06	0,06	0,07	46,52	98,70
BD08	0,10	0,05	0,07	32,10	22,20	0,01	0,00	0,04	47,30	99,60
BD09	0,00	0,03	0,04	32,10	21,62	0,10	0,00	0,05	45,98	99,91
BD 10	0,09	0,08	0,10	31,90	20,70	0,01	0,09	0,07	46,96	99,70
BD 11	0,01	0,04	0,04	32,40	21,21	0,00	0,09	0,09	46,13	99,92
BD 12	0,66	0,34	0,17	31,50	20,70	0,09	0,08	0,09	46,37	99,20
BD13	0,37	0,15	0,07	31,80	20,92	0,08	0,06	0,08	46,49	99,30
BD 14	1,00	0,54	0,28	31,40	20,07	0,09	0,14	0,16	46,32	98,10
BD 15	0,83	0,21	0,13	32,70	19,62	0,11	0,09	0,13	46,20	99,10
BD16	0,44	0,18	0,09	31,00	19,71	0,09	0,08	0,09	48,33	99,40
BD17	0,90	0,42	0,24	29,50	20,9	0,10	0,11	0,09	46,50	98,20
BD18	0,13	0,16	0,18	31,40	21,31	0,07	0,09	0,05	46,20	99,70
BD 19	0,70	0,31	0,15	31,50	21,48	0,11	0,08	0,23	45,44	98,90
BD 20	0,68	0,35	0,18	31,60	21,31	0,08	0,08	0,10	45,62	99,10

(LOI = Loss on Ignition / Ateşte kayıp)

KAYNAKLAR

- Anani, A., 1984. Application of dolomite. Industrial Minerals, 205, 45-55.
- Dean W. T., Monod O., 1970. The Lower Paleozoic stratigraphy and Faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir; I. Stratigraphy. Bulletin of British Museum (Natural History), Geology, 19, 411-426.
- Demirtaşlı, E., 1984. Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt 1983, Ankara, O. Tekeli, M.C. Göncüoğlu, M. C. (eds.), Proceedings, MTA Spec. Pub., 101-118.
- Koç, H., Özer, E., Özsayar, T., 1997. Geology of the Aydıncık (İçel) area. Geosound, 30, 417-427.
- Meyer, O., 1981. Dolomitstein -In Lagersteatten der Steine, Erden und Industriemineralen. Untersuchung und Bewertung (Vademecum 2), Weinheim (Verl.Chemie), 85-95.
- Randazzo, A.F., Zachos, L.G., 1984. Classification and description of dolomite fabrics from the Floridan aquifer, U.S.A. Sedimentary Geology, 37, 151-162.

AKSU KÖYÜ (KOYULHISAR-SİVAS) ÇEVRESİNDE DEREKUMU ÖRNEKLERİ JEOKİMYASI İNCELEMELERİ VE OLASIL Pb-Zn-Cu ANOMALİ SAHALARI

STREAM SEDIMENT GEOCHEMISTRY STUDIES AROUND THE AKSU VILLAGE (KOYULHISAR - SİVAS) AND POSSIBLE Pb-Zn-Cu ANOMALY FIELDS

İsmail ŞAHİN

Ahmet GÖKÇE

Gülcan BOZKAYA

MENKA Ticaret San. A.Ş. Maden İşletmesi, Koyulhisar, SİVAS

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : Aksu Köyü yöresi (Koyulhisar-Sivas), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde gözlenen damar tipi Pb-Zn-Cu yataklarından birisi olan Kurşunlu yataklarının doğu kesiminde bulunmakta olup, benzer özellikteki yeni yatakların bulunabileceği potansiyel bir saha durumundadır.

Yörede Üst Kretase'den Güncel'e kadar yüzeyleyen kayaç türleri "Kurşunlu volkanitleri, Çatalkaya granitoyiti, Çakmaklı çökelleri, Karakaya bazaltı, Yamaç molozu ve alüvyonlar" şeklinde ayrılmış olup, bu birimlerden Kurşunlu volkanitleri ileri derecede bozunmuşlar (serisitleşme, propilitleşme, opaklaşma, epidotlaşma) ve silisleşmişlerdir. İnceleme alanı içinde bilinen Pb-Zn-Cu yatakları Üst Kretase yaşlı Kurşunlu volkanitlerini kesen kırık ve faylar içinde yataklanmış damar tipi oluşumlar şeklindedirler. Cevher damarlarından alınmış temsili örneklerde gang minerali olarak kuvars, kalsit ve az miktarda barit; cevher minerali olarak da sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit gözlenmiştir.

Jeokimyasal incelemeler sırasında örneklerin HF + HNO₃ ve HCl ile çözülmesi ve A A S ile okunması esasına dayalı yöntem en uygun yöntem olarak, -200 mikron tane boyu fraksiyonu ise "en uygun fraksiyon" olarak seçilmiş ve tüm örneklerin bu tane boyu fraksiyonu ayrılıp öğütüldükten sonra belirlenen yöntemle analiz edilmişlerdir.

Analiz sonuçlarının istatistiksel değerlendirmesi sonucunda; Pb için eşik değer 153.54 ppm, Zn için 169.9 ppm olarak belirlenmiştir. Cu için ise tek bir topluluk bulunmaktadır. Anomali değerlerinin harita üzerindeki konumları; Pb anomalilerinin dar, Zn anomalilerinin ise geniş olduğunu göstermektedir. Özellikle Aksu Dere ve Küllücek Dere vadileri yeni yatakların aranması için önemli gibi gözükmektedir.

ABSTRACT : Aksu Köyü area (Ortakent-Koyulhisar-SİVAS) is located at northeast of the Kurşunlu Pb-Zn-Cu deposits, typical examples of the vein type deposits of the Eastern Black Sea Region of Turkey, and seems to be a potential field for the similar deposits.

Lithologic units, aged Upper Cretaceous to Present, are classified and mapped as "Kurşunlu volcanics, Çatalkaya granitoidite, Çakmaklı sediments, Karakaya basalt, talus and alluvium. Kurşunlu volcanics show serisitic, pyrophyllitic, epidotic and opac mineral alterations and silicification. Known Pb-Zn-Cu deposits with in the area are the vein type ores deposited along the fault zones developed in the Kurşunlu volcanics. Ore veins contain quartz, calcite and barite as gangue minerals, and contain galena, sphalerite, pyrite, chalcopryrite, calcosite and hematite as ore minerals.

During the stream sediment geochemistry studies, a method based on the dissolution of the samples by acide attack of HF + HNO₃ + HCl, and analysing by A.A.S. was determined as the most useful analyses method and -200 microne grain size fraction was determined as the most suitable grain size. All samples were screened to this grain size fraction and analysed with the mentioned method.

Statistical treatment of the analytical results showed that the thresholds are 153.54 ppm for Pb, 169.9 ppm for Zn. There is only one group of dispersion for Cu. Location of the anomaly values on the maps show that Pb anomalies are very small, while Zn anomalies are very large. Especially, Aksu Dere and Küllücek Dere valleys seem to be important for exploration of new deposits.

GİRİŞ

Doğu Karadeniz Bölgesi, Pb-Zn-Cu yataklarının yaygın bir şekilde gözlemlendiği önemli provenslerimizden birisidir. Bu provensin kuzey yarısında Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter istif içinde litostratigrafik kontrollu masif, saçınımlı ve ağısı cevherleşmeler gözlenirken, bölgenin güney yarısında ve batı kesiminde bu kayaçları kesen kırık zonları içinde gelişmiş damar tipi yataklar gözlenmektedir.

Bu yayında; güney kuşağıdaki damar tipi oluşumların tipik örneklerinin gözlemlendiği Kurşunlu Köyü (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarının doğusunda bulunan Aksu Köyü çevresinde bilinen yataklar dışında yeni cevherleşmelerin bulunup bulunmadığını araştırmak amacıyla yapılmış derekumu örnekleri jeokimyası incelemelerinin sonuçları tartışılmaktadır. İnceleme alanı, Giresun H 40-a1, H 40-a2 paftaları içinde kalmakta olup, yaklaşık 65 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1).

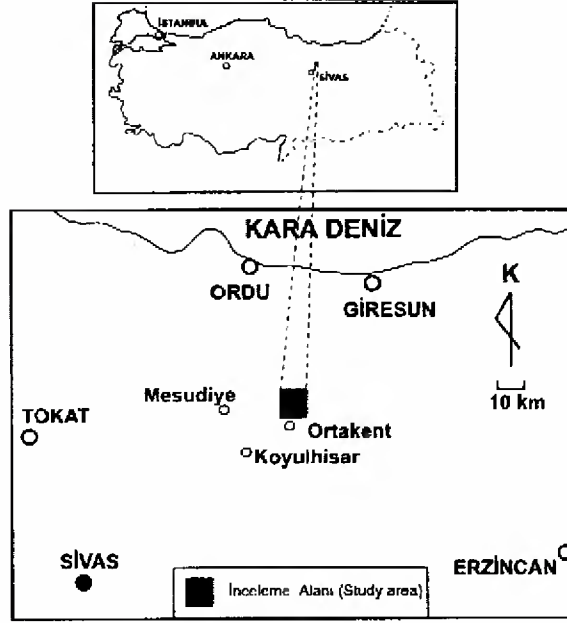
Saha incelemeleri sırasında derekumu örneklerinin toplanması işlemi jeolojik harita alımı ile birlikte yapılmış olup, yörede yüzeyleyen kayaç türlerinin yayılımları ve litostratigrafik dizilimleri de belirlenmeye çalışılmıştır.

Derekumu örneklerinde önce en uygun tane boyu fraksiyonu ve analiz yöntemi belirlemek amacıyla ön incelemeler yapılmış, daha sonra tüm örneklerde belirlenmiş tane boyu fraksiyonu ayrıldıktan sonra belirlenmiş yöntemle Pb, Zn ve Cu içerikleri analiz edilip istatistiksel değerlendirmeleri yapılarak cevherleşme bakımından ümitli olası anomali sahaları belirlenmeye çalışılmıştır. İstatistiksel değerlendirmede diğer yöntemlere göre kolay anlaşıldığı için %f-sınıf aralığı yöntemi tercih edilmiştir.

İNCELEME ALANININ JEOLÖJİK VE METALÖJENİK ÖZELLİKLERİ

Önceki Çalışmalar

Yöredeki cevherleşmeler üzerinde maden jeolojisi amaçlı ilk çalışmalar Stchepinsky (1945) tarafından yapılmış olup günümüze kadar sırasıyla Westrum (1961), Kaaden (1961), Ovalıoğlu (1964), Petrascheck (1967), Kaptanoğlu (1967), Çavuşoğlu (1969), Faith vd. (1971), Takashima vd. (1973), Özgüneylioğlu ve Okabe (1981) değişik zamanlarda yataklar çevresinde 1/25 000, 1/5 000 ve 1/2 000 ölçekli jeoloji haritaları, işletme galerilerinde yeraltı gözlemleri, sondajlı aramalar, rezerv hesaplamaları gibi çeşitli jeolojik incelemeler yapmışlardır. Son yıllarda ise Özgüneylioğlu (1988), Gökçe (1990a ve b), Gökçe vd. (1993) ve Şahin (1998) yöredeki cevherleşmelerin çeşitli jeolojik



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konum haritası.

Figure 1. Geographic location map of the investigated area.

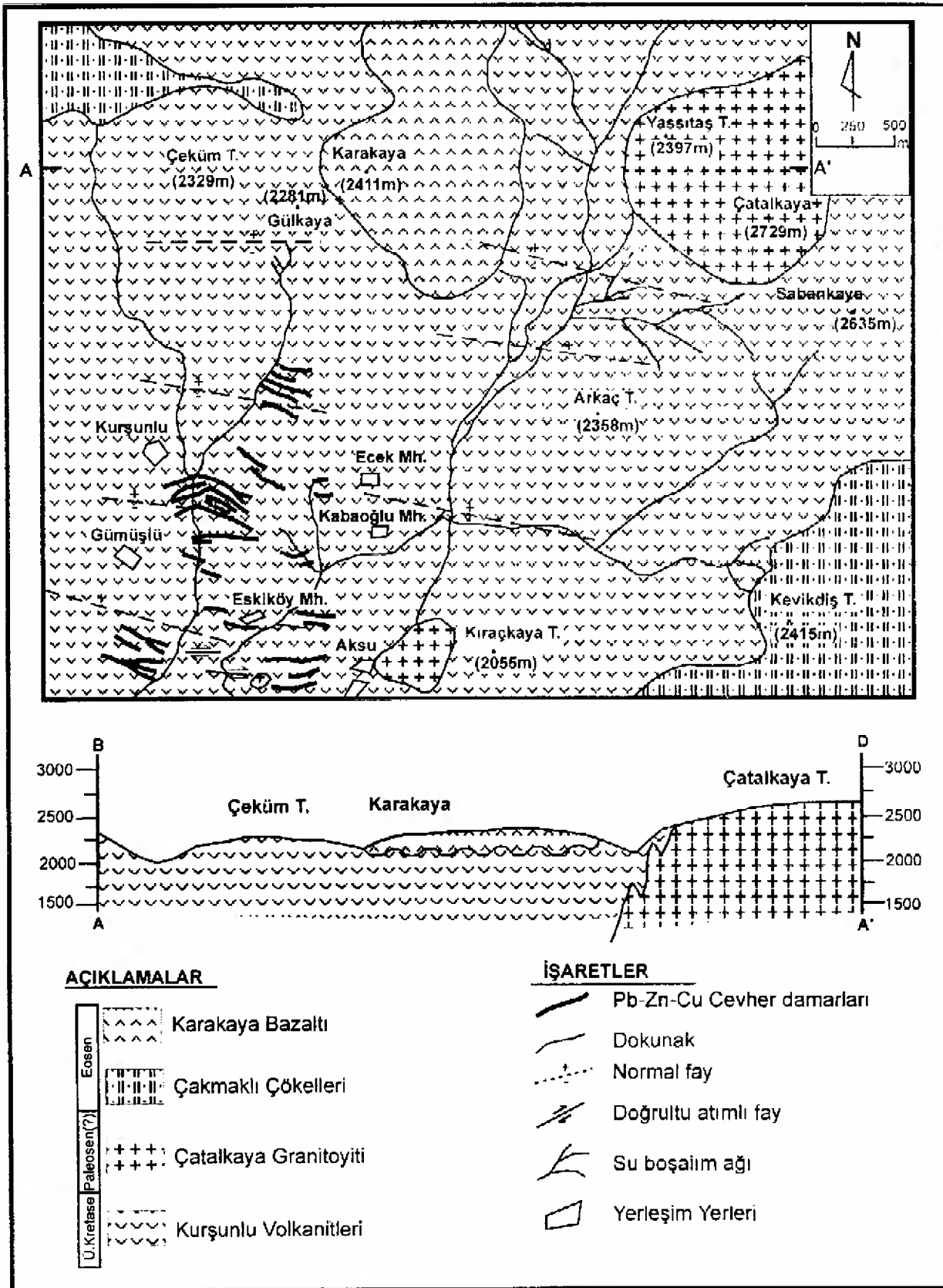
özelliklerini, kökenlerini ve oluşum koşullarını belirlemek amacıyla, saha jeolojisi, cevher mikroskobisi, sıvı kapanımları ve kararlı izotoplar (S, H, O, C) jeokimyası incelemeleri yapmışlardır.

Litolojik Birimler

İnceleme alanı içinde Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar, Üst Kretase - Eosen arası (Paleosen ?) yaşlı granitoyitler, Eosen yaşlı bazaltlar ve sedimanter kayaçlar ile Kuvaterner yaşlı yamaç molozları ve alüvyonlar yüzeylemektedir (Şekil 2).

Bunlardan Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar yaygın olup, "Kurşunlu volkanitleri" şeklinde isimlendirilmişlerdir. Andezitik ve dasitik lav, aglomera ve tüflerinden oluşmaktadır. Detaylı çalışmalarda "Kurşunlu-dere otobreş-andeziti, Gökayatepe dasiti ve tüfü, Eskiköy andezit aglomerası, Çekümtepe andeziti, Deliktaş porfiri-andeziti" şeklinde isimlendirilerek haritalanmışlardır (Gökçe ve Özgüneylioğlu, 1988; Şahin, 1998). Bu volkanitlere ait kayaç türleri diğer birimlerinkine göre daha ileri derecede bozunmuşlar (serisitleşme, propilitleşme, opaklaşma, epidotlaşma) ve silisleşmişlerdir.

Üst Kretase - Eosen arası (Paleosen ?) yaşlı granitoyitler "Çatalkaya granitoyiti" olarak isimlendirilmiş olup, inceleme alanının doğu ke-



siminde oldukça geniş bir alanda yüzeylenmektedirler. Bozunmamış kesimlerde gri, kurşuni gri, bozunmuş kesimlerde ise kirlili beyaz-sarı renklidir. Mikroskopik incelemeler sırasında plajiyoklaz, kuvars, amfibol ve az miktarda ortoklaz ve biyotit içerdikleri gözlenmiştir. Genellikle idiomorf kristallerinden oluşmuş holokristalin taneleş yapılı olmakla birlikte, yer yer porfirik yapı da gözlenmektedir. Mineral içeriğindeki değişikliklere bağlı olarak, monzonit, granit ve monzodiyorit gibi adlamalar yapılabilir.

Eosen yaşlı çökeller "Çakmaklı çökelleri" şeklinde isimlendirilmiş olup, yukarıda anlatılan birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Birimin kalınlığı 200 m. civarındadır. Genellikle tuf ara katkılı konglomera, kumtaşları ve kireçtaşı şeklinde olup, yer yer tuf hakim bileşen olmaktadır. Konglomeralar içindeki çakıllar genellikle yuvarlaklaşmış, yer yer yarı köşeli olup, büyüklükleri 5-10 cm. arasında değişmektedir. Küçük tane boyulu malzemenin çoğalmasıyla yanal ve düşey olarak kumtaşına dönüşmektedir. Çakıllar genellikle andezit, yer yer ise bazalt ve silis çakılları şeklindedir.

Eosen yaşlı bazaltlar ise "Karakaya bazaltı" şeklinde isimlendirilmiş olup, genellikle daha önce anlatılan birimler üzerinde tabla konumlu lav akıntıları şeklindedir. İçinde yer yer sütun yapıları kesimler bulunmaktadır. Kalınlığı bazı yerlerde 150 m.'yi bulmaktadır. Makroskopik olarak bol gaz boşluklu, sert, bozunmamış kesimlerde siyah-koyu gri renkli kayalardır. Birimden alınan örneklerde; plajiyoklaz, biyotit ve amfibol fenokristalleri, tamamen aynı minerallerin mikrolitlerinden oluşmuş bir hamur içinde dağılmış olarak gözlenmektedir. Plajiyoklazlar, bitovnit (\pm labrador) bileşimlidirler.

İnceleme alanı içinde çimentolanmamış yığışımalar şeklindeki yamaç molozları çok geniş alanlar kaplamaktadır. Alüvyonlar ise yukarıda anlatılan volkanik kayalardan türemiş kırıntıların, dere yatakları boyunca birikmesi sonucu oluşmuş ve pekişmemiş yığışımalar şeklindedir.

Yerel Tektonik

İnceleme alanındaki Kurşunlu volkanitlerine ait kayaç türleri birbirleri ile yanal ve dikey geçişli olup, Çakmaklı çökelleri ve Karakaya bazaltı tarafından uyumsuz olarak örtülmektedirler.

Çakmaklı çökellerinde tabakalanma düzlemleri genellikle yataya yakın konumludur (D-B / 5-10° K). Diğer birimlerde ise oldukça değişik tabaka konumları ölçülmüştür. Hakim doğrultu yönü K 60°-70° B değer aralığında yoğunlaşmaktadır. Eğim yönlerinin de yoğunluğunun buna dik olacağı düşünülürse hakim sıkıştı-

ıcı kuvvet yönünün (K 20°-30° D) - (G 20°-30° B) yönde olduğu söylenebilir. Eğim değerlerinin büyük çoğunluğu ise 10°-40° arasında değişmektedir.

İnceleme alanı içindeki kırıklar ve faylar, genellikle K50°-80°B ve D-B doğrultulu normal faylar şeklindedir. Bunlardan özellikle K50°-80°B konumlu olanları cevherli, D - B doğrultulu olanları ise cevhersizdirler.

Bilinen Pb-Zn-Cu Yataklarının Özellikleri

İnceleme alanında işletilebilir özellikteki yeraltı zenginlikleri Pb-Zn-Cu cevherleşmeleridir. Bu cevherleşmeler, Kurşunlu Dere içinde, Çamlık Mevkii'nde (Atölen tepenin güneyi), Ak su Köyü yakınlarında, Tandırcık mevkii'nde Atölen Tepe çevresinde, Alibaba Tepe çevresinde ve Eskiköy Mahallesi çevresinde bulunmaktadır (Şekil 2). Bunlardan ilk üç yörede bulunanlar işletilmektedir.

Bilinen cevherleşmeler, Kurşunlu volkanitleri içinde, kırık hatlarını dolduracak şekilde gelişmiş, damar tipi oluşumlar şeklindedirler (Şekil 2). Cevher damarları genellikle K50-80°B / 75°-85° KD konumludurlar. Cevher damarları doğrultu ve eğim yönlerinde takip edildiklerinde doğrultu ve eğim değerleri ile kalınlıklarının çok sık değiştiği gözlenmektedir. Ayrıca bazı damarların uzanımları boyunca yer yer çatallandıkları ve daha sonra tekrar birleştikleri gözlenmektedir. Yer yer ana damara göre farklı konumda gelişmiş ince devamsız damarcıklar da gözlenmektedir. Kalın cevher damarlarının doğrultuları boyunca devamlılıkları 250 m ile 1000 m arasında, kalınlıkları ise 10 cm ile 2.5 m arasında değişmektedir.

Cevher damarlarının iç yapıları benzer olup, damarın iki kenarında, yankayaçla olan sınırında yumuşak, killi bir malzeme bulunmaktadır. Damar içinde değişik büyüklükte yankayaç kırıntıları yaygındır. Özellikle yan kayacın Kurşunlu Otobreş-Andeziti olduğu kesimlerde cevher damarları hem daha kalın hem de daha yüksek tenördür. Mikroskopik incelemeler sırasında; cevher minerali olarak sfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, kalkosin ve hematit, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit ve az miktarda barit gözlenmiştir.

Kararlı izotopları jeokimyası incelemeleri sülfürlü minerallerin yapısındaki kükürtün magmatik kökenli olduğunu (Gökçe, 1990a), cevher oluşturuç çözeltilerdeki suyun meteorik kökenli olduğunu (Gökçe vd., 1993), sıvı kapamı incelemeleri ise; cevher oluşturan çözeltilerin bileşiminde NaCl'ün hakim olduğunu, ancak bunun yanında KCl, CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların da bulunabileceğini, çözeltilerin tuzluluğunun % 0.87 ile % 11.95 (NaCl eşdeğeri) arasında de-

ğıştığını ve yöredeki cevherleşmelerin oluşum sıcaklıklarının 400 ila 126 °C arasında değiştiğini (Gökçe, 1990b) ortaya koymuştur.

DEREKUMU ÖRNEKLERİ JEOKİMYASI İNCELEMELERİ

Örnek Alımı

Bu incelemeler, inceleme alanındaki bilinen Pb, Zn ve Cu yataklarının kuzey ve doğu'ya doğru devamı olan sahalarda yeni Pb, Zn ve Cu yataklarının bulunabilirliğini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Jeolojik incelemeler sırasında çalışma alanının doğu kesiminde bulunan sedimanter birimler içerisinde Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin bulunma olasılığının olamayacağı düşünüldükten sonra örnekler alınmamıştır. Örnekler, dere kollarının ayrıldıkları noktaların biraz yukarılarından (5-10 m kadar) alınmıştır.

Ön İncelemeler

Bilindiği gibi derekumu örnekleri ile jeo-kimyasal prospeksiyona başlamadan önce bazı ön incelemelerin yapılması ve en azından en uygun tane boyu ile en uygun kimyasal analiz yönteminin belirlenmesi gerekmektedir. Bu amaçla, cevherli ve cevhersiz yerlerden alınan örneklerden birer adet seçilerek, belirtilen ön incelemeler yapılmıştır. Bu örneklerden bir tanesi cevhersiz yerden (MDK-52), bir tanesi ise bilinen cevherleşmelere yakın bir yerden (MDK-27) alınmıştır. Bu örnekler; 800-630-500-400-315-200-100 mikron'luk eleklerden oluşan bir elek setinde elenmiş ve her tane boyu fraksiyonu, öğütüldükten sonra 4 ayrı yöntemle, Pb, Zn, Cu içerikleri analiz edilmiştir.

Belirtilen ön incelemelerde kullanılan kimyasal analiz yöntemlerine ait bilgiler Çizelge 1'de özet olarak verilmiştir. Uygulanan yöntemlerin hepsi örneklerin çeşitli çözücülerde çözülükten sonra AAS yöntemi ile okunması şeklinde uygulanmış yaş yöntemlerdir. Yalnızca II. yöntemde tam çözünme olmuş, diğerlerinde tam çözünme olmamış ve çözünmeyen kalıntılar süzülerek analiz işlemlerine devam edilmiştir. I., II. ve III. yöntemler Çizelge üzerinde belirtilmiş kaynaklardan alınmış ve kısmen değiştirilerek uygulanmıştır. IV. yöntem ise inceleme alanındaki cevherleşmelerin kolay çözünabilir mineralojik bileşimleri (sülfürlü ve oksitli cevher mineralleri) göz önünde bulundurularak, doğrudan cevherleşme ile ilgili dağılımı verebileceği düşünüldükten sonra bu çalışmada denenmiştir. Bu yöntemlerden ilk 3 tanesi sıcak analiz olarak, IV. ise soğuk analiz olarak yorumlanabilir. Ancak sonuncu yöntemde elde edilen değerler de

Çizelge 1. En uygun kimyasal analiz yöntemini belirlemek amacıyla denenmiş yöntemler hakkında özet bilgiler.

Table 1. Summary of the methods used to identify the most suitable chemical analyse method.

Yöntem No	Tanıtım
I	Macalalad et al. (1988)'den değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılarak teflon behere konmuş ve 4 ml kral suyu ilave edilmiştir. Isıtıcı tabla üzerinde 30 dakika kaynatıldıktan sonra 10 ml %10'luk tartarik asit ilave edilmiştir. Süzülükten sonra bidistile su ile hacim 50 ml'ye tamamlanmış, A.A.S.'de okuma yapılmıştır.
II	Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda uygulanmakta olan bir yöntemden değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılarak teflon behere konmuş ve üzerine 20 ml derişik HF-HNO ₃ (1:1) ilave edilmiştir. Isıtıcı tabla üzerinde kuruluğa kadar buharlaştırılmış, üzerine 15 ml HCl (1:1) ilave edilip tekrar buharlaştırılmıştır. Tortu bidistile su ile çözülmüş ve 50 ml'ye tamamlanarak A.A.S.'de okuma yapılmıştır.
III	Köksoy ve Topçu (1976)'dan değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılıp teflon behere konmuş ve 20 ml HNO ₃ ilave edilerek 30 dakika kaynatılmıştır. Soğutulduktan sonra 15 ml (1:1)'lik HNO ₃ ilave edilmiş ve iyice karıştırıldıktan sonra süzümüştür. Bidistile su ile hacim 50 ml'ye tamamlanıp, A.A.S.'de okuma yapılmıştır.
IV	0.5 gr örnek tartılıp teflon behere konmuş ve 10 ml derişik HCl ilave edilerek karıştırılmış ve oda sıcaklığında 24 saat bekletilmiştir. Süzülükten sonra bidistile su ile 50 ml'ye tamamlanıp, A.A.S.'de okuma yapılmıştır.

yüksek olduklarından, epijenetik dağılım değerleri olarak düşünölmeleri hatalı olacaktır.

Seçilen örneklerin, belirlenen tane boyu fraksiyonlarında belirtilen 4 ayrı yöntemle elde edilmiş analiz sonuçları Çizelge 2'de toplu halde görölmektedir. Tam çözünme olması nedeniyle II. yöntemle ait analiz sonuçları, diğer yöntemlere göre daha yüksektir. Ayrıca bu yöntemde, örnekler arasına katılan ve Pb, Zn ve Cu içeriği bilinen bir standart örneğe ait analiz sonuçları doğruluk ve tekrarlanabilirlik bakımından daha

Çizelge 2. En uygun tane boyu fraksiyonunu belirleyebilmek amacıyla seçilmiş örneklerin değişik tane boyu fraksiyonlarında 4 ayrı yöntemle elde edilmiş analiz sonuçları.

Table 2. Pb, Zn and Cu results of the choised 2 samples with 4 different methodes to identify the most suitable grain size fraction.

Öm	Tane Boyu	I. Yöntem			II. Yöntem			III. Yöntem			IV. Yöntem		
		Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu
MDK-27	-800+630	49.16	93.76	61.55	95.25	126.89	64.70	54.69	89.60	57.50	53.40	92.89	65.28
	-630+500	49.16	93.76	63.21	90.24	115.11	67.93	50.13	83.23	57.50	43.69	89.76	58.91
	-500+400	44.25	102.28	61.55	110.29	119.19	64.70	59.25	80.50	54.12	43.69	89.31	58.91
	-400+315	39.33	99.59	61.55	100.26	131.42	64.70	54.69	86.41	55.81	48.55	92.89	58.91
	-315+200	39.33	100.04	61.55	100.26	138.22	64.70	50.13	96.87	54.12	48.55	88.42	57.32
	-200+100	49.16	116.19	61.55	120.32	154.99	63.08	54.69	100.51	54.12	48.55	103.16	57.32
	-100	49.16	103.63	59.89	187.66	164.79	69.19	-	-	-	48.55	96.01	52.54
	-400+315 T	44.25	91.96	59.89	95.25	134.14	64.70	54.69	82.77	52.43	48.55	91.99	57.32
MDK-52	-800+630	29.50	74.92	64.88	55.15	100.15	69.55	36.46	65.95	59.19	24.27	73.24	63.69
	-630+500	29.50	72.22	61.55	60.16	105.14	71.17	36.46	64.13	59.19	29.13	75.02	63.69
	-500+400	29.50	72.22	58.22	55.15	113.75	71.17	41.02	58.21	54.12	29.13	75.47	62.10
	-400+315	24.58	78.06	58.22	55.15	115.11	67.93	36.46	65.49	55.81	29.13	79.93	60.51
	-315+200	29.50	82.54	58.22	60.16	131.42	66.31	31.90	60.49	50.73	33.98	84.40	58.91
	-200+100	29.50	78.50	56.56	55.15	129.16	64.70	36.46	60.49	57.50	24.27	81.27	55.73
	-100	29.50	70.43	54.90	53.96	114.64	66.74	36.46	59.12	49.04	24.27	70.56	54.14
	-500+400 T	24.58	72.67	58.22	60.16	114.20	71.17	36.46	61.85	57.50	29.13	75.02	58.91
Std	Anl. Deg.	516.20	329.27	553.98	576.52	348.50	564.47	524.13	315.63	525.95	553.43	247.28	181.52

MDK-27 nolu örnek cevherli bölgeyi, MDK- 52 nolu örnek cevhersiz bölgeyi temsil etmektedir. T: Tekrar edilmiş analiz, standart örneğin (Std) bilinen Pb içeriği: 570 ppm, Zn içeriği: 340 ppm, Cu içeriği: 600 ppm dir.

iyi olduğu için bu yöntem en uygun yöntem olarak seçilmiştir. Ancak diğer yöntemlere ait sonuçlar da jeokimyasal prospeksiyon çalışmaları için kötü sayılmayacak sınırlar içerisindedir.

En uygun yöntem olarak seçilen II. yöntemle yapılan analiz sonuçlarında, cevherli ve cevhersiz bölgelerden alınan örneklerin Zn, Pb ve Cu içeriklerinde tane boyuna bağlı olarak önemli bir farklılık görülmediğinden (Çizelge 2), ayırma ve öğütme işlemlerindeki kolaylık nedeniyle -200 mikron tane boyu fraksiyonu en uygun fraksiyon olarak seçilmiştir.

Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Yukarıda belirtilen ön incelemelerin sonucuna göre uygun olarak -200 mikron tane boyu fraksiyonu ayrılıp öğütüldükten sonra II. yöntem ile analiz edilmiş derekumu örneklerine ait Cu, Pb ve Zn analiz sonuçları Çizelge 3' te toplu halde görülmektedir. Örneklerin Pb içerikleri 44 ile 917 ppm arasında, Zn içerikleri 64 ile 2204 ppm arasında ve Cu içerikleri ise 24 ile 311 ppm arasında değişmektedir. Dağılım aralıklarının çok geniş olması, dağılımların logaritmik olduğunu düşündürmektedir.

Örneklerin Pb içerikleri ile ilgili istatistiksel değerlendirme sonuçları Şekil 3' te, Zn içerikleri ile ilgili istatistiksel değerlendirme sonuçları Şekil 4' te, Cu içerikleri ile ilgili istatistiksel değerlendirme sonuçları ise Şekil 5' te görülmektedir. Bu şekillerden Pb için eşik değer 153.5 ppm, Zn için ise 169.9 ppm olarak belir-

lenmiş ve yüksek değerli topluluklar anomali dağılım toplulukları olarak kabul edilmiştir. Cu için, yalnızca bir topluluk gözükmemekte olup, normal dağılım topluluğu olarak kabul edilmiştir. Ancak belkili olarak, dağılım eğrisinin yatay eksenini kestiği nokta dikate alınarak, bundan sonra yapılacak çalışmalarda 150 ppm' den daha yüksek değerler anomali topluluk olarak kabul edilebilir.

Anomali değerlerin sahadaki dağılımları incelendiğinde; Pb anomalilerinin dar olduğu ve bilinen cevher damarlarının yakınlarında oluştuğu (Şekil 6), Zn anomalilerinin ise Aksu Dere içinde Ecek ve Kabaoğlu Mahalleleri civarında ve Küllücek Dere içinde oldukça geniş alanlar kapladığı görülmektedir (Şekil 7). Özellikle Ecek Mahallesi yakınlarında ve Küllücek Dere' nin yukarı kesimlerinde Zn bakımından zengin yeni cevherleşmelerin bulunması olası gözükmemektedir. Cu için ise Kurşunlu ve Ecek Köyleri arasında olası bir anomali sahasının bulunduğu düşünülebilir (Şekil 8).

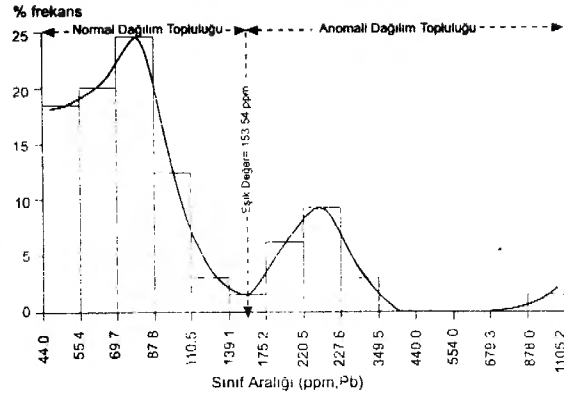
SONUÇLAR

Kurşunlu Köyü civarındaki bilinen Cu-Pb-Zn cevherleşmeleri çevresinde gözlenen volkanik ve volkanosedimanter birimler doğuya doğru da devam etmektedirler. Bu birimler inceleme alanı içinde; "Kurşunlu volkanitleri, Çatalkaya granitoyiti, Çakmaklı çökelileri, Karakaya bazaltı, Yamaç molozu ve alüvyonlar" şeklinde ayrılmışlardır. Bunlardan Kurşunlu volkanitleri

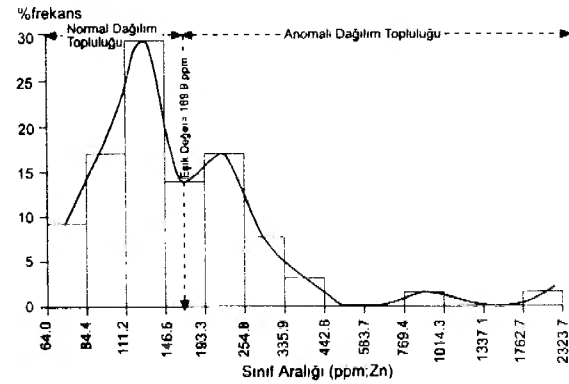
Çizelge 3. Derekumu örneklerinin -200 mikron tane boyu fraksiyonlarının II. yöntemle analiz edilmiş Cu, Pb ve Zn içerikleri

Table 3. Cu, Pb & Zn contents of -200 micron grain size fraction of the stream sediment samples analysed with 2nd method.

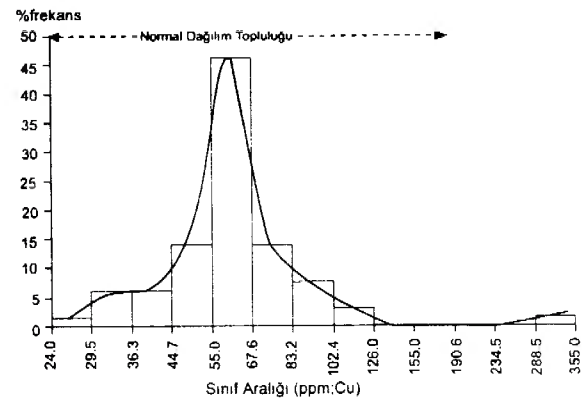
Örnek	Cu	Pb	Zn	Örnek	Cu	Pb	Zn
MDK-1	311	312	882	-34	71	82	229
-2	78	255	233	-35	30	68	110
-3	59	170	197	-36	51	88	134
-4	61	206	232	-37	71	57	130
-5	63	71	102	-38	40	51	91
-6	57	248	262	-39	111	51	144
-7	67	206	203	-40	40	63	152
-8	61	85	121	-41	24	44	76
-9	51	78	112	-42	63	63	194
-10	57	78	110	-43	75	57	151
-11	65	262	321	-44	38	51	147
-12	55	106	142	-45	36	44	132
-13	57	234	229	-46	36	51	102
-14	65	283	259	-47	85	70	216
-15	49	276	346	-48	67	57	145
-16	59	71	129	-49	93	57	141
-17	59	78	108	-50	93	70	160
-18	71	82	118	-51	61	46	105
-19	59	54	78	-52	65	55	129
-20	51	61	85	-53	63	95	179
-21	77	75	108	-54	38	51	136
-22	32	53	64	-55	71	57	141
-23	61	61	76	-56	49	76	162
-24	55	102	136	-57	53	82	292
-25	51	88	106	-58	101	57	168
-26	81	75	144	-59	105	209	438
-27	63	120	155	-60	69	108	200
-28	57	190	250	-61	65	95	132
-29	49	68	79	-62	95	917	2204
-30	47	82	70	-63	65	262	321
-31	63	95	140	-64	60	46	105
-32	65	122	206	-65	60	46	120
-33	67	68	163				



Şekil 3. Derekumu örneklerinde Pb içeriklerinin istatistiksel değerlendirme grafiği.
Figure 3. Statistical variation diagram of the Pb contents of the stream sediment samples.



Şekil 4. Derekumu örneklerinde Zn içeriklerinin istatistiksel değerlendirme grafiği.
Figure 4. Statistical variation diagram of the Zn contents of the stream sediment samples.

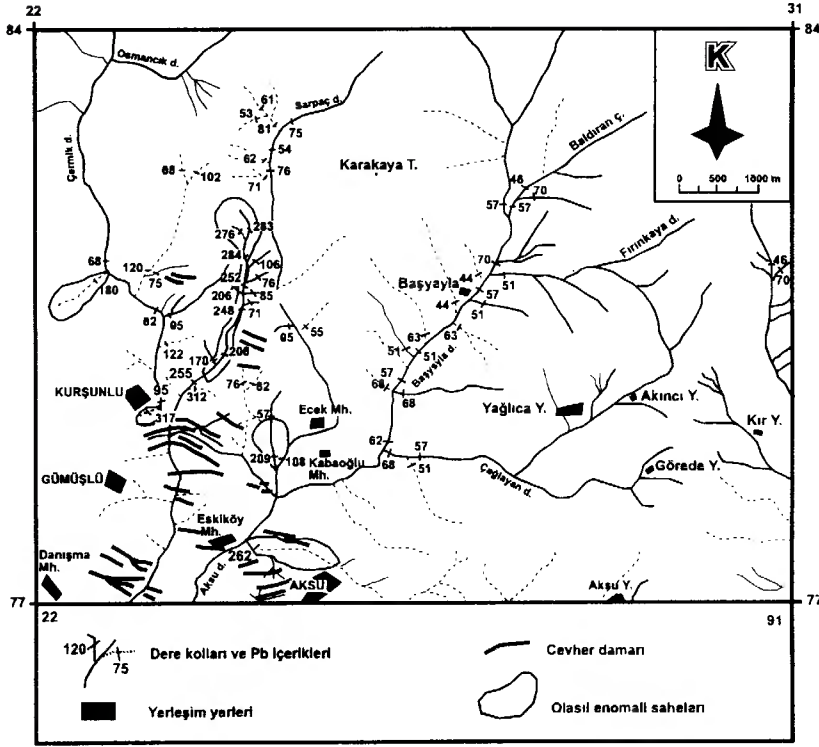


Şekil 5. Derekumu örneklerinde Cu içeriklerinin istatistiksel değerlendirme grafiği.
Figure 5. Statistical variation diagram of the Cu contents of the stream sediment samples.

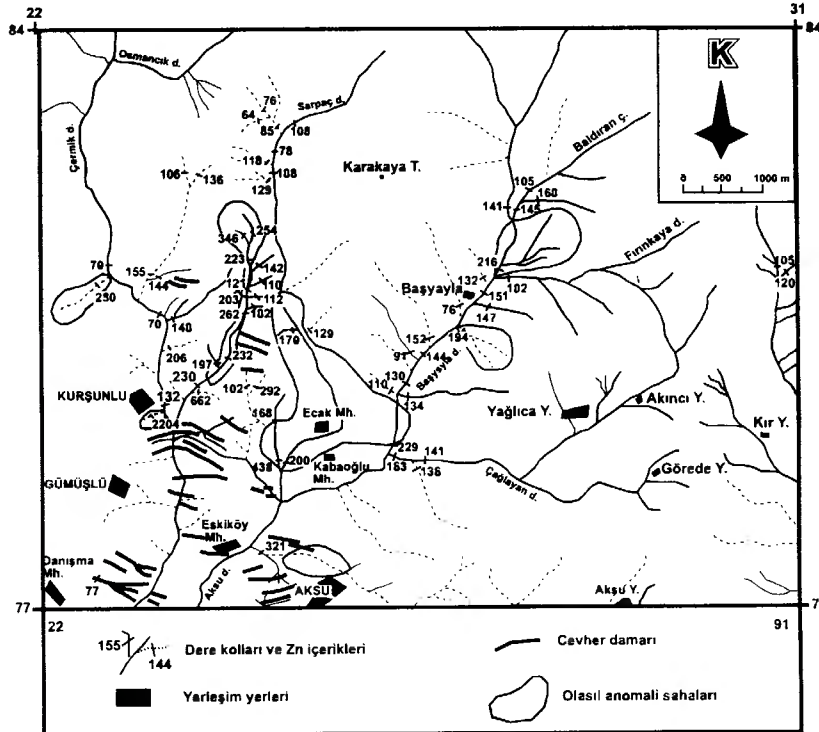
Üst Kretase, Çatalkaya granitoyiti Paleosen, Çakmaklı çökelleri ve Karakaya bazaltı Eosen, Yamaç molozu ve alüvyonlar ise Kuvaterner yaşı olarak kabul edilmişlerdir. Bunlardan Kurşunlu volkanitlerine ait kayaç türleri, ileri derecede bozunmuşlar (sensitileşme, propilitleşme, opaklaşma, epidotlaşma) ve silisleşmişlerdir.

İnceleme alanı içindeki Pb-Zn-Cu yatakları Üst Kretase yaşı Kurşunlu volkanitleri içinde gelişmiş, kırıklar içinde yataklanmış damar tipi oluşumlardır. Bilinen cevher damarlarından alınmış temsili örneklerde gang minerali olarak kuvars, kalsit ve az miktarda barit, cevher minerali olarak ise sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit gözlenmiştir.

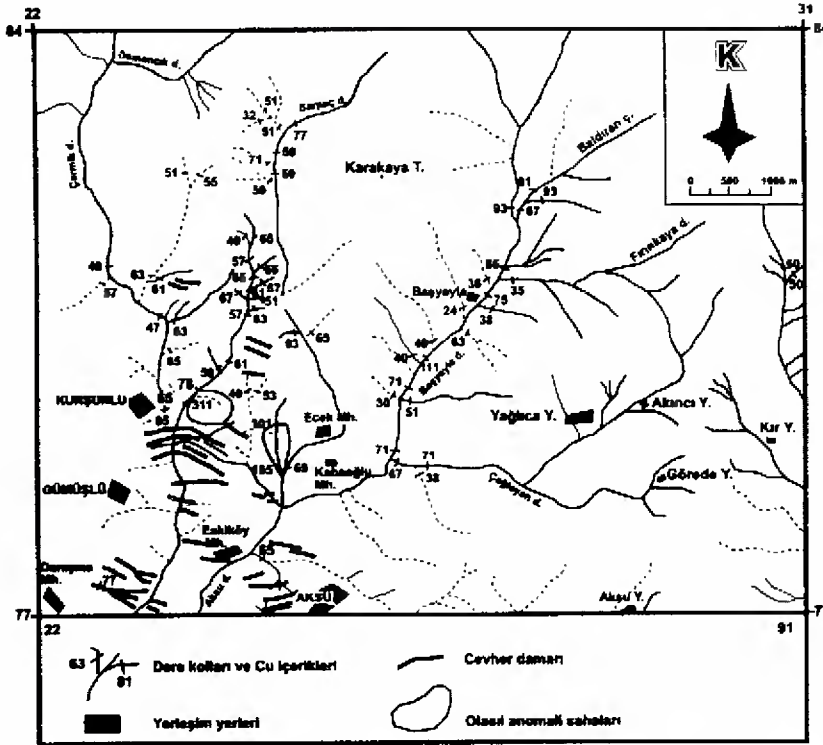
Derekumu örneklerinin analizi sırasında; en uygun analiz yöntemini belirlemek ama-



Şekil 6. Derekumu örneklerinde Pb içeriklerinin sahadaki dağılım haritası ve olası anomali sahaları.
Figure 6. Dispersion map of the Pb contents of the stream sediment samples and possible anomaly fields.



Şekil 7. Derekumu örneklerinde Zn içeriklerinin sahadaki dağılım haritası ve olası anomali sahaları.
Figure 7. Dispersion map of the Zn contents of the stream sediment samples and possible anomaly fields.



- 22.11.1971 tarihleri arasında Türkiye'de Muradın Bölgesindeki Pb-Zn-Cu cevherleri zuhurunda yaptığı tetkik gezisi hakkında rapor: M.T.A. Rap. No.5088 (yayımlanmamış).
- Gökçe, A., Özgüneylioğlu A., 1988. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri, 5, 23-36.
- Gökçe, A., 1990a. Kurşunlu (Ortakent- Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 33, 31-37.
- Gökçe, A., 1990b. Kurşunlu (Ortakent- Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında kükürt izotopları incelemesi. M.T.A. Dergisi 111, 111-118.
- Gökçe, A., Spiro, B., Miller, M.F., 1993. Kurşunlu (Ortakent- Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltilerin kararlı izotopları (O, H ve C) jeokimyası ve kökeni. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 36, 73-79.
- Kaaden, G.V.D., 1961. Muradın Mahallesi, Kan Köyünün doğu bölgesinde yapılan Kurşun-Çinko prospeksiyon hakkında rapor: M.T.A. Rap. No: M.E.-346 (yayımlanmamış).
- Kaptanoğlu, H., 1967. Sivas-Koyulhisar-Sisorta-Muradinköy Kurşun-Çinko-Bakır zuhurları ve rezerv raporu: M.T.A. Rap. No: 3953 (yayımlanmamış).
- Köksoy, M., Topçu, S., 1976. Jeokimyasal prospeksiyonun tanıtımı ve laboratuvar teknikleri. M.T.A. Eğitim Serisi Kitapları, 16, 96 s.
- Macalalad, E., Bayoran, R., Ebarvia, B., Rubeska, I., 1988. A concise analytical scheme for 16 trace elements in geochemical exploration samples using exclusively AAS. Journal of Geochemical Exploration, 30, 167-177.
- Ovalıoğlu, R., 1964. Koyulhisar-Sisorta Muradinköy Pb-Zn-Cu zuhurları detay etüdü: M.T.A. Rap. No: 3799 (yayımlanmamış).
- Özgüneylioğlu, A. ve Okabe, K., 1981. Sivas-Koyulhisar-Sisorta-Muradinköy ve civarı Kurşun-Çinko-Bakır madeni, ayrıntılı jeoloji ve sondaj çalışmaları raporu: M.T.A. Rap. No: 3855 (yayımlanmamış).
- Özgüneylioğlu, A., 1988. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 52 s (yayımlanmamış).
- Petrasccheck, W.E., 1967. Sivas ile Giresun arasındaki Koyulhisar-Şebinkarahisar-Suşehri Kurşun-Çinko cevheri bölgesi isimli rapor: M.T.A. Rap. No: MF 1802 (yayımlanmamış).
- Stchepinsky, V., 1945. Yukarı Kelkit Çayı ve Havzasının Jeolojisi ve mineral varlıkları. M.T.A. Rap. No. 1617 (yayımlanmamış).
- Şahin, I., 1998. Aksu Köyü (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) kuzey kesiminin metalojenik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 49s (yayımlanmamış).
- Takashima, K., Kawada, K., Hakari, N., Kılıç, M., İşler, F., 1973. Menka Madeni etrafındaki sahanın jeolojisi ve mineralizasyonu, Koyulhisar- Sivas ili, kuzey kısmı. M.T.A. Rap. No: M-178 (yayımlanmamış).
- Westrum, H.H.S., 1961. Sivas - Koyulhisar - Sisorta Nahiyesi, Kanköy - Muradın Mahallesi Pb-Zn madeni hakkında ön etüdlere ait rapor: M.T.A. Rap. No: 3413 (yayımlanmamış).

MADEN KÖYÜ (İMRANLI-SİVAS) ÇEVRESİNDEKİ Pb-Zn YATAKLARININ JEOLJİSİ VE SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

GEOLOGY AND FLUID INCLUSION STUDIES OF THE MADEN VILLAGE (İMRANLI-SİVAS) Pb-Zn DEPOSITS

Ahmet EFE
Ahmet GÖKÇE

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS
Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : İncelemeye konu olan kurşun-çinko yatakları, İç Anadolu Bölgesi' nin kuzeydoğu kesiminde Köseadağının güneyinde (İmranlı-Sivas) yer almaktadır. Yataklar çevresinde Eosen yaşlı andezitik volkanitler ve bunu kesen siyenitler yüzeylemektedir. Yöredeki kurşun-çinko yatakları Maden volkanitlerini ve Köseadağ siyenitini kesen fay zonları boyunca oluşmuş, K45-50°B, 80-85°KD konumlu, damar tipi cevherleşmeler şeklindedirler. Damarlar cevher mineral olarak sfalerit, galenit, kalkopirit, fahlers, polibazit-pearseit, pirit, arsenopirit, bornit, molibdenit, manyetit ve hematit; gang minerali olarak ise kuvars ve barit içermektedir. Kuvarsları erken ve geç evre oluşumları şeklinde iki gruba ayırmak mümkündür. Kuvars kristalleri içinde konumlarına göre üç grup kapanım tanımlanmış olup, birinci grup kapanımlar erken evre kuvars kristallerinin merkezi kesimlerinde bulunan kapanımları, ikinci grup kapanımlar erken evre kuvars kristallerinin kenar kısımlarında yeniden kristallenme zonlarında bulunan kapanımları, üçüncü grup kapanımlar ise erken evre kuvarslarının arasındaki boşlukları dolduracak şekilde oluşmuş geç evre kuvars kristalleri içinde bulunan kapanımları kapsamaktadır. Bu kapanımlarda ölçülen ilk buz ergime sıcaklığı değerleri çözeltilerin bileşiminde çözülür tuz olarak yalnızca NaCl bulunabileceğini göstermektedir. Son buz ergime sıcaklığı değerleri çözeltilerin tuzluluğunun birinci grup kapanımların oluşumu sırasında düşük olduğunu (ortalama % 3,61 NaCl eşdeğeri), ikinci grup kapanımların oluşumu sırasında belirgin bir şekilde yükseldiğini (ortalama % 8,76 NaCl eşdeğeri), üçüncü grup kapanımların oluşumu sırasında ise tekrar düştüğünü (ortalama % 3,03 NaCl eşdeğeri) belirtmektedir. Homojenleşme sıcaklığı değerleri, çözeltilerin sıcaklığının birinci grup kapanımların oluşumu sırasında maksimum 388,5 °C'ye kadar yükseldiğini (ortalama 338,1°C), daha sonra ikinci grup kapanımların oluşumu sırasında ortalama 247,8 °C civarında olduğunu, üçüncü grup kapanımların oluşumu sırasında ise 182°C'ye kadar (ortalama 205,6°C) kademeli bir şekilde düştüğünü göstermektedir.

ABSTRACT : Investigated lead-zinc deposits are located at the north of Imranlı town (Sivas) within the Northern part of Central Anatolia. Andesitic volcanics and syenitic pluton of Eocene outcrop in study area. Pb-Zn deposits occur as ore veins developed along the fault zones (N45-50°W, 80-85°NE) which cut the both of the Maden volcanic and Köseadağ syenite. Ore veins contain sphalerite, galena, chalcopyrite, fahlore, polybasite-pearseite, pyrite, arsenopyrite, bornite and molibdenite as sulfide minerals, magnetite and hematite as oxide minerals, quartz and barite as gangue minerals. Quartz crystals are genetically classified as early and late quartzs. Fluid inclusions were described under 3 groups according to their status. First group fluid inclusions are seen in the central parts of the early quartz crystals, second group fluid inclusions take place in the recrystallised marginal parts of the early quartz crystals, the third ones occur in the quartz crystals of later episode. First melting temperature values show that mineralizing fluids contain only NaCl as dissolved salt type. Last ice melting values identify that the salinity of the fluids were low (average; % 3,61 NaCl wt.) during the formation of first group inclusions, increased (average; % 8,76 NaCl wt.) during the formation of second group inclusions and finally decreased (average; % 3,03 NaCl wt.) during the formation of third group inclusions. Homogenization temperature values point out that the temperature of mineralizing fluids were as high as 388,5°C (average; 338,1°C) during the formation of first group inclusions and decreased gradually down to 182 °C during the formation of second (average; 247,8°C) and third (average; 205,6°C) group inclusions.

GİRİŞ

Bu çalışmada incelenen Pb-Zn yatakları, İç Anadolu Bölgesi'nde Sivas ili'ne bağlı İmranlı İlçesi'nin yaklaşık 15 km kadar kuzeybatısında, Maden Köyü çevresinde, 1/25000 ölçekli Giresun H40-d2 ve Divriği I40-a1 paftaları içinde yer almaktadır (Şekil 1). Çalışma kapsamında cevherleşmeler yakın çevresinin jeolojik haritası yapılmış, yöredeki kurşun-çinko yataklarının dağılımları, yataklanma şekilleri, cevher-yanakayaç ilişkileri, mineralojik bileşimleri, yapısal ve dokusal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca cevherleşmelerin oluşum koşullarını belirleyebilmek amacı ile kuvars kristallerinde gözlenen sıvı kapanımlarında mikrottermometrik incelemeler yapılmıştır. Mikroskopik ve sıvı kapanım incelemeleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiş olup, sıvı kapanım incelemelerinde LINKAM THMS 600 model mikrottermometrik ölçüm cihazı kullanılmıştır.

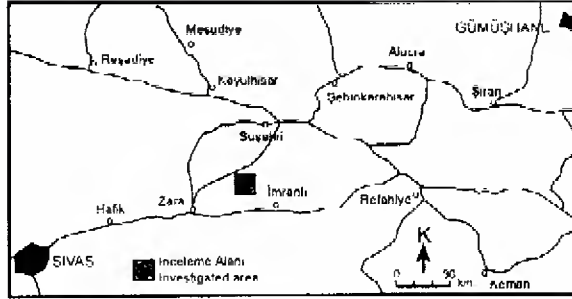
GENEL JEOLÖJİK ÖZELLİKLER

İnceleme alanının da içinde bulunduğu bölgede Paleozoik'ten Kuvaterner'e kadar değişik yaş aralığına sahip litolojik birimler yer almaktadır. Kuzeyden güneye doğru Tokat Metamorfitleri, Refahiye Ofiyolitli Karışığı, Köseadağ Siyeniti, Eosen yaşlı Volkanitler, Tersiyer yaşlı Sivas Baseni Çökelleri ve bu baseni güneyden sınırlayan Divriği Ofiyolitli Karışığı en yaygın birimlerdir. Bu birimlerin çeşitli özellikleri, Kurtman (1973), Kalkancı (1974, 1978), Yılmaz (1985), Üşümezsoy ve Ulakoğlu (1987/88), Aktemur vd. (1990) ve Boztuğ vd. (1993) gibi araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda incelenmiş olup, yöredeki cevherleşmelerle ilişkili olarak yapılmış herhangi bir çalışma bulunmamıştır.

İnceleme alanı içinde bu birimlerden; Eosen yaşlı volkanitler ve Köseadağ Siyeniti yüzeylenmekte olup, Eosen yaşlı volkanitler bu çalışmada Maden volkanitleri olarak adlandırılmışlardır (Şekil 2).

Maden volkanitleri

Bölgede oldukça geniş bir yayılımı sahip olan bu volkanitler, inceleme alanının özellikle doğu-güneydoğu kesiminde hakimdirler. Bu volkanitler, önceki çalışmalarda Eosen yaşlı Köseadağ Formasyonu içinde andezitik volkanitler (Kurtman, 1973), Lütésiye yaşlı andezitler (Kalkancı, 1974 ve 1978), Suşehri güneyinde Eosen yaşlı Oyuk formasyonu içinde bazaltik volkanitler (Üşümezsoy ve Ulakoğlu, 1987/88), Alt-Orta Eosen yaşlı Gülandere Formasyonu içinde andezitik-bazaltik volkanitler (Aktemur vd., 1990) şeklinde tanımlanmışlardır.



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konumu.
Figure 1. Location of the investigated area.

Volkanitler, altere olmuş kesimlerinde grimsi-pembe ve siyahımsı-gri, taze yüzeylerinde ise gri-pembe ve siyahımsı renk tonlarına sahiptirler. İncekesitlerde de alterasyonun oldukça ileri düzeyde olduğu ve camsı bir hamur içerisinde plajiyoklaz, biyotit ve yer yer hornblend fenokristallerinden oluştuğu gözlenmiştir. Fenokristaller ile yapılan modal analizler andezitik bileşimde olduklarını göstermiştir. Bu birim Köseadağ siyeniti tarafından kesilmektedir.

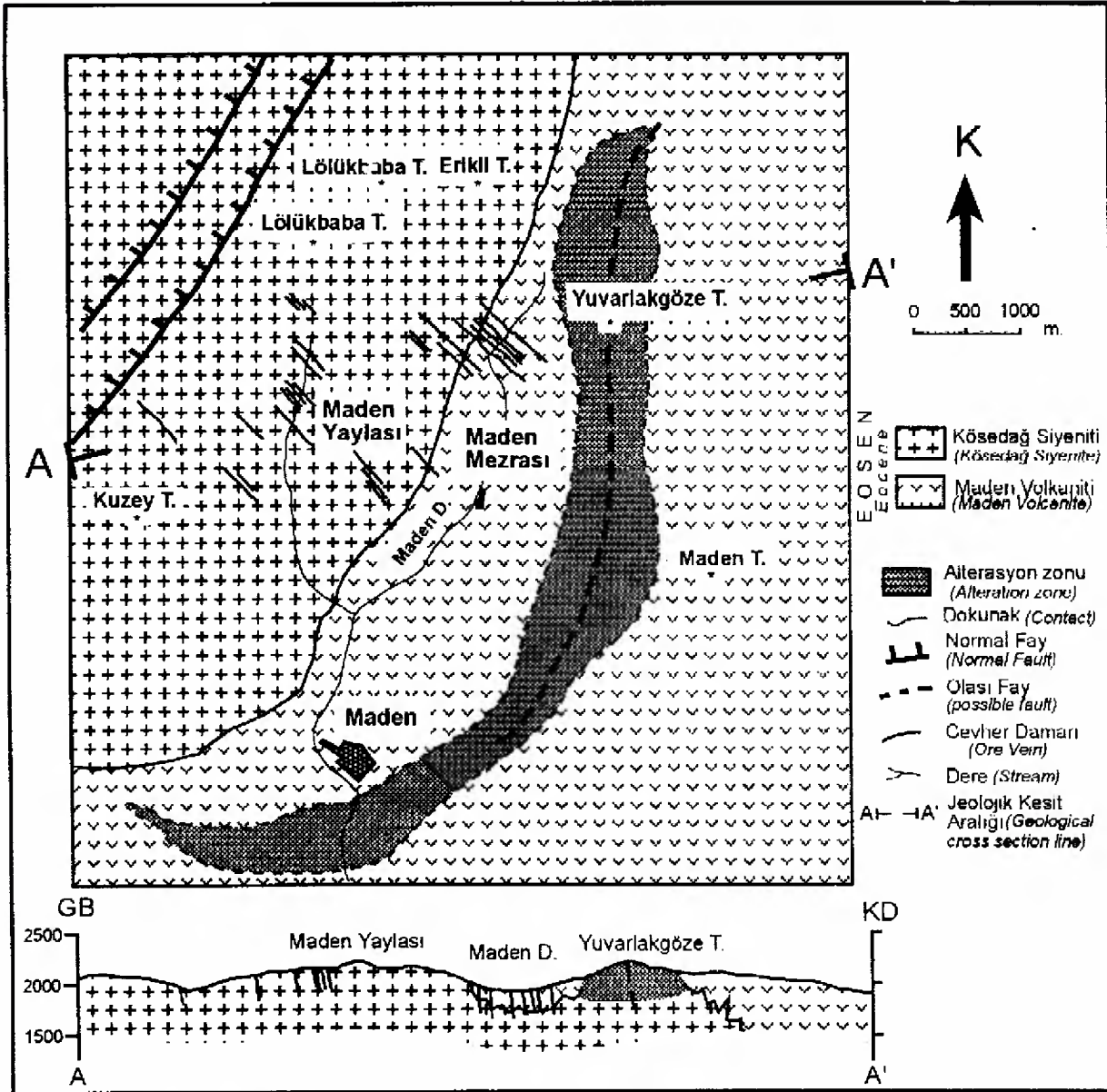
Köseadağ Siyeniti

İlk olarak Kalkancı (1974) tarafından adlandırılan bu birim, inceleme alanının kuzey-kuzeybatı kesiminde yüzeylenmekte ve inceleme alanının kuzeyinde Köseadağ yüresinde geniş bir alan kaplamaktadır. Makroskopik olarak bol kırıklı ve çatlaklı oluşları ve genellikle ileri derecede gelişmiş bozunmaları ile karakteristiktir. İncekesitlerde; kuvars, K-feldspat, plajiyoklaz, biyotit, piroksen ve apatit içerdiği gözlenmiş olup, bu minerallerin modal bolluklarına göre siyenit olarak tanımlanmışlardır.

İnceleme alanının kuzeydoğu kesiminde dar bir alanda gözlenen koyu renkli kenar yüzleklerinden alınan örneklerde ise plajiyoklaz ve piroksenlerin hakim olduğu gabroyik bileşimler gözlenmiştir. Kalkancı (1974) tarafından bu oluşumlar mikrogabro sokulumları şeklinde tanımlanmıştır.

Boztuğ vd. (1993), Köseadağ Batolitinin ana kütlelerinin çoğunlukla kuvars siyenit, siyenit, ender olarak ta monzonitik kayalarından; kenar kesimlerinin ise siyenitten oluştuğunu, jeokimyasal açıdan silis bakımından aşırı doygun alkali ve koyu renkli subalkali arasında geçiş gösterdiğini ve çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonrasındaki yersel gerilme rejimi ürünü magmadan kaynaklandığını belirtmektedirler.

Köseadağ siyeniti Alt-Orta Eosen yaşlı andezitik volkanitleri keserek yerleşmiştir. Bu sokulumun yaşı Kalkancı (1974) tarafından Rb-



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

Sr yöntemiyle Priaboniyen olarak ortaya konmuştur. Ayrıca, Kalkancı (1974) siyenitik batolite bağlı çatlakları dolduran hidrotermal karekterli sfalerit, pirit, galenit ve kalkopirit ile stibnit ve prolusit içeren kuvars, barit ve limonitli flonların varlığına işaret etmektedir.

Alterasyon Zonu

Bu zon Andezitik karekterli Maden Volkanitleri içinde ve yaklaşık KD-GB durumlu bir fay çatalı çevresinde gelişmiş olup, alterasyon türü olarak silisleşme hakimdir. Silisleşmenin hakim olduğu bu alterasyon zonu silisce zengin

çözellilerin taşıdıkları silisi fay zonu boyunca çöktürmeleri sonucu oluşmuş olmalıdır. Alterasyon zonu içerisinde sülfürlü mineral olarak sadece eser miktarda pirit ve kalkopirit gözlenmesi, bu zonun doğrultusunun yöredeki cevher damarlarının doğrultularından farklı olması, bölgede alterasyon zonunun geliştiği tipte başka kırık sistemlerinin ve/veya cevherli damarların gözlenmemiş olması ve cevher damarları ile alterasyon zonunun direkt ilişkilerinin gözlenmemesi cevherleşme ile alterasyon zonunun farklı süreçlerde oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir.

Yapısal Özellikler

İnceleme alanının da içinde bulunduğu bölgenin yapısal özellikleri Yılmaz (1985) tarafından Eosen öncesi ve Eosen sırasında ve/veya sonrasında gelişen yapılar olarak ele alınmış ve irdelenmiştir. Eosen sırasında gelişen yapıların en önemlisi, Erzincan-Refahiye güneyinden geçen batıda Zara'ya doğru devam eden, kuzeye dalımlı ve Pliyo-Kuvaterner öncesi gelişimini tamalamış olan bindirmedir. Eosen sonrası gelişen yapılar ise, İmranlı-Suşehri arasındaki alanda gözlenen kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu, birbirlerine paralel faylardır. Bu faylar Eosen sonrasında önemli olan düşey hareketlerin sonucudur (Yılmaz, 1985).

İncelemeye konu olan cevherleşmelerin yakın çevresinde ise, bu yapısal unsurlardan, Lölükbaba Tepe'nin kuzeyinden geçen ve KD-GB doğrultulu normal faylar ve Maden Köyü'nün güneyinde yer alan KD-GB doğrultulu tamamen silisli bir alterasyon zonu görünümündeki faylanmadır. İçinde cevherleşmelerin çöktüğü kırık sistemleri ise birbirlerine paralel ve K45-50°B, 80-85°KD konumundurlar.

MADEN JEOLJİSİ

Cevherleşmelerin Dağılımı ve Yataklanma Şekilleri

İnceleme alanı içindeki Pb-Zn yatakları, Lölükbaba Tepe'nin güney yamacında, Maden Yaylası ve Maden Mezrası çevrelerinde gözlenmekte olup, kırık hatlarını doldurmuş damar tipi cevherleşmeler şeklindedirler (Şekil 2). Belirtilen yörelerde 20'den fazla cevher damarı bulunmaktadır. Maden Mezrası çevresinde bulunan bazı damarların eski dönemlerde bir süre işletilmiş olduğu çevrede gözlenen curuf yığınlarından anlaşılmaktadır.

İnceleme alanında gözlenen Pb-Zn damarları, kalınlıkları değişken ve oldukça uzun mesafelerde izlenebilen oluşumlar şeklinde olup, arazide bol silisli ve limonitli çıkıntılar şeklinde izlenmektedirler. Cevherleşmeler, Lölükbaba Tepe'nin güney yamacında ve Maden Yaylası çevresinde yalnızca siyenitler içindeki fay çatlaklarını doldurmuş durumda gözlenirken, Maden Mezrası çevresinde hem siyenitleri, hem de andezitik volkanitleri kesen fay çatlaklarını doldurmuş durumdadırlar. Siyenitler içindeki damarlarda, kuvars ve cevher mineralleri tarafından çimentolanmış siyenitlere ait parçalar, siyenitleri ve volkanitleri kesen damarlarda ise hem siyenitik hemde volkanik kayaç parçaları gözlenebilmektedir. Cevher damarları K45-50°B doğrultulu olup dik ve dike yakın (80-85°KD) eğimlidirler. Kalınlıkları, 20 cm ile 1,5 m arasında değişmektedir. Damarların devamlılıkları, doğ-

rultuları boyunca 300 m kadar, eğim yönünde ise topoğrafik kot farkına göre yer yer 150 m kadar izlenebilmektedir.

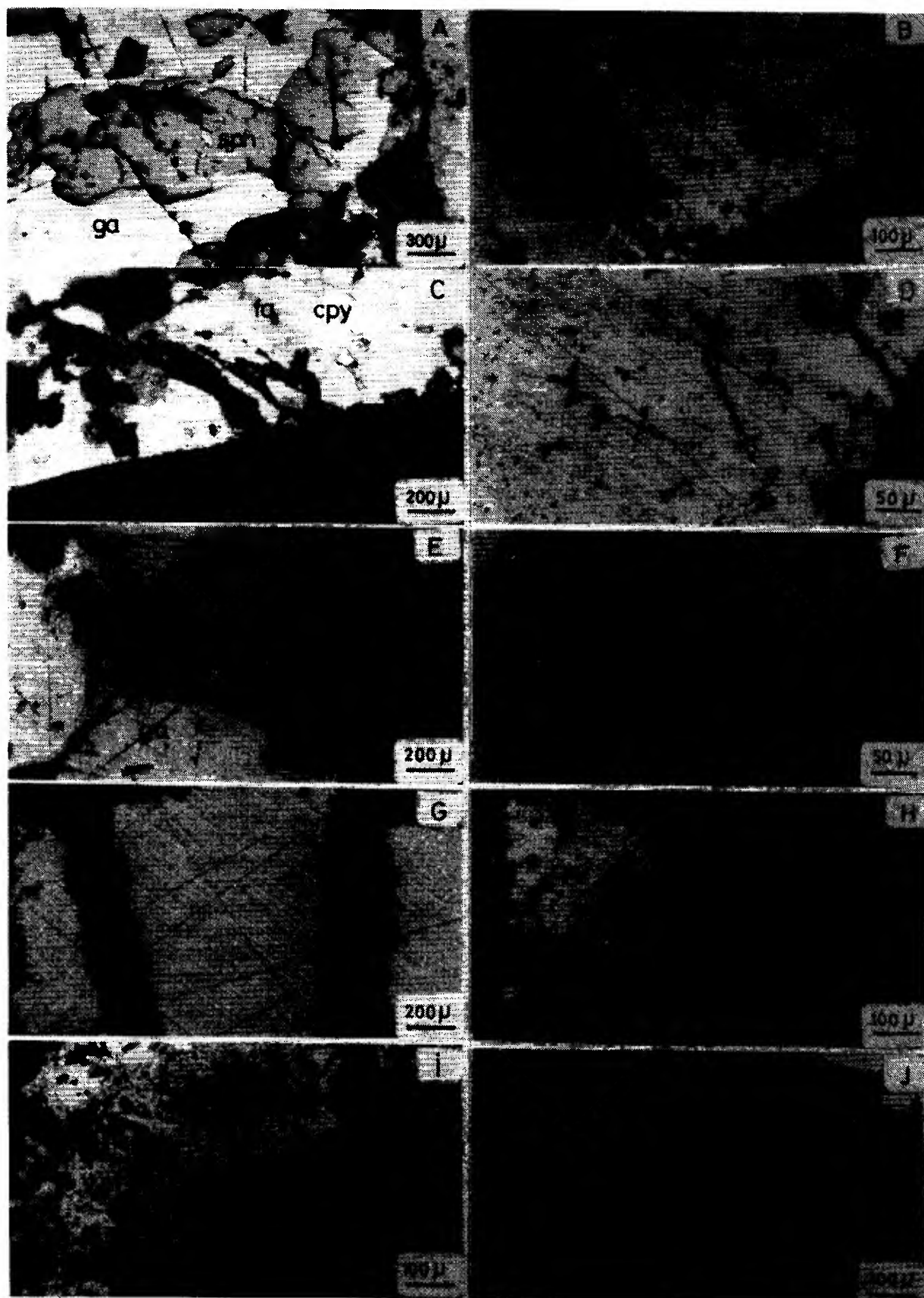
Cevherleşmelerin Mikroskopik Özellikleri

İnceleme alanında bulunan cevherli damarlardan alınan örneklerden hazırlanan parlatma bloklarında cevher minerali olarak: sülfürlü minerallerden sfalerit, galenit, kalkopirit, fahlerz (tennantit-frayberjit?), pirit, arsenopirit, bornit ve molibdenit; sülfotuzlarından polibasit/pearseit; oksitli minerallerden manyetit, hematit; incekesitlerde ise gang minerali olarak kuvars ve ender olarak barit gözlenmiştir. Ayrıca, yer yer markazit, kovellin ve limonit gibi atmosferik koşullar altında birincil minerallerden itibaren oluşmuş mineraller de parajeneze katılmaktadır. Bu minerallerin önemli özellikleri aşağıda özet olarak açıklanmıştır:

Sfalerit; genellikle özşekilsiz kristaller şeklinde ve ilk oluşan sülfürlü cevher minerali konumunda olup, galenit, kalkopirit ve fahlerzler tarafından kırık-çatlak ve kenarları boyunca kuşatılıp ornatılmış olarak gözlenmektedir (Şekil 3A, B). Özellikle kalkopiritler ile olan kristal sınırlarında ornatma daha belirgindir (Şekil 3B). Bazı alanlarda ise, kalkopiritleri ornatma ve kapanımlar halinde içeren, mikro damarcıklar halinde daha geç evre ürünü (rekristalizasyon ürünü?) sfalerit oluşumları izlenebilmektedir (Şekil 3C).

Şekil 3. A) Galenit (ga) tarafından çevrelenmiş sfalerit (sph) kristallı, B) Kenarları boyunca kalkopiritler (cpy) tarafından ornatılan sfaleritler (sph), C) Kalkopiritleri (cpy) kesen rekristalizasyon ürünü sfalerit (sph) damarcıkları, D) Kalkopiritler içindeki sfalerit yıldızcıkları, E) Galenit (ga) içindeki polibasit-pearseit (pp) oluşumları, F) Galenit (ga) içindeki klaprotit (kl) oluşumları, G) Kalkopirit ve bornit arasında gelişen kristalografik yönelimli dokuyu, H) Kalkopiritler (cpy) içindeki fahlerz (fa) oluşumları, I) Kuvarslar içindeki çubuk şekilli arsenopirit kristalleri, J) Çubuk şekilli molibdenit kristalleri.

Figure 3. A) Sphalerite inclusion in galena, B) Sphalerite partially replaced by chalcopryrite along grain margins, C) Recrystallized sphalerite veinlets cutting chalcopryrite, D) Sphalerite starlets in chalcopryrite, E) Polybasite-pearseit in galena, F) Klaprotite in galena, G) Exsolution intergrowth of chalcopryrite and bornite, H) Formations of fahlore in chalcopryrite, I) Lath shaped arsenopryrite crystals in quartz, J) Lath shaped molibdenite crystals.



Galenit; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde olup, sfaleritleri kuşatmakta, kalkopirit ve fahlersler tarafından ise kuşatılmaktadır. Ayrıca, hemen hemen tüm parlatma bloklarında galenitler bol miktarda ve çeşitli büyüklükte polibasit/pearseit (Şekil 3E), tennantit ve nadiren de klaprotit (Şekil 3F) oluşumları içermektedir. Bazı bloklarda ise galenit-polibasit/pearseit ve galenit-tennantit arasında gelişmiş iskelet şekilli mirmekitik iç büyümeler de gözlenmektedir.

Kalkopirit; genellikle özşekilsiz kristaller halinde olup, özellikle sfaleritleri kuşatmakta (Şekil 3B) ve çatlakları boyunca içlerine doğru girmektedir. Ayrıca parlatma bloklarının büyük bir bölümünde kalkopirit kristalleri içerisinde oldukça bol bir şekilde, değişik ve yıldız şekilli sfalerit oluşumları da izlenmektedir (Şekil 3D). Kalkopiritler içinde gözlenen bu sfalerit yıldızcıkları, yüksek sıcaklıklarda (550°C ?) gerçekleşen ayrılımlar veya eşzamanlı kristallenme sırasında gelişmiş, iskelet yapılı oluşumlar şeklinde açıklanabilmektedir (Ramdohr, 1980).

Silileşmiş alterasyon zonundan alınan örneklerden yapılan parlatma bloklarında ise, kalkopiritler ile bornit arasında kristaloğrafik yönelimli doku olarak adlandırılan kalkopirit-bornit ayrılım dokularının en tipik örnekleri görülmektedir (Şekil 3G). Kalkopiritler fahlersler tarafından ornatılmış ve kenarları boyunca kovellinlere ve limonitlere dönüşmüş olarak gözlenmektedir.

Pirit; hem özşekilli hem de özşekilsiz kristaller halinde olup, özellikle özşekilli olanları diğer sülfürlü mineraller içinde kapanım olarak izlenmektedir. Cevherleşmenin tüm aşamalarında oluşmuş olarak gözlenen en yaygın sülfürlü mineraldir. Kenarları boyunca yer yer markazitlere ve limonitlere dönüşmüştür.

Fahlerz (tennantit, frayberjit); bağımsız kristaller halinde olabildiği gibi, galenitler içerisinde, ayrıca sfalerit ve kalkopiritlerin kırık ve çatlakları boyunca da izlenmektedirler. Özellikle kalkopiritlerin kırık ve çatlakları içinde bulunanları kalkopiritleri kuşatır ve ornatır durumda gözlenmektedirler (Şekil 3H). Genelde grimsiyeşil renkli olmaları ve değişik oranlarda mavimsi renk tonuna sahip kesimler içermeleri nedeniyle, gümüş içerikleri yüksek, tennantitik bileşimde oldukları düşünülmüştür. Ancak bu tür oluşumlar literatürde frayberjit olarak da tanımlanmaktadır (Ramdohr, 1980).

Arsenopirit; genellikle sfaleritlerin çevresini kuşatır durumda ve kuvars gangi içinde yer yer özşekilli, yer yer ise değişik türdeki ikizlenmeli (özellikle pseudohexagonal üçgen şekilli ikizleri, Ramdohr, 1980) ve çubuklar şeklinde izlenmektedir (Şekil 3I). Çubuk şekilli olan kristalleri limonitlere dönüşmüş durumdadır. Arsenopi-

rit kristallerinin araları ise fahlersler ile doldurulmuş olarak gözlenmektedir.

Polibasit/Pearseit; tüm parlatma bloklarında genellikle galenitler içerisinde farklı boyutlarda (Şekil 3E) izlenmekte olup, yer yer galenitler ile, yer yer de tennantitler ile birlikte iskelet şekilli ve mirmekitik iç büyümeli dokular göstermektedir.

Klaprotit; galenit kristalleri içerisinde düzensiz olarak dağılmış durumda, yer yer ise gruplar halinde izlenmektedirler (Şekil 3F).

Molibdenit; özellikle Maden Mezrası çevresinde bulunan damarlardan alınan örneklerde, kuvarslar içerisinde levha şekilli kristaller halinde izlenmektedirler (Şekil 3J). Diğer sülfürlü mineraller ile doğrudan sınır ilişkisi izlenemediğinden oluşum evresinin belirlenmesi tam olarak mümkün olamamıştır.

Bornit, özellikle silileşmiş alterasyon zonundan alınan örnekler de kalkopirit-bornit ayrılım kristalleri şeklinde izlenmektedir (Şekil 3H).

Markasit; piritlerin yüzeysel koşullardaki dönüşüm ürünü olarak oluşmuştur.

Manyetit ve hematit; manyetitler, yankayaçlar içerisinde ve cevherleşmenin yankayaçları ile olan dokunak zonlarında küçük taneli kristaller halinde gözlenmektedirler. Hematitler, manyetitlerden dönüşmüş olarak, spekülartitik hematitler ise, özellikle arsenopiritlerden itibaren dönüşüm ürünü ve bu mineralleri ornatır durumda izlenmektedirler.

Kovellin; kalkopirit ve galenitlerin kırık-çatlak ve kenarlarında izlenmekte olup, yüzeysel koşullarda oluşmuşlardır.

Limonit; pirit ve kalkopiritlerden itibaren oksidasyon ürünleri şeklinde oluşmuşlardır.

Sıvı Kapanım İncelemeleri

Sıvı kapanım incelemeleri, cevherli damarlardan alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitlerdeki kuvars kristallerinde belirlenen sıvı kapanımlarında yapılmıştır. Termometrik ölçümler 5 ayrı örnek üzerinde 57 adet sıvı kapanımında gerçekleştirilmiştir.

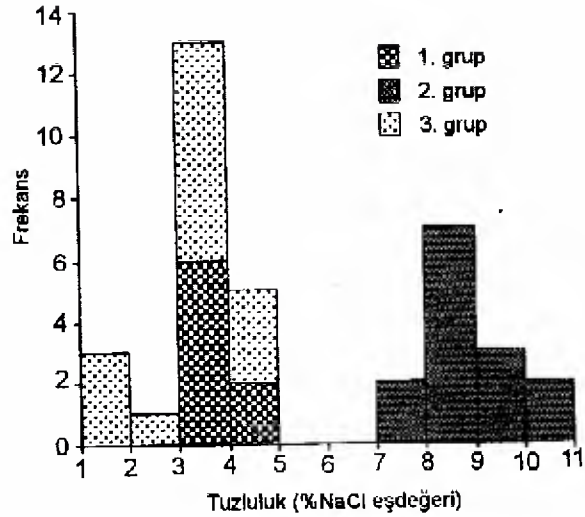
Ölçüm yapılabilen sıvı kapanımları kuvars kristalleri içinde üç farklı grup oluşturmaktadırlar. Birinci grup kapanımlar, erken evrede oluşmuş kuvars kristallerinin merkezine yakın kesimlerinde, bağımsız ve gelişigüzel dağılmış, izole kapanımlar şeklinde izlenmekte olup, yaygın değildir. İkinci grup kapanımlar, erken evrede oluşmuş kuvars kristallerinin kenar kesimlerinde yeniden kristallenme ve/veya daha sonraki büyüme zonlarında gözlenen kapanımlar olup, oldukça yaygındırlar. İkinci grup kapanımların gözlendiği kuvars kristalleri genellikle cevher mineralleri ile yakın ilişkili ve dokunak

halindedirler. Üçüncü grup kapanımlar ise, erken evrede oluşmuş kuvars kristallerinin kenarlarında yama, üst büyümeler veya kuvars kristalleri ile cevher minerallerinin aralarındaki boşlukları dolduran geç evrede oluşmuş kuvars kristallerinde gözlenmekte ve düzensiz bir dağılım göstermektedirler.

Belirlenen kapanımların boyutları genellikle 10-25 mikron arasında değişmektedir. Sıvı kapanımların kuvars kristalleri içindeki dağılımları, büyüklükleri ve görünüşleri incelendikten sonra, birincil kapanımlar dondurulup ısıtılarak ilk buz ergime sıcaklığı (T_{FM}), son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}) ve sıvı-gaz fazın homojenleşme sıcaklığı (T_H) ölçümleri yapılmıştır. Sıvı kapanımlarında yapılan mikrotermometrik ölçüm değerleri ve hesaplanan tuzluluk değerleri toplu halde Çizelge 1'de görülmektedir.

İlk buz ergime sıcaklığı (T_{FM}) değerleri birinci grup kapanımlarda $-19,6^{\circ}\text{C}$ ile $-22,0^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-20,7^{\circ}\text{C}$), ikinci grup kapanımlarda $-18,3^{\circ}\text{C}$ ile $-21,3^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-20,0^{\circ}\text{C}$) ve üçüncü grup kapanımlarda $-19,6^{\circ}\text{C}$ ile $-21,1^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-20,5^{\circ}\text{C}$) dağılım göstermektedir. Her üç grup sıvı kapanımında ölçülen ilk buz ergime sıcaklık değerleri birbirine yakın olup, Shepherd vd. (1985) tarafından verilen su-tuz sistemlerinin ötektik noktaları ile karşılaştırıldığında $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ iki bileşenli sistemin ötektik sıcaklığı ($-21,2^{\circ}\text{C}$ veya $-20,8^{\circ}\text{C}$) ile uyum içinde olduğu görülmektedir. Bu durumda, her üç grup sıvı kapanımında suyun içindeki tuz bileşenin de NaCl olduğu anlaşılmaktadır.

Son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}) ölçümleri, birinci grup kapanımlarda $-2,0^{\circ}\text{C}$ ile $-2,9^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-2,4^{\circ}\text{C}$), ikinci grup kapanımlarda $-5,3^{\circ}\text{C}$ ile $-7,4^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-6,2^{\circ}\text{C}$), üçüncü grup kapanımlarda ise $-1,0^{\circ}\text{C}$ ile $-2,8^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-2,0^{\circ}\text{C}$) değişim göstermektedir. Bu ölçüm değerleri, Shepherd vd. (1985) tarafından verilen sıvı kapanımlardaki çözümlü tuz miktarının belirlenmesine ilişkin diyağrama yerleştirildiğinde, tuzluluk değerlerinin birinci grup kapanımlarda % 3,61 (ağırlıkça, NaCl eşdeğeri), ikinci grup kapanımlarda % 8,76 (ağırlıkça, NaCl eşdeğeri) ve üçüncü grup kapanımlarda % 3,03 (ağırlıkça, NaCl eşdeğeri) değerleri elde edilmekte olup, tuzluluk değerlerinin grafiksel dağılımları Şekil 4'te görülmektedir. Bu değerlerden, mineral oluşturuvcu çözeltilerin tuzluluğunun başlangıçta, (birinci grup kapanımların ve dolayısıyla erken evre kuvarslarının oluşumu sırasında) düşük olduğu (ortalama % 3,6); daha sonra ikinci grup kapanımların oluşumu ve dolayısıyla erken evre kuvarslarının yeniden kristallenerek büyümeleri sırasında



Şekil 4. İncelenen sıvı kapanımlarında tuzluluğun frekans dağılımı.

Figure 4. Frequency distribution diagram of salinity of the investigated fluid inclusions.

yükseldiği (ortalama % 8,76) ve daha sonra üçüncü grup kapanımların oluşumu ve dolayısıyla geç evre kuvarslarının kristallenmesi sırasında tekrar düştüğü (ortalama % 3,03) anlaşılmaktadır.

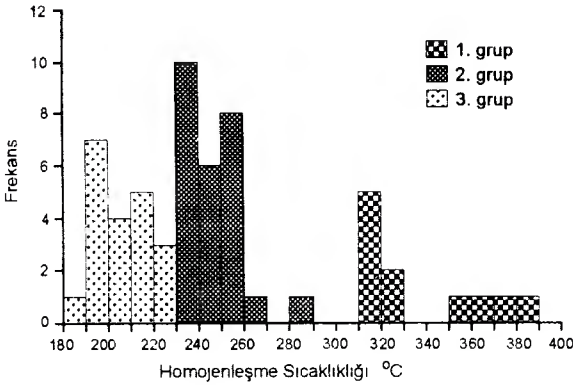
Homojenleşme sıcaklığı (T_H) değerleri ise, birinci grup kapanımlarda $312,7^{\circ}\text{C}$ ile $388,5^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $338,1^{\circ}\text{C}$), ikinci grup kapanımlarda $232,5^{\circ}\text{C}$ ile $280,8^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $247,8^{\circ}\text{C}$) ve üçüncü grup kapanımlarda 182°C ile $222,4^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $205,6^{\circ}\text{C}$) şeklindedir (Çizelge 1). Bilindiği gibi sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklık değerleri kapanımların içinde bulundukları kristallerin oluşum sıcaklıkları hakkında bilgi vermekte olup, cevherleşmelerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklığının kademeli bir şekilde azaldığı ve üç farklı tip kapanımların oluşum sıcaklığı bakımından belirgin şekilde farklılık gösterdiği anlaşılmaktadır (Şekil 5).

Kapanımların tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde hidrotermal çözeltilerin Şekil 6'da görülen evrimi geçirdiği; birinci tip kapanımların ve erken evre kuvarsların oluşumu sırasında sıcaklıkların yüksek tuzluluklarının düşük olduğu, daha sonra ikinci tip kapanımların oluşumu sırasında sıcaklık azalırken tuzluluğun arttığı, üçüncü tip kapanımların oluşumu sırasında ise sıcaklık ve tuzluluğun düştüğü görülmektedir.

Çizelge 1. Sıvı kapanımlarındaki kapanlanmış sıvıların belirlenmiş özellikleri.
Table 1. Identified characteristics of the fluids trapped in fluid inclusions.

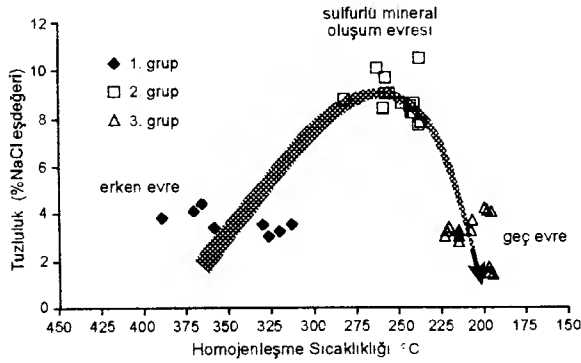
Örnek	Kapanım	T _{FM} (°C)		T _{ICE} (°C)		T _H (°C)		Tuzluluk (% NaCl wt)		Grup
		Ölçüm	Ortalama	Ölçüm	Ortalama	Ölçüm	Ortalama	Hesap.	Ortalama	
C-11	1	-20.0	-20.7	-2.7	-2.4	370.6	338.1	4.1	3.61	1. Grup
	2	-21.3		-2.2		358.2		3.4		
	3	-		-		317.3		-		
	4	-		-		314.3		-		
	5	-20.8		-2.1		319.8		3.2		
	6	-20.5		-2.3		329.3		3.5		
	7	-20.9		-2.3		312.7		3.5		
	8	-22.0		-2.9		365.2		4.4		
	9	-		-		316.9		-		
CD-1	1	-19.6		-2.0		325.8		3.0		
	2	-20.4		-2.5		388.5		3.8		
C-11	1	-20.3	-20.0	-5.7	-6.2	219.9	247.8	8.2	8.76	2. Grup
	2	-19.1		-6.3		280.8		8.8		
	3	-		-		232.7		-		
	4	-20.3		-5.3		238.0		7.7		
	5	-20.0		-5.9		242.6		8.5		
	6	-20.2		-6.4		254.6		9.0		
CD-1	1	-20.7		-6.4		256.9		9.0		
	2	-20.6		-6.1		239.9		8.6		
	3	-20.0		-5.4		235.8		7.8		
	4	-21.3		-5.7		241.7		8.2		
	5	-19.7		-7.4		236.7		10.5		
	6	-20.8		-6.8		257.2		9.7		
	7	-18.3		-7.1		261.9		10.1		
C-52	1	-		-		254.4		-		
	2	-		-		249.8		-		
	3	-19.4		-5.8		258.6		8.4		
	4	-		-		232.5		-		
	5	-19.8		-6.1		247.3		8.6		
C-5	1	-		-		234.0		-		
	2	-		-		244.5		-		
	3	-		-		259.0		-		
C-7	1	-		-		234.0		-		
	2	-		-		239.5		-		
	3	-		-		243.0		-		
	4	-		-		256.5		-		
	5	-		-		258.0		-		
	6	-		-		262.0		-		
C-11	1	-20.3	-20.5	-2.1	-2.0	214.6	205.6	3.2	3.03	3. Grup
	2	-21.0		-2.2		219.9		3.4		
	3	-20.8		-2.1		221.7		3.2		
	4	-20.9		-1.2		197.0		1.7		
	5	-20.5		-1.1		196.8		1.5		
	6	-20.9		-2.7		197.1		4.1		
	7	-20.7		-2.8		199.0		4.2		
	8	-20.2		-1.0		194.0		1.4		
	9	-20.3		-2.0		214.5		3.0		
CD-1	1	-19.6		-2.4		206.4		3.7		
	2	-20.1		-2.1		207.3		3.2		
	3	-		-		206.6		-		
	4	-		-		209.8		-		
	5	-20.9		-1.9		214.4		2.8		
	6	-21.1		-2.6		195.4		4.0		
	7	-		-		200.2		-		
	8	-19.8		-2.0		222.4		3.0		
C-5	1	-		-		182.0		-		
	2	-		-		190.0		-		
	3	-		-		222.0		-		

T_{FM} : İlk buz ergime sıcaklığı T_{ICE} : Son buz ergime sıcaklığı T_H : Homojenleşme sıcaklığı



Şekil 5. İncelenen sıvı kapanımlarında homojenleşme sıcaklıklarının frekans dağılımı.

Figure 5. Frequency distribution diagram of the homogenization temperature values of the investigated fluid inclusions.



Şekil 6. İncelenen sıvı kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk ilişkisi.

Figure 6. Co-variance diagram of the salinity and homogenization temperature values of the investigated fluid inclusions.

SONUÇLAR

İnceleme alanındaki Pb-Zn cevherleşmeleri Köseadağ siyeniti'ni ve/veya Maden volkanitini kesen, kırık zonlarında oluşmuş K45-50°B, 80-85°KD konumlu damar tipi oluşumlardır.

Tüm cevherleşmelerin mineral parajenezi pirit, sfalerit, galenit, kalkopirit, fahlerz, polibasit/pearseit, arsenopirit şeklinde benzer olup, farklı olarak siyenitler içindeki damarlarda bu parajeneze molibdenit, silisli alterasyon zonunda ise bornit eşlik etmektedir.

Cevherleşmelerin tümünde yapısal ve dokusal özellikler de benzer olup, kalkopiritler içinde farklı büyüklükte ve yıldız şekilli sfalerit oluşumları, silisli alterasyon zonunda kalkopirit-

ve bornit arasında kristaloğrafik yönelimli dokuyu oluşturan ayrılmalar ilginç özelliklerdendir.

Mikroskopik incelemeler sırasında Ag ve Mo içeren minerallerin gözlenmiş olması, bölgenin özellikle değerli metal içeriği açısından bir provens olabileceğini göstermekte olup, cevherleşmelerin Ag ve Mo açısından ayrıntılı olarak incelenmesi yararlı olacaktır.

Özellikle siyenitler içindeki cevherleşmelerde molibdenit oluşumunun gözlenmesi, Köseadağ siyenitinin gerilmeli tektonik rejimlerin ürünü olan manto yükselimine bağlı olarak alt kıtasal kabuk malzemesinin ergimesiyle oluşan, silis ve alkali içeriği yüksek bir mağmaya ait olabileceğini düşündürmektedir. Bu durum, Boztuğ vd. (1993) tarafından yapılan inceleme sonuçlarını da destekler niteliktedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen ilk ergime sıcaklığı (T_{FM}) değerleri, yöredeki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerin bileşiminde tuz olarak yalnızca NaCl bulunduğu işaret etmekte olup, meteorik sularda hakim olarak gözlenen HCO_3^- ve HSO_4^- gibi tuzlar ile deniz suyunun varlığına ve/veya hidrotermal çözeltilerin denizel sedimanlar ile temas ettiğine işaret eden $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ gibi tuzların bulunmaması, cevher oluşturuç çözeltilerin büyük olasılıkla magmatik kökenli olduğunu ve Köseadağ siyeniti ile ilişkili olabileceğini düşündürmektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen son buz ergime sıcaklığı değerleri; çözeltilerin tuzluluğunun başlangıçta düşük olduğunu (% 3.6; ağırlıkça NaCl eşdeğeri), daha sonra biraz yükseldiğini (% 8.76; ağırlıkça NaCl eşdeğeri) ve geç evrelerde tekrar düştüğünü (% 3.03; ağırlıkça NaCl eşdeğeri) göstermektedir. Cevher minerallerinin, erken evrede oluşmuş kuvarsların kenar kesimlerindeki tuzluluğu yüksek kapanımlar içeren yeniden kristallenme zonları ile temas halinde olmaları, bu mineralleri oluşturan iyonların, hidrotermal çözeltilerin tuzluluğunun yüksek olduğu dönemlerde taşınmış olduğunu belirtmektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerleri; cevher oluşturuç çözeltilerin sıcaklıklarının başlangıçta yüksek (maksimum 388,5°C) olduğunu ve kademeli bir şekilde düştüğünü (minimum 182,0°C) göstermektedir. Mikroskopik incelemeler sırasında, sülfürlü cevher minerallerinin, erken evre kuvarslarının yeniden kristallenmesi ile eş zamanlı olarak oluştukları hatırlanacak olursa, bu minerallerin ikinci grup kapanımların homojenleşme sıcaklığı olan 280,8 ile 232,5°C aralığında (ortalama 247,8°C) kristallendikleri belirtilebilir.

Elde edilen tüm verilerin birlikte değerlendirilmesi ile; yöredeki cevherleşmelerin tuz olarak yalnızca NaCl içeren, tuzluluğu düşük sayılabilecek, sıcaklığı 388,5°C ile 182°C arasında değişen, olasılıkla Köseadağ siyeniti ile ilişkili ve K45-50°B, 80-85°KD konumlu kırık hatları boyunca yükselen hidrotermal çözeltilerle oluşturuldukları, sülfürlü cevher minerallerini oluşturan iyonların özellikle bu çözeltilerin tuzluluğunun yüksek olduğu dönemde ortama taşındıkları ve 280,8 ile 232,5°C sıcaklık aralığında kristallendikleri sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu yayın, Cumhuriyet Üniversitesi, Araştırma Fonu tarafından desteklenen M-35 No'lu proje çalışmasının bir bölümünü kapsamaktadır. Sağlanan maddi destek için; C.Ü. Araştırma Fonu'na teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Aktemur, H.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının Jeolojisi. M.T.A. Dergisi, 111, 25-36
- Boztuğ, D., Yılmaz, S., Keskin, Y., 1993. İç Doğu Anadolu alkalin provensindeki Köseadağ Plütunu (Suşehri-KB Sivas) doğu kesiminin petroğrafisi ve petrokimyası. 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s.87.

- Kalkancı, Ş., 1974. Etude geologique et petrochimique du sud de la region de Suşehri. Geochronologie du massif syenitique de Köseadağ (NE de Sivas-Turquie). Doktora Tezi, A L' Université scientifique et medicole de Grenoble (yayınlanmamış).
- Kalkancı, Ş., (1978); Suşehri güneyinin jeolojik ve petrokimyasal etüdü. Köseadağ siyenitik masifinin jeokronolojisi (NE Sivas-Türkiye). 38. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s.33-34.
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. M.T.A. Dergisi, 80, 1-33.
- Ramdohr, P., 1980. The Ore Minerals and their Intergrowths. 2nd edition, Pergamon press. 1207 p.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion studies. Chapman and Hall, New York, 235 p.
- Üşümezsoy, Ş., Ulakoğlu, S., 1987/88. Suşehri önçukur çanağının evrimi: Orta Anadolu'da çarpışma sonrası magmatik olgular, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 6, 174-185.
- Yılmaz, A., 1985. Yukarı kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 79-92.

TORTUM (ERZURUM) GÜNEYBATISININ JEOLojİSİ VE PLİYOsEN YAŞLI GELİNKAYA FORMASYONUNUN SEDİMANTOLOJİSİ

GEOLOGY AND SEDIMENTOLOGY OF PLIOCENE GELİNKAYA FORMATION SOUTHWEST TORTUM (ERZURUM)

Kemal GÜRBÜZ
Ezher GÜLBAŞ

Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
Atatürk Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Erzurum

ÖZ : İnceleme alanında Geç Miyosen yaşlı Palandöken Volkanikleri, Pliyosen yaşlı Kargapazarı Volkanikleri ile Pliyosen yaşlı ve volkanoklastik-kırıntılı kayalardan oluşan Gelinkaya Formasyonu yüzeylenmektedir. Doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış bir alanda depolanmış olan Gelinkaya Formasyonu'nun ortam şartlarını ve oluşumunu belirlemek amacıyla bu birimde sedimantolojik çalışmalar yürütülmüştür. Yapılan incelemeler, Pliyosen yaşlı Gelinkaya Formasyonu'nun doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış bir havzada yer alan ve yer yer aluvyal yelpaze ve akarsu girdilerinin de olduğu görsel bir ortamda çökelmiş saptanmıştır. Ayrıca; bu sedimantasyonla aynı zaman konağında havza kenarındaki zayıf zonlardan yeryüzüne ulaşan mağmatizmanın Kargapazarı volkanikleri'ni ve sedimanter istif içerisindeki volkanoklastikleri oluşturduğu da saptanmıştır.

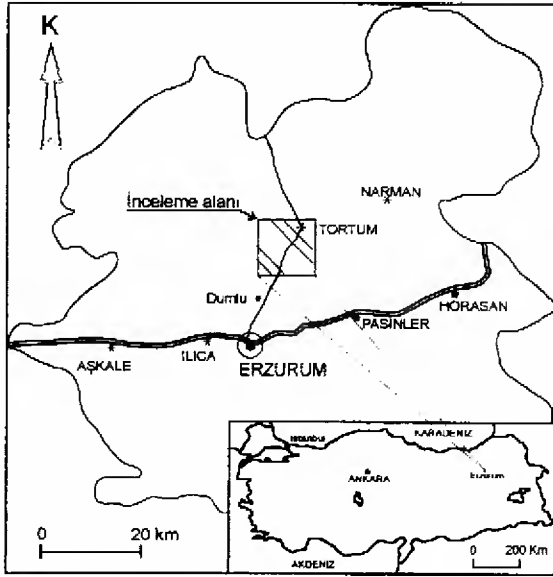
ABSTRACT : Upper Miocene Palandöken volcanics, Pliocene Kargapazarı volcanics and Gelinkaya formation deposited contemporaneously with Pliocene volcanics crop out in the studied area. Sedimentological studies have been undertaken to identify the environmental properties of the Gelinkaya Formation that was deposited in a basin bounded by strike-slip faults. Results indicate that bounded by strike-slip faults the Gelinkaya Formation deposited in a lake environment with some fluvial and alluvial inputs. It is also determined that the Kargapazarı volcanics and volcanoclastics deposited in the sedimentary succession have been developed as a result of volcanism along the weak zones of the basin edges.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR VE BÖLGESEL JEOLojİ

İnceleme alanı (Şekil 1) ve yakın civarında büyük bir çoğunluğu genel jeoloji amaçlı olan çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Bölgede ilk çalışmalar Lahn (1939), Erinc (1953), Gattinger (1955) gibi çalışmalardır. Arpat (1965), Pliyosen yaşlı Gelinkaya Formasyonu'nu adlandırmıştır. Tokel (1965), Gelinkaya formasyonunun Erzurum'un kuzeydoğusunda tüf, tüfit, bazalt akıntıları ile yer yer kireç ve kil mineralli tüflerden oluştuğunu belirtmiş ve Pliyosen'de volkanizmanın şiddetli olduğunu ve genç bazalt kütlelerinin Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ketin (1969), Doğu Anadolu'da Oligosen ve Eosen yaşlı birimlerin temelini, ofiyolitli karmaşık olarak tanımladıkları litolojinin teşkil ettiğini belirtmişlerdir. Acar (1975), Tortum'un güneyinde, aglomeratik lav serisi bulunduğunu ve bu seride aglomera,

andezitik bazalt blok ve çakıllarından açık gri tuf bir çimento ile birleşmesinden oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışmaları Atalay (1978), Tokel (1979), izlemiştir. Şengör ve Kidd (1979), Şengör ve Yılmaz (1981) Arap ve Avrasya levhaları arasında Bitlis Sütur Zonu boyunca gerçekleşen çarpışma sonucunda kıtasal kabukta büyük ölçüde bir kısalma meydana geldiğini belirtmişlerdir. Yapılan sismik araştırmalar sonucunda bölgedeki tektonik hareketlerin ve bunun sonucunda da kabuktaki kalınlaşmanın hala devam ettiği saptanmıştır (Şengör ve Kidd, 1979).

Bayraktutan (1982), Narman ve civarında sedimantolojik amaçlı çalışmalar yapmış ve inceleme alanında karasal, lagün-sığ deniz, akarsu-göl ve akarsu ortamlarda oluşmuş kayaların varlığını tesbit etmiştir. Şengör (1980), Şaroğlu ve Güner (1981), Yılmaz (1984), Şaroğlu ve Yılmaz (1984, 1986), Doğu Anadolu'daki Neojen Volkanikleri'nin kısmi ergi-



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

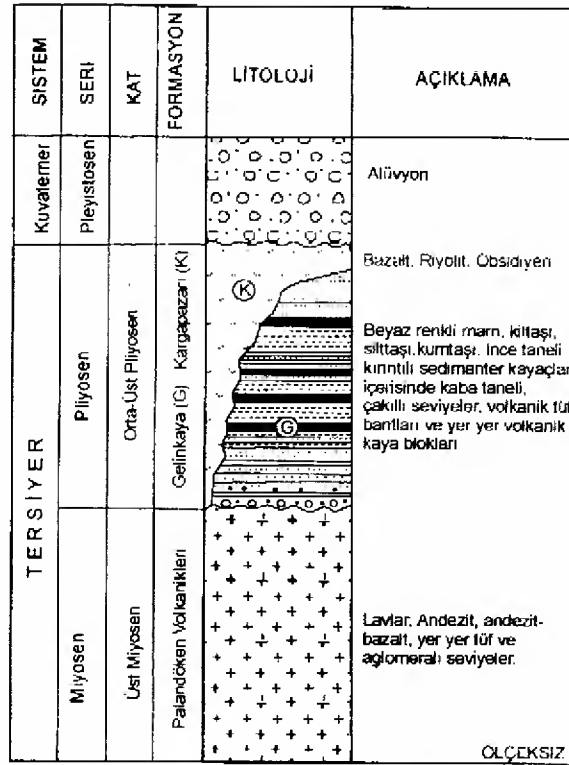
me ile kıtasal kabuk veya mantodan oluşan mağmalarının açılma çatlaklarından yukarı çıkarak oluştuklarını öne sürmüşlerdir. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeleri incelemişler ve Neotektonik dönemdeki sıkışma sonucu oluşan bindirmeler, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve K-G doğrultulu açılma çatlakları sonucunda volkanizma faaliyetinin başladığını ve bu çatlaklardan günümüzdeki volkaniklerin ortaya çıktığını belirtmişlerdir. İnan (1987) ise Erzurum-Tortum arası Dumlupınar Fay Kuşağı'nın sistematik ve yapısal özelliklerini incelemiştir.

STRATİGRAFİ VE SEDİMANTOLOJİ

İnceleme alanında temeli Geç Miyosen yaşlı Palandöken volkanikleri oluşturmaktadır (Şekil 2). Daha çok lav ve piroklastik malzemelerden oluşan bu birimin üzerine Pliyosen yaşlı volkaniklastikler ve kırıntılı sedimanlardan oluşan Gelinkaya Formasyonu ile, bu birimle eşzamanlı olarak gelişen Kargapazarı volkanikleri gelmektedir. İnceleme alanındaki en genç birimi ise, Kuvaterner'e ait yamaç molozları ile alüvyon oluşturmaktadır (Şekil 3).

Palandöken Volkanikleri

Dar bir koridor şeklinde uzanan inceleme alanı, içerisinde havzanın temelini oluşturan Geç Miyosen yaşlı volkanik kayaç topluluğu bulunmaktadır. Daha çok andezit, trakit ve aglomeralardan oluşan bu volkanik birim adını Erzurum'un güneyinde yer alan Pa-



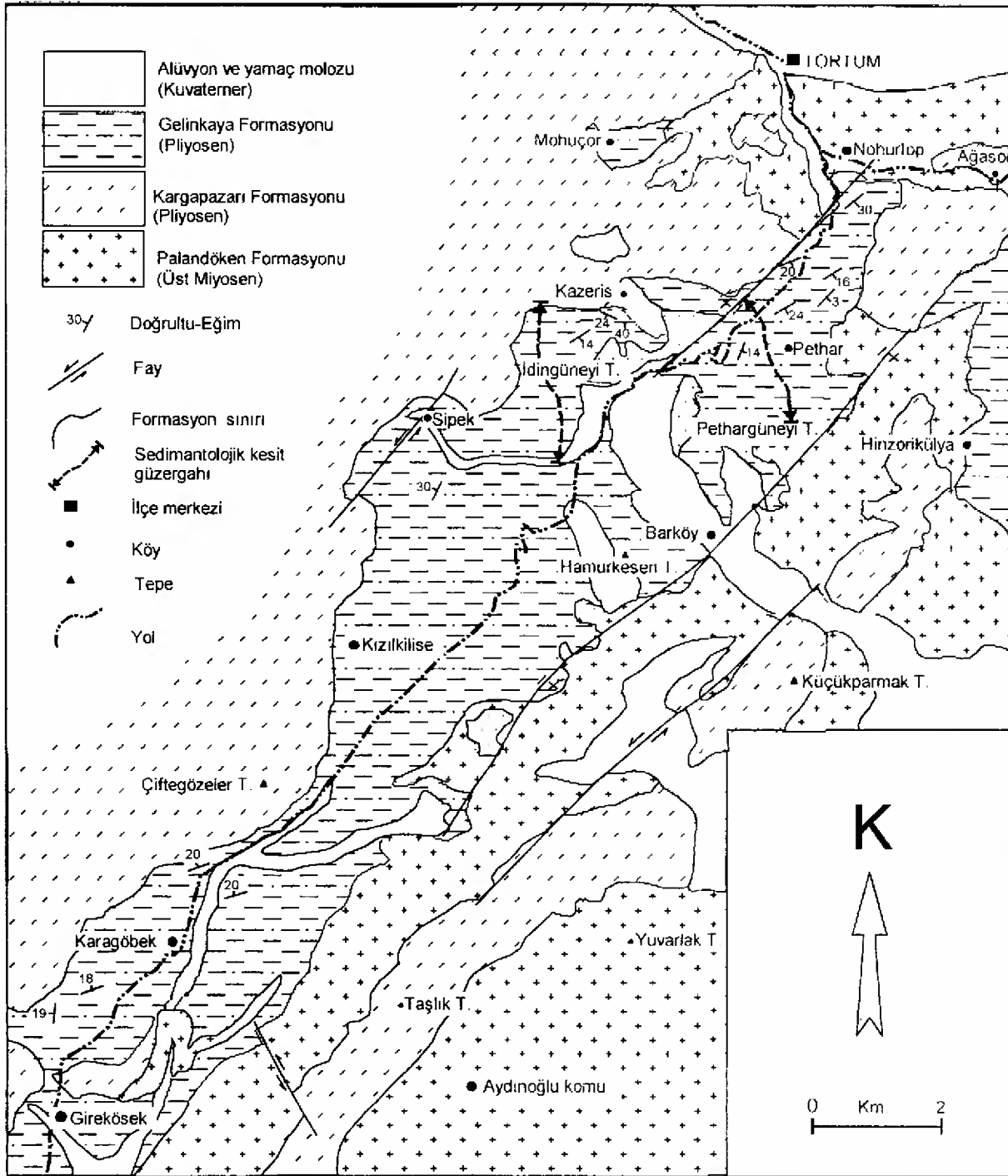
Şekil 2. İnceleme alanının stratigrafisi.
Figure 2. Stratigraphy of the study area.

landöken Dağları'ndan almaktadır (Bayraktutan, 1982).

Havzanın temeli, andezitik bazaltların egemen olduğu Geç Miyosen yaşlı kalk-alkalen karakterli Palandöken volkanikleri oluşturmaktadır. Bu volkanikler, dom, lav, piroklastik akıntı ve volkan konilerinden oluşmaktadır. Geç Miyosen yaşlı Palandöken volkanikleri güneyde Palandöken kuşağının en büyük yüzeylenmesi olup, doğu-batı doğrultulu olarak uzanmaktadır. Palandöken volkanikleri, Palandöken dağlarının temelinde iri kristalli şistleşmiş dasit-andezit bileşiminde volkanik kütleler şeklinde bulunmakta, bunların üzerine ise bazalt ve aglomeralar gelmektedir. En yaşlı birim olarak çalışma alanı içerisinde yer alan Üst Miyosen yaşlı Palandöken volkanikleri daha çok bazaltik bileşimli olup başlıca piroklastikler tüf ve aglomeralardan oluşmaktadır. Birimin stratigrafik kalınlığı 1500- 2000m arasındadır. Bölgede çok geniş bir yayılıma sahip olan Geç Miyosen yaşlı Palandöken Volkaniklerinde yaygın olarak alterasyon söz konusudur. İnceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık olarak 150-200 m arasındadır.

Gelinkaya Formasyonu

Gelinkaya formasyonu ilk kez Arpat (1965) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 3. Geological map of the study area.

ismini Erzurum-İspir yolu üzerinde yer alan Gelinkaya Köyü'nden almaktadır. İnceleme alanı içerisinde bu formasyonun toplam kalınlığı yaklaşık olarak 130-150m arasındadır.

Formasyon genel olarak boz, gri ve sarımsı renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı, kiltası, marn, tüfit, aglomera ardalanmasından oluş-

maktadır. Birim tabanda ve basenin kenar kesimlerinde kaba taneli kırıntılarla temsil edilir. Üste doğru ve havza ortasına doğru daha ince tanelilere ve en üst kesimlerde ise tekrar kaba taneli kırıntılara geçiş gösterir. Yanal ve düşey yönde sıkça fasiyes değişimleri, tane boyu değişimleri, derecelenme, kamalanma,

merceklenmenin olağan olduğu birimden iki adet sedimantolojik amaçlı kesit ölçülmüştür (Şekil 4 ve 5).

Bu iki sedimantolojik kesit havzanın orta kesiminden kenar-üste doğrudur. Dolayısıyla taban kesimlerde yer alan ve genelde Palandöken Volkaniklerinden türeme çakıllar içeren taban seviyelerini içermemektedir. Az yuvarlak, yuvarlak taneli, kötü-orta boylanmalı, tane destekli, çakıl binik (kiremitlenme) yapılı, derecelenmeli ve gevşek dokulu olan bu çakıltaşlarında tablamsı ve tekneimsi çapraz tabakalanmalar, tabaka altlarında oygu-dolgu ve kanallanmalar yaygındır. Bu çakıltaşlarının iri bloklar içermesi, orta-az derecede boylanmalı olmaları, içerdiği sedimanter yapılar ışığında, bunların akarsu ve aluvyal yelpaze türünde bir ortamda çökelmiş oldukları söylenebilir.

Havzanın orta kesimini, istifin alt-orta kesimlerini temsil eden seviyeleri; genelde ince taneli kırıntılı sedimanter kayalar ile kumtaşlarının, bazı kesimlerde ise yaygın olarak diyatomitlerle kumtaşları ve ince taneli kırıntılıların ardalanması temsil etmektedir.

İstifin bu kesimlerinde yer alan kumtaşlarında çapraz tabakalanma, amalgamasyon ve derecelenme, diyatomitler ve ince taneli kırıntılı kayalarda ise paralel laminalanma ve kayma-yığılma (slump) yapıları yaygın olarak gözlenmektedir. Özellikle havza ortalarında yer alan kesimlerde paralel laminalanma tipik sedimanter yapıdır. Bu seviyelerde bazı volkano-klastik seviyeler gözlenmiştir. Kirli beyaz renkli tuf ve tüfitler, kahverengimsi ayrışmalı aglomeralar ile yer yer ara tabakalar, bazende mercekler şeklinde bulunmaktadır. İstifin bu kesimi içerdiği sedimanter yapılar (laminalanma), litoloji (özellikle diyatomit), fosil içeriği ve havzanın genel konumu ile yanıl fasies ilişkilerine dayanılarak bir göl ortamına ait olduğu söylenilebilir (Şekil 4, ilk 24 m ve Şekil 5, ilk 38 m).

İstifin üst kısımlarına doğru, tabaka kalınlıkları artmakta ve tane boyları irileşmektedir (Şekil 4, 24-35 m ve Şekil 5, 38-80 m). İstif önce çapraz tabakalı kumtaşları ile ince taneli kırıntılılar ve volkanoklastiklerin ardalanmasına daha sonra da kumlu çakıltaşlarına ve en üst seviyelerde ise bloklu çakıltaşlarına geçmektedir. İstifte gözlenen bu kabalaşma havza kenarlarına doğru gidildikçe belirginleşmektedir. İstifin bu kesimleri akarsu-aluvyal yelpaze karakterinde bir ortam ürünüdür.

Gelinkaya Formasyonu'nunda, *Ulmus carpinoides* Geeppert (Miyosen- Pliyosen), *Ulmus miojaponica* Tanai- Gaudin (Oligosen- Pliyosen), *Zelkova ungeri* Ettings-Kovants

(Miyosen), *Populus off. zomerti* A. Br (Miyosen- Pliyosen), *Diatomeler*, *Pityosporites alatus* Pot. ile göl suyunun tatlı olduğunu belirten *Dreissensia* fosilleri saptanmış ve birime Geç Miyosen?-Pliyosen yaşı verilmiştir (Arpat, 1965).

Sedimantolojik ve diğer jeolojik verilerin ışığında Gelinkaya Formasyonu'nun güneydoğu ve kuzeybatıdan genelde doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış bir göl ortamında çökelediği söylenebilir. Bu ortama bağlı olarak havza taban ve kenarlarında genelde akarsu-aluvyal yelpaze sedimanları (çakıltaşı, kumtaşı), havza ortalarında göl ortasına ait ince taneli kırıntılılar, kumtaşları ve diyatomitlerin ardalanması gözlenmektedir. Daha sonra havzanın aluvyal yelpaze-akarsu sedimanları ile doldurulmuş olduğu söylenebilir. Bütün bu sedimanların çökelişi sırasında faaliyetini sürdüren Kargapazarı Volkaniklerini oluşturan volkanizmayı yansıtan tuf, tüfit ve aglomeralar da istifin değişik seviyelerinde gözlenmektedir.

Kargapazarı Volkanikleri

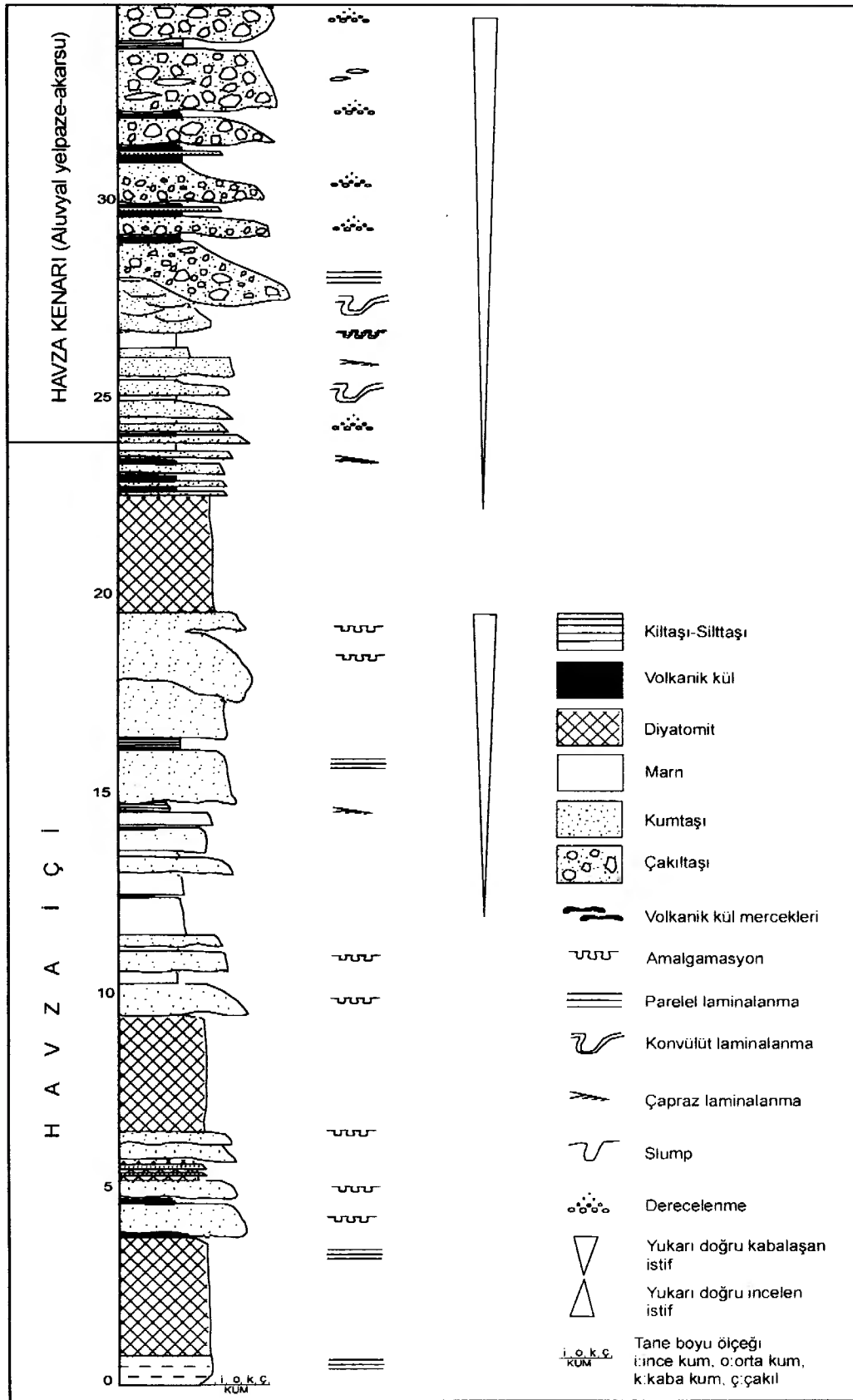
Havzanın en genç volkanik üyesi olarak bilinen Kargapazarı Volkanikleri adını, Erzurum'un Kuzeydoğusunda yer alan, Kargapazarı Dağları'ndan almaktadır (Keskin vd., 1998). Erzurum'un kuzeyini çevreleyen bu genç volkaniklerin yaşı Pliyosen olarak belirtilmiştir (Bayraktutan, 1982).

Kargapazarı volkanikleri, Pliyosen'de başlayan volkanik püskürme sonucunda açığa çıkan bazaltik lav akıntılarıdır. Pliyosen'de başlayan bu volkanik aktivite Kuvaterner başlarına kadar devam etmiştir. Bazaltların egemen olduğu bu volkanikler içerisinde riolit, obsidiyen, perlit bulunmaktadır (Atalay, 1978).

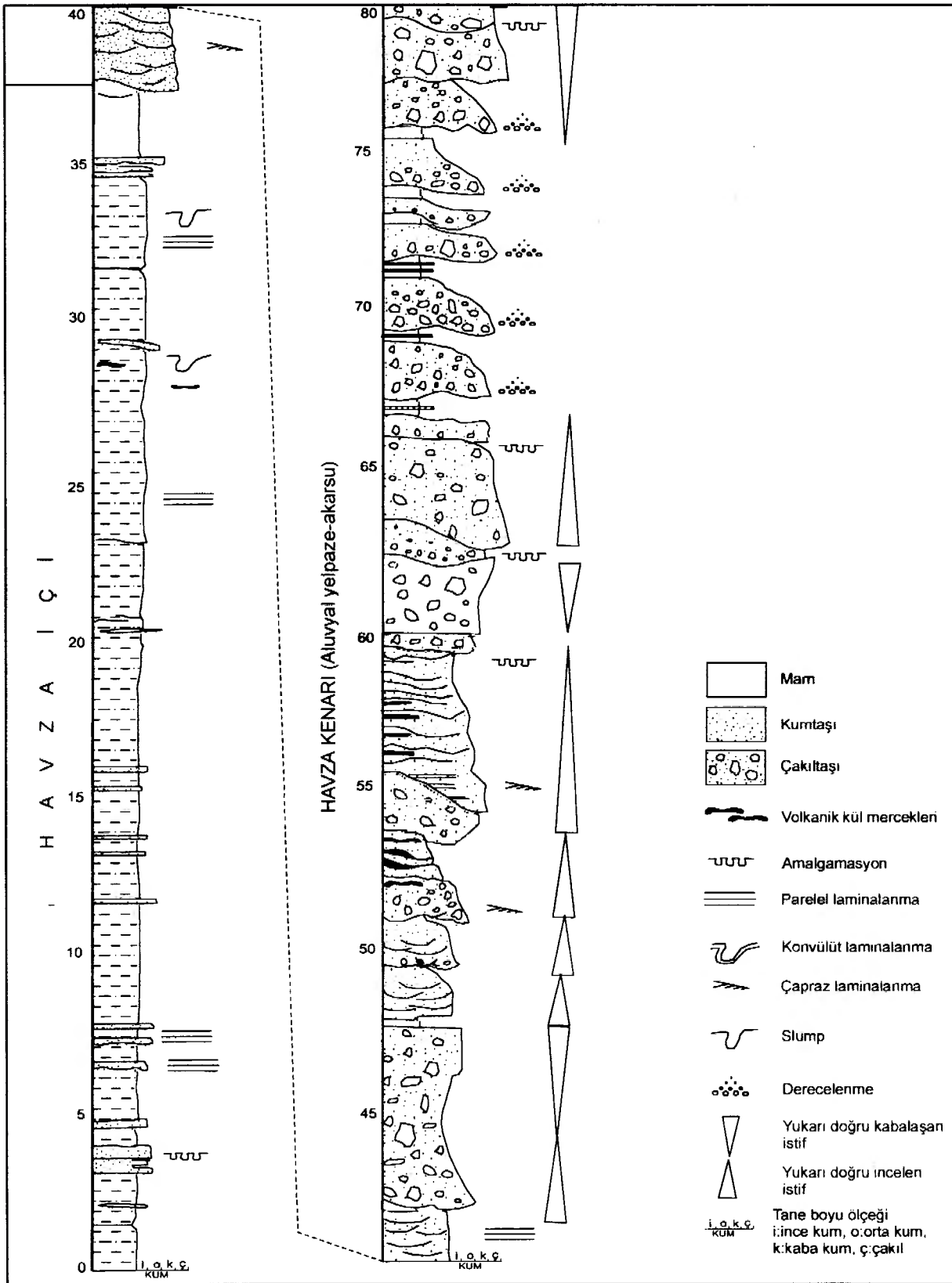
Kargapazarı Volkanikleri'nin içerisinde bulunan bazaltlar yer yer sütunlar şeklinde yüzeylenmektedir. Pliyosen yaşlı alkan karakterdeki Kargapazarı Volkanikleri, Palandöken Dağları'nın güney ve güneybatısında yataya yakın platolar şeklinde gözlenmektedir. Birimin bölgedeki genel kalınlığı ortalama olarak toplam 400 m civarında olup, K/Ar yaş tayinine göre yaklaşık 5.73 \pm 0.22 My yaşında olduğu belirtilmektedir (Keskin vd., 1998). Kargapazarı Volkanikleri, daha çok volkano-sedimanter birimlerden oluşan Gelinkaya Formasyonu ile eş zamanlı olarak oluşmuştur.

Kuvaterner

Havzada Geç Miyosen boyunca gerçekleşen volkanizma, tektonik hareketlenmeler ve sedimantasyon olaylarının ardından Kuvaterner döneminde de devamlılığını sürdür-



Şekil 4. Sedimentolojik kesit 1 (İdingüneyi tepe batısı).
Figure 4. Sedimentological log 1 (west of İdingüneyi hill).



Şekil 5. Sedimentolojik kesit 2 (Pethar köyü batısı).
Figure 5. Sedimentological log 2 (West of Pethar village).

müştür. Pliyosen birimlerinin üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Kuvaterner birimleri; kötü boylanmış çakıllar ve kumlardan oluşmaktadır.

JEOLJİK TARİHÇE

İnceleme alanı Tortum (Erzurum) Güneybatısında, doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış ve her iki taraftan volkanik yükseltilerle çevrili uzunlamasına gelişmiş bir sedimantasyon alanıdır (Bayraktutan, 1982). Havzada sedimantasyon Pliyosen yaşlı volkano-klastikler ve kırıntılı sedimanlardan oluşan Gelinkaya Formasyonu ile temsil edilir. Altta bulunan Geç Miyosen yaşlı Palandöken Volkanikleri bölgenin en yaşlı birimidir.

Pliyosen döneminde bir çökeltme ve birikme evresi ile birlikte aynı anda başlayan volkanik faaliyet Kuvaterner başlarına kadar devam etmektedir.

Havzada sedimantasyon başlıca iki dönemde gerçekleşmiş ve sonuçta iki ayrı ortamda dolgu malzemesi birikmiştir. Bunlardan birincisi Gelinkaya Formasyonu olarak adlandırılan, önce yer yer akarsu ortamında daha sonra tatlı sulu göl ortamında çökelmiş olan beyaz ve açık gri renkli Pliyosen tortulları dolgunun önemli bir bölümünü oluşturmaktadır. Tane boyu tabandan istifin üst seviyelerine doğru önce incelmekte daha sonra ise kabalaşmaktadır. Tabakalar daha çok havza için eğimlidir.

Bu birim üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Kuvaterner yaşlı kaba taneli gevşek kırıntılı sedimanlar, alüvyal yelpaze, örgülü akarsu ve bataklık ortamında çökelmişlerdir.

Havzaya kuzey, doğu ve güneyden sediman taşıyan ve bileşimi % 80-90 oranında volkanik kökenli olan alüvyal yelpazeler söz konusudur.

SONUÇLAR

İnceleme alanı ve çevresinde üç ayrı formasyon geliştiği, bu formasyonlardan ikisinin Miyosen (Palandöken Volkanikleri) ve Pliyosen'de (Kargapazarı Volkanikleri) gelişmiş iki farklı döneme ait volkanizmanın ürünleri olduğu saptanmıştır.

Pliyosen sırasında iki tarafı doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış olan ve uzunlamasına gelişmiş bir alan içerisindeki gölde ise sedimantasyonun sürdüğü tespit edilmiştir. Gelinkaya Formasyonu olarak bilinen bu birimin ise Kargapazarı Volkanikleri ile eşyaşı olduğu ve kenarlardan alüvyal yelpaze ve akarsularla beslenen bir tatlı su göl ortamında oluştuğu saptanmıştır.

KAYNAKLAR

- Acar, A., 1975. Tortum ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma. Doçentlik Tezi, Erzurum.
- Arpat, E., 1965. Ilıca-Aşkale (Erzurum) Arasındaki Sahanın ve Kuzeyinin Genel Jeolojisi ve Petrol İmkanları. Maden Tetkik Arama, Derleme Rapor no.4040 (yayımlanmamış).
- Atalay, İ., 1978. Erzurum Ovası ve Çevresinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Atatürk Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayını, 81 s.
- Bayraktutan, M. S., 1982. Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki Sedimentoloji Evrimi, Doktora Tezi. Atatürk Üniversitesi, Erzurum.
- Eriş, S., 1953. Doğu Anadolu Coğrafyası. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayını, 15, İstanbul.
- Gattinger, T. G., 1955. Bericht über die geologischen Aufnahmearbeiten in Gebiete zwischen Çoruh und Erzurum, NO Türkei, Maden Tetkik Arama Rep. No 2379. Ankara.
- İnan, S., 1987. Erzurum-Tortum arasında Dumluyay Kuşağının sistematik ve yapısal özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri, 4, 3-11.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G., 1998. Volcano-Stratigraphy and Geochemistry of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 305-404.
- Ketin, İ., 1969. Über die Nordanatolische Horizontalverschiebung. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, Turkey, 72, 1-28.
- Lahn, E. 1939. Karasu-Çoruh nehri arasındaki muntıkada yapılan jeolojik araştırma. Maden Tetkik Arama Raporu No. 838 (yayımlanmamış).
- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler, jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 24, 39-50.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ile ilgili Magmatizması. Türkiye Jeoloji Kurultayı Ketin Simpozyumu, 149-162.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki jeolojik evrim

- ve havza modelleri. Maden Tetkik Arama Dergisi, 107, 73-94.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar Serisi, No: 2, 40 s.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. Post-Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376.
- Şengör, C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tokel, S., 1965. Erzurum- i46 b2, Tortum- H46 c3 Paftalarına Ait Jeolojik Rapor, Maden Tetkik Arama Derleme Raporu No. 4118 (yayımlanmamış).
- Tokel, S., 1979. Erzurum- Kars Yöresinde Neojen Çöküntüsü ile İlgili Volkanizmanın İncelenmesi. Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Trabzon.
- Yılmaz, Y. 1984. Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrim ilişkisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18, 33-40.

KANAK (SİVAS-ŞARKIŞLA) BARAJI VE ÇEVRESİNİN TEMEL JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

BASIC GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KANAK DAM SITE AND SURROUNDING AREA (SİVAS-ŞARKIŞLA)

Ahmet Turan ARSLAN
Ergun KARACAN

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

ÖZ : Bu çalışmada; Kanak baraj yeri ve yakın çevresinin temel jeolojik özelliklerinin belirlenmesi ve baraj inşaatı uygulamaları açısından değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanında ve yakın çevresinde yüzeyleyen kayaç birimleri yaşlıdan gence doğru, Daniyen-Orta Tanesiyen yaşlı Kaleköy formasyonu (tuf, aglomera, andezit), Üst Tanesiyen yaşlı Konakyazı formasyonu (kireçtaşı, şeyl, tuf, bazalt, marn) ve Kuaterner'e ait alüvyon ve yamaç molozundan oluşmaktadır.

Baraj aks yeri ve göl alanında Konakyazı formasyonu Topaktaş üyesine ve Karataştepe volkanit üyesine ait kayaç birimleri yüzeylemektedir. Çalışma alanı ve yakın çevresi KKB-GGD doğrultusunda gelişen sıkıştırma kuvvetlerinin etkisinde kalmış olup, bu sıkışmanın ürünü olan kıvrımlar içermektedir. Baraj aks yeri ve göl alanında bu kuvvetlerin etkisi altında gelişmiş iki antiklinal ve üç yersel bindirme fayının varlığı ortaya konulmuştur. Bu kıvrımlara bağlı olarak litolojik birimlerde makaslama ve çekme türünde eklemlerinin geliştiği belirlenmiştir.

ABSTRACT : The aims of the study were to determine the basic geological characteristics of the Kanak dam site and surrounding areas and evaluate these characteristics from the point of the of the dam construction.

The lithological units which crop out in the study area consist of Danian-Middle Thanetian Kaleköy formation (tuff, agglomerate and andesite), Upper Thanetian Konakyazı formation (limestone, shale, tuff, basalt and marl) and Quaternary alluvium and slope wash. The rocks which belong Topaktaş unit and Karataştepe volcanic unit of the Konakyazı formation crop out in the dam axe and reservoir area. The study area and its surrounding areas have been affected by the compressive forces in the direction of the NNW-SSE and contain the folding structures which are the products of the compression.

Two anticlines and three local thrust faults which were devoloped under the effect of these forces were observed in the study area. Also the shear and tension type joints which were occured as a result of folding were determined in the lithological units.

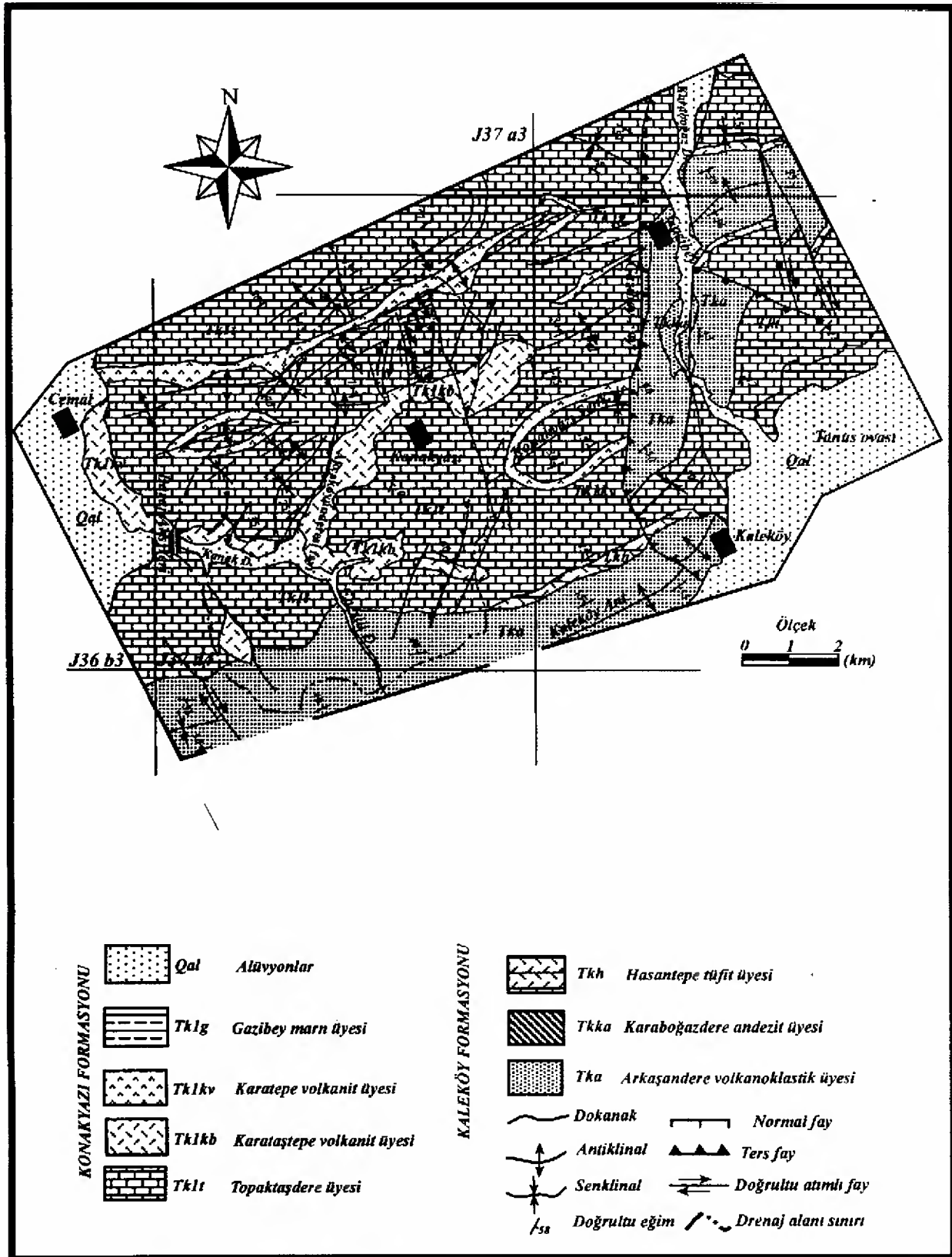
GİRİŞ

Çalışma alanı, Sivas ili Şarkışla ilçesi- nin 10 km güneydoğusunda Cemal, Konakyazı ve Samankaya köyleri arasında kalan bölgede 1/100.000 ölçekli SİVAS-J36 ve J37, 1/25.000 ölçekli J36-b₃, J37-a₄ ve J37d₁ paftaları içerisinde yer almaktadır. (Şekil 1).

Bu çalışmada, Kanak deresi üzerinde taşkın önleme ve sulama amacı ile yapılması düşünülen Kanak baraj yeri ve yakın çevresinde yer alan kaya birimlerinin stratigrafik ve tektonik özelliklerinin belirlenmesi ve baraj inşaatı uygulamaları açısından değerlendirilmesi amaçlan-

mıştır. Barajların tasarımını doğrudan doğruya etkileyen çeşitli doğal faktörler vardır. Bu faktörlerden hiçbirisi jeolojik faktörlerden daha önemli değildir (Anderson ve Mc Nicol, 1989; Bell, 1993). Jeolojik faktörler ayrıntılı bir şekilde incelenmeden tasarlanan barajlarda daha sonra çözümlü mümkün olmayan veya büyük ek maliyetlere neden olan sorunlarla karşılaşmaktadır. Bu duruma en tipik örnek, ülkemizden Konya May barajı örnek verilebilir (Erguvanlı, 1989).

Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojik açıdan ilginç özelliklere sahip olması nedeni ile bölgede günümüze dek birçok jeolojik araş-



Şekil 3. Çalışma alanı ve yakın civarının jeoloji haritası (Gökten'den 1983a değiştirilerek).

Figure 3. Geological map of the study area and its vicinity (revised after Gökten, 1983a).

alanında görülememektedir. Üst sınırı ise Konakyazı formasyonu ile dereceli geçişli olup, Formasyonun çalışma alanındaki kalınlığı 1500 m olarak belirlenmiştir. Formasyonun yaşı, içerdiği planktonik foraminifer ve nannoplankton biyozonlarına göre Maestrihtiyen-Orta Tanesiyen olarak saptanmıştır (Gökten, 1983a). Bu formasyon Arkaşandere volkanoklastik üyesi, Karaboğazdere andezit üyesi ve Hasantepe tüfit üyesinden oluşmaktadır. Bu formasyon Kanak baraj yeri ve göl alanında yer almamakla birlikte drenaj alanı sınırları içerisinde yüzeylenmektedir.

Arkaşandere Volkanoklastik Üyesi (Tka)

Türbiditik kireçtaşları ile başlayan Arkaşandere Üyesi egemen olarak litik tuf, litik tüfit, kristal tuf, kristal tüfit, lapilli tuf, volkanik kumtaşı, aglomera, yer yer diyabaz ve olivinli bazalt lavları ile bu birimlerle ardalanmalı olarak yüzeyleyen pelajik oluşuklar ile temsil edilmektedir. Çalışma alanında üyenin alt sınırı görülememekte olup, üst sınırı ise Hasantepe tüfit üyesi ile geçişlidir. Çalışma alanında üyenin görünür kalınlığı 1292 m dir. Üye Gökten (1983a) tarafından Maestrihtiyen-Alt Tanesiyen olarak yaşlandırılmıştır.

Karaboğazdere Andezit Üyesi (Tkka)

Üyeye Karaboğazdere vadisi içerisinde yüzeylediği ve bu vadi içerisinde geniş yayılıma sahip olduğu için bu isim verilmiştir. Birim litolojik açıdan grimsi siyah renkli ojit andezit olarak tanımlanmıştır. Birim tümü ile Arkaşandere üyesi içinde yer almakta olup, daha önce oluşmuş jeolojik birimleri keserek yüzeylemiş ve bu üye içerisinde yer almıştır. Yanal devamsız olan bu birimin saptanan maksimum kalınlığı 160 m'dir.

Hasantepe Tüfit Üyesi (Tkh)

Üye ismini Kaleköy'ün 2 km batısında bulunan Hasantepe'den almakta olup egemen litoloji olarak kırmızı renkli tüfitlerden oluşmaktadır. Üyenin çalışma alanında görülen karakteristik özelliği kırmızı bordo renginde gözlenmiş olmasıdır. Hakim kaya türü cam ve cam-kristal tüfitler olup bunlara yer yer pelajik kireç çamurtaşları eşlik etmektedir. Üyenin alt sınırı Arkaşandere üyesi ile, üst sınırı da Konakyazı formasyonuna ait Topaktaşdere üyesi ile geçişlidir. Üyenin yaşı Alt-Orta Tanesiyen olarak belirlenmiştir (Gökten, 1983a).

Konakyazı Formasyonu (Tk₁)

Çalışma alanı ve yakın civarında yüzeyleyen bu birim Gökten (1983a) tarafından

Konakyazı formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Paleosen istifinin orta ve üst düzeylerini içine alan bu formasyon egemen olarak türbiditik kireçtaşlarıyla, ayrıca da tuf, bazalt, marn, pelajik şeyl ve ofiyolitli melanj oluşuklarıyla temsil edilmektedir. Kendi içerisinde biri allohton olarak beş üyeye ayrılmıştır. Formasyon başlıca türbiditik kireçtaşları ile pelajik kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmektedir. Formasyonun kalınlığı çalışma alanı ve yakın civarında yaklaşık olarak 1700 m'dir. Formasyon içerisinde farklı özellikler gösteren birimler Gökten (1983a) tarafından Topaktaşdere üyesi, Karataştepe volkanit üyesi, Karatepe volkanit üyesi, Gazibey marn üyesi olmak üzere 4 ayrı üyeye ayrılmıştır. Bu formasyonun Topaktaşdere üyesi, Karataştepe volkanit üyesi baraj aks yeri ve göl alanı sınırları içerisinde, Karatepe volkanit üyesi ve Gazibey marn üyesi drenaj alanı sınırları içerisinde yüzeylenmektedir.

Topaktaşdere Üyesi (Tk₁t)

Üye ismini Konakyazı köyü güneyindeki Topaktaşdere'den almaktadır. Birim genel olarak türbiditik kireçtaşları ve pelajik ara katkılardan oluşmaktadır. Üye türbiditik karakterli biyoklastik kireçtaşları kireç tanetaşı, kireç istiftaşı ve kireç vaketaşı mikro fasiyeslerinde bulunmaktadır. Üyenin alt sınırı Kaleköy formasyonunun kısmen Hasantepe, kısmen de Arkaşandere üyeleriyle geçişlidir. Üst sınırında ise Gazibey marn üyesi ile geçişli bulunmaktadır. Üyenin kalınlığı çalışma alanında 1700 m'ye yaklaşmaktadır. Birimin yaşı Üst Tanesiyen olarak saptanmıştır. (Gökten, 1983a).

Karataştepe Volkanit Üyesi (Tk₁kb)

Bu üye adını Konakyazı köyünün 4 km kuzeydoğusunda bulunan Karataştepe'den almaktadır. Karataştepe Volkanit Üyesi, egemen olarak olivin bazaltlarla daha az albit, diyabaz, ojit andezitler ve bunlara eşlik eden volkanik breş, tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. Birim tümüyle Topaktaşdere Üyesi içerisinde kalmaktadır. Topaktaşdere Üyesi'nin çökelişi sırasında önceki oluşukları keserek çıkmış ve bu çökeller arasına yerleşmiştir. Birim yanal devamsız olup, çalışma alanında kalınlığı da değişmektedir. Üyenin kalınlığı Karataştepe dolayında 200 m'ye kadar ulaşmaktadır. Birimin yaşı Topaktaşdere üyesinin içerisinde yer alması nedeni ile Üst Tanesiyen'dir.

Karatepe Volkanit Üyesi (Tk₁kv)

Birim adını Şarkışla Kaleköy yolu üzerinde bulunan ve Konakyazı köyünün 5.5 km

kuzey kuzeydoğusunda yer alan Karatepe'den almaktadır. Birim genel olarak tuf ve tüfitlerle bunlara katılan pelajik benzeri oluşuklardan meydana gelmektedir. Birim tümüyle Topaktaşdere Üyesi'nin içerisinde kalarak ayrı bir litostratigrafik seviye oluşturmaktadır. Birim çalışma alanında oldukça düzensiz bir kalınlık göstermekte olup, yaklaşık 250 m kalınlığa ulaşabilmektedir.

Birimin yaşı tümüyle Topaktaşdere üyesi içinde yer alması nedeni ile Üst Tanesiyen olarak saptanmıştır (Gökten 1983a).

Gazibey Marn Üyesi (Tk,g)

Bu birim ilk olarak üye seviyesinde Gökten (1983a) tarafından adlandırılmıştır. Üye genel olarak kırmızı renkli marnlardan oluşmaktadır. Ara seviyelerinde yer yer siyahımsı kırmızımsı renkli cam tuf düzeyleri de bulunmaktadır.

Birim altta Topaktaşdere üyesi ile yanall geçişlidir. Üstte ise herhangi bir birimle dokanak oluşturmamaktadır. Paleosen serilerinin en üst düzeylerini temsil etmektedir. Üyenin yaşı, Topaktaşdere üyesinin hemen üzerinde olması nedeni ile Üst Tanesiyen olarak kabul edilmiştir (Gökten, 1983a).

YAPISAL JEOLJİ

Baraj gibi su yapılarında baraj yeri ve göl alanının duraylılığı, su kaçakları ve depremsellik olaylarında baraj alanı ve yakın çevresinin yapısal jeolojik özelliklerin önemli bir yeri vardır. Bu nedenle bu çalışma kapsamında da baraj alanı ve yakın çevresinin yapısal özellikleri bölgede daha önceden yapılan jeolojik çalışmalar ve arazi incelemelerinden elde edilen verilerin birlikte yorumlanması ile ortaya konulmuş ve değerlendirilmiştir.

İnceleme alanının içerisinde yer aldığı bölge Ketin'in (1966) sınıflamasına göre Anatolid tektonik birliğinin içerisine kalmaktadır. Pontidlerle Toridlerin sıkışma noktasında bulunan bölge yaklaşık olarak KKB-GGD doğrultusunda gelişen sıkıştırıcı kuvvetlerin etkisi altında kalmış olup, bu kuvvetlerin meydana getirdiği deformasyonun izlerini taşımaktadır.

Gökten (1983a) çalışma alanındaki jeolojik olay ve yapıları eski tektonik ve yeni tektonik dönem olarak ayırtlamış olup, eski tektonik dönemde Paleosen, Eosen ve Oligosen sonunda bölgeyi etkileyen basınç gerilmeleri ve bunlara bağlı olarak gelişen KD-GB gidişli kıvrımlar ve bindirmeler, yeni tektonik dönemde ise Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve onların oluşumuyla yaşlı düşey hareketlerin meydana geldiğini belirtmiştir.

Kıvrımlar

Baraj aks yeri ve göl alanındaki kıvrım yapılarını belirleyebilmek amacıyla yüzeyleyen Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Konakyazı formasyonu (Tk₁) Topaktaşdere Üyesi (Tk₁t) ve Karataştepe Volkanit Üyesi'nden (Tk₁kb) alınan katman ölçümlerine göre kontur diyagramları ve gül diyagramları hazırlanmıştır. Topaktaşdere Üyesi'nden alınan katman ölçümlerine göre yapılan kontur diyagramı çözümlemesine göre, K42°D/ 50°KB ve K46°D/25°GD doğrultularında olmak üzere iki egemen katman düzlemi belirlenmiştir. Kontur diyagramı analizi sonucuna göre K42°D/50°KB ve K46°D/25°GD durumlu katman düzlemleri K44°D/5°GB gidişli bir kıvrım eksenini ortaya koymaktadır. Bu kıvrımda egemen olan sıkışma yönü (PP') ise K46°B-G46°D olarak belirlenmiştir (Şekil 4.).

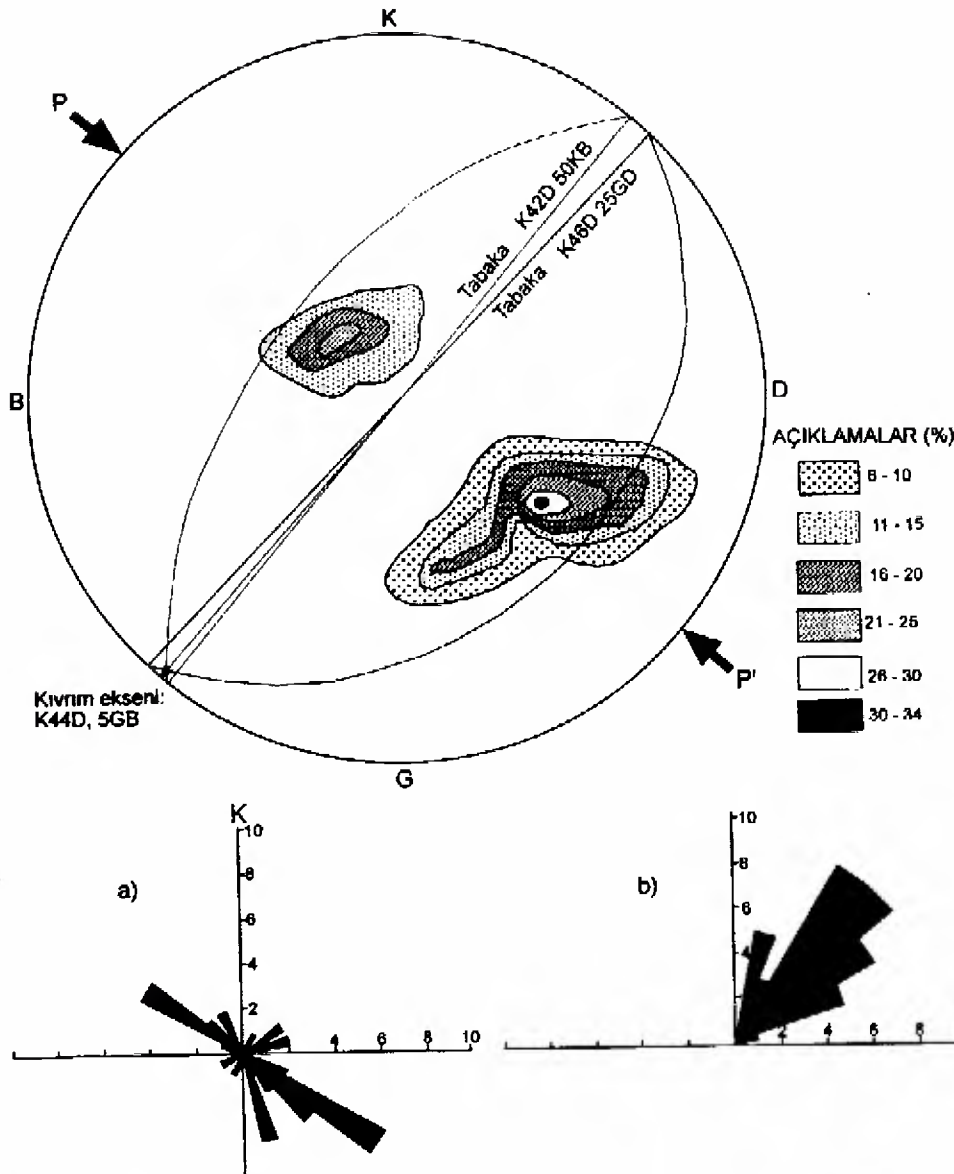
Topaktaşdere Üyesi'nde ölçülen katmanlara ait eğim yönüne ve eğim miktarlarına göre hazırlanan gül diyagramları sonuçları toplu olarak değerlendirildiğinde; egemen katman doğrultularının K30°-40°D arasında geliştiği görülmektedir. Eğim miktarlarına göre hazırlanan gül diyagramı sonucuna göre ise, egemen eğim miktarının 30°-50° arasında değiştiği belirlenmiştir. Eğim yönlerine göre katmanlardaki egemen eğim yönünün KB ile GD arasında geliştiği görülmektedir (Şekil 4b, c).

Karataştepe Volkanit Üyesi'nden (Tk₁kb) alınan katman ölçümlerine göre hazırlanan kontur diyagramı analizi sonucuna göre K40°D/39°KB ve K53°D/59°GD doğrultularında olmak üzere iki egemen katman düzlemi belirlenmiştir. Bu katman düzlemleri K45°D/9°GB gidişli bir kıvrım ekseninin varlığını belirtmektedir. Egemen sıkıştırma yönü (PP') ise bu analize göre K42°B-G42°D olarak belirlenmiştir (Şekil 5.).

Karataştepe Volkanit Üyesi'nden ölçülen katmanlara ait kontur diyagramı, eğim yönüne, eğim miktarlarına göre hazırlanan gül diyagramı sonuçları toplu olarak değerlendirildiğinde egemen katman yönelimlerinin K40°D/39°KB, K53°D/59°GD, katman doğrultularının K30°-40°D ile K40°-50°D arasında değiştiği görülmektedir. Eğim miktarlarına göre hazırlanan gül diyagramı sonucuna göre egemen eğim miktarları 30°-60° arasında değişmektedir. Katmanların egemen eğim yönleri KB ile GD arasında yer almaktadır (Şekil 5 b,c).

Eklemler

Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Konakyazı Formasyonu Topaktaşdere Üyesi ve



Şekil 4. Konakyazı Formasyonu Topaktaşdere Üyesi'nden alınan katman ölçümlerine göre yapılmış kontur diyagramı ve a) egemen eğim yönüne; b) egemen eğim miktarına göre yapılmış gül diyagramları (39 ölçü).

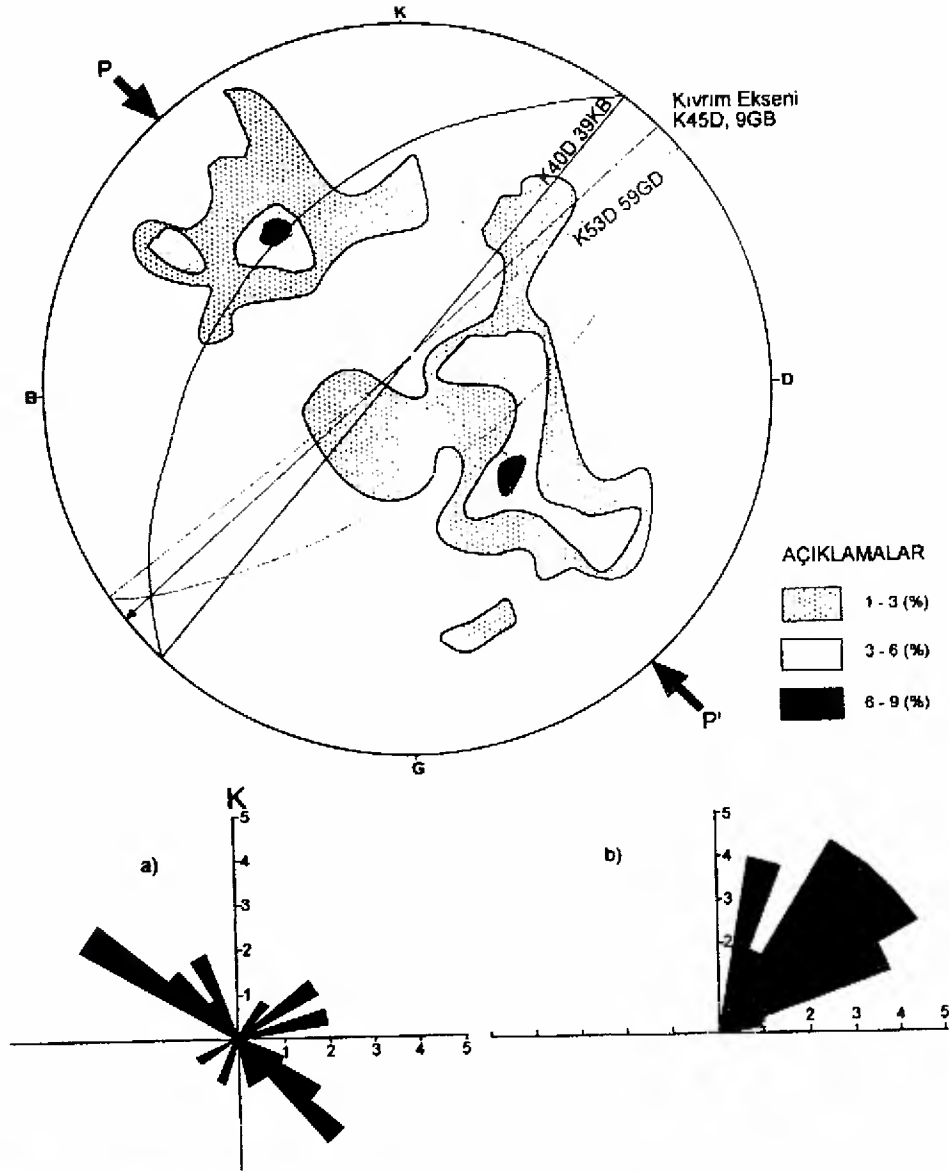
Figure 4. Contour diagram of the bedding planes in Topaktaşdere Member of the Konakyazı Formation and rose diagrams of a) dip direction, b) dip magnitude (39 measurements).

Karataştepe Volkanit Üyesi'nde gelişmiş olan eklem takımlarını belirleyip oluşum mekanizmasını açıklayabilmek ve bunların türlerini tanımlayabilmek amacıyla eklem yönelim ölçümleri alınmıştır. Alınan bu eklem yönelim ölçümlerinin bilgisayar ortamında kontur diyagramı ve gül diyagramı analizleri yapılmıştır. Topaktaşdere Üyesi'nden alınan eklem yönelim ölçümleri kullanılarak yapılan kontur diyagramı analizi sonuçlarına göre bu birimde $K9^{\circ}D/80^{\circ}GD$, $K57^{\circ}B/82^{\circ}KD$ ve $K60^{\circ}B/85^{\circ}GB$ yönelimlerinde

üç egemen eklem takımı belirlenmiştir (Şekil 6.).

Bu eklem takımları üyenin egemen olan katman düzlemleri ve kıvrım ekseninin de yer aldığı kontur diyagramı üzerine taşındığında her üç eklem takımının da makaslama eklemleri özelliğinde olduğu saptanmıştır (Şekil 7.).

Karataştepe Volkanit Üyesi'nden alınan eklem yönelim ölçümlerine göre hazırlanan kontur diyagramı analizi sonucuna göre birimde $K25^{\circ}D/75^{\circ}KB$, $K55^{\circ}D/70^{\circ}KB$ ve $K83^{\circ}B/68^{\circ}KD$



Şekil 5. Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Konakyazı formasyonu Karataştepe volkanit üyesinden alınan katman ölçülerine göre yapılmış kontur diyagramı ve a) eğim yönüne; b) eğim miktarına göre yapılmış gül diyagramları (52 ölçü).

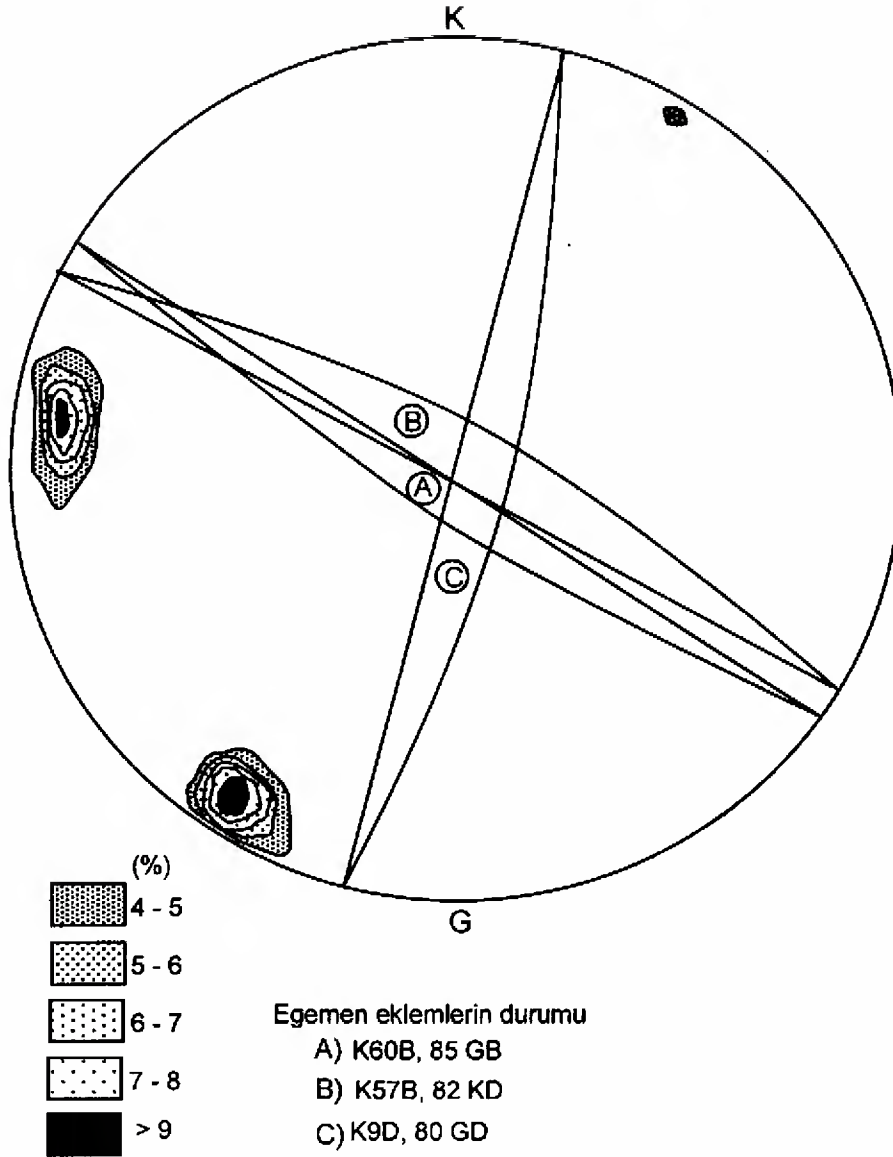
Figure 5. Contour diagram of the bedding planes in Karataştepe volcanite member of the Konakyazı Formation and rose diagrams of a) dip direction, b) dip magnitude (52 measurements).

yönelimlerinde olmak üzere üç egemen eklem takımı belirlenmiştir (Şekil 8.).

Bu eklem takımları üyenin egemen olan katman düzlemleri ve kıvrım ekseninin de gözlemlendiği kontur diyagramı üzerine taşındığında kıvrım ekseninin durumu göz önüne alınarak yapılan eklem türü sınıflamalarına göre A eklemlerinin çekme türünde, B ve C eklemlerinin ise makaslama eklemleri türünde olduğu saptanmıştır (Şekil 9.).

Faylar

Çalışma alanı ve yakın civarındaki faylar, eski tektonik dönemde tortullaşmayla yaşıt ve tortullaşma sonrası olmak üzere iki evrede gelişmiştir. Paleosen, Eosen ve Oligosen yaşlı birimleri etkilemiş olan bu fayların önemli bir kısmı ters fay ya da doğrultu atımı yatım atımına egemen yırtılma faylarıdır. Saha, sıkışma tektoniğinin tipik bir görüntüsünü vermektedir. (Gökten, 1984).



Şekil 6. Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Topaktaşdere Üyesi'nden alınan eklemlerin ölçümüne göre yapılmış kontur diyagramı ve stereografik izdüşümü (221 ölçü).

Figure 6. Contour diagram and stereographic projection of the joints in Topaktaşdere member (221 measurements).

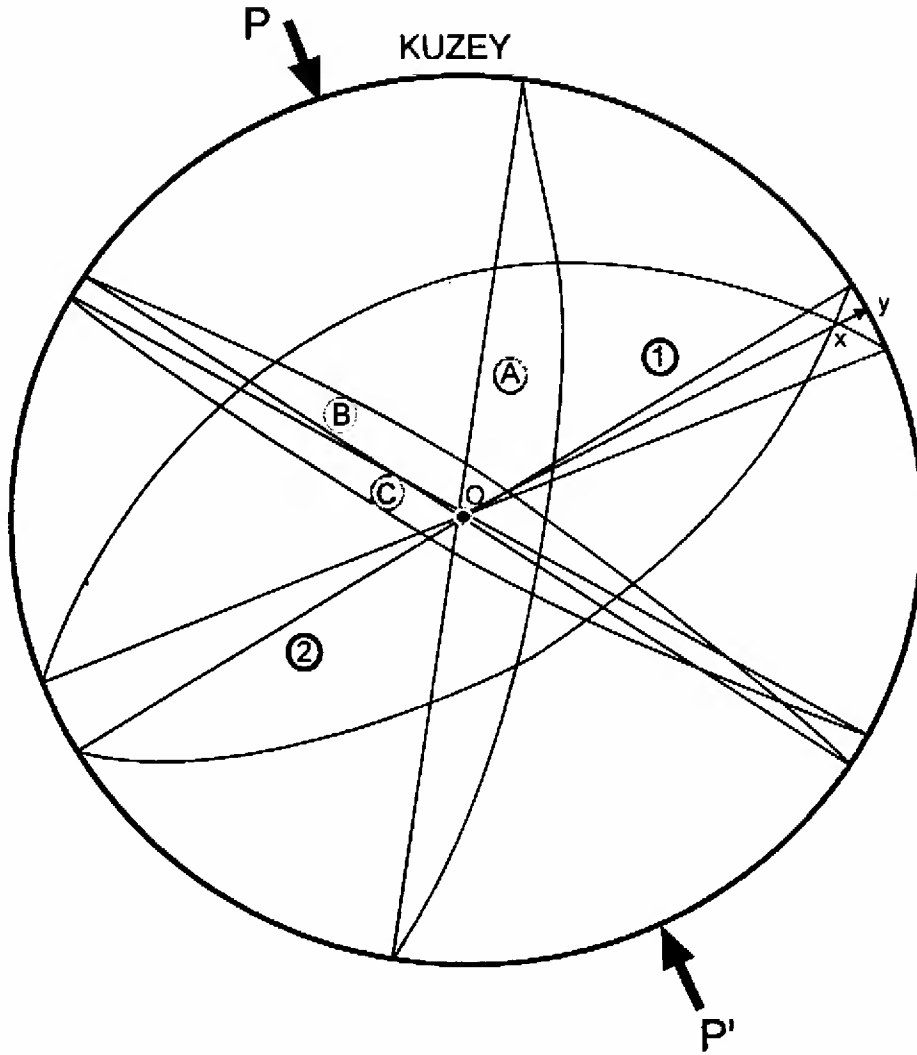
Çalışma alanı ve yakın civarında yer alan bölgede Gökten (1984) tarafından tanımlanan ters ve yırtılma fayları bulunmaktadır. Bu faylar eski tektonik dönemde gelişmiş olup, göl alanı sınırları içerisinde kalan ve göl alanının güney kesiminde Akçakoyunderesi boyunca uzanan Akçakoyunderesi fayı ile birlikte göl alanı sınırları dışında kalan ve göl alanının çevresinde bulunan Mudarasın fayı, Konakyazı fayı, Tahta fayı, Beydiğin fayı olarak sayılabilir (Şekil 3). Çalışma alanı ve yakın çevresinde

Kuvaterner yaşlı birimleri etkileyen diri faylanma izleri bulunmamaktadır (Gökten, 1984).

Baraj göl alanı içerisinde eski tektonik dönemde gelişmiş olan küçük ölçekte üç adet bindirme fayı belirlenmiştir.

SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında yapılan arazi gözlemleri ve büro çalışmalarından saptanan verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.



1 ve 2 : Egemen katman düzlemleri

1) K70D, 45 KB

2) K67D, 63 GD

oy: Kıvrım eksenı (K70D)

xy: Kıvrım eksenı dalımı (7KD)

PP': Sıkıştırma yönü: (K20B - D20D)

A, B VE C: Egemen eklem düzlemleri

A) K9D, 80 GD

B) K57B, 82 KD

C) K60B, 85 GB

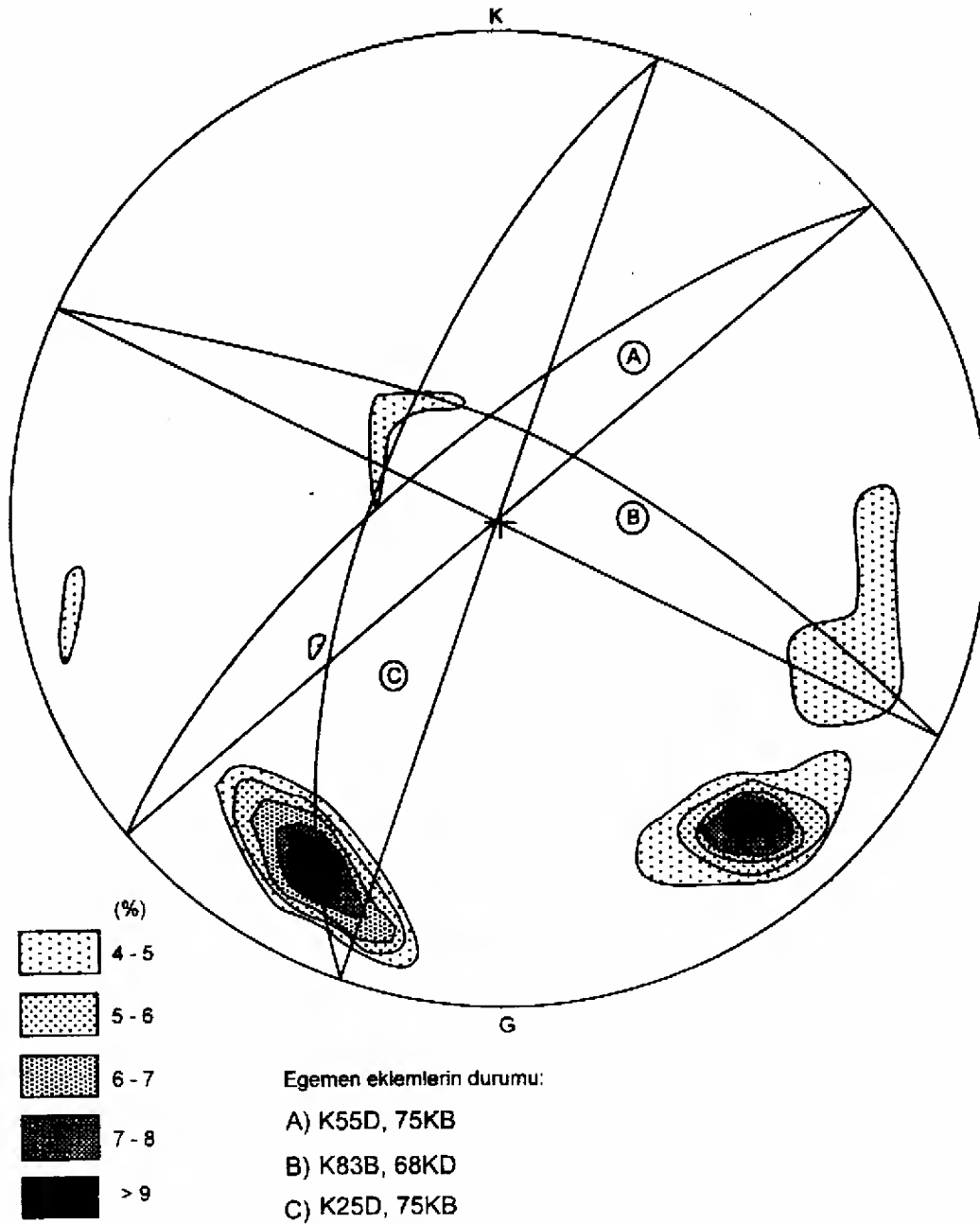
Şekil 7. Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Konak yazı formasyonu Topaktaşdere üyesi içerisinde ölçülen katman ve eklem durumlarını birlikte gösteren stereografik izdüşüm (Wulf ağı alt yarıküre).

Figure 7. Stereographic projection of the bedding planes and fractures in Topaktaşdere member of the Konak yazı formation (Wulf net lower semisphere).

1. Çalışma alanı Ketin'in (1966) Türkiye Tektonik Birlikleri'nden Anatolidler Tektonik Birliği'nin doğu kesiminde yer almaktadır.

2. Baraj aks yeri ve göl alanı ve yakın civarında Gökten (1983a) tarafından isimlendirilen Konak yazı formasyonu yüzeylemektedir.

Paleosen istifinin orta ve üst düzeylerini içine alan bu formasyon egemen olarak türbiditik kireçtaşlarıyla, ayrıca tuf, bazalt, marn, pelajik şeyl ve ofiyolitli melanj oluşuklarıyla temsil edilmektedir. Bu formasyon 5 üyeden oluşmaktadır.

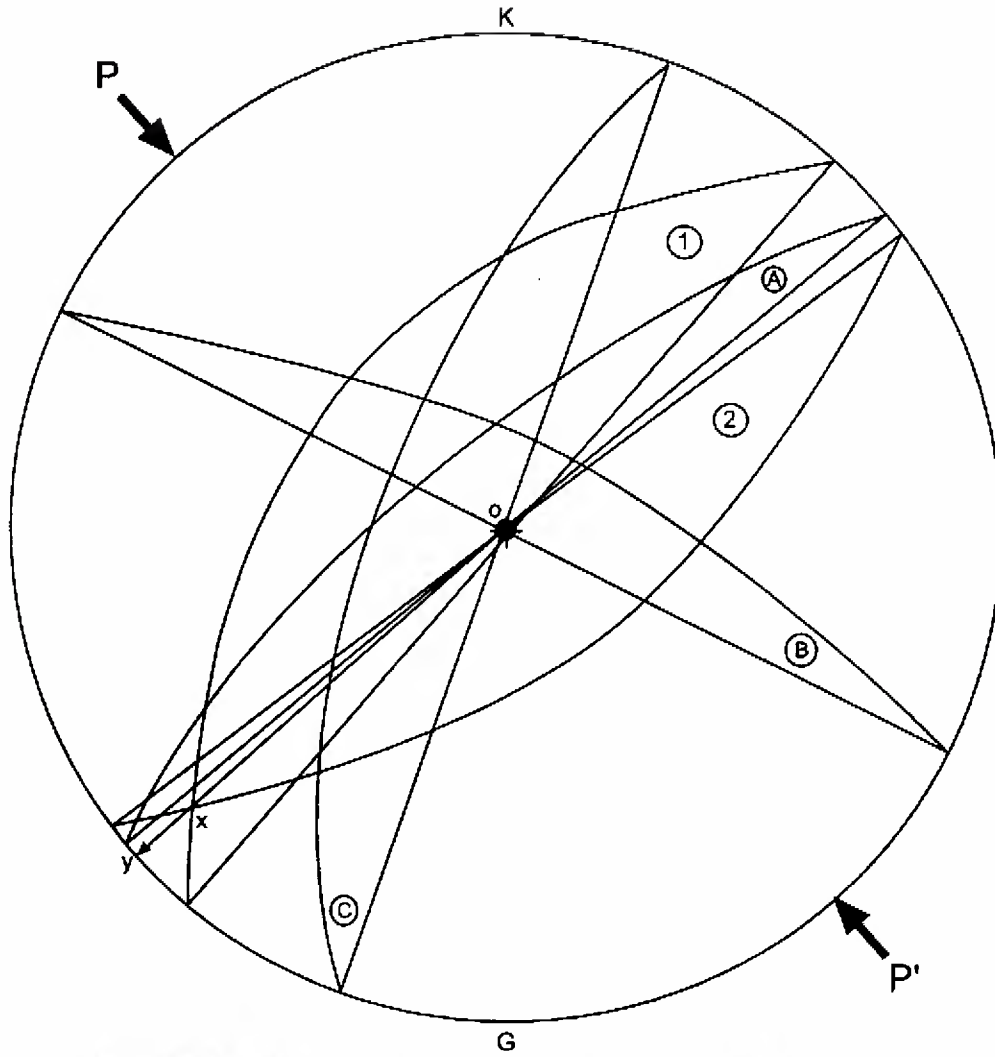


Şekil 8. Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Karataştepe Volkanit Üyesi'nden alınan eklem ölçümlerine göre yapılmış kontur diyagramı ve stereografik izdüşümü (42 ölçü).

Figure 8. Contour diagram and stereographic projection of the joints in Karataştepe volcanite member (42 measurements).

3. Baraj aks yeri ve göl alanını Paleosen (Üst Tanesiyen) yaşlı Konakyazı formasyonunun Topaktaşdere Üyesi ve Karataştepe Volkanit Üyesi oluşturmaktadır. Topaktaşdere üyesi, kireçtaş, tuf, aglomera ve pelajik şeyl ardalanması ile temsil edilmektedir. Kara-taştepe volkanit üyesi ise, genel olarak bazalt, andezit, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır.

4. Topaktaşdere Üyesi'nden alınan katman yönelimi ölçümlerine göre yapılan kontur diyagramı çözümlemesi sonucunda, K42°D/50°KB ve K46°D/25°GD yönelimli egemen katman yönelimlerinin olduğu ve bunun da K44°D/5°GB yönelimli antiklinal şeklinde bir kıvrım eksenini ortaya koyduğu belirlenmiştir.



1 ve 2: Egemen katan düzlemleri

1) K40D, 39 KB

2) K53D, 59GD

oy: Kıvrım eksenini(K45D)

xy: Kıvrım eksenini dalımı (9 GB)

PP': Sıkıştırma yönü (K45B - G45D)

A, B ve C: Egemen eklemler düzlemleri

A: K55D, 75 KB

B: K83B, 68 KD

C: K25D, 75 KB

Şekil 9. Paleosen (Üst Tanesiye) yaşlı Konakyazı formasyonu Karataştepe Volkanit üyesi içerisinde ölçülen katan ve eklemler durumlarını birlikte gösteren stereografik izdüşüm (Wulf ağı alt yarımküre).

Figure 9. Stereographic projection of the bedding planes and joints in Karataştepe volcanite member of the Konakyazı formation (Wulf net lower semisphere).

Bu verilerden yararlanılarak, egemen sıkıştırma yönü (PP') ise K46°B-G46°D olarak belirlenmiştir. Bu kıvrım baraj aks yerinde yer almakta olup, baraj aksının yaklaşık ortasından geçmektedir.

5. Baraj göl alanındaki Karataştepe Volkanit Üyesi'nden alınan katan yönelim ölçümlerinin kontur diyagramı analizi sonucuna

göre K40°D/39°KB ve K53°D/59°GD yönelimlerinde iki egemen katan düzleminin olduğu belirlenmiştir. Yapılan kontur diyagramı değerlendirilmesi sonucunda katan düzlemi yönelimlerinin K45°D/9°GB gidişli antiklinal türünde bir kıvrım eksenini ortaya koymuştur. Bu kıvrım oluşumunda etkili olan egemen sıkıştırma yönü

analizine göre K42°B-G42°D olarak belirlenmiştir.

6. Topaktaşdere Üyesi'nden alınan eklem yönelimi ölçümlerine göre yapılan kontur diyagramı analizi sonucuna göre K9°D/80°GD, K57°B/82°KD ve K60°B/85°GB yönelimlerinde olmak üzere üç eklem takımının varlığı ortaya konulmuştur. Bu eklem takımları üye içerisindeki antiklinali oluşturan sıkıştırma yönleri gözönüne alınarak makaslama türünde eklemler olarak tanımlanmıştır.

7. Karataştepe Volkanit Üyesi'nden alınan eklem yönelimi ölçümlerine göre yapılan kontur diyagramı analizi sonucuna göre bu üye içerisinde K25°D/75°KB, K55°D/70°KB ve K83°B/68°KD yönelimleri ile temsil edilen üç egemen eklem takımı belirlenmiştir. Bu üye içerisindeki antiklinali oluşturan sıkıştırma yönleri gözönüne alındığında K55°D/75°KB yönelimli eklem takımının çekme türünde, K83°B/68°KD ve K25°D/75°KB yönelimli eklem takımlarının ise makaslama eklemleri olduğu saptanmıştır.

8. Çalışma alanı ve yakın civarında yer alan bölgede Gökten (1984) tarafından tanımlanan ters ve yırtılma fayları bulunmaktadır. Bu faylar, göl alanı sınırları içerisinde kalan ve göl alanının güney kesiminde Akçakoyunderesi boyunca uzanan Akçakoyunderesi fayı ile birlikte göl alanı sınırları dışında kalan ve göl alanının çevresinde bulunan Mudarasın fayı, Konakyazı fayı, Tahta fayı, Beydiğin fayı olarak sayılabilir. Bu faylar eski tektonik dönemde oluşmuş faylardır. Baraj aks yerinde herhangi bir fay yok iken, göl alanında eski tektonik döneme ait yerel özellikte iki bindirme fayı yer almaktadır.

KAYNAKLAR

- Anderson, J.G.C., McNicol, R., 1989. The engineering geology of the Kielder dam. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 22, 111-130
- Arslan, A.T., 1999. Kanak barajı (Sivas-Şarkışla) baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi incelemesi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 220 s. (yayımlanmamış)
- Bell, F.G., 1993. *Engineering Geology* Blackwell Scientific Publications, 359 p.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas basin, central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Erguvanli, K., 1989. *Mühendislik Jeolojisi*. Seç Yayınevi, İstanbul, 630 s.
- Erkan, E. N., Özer, S., Sümengen, M., Terlemez, I., 1978. Sarız, Şarkışla, Gerek, Tomarza arasının temel jeolojisi. Maden Tetkik Arama Rapor No: 5646, Ankara (yayımlanmamış)
- Gökten, E., 1983a. Şarkışla (Sivas) güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 167-176.
- Gökten, E., 1983b. Şarkışla (Sivas) yöresi volkanotortullarının petrolojik özellikleri ve havza gelişimindeki anlamları Doğa Bilim Dergisi, A, 7, 454-459.
- Gökten, E., 1984. Şarkışla (Sivas) yöresinin tektoniği. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 3-9.
- Gökten, E., 1985. The inner structure and emplacement of the allochthonous units in the area around Cemal, mudarasın and deliilyas village (Şarkışla-Sivas), *Communications. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri C*, 17 - 31.
- Güven, A., 1994. Karacaören-Mengensofular (Şarkışla-Sivas) civarı Tersiyer çökellerinin sedimantolojik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 87 s (yayımlanmamış).
- Poisson, A., Guezou, J.C., Temiz, H., Gürsoy, H., Inan, S., Öztürk, A., Kavak, K.Ş., Özden, S., 1996. Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 38, 838-853.
- Saltık, O., Saka, K., 1971. Şarkışla-Ağcakışla civarının jeolojisi ve incelemesi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu, No. 531 (yayımlanmamış).
- Sümengen, M., Terlemez, I., Tayfun, B., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S., Tüfekçi, K., 1987. Şarkışla-Gemerek dolaylı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve jeomorfolojisi. Maden Tetkik Arama Derleme Raporu, No: 8118, Ankara, 241 s (yayımlanmamış).
- Tufan, S., Ateş, A., 1996a. Sivas Havzasının Potansiyel Alan Verisi İşletme Yöntemleriyle İncelenmesi. *Jeofizik Dergisi*, 9,10, 61-65.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, I., Bilgiç, T., 1989. 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi Sivas-G23 paftası. Ankara, Maden Tetkik Arama Yayını, 23.
- Yılmaz, R., 1975. Şarkışla-Gemerek-Tonusanlı ovaları jeofizik rezistivite etüd raporu. DSI Genel Müdürlüğü Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı, Rapor No: 1515/8 - JF (yayımlanmamış).

HADİM (KONYA) GÜNEYBATISINDA ORTA TOROSLARIN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

TECTONIC CHARACTERISTICS OF THE CENTRAL TAURIDES IN THE SOUTHWEST HADİM (KONYA)

Ahmet TURAN Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KONYA

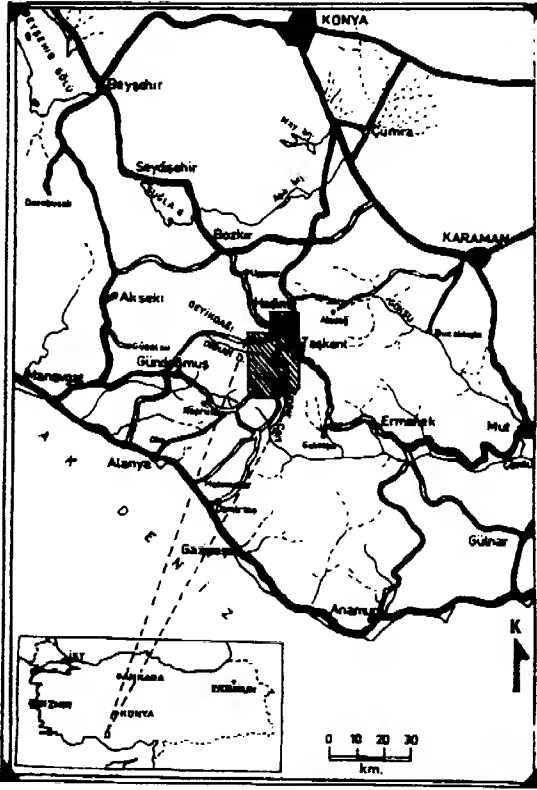
ÖZ : Orta Toroslar'ın batı bölümünde Hadim (Konya) ile Karaköy (Gündoğmuş-Antalya) arasında, Kuzey ve Güney Otokton bölgeler ile Hadim napları olarak ele alınan; Taşkent, Korualan, Dedemli, Hocalar, Sinatdağı ve Gevne naplarının oluşturduğu allokton dilimler yer alır. Gerek otokton ve allokton birliklerin tektonostratigrafik nitelikleri, gerekse uyumsuzlukların stratigrafik yerleri ile kıvrım ve fayların olduğu kronolojik dönemler, yöredeki belirgin yapısal olayların, Erken Alpin ve özellikle de Orta Alpin devrimler sonucu oluştuğunu göstermektedir. Hersiniyen orojenik fazı sadece Sinatdağı napında Geç Permiyen çökellerinin tavanında belirginleşmektedir. Bu durumda Geç Devoniyen'den Geç Permiyen sonuna kadar bölgede tektonik çatı üzerinde etkili olabilecek önemli bir orojenik hareketin olmadığı söylenebilir. Geç Hersiniyen ve Erken Orta Alpin devrimleri, yöredeki kaya birimlerini etkilemişler ve genellikle KB-GD gidişli simetrik-asimetrik-devrik kıvrımların, bölgesel açılı-boşluklu ve yerel uyumsuzlukların, normal-ters faylar ile önemli napların oluşumuna neden olmuşlardır.

ABSTRACT : North and south autochthonous regions and allochthonous slices are situated in the study area which is located between Hadim (Konya) and Karaköy (Gündoğmuş-Antalya) in western part of Central Taurides. The slices are studied as Hadim nappes that includes Taşkent, Korualan, Dedemli, Hocalar, Sinatdağı and Gevne nappes. Tectonostratigraphic characteristics, stratigraphic levels of unconformities and chronological periods of development of folds and faults in the autochthonous and allochthonous units show that the dominant structural events in the study area were formed as a result of Early Alpine and particularly Middle Alpine orogenies. Late Hercynian orogenic phase is pronounced only at the top of Permian sediments of the Sinatdağı nappe. In that case, it would be possibly to state that there was no orogenic movement to affect the tectonic frame up to end of Permian. Late Hercynian and Early-Middle Alpine orogenies affected the rock units in the study area, and caused to formations of the NW-SE trending symmetric, asymmetric, overturne folds; and angular and parallel regional and local unconformities.

GİRİŞ

Hadim-Gündoğmuş arasındaki inceleme alanında (Şekil 1), otokton bir tektonik birlik ile Hadim napları (Turan, 1990) şeklinde tanımlanan ve üst üste paketlenmiş nap diliminden oluşan allokton birlikler yer almaktadır. Bölgede genel bir prospeksiyon yapan Blumenthal (1944, 1949, 1951, 1956), çalışma alanının kuzeyinde içerecek şekilde, bu napları Hadim napı olarak tanımlamıştır. Hadim napı terimi, Blumenthal'ın yanı sıra Monod (1977), Gutnic vd. (1979) tarafından Beyşehir-Hoyran napları içinde kullanılmıştır. Özgül (1971, 1976, 1984) ise; nap terimi yerine birlik adı kullanmış ve otokton üniteyi Geyikdağı Birliği, alloktonları da alttan üste doğru; Bolkardağı, Aladağ ve Bozkır

birlikleri şeklinde tanımlamıştır (Şekil 2). Özgül (1971), Bu birliklerin tam anlamıyla birer nap olmadıklarını ve yüksek açılı itiki faylarıyla sınırlandıklarını da savunur. Turan (1990) ise yöredeki görece yerli birimleri Otokton Birlik, allokton birimleri de günümüz tektonostratigrafisine uygun tarzda; Taşkent, Korualan, Dedemli, Hocalar, Sinatdağı ve Gevne napları şeklinde incelenmiştir (Şekil 3). Yörede yaptığımız tektonik bölümlendirme, Özgül'ün (1976) tektonik birlikleriyle karşılaştırıldığında; Otokton Birlik Geyikdağı Birliğine, Taşkent-Korualan-Dedemli napları Bozkır Birliğine, Hocalar-Sinatdağı napları Bolkardağı Birliğine, Gevne napı ise Aladağ Birliğine karşılıktır.

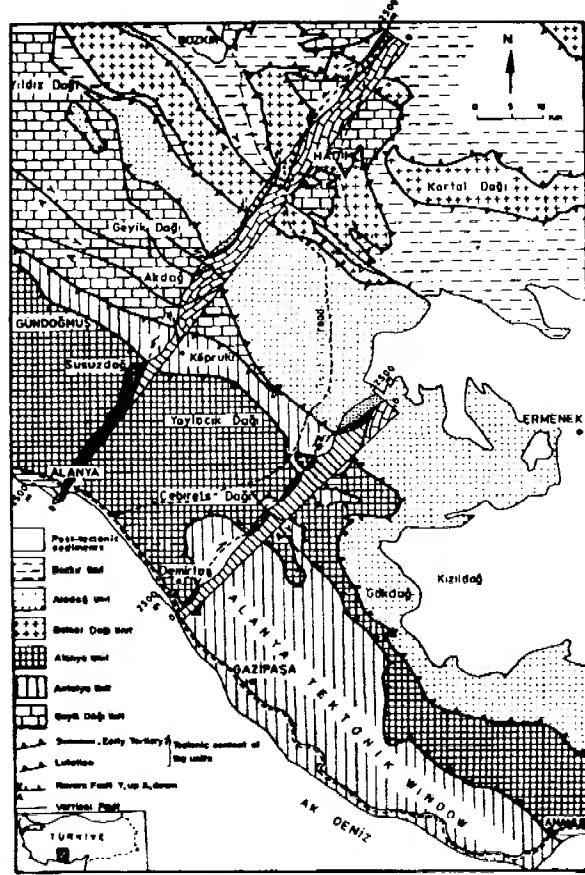


Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

Bu makalede inceleme alanının yapı haritasının hazırlanarak, bölgede Turan (2000) tarafından ortaya konulan yeni tektono-stratigrafik çatıya uygun tarzda (Şekil 3), yöre- nin tektonik özelliklerinin verilmesi hedeflenmiştir.

GENEL STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Otokton Birlik, Geç Jurasik'te çökelmiş kapalı şelf karbonatlarının oluşturduğu Hacılabaz kireçtaşı ile başlar. Bunu bir uyumsuzluktan sonra yer yer çakıltaşları ile başlayıp sığ şelf ve yamaç önü karbonatlarıyla devam eden Senomaniyen-Monsiyen yaşlı Saytepe formasyonu izler. İnceleme alanının güneybatısında Saytepe formasyonu ile yanall ilişkili olarak Maestrihtiyen yaşlı filiş-vahşi filişten oluşmuş Karaköy formasyonu izlenir. Saytepe formasyonu, inceleme alanının kuzey bölümünde Lütisiyen yaşta resifal Çobanağacık kireçtaşı ile uyumsuz örtülürken, güneybatıda yine Lütisiyen yaşta filişoid-filiş-vahşi filiş nitelikli Beden formasyonu, Karaköy ve Saytepe formasyonlarını açılı uyumsuzlukla üstler. Beden formasyonu inceleme sahasının kuzeyinde filiş, Çobanağacık kireçtaşını uyum-



Şekil 2. Orta Toroslar'ın batı kesiminde yer alan tektonik birlikler ve yayılımları (Özgül, 1984'den).

Figure 2. Distribution tectonic units in the west of Central Taurides (by Özgül, 1984).

lulukla örterken, Hadım naplarına ilişkin farklı tektonik dilimlere üzerler (Şekil 5).

Otokton Birliğe bindiren ilk allohton birlik olan Taşkent napı, Geç Kretase-Orta Paleosen sürecinde hendekte gelişmiş ve geç Lütisiyen'den sonra bölgeye yerleşmiş Taşkent ofiyolitli karışığından oluşmaktadır. Bunun üzerine gelen Korualan napı ise Mesozoyik'te oluşmuş açık şelf ortamı ürünü radyolaritli, çörtlü plajik karbonatlı kayalardan oluşan Korualan formasyonu ile temsil olunur. Korualan napı üzerindeki Dedemli napı ise, olasılıkla andezitik bir ada yayına komşu havza çökellerinden yapı- lı tüfit, radyolarit, çört, pelajik karbonat, türbidit tabakaları ve blok içerikli Dedemli formasyonundan ibarettir (Şekil 5). Dördüncü allohton dilim, Devoniyen, Karbonifer ve Geç Permiyen yaşta bloklar içeren ve olasılıkla Triyas yaşta fillit, grafitli şist, metaçört, metakuvarsitlerden oluşan Zindancık metaolistostromu ile bunu uyumlulukla üstleyen Kayraklıtepe kuvarsitin-

TEKTONİK BİRLİK	YAŞ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	OROJENEZ SAFHASI	OROJENEZ DEVRESİ
A L L O K T O N B İ R L İ M L E R	GEVNE NAPI	KUVATER, GÜN.	YAMAÇ MOLOZU VE ALÜVYON		GEÇ ALPIN
		ÜST JURA-ALT KRETASE	ÇİHANDERE KİREÇTAŞI: Gri, renkli kalın tabakalı kristalize dolomitik kireçtaşı ve üstte doğru gri, boz renkli orta tabakalı kireçtaşı		
		ÜST JURA	DEDEBELENİ FORMASYONU: Çok ince jips düzeyleri ve kumtaşı arakatıkları içeren çamurtaşı, marm ve killi kireçtaşı.		
		ALT-ORTA JURA	ÇAMIÇI FORMASYONU: Kızıl renkli çapraz tabakalı, çok ince kömür mercekleri içeren çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı.		
		ORTA TRIYAS	BEYRELİ FORMASYONU: Sarı, boz renkli ince-orta tabakalı sık kıvrımlı kuvarit, şeyl, marm, killi kireçtaşı nöbetleşmesi.	ERKEN KIMMERİYEN	
		ALT-ORTA TRIYAS	GÖZTAŞI FORMASYONU: Bol gastropod, bivalv kaplıklı killi kireçtaşı mercekleri ve dolomitik kireçtaşı ara tabakaları içeren alacalı renkli şeyl ve marmar.		
		ALT TRIYAS	GÖKÇEPİNAR KİREÇTAŞI: Açık gri renkli ince-orta tabakalı oolitlik, stramitolitik kireçtaşı.		
		ÜST PERMİYEN	KUŞAKDAĞI FORMASYONU: Yer yer kuvarit şeyl ara katlı koyu gri, siyah renkli, orta tabakalı, bol algili ve fuzulimidi kireçtaşı.		
		ALT PERMİYEN	ARPAKLIK FORMASYONU: Onkolitli kireçtaşı, fuzulimidi ve krinoidli kireçtaşı.		ERKEN ALPIN
		KARBONİFER	YARICAK FORMASYONU: Sarımsı gri renkli, bol makro fosilli ve fuzulimidi kireçtaşı ve kuvarit nöbetleşmesi.		
		ÜST DEVONİYEN	ASARLIK AYLAŞI FORMASYONU: Dolomitleşmiş rekristalize kireçtaşlarıyla başlayan ve bol mercanli, brakiyopodlu krinoidli, resifal kireçtaşları da içeren şeyl, kuvarit ardığını.		
	SINATDAĞI NAPI	KAMPANIYEN-MAESTHTİYEN	SÖĞÜTYAYLAŞI FORMASYONU: İnce taneli çakıtaşı, kumtaşı, şeyl, marm ardığını ve en üstte kireçtaşı bloklu vahşi filiş.		
		TURONİYEN-KONİYASİYEN	TÜRBETEPE KİREÇTAŞI: Çörtlü, pelajik kireçtaşı.	SUBHERSİYEN	
		JURA-ALT KRETASE	SINATDAĞI FORMASYONU: Çakıtaşlarıyla başlayan açık gri renkli, orta tabakalı kireçtaşı.	AUSTRIYEN	
		ORTA TRIYAS	KARTALICA KİREÇTAŞI: Gri renkli orta-kalın tabakalı, yer yer kristalize kireçtaşı.	ERKEN KIMMERİYEN	
		ÜST PERMİYEN	KAHTEPE FORMASYONU: Az oranda kuvarit şeyl arakatılı, koyu gri renkli, orta kalın tabakalı, bol eklemlili ve yer yer bol fosilli kireçtaşı.	PFALZİYEN	GEÇ HERSİNİYEN
	HOCALAR NAPI	TRIYAS ?	KAYRAKLITEPE KUVARİTİ: Sarı-boz renkli kuvarit-metakuvaritler.		
			ZINDANCIK METAOLİSTOSTROMU: Değişik kireçtaşı ve mermer olitoidleri, içeren fillit, aleyt, metaseyl ve metakuvaritler.		
	DEDEMLİ KORULAN	MESOZOYİK	Tektomatik dokanak		
		MESOZOYİK	DEDEMLİ FORMASYONU: Olitostrom, radyolarit, çörtlü kireçtaşı arakatılı andezitik tuf-afit ve çörtler.		ERKEN ALPIN
	TAŞKENT NAPI	ÜST KRETASE-PALEOSEN	KORULAN FORMASYONU: Çört yumruğu killi kireçtaşı, radyolarit.		
			Tektomatik dokanak		
			TAŞKENT OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI: Serpentin, proksenit, amfibolit, gabro, diyabaz, bazalt, radyolarit, çört, çörtlü kireçtaşı ve değişik kireçtaşı blokları içeren ofiyolitli karışık.		ERKEN-ORTA ALPIN
			Tektomatik dokanak		
OTOKTON BİRLİMLER	ORTA EOSEN		BEDEN FORMASYONU: Çakıtaşı, kumtaşı, şeyl-marm, kırıntılı kireçtaşı ardığını ve üstte kireçtaşı bloklu vahşi filiş.	PIRENTİYEN	
			ÇOBANAĞACIK KİREÇTAŞI: Orta-kalın tabakalı bol nummulitli kireçtaşı		
	MAESTHTİYEN		KARAKÖY FORMASYONU: Alüta, gri renkli, ince-orta tabakalı marm, killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, kırıntılı kireçtaşı nöbetleşmesi, ortada; çakıtaşı, kumtaşı, çörtlü ve kırıntılı kireçtaşı arakatılı marmar üstte ise; radyolarit, çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı parçaları içeren vahşi filiş.	ANADOLU	ORTA ALPIN
	ÜST KRETASE		SAYTEPE FORMASYONU: Yer yer kızıl çakıtaşı kamalarıyla başlayan gri renkli, orta tabakalı, bol rudistli kireçtaşı.		
OTOKTON BİRLİMLER	ÜST JURA		HACIALABAZ KİREÇTAŞI: Açık ve koyu gri renkli, bol eklemlili, orta-kalın tabakalı, yer yer dolomitleşmiş kireçtaşı.	AUSTRIYEN	ERKEN ALPIN

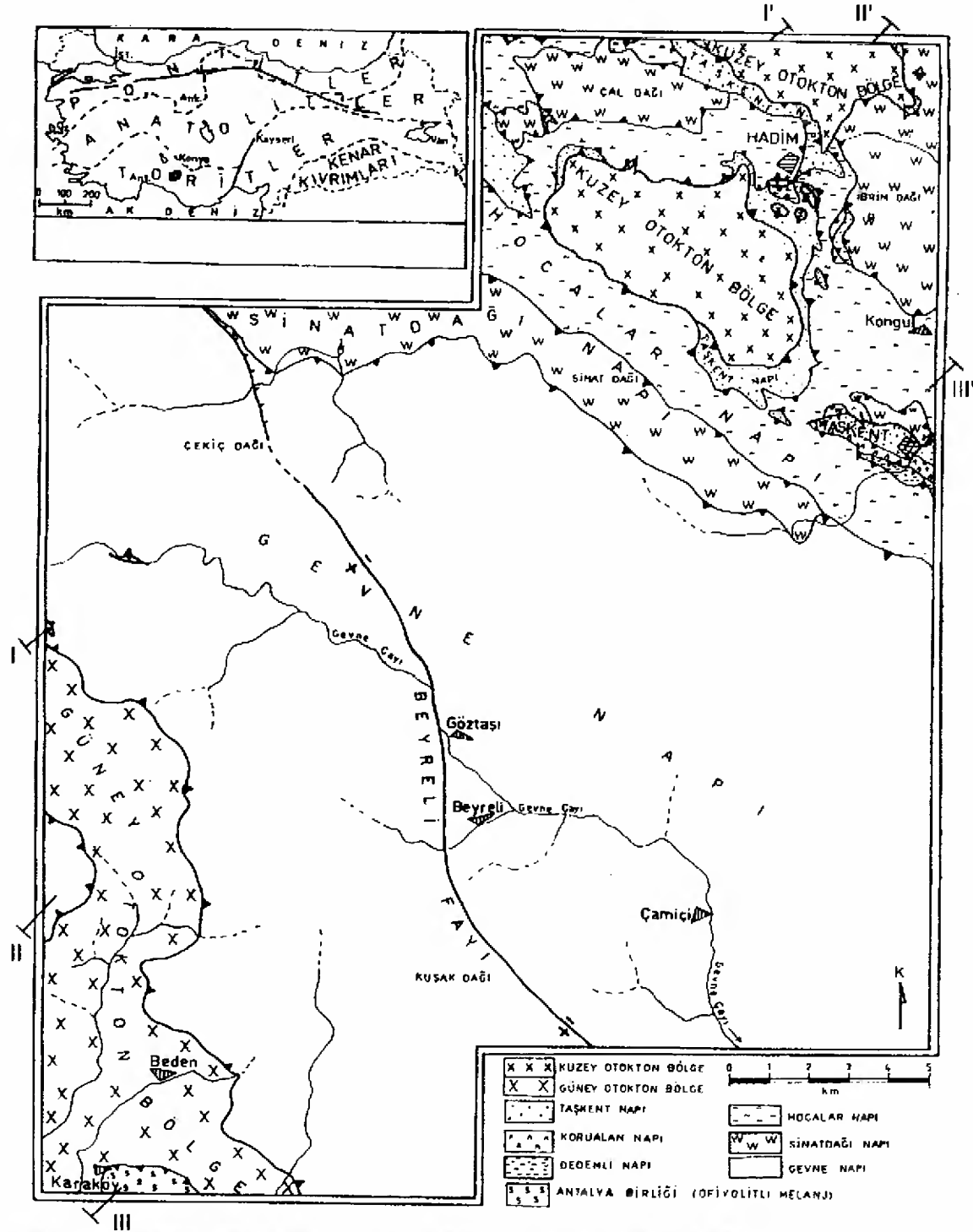
Şekil 3. İnceleme alanının tektono-stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Tectono-stratigraphy columnar section of the investigated area.

den oluşan Hocalar napıdır (Şekil 3-5). Hocalar napını oluşturan birimlerde, Bozkaya ve Yalçın'ın (1997) ayrıntılı mineral parajenez irdelemesi sonucunda belirttikleri gibi, alttan üste

doğru metamorfizma derecesi giderek azalır ve en alt düzeylerde buruşma klivajları izlenir.

Hocalar napını üzerleyen ve birbirlerini bölgesel açılı uyumsuzluklarla veya yerel

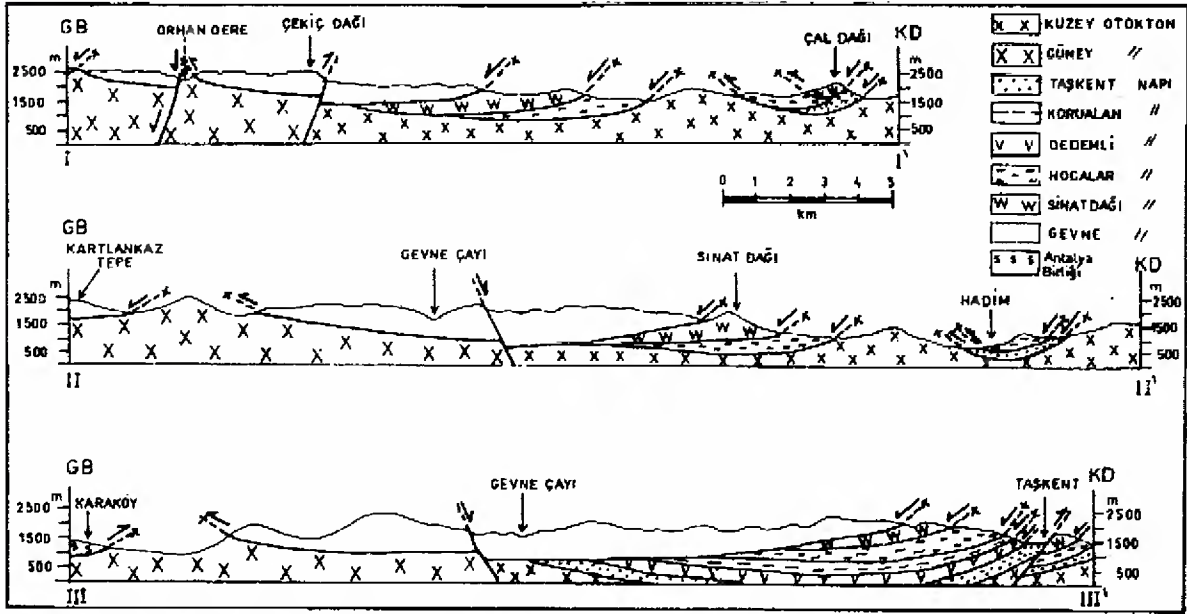


Şekil 4. İnceleme alanındaki görece otokton ve napları gösteren şematik harita.

Figure 4. The chematic map of the investigated area that indicated the autochthonous unit and nappes.

boşluklu uyumsuzluklarla örten formasyonlardan oluşan Sinatdağı napı ise; Geç Permiyen'de oluşmuş kırıntılı ara katkılı siğ şelf karbonatlarını içeren Kâhtepe formasyonu ile başlar. Kâhtepe formasyonunu siğ-neritik Orta Triyas karbonatlarının oluşturduğu Kartallıca ki-

reçtaşı izler. Kartallıca birimi, Üste doğru çakıltaşı ve ince kırıntılardan sonra kapalı şelf karbonatlarına geçen Jurasik-Erken Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonuna ve Turoniyen-Koniasiyen yaşlı pelajik karbonatlardan yapıtlı Türbetepe kireçtaşlarına geçer. Sinatdağı napı-



Şekil 5. İnceleme alanındaki görece otokton ve napları gösteren şematik kesitler.

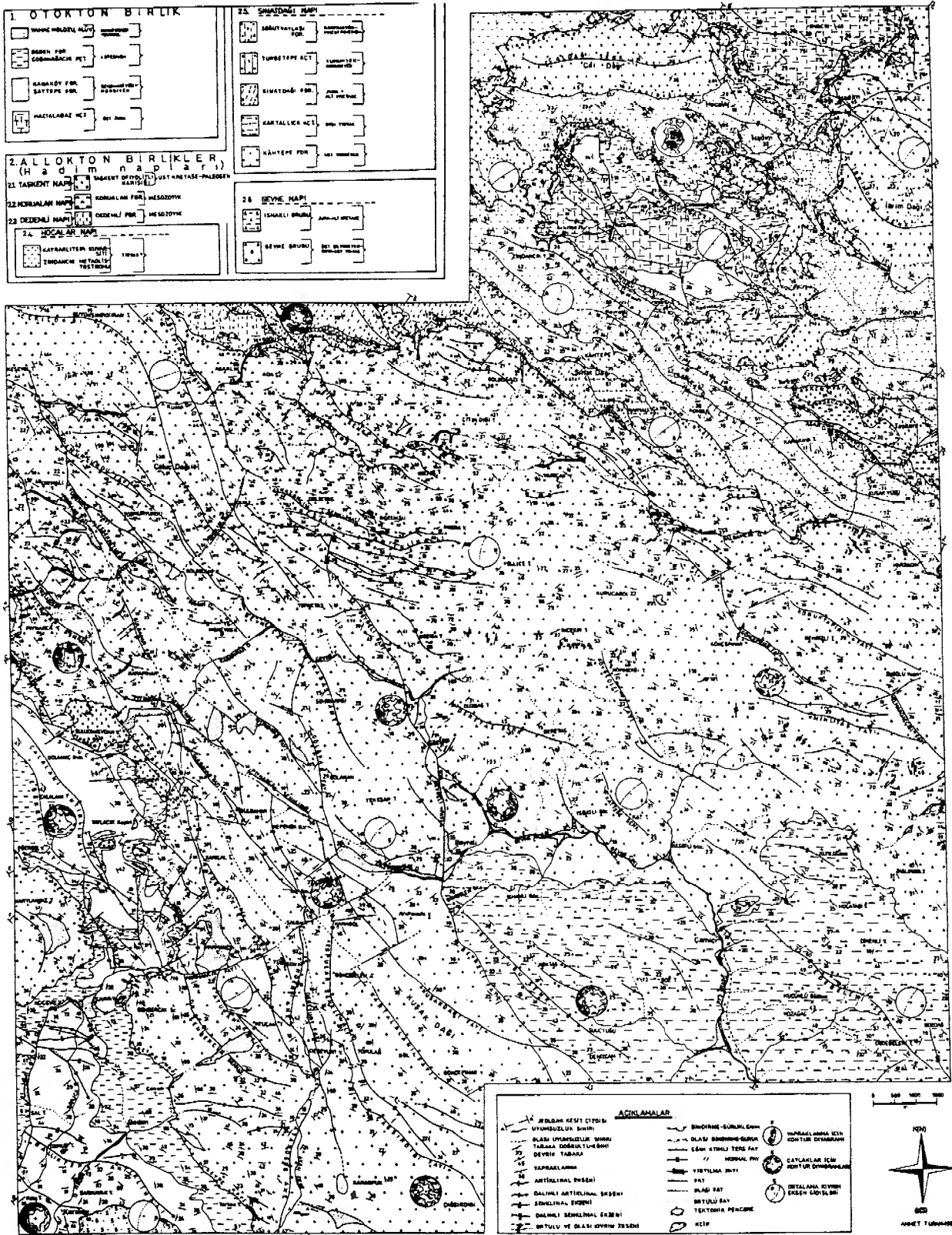
Figure 5. The schematic sections of the autochthonous and nappes in the investigated area.

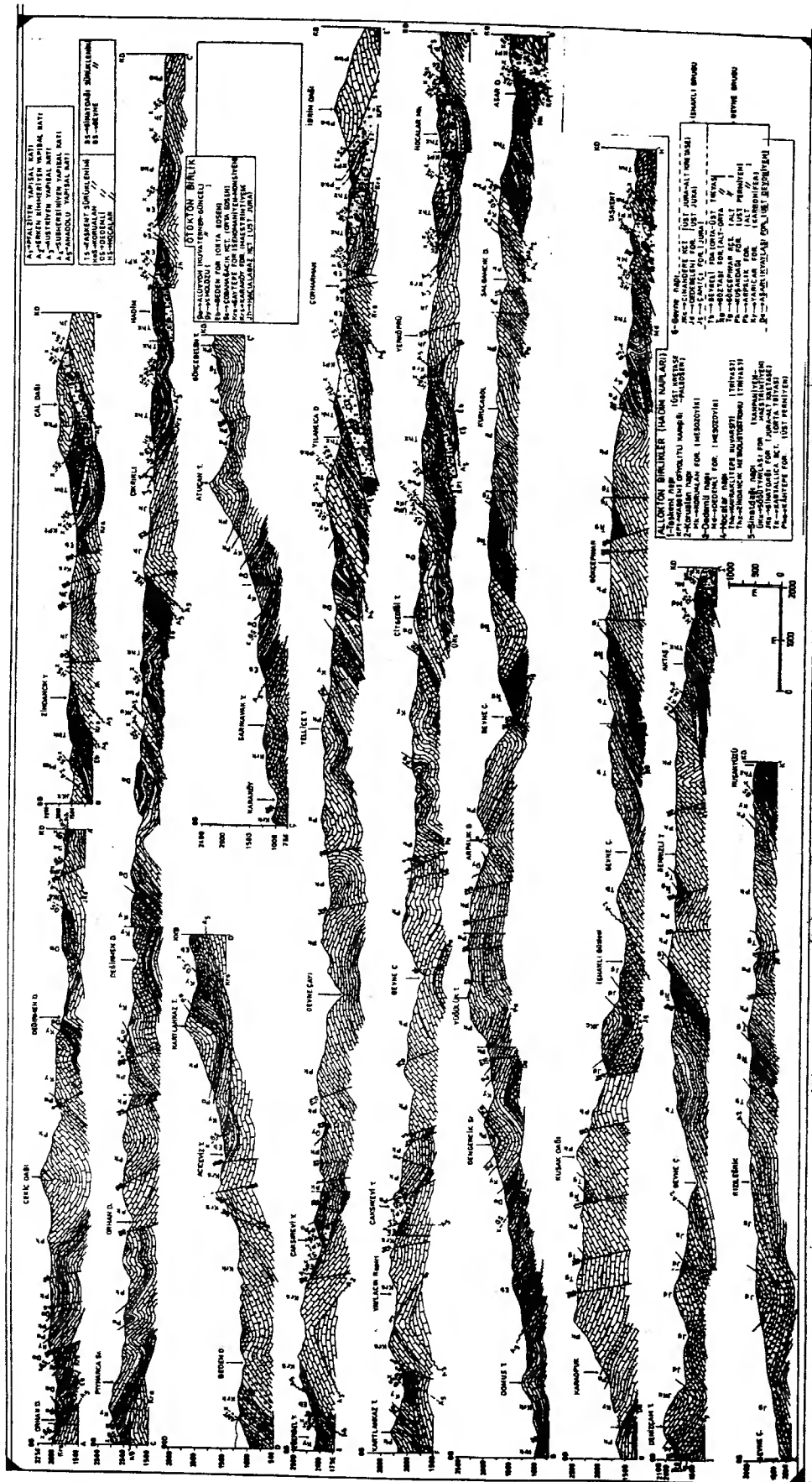
nın en üst stratigrafik birimi ise, Kampaniyen-Maestrihtiyen'de oluşan filişoid-vahşi filişlerden meydana gelmiş, pelajik fosilli, Söğütyaylası formasyonudur (Şekil 3). Bölgenin en üst alloktonunu oluşturan Gevne napı, Geç Devoniyen'den Orta Triyas sonlarına dek sürekli bir çökelim gösteren Gevne grubu ve Jura-Erken Kretase'de çökelmiş İshaklı grubundan oluşur. Gevne grubu; şeyl ve resifal karbonat mercekli kuvarsitlerden oluşan Geç Devoniyen yaşlı Asarlıkaylası, resifli şelf karbonatları ve plaj kumtaşları içeren Karbonifer yaşlı Yarıcak formasyonu, kumtaşı içerikli gelgit düzlüğü-resif karmaşığı karbonatlarından yapıları Girvenella ve Psedoschwagerina biyozonları içerir. Erken Permiyen yaşlı Arpalık formasyonu, kuvarsitşeyl ara katkılı ve bol algli kapalı platform-lagün karbonatlarının oluşturduğu Geç Permiyen yaşlı Kuşakdağı formasyonu, stramatolittli-oolittli sedde karbonatlarından yapıları Erken Triyas yaşlı Gökçepınar kireçtaşı, kısmi derinleşmeleri gösteren, yer yer ammonitli ve bol lamelli branslı-gastropodlu alacalı şeyl-marn-killi ve dolomitli kireçtaşlarından yapıları Erken-Orta Triyas yaşlı Göztaşı formasyonu ve kumtaşı-şeyl-marn-kireçtaşı ardışımı şeklindeki Orta Triyas filişlerinin oluşturduğu Beyreli formasyonunu içerir. Gevne grubunu bölgesel açılı uyumsuzlukla örten İshaklı grubu, kızıl renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ve çok ince diller şeklinde onkolittli karbonat ile kömür içeren, olasılıkla Erken-Orta Jura (Turan, 1990; Göktepe ve Gü-

venç, 1997) yaşlı çökellerden oluşmuş Çamiçi formasyonu ile başlar. Bunu yer yer ince jips bantları, alacalı renkli çamurtaşı, şeyl, marn, dolomitli ve killi kireçtaşı ardışımından oluşan Geç Jura'da çökelmiş yarı karasal Dedebeledi formasyonu izler. Üstte ise Geç Jura-Erken Kretase'de duraylı sığ şelfde çökelen, sürekli karbonat istifleri şeklindeki Cihandere kireçtaşı yer alır.

TEKTONİK

Türkiye'nin tektonik tarihçesi içinde Şengör (1984) tarafından Kimmerid ve özellikle de Alpid evresi kapsamında ele alınan ve Laramiyen'den sonra Preniyen paroksizma safhasında şiddetli deformasyonlara maruz kalmış Toros kuşağındaki inceleme sahası, asıl tektonik çatısını Preniyen hareketleriyle kazanmıştır (Ketin, 1978). Orta Toros orojenik kuşağının iç batı bölümündeki çalışma alanı, Özgül (1976) tarafından Geyikdağı Birliği kapsamında incelenen görece otokton bölgeler ile Blumenthal'ın (1944) Hadım Napı, Özgül'ün (1976) Bolkardağı, Aladağ ve Bozkır birlikleri, Özçelik'in (1984) Bozkır alloktonu, Turan'ın (1990) ise Hadım napları şeklinde tanıttığı allokton bölgelerden oluşur (Şekil 3-7). Yapı haritasında da gözlemlendiği gibi görece otokton Kuzey ve Güney Otokton bölgeler şeklinde, Hadım naplarını oluşturan alloktonlar da; Taşkent, Korualan, Dedemli, Hocalar, Sinatdağı





Şekil 7. İnceleme alanının jeolojisi ve yapı kesitleri.
Figure 7. Geological and structural cross section of the studied area.

ve Gevne napıları şeklinde bölümlendirilmişlerdir (Şekil 6).

Kuzey Otokton Bölge: Aşağı Hadim Mahallesi ile Hadim kent merkezinin kuzeyi ve güneyinde iki kuşak halinde izlenir ve Taşkent napı veya onun aşındığı yerlerde Hocalar napıyla örtülür (Şekil 3-7). Hacılabaz, Saytepe, Çobanağacık ve Beden formasyonlarının yüzeylediği Kuzey Otokton Bölgede, egemen tabaka doğrultuları K50-75°B, eğimler ise 20-25° civarında kümelenir (Şekil 6, 8a, b, d). Kıvrım eksen gidişleri 50-75°B değerine yakındır ve yaklaşık K20-35°D yönlü sıkışma gerilmeleri etkinliğinde gelişmiş olup önemli kırıklı yapılar, kıvrım eksenlerine az çok koşut gelişmiştir.

Güney Otokton Bölge: Karaköy, Beden ve kuzeybatıya doğru Çalalanı Tepe dolaylarında izlenir ve kuzey ve doğuda Gevne napıyla örtülür (Şekil 4-7). Güneybatıda ise Antalya Birliğine (Özgül, 1976) ait ofiyolitli topluluk ve Alanya Birliğine (Özgül, 1976) ilişkin metamorfitleler üzerlenir. Güney Otokton Bölgede Saytepe, Karaköy ve Beden formasyonları yüzeyler. Bu bölümde egemen tabaka doğrultuları K30-40°B, eğimler ise 35-40° arasında yoğunluk gösterirken, kıvrım eksen gidişleri de tabaka doğrultularına yakındır (Şekil 6, 8d). Güney Otokton Bölgedeki önemli fay ve egemen eklemler doğrultuları ekseri kıvrım eksenlerine paralel gelişmişken; kıvrım eksenlerine dik ve vevrev gelişen çatlak ve faylar da ikinci derecede önem arzederler (Şekil 6).

İnceleme sahasında çok geniş alanlar kaplayan allohtonların en altında, tektonik melanj niteliğindeki Taşkent napı yer alır. Bu napın önemli yüzlekleri, Hadim, Taşkent civarları ile güneybatıda Çakışirevi ve Sulucameydan yaylarındadır izlenir.

Taşkent napı üzerinde, marn-radyolarit-çört ara katkılı pelajik karbonat yapılaşlı Korualan napı yer alır. Taşkent yakınlarında yüzleyen Korualan napında, egemen tabaka doğrultuları K40-70°B, eğimler ise 25-50°GB'dir (Şekil 6).

Korualan napı üzerindeki tuf-tüfit, çört, radyolarit, türbitid ve silisli karbonat içerikli ada yayı havzalarına ilişkin oluşuklardan (Gökdeniz, 1981) yapıları olan ve Taşkent'in güneyinde izlenen Dedemli napında ise, tabaka doğrultuları ekseri D-B, eğimlerde 30-40° ile güneyedir.

Metaolistostrom nitelikli Hocalar napında, yapraklanma ve tabaka doğrultuları birbirine yakın olup, kıvrım eksen ve faylar K 55-60°B yönünde uzanmaktadır (Şekil 8e, f). Özellikle metaolistostromun alt düzeylerinde yapraklanma düzlemlerinin konumları, defor-

masyon şiddetine ve ilksel kayacın özelliklerine bağlı olarak bir mostradan diğer mostraya değişir. Filitlerde oldukça belirginleşen yapraklanma düzlemleri (S₁), daha sonra farklı bir deformasyon evresinde tekrar deforme olmuş ve neticede kırışma klivajları (S₂) gelişmiştir. Zindancık metaolistostromundanki S₁ ölçümlerinden elde edilen yapraklanma düzlemleri, K80°B, 28°KD ile K75°D, 22°KB değerlerinde yoğunlaşırken, K10°D yönünde bir büyük kuşak simetrisi (Ramsay, 1967) elde edilmiş ve bulunan π -dairelerine karşılık gelen B-tektonik eksenin genel gidişi, K80°B çıkmıştır (Şekil 8e, f).

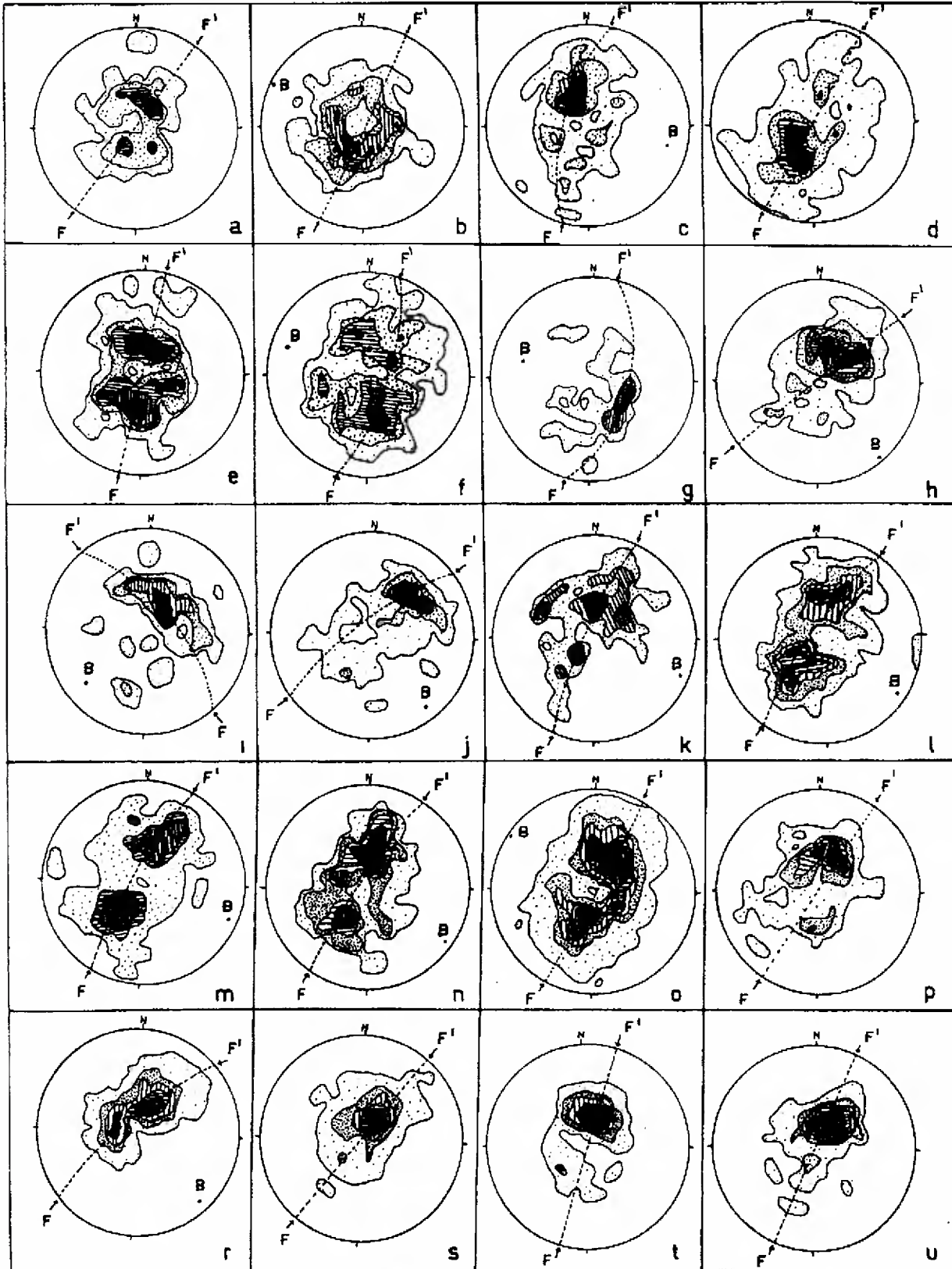
Duraylı sığ şelflere ilişkin karbonat ve kırıntılı istiflerin yanı sıra, pelajik karbonat ile hareketli ve hızlı depolanma koşullarını gösteren filişoidlerden yapıları Sinatdağı napında, tabaka konumları K40-55°B, 20-40°GB arasında yoğunlaşır (Şekil 6). Kıvrım eksen yönelimleri K40-65°B arasında değişen ve K25-50°D ısı kametli sıkışma gerilmelerinden etkilenen bu birlikte; Orta Triyas, Jurasik, Turoniyen ve Kampaniyen çökellerinin altında uyumsuzluklar vardır (Şekil 5-7).

Bölgede en geniş yayılıma sahip Gevne napı, duraylı çökel havzalarına özgü kapalı şelf-lagün-resif karbonat ve kırıntılıları, plaj çökelleri ve karasal-yarı karasal ince-kaba klastiklerle karbonatlardan oluşur. Önemli bir senklinoryum yapısı oluşturan bu napın kuzey kanadında, tabakalar genelde K50-70°B ve 20-30°KD konumudur (Şekil 6). Gevne napında K50-70°B yönelimli ve 10-12° ile dalan kıvrım eksenleri, yaklaşık K20-40°D yönlü sıkışma gerilmeleriyle ilişkilidir (Şekil 6; 8 l-v). Ana faylar çoğunlukla kıvrım eksenlerine koşut olarak gelişmişlerdir.

UYUMSUZLUKLAR

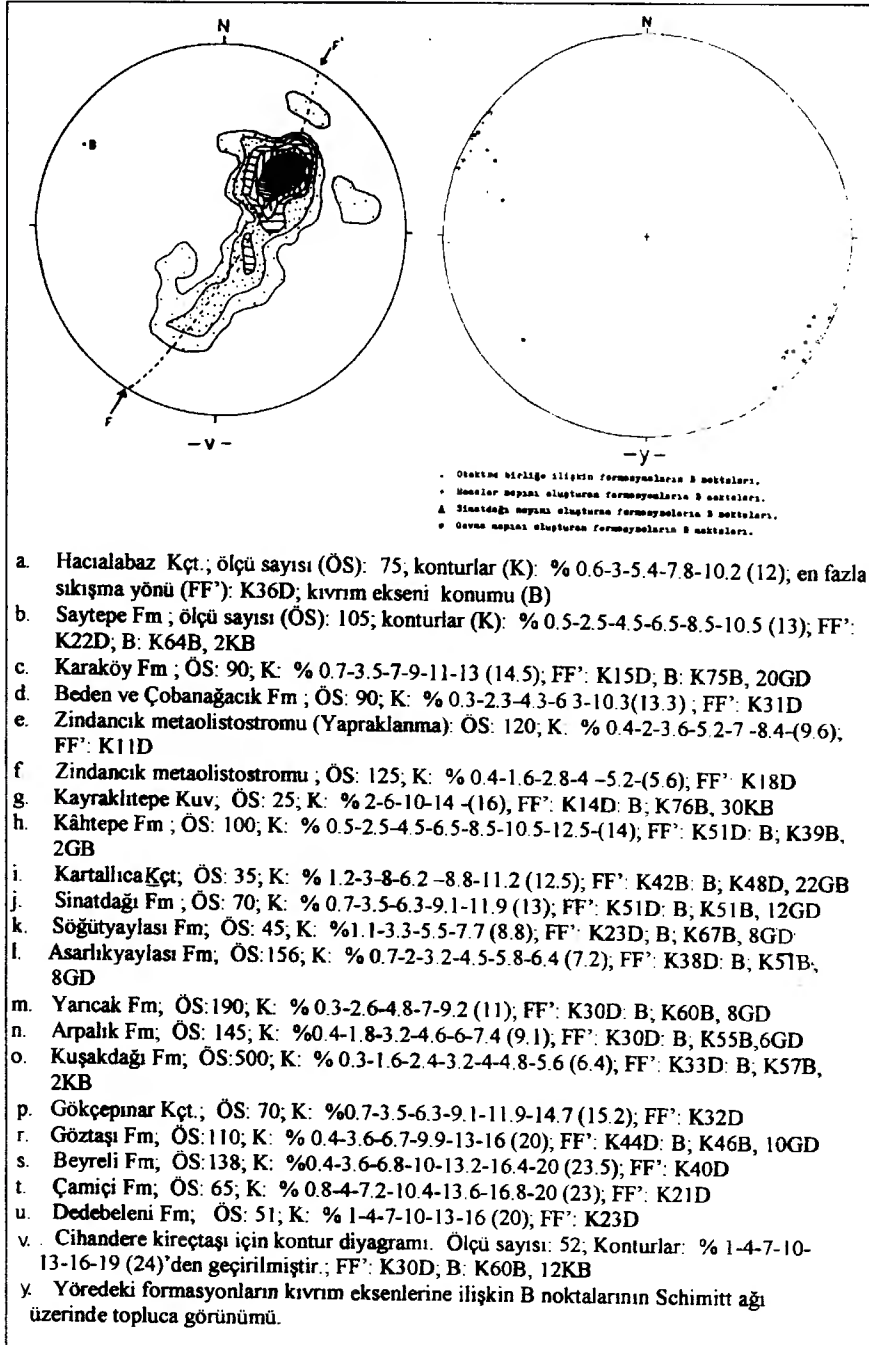
Çalışma alanındaki kaya birimlerinin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkileri incelendiğinde, en eski orojenez ait bulgular, Geç Permiyen yaşlı Kâhtepe ve Orta Triyas yaşlı Kartallıca formasyonları arasında izlenir. Kronolojik olarak Geç Hersiniyen orojenez devresinin Pflziyen safhasındaki (A₁) hareketlerle ilintili bu uyumsuzluk, inceleme alanında belirgin bir açısallık ve kırmızı renkli çok ince altere bir zonla kendini gösterir. Saha dışında Fakılar Köyü'nün doğusunda bu düzey kızıl renkli çakıltası mercak ve kamaları ile temsil edilir. (Turan, 1995, 1997). Ayrıca bu uyumsuzluk altında B-kıvrım ekseninin konumu, K40°B, 2°GD iken, uyumsuzluk üstünde K50°D, 20°GB'dir (Şekil 8).

Yörede Erken Kimmeriyen orojenez



Şekil 8. İnceleme alanında yüzeylenen formasyonların tabakalanma ve yapraklanma düzlemleri için kontur diyagramları.

Figure 8. Contour diagrams for bedding and foliation in the studied area.



Şekil 8. (devam ediyor).
Figure 8. (continued).

safhasına (A₂) ilişkin izler, iki ayrı tektonik birlikte gözlenir. Sinatdağı napında Orta Triyas yaşlı Kartallica ve onun aşındığı yerlerde Geç Permiyen yaşlı Kâhtepe formasyonları ile Jurasik-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonu arasında belirgin bir bölgesel açılı uyumsuzluk vardır. Sinatdağı formasyonunun alt seviyelerini kıvrılma kırıkları oluşturur ve bu uyumsuzluğun

sedimentolojik verisi olarak, Beyreli-Hadım karayolu üzerinde 15 m'lik bir kuşakta çakıllı, kumlu, siltli-çamurlu düzeylerden sonra killi karbonat ve karbonatlara geçen tipik bir transgresif istif görülür. B-kıvrım eksen, altta Kartallica biriminde K50°D, 20°GB iken, uyumsuzluğun üstünde Sinatdağı formasyonunda K50°B, 12°GD'dur (Şekil 8i, j). A₂ orojenez safhasına ilişkin izler,

Gevne napında Beyreli ve Çamiçi formasyonları arasında da gözlenir. Uzun bir karalaşma dönemine işaret eden ve 500 m kalınlıklı karasal çökellerden oluşan Çamiçi formasyonu, alttaki formasyonlardan türemiş çakıllar içeren, kızıl renkli, çapraz tabakalı kalın çakıllaşları ve kumtaşları, kırmızı çamurtaşları, demir oksit ve hidroksitli nodüller ile kömür oluşumları içerir. Uyumsuzluğun altındaki Beyreli formasyonunda K50°B olan B-kıvrım eksen gidişi, üstteki Çamiçi formasyonunda K67°B'dir (Şekil 8s, t).

Erken Alpin fazlardan Austriyen yapısal katına karşılık gelen yükselmelerle ilgili uyumsuzluklar. İki birlikte göze çarpar. Kuzey Otokton Bölge'de Geç Jurasik'da çökelmiş Hacıalabaz kireçtaşı ile Geç Kretase-Orta Paleosen'de oluşmuş Saytepe formasyonu arasındaki uyumsuzlukla ilişkili olarak, mercekssel-kızıl çakıllaşları arasında boksit içerikli kırmızı çamurlu düzeyler de olağandır. Uyumsuzluğun altında Hacıalabaz biriminde K50°B olan kıvrım eksen gidişi, uyumsuzluğun üstünde K65°B'dir (Şekil 8 a, b) Sinatdağı napında Jurasik-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonu ile Turoniyen-Koniasiyen yaşlı Türbetepe kireçtaşı arasında yine A₃ safhasına ilişkin bir uyumsuzluk vardır. Arazi gözlemlerine göre Sinatdağı formasyonunun aniden incilmesi, sınırda yoğun olarak limoni-götit oluşumlarına rastlanması, formasyonlar arasında lateritik birzonun varlığı ve Senomaniyen'e tesadüf edilemeyen, bu diskordansı gösteren delillerdir.

Sinatdağı napında Söğütyaylası formasyonunun tabanında, Subhersiniyen yapısal katı ile ilişkili olarak teşekkül etmiş bölgesel bir açılı uyumsuzluk göze çarpar. Yer yer 2-3 m kalınlıkta, yüksek matriksli çakıllaş ve breşlerle başlayan Söğütyaylası formasyonunun altında; Türbetepe, bölgesel yontumun fazla olduğu kesimlerde Sinatdağı ve Kâhtepe formasyonları yüzeyler. Bazı mostralarda uyumsuzluğun altındaki ve üstündeki tabakalar arasında açısallık belirgindir. Şekil 8 j ve k'de de görüldüğü gibi, alttaki Sinatdağı formasyonunda K50°B, 12°GD konumlu olan kıvrım eksen, Söğütyaylası formasyonunda K67°B, 8°GD'dur.

Otokton birlikte Orta Alpin devinimlerden Anadolu yapısal katı (A₅)'na ilişkin kıvrımlanma ve yükselme safhalarıyla ilişkili olarak, Lütésiyen yaşta Çobanağacık ve Beden formasyonları (Lütésiyen) tabanındaki açılı uyumsuzluk gelişmiştir. Uyumsuzluğun altında çoğunlukla Saytepe ve aşınımına bağlı olarak Hacıalabaz formasyonları izlenirken güneybatıda ise A₅ orojenez safhasına ilişkin bu uyum-

suzluk, Güney Otokton Bölgede Karaköy formasyonu üzerinde de izlenir. Uyumsuzluk hattı boyunca Kuzey Otokton Bölgede çok belirgin bir litolojik farklılık görülmezken, Güney Otokton Bölgede hem açısallık belirgindir, hem de üstteki Beden formasyonu, taban çakıllaşlarıyla başlar.

Yörenin en genç diyajenetik birimi olan Beden formasyonu, Pireneik yapısal katı (A₆) ile kıvrımlanıp su üstü olduktan sonra, uzun süre çökelim olmamıştır. Bölgenin Kuvaterner-Güncel yaşlı yamaç molozu ve alüvyonları, alttaki yaşlı formasyonları açılı uyumsuzlukla örtmüşlerdir (Şekil 5-6).

KIVRIMLAR

Yöredeki formasyonlar, Geç Hersiniyen, özellikle de Erken-Orta Alpin orojenez safhalarına ilişkin sıkışma gerilmelerinin etkisinde kalarak kıvrımlanmışlardır. Şekil 7'de görüldüğü gibi A₁, A₂, A₃, A₄, A₅, A₆ yapısal katlarının izlerini taşıyan bölgede, KB-GD eksen gidişli, dalımlı-kapalı strüktürler olağan olup, simetrik-asimetrik-izoklinal kıvrımların, normal-devrik ve yatık stillerine sık rastlanır. Şekil 6'da izlendiği gibi yöredeki önemli kıvrımlar, kuzeyden güneye doğru özellikleriyle birlikte sunulacaktır.

Çaldağı devrik senklinali: Yörenin önemli yükseltilerinden olan Çal Dağı'nda, D-B istikametinde 4,5 km'lik bir hat boyunca izlenen senklinal, tümüyle Kâhtepe formasyonu içindedir. Güney kanadı devrik olan yapının kanatlardaki tabaka eğimleri değişkendir.

İbrimdağı senklinali: K30°B doğrultulu yapı, İbrim Dağı'ndan doğuya dönerek D-B istikametinde devam eder. Kıvrım Kâhtepe formasyonu içinde gelişmiş olup 4,5 km takip edilebilir. Kanatlardaki tabaka eğimleri, 11-34° arasında değişir.

Kayraklıtepe senklinali: Zindancık Yayla-Kayraklı Tepe-Karakaya Tepe hattını izleyen senklinal, Zindancık ve Kayraklıtepe birimlerinde gelişen ve 12,5 km takip edilebilen, K60-70°B gidişli bir kıvrımdır. Kanatlardaki ortalama tabaka eğimleri 30-40°'dir ve yapıda KB'ya doğru eksen alçalımları görülür.

Yılanlıca antiklinali: Kavaklar Dere-Yılanlıca Dere-Kongul Yaylası-Kuşakyüzü istikametinde 12,5 km'lik bir hat boyunca izlenen ve Kayraklıtepe senklinaline koşut olan senklinal, K60-70°B eksen gidişlidir. Kanatlardaki tabaka eğimleri 25-30° dolayındaki bu yapı, Zindancık ve Kayraklıtepe birimleri içindedir.

Değirmendere antiklinali: Ada Tepe-Değirmendere Vadisi-Keltaş Tepe güzergahını izleyen yapı, Asarlıyaylası ve Yarıcak formasyonlarında gelişmiş olup 5 km boyunca

izlenebilmiştir. K55-65°B eksen gidişli kıvrımının kanatlarındaki tabakaların eğimleri 25-40° arasındadır.

Kazancı senklinali: Kızıl Tepe-Değirmendere Vadisi-Keltaş Tepe güzergahını izleyen ve Kuşakdağı formasyonunda gelişen yapı, 4, 5 km takip edilebilir. Dalımsız olan senklinalin yönelimi K70-80°B olup, kanatlardaki tabaka eğimleri 35-40° arasında yoğunlaşır.

Kocaalan antiklinali: Kazancı senklinaline paralel olarak Deliktaş Tepe-Kocaalan Yayla güzergahında, Kuşakdağı formasyonu içinde oluşan yapı, 4, 5 km kadar izlendikten sonra, GD'ya doğru dalarak kapanır. Eksen konumu K70-80°D, 15°GD olan antiklinalin kanatlarında tabaka eğimleri, 35-60° arasındadır.

Deretaş-Kattepe senklinali: Düzbaş Tepe-Topular Yaylası-Deretaş dolayları ve Kattepe'den geçerek Keşefli Güzlesine doğru uzanan senklinalin eksen konumu K40-50°B, 13°GD'dur. Kanatlardaki tabaka eğimleri 15-25° olup bu değer kuzey kanatta daha fazladır. Asimetrik ve çift yönde dalımlı olan kıvrımın yeryüzündeki izi, 4.5 km kadardır. Kattepe senklinali, Göztaşı ve Beyreli formasyonu içinde meydana gelmiştir.

Dedebeleni senklinali: İshaklı grubu içinde oluşan yapı, Dedebeleni Tepe-Bozdağ Tepe istikametinde uzanır. Kavisli olan kıvrım ekseninin konumu K45-75°B, 14°GD'dur. Senklinal ekseninin topografyadaki izi, yaklaşık 5.5 km olup yapı KB'da kapanmaktadır. Simetrik olan kıvrımın kanatlarındaki tabaka eğimleri 25-50° arasındadır.

Suuçtuğu senklinali: Derinyalak Tepe-Suuçtuğu-Denizçam Tepe yönünde uzanan yapı ekseninin konumu, K40°B, 15°GD'dur. Kanatlarındaki tabaka eğimleri 35-45° civarında olan simetrik yapı, KB'da kapanır. Yeryüzündeki izi 5.5 km kadar olan senklinal, İshaklı grubu içinde izlenir.

Çekiçdağı senklinali: Büyüksinekkıran Tepeden güneye doğru bükülerek Çekiç Dağı'ndan geçen ve güneydoğuya devam eden senklinalin eksen yönelimi, Büyüksinekkıran Tepe dolayından K80-85°B iken, Çekiçdağı dolayında K10-25°B arasındadır. Faylara ötelenen kıvrım ekseninin uzunluğu 10 km'yi bulur. Senklinal Kocaalan Yayla'sının güneybatısına kadar belirgin olarak izlenirken, güneydoğuya doğru belirsizleşir ve muhtemelen Beyreli fay zonunun doğusundaki Bozisa senklinaline doğru uzanır. Simetrik bir kıvrım olan Çekiçdağı senklinalinde tabaka eğimleri 30-40° arasında olup, yapı Kuşakdağı formasyonu içindedir (Şekil 6).

Gevneçayı-Şehirarası antiklinali: Kuşakdağı formasyonu içindeki strüktür, Tosmur Yurdu-Gevne Çayı Vadisi-Şehirarası'ndan geçerek Oyukkoyağı Kepiri yönünde devam eder. Yer yer faylarla ötelenen yapı ekseninin yönelimi K20-50°B'dir. Kuş uçuşu 10.5 km kadar izlenen bu simetrik antiklinalin kanatlarında tabaka eğimleri, 20-30° arasındadır.

Eşşekketiri senklinali: Kuşakdağı formasyonunda gelişen kıvrım, Payallar Yaylası Eşşekketiri Tepe-Orhan Dere-Kızılyar istikametinden sonra belirginliğini yitirerek Menevrek yönünde devam eder. Kanatlarında tabakaların 20-30°'lik eğimler sunduğu simetrik kıvrımın eksen yönelimi, K35-65°B arasında değişir. Yapı kuş uçuşu 5.5 km takip edilmiştir (Şekil 6).

Pıynarca-Topular senklinali: Gevne grubu içinde oluşan kıvrım, Orhan Dere'sinin kuzeybatısından başlayarak Pıynarca Tepe-Kovanlık çizgisinden sonra, Gökçebelen Tepe-Topular ve Kelebekligöl güneyinden geçerek Çağşirdibi fayı ile sonlanır. Faylarla kesilen kavisli yapı ekseninin yönelimi, K70°B ile K5°B arasında değişmekle beraber, genelde K40°B'dir. Kanatlarındaki tabaka eğimleri 25-50° olan senklinal, simetrik ve dalımsızdır ve topoğrafyada 17 km'lik bir hat boyunca devam eder.

Ayandere antiklinali: Yarıcak, Arpalık ve Kuşakdağı formasyonlarında oluşan antiklinal, Gülbahar Tepe'nin güneyinden başlayarak Şalbalı Tepe dolaylarında fayla atıldıktan sonra, Burmaini Kepiri'nden Dereyurt Yaylası'na iner ve oradan da Ayan Dere boyunca devam eder (Şekil 6). Antiklinalin kanatlarındaki tabaka eğimleri, 20-60° arasındadır. Faylarla bükülerek kavislenen yapı ekseninin yönelimi, K40°B ile K20°D arasında değişirken, dalım 11° ile GD ve 18° ile KB'ya doğrudur. Kapalı bir antiklinal olan kıvrım, kuş uçuşu 11 km izlenebilmiştir (Şekil 6).

Gengercik senklinali: Harmançık Yaylası-Gengercik Sırtı-Mandalcık Tepe hattını izleyen yapının kanatları boyunca tabaka eğimleri, 20-50° arasındadır. Faylarla atıma uğrayan ve kavisli olan kıvrımın yönelimi, K10-70°B arasında değişirken, genel gidiş K45°B'dir. Uzunluğu 4.5 km'ye varan yapı, Gevne grubunun Paleozoyik formasyonları içinde oluşmuş dalımsız bir senklinaldir.

Atuçan antiklinali: Antiklinal Harmançık Yaylasının kuzeybatısından başlar ve Harmançık fayı tarafından sağ yönlü bir yırtılmaya maruz kaldıktan sonra, Atuçan Tepe-Çobanece Tepe boyunca devam eder. Arpalık ve Kuşakdağı formasyonları içinde görülen yapının

ekseni 4.5 km uzunlukta olup, yönelimi K30-60°B arasındadır. Eğimleri 25-35° arasında değişen yapının güney kanadındaki tabakalar, daha fazla eğimli olduğundan antiklinal, asimetrik ve dalımsızdır (Şekil 6).

Yüğülüktepe senklinali: Havadeliği Tepe-Sarıçal Tepe-Yüğülük Tepe-Çobanece Tepe ve Maldancık Tepe istikametinde izlenen yapı, Kuşakdağı formasyonu içindedir. Faylarla ötelenen ve kavislenen kıvrım eksenin yönelimi K 10-35°B arasında değişirken, yapı 14° ile KB'ya doğru dalar. Kuzey kanatta daha fazla olmak üzere, tabaka eğimleri, 20-40° arasındadır. Dalımlı asimetrik bir senklinal olan bu kıvrımın uzanımı 9 km'ye yaklaşır (Şekil 6).

Çalalanı antiklinali: Saytepe formasyonu içinde oluşan ve bükümlü bir yapı eksenini arzeden bu antiklinal, Dolamaç Kepiri-Çalalanı Tepe-Harmancık güzergahını takip ettikten sonra Gevne napı altına dalar. Eksen yönelimi K 5-35°B arasında değişen antiklinalin topografyadaki izi, 7 km'dir. Bu simetrik yapının kanatlarındaki tabaka eğimleri ise 30-50° arasındadır (Şekil 6).

Ballıktepe antiklinali: Karaköy formasyonu içinde oluşan bu antiklinal, Ballık Tepe-Saylıca Dere-Beden Dere boyunca izlenir ve Nanlı Dere'nin üst çıkırına doğru, genç birimlerin altına dalar. Kıvrımın kanatları boyunca tabaka ekseninin yönelimi, K35°B ile D-B aralığında değişmektedir. Antiklinal 24° ile GD'ya dalan simetrik bir kıvrım karakterindedir (Şekil 6).

KIRIKLI YAPILAR

İnceleme alanında özellikle Alpin dağ oluşum hareketlerine bağlı olarak kompresyonel ve tansiyonel basınçlarla çok sayıda kırıklı yapılar oluşmuştur. Eklemler, faylar, bindirme ve naplar bölgenin başlıca kırıklı yapılarına oluşturmaktadır.

Eklemler

İnceleme alanında 1300 adet çatlak konumu ölçülerek, tüm eklemlerin doğrultusu için gül diyagramı, ölçüldükleri formasyon ve as alanlara ait olmak üzere de kontur diyagramları yapılmıştır (Şekil 9).

Otokton Birliğe ait Saytepe formasyonunun yüzeylediği Çalalanı Tepe-Karadelik Tepe-Harmancık Dere-dolaylarında seçilen as alanda 175 adet eklem ölçülmüş ve egemen çatlak düzlemlerinin konumları Ç_1 : K32°B, 80°GB; Ç_2 : K70° B, 79°GB, Ç_3 : K10°E, 60°GD olarak belirlenmiş ve de bu çatlakların söz konusu as alanda oluşmuş faylarla uyumluluk arzettiği saptanmıştır (Şekil 9 g).

Sinatdağı'nın batısı ile güneybatısını içine alacak şekilde seçilen as alanda, Sinatdağı formasyonundan 210 adet eklem ölçülerek egemen çatlak düzlemleri Ç_1 : K60°D, 71°KB; Ç_2 : K17°D, 69°GD; Ç_3 : K71°B, 61°KD; Ç_4 : K71°D, 61°GD olarak belirlenmiştir. Seçilen as alan içinde egemen eklem doğrultuları, Sinatdağı formasyonunun üstünde izlenen diskordans yüzeyine ve bindirme düzlemlerinin doğrultularına, hem paralel hem de dike yakın çapraz gelişmiştir (Şekil 9 f).

Asarlıkaylası formasyonunun yüzeylediği Pınarca Tepe-Taşegik Tepe-Çakşirevi Yayla-Harmancık Yaylası as alanından 205 adet eklem düzlemi ölçülmüş ve egemen çatlak düzlemleri, Ç_1 : K10°B, 70KD; Ç_2 : D-B, 80°G; Ç_3 : K71°D, 79°GD; Ç_4 : D-B, 80°K olarak saptanmıştır. Bu çatlak sistemleri de KB-GD gidişli ve KD'ya eğimli ana fay ve ana fayları kesen genç fay sistemlerine uygun düşmektedir (Şekil 9 b).

Beyreli as alanındaki 140 eklem doğrultu ve eğiminden, Beyreli formasyonu için yapılan kontur diyagramında ise egemen çatlaklar; Ç_1 : K19°B, 70°KD; Ç_2 : K51°D, 71°KB'dır. Burada Ç_1 'in konumu, Beyreli fayının bu kesimindeki konumuna uygun düşmektedir.

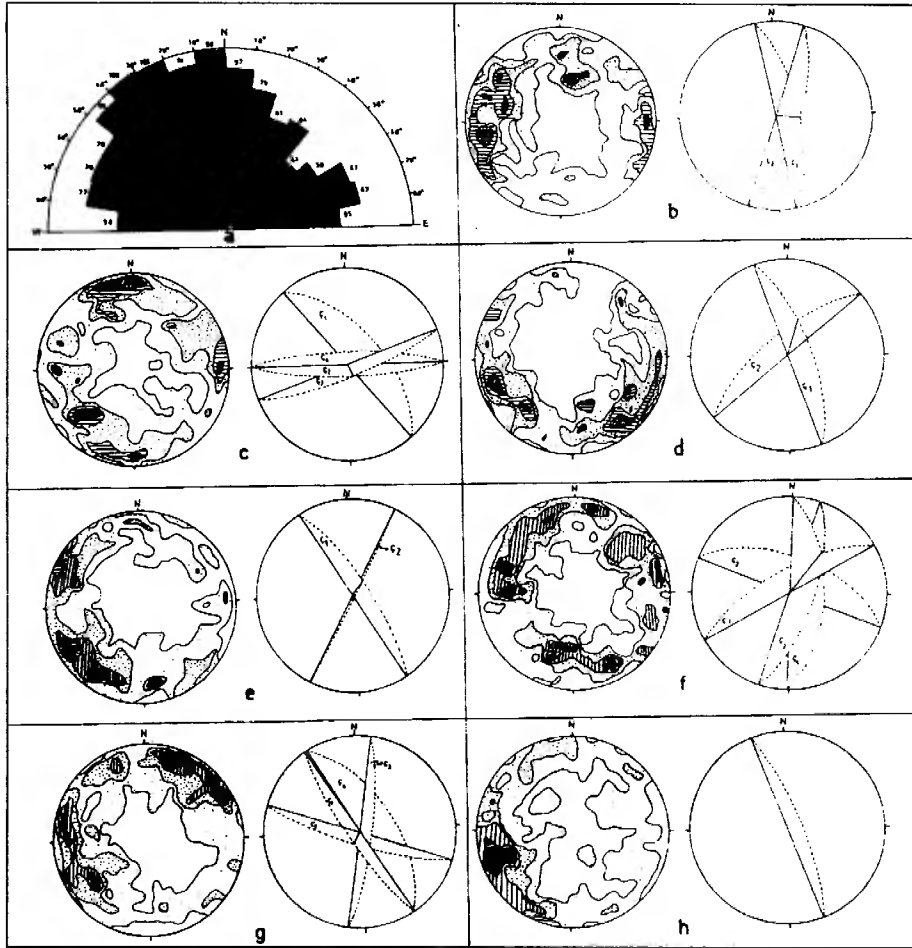
Cihandere kireçtaşları içinde Derinyalak Tepe-Köktaş Kepiri-Ishaklı Yaylası as alanında ölçülen 125 adet ekleme ilişkin egemen çatlak düzlemleri; Ç_1 : K30°B, 76°KD ve Ç_2 : K30°D, 88°GD olarak bulunmuştur. Yine Ç_1 batıdaki Beyreli fayına uygundur. Ç_1 ve Ç_2 arasındaki açı değer (dar açı) kesme çatlaklarına uymaktadır (Şekil 9 d).

Beyreli fay zonu üzerinde Göztaş ile Gökbelen Sırtı arasında seçilen as alanda 165 adet eklem ölçülmüş ve egemen çatlak düzlemleri Ç_1 : K20°B, 79KD bulunmuştur. Bu konum yine Beyreli fayının bu güzergahtaki konuma yakındır (Şekil 9 h).

Sonuç olarak tüm birimlerdeki çatlakları, oluşum mekanizması açısından iki grupta toplayabiliriz:

1- KB-GD istikametli yaşlı çatlaklar veya boyuna çatlaklar: Bu çatlaklar, ana fay ve kıvrım eksenini gidişlerine paralel olarak gelişmişlerdir. Bu gruptaki çatlaklar, çoğunlukla antiklinallerin

2- KD-GB yönlü genç çatlaklar veya enine çatlaklar: Bu çatlaklar KB-GD yönlü ana çatlak sistemlerini kesmekte olup KD-GB gidişli faylara yakın kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Koçyiğit, 1983; Turan, 1990, 1995). Bu çatlakların ekseriyetle Burdigaliyen sonrası gerimelerle ilişkili olduğu söylenebilir.



- a. Bölgede ölçülmüş çatlakların tümü (1300 çatlak) için gül diyagramı
b. Asarlıkayası Fm; ölçü sayısı (ÖS): 203; konturlar (K): %0.3-1.3-2.3-3.3-4.3 (5); Egemen çatlak düzlemlerinin konumları (Ç₁, Ç₂, Ç₃, Ç₄); Ç₁: K10B, 70KD; Ç₂: K20D, 70GD
c. Kuşakdağı Fm; ÖS: 250; K: %0.2-1.8-2.6-3.4-4.2 (5); Ç₁: K40B, 60KD; Ç₂: D-B, 80G; Ç₃: K71D, 73GD; Ç₄: D-B, 80K
d. Beyreli Fm; ; ÖS:140; K: %0.35-1.4-2.5-3.5-4.6 (4.9); Ç₁: K19B, 70KD; Ç₂:K51D, 71KB
e. Cihandere Kçt; ÖS: 125; K: %0.4-1.6-2.8-4.5-2-6 (6.4); Ç₁: K30B, 76KD; Ç₂: K30B, 88GD
f. Sinatdağı Fm; ÖS: 210; K: % 0.24-1.2-2.16-3.12-3.6 (4.2); Ç₁: K60D, 71KB; Ç₂: K17D, 69GD; Ç₃: K71B, 60KD; Ç₄: K1D, 61GD
g. Saytepe Fm; ÖS: 176; K: % 0.3-1.5-2.7-3.9-4.1 (5); Ç₁: K32B, 80GB; Ç₂: K70B, 79GB; Ç₃: K10B, 80GB; Ç₄: K30B, 60KD
h. Beyreli fay zonu; ÖS: 165; K: % 0.3-1.5-2.7-3.9-5.1-6.3-7.4 (7.7); Ç₁: K20B, 73KD

Şekil 9. İnceleme alanındaki formasyonlara ve önemli kırık hatlarına ilişkin çatlaklar için gül ve kontur diyagramları.

Figure 9. Rose and contour diagrams for in the study area cracked of the formations and important fracture zones.

Faylar

Çalışma alanında görülen faylar; çekim fayları, yırtılma fayları, bindirme ve naplar ile tektonik pencere ve klipler başlıkları altında inceleneceklerdir.

Çekim fayları

Çalışma alanındaki çekim fayları, genel olarak bölgedeki bindirme kuşakları, kıvrım eksenleri ve kısmen de formasyon sınırlarına koşutlardır. Dolayısıyla bu faylar, boyuna ve paralel faylar olarak değerlendirilebilir. İnceleme sa-

hasındaki belli başlı gravite fayları ve geometrik özellikleri, araştırma alanının kuzeyinden güneyine doğru anlatılacaktır.

Çobanağacık fayı: Çıkırlıklı kuzeydoğusundan başlayıp Çobanağacık güneyinde alüvyon ile Üst Kretase çökellerini sınırladıktan sonra, Kaytanlıca ve Çokharman yönünde 4 km devam eder. Gidişi, K20-55°B arasında değişen fayın, kuzey bloku çökmüş olup eğimi 75-80°'dir. Fay Beden, Saytepe ve Hacıalabaz formasyonlarında kırılmalara neden olduğundan Lütésiyen yaşta veya daha gençtir (Şekil 6). **Körüktaşı fayı:** Borboğaz-Ortaada Sırtı-Körüktaşı güzergahını izleyen ve kollara ayrılan bu fay, yüzeyde 19.5 km takip edilmiştir. Fayın konumu K50-60°B, 65-70°KD'dur. Gevne grubunun Paleozoyik formasyonlarında kırılmalara neden olan fay, Geç Permiyen'den gençtir ve KD-GB yönlü enine faylarla yırtılmıştır (Şekil 6).

Gökçepinar fayı: Ortada Sırtı-Damla-Gökçepinar-Toprak Tepe hattını izleyen fay, bazı kesimlerde kuşkulu olup kollara ayrılır ve enine faylarla ötelenir. Kırılma ile Kuşakdağı formasyonu ve Gökçepinar kireçtaşı yan yan gelmiş, hatta Gökçepinar kireçtaşının yer aldığı blok alçalmıştır. Fayın doğuya doğru Elmaağaççığı fayı ile birleştiği sanıldığından, kırılmanın Erken Kretase'den genç olduğu düşünülmüştür. Yırtılma ve bükülmelerden ötürü doğrultusu, K20-50°B arasında değişen fayın eğimi 65-70°KD'dur. Fay topografyada 6.75 km'lik bir hat boyunca takip edilebilmektedir (Şekil 6).

Elmaağaççığı fayı: Elmaağaççığı Dere-Toprak Tepe-Yükseğrik Tepe hattını izleyerek çalışma alanını terkeden kırık, Kuşakdağı, Gökçepinar, Göztaşı ve Beyreli formasyonlarını etkilemiş olup, genç formasyonların bulunduğu kuzey blok, büyük ölçüde alçalmıştır. Güneydoğuya doğru çalışma alanı dışında bu fay zonunda, Kuşakdağı formasyonu ile Çamiçi ve Dedebelesi formasyonlarının sınır oluşturduğu ve fayın dikey atım bileşeninin 1800 m'ye çıktığı görülmüştür. Enine faylarla kesilen ve bükülmeler gösteren Elmaağaççığı fayının genel konumu, K40°B, 75°KD'dur.

Beyreli fayı: Bu kırık hattı boyunca, Kuşakdağı formasyonu ile Dedebelesi-Çamiçi-Beyreli-Göztaşı ve Gökçepinar formasyonları sınır oluştururlar. İshaklı Yaylası-Çamurluk-Arpalık Deresi ve Beyreli'nin 0.8 km kadar basından geçerek Gevne Çayı'na inen ve bir müddet Kuşakdağı formasyonu içinde devam eden fay, Say Tepe (Göztaşı batısı) batısındaki boyundan geçtikten sonra, Gevne Çayı'nı keserek vadinin doğusunu izler. Burada fay,

Kuşakdağı ve Gökçepinar formasyonlarının sınırını takip ederek Kuşyuvası Tepe'nin batısından Kocaalan Yaylası'na ulaşır. Kocaalan dolaylarında yırtılmalara maruz kalan kırık, bir fay zonu oluşturur. Deliktaş'tan itibaren bir müddet kuşkulu bir zon olarak takip edildikten sonra, aynı doğrultuda Yağlıpınar fayı belirginleşir. Geometrik anlamda eğim atımlı normal fay durumundaki Beyreli fayı, kuşkulu zondan sonra takip edilmeye başlanan eğim atımlı ters fay pozisyonunda olan Yağlıpınar fayının güneydoğudaki devamı olarak düşünülebilir (Şekil 6). Kuzey bloku büyük ölçüde alçalan fayın dikey atım bileşeni, 1700 m'ye kadar varabilmektedir. Fayın doğrultusu genelde K30-40°B iken, bu değer Beyreli yakınlarında K10°B'dir. Eğim açısı 75-80° olan ve 16 km boyunca belirgin olarak izlenebilen Beyreli fayı, kuzeybatı devamındaki Yağlıpınar fayının inceleme alanı dışında kestiği formasyonlara göre Maestrihtüyen'den genç bir kırıktır (Şekil 6).

Tosmuryurdu fayı: Ardıçlıtaş Tepe-Tosmur Yurdu-Yılanlıca Tepe-Gevne Çayı istikametini takip ederek, enine faylarla ötelenen ve kollara ayrılarak Beyreli fayı ile birleşen bu kırık, bükülmeler gösterdiğinden, doğrultusu K20-60°B arasındadır. Fay düzleminin eğimi 70-80° ile KD'yadır. Bazı kesimlerde morfolojik belirginliğini kaybeden fay, 11,5 km'lik bir mesafe boyunca izlenebilmekte olup tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalır.

Payallar-Gülbahar-Dereyurt fayı: Bu fay sistemi Çatmalı Yayla-Orhan Dere-Karapınar Yayla-Gülbahar Tepe-Burmaini Kepiri istikametini takip ettikten sonra, sağ yanallı atımlı Harmançık fayı ile ötelenerek Dereyurt istikametinde devam eder. Fay Payallar Yayla ve Dereyurt Yayla civarında Arpalık ve Kuşakdağı formasyonlarını sınırlarken, Gülbahar Tepe dolaylarında tamamen Kuşakdağı formasyonu içindedir. Enine faylarla kesilen ve kavisler yapan fay sisteminin genel doğrultusu, K20-35°B, eğimi ise 75°KD'dur. Bu fayların inceleme alanındaki izleri 18 km'yi bulmaktadır (Şekil 6).

Yüremece fayı: Şipşirli Yurt-Eşşekketiri Tepe-Orhan Dere güzergahından sonra Kartal Tepe-Karapınar Dere güzergahında kuşkulu bir zon şeklinde izlenir. Karapınar Dere'den sonra morfolojik olarak tekrar belirginleşen bu fay, Gülbahar Gölü-Yürümece çizgisini takip ederek Gölakan fayına birleşir (Şekil 6). Kuzey bloku alçalan fay, tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalır. Fayın konumu K30-50°B, 70°KD'dur. Yürümece fayının uzunluğu 9.5 km'ye yaklaşıp.

Gölakan fayı: Topaktaş Tepeden başlayan fay, Gevne Çayı'nı keserek Uzunsirt Tepe

Gölakan fayı: Topaktaş Tepeden başlayan fay, Gevne Çayı'nı keserek Uzunsirt Tepe dolaylarında bir yırtılma fayı ile ötelenir. Daha sonra güneydoğuya dönen fay, Yüremece Yaylası'nın doğusundan ve Gölakan'dan geçip, Sarıtuza'ya doğru uzanarak, yamaç molozları altında kaybolur. Fayın doğrultusu K10°B ile K20°D arasında, eğimi ise 65-70° ile D'yadır. Kuşuçuşu 5 km takip edilen kırık, Kuşakdağı formasyonu içinde oluşmuştur.

Kuşakdağı fayı: Kuşak Dağı'nın kuzey etekleri, Ayıpınarı ve Gökin yaylalarından geçerek enine faylarla ötelenen ve Gölakan, Yüremece kırıkları ile irtibatlı olan Kuşakdağı fayı, güneydoğu ucunda Beyreli fayına bağlanmaktadır (Şekil 6). Fayın genel konumu K50-60°B, 70°KD'dur. Gölakan ve Beyreli fay kavisleri arasındaki uzunluğu 7.5 km'yi bulan Kuşakdağı fayı, D-B ve çoğunlukla KD-GB yönü yırtılmalarıyla ötelenmiştir (Şekil 6). Güneydoğu ucunda Göztaş ve Kuşakdağı formasyonlarını sınırlayan fay, diğer kesimlerde tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalır. Atımın artışı yerlerde yükselen blokta, Arpalık formasyonunun tavanı, ince şeritler halinde görülebilir. Beyreli ve Yağlıpınar fayı ile irtibatlı olan ve de kuzey bloku çöken Kuşakdağı fayı, Maestrihtiyen'den genç bir kırıktır.

Kartalalanı fayı: Gökçepinar Yayla-Kartalalanı-Şalbalı Tepe-Kepenekbucağı Yaylası boyunca izlenen fay, Gökçebelen Tepe dolaylarında kuşku bir zon olarak takip edilir (Şekil 6). Konumu genel olarak K35°B, 80°KD olan fayın doğrultusu, Kepenekbucağı civarında K15°B'dir. Kırık hattı üzerinde Kuşakdağı formasyonu ile Gökçepinar ve Göztaş formasyonları dokanak oluşturmalar. Erken Triyas'tan genç olan bu fayın yeryüzündeki izi 9 km'yi bulur.

Çağşirdibi fayı: Çağşirdibi ve Öküztohmağın'nın kuzeyinden geçen fay, Gökçepinar ve Kuşakdağı formasyonları sınırında gelişmiş olup kuzey blok alçalmıştır. Erken Triyas'tan genç olan fayın doğrultusu, K20°-45°B arasında değişirken eğimi 75°'dir. Fay topografyada 4.25 km'lik bir uzanımına sahiptir.

Çağşirevi fayı: Araştırma sahasının kuzeybatısındaki Taşoluk Sırtı'ndan başlayan fay, Topakeşme, Tepe-Orhan Dere-Höyükli Sırtı-Çağşirevi Yaylası-Sarıçal Tepe batısını izleyerek devam eder. Fay bazı kesimlerde morfolojik belirginliğini kaybederken enine faylarla da ötelenmektedir. Kırılma hareketi Gevne grubunun tamamını, Geç Kretase-Paleosen yaştaki Taşkent karışığını hatta otokton birliğe ait Lütisiyen yaşlı birimleri bile etkilemiştir (Şekil 6). Çöken kuzeydoğu blokta çoğunlukla Kuşakdağı for-

masyonunun izlendiği bu fayda, kırılma, Lütisiyen'i takip eden tansiyonel rejimde gerçekleşmiştir. Çağşirevi fayı, kuş uçuşu 15 km boyunca izlenmiş olup fayın doğrultusu K10-35°B, eğimi 60-65°KD'dur. Çağşirevi fayının düşey atım bilişeni, Sulucameydan Yaylası'nda 750 m'ye yakındır.

Sulucameydan fayı: Dolamaç Kepiri-Sulucameydan Yayla istikametini izleyen ve sağ yönlü bir yırtılma fayı ile sonlanan Sulucameydan fayı, 8.5 km boyunca izlenebilmekte olup, doğrultusu K40-65°B eğimi ise 70-80°KD'dur. Fay, Gevne grubu birimlerini ve otoktona ait Saytepe ve Beden formasyonlarını kestiğinden Lütisiyen'den gençtir.

Eğerbil fayı: Dolamaç Kepiri batısından başlayan kırık, Kaşanak Tepe ile Karadelik Tepe'den geçerek Eğerbil Yaylasından güneydoğuya doğru devam eder. Fayın yeryüzündeki izi 5 km civarındadır. Kavisli olan Eğerbil fayının doğrultusu, K10-50°B arasında değişirken, eğimi 65-75° ile GB'yadır. Faylanma ile Beden ve Saytepe formasyonları yanyana geldiğinden kırılma Lütisiyen'den gençtir. Güneybatı bloğu büyük ölçüde alçalan Eğerbil fayı ile KD bloğu düşmüş olan Sulucameydan fayları arasında bir horst oluşumu dikkati çeker (Şekil 6).

Boğazoluk fayı: Boğazoluk fayı, Aser Tepe-Boğazoluk Yaylası dolaylarından geçerek inceleme alanını terkeder. Kuş uçuşu 4 km takip edilen fayın doğrultusu K-G ve K20°D arasında değişirken, eğim 75° ile B'yadır. Batı bloğu alçalan fay hattı boyunca Saytepe ve Karaköy formasyonu ile Beden formasyonu yan yana geldiğinden, kırılma olayı, Lütisiyen'den sonraki tansiyonel dönemde gerçekleşmiştir.

İnönü ters fayı: Arkıtça'nın güneyinden başlayan fay, İnönü Yaylası'ndan geçtikten sonra Kadiotluğu dolaylarında sönümlenir. Doğrultusu K 50-70° B olan fay, 55-60° ile KD'ya eğimlidir. Faylanma ile Hacılabaz ve Saytepe formasyonu eğim yukarı hareket ederek Beden formasyonu ile dokanak oluşturmışlardır. Yeryüzündeki izi 4.5 km'yi bulan İnönü ters fayı, Lütisiyen'den sonraki gerilmelerle oluşmuştur (Şekil 6).

Taşkent ters fayı: Turasan Tepe-Taşkent-Kiblekayası Tepe dolaylarından geçen ve güneydoğuya doğru inceleme alanı dışında morfolojik belirginliği daha da bariz olan fayın doğrultusu değişken olmakla birlikte, fay düzlemi 50-60° ile güneybatıya eğimlidir. Fayın inceleme alanındaki uzanımı 3.5 km kadardır. Kırılma ile Geç Kretase-Paleosen yaştaki Taşkent ofiyolitli karışığın bulunduğu blok, eğim yukarı hareket ederek Geç Permiyen yaşlı Kaktepe formasyonunun üzerine kadar yükselmiştir.

Taşkent fayı, napların bölgede en son hareket ettikleri Geç Lütəsiyen-Erken Oligosen'de veya daha sonra oluşan bir kırıktır.

Yağlıpınar ters fayı: Asarlık Yaylası'nın batısından geçip Miholuk Dere boyunca muhtemelen Deliktaş'ın batısına kadar devam eden bu kırığın eğimi 65-75°'dir. Deliktaş batısından itibaren bir süre morfolojik belirginliğini yitiren bu faydan sonra, güneydoğuya doğru aynı istikamette Beyreli fayı belirginleşir. Doğrultusu K 20-40°B arasında değişen Yağlıpınar ters fayı, topografyada 5 km kadar izlendikten sonra kuzeybatıda inceleme alanı dışında Büyükaralık Yayla-Yağlıpınar Yayla yönünde devam eder. İnceleme alanında yükselen blokta Kuşakdağı formasyonu yer alırken, alçalan yaşlı blokta ise Asarlık yaylası, Yarıcak ve Arpalık formasyonları izlenir. Yağlıpınar fayı KB'da inceleme alanının dışında Kampaniyen-Maestrihtiyen yaştaki Söğütyaylası formasyonunu kestiğinden, Maestrihtiyen'den gençtir.

Buraya kadar anlatılan çekim faylarına ilaveten küçük ölçekte çok sayıda fay, inceleme alanında mevcut olup bu faylar, yapı haritaları ile jeoloji kesitlerinde de görülmektedir. (Şekil 6,7). Bu faylar, diğer büyük faylara benzer özelliktedirler.

Yırtılma fayları

Araştırma sahasında büyük ölçekte birkaç yırtılma fayı izlenebildiği halde, küçük ölçekte çok sayıda yırtılma fayı görülür (Şekil 6). Yırtılma fayları çoğunlukla büyük çekim fayları ve kıvrım eksenlerine yakın bölgelerde ve bindirme fayları ile formasyon sınırlarına yakın kesimlerde gözlenir. Genel gidişleri KD-GB olan bu yırtılmaların bazıları şunlardır.

Köygediği fayı: Köygediği Tepe-İsbatlı Yaylası-Kabalak Dere istikametinde izlenen fay, hafif kavisli olup doğrultusu K 25° B'dir. Faylanma ile Göztaş formasyonu ve Beyreli formasyonunun sınırında yaklaşık bir kilometrelik sol yönlü bir atım olmuştur. Köygediği fayı, topografyada 3 km boyunca izlenebilmektedir ve Triyas'tan daha genç bir kırıktır (Şekil 6).

Harmancık fayı: Karagöl Tepe-Burmaini Kepiri-Harmancık Dere istikametini takip eden ve yaklaşık 7 km'lik bir hat oluşturan bu fay, K 60° D doğrultuludur. Fay, antiklinal ve senklinal eksenlerini dike yakın açılarla kesmiş ve 400 m'ye varan sağ yönlü bir atım oluşturmıştır. Gevne grubu ve otoktona ait Üst Kretase ve Lütəsiyen kayalarını kesen bu yırtılma fayı, Lütəsiyen sonrası bir deformasyon evresine ait olmalıdır.

Naplar

Çalışma sahasında üst üste paketlenmiş nap dilimleri yer alır. Bu dilimlerin her birinin tabanını oluşturan düşük açılı bindirme düzlemi hattı ve özellikleri, makalede kullanılan nap isimleriyle birlikte, günümüz tektonik konumuna uygun tarzda alttan üste doğru anlatılacaktır.

Taşkent Napı: Bu napın izleri, Hadim ve Taşkent yakın çevresi ile güneybatıda Çakışrevi ve Sulucameydan yaylalarında görülür. Taşkent napı, Hadim batısında Büvelekkişlağı'ndan sonra Kasnak Tepe'nin batı ve güney eteklerinden geçerek, Sivri Tepe eteklerinden devam eder. Daha sonra güneye dönen bindirme, Döşeme Boğazı ve Örencik batısında yaklaşık K-G istikametinde takip edildikten sonra, tekrar batıya Kumlukçukur dolaylarına kadar izlenir. Kadioğlu dolaylarında Hocalar napının bindirme düzlemi ile çıkışarak tek bir fay şeklinde takip edilir. Taşkent napına ait bindirmenin ikinci bir kolu da Aşağı Hadim İlkokulu civarından başlayıp, kuzeybatıya doğru bir süre izlendikten sonra Hacılabaz kireçtaşları ile ofiyolitik melanjin sınırını izleyerek inceleme alanını terkeder (Şekil 6). Bindirme sınırı boyunca çoğunlukla Lütəsiyen yaşlı Beden formasyonunun olistostromal üst kesimiyle, Taşkent ofiyolitik karışığın üst üste geldiği görülür. Bazen bu durum bozulmakta ve Taşkent karışığı, Çobanağacık ve hatta Hacılabaz birimi ile sınır oluşturmaktadır (Şekil 6). Taşkent napının bindirme zonu, yaklaşık 25 km'lik bir hat boyunca takip edilmiştir. Otokton birimleri bir kuşak şeklinde saran fay düzleminin eğimi, muhtelif kesimlerde yapılan ölçümlere göre 0-15° arasında değişmektedir (Şekil 6, 7).

Korualan Napı: Bu nap inceleme alanının dışında kuzeybatıda Korualan Kasabası civarlarında daha belirgin olduğundan (Turan, 1995; Özgül, 1997), bu isim altında verilmiştir. Korualan napının taban bindirmesi, Taşkent'in kuzeybatısından başlayıp Taşkent kent merkezi ve Şalgamcık Dere'den sonra Kible Kayası'nın eteklerinden geçerek, güneydoğuya doğru inceleme alanı dışında uzun mesafelerde izlenmektedir (Gökdeniz, 1981; Özgül, 1997). Taşkent ofiyolitik karışığı ile Korualan formasyonunun çörtlü radyolaritli pelajik karbonatları arasında gelişmiş olan Korualan napının taban bindirmesi, inceleme alanında iki kuşak halinde yaklaşık 6 km kadar izlenebilmektedir. Birinci kuşak yukarıda belirtilen ve Taşkent'ten geçen kuşaktır. İkinci kuşak ile Bozkır-Hadim Karayolu'nun kuzeyinde Kızılseki Yayla civarlarıdır (Şekil 6). Bindirme düzlemi, genellikle 5°-15° ile GB'ya eğimlidir (Şekil 7).

Dedemli Napı: İnceleme alanı dışında kuzeybatıya doğru Dedemli Kasabasında belirgin olarak izlenen ve Dedemli napı şeklinde tanımlanan bu kırık hattı, Taşkent güneyinde gözlenir. Dedemli napı, Korualan bindirme hattının güneyinde, kısmen ona paralel bir biçimde uzanır (Şekil 6). Bindirmenin altında Korualan formasyonuna ilişkin çökeller izlenirken, üzerleyen tavan blokda ise andezitik yeşil tüfitler, bloklu türbiditik çökeller, radyolarit, çört ve çörtlü kireçtaşı yapıllı litolojiler (Dedemli formasyonu) yer alır. Dedemli napının taban sırtını boyunca yapılan ölçümlerde kırık düzleminin 2° - 15° ile GB'ya eğimli olduğu görülmüştür (Şekil 7).

Hocalar Napı: Taşkent karışığı birimleri ile Zindancık metaolistostromu arasında izlenen bu kırık, bazen de Hocalar napı ile otoktona ait birimler arasında izlenir ve çalışma alanında dört kuşak halinde görülür. Birinci kuşak; Demirtaş Yayla-Karabük Tepe istikametini izledikten sonra bükülerek tekrar kuzeybatıya doğru devam eder (Şekil 6). İkinci kuşak; Taşkent napının bindirme hattına paralel olarak Büvelekkişlağı-Kasnak Tepe etekleri boyunca izlendikten sonra, Armağanlar Mahallesi'nden geçerek, Peynirli Tepe-Örencik istikametini takip eder. Sırmalı Tepe'den itibaren batıya dönen fay, Efendilertaşı Tepe-Dikmen Tepe istikametini izleyerek İnönü Yaylası'nın güneyinde Taşkent napına ilişkin bindirme ile birleştikten sonra, tek bir fay şeklinde kuzeybatıya doğru devam eder. Buldurcak Tepe civarında tekrar kuzeye dönen bindirme hattı, Bozkır-Hadim yol yarmasında belirgindir. Üçüncü kuşak; Aşağı Hadim'in batısından başlayarak, Hadim İlçe merkezi yakınlarından geçer ve kuzeybatıya doğru bir süre devam ettikten sonra Aktepe'nin kuzeyinden geçip inceleme sahasını terkeder. Üçüncü kuşağın alüvyon örtüsü altında kalan bir bölümü Aşağı Hadim'in güneybatısında, kuzeye eğimli dere boyunca V kadesine uygun olarak izlendikten sonra, Sinatdağı bindirmesi ile birleşir. Dördüncü kuşak; Taşkent batısındaki Asar Dere'nin üst çığırından başlar ve güneydoğuya doğru devam ederek Karıcık Mevki'si'nin kuzeyinden inceleme alanının dışına çıkar. Yarım tektonik pencere şeklinde açılan bu kuşağın kuzey dokanağı, güneye eğimli Taşkent ters fayı ile sınırlıdır (Şekil 6). Sık sık doğrultulu atımlı faylarla kesilen ve dere içlerinde V kuralına uygun bir biçimde kaz ayağı geometrisi gösteren Hocalar bindirmesi, inceleme alanı dahilinde yaklaşık 40 km'lik bir uzunluğa sahiptir. Morfolojik olarak bir nap geometrisi sunan fayın eğimi, yapılan ölçümlerde göre 5 - 15° arasında değişmektedir. Bu bindirmeye bağlı ola-

rak küçük ölçekte pencere ve klipler de oluşmuştur (Şekil 6).

Sinatdağı Napı: Bu bindirme genellikle Zindancık ve Kâhtepe formasyonlarının sınırlarını birbirinden ayırır. Sinatdağı napının taban bindirmesi, yer yer Kâhtepe formasyonu ile ofiyolitli serileri üst üste getirirken, kırık hattında bazen, Kâhtepe formasyonu ile Lütésiyen ve Üst Jurasik yaşlı otokton birimlerin üst üste geldiği de gözlenir (Şekil 6). Sinatdağı sürüklenimi çalışma alanı içinde dört kuşak halinde izlenir. Birinci kuşak, Hocalar Mahallesi'nin kuzeyinden başlayarak batıya doğru Çile Sırtı ve Kızılseki Yaylası istikametinde devam eder. Demirtaş Yayla dolaylarında küçük klipler oluşturduktan sonra kuzeye dönen bindirme, Çal Dağı'nın kuzey eteklerinden geçerek Şekil 6'da görüldüğü gibi Çaldağı'nı çevreler. İkinci kuşak; Sırsal Tepe-Aşağı Hadim-Küçükkuzan Tepe hattı boyunca izlendikten sonra İbrim Dağının batı ve güney eteklerini takip ederek, Kongul Köyü'nün kuzeyinden inceleme alanının dışına çıkar. Üçüncü kuşak Kalleme Tepe-Taşkent boyunca izlenir ve sol yönlü bir yırtılma fayı ile ötelenerek inceleme alanı dışına çıkar. Dördüncü kuşak ise; Kavaklar Dere-Ekinlik Yaylası-Kongul Yaylası-Cükgele Tepe hattı boyunca Şalgamcık Deresine iner ve burada Gevne napı ile örtülür (Şekil 6). Sinatdağı napına ait bindirme fayı, inceleme safhası dahilinde 40 km boyunca izlenebilmektedir. Fay düzleminin eğimi ise 0 - 15° arasındadır. Bindirme düzleminin eğim yönü I. ve II. kuşakta oluşan kliplere bağlı olarak değişik yönlerde olduğu halde; III. ve IV. kuşakta eğim açıları daha büyük, eğim yönleri ise güneybatıyadır. Sinatdağı bindirmesi, çoğunlukla KD-GB yönlü yırtılma fayları ile kesilmiştir. Bu bindirme kuşağında alttaki blokta sık olarak devrik ve yatık kıvrımlara rastlanırken, üstte kalan blokta kireçtaşlarının büyük ölçüde ezilip breşleştiği ve aşırı dolomitleşme ile rekristalizasyona maruz kaldığı görülür.

Gevne Napı: Gevne napının tabanına ilişkin bindirme, kuzeyde kuzeybatıdan güneydoğuya doğru sırayla Söğüt Yaylası, Türbe Tepe, Sinat Dağı, Kâhtepe formasyonları ile Hocalar napı birimlerini örtmektedir. Görüldüğü gibi bu kuşakta kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gidildikçe taban blokta yer alan formasyonlar gençleşmekte ve dolayısıyla, yatay yer değiştirme miktarları da artmaktadır. Gevne napının güney cephesi, Blumenthal (1944) tarafından "Hadim şariyaji" olarak tanımlanmış ve literatüre geçmiştir. Şariyajın güney cephesinde genellikle Lütésiyen yaşlı otokton birimler üzerine, Geç Devoniyen yaşlı Asarlık yaylası formasyonunun geldiği görülür (Şekil 6, 7). Söz konusu bindirme

inceleme alanında üç kuşak şeklinde izlenmektedir. Birinci kuşak; Asarlık Yaylası-Buzyeri Yaylası-Kocagüney Tepe-Türbe Tepe-Sazak Yayla-Korkartekne Sırtı-Harzadın güzergahını takip etmekte olup, bu kesimde bindirme düzlemi güneybatıya eğilimlidir. İkinci kuşak; Akeşme Tepe güneyinde K-G istikametinde bir süre takip edildikten sonra, KB-GD istikametinde Pınarca Tepe-Sulucameydan Yaylası-Yellibel Yayla-Kabahanay Sırtı-Torlas Yaylası-Izıkara Sırtı ve Acıceviz Yaylası güzergahını izleyerek, kuzeyden ve güneyden çalışma alanı dışına çıkar. Çalışma sahası dışında bu sınırlar birleşerek bir klip oluşturur. İnceleme alanı içinde üç kuşak halinde izlenen Gevne napına ilişkin bindirme hattının uzunluğu yaklaşık 50 km'dir. Bindirme düzleminin eğimi ise 0-15° arasında değerler taşımaktadır. Gevne napının taban bindirmesi, çoğunlukla KD-GB yönlü doğrultulu atımlı faylarla ötelenmiştir. Sınır bölgelerinde yumuşak litolojilerde belirgin S ve Z kıvrımları gelişmişken, sert litolojilerden oluşmuş kesimler, fazlaca ufalanıp ezilip birleşerek, karbonatlı kısımlar rekristalizasyon ve dolomitleşmeye maruz kalmıştır.

Tektonik pencere ve klipler

Çalışma alanında bindirme kuşaklarına yakın kesimlerde çok sayıda küçük ölçekli tektonik pencere ve kliplere raslanır. Bu klipler ve tektonik pencereler, bindirme hatlarının sıklaştığı kuzeydoğu kesimde daha çok görülür. Tektonik pencereler, otokton ve üstteki napa göre yarı otokton konumlu birliklerin yüzeylediği dere içlerinde ve antiklinal çekirdeklerinde görülürken; klipler de otokton konumlu birliklerin most-ra verdiği kesimlerde tepeliklerde ve senklinal eksenlerinde yer alırlar (Şekil 6). İnceleme alanında büyük ölçekteki klip ve pencereler, kuzeyden güneye sırayla anlatılacaktır.

Çalıdağı Klipi: Bu klip, Zindancık metaolistostromu üzerinde ezik, breşik ve neomorfize olmuş karbonatların oluşturduğu bir dokanaktan sonra, Kahtepe formasyonuna ait kireçtaşı litolojilerini kapsamaktadır. Klipin güneybatı köşesinde, daha küçük boyutlu örtmeler de görülmekte olup, küçük kliplerle büyük Çalıdağı klipi arasında ince serpantinittli düzeyler yer alır. Kuzeydoğuda Taşkent karışığı üzerinde de oturan Çalıdağı yükselimi üzerinde, güney kanadı devrik bir senklinal yapısı oluşturan klipin sınırları, Çalıdağı'nın eteklerini takip eder.

Çobanağacık Tektonik Penceresi: Hadim'in güneybatısında açılan pencerede; Kuzey Otokton Birliğe ait Hacılabaz, Saytepe, Çobanağacık ve Beden formasyonları

yüzeylenmektedir. Pencerenin kuzey, kuzeydoğu ve güneydoğu cephelerinde Lütésiye'nin yaşlı Beden formasyonu, Taşkent karışığı tarafından üzerlenirken; batıda Hacılabaz kireçtaşı üzerine Taşkent karışığı ile Zindancık metaolistostromu yine tektonik olarak gelir. Pencerenin güneybatısında ise yerli Beden formasyonu taşınmış Zindancık birimi tarafından örtülür (Şekil 6). Çobanağacık penceresi, KB-GD eksen gidişli bir antiklinoryum yapısı üzerinde açılmıştır.

Kartlankaz klipi: Blumenthal'in (1949) de söz ettiği bu klipin Üst Paleozoyik kayaları, Lütésiye'nin yaşlı Beden formasyonu üzerinde durmaktadır (Şekil 6). Genel olarak bir senklinal yapısı arz eden klipin alt sınırı, inceleme alanında Kaşanak Tepe'nin güneyinden başlar ve Kartlankaz tepenin eteklerini takip ederek inceleme alanı dışında kapanır. Kartlankaz klipinin litolojilerini Gevne grubunun Paleozoyik formasyonları oluşturur. Kartlankaz klipi arazide renk kontrastı ile kolayca otokton birimlerden ayırtılabilmektedir.

SONUÇLAR

Hadim-Taşkent-Karaköy (Gündoğmuş) arasındaki Toroslar'da, Kuzey Otokton Bölge ve Güney Otokton Bölge şeklinde bölümlendirilen bir otokton birlik ve otoktonun üstünde birbiri üzerinde paketlenmiş altı ayrı tektonik dilimin varlığı belirlenmiş ve tektonik dilimlerin özellikleri itibariyle birer nap oldukları sonucuna varılmıştır. Güney cephesi Blumenthal (1944) tarafından Hadim Napı olarak tanımlanan bu allokonlar için, "Hadim napları" deyiminin kullanılması daha uygundur. Bu naplar alttan üste doğru; Taşkent, Korualan, Dedemli, Hocalar, Sinatdağı ve Gevne napları şeklinde dizilirler. Napların oluşumunda ve yerleşmesinde, Orta Alpin fazlardan özellikle Pireniyen orojenez safhasındaki devinimlere bağlı sıkışma gerilmeleri, önemli rol oynamıştır.

İnceleme alanında Geç Hersiniyen fazlardan Pfalziyen yapısal katı (A₁), Erken Alpin fazlardan; Erken Kimmeriye'nin yapısal katı (A₂), Austriyen yapısal katı (A₃), Subhersiniyen yapısal katı (A₄) ile Orta Alpin fazlardan; Anadolu yapısal katı (A₅) ve Preniye'nin yapısal katına (A₆) ilişkin olarak yörede bölgesel açılı uyumsuzluk, düşük açılı ve boşluklu yerel uyumsuzluklar meydana gelmiştir. Çalışma alanındaki uyumsuzluklar, kıvrımlar, çekim fayları, yırtılma fayları, bindirme-nap ve bunların tektonostratigrafik ve geometrik özellikleri dikkate alındığında, sahada ana tektonik çatıyı oluşturan kuvvetlerin, KD-GB doğrultulu sıkışma gerilmeleri olduğu saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde maddi ve manevi destek gördüğü, Selçuk Üniv. emekli öğretim üyelerinden Prof. Dr. Fikret KURTMAN'a ve KTÜ'den Prof. Dr. İhsan SEYMEN'e en içten teşekkürlerini arz eder.

KAYNAKLAR

- Blumenthal, M., 1944. Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri: B, 9, 95-125.
- Blumenthal, M., 1947. Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama, Seri: D, 2, 242.
- Blumenthal, M., 1949. Batı Torosların örtü lamboları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 2, 30-40.
- Blumenthal, M., 1951. Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar. Maden Tetkik Arama, Seri: D, 5, 194.
- Blumenthal, M., 1956. Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radyolarit formasyonunun stratigrafisi meselesi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 48, 1-36.
- Bozkaya, Ö., Yalçın H., 1997. Bolcardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaların mineralojisi ve petrografisi. Yerbilimleri, 19, 17-37.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumant, J.F., 1979. Geologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mem. Sos. Geol. de France, no: 137, Paris tome. 85, 109 p.
- Gökdeniz, S., 1981. Recherches geologiques dans les Taurides occidentales entre Karaman et Ermenek, Turquie. Université de Paris Sud (XI). These de 3. éme cycle Orsay, no d'ordre: 3006.
- Göktepe, G., Güvenç, T., 1997. Hadım napı Üst Permien stratigrafisi ve paleontolojisi: Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Simpozyumu, Bildiri Özleri, 213-214.
- Ketin, İ., 1978. Türkiye'nin başlıca orijenik olayları ve paleocoğrafik evrimi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 88, 1-4.
- Koçyiğit, A., 1983. Hoyran Gölü (Isparta) dolayının tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 1-10.
- Monod, O., 1977. Recherches geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turquie). Univ. Paris-Sud, C.d'Orsay, Docteur Essiciens, 442 p.
- Özçelik, O., 1984. Toroslar'da Bozkır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları: Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Doktora Tezi, 221 s (yayımlanmamış).
- Özgül, N., 1971. Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 14, 85-101.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1984. Alanya bölgesinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Simp., 97-120.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadım-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 119, 113-174.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks: Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- Şengör, A.M.C., 1984. Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflandırması. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Simp., 37-62.
- Turan, A., 1990. Toroslar'da Hadım (Konya) ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi: Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 229 s (yayımlanmamış).
- Turan, A., 1995. Bağbaşı-Korualan (Hadım-Konya) kasabaları arasındaki otokton ve allokon serilerin ayrıntılı stratigrafisi ve jeolojik evrimi: Selçuk Üniversitesi Araştırma fonu projesi, no. MMF-92-109, 60.
- Turan, A., 1997. Bağbaşı ve Korualan (Hadım-Konya) kasabaları arasındaki otokton ve allokon birliklerin stratigrafisi: Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. derg. cilt:12, sayı: 1, 46-62.
- Turan, A., 2000. Karaköy (Gündoğmuş)-Hadım arasındaki Toroslar'ın stratigrafisi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen ve Mühendislik Dergisi, 3 (baskıda).

ANKARA MELANJİNİN ELMADAĞ KESİMİNDE ULTRAMAFİK KAYAÇLARLA İLİŞKİLİ SEPIYOLİT OLUŞUMLARI

SEPIOLITE OCCURRENCES RELATED TO ULTRAMAFIC ROCKS IN THE ELMADAĞ PART OF THE ANKARA MELANGE, CENTRAL ANATOLIA

Hüseyin YALÇIN
Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : Tektonitler ile kümülatların dokanağında Mg-mineralleri içeren 2 m kalınlığında breşik bir zon bulunmaktadır. Bu zonun alt kesimindeki tektonitler serpantinleşmiş ortopiroksenit ve serpantinitten oluşmaktadır. Damar tipi yataklanma gösteren alterasyon zonu alttan üste doğru dört farklı seviyeden oluşmaktadır : (1) yeşil-kahverengi dolomitli serpantin (0.9 m), (2) açık yeşilimsi beyaz serpantinli dolomit (0.5 m), (3) beyaz renkli sepiyolitli dolomit (0.4 m) ve (4) yeşilimsi beyaz smektit-kloritli dolomit (0.2 m). Birinci seviye serpantin + dolomit \pm kalsit \pm aragonit, ikinci seviye dolomit + serpantin \pm kalsit veya dolomit + manyezit + serpantin, üçüncü seviye dolomit + sepiyolit, dördüncü seviye dolomit + klorit + smektit + serpantin biçiminde mineral toplulukları içermektedir. Alterasyon zonunun ana mineralini oluşturan dolomitler, çatlaklarda iri kristalli (mikrospartik-spartik) ve/veya matrikste ince kristalli (mikrospartik-mikritik) olup, serpantin ve gabro kalıntıları içermektedir. Sepiyolitler dolomitlerin kenarlarında ve yüzeylerinde, ayrıca gözeneklerde lifsi biçimlerde gelişmiştir. Bu zonun üst kesimindeki kümülatlar ise uralitik gabrolardan oluşmuştur. Mg-minerallerinin oluşumu üç aşamada gerçekleşmiş gözükmektedir : Birinci aşama olivinlerin serpantinleşmesi, ikinci aşama karbondioksitli yeraltısuyu ve/veya meteorik sular ile serpantinin ayrışması, son aşama ise neoformasyon minerallerinin sentezidir.

ABSTRACT : A brecciated zone of 2 m in thickness containing Mg-minerals are located at the contact of tectonites and cumulates. Tectonites below this zone consist of serpentized orthopyroxenite and serpentinite. An alteration zone with vein type of bedding is formed of four different levels from bottom to top : (1) green-brown serpentinite with dolomite (0.9 m), (2) light greenish-white dolomite with serpentine (0.5 m), (3) white dolomite with sepiolite (0.4 m), (4) greenish-white dolomite with smectite-chlorite (0.2 m). The first level includes the mineral associations as serpentine + dolomite \pm calcite \pm aragonite, the second level as dolomite + serpentine \pm calcite or dolomite + magnesite + serpentine, the third level as dolomite + sepiolite and the fourth level as dolomite + chlorite + smectite + serpentine, respectively. Dolomites forming the main mineral of alteration zone have coarse crystals (microspartitic-spartitic) in the fractures and small crystals (microspartitic-micritic) in the matrix, and include serpentine and gabbro relicts. Sepiolites were developed at the edges and surfaces of dolomites and also in the pores as fibrous forms. Cumulates above this zone consist of uralitic gabbros. The occurrences of Mg-minerals appear to be resulted in three stages : The first stage is the serpentinization of olivines, the second stage is the dissolution of serpentine by groundwater and/or meteoric water containing carbondioxide, the last stage is the synthesis of neoformation minerals.

GİRİŞ

Klasik ofiyolitik diziliminde alttan üste doğru tektonit fabrike sahip ve değişen oranlarda serpantinleşmiş ultramafikler; milonitik fabrike sahip ve magmatik dokulu gabroyidler; mafik levha-dayk kompleksi, yastık yapıli lavlar içeren mafik volkanikler ve bunları üsteleven

sedimanter bir örtü bulunmaktadır (Coleman, 1977).

Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO₂ metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO₂ eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda olmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Serpantinilerin ana mineralleri-

rini ise manyetit, brisit, Mg- ve Ca-Al-silikatlar oluşturmaktadır. Karbonat mineralleri peridotitten ziyade serpantinin yerini almakta ve düşük-sıcaklık karbonatlaşması ile meydana gelen mineral toplulukları talk + karbonat veya kuvars + karbonat biçiminde olup, serpantin kalıntıları da içerebilmektedir (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992).

Sepiyolit mineralleri; Tersiyer yaşlı kayalarda (fosfatik, tuz, sülfat, karbonat, zeolitik, silisik) ve değişik ortamlarda (pedojenez, göl, lagün ve deniz) yaygın biçimde oluşmaktadır (Singer ve Galan, 1984). Türkiye'de Miyosen göl havzalarında; Eskişehir (Ece ve Çoban, 1994; Ece, 1998), Konya-Yunak (Yeniyol, 1986) ve Malatya-Hekimhan (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b) yörelerinde değişik yaşta yumrulu ve tabakalı sepiyolitler bulunmaktadır.

Ofiyolitik dizilimde serpantinleşmiş ultramafikler ile gabroyidler arasında bulunan Elmadag ofiyokarbonatları oluşum ortamı (yüzeysel bozunma) ve mekanizması ile mineralojik özellikleri (brisit, talk ve kuvars yerine sepiyolit içermesi) bakımından literatürdekilerden (Singer ve Galan, 1984) farklılıklar göstermekte olup, bu çalışmada ayrıntıları ile sunulmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Karbonatlı alterasyon zonundan kesit örneği olarak toplam 21 adet kayaç alınmış ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki MIPJAL-Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraktometresi-XRD, X-ışınları floresans spektrometresi-XRF) çeşitli işlemlerden geçirilerek incelenmiştir. Dokusal özellikler, alttan aydınlatmalı binoküler mikroskobun yanı sıra, İstanbul Teknik Üniversitesi Metalurji Mühendisliği Bölümü'ndeki JEOL JSMT 330 model taramalı elektron mikroskobunda (SEM) araştırılmıştır. Rigaku DMAX IIIC X-ışınları difraktometresi'nde tüm kayaç, kil fraksiyonu ve politiği çözümlenmeleri yapılmıştır. Kayaç oluşturan minerallerin yarı nicel yüzdeleri, Brindley'in (1980) dış-standart yöntemine göre hazırlanan çoklu bileşenlerin karışımı kullanılarak, elde edilen şiddet oranı katsayılarından itibaren hesaplanmıştır. Katsayılar Gündoğdu'dan (1982) alınmıştır. Kil/fillosilikat ayırma işleminde normal sedimantasyon yöntemi kullanılmış, elde edilen kayıtlardan kil minerallerinin (001) bazal yansımalarına göre Moore ve

Moore ve Reynolds'un (1997) şiddet faktörleri kullanılarak yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

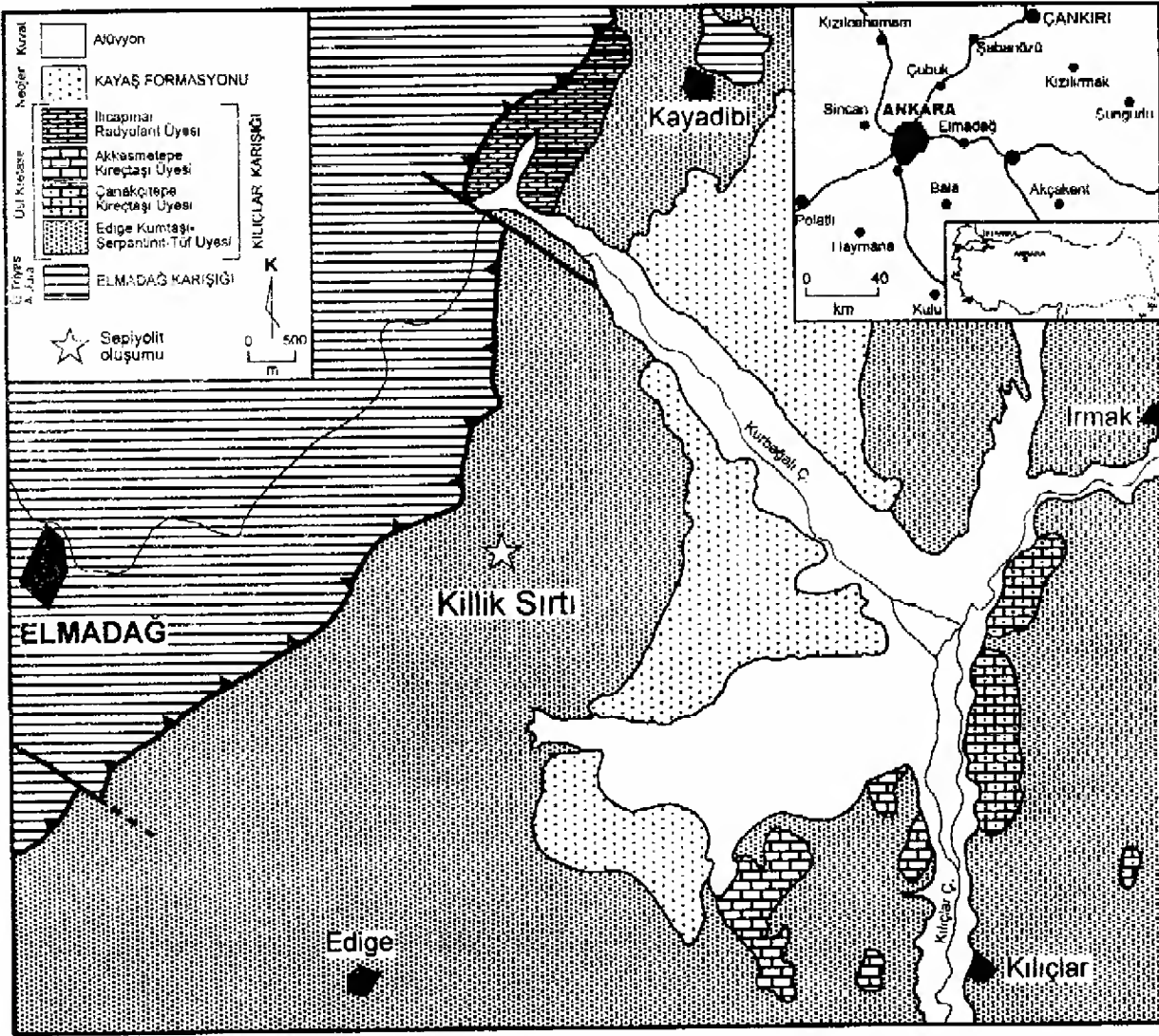
Fillosilikat minerallerinin yüksek sıcaklıktaki davranışları C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü'nde Shimadzu marka DT-TG-50 model birleşik termal analizörde (diferansiyel termal analiz-DTA ve termo-gravimetrik analiz-TGA) belirlenmiştir. Platin kefelerden birine Al_2O_3 referans maddesi, diğerine 10 mg örnek konularak 10 °C/dakika ısıtma hızı ile havada 1050 °C ye kadar ısıtılmış; kağıt hızı 4 mm/dak ve aralık ± 100 mV olarak ayarlanmıştır.

Rigaku 3270 XRF'de monomineralli serpantin ve sepiyolitik kil fazlarının kimyasal bileşimleri, USGS (Flanagan, 1976) ile CRPG, GIT-IWG ve ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları ile kalibrasyon yapılarak belirlenmiştir. Bu yöntemde analitik kullanılabilirlik ana elementlerde $\pm 2\%$, eser/iz elementlerde $\pm 5\%$ dir. Ateşte kayıp (LOI), 110 °C de kurutulmuş örneğin kristal yapıdaki su ve uçucu bileşenlerinin 1000 °C deki $\%$ ağırlık kaybı olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, bir sepiyolit örneğinde (ED-12) bazı eser/iz ve nadir toprak elementlerin analizleri, ICP-MS yöntemi ile Kanada'da (Activation Laboratories Ltd.) yaptırılmıştır.

STRATİGRAFI

Bölgenin genel jeolojisi üzerinde çok sayıda araştırma yapılmış olmakla birlikte, bu çalışmada Çelik (1989) tarafından yapılan jeoloji haritası kullanılmış (Şekil 1) ve stratigrafik dizilim aşağıdaki gibi özetlenmiştir:

İnceleme alanının en yaşlı birimi metakumtaşı-sleyt ardalanmasından oluşan Karbonifer-Alt Triyas yaşlı Kusunlar formasyonudur. Bu birimle tektonik dokanaklı olan Elmadag karışığı Üst Triyas-Liyas yaşlı olup, grovak, subgrovak-kıtaşı ve/veya volkanik kayaçların oluşturduğu bir hamur içerisinde değişik yaşlı (Karbonifer, Permien, Triyas) kireçtaşı blokları, spilitik bazalt, diyabaz ve diyorit bileşimli dayk ve lav akıntıları içermektedir. Üst Kretase yaşlı Kılıçlar karışığı kumtaşı-kıtaşı ve volkanik kayaçların oluşturduğu hamur içerisinde Triyas ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kayaçlar (kireçtaşı blokları, diyabaz, diyorit, bazalt, spilitik bazalt bileşimli dayk ve lav akıntıları, çoğunlukla serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar) ile temsil edilmektedir. Sepiyolit oluşumları bu karışığın Edige kumtaşı-serpantin-tüf üyesi içerisinde bulunmaktadır. İstifin en üst kesiminde ise Kayaş formasyonu (volkanik, tüf-tüfit ve gölsel kireçtaşı) yer almaktadır.



Şekil 1. Elmadağ batısının yer bulduru ve jeoloj haritası (Çelik, 1989).
Figure 1. Location and geology map of Elmadağ western (after Çelik, 1989).

LİTOLOJİ

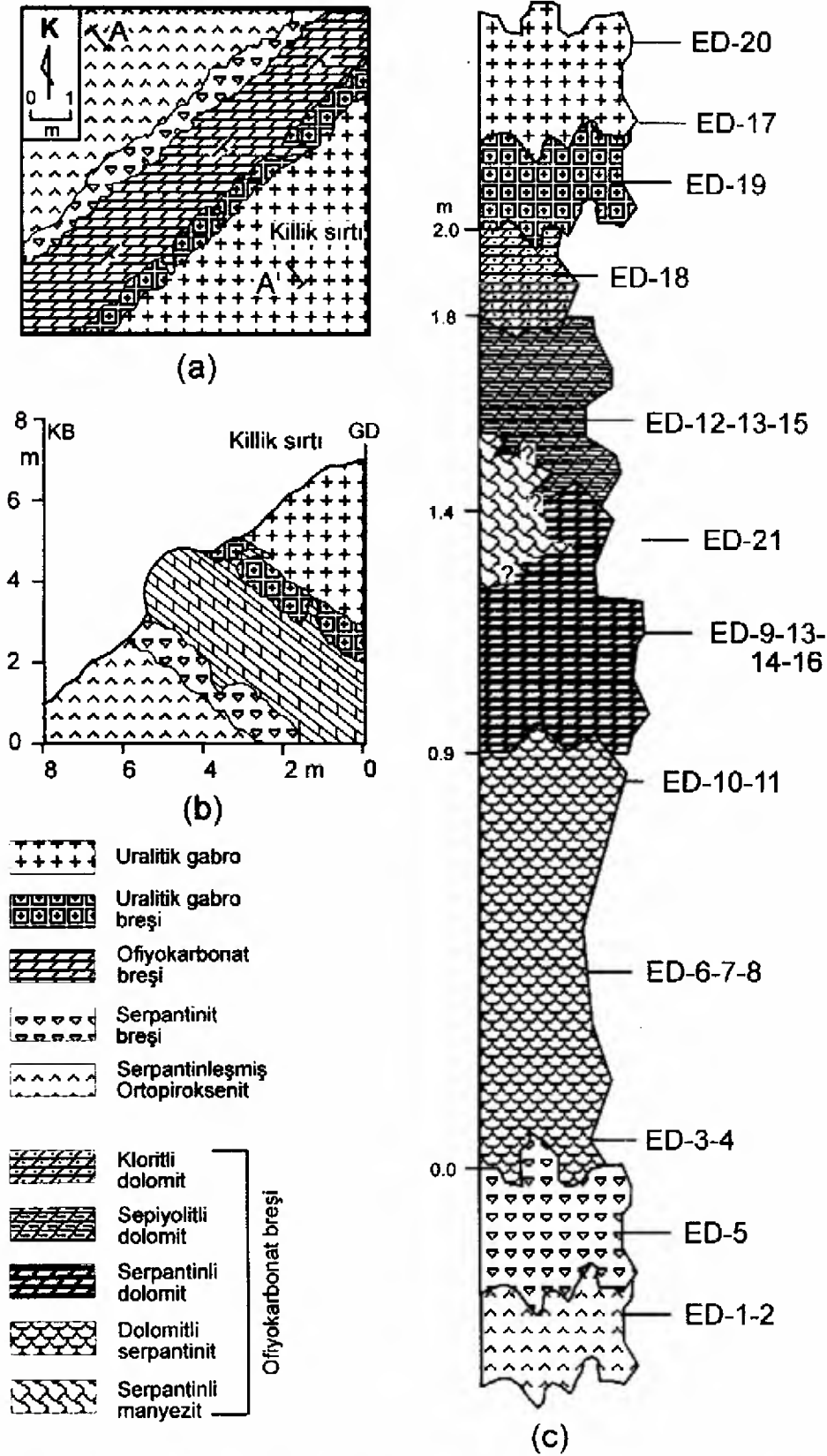
Ofiyolitik dizilimde tektonit ve kümülat olarak tanımlanan kayaların dokanağında, ana bindirme fayına paralel, yaklaşık K45°D/45°GD konumlu Mg-minerallerinden oluşan 2m kalınlığında bir zon bulunmaktadır (Şekil 2). Bu zonun alt kesimindeki tektonitler, bol çatlaklı koyu yeşil-siyah renkli serpantinleşmiş olivin-ortopiroksenitlerden ve ağ yapılı yeşil renkli serpantin breşinden oluşmaktadır. Damar tipi yataklanma gösteren ofiyokarbonat (serpantin-karbonat kayacı: O'Hanley, 1996) zonunda alttan üste doğru birbirleri ile girift geçişli 4 farklı seviye saptanmıştır. Birinci seviye 0.9 m kalınlığında olup, yeşil-kahverengi dolomitli serpantin ile temsil edilmektedir. 0.5 m'lik ikinci seviye açık yeşilimsi beyaz renkli serpantinli dolomitlerden oluşmaktadır. 0.4 m kalınlığındaki

diğer seviye yer yer breşik, oldukça sert beyaz renkli sepiyolitli dolomitlerdir. Son seviye 0.2 m kalınlığa sahip yeşilimsi beyaz renkli kloritli dolomitlerdir. İkinci ve üçüncü seviyeler olasılıkla yanal yönde beyaz renkli serpantin-dolomitli manyezitlere geçiş göstermektedir. Yörede serpantinitler içerisinde çatlaklar ve masif kütleler halinde işletilen manyezit oluşumları da bulunmaktadır.

PETROGRAFİ

Optik Mikroskop İncelemeleri

Wicks ve Whittaker (1977) ve Wicks ve Plant (1979) sınıflamasına göre; üç tip serpantin dokusu (ilksel dokunun korunduğu psödomorfik, bütünüyle kaybolduğu nonpsödomorfik ve kısmen korunduğu geçiş dokusu) tanımlanmıştır. Bunlardan psödomorfik doku,



Şekil 2. Elmadag ofiyokarbonatlarının a) basitleştirilmiş jeoloji haritası, b) jeoloji kesiti, c) stratigrafi dikme kesiti.

Figure 2. a) Simplified geology map, b) geological cross-section, and c) stratigraphical columnar section of Elmadag ophiocarbonates.

yaygın serpantinleşmenin geliştiği olivinlerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir. Peridotitler başlıca enstatit ve olivin ile eser miktarda kromit içermektedir. Enstatitlerde klinopiroksen lamelleri bulunmakta ve serpantinleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Ayrıca, çatlaklarda lizardit şeritleri gözlenmektedir. Serpantinitlerde tipik ağ dokusu korunmuş olmakla birlikte, olivin kalıntılarına rastlanılmamıştır. Bu dokusal gözlemler, serpantinitlerin dunitlerden türediğini ortaya koymaktadır.

Ofiyokarbonatların birinci seviyesinin oluşturan dolomitli serpantinitlerde, serpantin matriksi içindeki çatlakları mikrosparitik dolomit kristalleri doldurmuştur (Şekil 3a). Serpantin mineralleri lifsi/iğnemsî biçime sahip olup, yer yer şeritler oluşturmaktadır. Bir başka örneğin ince kesitinde yumru biçimindeki serpantinlerin dolomitler ile çevrelendiği, bir diğerinde ise dolomitlerin jel dokusuna sahip olduğu görülmektedir (Şekil 3b). İkinci seviyeyi temsil eden serpantinli dolomitlerde, karbonat çimentoda levhamsı serpantin mineralleri ve kloritleşmiş ve/veya serpantinleşmiş mafik-ultramafik kayaç parçaları bulunmaktadır. Üçüncü seviyedeki sepiyolitli dolomitlerde, karbonat bağlayıcıyı oluşturan sparitik dolomitlerin çevresinde ve gözeneklerde lifsi sepiyolitler bulunmaktadır (Şekil 3c). Dördüncü seviyenin kloritli dolomitleri, karbonat çimento içinde yaygın biçimde kloritleşmiş mafik-ultramafik kayaç parçacıkları içermektedir.

En üst seviyedeki gabrolar, çoğunlukla uralitleşmiş (hornblend ve tremolit/aktinolit), yer yer de serpantinleşmiş ve kloritleşmiş piroksen ve killeşmiş/serisitleşmiş plajiyoklaz, tali mineral olarak da epidot ve titanit içermektedir. Bir örnekte (ED-19) çatlak boyunca gelişmiş çubuksal, ışınal diziliimli antofillit mineralleri de bulunmaktadır (Şekil 3d).

Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

Sepiyolitli dolomit kayacı, ilksel serpantinitlere özgü elek dokusu göstermektedir (Şekil 4a). Yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli elek dokularının büyüklükleri yaklaşık 5-100 µm, genel dağılımları 10-25 µm arasında değişmekte olup, serpantinleri ornatmış gözükmetedir. Yakın görünümde dolomit minerallerinin kenarlarından itibaren gelişmiş sepiyolit liflerinin demetler oluşturarak dolomitleri çevrelediği görülmektedir (Şekil 4b). Dolomit minerallerinin kenarlarının yanı sıra, yüzeyinde de sepiyolit lifleri bulunmaktadır (Şekil 4c). Çoğunlukla bükülmüş olan sepiyolit liflerinin uzunlukları 1-20 µm ve kalınlıkları 0.1-0.3 µm arasında değişmektedir.

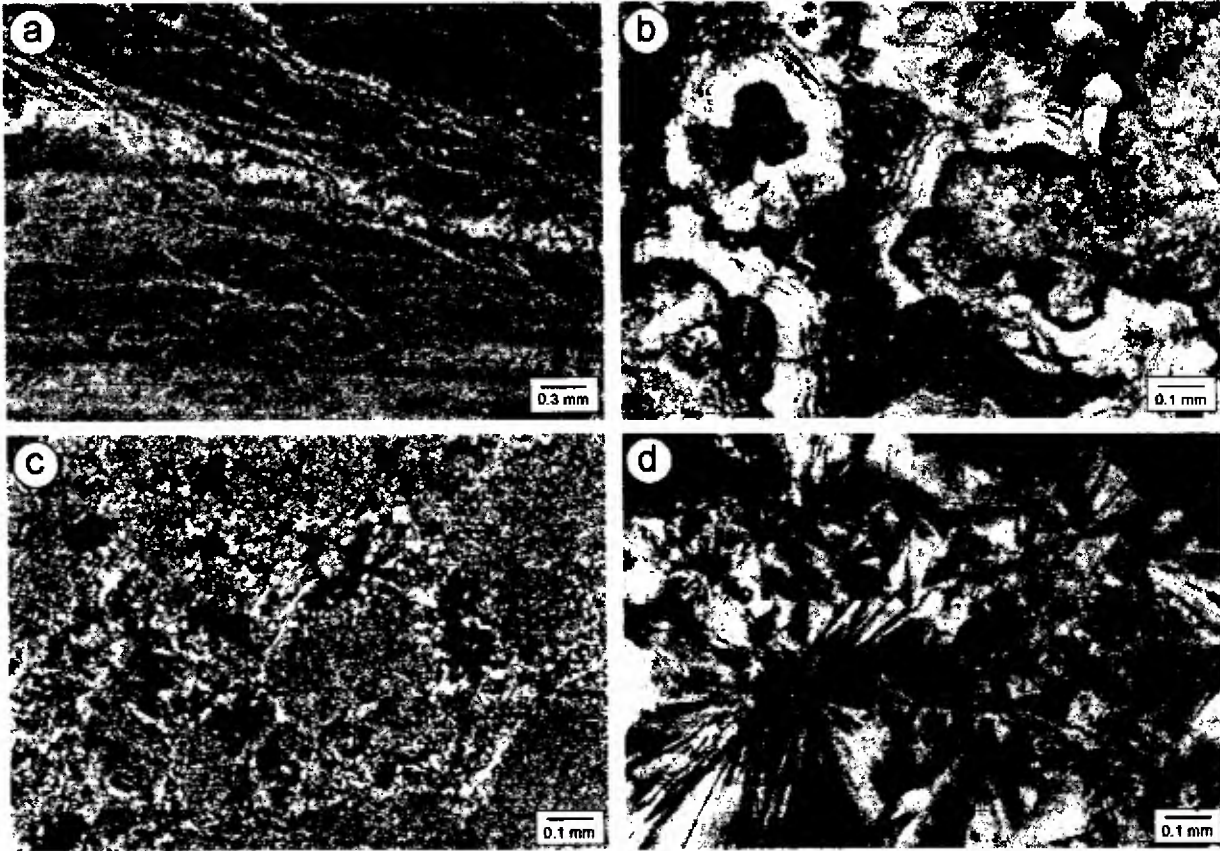
Diğer bir mikrofotografın sol alt köşesinde yaklaşık rombohedral morfolojili dolomitlerin yüzeyinde sepiyolit lifleri belirgin olarak izlenebilmektedir (Şekil 4d).

MINERALOJİ

X-ışınları difraksiyonu

Alınan kayaç örneklerinin XRD inceleme sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Elde edilen verilere göre, ofiyokarbonatik alterasyon zonunun altındaki serpantinit breşlerinde serpantin tek kayaç oluşturan mineraldir. Birinci seviyenin ana mineralleri serpantin ve dolomit olup, bunlara eser miktarda kalsit ve bir örnekte ise az miktarda aragonit eşlik etmektedir. İkinci seviyede dolomit miktarı artmakta, fillosilikat minerali olarak serpantin baskınlığını korumakla birlikte; sepiyolit, smektit ve klorit de ortaya çıkmaktadır. Üçüncü seviye dolomit + sepiyolit, dördüncü seviye dolomit + klorit + smektit biçiminde mineral toplulukları içermektedir. Bu zonun üst kesimindeki uralitik gabrolarda ise fillosilikatları iki örnekte tümüyle klorit, bir örnekte klorit+serpantin oluşturmaktadır. Alterasyon kayaçlarında, serpantin mineralleri ofiyodolomitlerde yaklaşık % 25-80 arasında iken, sepiyolitli dolomitlerde gözlenmemektedir.

Her seviyeyi temsil eden fillosilikat minerallerinin yönelmiş X-ışınları difraktogramları Şekil 5'te görülmektedir. Birinci seviyenin egemen minerali olan serpantinler, (002) yansımaları ile kloritlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 5a). Sepiyolitlerin (110) piklerinde fırınlı çekimde önemli bir şiddet kaybı, ayrıca glikollü çekimde ise çok az bir şişme (0.20 Å) gözlenmektedir (Şekil 5b). Smektitler (001) piklerinin glikollü çekimlerdeki şişmeleri ve fırınlı çekimlerdeki büzülmeleri ile karakteristiktir (Şekil 5c ve 5d). Kloritlerde (004) yansımalarının fırınlı çekimde hafif sağa ($\Delta 2\theta=0.31^\circ$, 0.044 Å) kaydığı ve şiddetinde de bir azalmanın olduğu görülmektedir (Şekil 5d). Elmadağ sepiyolitlerin yönelmemiş toz difraktogramları, bunların Hekimhan sepiyolitleri ile benzer, buna karşın Eskişehir sepiyolitlerine göre (Yalçın ve Bozkaya, 1995a) daha keskin ve belirgin piklere, diğer bir ifade ile daha iyi kristaliniteye sahip olduklarını göstermektedir (Şekil 6a). Serpantin grubu minerallerinin politi, ayırtman yansımalar kullanılarak yönelmemiş XRD difraktogramından itibaren belirlenmiştir (Şekil 6b). Bailey (1988) tarafından önerilen yöntemle göre, bu mineral 2.498, 2.147 ve 1.789 Å daki piklerinin daha şiddetli olması ile C-yapısal grubuna, 3.85 ve 4.59'daki pikin varlığı ile de bir tabakalı triklinik (1T) politipine sahiptir.



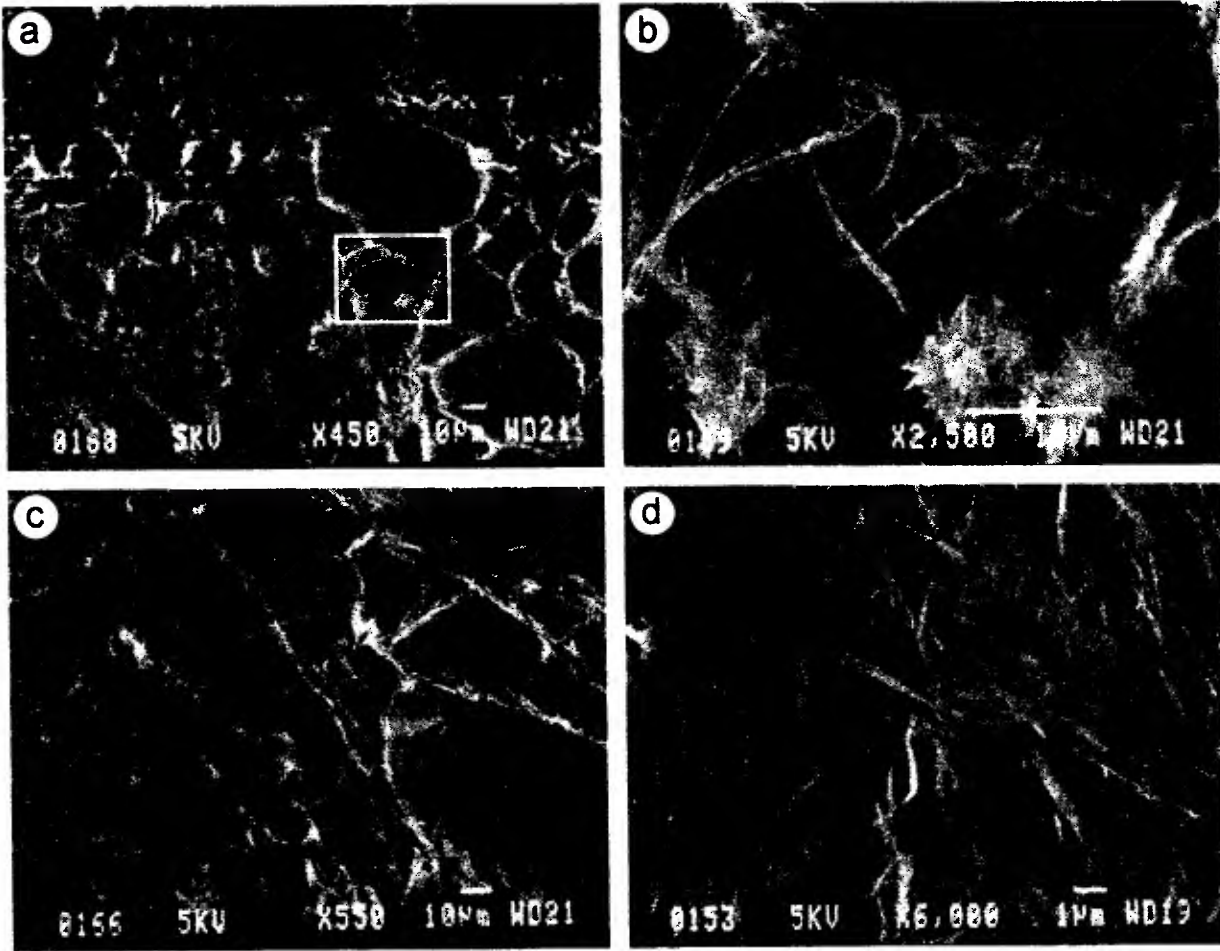
Şekil 3. Optik mikroskopi fotoğrafları, a) dolomitli serpantinlerin çatlaklarında gelişmiş mikrosparitik dolomit kristalleri (ED-6, çift nikol=cn), b) Jel dokulu dolomitler (ED-11, cn), c) sparitik dolomitlerin çevresinde ve gözeneklerde gelişmiş lifsi sepiolitler (ED-12, cn), d) Uralitik gabronun çatlaklarında gelişmiş çubuksal, ışınal antofillit mineralleri (ED-19, cn).

Figure 3. Optic microscopy photomicrographs, a) microsparitic dolomite crystals developed within the fractures of serpentinite with dolomite (ED-6, crossed nicol=cn), b) gel textured dolomites (ED-11, cn), c) fibrous sepiolites developed along edges and within the pores of sparitic dolomites (ED-12, cn), d) prismatic and radial anthophyllite minerals developed within the fractures of uraltic gabbros (ED-19, cn).

Diferansiyel termal analiz

Fillosilikat minerallerinden serpantin ve sepiyolit DTA eğrileri Şekil 7'de sunulmuştur. Serpantin ilk endotermik piki 14 °C'de başlamakta, 109 °C'de sona ermekte ve 29 °C'de ise pik vermekte olup, adsorbe suyun atılmasına karşılık gelmektedir (Şekil 4a). Daha şiddetli ve geniş (532-688 °C) olan ikinci endotermik pikin değeri 638°C'dir ve OH-tipi suyun kristalden atılması ile ilişkilidir. Bu mineralin en şiddetli ve keskin piki (813-850 °C) 834 °C'de ortaya çıkan ekzotermik piktir. Bu pik, forsterit oluşumu biçiminde ifadesini bulan yapısal dönüşümü işaret etmektedir. Bulunan yüksek sıcaklık değerleri serpantin grubu minerallerinden lizarditin varlığını göstermektedir (Faust ve Fahey, 1962; Yalçın ve Bozkaya, 1995b).

Sepiyolit DTA eğrisi (Şekil 4b), paligorskitle olduğu gibi üç bölgeye ayrılarak incelenebilir (Jones ve Galan, 1988). Düşük sıcaklık bölgesinde (<300 °C) iki endotermik pik görülmektedir. Bunlardan birincisi büyük ve kısmen keskin (72 °C, 18-106 °C), ikincisi daha küçük (275 °C, 238-312 °C), olup, sırasıyla adsorbe ve zeolitik su kaybına karşılık gelmektedir. Merkezi bölgede (300-750 °C) geniş (424-619 °C) ikinci endotermik pik (526 °C); yüksek sıcaklık bölgesinde (>750 °C) ise son endotermik pik (810 °C, 760-848 °C), bulunmaktadır. Bu endotermik değişimler yapıda sırasıyla OH₂ (bağlı su) ve OH (kristal suyu) biçiminde bulunan su moleküllerinin ayrılmasına işaret etmektedir. 843 °C'de başlayan, 864 °C'de pik veren ve 883 °C'de ise son bulan şiddetli ve keskin ekzotermik bir pik bulunmaktadır. Bu son pik ile



Şekil 4. Taramalı elektron mikroskop fotoğrafları, a) sepiyolitli dolomitlerde elek dokusu, b) dolomitlerin kenarlarında gelişmiş sepiyolit demetleri, c) dolomitlerin yüzeyinde gelişmiş sepiyolit lifleri, d) yaklaşık rombohedral biçimli dolomitlerin yüzeyinde ve kenarlarında gelişmiş sepiyolit lifleri ve demetleri (sol alt köşe).

Figure 4. Scanning electron microscopy photomicrographs, a) mesh texture in the dolomites with sepiolite, b) sepiolite bundles developed along edges of dolomites, c) sepiolite fibres developed on the surface of dolomites, d) sepiolite fibres and bundles developed on the surface and along edges of nearly rhombohedral dolomite (left bottom corner).

sepiyolit kristal yapısı parçalanmış ve benzer kimyaya sahip yeni bir mineral (enstatit) oluşmuştur.

Sepiyolit-paligorskit grubu minerallerinin yüksek sıcaklık davranışları karşılaştırıldığında; paligorskitin ekzotermik pikinin 1000 °C'den daha yüksek sıcaklık değerlerinde ortaya çıkmamasıdır (Yalçın ve Bozkaya, 1995b). Sepiyolit TGA eğrisi (Şekil 7c), yapıdaki bağlı suyun ve kristal suyun zeolitik suya göre daha hızlı bir biçimde, kısa sıcaklık aralığında atıldığını göstermektedir. Ayrıca, % 21'lik toplam kütle kaybının yaklaşık % 8'ini absorbe, % 5'sini zeolitik, % 4'ünü bağlı, % 3'ünü kristal suyu oluşturmaktadır.

JEOKİMYA

Bazı kayaç ve minerallerin ana ve iz element içerikleri Çizelge 2 ve 3'de, serpantin ve sepiyolit yapısal formülleri de sırasıyla 7 ve 32 oksijen atomuna göre hesaplanmış (Weaver ve Pollard, 1973), ayrıca Türkiye'de iyi bilinen bazı örneklerin ortalama değerleri de eklenerek Çizelge 4'te verilmiştir.

Köken kayaçların ve oluşan silikat minerallerinin ana kimyasal bileşenleri SiO_2 - Al_2O_3 + $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ - MgO üçgen diyagramında gösterilmiştir (Şekil 8a). Örnekler; uralitik gabrolar, serpantinleşmiş peridotit + serpantinitle ve sepiyolitler olmak üzere üç gruba ayrılarak kümelenebilir.

Çizelge 1. Kayaç örneklerinin mineral içerikleri (%).
Table 1. The mineral contents of rock samples (%).

Örnek	Tüm kayaç					Fillosilikatlar					Kayaç Adı
	Ka	Do	Ar	Ma	Fs	Diğer min.	St	Sp	Sm	Ch	
Uralitik gabrolar											
ED-17						Px, Af				100	Uralitik gabro
ED-19						Px, Af				100	Uralitik gabro
ED-20						Px, Af, Pj	40			60	Uralitik gabro
4.seviye											
ED-18		58			42	Px, Af			30	70	Kloritli dolomit
3.seviye											
ED-12		81			19			100			Sepiyolitli dolomit
ED-15		73			27			100			Sepiyolitli dolomit
2.seviye											
ED-9		81			19		100				Serpantinli dolomit
ED-13		80			20		40	20	10	30	Serpantinli dolomit
ED-14		63			37		100				Serpantinli dolomit
ED-16		62			38		65	5	10	30	Serpantinli dolomit
ED-21	5	20		50	25		100				Serpantinli manyezit
1.seviye											
ED-3	2	21	9		68		100				Dolomitli serpantinli
ED-4	2	22			76		100				Dolomitli serpantinli
ED-6	2	34			64		100				Dolomitli serpantinli
ED-7		45			55		100				Dolomitli serpantinli
ED-8	3	35			62		100				Dolomitli serpantinli
ED-10	2	23			75		100				Dolomitli serpantinli
ED-11	2	65			33		100				Dolomitli serpantinli
Serpantinli											
ED-5					100		100				Serpantinli
Serpantinleşmiş peridotitler											
ED-1					100	Px	100				Olivin-ortopiroksenit
ED-2					100	Px	100				Olivin-ortopiroksenit

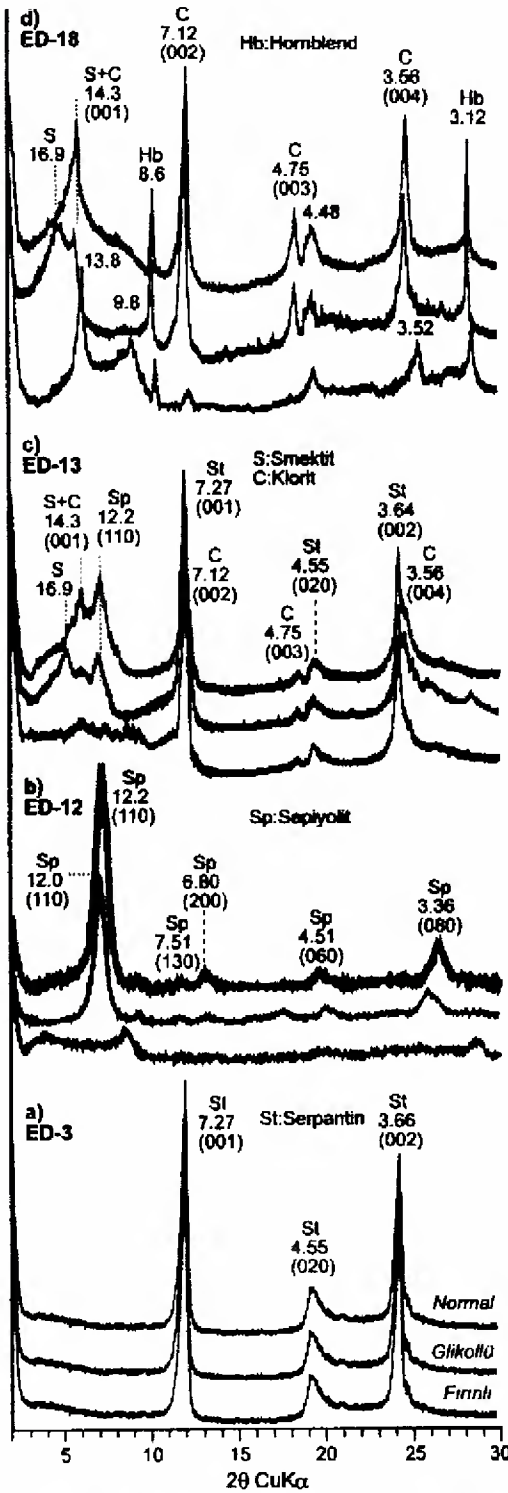
Ka=Kalsit, Do=Dolomit, Ar=Aragonit, Ma=Manyezit, Fs=Fillosilikat, Px=Piroksen, Af=Amfibol, Pj=Plajiyoklaz, St=Serpantin, Sp=Sepiyolit, Sm=Smektit, Ch=Klorit

Mineral topluluklarına göre mineral fazlarının da eklendiği SiO_2 -CaO-MgO üçgen diyagramında da bu kümelenme belirgindir (Şekil 8b). Sepiyolit, serpantin ve manyezit SiO_2 -MgO, karbonatlar ise CaO-MgO çizgisi boyunca dizilmişlerdir. Bu değişimler, serpantinlerin peridotitler ile benzer bileşime sahip olduklarını, Ca'un alterasyon ortamına daha sonra girdiğini de göstermektedir.

Bu ilişkiler, kayaç ve minerallerdeki bazı minör ve iz elementlerin karşılaştırıldığı kondrit normalize diyagramında da görülebilmektedir (Şekil 9). Diyagramda gözlenen en belirgin özellik, bollukları farklı olmakla birlikte, serpantinleşmiş peridotit + serpantinli, serpantin ve sepiyolitli birbirine benzer (Ni hariç), buna karşın uralitik gabrolardan ve NASC'den (Kuzey Amerikan Şeyleri-Birleştirilmiş) farklı paterne sahip olmasıdır. Sepiyolitte kondrite göre, 2-100 kat zenginleşme (Rb, Pb, Ba, Sr, Zr), diğer iz ile nadir toprak elementlerde yine yak-

laşık 5-95 kat tüketilme gözlenmektedir. Buna karşılık, serpantinleşmiş peridotit + serpantinli, serpantin ve NASC'de 300 kata kadar Cr, Ni, Cu ve Zn tüketilmiş, diğer elementler ise zenginleşmiştir. Bu veriler, elementlerin dağılımının alterasyon sürecindeki tepkimeler ile denetlenmiş olduğuna işaret etmektedir.

Serpantinlerde tetrahedral yer değiştirme ($\text{Al} = 0.02-0.05$) ihmal edilebilir miktarda iken oktahedral yer değiştirme ($\text{Fe} = 0.12-0.25$) daha önemli olmaktadır. Bu mineralin ortalama yapısal formülü, Wicks ve O'Hanley'in (1988) tanımlamalarına göre olası bir katı çözelti serisini temsil eden Mg-Al serpantinlerden (Lizardit = $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ ve Amesit = $\text{Mg}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$) lizardit veya Mg-Fe serpantinlerden (Lizardit = $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ ve Kronstedt = $\text{Fe}_2\text{Fe}^{+3}[\text{SiFeO}_5](\text{OH})_4$) Fe-lizarditi vermektedir :



Şekil 5. Fillosilikat minerallerinin yönlenmiş X-ışınları difraktogramları, a) serpantin, b) sepiyolit, c) serpantin + smektit + sepiyolit + klorit, d) klorit + smektit.

Figure 5. Oriented X-ray diffractograms of phyllosilicate minerals, a) serpentine, b) sepiolite, c) serpentine + smectite + sepiolite + chlorite, d) chlorite + smectite.



Kangal yöresindeki serpantinler ile karşılaştırıldığında, Elmadağ serpantinleri Si ve Fe'i daha çok, Mg'u ise daha az içermektedir.

Sepiyolitlerde Al; tetrahedralde daha az olmak üzere, en önemli yerdeğiştirmeyi oktahedral levhada yapmaktadır. Jones ve Galan'ın (1988) önerilerine göre bu zincir yapılı fillosilikatlar Al-sepiyolit olarak adlandırılmıştır.

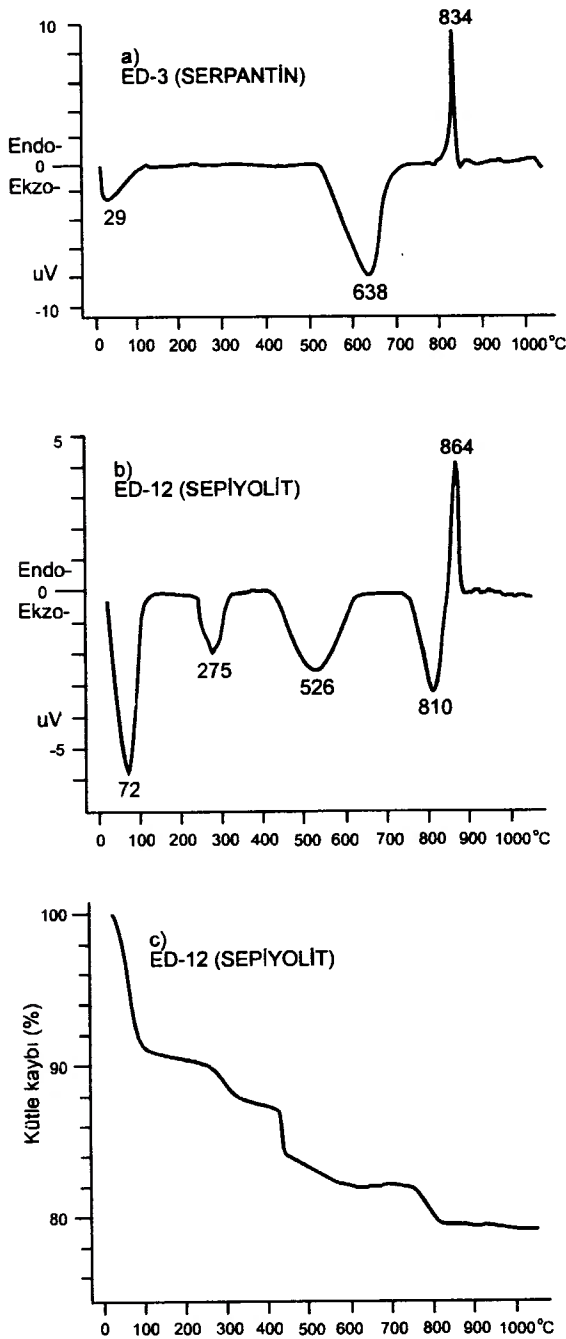


Birim-hücre bileşimleri açısından Eskişehir gölsel ve Hekimhan denizel sepiyolitleri ile karşılaştırıldığında (Yalçın ve Bozkaya, 1995a), Elmadağ sepiyolitleri Al/Ca daha zengindir. Buna karşın, Eskişehir ve Hekimhan sepiyolitlerine göre, sırasıyla Mg ve Fe'ce daha fakirdir. Cr ve Ni gibi tali elementler bakımından Hekimhan denizel sepiyolitleri daha zengindir.

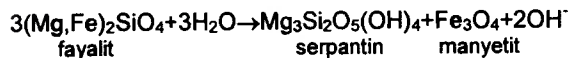
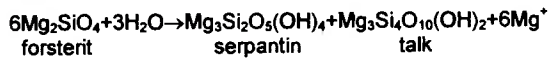
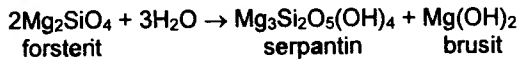
KÖKEN VE OLUŞUM

MgO-SiO₂-H₂O sisteminde (Evans ve Guggenheim, 1988), antofillit kararlılığı için antofillit=enstatit+talk dengesinde tanımlanan alt sıcak sınır, düşük basınçlarda (< 1kb) ve Fe ayrışması dikkate alındığında yaklaşık 450 °C'dir. Yine yukarıdaki araştırmaların denge diyagramına göre, olivinden türeyen lizarditler ise 260 °C'den daha düşük sıcaklıklarda oluşmaktadır. Termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerlerini arttırmak veya azaltmakla birlikte, Elmadağ'daki peridotit ve gabrolarda belirlenen mineral birliktelikleri (olivin + enstatit + lizardit ve enstatit + tremolit/aktinolit + antofillit) peridotitlerin serpantinleşmesi ile gabroların uralitleşmesinin farklı zaman ve sıcaklıklarda gerçekleştiğini göstermektedir.

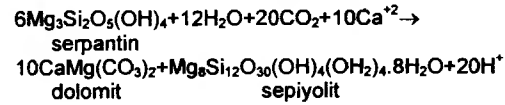
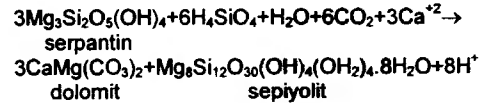
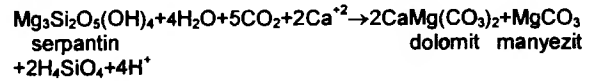
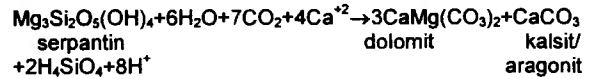
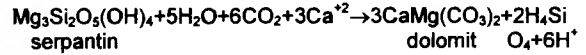
Elmadağ ofiyokarbonatlarında belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun düşük basınçlarda geliştiğine işaret etmektedir. Bir örnekte, az da olsa gözlenen aragonitin varlığı bu görüşü zayıflatmamaktadır. Mariana yayını serpantin diyapirlerinde (Sakai ve diğ., 1991) ve okyanus ortası sırtına yakın yerlerdeki karbonat alterasyonlu peridotitlerde (Bonatti ve diğ., 1974) oksijen izotoplarına göre düşük sıcaklıklarda deniz suyundan itibaren çökelmiş aragonitler saptanmıştır. Bu oluşumlar, serpantinlerdeki aragonitin bulunuşunun yüksek basınç kristalleşmesine işaret etmediğini göstermektedir.



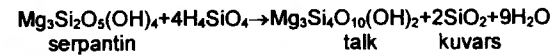
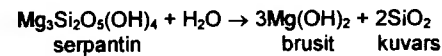
Şekil 7. DTA eğrileri, a) serpantin, b) sepiyolit;
TGA eğrisi, c) sepiyolit.
Figure 7. DTA curves, a) serpentine, b) sepiolite;
TGA curve, c) sepiolite.



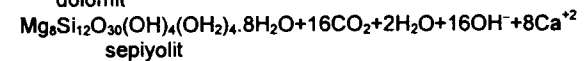
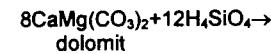
Alterasyon sürecindeki ikinci aşama melanj oluşumu sırasında veya sonrasında gelişen bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltısuyu ve/veya meteorik sular ile serpantin ayrışmasıdır. Üçüncü aşama ise $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca})$ (manyazit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manyazit 0.67) ve MgO/SiO_2 (serpantin 1.50, talk 0.75, sepiyolit 0.67 ve kuvars 0.00) oranına bağlı olarak değişik karbonat ve/veya sepiyolit birlikteliklerinin oluşmasıdır:



Elmadağ ofiyokarbonatlarında brusit, talk ve kuvarsın bulunmaması, serpantinlerden itibaren aşağıdaki eşitliklerin gerçekleşmediğini düşündürmektedir :



SEM mikrofotografındaki dokusal ilişkiler, sepiyolitlerin dolomitlerden itibaren de aşağıda formüle edildiği gibi oluşabilmektedir :



Yukarıdaki tepkimelerden görüleceği üzere, serpantinden türeyen ilk minerallerin karbonatlar olduğu, açığa çıkan silisik asitin ise talk ve kuvars yerine sepiyolit oluşumunda kullanıldığıdır. Diğer bir ifade ile, oluşacak silikat minerallerinin türü $[\text{Mg}/\text{H}]$ ve $[\text{SiO}_2]$ aktiviteleri (Coleman ve Jove, 1992), dolayısıyla pH ile ilişkili gözükmektedir.

Çizelge 2. Bazı kayaç ve minerallerin ana ve eser element analiz sonuçları.
Table 2. Major and trace element analyses of some rock and minerals.

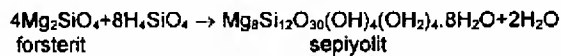
	Serpantinleşmiş olivin-ortopiroksenit		Serpan- tinit	Uralitik gabro		Serpantin			Sepiyolit	
% Oksit	ED-1	ED-2	ED-5	ED-19	ED-20	ED-3	ED-10	ED-21	ED-12	ED-15
SiO ₂	38.49	39.48	33.68	42.49	51.14	41.97	43.82	42.87	61.83	62.14
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.63	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.50	1.54	1.19	12.23	11.04	1.25	1.47	1.27	1.54	1.33
ΣFe ₂ O ₃	11.20	9.69	10.08	10.48	13.00	7.28	3.66	5.56	0.06	0.01
MnO	0.18	0.18	0.13	0.14	0.20	0.15	0.04	0.06	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.48	0.60	0.23	0.02	0.02	0.14	0.11	0.14	0.00	0.00
NiO	0.48	0.38	0.64	0.00	0.00	0.47	0.16	0.23	0.15	0.10
MgO	35.60	37.22	40.77	15.32	6.43	36.92	40.49	37.84	26.30	26.52
CaO	0.87	1.11	0.45	11.88	10.16	0.42	0.25	0.65	0.17	0.17
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.16	2.75	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.06	0.27	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
LOI	10.83	10.18	13.09	5.24	1.74	12.08	10.3	12.57	10.38	9.88
Toplam	99.66	100.40	100.28	98.67	98.59	100.73	100.34	101.21	100.45	100.17
Cr	3252	4086	1589	166	145	991	745	955	29	38
Ni	3692	3022	4998	60	6	3704	1268	1817	511	747
Co	39	34	35	36	45	25	12	19	2	1
Cu	38	4	5	5	28	8	12	18	<10	17
Pb	4	1	4	3	4	12	21	23	53	50
Zn	63	66	71	72	87	61	63	68	<30	48
Rb	17	17	16	17	17	17	17	16	<2	17
Ba	3	3	4	3	25	4	7	3	400	350
Sr	13	11	9	52	228	38	50	59	8	41
Ga	5	5	5	12	15	4	4	7	1	6
Nb	2	2	2	2	3	2	3	3	<0.5	3
Zr	6	6	5	27	96	7	8	10	4	8
Y	<1	<1	<1	6	19	<1	1	<1	<0.5	<1
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.06	<1

LOI= Loss on Ignition (Ateşte kayıp)

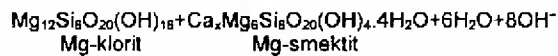
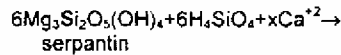
Çizelge 3. Sepiyolit mineralinin (ED-12) bazı eser ve nadir toprak element analiz sonuçları.
Table 3. Trace and rare-earth element analyses of sepiolite mineral (ED-12).

V	Cs	Tl	Ge	Ta	Hf	U	Bi	In	Sn	W	Mo	As	Sb	Ag
<5	0.1	<0.01	0.8	<0.1	0.1	<0.05	0.27	<0.1	<1	13.3	<2	<5	<0.2	<0.5
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
0.11	0.2	0.02	0.10	<0.02	<0.005	<0.02	<0.01	<0.02	<0.01	0.02	<0.005	0.01	0.002	<0.552

Ayrıca yüksek pH'a sahip yüzeysel bozunma ortamında olivinden itibaren serpantin yerine, sepiyolit oluşabilmektedir (Peters, 1993). Ancak, Elmadağ sepiyolitlerinde aşağıdaki tepkimeyi doğrulayan dokusal ve mineralojik ilişkiler gözlenmemiştir :



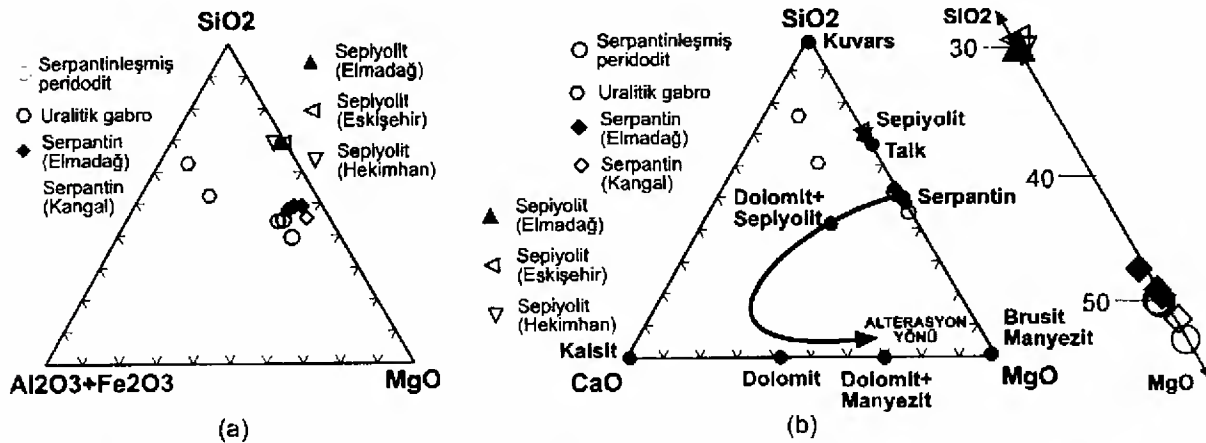
Diğer taraftan, Elmadağ ofiyokarbonatlarında birlik oluşturan klorit ve smektitin serpantinden itibaren oluşması mümkün gözük-mektedir :



Çizelge 4. Serpantin ve sepiyolitlerin birim-hücre bileşimleri.
Table 4. The unit-cell compositions of serpentine and sepiolites.

	Elmadağ				Kangal			
	Serpantin				Sepiyolit			
	ED-3	ED-10	ED-21	KÇ-168	ED-12	ED-15	ES-1	ÖB-171/6
Si	1.95	1.97	1.98	1.86	11.92	11.94	11.99	11.98
Al ^{IV}	0.05	0.03	0.02	0.03	0.08	0.06	0.01	0.02
Fe ^{IV}	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.02	0.05	0.05	0.00	0.27	0.25	0.06	0.13
Fe ^{VI}	0.25	0.12	0.19	0.05	0.01	0.00	0.02	0.31
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06
Ni	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04
Mg	2.56	2.72	2.60	2.90	7.56	7.60	7.84	7.15
Mg	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.03
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
T.O.C.	2.85	2.91	2.85	2.97	7.86	7.86	7.95	7.69
T.C.	-0.05	-0.03	-0.02	-0.14	-0.08	-0.06	-0.01	-0.02
O.C.	-0.01	-0.01	-0.05	0.00	-0.01	-0.03	-0.02	-0.06
T.L.C.	-0.06	-0.03	-0.07	-0.14	-0.08	-0.03	-0.03	-0.08
I.L.C.	0.04	0.03	0.06	0.12	0.07	0.07	0.02	0.10

T.O.C.=Toplam Oktahedral Katyon, T.C.=Tetrahedral Yük, O.C.=Oktahedral Yük, T.L.C.=Toplam Yaprak Yüğü, I.L.C.=Yapraklararası Yük



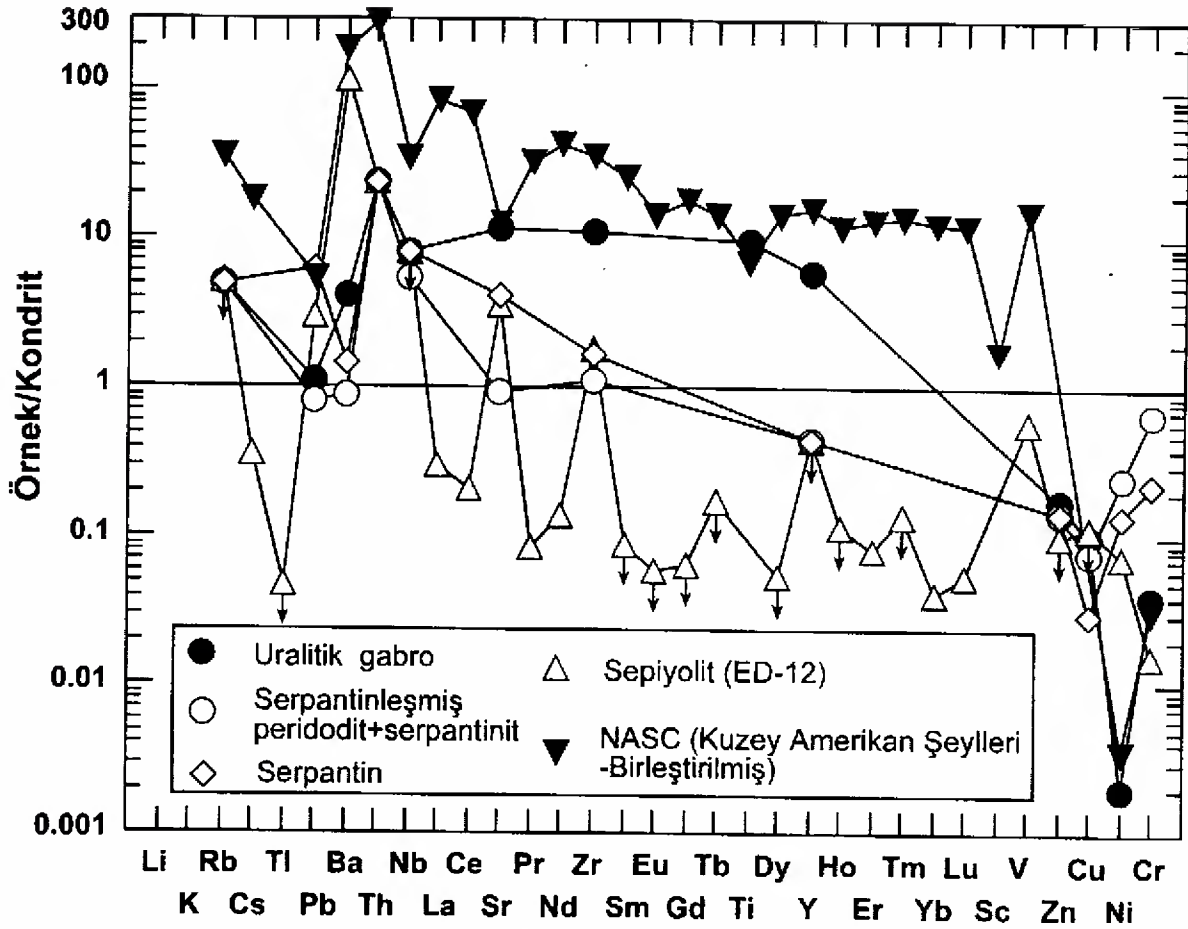
Şekil 8. a) Elmadağ ultramafik kayalar ve alterasyon ürünlerinin üçgen diyagramlarında bileşimsel dağılımları, a) SiO₂-Al₂O₃+Fe₂O₃-MgO, b) SiO₂-CaO-MgO.

Figure 8. Compositional variations of Elmadağ ultramafic rocks and their alteration products, a) SiO₂-Al₂O₃+Fe₂O₃-MgO, b) SiO₂-CaO-MgO.

KATKI BELİRTME

Lojistik destekleri için Elmadağ Tülü Madencilik'ten Nizamettin Akın'a; MİPJAL'daki laboratuvar işlemlerindeki yardımları için Kimya Yüksek Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager

Dr.Ümit Şengül'e, hem bilimsel hakem olarak, hem de SEM fotoğraflarının sağlanmasındaki katkıları için Prof.Dr.Işık Ece'ye (İ.T.Ü.) teşekkür ederiz.



Şekil 9. Elmadağ ultramafik kayalar ve alterasyon ürünlerinin çoklu element örümcek diyagramı (Oklar deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir. Kondrit : Taylor ve McLennan,1985; NASC'a ait REE ve Y : Haskin ve diğ. 1968; V, Nb, Pb : Condie, 1993; diğer elementler Gromet ve diğ. 1984'den alınmıştır).

Figure 9. Multi-element spider diagram of Elmadağ ultramafic rocks and their alteration products (Arrows indicate values below detection limits. Chondrite : Taylor and McLennan,1985; REE and Y from NASC : Haskin et al., 1968; V, Nb, Pb from NASC : Condie, 1993; other elements after Gromet et al. 1984).

KAYNAKLAR

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore. Geol. Review*, 7, 155-191.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bonatti, E., Emiliani, C., Ferrara, G., Honnorez, J., Rydell, H., 1974. Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geology*, 16, 83-102.
- 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.

Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.

Coleman, R.G., Jove, C., 1992. Geological origin of serpentinites. In: *The vegetation of Ultramafic (Serpentine) Soils*. First International Conference on Serpentine Ecology, Proceedings, A.J.M.Baker, J.Proctor, R.D.Reeves (eds.), Intercept Ltd., Andover, United Kingdom, 1-17.

Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface

- samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Çelik, M., 1989. Ankara doğu kesiminin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 256 s (yayımlanmamış).
- Ece, Ö. I., 1998. Diagenetic transformation of magnesite pebbles and cobbles to sepiolite (Meerschaum) in the Miocene Eskişehir lacustrine basin, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 46, 436-445.
- Ece, Ö. I., Çoban, F., 1994. Geology, occurrence, and genesis of Eskişehir sepiolite, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 42, 81-92.
- Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals. In : *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, S.W.Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.
- Faust, G.T., Fahey, J., 1962. The serpentine group minerals. United States Geological Survey, Professional Paper 384-A, 1-92.
- Flanagan, F.J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards. In : *Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standards*, F.J.Flanagan (ed.), United States Geological Survey, Professional Paper, 840, 171-172.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts. *Geostandarts Newsletter*, 13, 1-113.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite" : Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 386 s (yayımlanmamış).
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildeman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In : *Origin and Distribution of the Elements*, L.H.Ahrens (ed.). Pergamon Press, p.889-912.
- Jones, B.F., Galan, E., 1988. Palygorskite-Sepiolite: In : *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, S.W.Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 19, p. 631-674.
- Lambert, S.J., Epstein, S., 1992. Stable-isotope studies of rocks and secondary minerals in a vapor-dominated hydrothermal system at The Geysers, Sonoma County, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 199-226.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C.JR., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 378 p.
- O'Hanley, D.S., 1996. *Serpentinities : records of tectonic and petrological history*. Oxford University Press, Inc., New York, 277 p.
- Peabody, C.E., Einaudi, M.T., 1992. Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit, Mayacmas district, California. *Economic Geology*, 87, 1078-1103.
- Peters, E.K., 1993. D-¹⁸O enriched waters of the Coast Range mountains, northern California: connate and ore-forming fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1093-1104.
- Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M., Ishii, T., 1991. Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogawawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 291-303.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1993. Carbonates and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingway property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, 88, 1615-1635.
- Singer, A., Galan, E., 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 37, 352 p.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. *The Chemistry of Clay Minerals*. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 15, 213 p.

- Wicks, F.J., O'Hanley, D.S., 1988. Serpentine minerals : structures and petrology : In : Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas), S.W.Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, 19, p. 91-167.
- Wicks, F.J., Plant, G., 1979. Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures. Canadian Mineralogist, 17, 785-830.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, 15, 459-488.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43, 705-717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölssel paligorskitlerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı, M.Şener, F.Öner, E.Koşun (edt.), 105-116.
- Yeniyol, M., 1986. Vein-like sepiolite occurrence as a replacement of magnesite in Konya, Turkey. Clays and Clay Minerals, 34, 353-356.

DOĞU TOROSLAR'DA SÜRGÜ (DOĞANŞEHİR-MALATYA) ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

GEOLOGY OF THE SÜRGÜ AREA (DOĞANŞEHİR-MALATYA) IN THE EASTERN TAURUS

Hüseyin YILMAZ Maden Tetkik Arama Bölge Müdürlüğü, Malatya

ÖZ : Doğu Toros Kuşağı'nda Sürgü yöresinde tektonik konum yönüyle en altta, Arap-Afrika levhasına ait Pütürge Metamorfitleri'nin Prekambriyen-Alt Paleozoyik yaşlı granitik gnays, gnays, şist, meta-tuf ve kuvars şistlerden oluşan bölümü gözlenir. Pütürge Metamorfitleri almandin-amfibolit ve yeşilşist fasiyesinde bir metamorfizmanın ürünleridir. Bu temel üzerine Orta Eosen öncesinde yer yer Esence Granitoidleri'nce kesilmiş Göksun Ofiyolitleri ilerlemiştir. Göksun Ofiyolitleri peridotit, gabro, eklojit (?), granulit ve amfibolitten oluşur. Bu kaya topluluğu üzerinde Orta Eosen'de gerilme rejimini yansıtan bir havzada volkano-tortul Maden Grubu gelişmiştir. Orta Eosen sonrasında Göksun Ofiyolitleri Orta Eosen birimleri üzerine itilmiştir. Keban-Malatya Birimi ise daha sonra nap biçiminde bölgeye yerleşmiştir. Bu napın en alt düzeyinde almandin-amfibolit ve yeşilşist fasiyesi ürünleri olan Nergile Formasyonu ve üzerine ise mermer, kristalize kireçtaşı ve fosilli kireçtaşlarından oluşan Koçdağ Formasyonu gelmektedir.

ABSTRACT : In Sürgü area that is located in the Eastern Taurus Belt Precambrian-Lower Paleozoic aged Pütürge Metamorphites are observed at the base. In study area Pütürge Metamorphites consist of granitic gneiss, gneiss, metatuff and quartz schists. These rocks are products of almandine-amphibolite and greenschist facies metamorphism. Upper Cretaceous aged Göksun Ophiolites overlie Pütürge Metamorphites. Middle Eocene aged Maden Group containing volcano-sedimentary rocks that are products of tension regime unconformably cover the Pütürge Metamorphites and Göksun Ophiolites. Göksun ophiolites intruded by Esence Granitoids contain gabros, peridotites, eclogitic (?), granulitic rocks and amphibolites. After Middle Eocene Malatya-Keban nappes consisting of Paleozoic metamorphic rocks (Nergile and Koçdağ Formations) have overlaid Maden Group. Nergile Formation consists of metamorphic rocks with almandine-amphibolite and greenschist facies. Koçdağ Formation contains marble, recrystallized limestone, dolomitic limestone and fossiliferous limestone.

GİRİŞ

Doğu Toros kuşağında yer alan ve Doğanşehir-Sürgü dolayını kapsayan inceleme alanında yüzeylenen kaya birimleri, aynı alanda ve yakın çevresinde değişik adlamalar ve çeşitli yorumlarla tanıtılmıştır (Şekil 1).

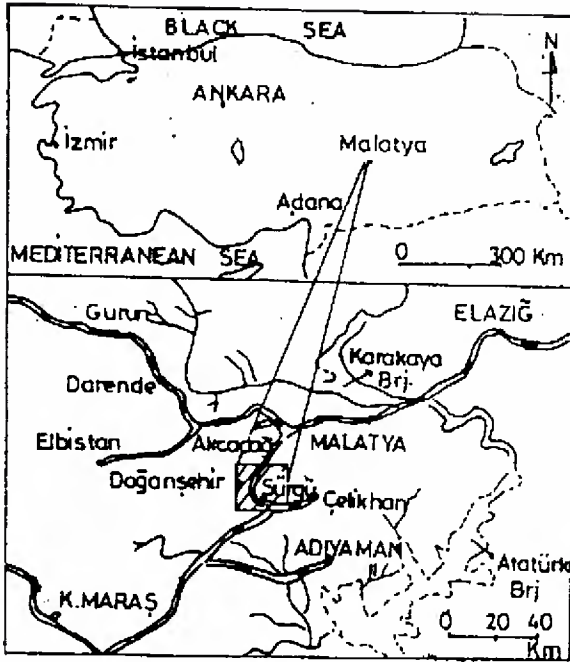
İnceleme alanı, Özgül'ün (1972) tanımladığı, Misis ve Alanya Birliği'ne ait kaya toplulukları içermektedir. Malatya-Keban Birimi, Alanya Birliği'ne; Pütürge Metamorfitleri ise Misis Birliği'ne karşılık gelmektedir.

Pişkin (1972), Çelikhan yakınlarındaki Paleozoyik yaşlı metamorfitlerin Toros kuşağının çekirdeğini oluşturduklarını belirtir.

Perinçek (1979), Çelikhan-Sincik-Koçali arasında yapmış olduğu çalışmada Maden

Karmaşığı olarak adlandırdığı birimin altındaki metamorfitleri, Pütürge Metamorfitleri ve üstündekilerini ise Malatya Metamorfitleri olarak kabul etmiş ve Malatya Metamorfitleri'nin kuzeyden güneye sürüklenen allokon bloklar olduklarını ileri sürmüştür.

Perinçek ve Kozlu (1984), inceleme alanının kuzeyindeki Malatya Metamorfitleri'nin mermer ve kristalize kireçtaşlarından oluşan bölümünün altındaki metamorfik kayalar, Üst Kretase yaşlı granitleri ve ofiyolitik kayaları birlikte ele alarak tümünü Mesozoyik yaşlı Berit Grubu altında toplamıştır. Baydar (1989), Elbistan yakınlarındaki Berit-Kandil dağları arasındaki ultramafik kayalar ve gabroları sırasıyla Çakı Ofiyolitleri ve Alapınar Gabrosu olarak



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

adlandırmış; bu birimleri ve Nergile Metamorfiti Kızıldağ Birliği altında toplamış ve birliğin Kambriyen yaşlı Kutini Formasyonu altında bulunmasından hareketle Prekambriyen yaşlı olduğunu iddia etmiştir.

Yılmaz vd. (1987), Yiğitbaş (1989), Yılmaz ve Yiğitbaş (1991), Genç vd. (1993), Engizek ve Berit dağları dolaylarındaki metamorfite ve ofiyolitleri ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Doğu Toros kuşağında farklı adlarla tanıtılmış metamorfik masiflerin bir bütünün parçaları olduklarını ve yaşlarının Kampaniyen'e kadar uzandığını belirtmişlerdir. Aynı yörede yüzeylenen metamorfizmaya uğramış düzenli bir ofiyolit topluluğu olan Berit Metaofiyoliti'nin granolit-eklojit fasiyesindeki kontakt dinamo-temal metamorfizma ürünü olduğunu ortaya koymuşlardır.

Sürge-Doğanşehir-Gözene arasındaki alanda çalışan Yılmaz (1992), inceleme alanındaki ofiyolitik kayalar ikiye ayırarak eklojitik-granulitik fasiyeste metamorfizmaya uğramış bölümü Altıntop Metamorfiti olarak adlandırarak üzerindeki Malatya Metamorfite ile geçişli olduğu düşüncesiyle, birimi Devoniyen öncesi yaşlı olarak kabul etmiştir. Ofiyolitik kayaların metamorfizmadan etkilenmemiş bölümünü Mesozoyik yaşlı Sürge Karmaşığı olarak adlandırarak, buradaki ofiyolitik ve metamorfik

kayaçlar topluluğunun alt kıtasal kabuğun kök zonuna karşılık gelebileceğini ileri sürmüştür.

Yörede yüzeylenen Orta Eosen yaşlı volkano-tortul kayaçlar topluluğu Çelikhan çevresinde (Perinçek, 1979) ve Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasında Maden Kompleksi olarak tanıtılarak Bitlis-Pütürge platformu üzerinde açılmış bir kenar deniz ürünü (Perinçek ve Kozlu, 1984) olarak kabul edilmiştir. Malatya doğusunda aynı adlamayı benimseyen Yazgan (1983, 1984) bu birimi 'A' tipi dalma-batmaya bağlı gelişmiş aktif kıta kenarı ürünü olarak yorumlamıştır. Hempton (1984) Hazar Gölü yakınlarındaki benzer kaya topluluğunu Maden Melanjı olarak adlandırarak birimin yay gerisi havzada oluştuğunu ileri sürmüştür. Yılmaz (1992) inceleme alanındaki Orta Eosen yaşlı volkano-tortul kaya topluluğunun olgunlaşmakta olan kıta içi rift ortamını yansıttığını belirtmiştir. Yiğitbaş vd. (1993) birimi Maden Grubu olarak yeniden tanımlayarak riftleşmeyle açılıp hızla pelajikleşen bir ortamın ürünü olarak yorumlamışlardır. Yiğitbaş ve Yılmaz (1996) Maden Grubunun bir yay gerisi çek-ayır havza ürünü olduğunu ileri sürmektedirler.

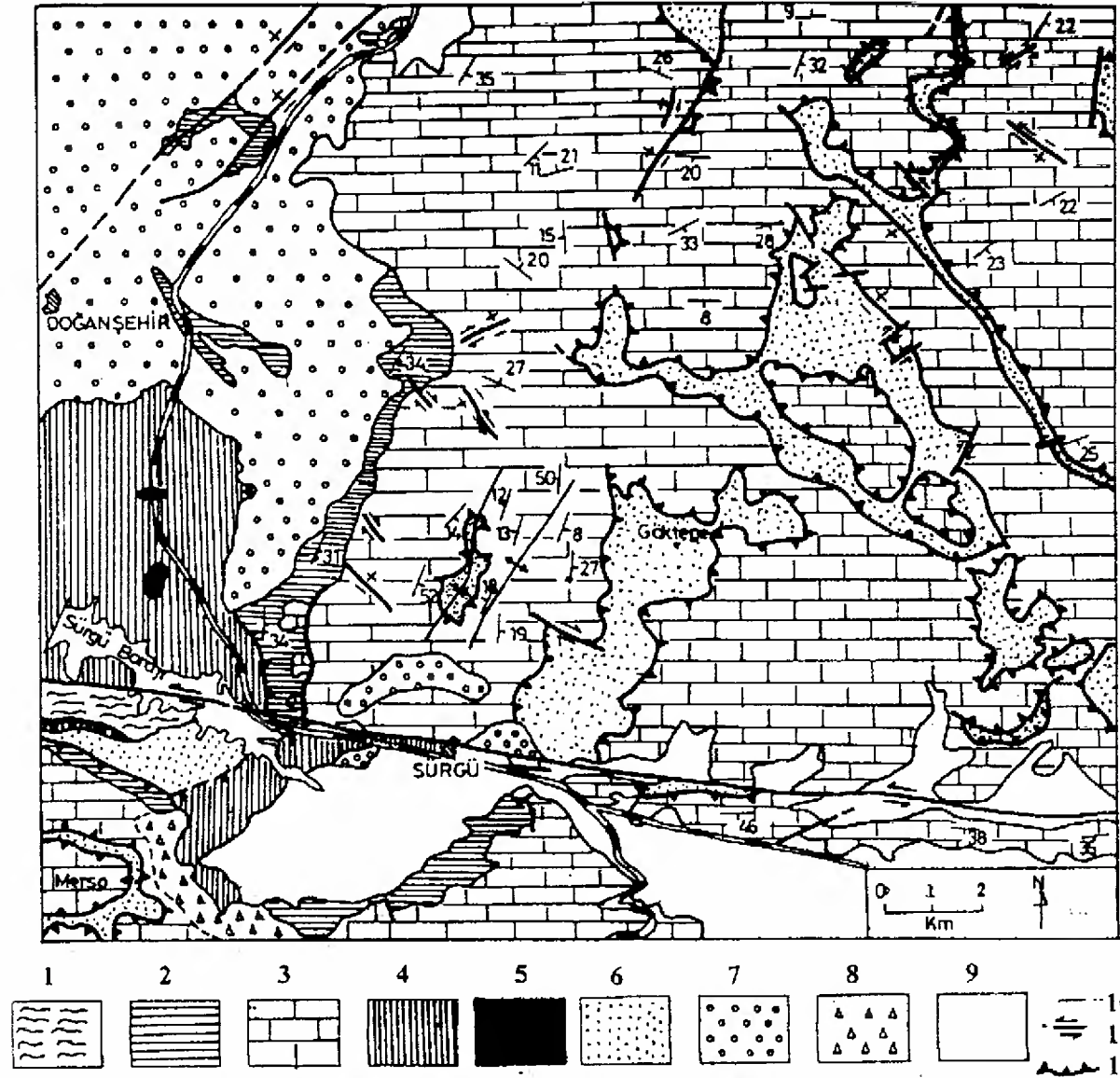
Bu makalede Yılmaz'ın (1992) çalışma alanında elde ettiği ayrıntılı arazi gözlemleri ve petrografik bulguları, bölgesel bulgularla denetirilerek Sürge ve Doğanşehir dolayındaki birimler yeniden tanımlanmakta ve ilişkileri yorumlanmaktadır.

STRATİGRAFİ VE PETROGRAFI

Sürge (Doğanşehir-Malatya) çevresinin jeoloji haritası Şekil 2'de, genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dizilimi Şekil 3'de sunulmuştur. Buna göre, birimlerin ayrıntılı stratigrafik ve petrografik özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

Pütürge Metamorfiteeri

Birimin adı Perinçek'den (1979) alınmıştır. İnceleme alanında Pütürge Metamorfiteeri en alt tektonik düzeyi oluşturur (Şekil 4). Göksun Ofiyolitleri tarafından tektonik ve Maden Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Sürge baraj gölünün güneyinde tabanı Sürge fayı ile sınırlıdır. İnceleme alanında tabanda orta taneli, beyaz renkli, granoblastik dokulu, kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz ve muskovit içeren granitik gnays görülür. Bunun üzerine açık bej renkli ince taneli, biyotit, muskovit ve kuvars içeren mikaşist ve sarımsı bej renkli iri taneli kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz ve muskovit içeren gözlü gnaysların ardalanmasından oluşan kayalar gelmektedir. Bu ardalanmanın üzerine mineralojik bileşimi



Şekil 2. İnceleme alanının yalınlaştırılmış jeoloji haritası (1-Pütürge Metamorfikleri, 2-Nergile Formasyonu, 3-Koçdağ Formasyonu, 4-Göksun Ofiyolitleri, 5-Göksun Ofiyolitlerinin metamorfik bölümü, 6-Maden Grubu, 7-Beylerderesi Formasyonu, 8-Yamaç molozu, 9-Alüvyon, 10-Dokanak, 11-Fay, 12-Bindirme).

Figure 2. Simplified geological map of study area (1-Pütürge Metamorphites, 2-Nergile Formation, 3-Koçdağ Formation, 4-Göksun Ophiolites, 5-Metamorphic part of the Göksun Ophiolites, 6-Maden Group, 7-Beylerderesi Formation, 8-Slope waste, 9-Alluvium, 10-Contact, 11-Fault, 12-Overthrust).

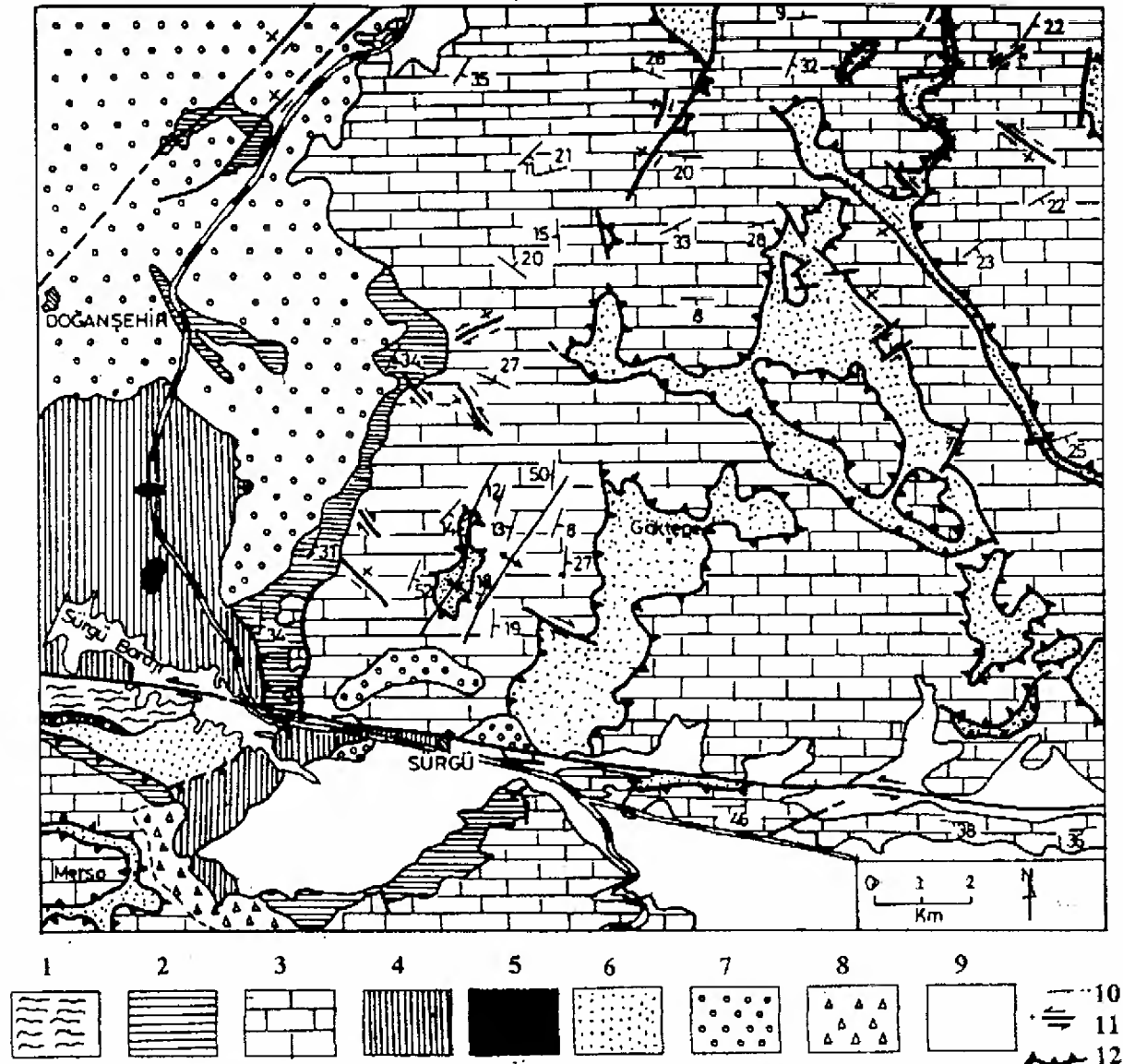
gözlü gnaysla aynı olan gnays gelmektedir. Gnaysın üzerinde ise açık gri-bej renkli mermer seviyesi yer almaktadır. Mermerin üzerinde koyu kahverengi, belirgin yapraklanmalı lepidoblastik dokulu, bol miktarda granat, kuvars, alkali feldispat, biyotit ve stavrolit içeren granat-stavrolit gnays gözlenmektedir. Bu litolojiyi açık gri mermer ve koyu kahverengi-siyah renkli, ışınal dokulu, uzun lameller halinde, buket ve demetler biçiminde aktinolit ve bunun yanı sıra kuvars ve epidot içeren aktinolit şist düzeyleri izlemektedir. Üste doğru sırasıyla koyu kahverengi biyotit-muskovit şist ve beyaz

renkli feldispatlı metakuvarsit ardalanması; koyu kahverengimsi yeşil renkli, bol miktarda kırık parçalar halinde plajiyoklaz içeren yoğun serizitleşmiş ve silisleşmiş metatuf ve klorit-muskovit-biyotit-kuvars şist bulunmaktadır.

Sürgü köyü dolayında, Pütürge Metamorfikleri'nin orta seviyelerindeki granat-stavrolit gnayslarda saptanan stavrolit + granat (almandin) + muskovit + biyotit + kuvars (Winkler, 1974) ve Barrow tipi almandin-amfibolit fasiyesinin stavrolit-almandin altfasiyesinin metapelit parajenezleri izlenmek-

Yaş Age	Formasyon Formation	Litodem Lithodem	Kalınlık (m) Thickness (m)	Kayatürü Lithology	Açıklamalar Explanations
Pliyo-Kuvaterner Plio-Quaternary	Beylerderesi Formasyonu		200		Alüvyon- yamaç molozu (Alluvium- slope waste)
Karbonifer- Üst Permian Carboniferous- Upper Permian	Keban- Malatya Birimi	Koçdağ Formasyonu	1120		Çakıtaşı- kumtaşı- çamurtaşı (Conglomerate- sandstone- mudstone)
Devoniyen Devonian		Nergile Formasyonu	600		Kristalize kireçtaşı (Recrystallized limestone)
Orta Eosen Middle Eocene	Maden Grubu		375		Laminalı kireçtaşı (Laminated limestone)
Üst Kretase Upper Cretaceous	Göksun Ofiyolitleri	Esence Granitoidleri	850		Fosilli kireçtaşı (Fossiliferous limestone)
Prekambriyen- Alt Paleozoik Precambrian- Lower Paleozoic	Pütürge Metamorfitten		515		Dolomitik kireçtaşı (Dolomitic limestone)
					Mermer (Marble)
					Filik kireçtaşı (Phyllitic limestone)
					Mermer (Marble)
					Kuvars şist (Quartz schist)
					Amfibolit- gneys (Amphibolite- gneiss)
					TEKTONİK DOKANAK TECTONIC CONTACT
					Volkano-tortul karmaşık (Volcano-sedimentary complex)
					Amfibolit (Amphibolite)
					Granit-aplit (Esence Granitoidleri) Granite-aplite (Esence Granitoids)
					Eklojit(?) -granulit (Eclogite(?) -granulite)
					Gabbro-peridotit (Gabbro-peridotite)
					TEKTONİK DOKANAK TECTONIC CONTACT
					Klorit-Muskovit-Biyotit-Kuvars şist (Chlorite-Muscovite-Biotite-Quartz schist)
					Meta-tüf (Meta-tuff)
					Gözünays-mikaşist (Augen gneiss-micaschist)
					Granitik gneys (Granitic gneiss)

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti
Figure 3. Generalized tectono-stratigraphic columnar section of study area



Şekil 2. İnceleme alanının yalınlaştırılmış jeoloji haritası (1-Pütürge Metamorfileri, 2-Nergile Formasyonu, 3-Koçdağ Formasyonu, 4-Göksun Ofiyolitleri, 5-Göksun Ofiyolitlerinin metamorfik bölümü, 6-Maden Grubu, 7-Beylerderesi Formasyonu, 8-Yamaç molozu, 9-Alüvyon, 10-Dokanak, 11-Fay, 12-Bindirme).

Figure 2. Simplified geological map of study area (1-Pütürge Metamorphites, 2-Nergile Formation, 3-Koçdağ Formation, 4-Göksun Ophiolites, 5-Metamorphic part of the Göksun Ophiolites, 6-Maden Group, 7-Beylerderesi Formation, 8-Slope waste, 9-Alluvium, 10-Contact, 11-Fault, 12-Overthrust).

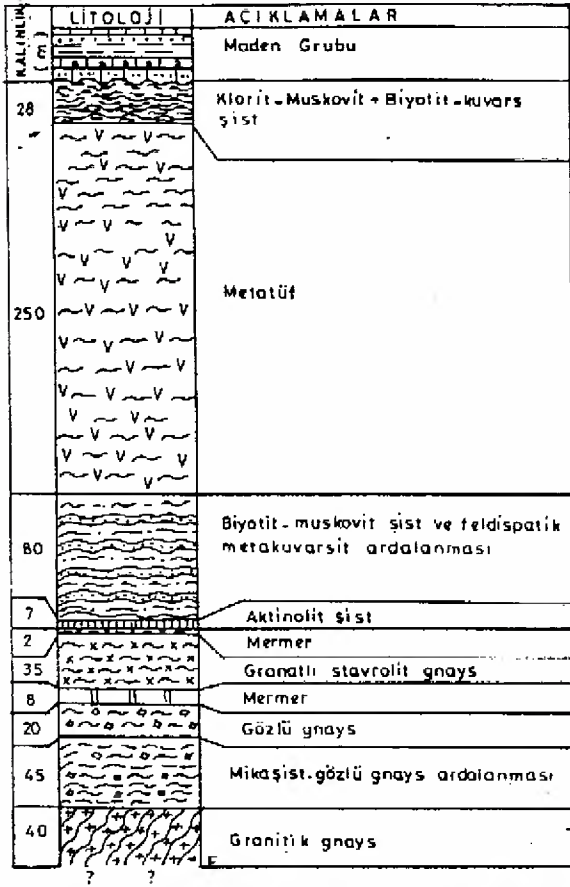
gözlü gnaysla aynı olan gnays gelmektedir. Gnaysın üzerinde ise açık gri-bej renkli mermer seviyesi yer almaktadır. Mermerin üzerinde koyu kahverengi, belirgin yapraklanmalı lepidoblastik dokulu, bol miktarda granat, kuvars, alkali feldispat, biyotit ve stavorolit içeren granat-stavorolit gnays gözlenmektedir. Bu litolojiyi açık gri mermer ve koyu kahverengi-siyah renkli, ışınal dokulu, uzun lameller halinde, buket ve demetler biçiminde aktinolit ve bunun yanı sıra kuvars ve epidot içeren aktinolit şist düzeyleri izlemektedir. Üste doğru sırasıyla koyu kahverengi biyotit-muskovit şist ve beyaz

renkli feldispatlı metakuvarsit ardalanması; koyu kahverengimsi yeşil renkli, bol miktarda kırık parçalar halinde plajiyoklaz içeren yoğun serizitleşmiş ve silisleşmiş metatuf ve klorit-muskovit-biyotit-kuvars şist bulunmaktadır.

Sürgü köyü dolayında, Pütürge Metamorfileri'nin orta seviyelerindeki granat-stavorolit gnayslarda saptanan stavorolit + granat (almandin) + muskovit + biyotit + kuvars (Winkler, 1974) ve Barrow tipi almandin-amfibolit fasiyesinin stavorolit-almandin altfasiyesinin metapelit parajenezleri izlenmek-

Yaş Age	Formasyon Formation	Litodem Lithology	Kalınlık (m) Thickness (m)	Kayatürü Lithology	Açıklamalar Explanations
Pliyo-Kuvaterner Plio-Quaternary	Beylerderesi Formasyonu		200		Alüvyon- yamaç molozu (Aluvium- slope waste) Çakıtaşı- kumtaşı- çamurtaşı (Conglomerate- sandstone- mudstone)
Karbonifer- Üst Permian Carboniferous- Upper Permian	Keban- Malatya Birimi	Koçdağ Formasyonu	1120		Kristalize kireçtaşı (Recrystallized limestone) Laminallı kireçtaşı (Laminated limestone) Fosillı kireçtaşı (Fossiliferous limestone) Dolomitik kireçtaşı (Dolomitic limestone) Mermer (Marble)
Devoniyen Devonian		Nergile Formasyonu	600		Filitik sileit (Phyllitic slate) Mermer (Marble) Kuvars şist (Quartz schist) Amfibolit- gneys (Amphibolite- gneiss)
Orta Eosen Middle Eocene	Maden Grubu		375		TEKTONİK DOKANAK TECTONIC CONTACT Volkano-tortul karmaşık (Volcano-sedimentary complex)
Üst Kretase Upper Cretaceous	Göksun Ofiyolitleri Esence Granitoidleri		850		Amfibolit (Amphibolite) Granit-aplit (Esence Granitoidleri) Granite-aplite (Esence Granitoids) Eklogit(?) -granulit (Eclogite(?) -granulite) Gabbro-peridotit (Gabbro-peridotite)
Prekambriyen- Alt Paleozoyik Precambrian- Lower Paleozoic	Pütürge Metamorfileri		515		TEKTONİK DOKANAK TECTONIC CONTACT Klorit-Muskovit-Biyotik-Kuvars şist (Chlorite-Muscovite-Biotite-Quartz schist) Meta-tuf (Meta-tuff) Gözlügnays-mikaşist (Augen gneiss-micaschist) Granitik gneys (Granitic gneiss)

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti
Figure 3. Generalized tectono-stratigraphic columnar section of study area



Şekil 4. Pütürge Metamorfitlelerinin dikme kesiti.
Figure 4. Columnar section of Pütürge Metamorphites.

tedir. Bu düzeyin alt kesimlerine doğru görülen alkali feldspat + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklaz parajenezi, Barrow tipi almandin-amfibolit fasiyesinin daha derindeki alt fasiyeslerine karşılık gelmektedir. Granat-stavrolit gnaysların üst seviyelerine doğru gözlenen aktinolit şistlerdeki aktinolit + epidot + kuvars parajenezi, Barrow tipi yeşilşist fasiyesinde başkalaşmış gabroyik kayalarda görülen kuvars-albit-epidot-biyotit altfasiyesindeki örneklerine benzerlik göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, Pütürge Metamorfitleleri'nin değişik kayaç topluluklarının Barrow tipi metamorfizmanın yeşilşist ve almandin-amfibolit fasiyesinde başkalaşıma uğramış ürünleri olduğu belirtilebilir.

İnceleme alanında Pütürge Metamorfitleleri'nin yaşına ilişkin doğrudan bir veri bulunmamaktadır. Yazgan'ın (1987) genelleştirilmiş dikme kesitinde Prekambriyen-Alt Paleozoyik yaşlı olarak kabul ettiği kesim (gözlü gnays, granat-biyotit mikaşist, granitik gnays, amfibol mikaşist ve muskovit şist) inceleme ala-

nındaki Pütürge Metamorfitleleri'ne benzer özellikler sunar.

Keban-Malatya Birimi

Doğu Toroslar'da inceleme alanını da kapsayan bölgedeki nap konumlu metamorfik birimler için Yılmaz vd. (1993), ortak özelliklerini ve daha geniş bir anlam taşıyacağını gözleterek Keban-Malatya Birimi olarak adlandırılmasını önermişlerdir. Bu çalışmada aynı gerekçelerle bu adlama benimsenmiştir. Birimin formasyon düzeyinde ayrılması ise Yılmaz vd.'ne (1987) göre yapılmıştır. Ancak inceleme alanında birimin Triyas ve daha genç bölümleri gözlenmemiştir.

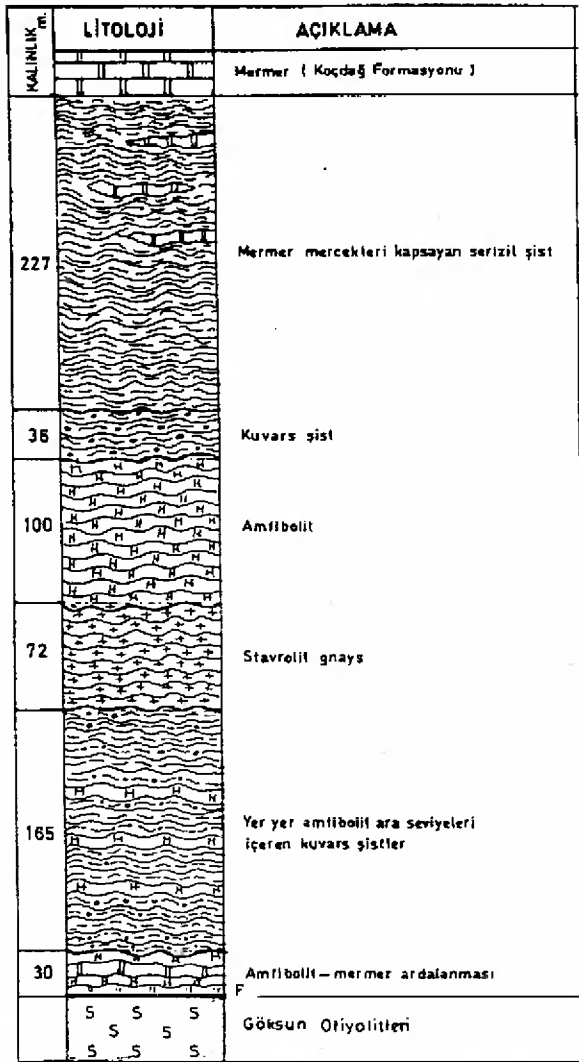
Nergile Formasyonu

Göksun Ofiyolitleri üzerine tektonik dokanaklı olan birim, Koçdağ Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Kalınlığı 630 m dolayında olup (Şekil 5), üstündeki birime oranla yumuşak rölyefiyle kolaylıkla ayırt edilir. İnceleme alanının kuzeyinde Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Berit Grubuna dahil edilen metamorfik kayalar ofiyolitik kayalar üzerinde tektonik ilişkilidir ve Nergile Formasyonu ile aynı petrografik karakterdedir. Bundan dolayı belirtilen metamorfik kayalar Nergile Formasyonu kapsamında haritalanmıştır.

Birimin tabanında, Göksun Ofiyolitleri'nin hemen üstünde amfibolit-mermer ardalanması görülmektedir. Amfibolitler orta ve ince tanelidirler. Genellikle yeşil, yer yer siyaha yakın renklidirler. Granoblastik dokuludurlar. Mikroskobik incelemede; hornblend, diyopsit, plajiyoklaz, kuvars, sfen, granat, kalsit ve serizit saptanmıştır.

Formasyonun üst düzeylerine doğru amfibolit ara seviyeleri içeren kuvars şistler görülür. Amfibolit ara seviyeleri, tabandakilerden farklı olarak nematoblastik dokuludur. Açık yeşilimsi gri ve yeşilimsi sarı renkli, iyi yapraklanmalı ve kıvrımlı şistozite yüzeyli, klorit-albit-biyotit-kuvars şistlerde grano-lepidoblastik doku gözlenir. Klorit-albit-biyotit-kuvars şistlerin üzerine gelen stavrolit-biyotit gnays, grimsi ve sarımsı bej renklidir. Belirgin bantlanmalıdır. Granoblastik ve grano-lepidoblastik dokuludur. Başlıca kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, stavrolit, granat ve klorit içermektedir. Nergile Formasyonu yukarıya doğru yeşilimsi gri renkli stavrolit-biyotit-kuvars şistlere geçmektedir. Granoblastik dokulu olan kayalar kuvars, biyotit, plajiyoklaz, ortoklaz, stavrolit, muskovit, granat ve rutil içermektedir.

Nergile Formasyonu'nun en üst düze-



Şekil 5. Nergile Formasyonunun dikme kesiti.
Figure 5. Columnar section of Nergile Formation.

yinde, Koçdağ Formasyonu'nun hemen altında mermer mercikleri kapsayan fillitik sleytler görülmektedir. Koyu kahverengi ve siyah seviyeler halinde görülen sleytler lepidoblastik dokuludurlar. Başlıca kuvars, klorit ve serizitten oluşmuşlardır. Mikrokıvrımlanma yüzeylerine paralel olarak bol miktarda opak madde içermektedirler.

Nergile Formasyonu'nun tabanından tavanına kadar aşağıdaki parajenezler saptanmıştır:

- (a) Hornblend+diyopsit+plajiyoklaz+granat+kuvars
- (b) Kuvars+biyotit+muskovit+stavrolit+granat+plajiyoklaz
- (c) Kuvars+biyotit+muskovit+granat+plajiyoklaz
- (d) Kuvars+albit+muskovit+klorit

Nergile Formasyonu'nun tabanına yakın seviyelerde saptanan (a) parajenezi

amfibolitlerde saptanmıştır. Bu mineral topluluğu Winkler'in (1974) Barrow tipi almandin-amfibolit fasiyesindeki metabazik kayalarda görülen stavrolit-almandin alt fasiyesindeki parajenez örneklerine uygunluk göstermektedir. Amfibolitlerde blasto-oftik dokuya rastlanması, ayrıca genellikle paraamfibolitlerin içermediği sfen minerallerinin görülmesi (Leake, 1964), ilksel kayacın bazik bir kayaç olduğu düşüncesini güçlendirmektedir.

Kuvars şist ve gnayslarda saptanan (b) parajenezi almandin-amfibolit fasiyesinin stavrolit-almandin alt fasiyesindeki metapelitler için geçerli parajenez örneklerine benzemektedir.

Nergile Formasyonunun orta seviyelerinde saptanan (c) parajenezindeki plajiyoklazlar % 15'ten daha büyük anortit içeriğine sahiptirler. Turner ve Verhoogen'a (1960) göre bu oran yeşilşist fasiyesi sınırını geçmektedir. Bu durumda (c) parajenezi almandin-amfibolit fasiyesinin stavrolit-almandin alt fasiyesinin başkalaşmış killer içindeki parajenez örneklerine uygunluk göstermektedir.

Birimin üst seviyelerinde saptanan (d) parajenezi ise yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-almandin alt fasiyesine karşılık gelmektedir. Bu verilere göre, Nergile Formasyonu'nun amfibolit-almandin ve yeşilşist fasiyesinin alt fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olduğu görülmektedir.

Çeşitli seviyelerde görülen parçalanmış, biyotit ve muskovitli seviyelerce kuşatılmış granatlar, biyotit ve muskovitli seviyeleri keser durumda gözlenen stavrolit ve bazı kesitlerde saptanan iki yönde gelişmiş biyotit kristalleri, Nergile Formasyonu'nun polimetamorfizmaya uğramış olduğunu göstermektedir.

Granat ve biyotitlerdeki klorite dönüşüm, stavrolitlerdeki kloritleşme ve serizitleşme-ler, metamorfizmaların daha sonra retrograd metamorfizmaya uğradıklarına işaret etmektedir. Bunun sonucunda birincil minerallerin yerine yeşilşist fasiyesinin alt fasiyesini oluşturan daha düşük sıcaklık ve basınç koşullarında duraylı kalabilen mineraller gelişmiştir.

Nergile Formasyonu'nda yaş verecek hiçbir paleontolojik bulgu saptanmamıştır. Ancak üzerine uyumsuz olarak gelen Koçdağ Formasyonu'nun alt seviyelerinin Alt Karbonifer yaşlı fosiller içermesi, Nergile Formasyonu'nun Alt Karbonifer öncesi yaşlı olduğunu göstermektedir. Genel özellikleri ile Nergile Formasyonu'nun Bitlis Masifi'nin karbonatları altında yer alan kesimlerinin benzeri olduğu görüşü ileri sürülmüştür (Yılmaz vd., 1987).

Göncüoğlu ve Turhan (1984) tarafından, Bitlis Metamorfitlelerinde karbonat örtünün altındaki metamorfitleler içinde görülen dolomit mercleklerinde *Actinostrama allathratum*, *Actinostrama sp.*, *Thamnopora sp.*, *Favosites sp.* ve krinoid kalıntıları bulunarak Orta Devoniyen yaşı verilmiştir.

Koçdağ Formasyonu

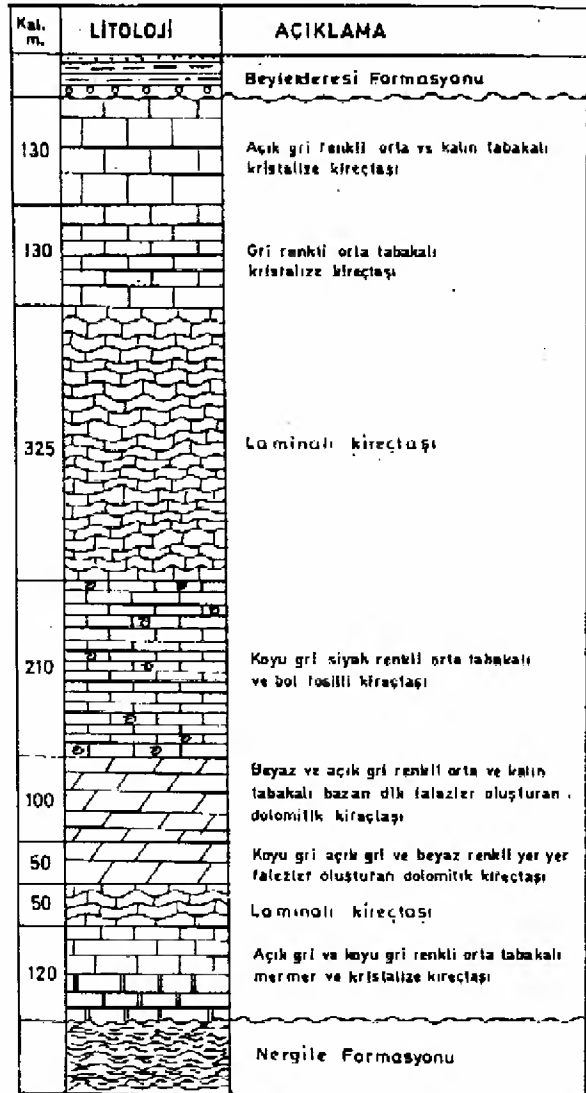
Arazide birimin çok derin vadiler ve dik falezler oluşturan oldukça sarp bir topoğrafik görünümü vardır. Nergile Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Formasyonun tavanı inceleme alanında görülmemektedir. Ancak doğuda Karaman vd. (1993) Malatya Metamorfitleleri üzerine Jura-Kretase yaşlı Geniz Kireçtaşı'nın geldiğini belirtirler. Çobandere Mahallesi doğusunda ölçülen kalınlığı 1120 m dir (Şekil 6).

Tabanda açık ve koyu gri renkli orta tabakalı mermer ve metakireçtaşları bulunmaktadır. Bunların üzerine kahverengimsi gri renkli sleyt laminasyonlu mermer gelmektedir. Sleyt laminasyonlu mermerleri koyu ve açık gri ve beyaz dolomitik metakireçtaşları izlemekte, bunun üzerine bol fosilli koyu gri-siyah renkli orta tabakalı metakireçtaşları gelmektedir. Bu litolojileri kahverengimsi sarı renkli sleyt laminasyonlu mermer ve daha üstte gri renkli, orta ve kalın tabakalı metakireçtaşları izlemektedir. Bu dizilim, Yeşilyurt (Malatya) yöresindeki çok düşük dereceli Malatya Metamorfitleleri'nin eşdeğeri gözükmemektedir (Yalçın vd., 1999).

İnceleme alanında Koçdağ Formasyonuna ait kireçtaşlarının çeşitli seviyelerinden alınan örneklerin fosil kapsamı ve yaş aralığı aşağıdaki gibidir : *Mediocris mediocris.*, *Endothyra omphala.*, *Archaeodiscus sp.*, *Valvulinella sp.*, *Tuberitina sp.*, *Pleotextularia sp.*, *Hyperammina sp.*, *Millerella sp.* (Alt Karbonifer), *Globivalvulina vonderschmitti.*, *Hemigordius sp.*, *Pseudovermiporella sp.*, *Stafella sp.*, *Nankinella sp.*, *Pseudovermiporella sp.*, *Nondosaria sp.*, *Mizzia sp.* (Orta-Üst Permiyen), *Paraglobivalvulina mira.*, *Mizzia velebitana.*, *Staffella sp.*, *Geinitzina sp.*, *Dagmarita sp.* (Üst Permiyen). Bu bulgular Koçdağ Formasyonu'nun Alt Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı olduğunu göstermektedir (Yılmaz1992). Ancak Karaman vd. (1993) Malatya doğusunda Üst Triyas bulgularına ulaşmışlardır.

Göksun Ofiyolitleri

Bölgedeki ofiyolitlere Göksun Metaofiyoliti (Tarhan, 1984), Berit Grubu ya da Yüksekova Karmaşığı (Perinçek, 1979; Perinçek



Şekil 6. Koçdağ Formasyonunun genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 6. Generalized columnar section of Koçdağ Formation.

ve Kozlu, 1984) ve Berit Metaofiyoliti (Yılmaz vd., 1987) adları önerilmiştir. Yılmaz vd. (1993) ise bu adlamaları irdeledikten sonra birime ilişkin ilk coğrafik ad olan Göksun'u koruyarak, ancak birimin bütün yüzeylemelerinin metamorfik olmadığını dikkate alarak metaofiyolit yerine daha genel olan ofiyolit terimini tercih etmişlerdir. Bu çalışmada da aynı gerekçelerle Göksun Ofiyoliti adlaması benimsenmiştir. Birim inceleme alanında Nergile Formasyonu ve Koçdağ Formasyonu'ndan oluşan naplar altındaki tektonik pencerede yüzeylenir. Bu durum Baydar'ın (1989) bu kuşaktaki ofiyolitik kayalar (Çakı Ofiyoliti) ve üzerindeki metamorfitlelerin (Nergile Metamorfiti) geçişli oldukları görüşüyle uyumsuz. Göksun Ofiyolitleri üzerine Sürgü ba-

raj gölü güneyinde Maden Grubu uyumsuz olarak gelir. Ofiyolitik diziye ait tüm birimler inceleme alanında görülmez. Aşağıdaki kaya birimleri gözlenir:

Peridotit

Yörede maksimum kalınlığı 300 m dir. Zeytin yeşili, sarımsı yeşil ve yer yer fıstıki yeşil renkli, ağsı dokulu, olivin, ojit ve kromit içeren dünit; siyaha yakın koyu yeşil renkli ağsı dokulu, olivin, enstatit, ojit ve spinel içeren lerzolit ve zeytini yeşil-siyah renkli olivin ve ojitin yanı sıra yer yer spinel içeren verlitten oluşmaktadır. Serpantinleşme yaygındır.

Gabro

Sürgü baraj gölü güneyinde görülmektedir. Plajiyoklaz, ojit, enstatit ve hornblend içeren ortokümülat dokulu katmanlı gabrolar ve plajiyoklaz, ojit ve olivin içeren izotropik gabrolardan oluşmaktadır. Yer yer pegmatitik gabrolar da gözlenmektedir.

Metamorfik kayalar

İnceleme alanında Göksun Ofiyolitleri'nde yaygın olarak görülmektedirler. Eklojitik kayalar, granülitik kayalar, gnayslar ve amfibolitler gözlenen kaya türleridir.

Eklojitik kayalar : Arazide bol oranda kırmızı kahverengi granatlar içeren yeşil renkli, orta taneli bantlı kayalardır. Granatlı bantların kalınlığı 10-40 cm arasında değişmektedir. Granoblastik ve porfiroblastik dokuludurlar. Eklojitik kayalarda yaygın olarak görülen alterasyon ürünü olan simplektik doku (Spry, 1976) oldukça yaygındır. Granat mineralleri porfiroblastlar halinde ya da piroksenleri çevreler halde (poyikiloblastik doku) görülmektedir. Klinopiroksen ve granat dokanağında simplektik dokusu ve dokanakta plajiyoklaz ve amfibol büyümesi görülmektedir. Ayrıca piroksenler içinde kurtçuklar şeklinde mirmekitik benzer amfibol büyümeleri görülmektedir. Bu durum omfasitin daha düşük basınç ve sıcaklık koşullarına geçmesi ile meydana gelen retrograd metamorfizma ürünlerine uygunluk göstermektedir (Turner ve Verhoogen 1960; Spry, 1976; Erkan, 1978). Bazı örneklerde bu minerallerin yanı sıra filogopit, sfen ve spinel de görülmektedir. Yiğitbaş (1989) ve Genç vd. (1993) inceleme alanının batısında Engizek dağı dolaylarında benzer özellikteki kayaları tanıtmaktadırlar.

Granulitik kayalar : Sürgü baraj ekse-ninin batısında eklojitik kayalarla birlikte bulunurlar. Granoblastik ve yer yer gnaysik dokuludurlar. Klinopiroksen (ojit-egirinojit),

ortopiroksen (enstatit), amfibol (kahverengi-yeşil hornblend), plajiyoklaz (anortit içeriği : 30-65) ve sfen içermektedirler. Metabazitlerde ortopiroksen ve klinopiroksenin birlikte bulunması, granulit fasiyesi için ayırtman bir özelliktir ve ayrıca hornblendin rengi amfibolitlerde mavimsi yeşile ve granulitik kayalarda yeşil-kahverengiye doğru değişir (Miyashiro,1973; Yardley,1989). İnceleme alanındaki granulitik kayalarda üst seviyelere doğru gnaysik amfibolitlere geçmektedir.

Amfibolitler : Birimin üst düzeylerine doğru belirgin foliyasyonlu, esas olarak hornblend, diyopsit ve plajiyoklazdan oluşan gnaysik amfibolitler gözlenmektedir. Yukarıya doğru amfibolitler egemen hale gelmektedir. İnceleme alanında Adana-Malatya asfaltının kuzeydoğusunda gnaysik amfibolitlerde dinamo-termal metamorfizmaya işaret eden plastik akma kıvrımları gözlenmektedir. Açık renkli seviyeler plajiyoklazların egemen olduğu seviyelerdir.

Göksun Ofiyolitlerinin yaşı

Oluşum yaşı : İnceleme alanında; Göksun Ofiyolitleri'nin oluşum yaşına yönelik doğrudan veriler bulunmamaktadır. Ancak Göksun yöresindeki eşleliğinin epi-ofiyolitik örtüsünden Üst Portlandiyen-Alt Berriasien yaşları elde edilmiştir (Tarhan, 1984).

Yerleşme yaşı : Doğu Toros kuşağındaki ofiyolitlerin Üst Kretase'den başlayarak yerleştikleri ve aktarıldıkları bilinmektedir (Perinçek, 1979; Yazgan, 1983, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş,1991). İnceleme alanında Göksun Ofiyolitleri Orta Eosen yaşlı Maden Grubu üzerine tektonik olarak gelir.

Metamorfizma yaşı : İnceleme alanında Göksun Ofiyolitleri'nde okyanus tabanı metamorfizması tam olarak izlenemez. Yer yer görülen amfibolitik kayalar okyanus tabanı metamorfizması ürünü olarak kabul edilebilir. Belirli zonlarda, özellikle Sürgü çayı vadisinde, Sürgü baraj eksenini batısında görülen eklojitik ve granulitik kayaç toplulukları ve gnayslarda görülen plastik deformasyon yapıları; bu kesimlerin kontakt dinamo-termal metamorfizma etkisinde kalmış olabileceklerini göstermektedir. Olasılıkla metamorfik napların ilerlemesine bağlı dinamik ve retrograd metamorfizma olayları Göksun Ofiyolitleri'nin çok fazlı deformasyon özellikleri taşımasına neden olmuştur.

Göksun Ofiyolitleri'nin metamorfizma koşullarını tartışan Genç vd. (1993), mekanizmanın okyanus tabanında geliştiği ve sıcak bir ofiyolit diliminin soğuk olan ofiyolitik bir kesim

kesim üzerinde ilerlemiş olduğu sonucuna varmışlardır.

Esence Granitoidleri

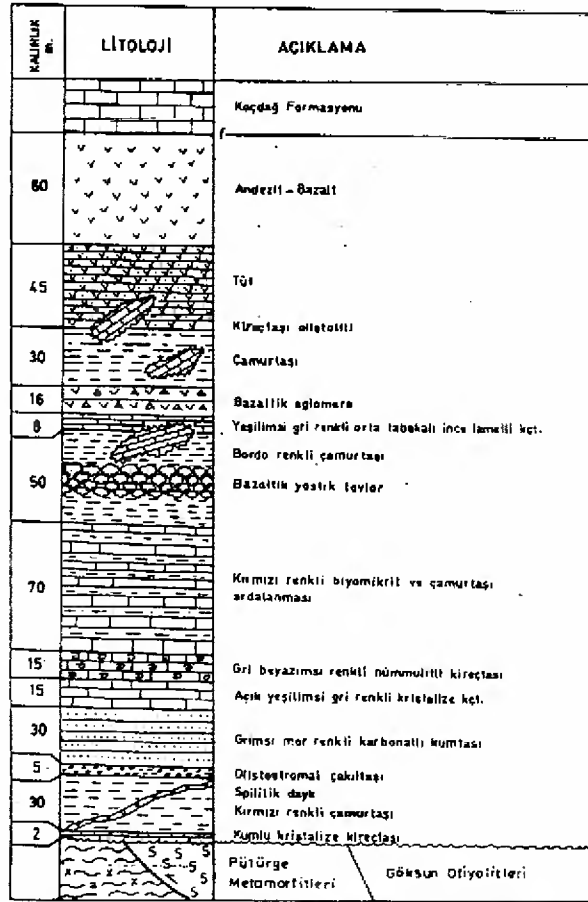
Birimin adı Yılmaz vd.'den (1993) alınmış olup, Göksun Ofiyolitleri'ni kesen granitik kayalar için kullanılmıştır. Beyazımsı krem renkli granit ve aplitlerden ibarettirler. Dalgali sönme gösteren, yeniden kristallenmeye işaret eden dişli dokulu kuvarslı seviyelerde mikrokıvrımlanma ve plajiyoklazlardaki mikrokıvrımlanma gibi bazı mikroskobik gözlemler, bu kayaların da dinamo-metamorfik etkiye uğradıklarını göstermektedir. Esence Granitoidleri Yılmaz vd. (1993) tarafından olasılıkla Kampaniyen sonu-Üst Maestrihtiyen öncesi yaşı olarak kabul edilmiştir.

Maden Grubu

İnceleme alanı ve çevresinde Malatya-Keban naplarının altındaki tektonik pencerelerde Üst Kretase yaşı ofiyolitik kayaların ve Pütürge Metamorfite'lerinin üzerinde transgresif olarak görülen Orta Eosen yaşı volkano-tortul kayalar önceki çalışmalarda Maden Karmaşığı (Perinçek, 1979; Yılmaz, 1992; Karaman vd., 1993) ve Maden Kompleksi (Yazgan, 1983; 1984) olarak adlandırılmıştır. Ancak bu kayaç topluluğu inceleme alanında giderek derinleşen bir ortamı yansıtan düzenli sayılabilecek bir istif niteliğindedir. Bu özelliklerinden dolayı birimin kompleks ya da karmaşık olarak adlandırılması yerine Yiğitbaş vd.'nin (1993) yeniden tanımladıkları Maden Grubu adlanması kullanılmıştır. Birim inceleme alanında Sürgü baraj gölünün güneyinde uyumsuz olarak Göksun Ofiyolitleri ve Nergile Formasyonu üzerinde görülür. Sürgü fayının kuzeyinde metamorfik napların altındaki tektonik pencerelerde ortaya çıkar.

Maden Grubu yersel olarak değişik kaya türü özellikleri sunmaktadır. Genelleştirilmiş dikme kesitinde tabandan tavana doğru şu kaya birimlerinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 7). Birim tabanda sarımsı kahverengi, orta tabakalı, orta taneli, kuvarslar içeren kumlu kristalize kireçtaşlarıyla başlamaktadır. Üste doğru kırmızı renkli, ince taneli çamurtaşlarına geçmektedir. Mikroskobik incelemede bunların hafif sleytleştikleri görülmektedir.

Kırmızı renkli çamurtaşlarının üzerinde mermer, şist, kuvarsit, volkanit ve kırmızı kireçtaşı çakıllarının kumlu siltli bir matriksle bağlandığı olistostromal çakıltaşları görülmektedir. Bunlar 5-6 m kalınlığında 100-150 m uzunluğunda yanıl devamlılığı olmayan mercerler şeklinde bulunmaktadır. Bu litolojilerin üzerine



Şekil 7. Maden Grubunun genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 7. Generalized columnar section of Maden Group.

karbonat çimentolu, grimsi mor renkli kumtaşları gelmektedir.

Karbonat çimentolu kumtaşları Üste doğru açık yeşilimsi gri renkli kristalize kireçtaşlarına geçmektedir. Bunların üzerine kırmızı renkli biyomikrit ve çamurtaşları gelmektedir. Kırmızı renkli biyomikrit ve çamurtaşları Sürgü barajı güneyinde ise beyazımsı gri renkli, ince tabakalı nummulitli kireçtaşlarının üzerine oturmaktadır. Aynı seviyelerde inceleme alanının kuzeyinde yastık lavlar görülmektedir. Kırmızı biyomikrit-çamurtaşı ardalanması üzerine yeşil renkli ayrılmış bazaltik aglomera ve onu izleyen bordo renkli çamurtaşları gelmektedir. En Üste sarımsı kahverengi tuf ve koyu kahverengi volkanitler görülmektedir. Ayrıca, serinin çeşitli seviyelerinde irili ufaklı kireçtaşı olistolitleri de görülmektedir.

Maden Grubunun çeşitli düzeylerinde görülen kahverengi ve koyu kahverengi volkanik kayalar spilitik bazalt ve andezitlerdir.

Maden Grubu içerisinde bulunan nummulitli kireçtaşlarındaki *Nummulites* sp.

(granüllü tip), *Discocyclina sp.*, *Rotalia sp.* fosil kapsamı Orta Eosen yaşını vermektedir (Yılmaz, 1992).

Maden Grubu yüksek enerjili sığ denizel özellikli karbonat ve kırıntılı çökellerle başlamakta ve üstlere doğru derin deniz çökelleri olan kırmızı biyomikritlere geçmektedir. Çeşitli düzeylerde görülen bazaltik yastık lav ve bazaltik-andezitik volkanitler sedimantasyonla birlikte volkanizmanın da etkin olduğunu göstermektedir. Bu volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri, Yılmaz (1992) tarafından olgunlaşmakta olan kıta içi bir rift ortamı olarak yorumlanmıştır. Çökelmeye eşlik eden bol miktardaki olistolit gelişi havza tabanının zaman zaman duraysızlaştığını ve etkin tektonik olayların meydana geldiğini göstermektedir. Yiğitbaş vd. (1993) Maden Grubu'nu riftleşmeyle açılıp hızla pelajikleşen bir ortamın ürünü olarak yorumlamışlardır. Yiğitbaş ve Yılmaz (1996) Maden Grubu'nun bir yay geniş çök-ayır havza ürünü olduğunu belirtmektedirler.

Beylerderesi Formasyonu

Birim, Malatya güneybatısındaki Beylerderesi'ne atfen Önal vd. (1986) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanında Doğanşehir, Çömlekobaşı, Sürgü ve Kurcuova yakınlarındaki düzlüklerde yüzeylenmektedir. Formasyon tüm diğer birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç döküntüleri de Beylerderesi Formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. İnceleme alanının kuzeyindeki Polatdere köyü yakınlarında birimin vadide ölçülen kalınlığı 200 m'dir. Başlıca çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Çakıtaşı : Genellikle kırmızı renkli, iyi pekleşmiş, az belirli katmanlıdır. Çakılları kötü ve orta derecede yuvarlaklaşmış ve orta derecede boylanmışlardır. Bunlar gri renkli andezit, açık gri renkli dasit, yeşil renkli mafik kayacık, koyu gri-siyah renkli bazalt, beyaz, bej, gri ve koyu gri renkli kristalize kireçtaşı, mermer ve pembemsi gri renkli granitik kayacık parçalarından oluşmaktadır. Polijenik konglomera olan kayacığın hamurunu açık gri renkli kum ve silt boyutundaki gereç oluşturmaktadır. Vadi yamaçlarında çıkıntı şeklinde görünüm sunmaktadırlar.

Kumtaşı : Çakıtaşlarının arasında ara düzeyler halinde bulunmaktadır. Açık sarımsı gri renklidirler. Genellikle çakıllı kumtaşlarıdır. Çakıtaşlarına oranla daha yumuşak bir rölyef sunmaktadırlar.

Çamurtaşı : Çakıtaşı ve kumtaşı seviyelerinin arasında açık kahverengi renkli oldukça gevşek malzemedan oluşan merccekler ha-

linde görülmektedirler. Vadi yamaçlarında yer yer çukurluklar oluşturmaktadırlar.

Genellikle akarsu ve sel çökellerinden oluşan formasyonda yaş verebilecek fosil bulgusu saptanamamıştır. Çakıllar arasında Neojen yaşlı volkanik kaya parçaları bulunmaktadır. Önceki çalışmalarda Pliyo-Kuvaterner yaşlı olarak kabul edilmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984).

TEKTONİK

İnceleme alanındaki birimlerin tektonik ilişkileri Şekil 8'de gösterilmiştir.

Pütürge Metamorfittleri üzerinde görülen ofiyolitik kayalar Üst Kretase-Orta Eosen aralığında bölgeye ofiyolit naplarının yerleştiğini göstermektedir. Bu durum Yazgan'ın (1984) Kampaniyen'den sonra Arap Platformu üzerine ofiyolit üzerlemelerinin başladığı savını vurgulamaktadır. Sürgü dolaylarında Pütürge Metamorfittleri ve Göksun Ofiyolitleri'nden oluşan bir temel üzerinde transgresif olarak oturan Maden Grubu Orta Eosen yaşlı bir rift havzasının ürünüdür (Yılmaz, 1992; Yiğitbaş vd., 1993). Doğu Toros kuşağında ve çalışma alanında hiç bir yerde Maden Grubu Keban-Malatya Birimi'nin üst seviyelerini temsil eden Koçdağ Formasyonu üzerine ilksel dokanakla gelmemektedir. Bu duruma göre Keban-Malatya Birimi yöreye Orta Eosen'den önce yerleşmemiştir.

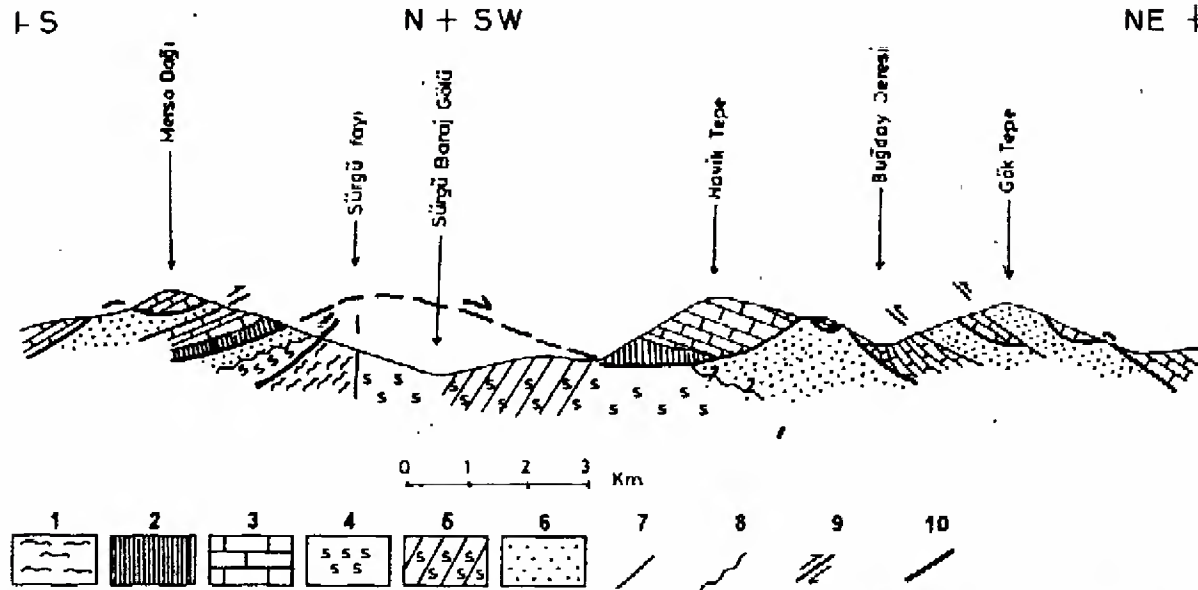
Sürgü baraj gölü yakınlarında Maden Grubu üzerinde görülen ofiyolit üzerlemeleri Yiğitbaş vd.'nin (1993) Orta Eosen sonunda rift havzasının kapandığı şeklindeki görüşleriyle uyumludur. Çalışma alanında Orta Eosen ve öncesi yaşlı bütün birimler Keban-Malatya naplarının altında görülmektedir. Bu naplar Yılmaz vd.'nin (1987) üst naplarının Sürgü civarındaki eşlenikleri olmalıdır.

SONUÇLAR

1. Üst Kretase'de Doğu Toros kuşağında yer alan okyanusu temsil eden Göksun Ofiyolitleri Arap-Afrika levhasına ait olduğu düşünülen (Özkaya, 1978; Yazgan, 1983; Göncüoğlu ve Tarhan, 1984; Çağlayan vd., 1984) Pütürge Masifi üzerine ilerlemiştir.

2. Yörede Pütürge Metamorfittleri'nin orta seviyelerinde Barrow tipi metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesinin stavrolit-almandin alt fasiyesine ait parajenez saptanmıştır.

3. Çalışma alanında Pütürge Masifi ve Göksun Ofiyolitleri'nden oluşan temel üzerinde transgresif olarak bulunan Orta Eosen yaşlı volkano-tortul istifin Yiğitbaş vd.'nin (1993) tanımladıkları gibi, giderek derinleşen bir rift orta-



Şekil 8. Sürgü çevresinin yalınlaştırılmış enine jeolojik kesiti (1-Pütürge Metamorfikleri, 2-Nergile Formasyonu, 3-Koçdağ Formasyonu, 4-Göksun Ofiyolitleri, 5-Göksun Ofiyolitlerinin metamorfik bölümü, 6-Maden Grubu, 7-Dokanak, 8-Uyumsuzluk, 9-Fay, 10-Bindirme).

Figure 8. Simplified geological cross section of Sürgü surroundings (1-Pütürge Metamorphites, 2-Nergile Formation, 3-Koçdağ formation, 4-Göksun Ophiolites, 5-Metamorphic part of the Göksun Ophiolites, 6-Maden Group, 7-Contact, 8-Unconformity, 9-Fault, 10-Overthrust).

mı ürünü olan Maden Grubu olduğu ortaya konulmuştur.

4. Havzanın Orta Eosen sonunda ofiyolit ve metamorfik naplarının ilerlemesiyle kapandığı savi (Yiğitbaş vd.,1993) Sürgü civarında Maden Grubu üzerindeki ofiyolit napları ve Keban-Malatya naplarıyla doğrulanmıştır.

5. Yiğitbaş (1989) ve Genç vd.'nin (1993) Engizek ve Berit dağları arasında Berit Metaofiyoliti'nde verdikleri özelliklere benzer şekilde, Göksun Ofiyolitleri'nin metamorfik kesiminde eklojit (?), granülit ve amfibolit fasiyesinde kayalar belirlenmiştir. Ayrıca kontakt dinamo-termal metamorfizmaya işaret eden plastik deformasyon yapıları saptanmıştır.

6. İnceleme alanında Keban-Malatya Birimi'nin tabanındaki Nergile Formasyonu'nun orta seviyelerinde, volkano-tortul kayaların başkalaşmış ürünlerine ait Barrow tipi almandin-amfibolit fasiyesinin stavrolit-almandin altfasiyesini yansıtan parajenezler saptanmıştır. Nergile Formasyonu'nun üst seviyelerinde ise Barrow tipi metamorfizmanın yeşilist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-almandin altfasiyesine ait parajenez belirlenmiştir. Keban-Malatya Birimi'nde metamorfizma alttan üste doğru dereceli olarak azalmaktadır. Yalçın vd.'nin (1999) analitik verileri ile deneştirildiğinde, üstteki Koçdağ Formasyonu

yüksek diyajenez-çok düşük dereceli metamorfizma koşulları ile sınırlı kalmıştır.

KAYNAKLAR

- Baydar, O., 1989. Berit-Kandil Dağları (Kahramanmaraş) ve Civarının Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 248 s (yayımlanmamış).
- Çağlayan, M.A., İnal, R., Şengün, M., Yurtsever, A., 1984. Structural setting of Bitlis Massif. In : Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 245-254.
- Erkan, Y., 1978. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri. Hacettepe Üniversitesi Yayınları A 26, Ankara, 497 s.
- Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1993. Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, 37-52.
- Göncüoğlu, M.C., Tarhan, N., 1984. Geology of Bitlis Metamorphic Belt. In : Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 237-244.

- Hempton, M.R., 1984. Result of detailed mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). In : *Geology of the Taurus Belt*, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 223-228.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis Suture near Lake Hazar, Southeastern Turkey. *Geological Society of American Bulletin*, 96, 233-243.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, I., Kadıncı, G., Yılmaz, H., Kılınç, F., 1993. Malatya-Doğanşehir-Çelikhan Dolayının Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Rap. No: 9587 Ankara, 57 s (yayımlanmamış).
- Leake, B.E., 1964. The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *Journal of Petrology*, 5, 238-256.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin Ltd., London. 492 p.
- Önal, M., Şahinci, A., Gözübol, M.A., 1986. Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Dolayının Hidrojeolojik İncelemesi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayın Organı, 29, 5-12.
- Özgül, N., 1972. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Özkaya, I., 1978. Ergani-Maden yöresi stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 21, 129-140.
- Pişkin, Ö., 1972. Etude mineralogique et petrographique de l'şsa region situé 'a l'Est de Çelikhan (Taurus Oriental, Turki), Dr.Th., Univ. Geneve.
- Perinçek, D., 1979. Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali Area (Adıyaman Province). *İstanbul Üniv., Fen Fakültesi Mecm. Seri B* 44, 127-147.
- Perinçek, D., Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). In : *Geology of the Taurus Belt*, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 181-198.
- Spry, A., 1976. *Metamorphic Textures*. Third Edition, Pergamon, Oxford.
- Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 19, 3-9.
- Turner, F.J., Verhoogen, J.I., 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd edition, Mc Graw-Hill, New York.
- Winkler, H.G.F., 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 3rd edition, Springer Verlag, New York.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başbüyük, Z., 1999. Üst Paleozoyik yaşlı çok düşük dereceli Malatya metamorfizlerinin fillosilikat mineralojisi. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 10-12 Mayıs, 271-278.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Science and Technical, London, 248 p.
- Yazgan, E., 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur nappes. International Symposium on Geology of Taurus Belt, 26-29 September, Guidebook for excursion V, Ankara.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus Belt In : *Geology of the Taurus Belt*, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 199-208.
- Yazgan, E., 1987. Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi. Maden Tetkik ve Arama Rapor No: 8272.
- Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1993. Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında Maden Grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. A.Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, 2-5 Eylül 1991, Bildiriler Kitabı, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, 251-264.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1996. Post-Late Cretaceous Strike-Slip Tectonics and its implications for the Southeast Anatolian Orogen, Turkey. *International Geology Review*, 38, 818-831.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Aydın, N., 1993. Doğu Toroslarda Uzunyayla ile Beritdağ arasındaki jeolojik yapısı. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5, 69-87.
- Yılmaz, H., 1992. Doğanşehir-Sürgü-Gözene (Malatya) Yöresinin Jeolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon, 141 s.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yıldırım, M., Yiğitbaş, E., Genç, C., Keskin, M., 1987. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek - Nurhak-Binboğa Dağları). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rap. No: 2028, Cilt 1,2,3, 97 s.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., 1991. GD Anadolu'nun farklı ofiyolit-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitabı, Ankara, 128-140.

DEREKÖY VE AYRAKLITEPE (YAHYALI-KAYSERİ) DEMİR YATAKLARININ JENETİK İNCELEMESİ

A GENETIC STUDY OF THE DEREKÖY AND AYRAKLITEPE (YAHYALI-KAYSERİ) IRON DEPOSITS

Şuayıl KÜPELİ

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya

ÖZ : İncelenen demir yatakları, Dereköy-Ayraklıtepe (Yahyalı-Kayseri) beldesinin yaklaşık 2.5 km kuzey batısında, Yahyalı napı içerisinde yer almaktadır. Ana kayacı oluşturan Devoniyen yaşlı Karsavuran formasyonu metapelitik kayalar ve kalkerlerden oluşur. Metapelitik kayalar başlıca biyotit, kuvars ve feldspat minerallerini kapsamaktadır. Söz konusu kayaların biyotit içeriği % 40 ile 90 arasında değişmektedir. Cevher yatağının ana bileşenlerini götüt, limonit, biyotit ve kuvars; tali bileşenlerini de hematit, kalsit, jarosit, kaolinit, illit ve çok az miktarda görülen malakit, azurit ve pirit oluşturmaktadır.

SEM incelemelerinde, biyotit levhaları üzerinde ve kenarlarında ışınal yapıları neoforme götüt kristallerinin büyüdüğü belirlenmiştir. SEM incelemeleri-EDS analizleri, mineralojik-kimyasal analizler ve arazi gözlemleri, Dereköy ve Ayraklıtepe demir cevherlerinin Karsavuran formasyonuna ait biyotitce zengin metapelitik kayalardan yüzeysel ayrışma süreçleri sonucunda türediğini ve sünger tipi yatakları oluşturduğunu ortaya koymaktadır.

Zayıf ayrışmış ana kayacın Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 ve K_2O içerikleri sırasıyla ortalama % 24.47, % 19.73, % 32.97 ve % 7.33 iken; ileri ayrışmış demir cevherinin bileşimi sırasıyla % 81.14, % 1.59, % 2.94 ve % 0.26 dır. EDS analizlerine göre biyotitin Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 ve K_2O içerikleri sırasıyla % 28.01, % 20.23, 45.39 ve % 4.23 dür. Cevher, hafif ayrışmış ana kayacın ve biyotit mineraline göre Fe bakımından zenginleşirken Si, Al ve K bakımından fakirleşmiştir. Si ve K, çözünerek ana kayacın yıkanırken; Al koloidal hidroksitler şeklinde cevher zonuna doğru kısmen mobilize olmuştur. Hafif ayrışmış ana kayacın ve cevher örneklerinde Ti, Zn, Cu, Cr, Zr ve Sr içerikleri nispeten yüksek; La, Ce, Ba, Co ve Ni içerikleri ise düşüktür.

ABSTRACT : The investigated iron deposits are located about 2.5 km northwest of Dereköy-Ayraklıtepe (Yahyalı-Kayseri) in the Yahyalı Nappe. Devonian aged parent rocks (Karsavuran formation) are formed of metapelitic rocks and calc schist. The metapelitic rocks consist principally of biotite, quartz and feldspar; the biotite contents of these rocks vary between 40 % and 90 %. The main components of the ore deposits are goethite, limonite, biotite and quartz; accessory phases include hematite, calcite, jarosite, kaolinite, illite, and very rarely malachite, azurite and pyrite.

It has been determined via scanning electron microscopy (SEM) investigation that neoformed radial crystals of goethite grew upon and along the margins of biotite grains. According to the SEM observation-EDS analyses and mineralogical and chemical analyses, and field investigations point that ore deposits were derived from the rich in biotite of the metapelites of Karsavuran formation as a result of weathering processes.

Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 and K_2O contents of weakly altered parent rocks are average 24.47 %, 19.73 %, 32.97 % and 7.33 % respectively, but those of deeply altered iron ore are 81.14 %, 1.59 %, 2.94 % and 0.26 %. In EDS analyses, biotite contains 28.01 % Fe_2O_3 , 20.23 % Al_2O_3 , 45.39 % SiO_2 and 4.23 % K_2O . The ore was enriched by Fe, but it is depleted by Si, Al and K compared to the weakly altered parent rock and biotite. Si and K are leached in solution, Al is partly mobilized towards ore zone as a suspended colloidal hydroxides from the parent rock. The weakly altered parent rock samples and ore samples are relatively rich in Ti, Zn, Cu, Cr, Zr and Sr but poor in La, Ce, Ba, Co and Ni.

GİRİŞ

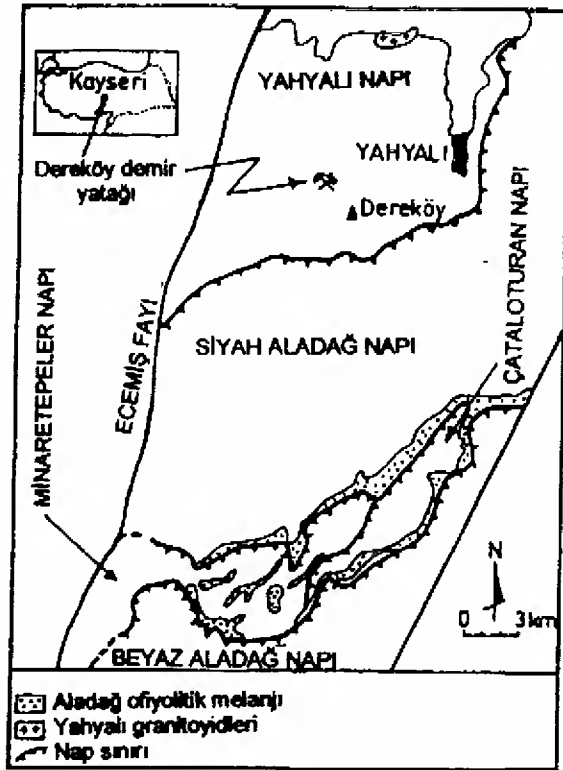
İncelenen demir yatakları Doğu Toroslar'ın batısında, Aladağlar'ın kuzey kesiminde yer alan inceleme alanı Yahyalı (Kayseri) ilçesinin ~7 km güneybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Bölgede birçok araştırmacı tarafından jeolojik incelemeler yapılmıştır (Blumenthal, 1952; Brennich, 1959; Abdüsselamoğlu, 1962; Özgül, 1976; Tekeli, 1980, Tekeli vd., 1981; Ulakoğlu, 1983; Ayhan vd., 1984; Ayhan ve Lengeranlı, 1986).

Çalışma alanı ve çevresi (Aladağlar) kapsadığı Zn-Pb, Fe ve Cr gibi metalik madenlerle tanınmış bir bölgedir. Yörede, Aladağ ofiyolit dizisine bağlı birçok Cr yatağının yanı sıra, Paleosen-Alt Eosen döneminde sokulum yapan Yahyalı Granitoidleri ile ilişkili skarn tipte Fe ve hidrotermal tipte Zn-Pb yatak ve zuhurları bulunmaktadır (Önay, 1952; Brennich, 1956; Açar ve Kitay, 1962; Aytuğ, 1964; Şenöz, 1985; Oygür, 1986; Ayhan, 1983, Küpeli, 1991). Dereköy demir yatağı, yukarıda sözü edilen skarn tipteki Fe yataklarından farklı bir oluşuma sahiptir. Şenöz'e (1985) göre söz konusu yatak, Devoniyen yaşlı metapelitik kayalar içerisindeki sedimanter kökenli piritleerin ayrışması sonucunda oluşmuştur. Ancak, bu çalışmada elde edilen jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler köken konusunda bu tezi desteklememektedir. Aşağıda ayrıntıları verileceği gibi, yeni bulgulara göre bu cevherlerin sedimanter kökenli piritlerden değil; Devoniyen yaşlı metapelitik kayaların ana bileşenini oluşturan Fe'ce zengin biyotitlerden türediği anlaşılmaktadır. Stucki vd.'ne (1985) göre süperjen ayrışma ortamlarında Fe kapsayan ilk reaksiyon birincil minerallerin alterasyonudur. Fe⁺² iyonu içeren silikatlar bu tip ayrışmalara karşı daha duyarlıdır. Demir yataklarının oluşmasında Fe getiriminin diğer potansiyel kaynakları ise, bazik volkanik camlar, sülfidler (pirit, markazit), karbonatlar (siderit, ankerit) ve Fe-smektit gibi bazı kil mineralleri olabilir.

MATERYAL VE METOD

İnceleme alanından derlenen 24 örnek optik mikroskop, cevher mikroskobu, XRD, SEM-EDS, ıslak ve kuru kimyasal analiz yöntemleriyle incelenmiştir.

Örneklerin mineralojik bileşimleri Geigerflex X-ışınları difraktometresinde (XRD) belirlenmiştir. Otomatik bir agat havan kullanılarak hazırlanan toz örnekler, sıg bir cam kap içerisine konularak 2θ açısı 2.5°'den 70°'ye kadar değişen CuKα radyasyonu ile taranmıştır. Tarama hızı 1°/20 dakikadır. Ayrıca X-ışınları



Şekil 1. Aladağlardaki naplı yapı ve inceleme alanının konumu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986'dan alınmıştır).

Figure 1. Map showing the nappe structure in the Aladağlar and the location of the study area (from Ayhan and Lengeranlı, 1986).

bileşimleri yarı nicel olarak hesaplanmıştır. Mikroskobik mineraller ve bunların birbirleriyle olan ilişkileri ise EDS ilaveli bir SEM cihazında (Jeol 840 A ve JSM 6400) tespit edilmiştir. Ana ve eser element analizleri X-ışını floresans (XRF) ve atomik absorpsiyon (AAS) spektrofotometreleri kullanılarak yapılmıştır. Ana element içerikleri, 0,75 gr. toz örnek ile 4,5 gr. lityum tetraborattan hazırlanan cam preparatlar üzerinden okunmuştur. Spektrofotometrelerin kalibrasyonunda uluslararası standartlar (USGS ve GEOSTANDARDS) kullanılmıştır. Ateşte kayıp hesaplanırken, 2 gr. örnek, 1000 °C'de 2 saat süreyle ısıtıldıktan sonra ortaya çıkan ağırlık kaybı esas alınmıştır.

JEOLJİK DURUM

Bölgede ilk olarak Blumenthal (1952) tarafından belirlenen naplı bir yapı görülür (Şekil 1). Naplanma, Silüriyen'den-Üst Kretase'ye kadar genellikle duraylı bir karbonat platformu şeklinde izlenen Neotetis havzasının Senoniyen'de parçalanarak kıtalar üzerine itilmesiyle gerçekleşmiştir (Blumenthal, 1952; Tekeli, 1980). Böl-

gede alttan üste doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Çataloturan, Minaretepeler ve Beyaz Aladağ napları ile Aladağ ofiyolitli melanji ayırt edilmiştir (Tekeli, 1980; Tekeli vd., 1981).

Çalışma alanı Yahyalı napı içerisinde (Şekil 1). Yahyalı napı alttan üste doğru birbirleriyle uyumlu Kirazlı (Silüriyen-Devoniyen), Karsavuran (Devoniyen), Ayraklıtepe (Devoniyen), Yellibel (Karbonifer), Karlığın-tepe (Üst Permian) ve Kocatepe (Triyas) formasyonlarını kapsar (Tekeli vd., 1984). Ayrıca yörede Üst Kretase sonu-Paleosen başında sokulum yapmış olan otokton nitelikteki Yahyalı Granitoidleri yer alır (Ayhan ve Lengeranlı, 1986). Dereköy demir yatağının bulunduğu kesimde bu birimlerden Kirazlı, Karsavuran, Ayraklıtepe ve Yellibel formasyonları yüzeylenmektedir (Şekil 2). Kirazlı formasyonu yer yer rekristalize kireçtaşı seviyeleri içeren gri-soluk yeşil renkli mika şist ve fillitlerden oluşur. Dereköy beldesinin batı, kuzey ve kuzeydoğu kesimlerinde yüzeyleyen Karsavuran formasyonu soluk yeşil, pembemsi mor ve kahverengimsi renklindedir. Formasyon başlıca şist, fillit, kalkışt ve rekristalize kireçtaşlarından oluşur. Hakim litolojiyi şist ve fillitler oluşturmaktadır. Birim içerisinde yer alan metakarbonatlar ile metapelitik kesimler sürekli olarak ardalanırlar. İncekesitlerde metapelitik kayaç örnekleri feldispatlı, kuvarslı mika fillit-şist; mika fillit-şist bileşimindedir. X-ışınları çalışmalarından yapılan hesaplamalara göre cevher ana mineralini oluşturan Karsavuran formasyonuna ait fillit ve mika şistlerin biyotit içeriği % 40-90 arasında değişir. Kayaç içerisinde yer yer pirit ve turmalinler yer alır. Ayrıca ayrışmanın etkili olduğu örneklerde ikincil demir oksit (götüt, hematit), klorit ve kalsit oluşumlarına rastlanılmaktadır. Ayraklıtepe formasyonu koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı rekristalize kireçtaşlarından; Yellibel formasyonu ise yer yer kalkışt ve rekristalize kireçtaşı seviyelerini içeren açık yeşil renkli, mika şist ve fillitlerden oluşmaktadır.

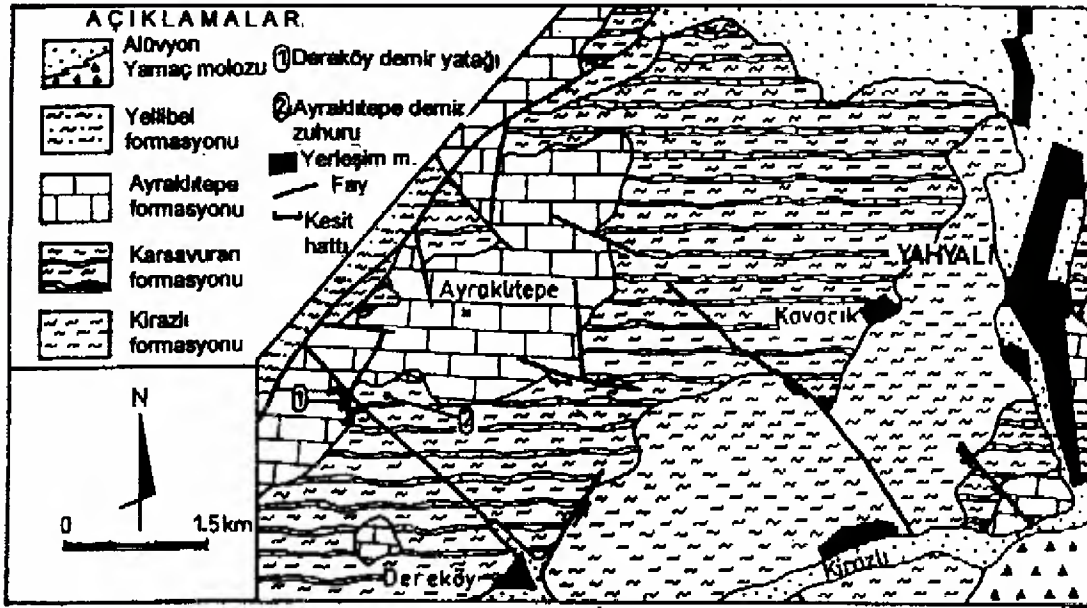
DEREKÖY DEMİR YATAĞI

Dereköy demir yatağı, Dereköy (Yahyalı-Kayseri) beldesinin ~2,5 km kuzeybatısındadır (Şekil 1). Yatak, N55E doğrultusunda uzanan küçük bir antiklinalin eksen bölgesinde yer alır (Şekil 3). Cevher mostrası, ~250 m uzunluğunda, 50 m genişliğindedir. Cevher mostrasında kırmızımsı kahverenkli ince (0,5-1 m) bir moloz örtüsü görülür. Metapelitik kayaçların yataktaki kalınlığı ~100 m'dir. Bu seviyenin altında aynı formasyona ait kalkıştler, üzerinde ise Ayraklıtepe formasyonuna ait rekristalize kireç-

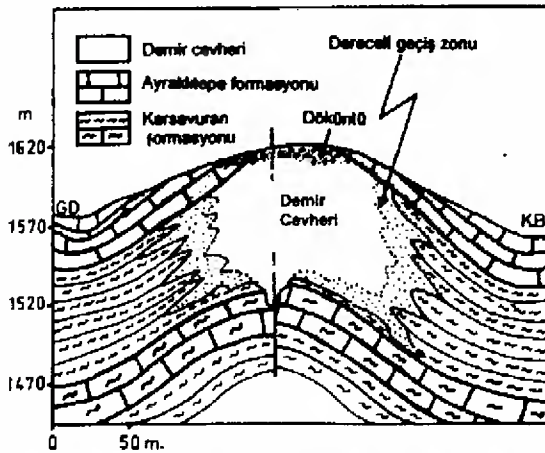
taşları yer alır. Bu birimler, cevherin erozyona karşı korunmasını sağlamışlardır. Ayrışma süreçleri, özellikle antiklinal eksenine yakın kesimlerdeki kırıklar, tabaka ve şistozite düzlemleri boyunca etkili olmuştur. Düzensiz sınırlı mercekli bir görünüm sunan cevher kütlesi, türediği metapelitik kayaçlarla tamamen tedrici geçişlidir (Şekil 3). Tarafımızdan yapılan arazi çalışmaları sırasında ve Şenöz'ün (1985) sondajlı araştırmalarında incelenen demir cevherinin altında veya yakınında hidrotermal tipte gelişmiş herhangi bir birincil metalik cevher kütlesine veya bunun izlerine rastlanılamamıştır. Bir vadinin yamacında yer alan yatak, yüzey sularının süzülmesine uygun bir konumdadır. Kırık hatları, tabaka ve şistozite düzlemlerinin kontrolünde nispeten iyi gelişmiş olan drenaj sistemi, yağışlı dönemlerde yataktaki su aktivitesinin yükselmesini sağlamıştır. Böylece bir taraftan ana kayaç içerisindeki Fe serbestleşirken, bir taraftan da karbonat kesimler karstlaşmıştır. Cevher içerisinde görülen karstik boşlukların çapı 4 dm ile 1 m arasında değişmektedir. Başlıca cevher bileşenlerini kahvemsii siyah sert götütler, kırmızımsı sarı limonitler ve kırmızı renkli hematitler oluşturur. Cevher, yaygın olarak kovuklu, kabuğumsu, böbreğimsi, toprağimsi, yer yer de sarkıt-dikit yapılıdır. Bazen breşik yapıli toprağimsi karst dolguları şeklinde de görülür. Kovuk yüzeylerinde çok ince pirit, malakit ve azurit sıvaları gelişmiştir. Şenöz (1985) sondajlı çalışma verilerine göre ~927000 ton rezerv hesaplamıştır. Yataktaki üretim faaliyetlerine ilk olarak 1996 yılı yaz mevsiminde başlanılmıştır.

AYRAKLITEPE DEMİR ZUHURU

Zuhur, Dereköy demir yatağının ~500 m doğusundadır (Şekil 1). NE-SW yönünde uzanan cevher kuşağı, Karsavuran formasyonuna ait yeşilimsi sarı renkli feldispatlı, kuvarslı biyotit-şist-fillitlerin üzerinde yer alan bir demir kabuk oluşumudur. Aynı formasyona ait iki kalkışt seviyesi arasında kalan metapelitik kayaç seviyesinin kalınlığı ~20 m'dir. Kalkıştlerin tabaka konumu N15E/27NW yönündedir. Batı kesimde 10-15 m genişliğe sahip olan cevher kuşağı doğuya doğru yer yer kesikliklere uğrayarak 200 m kadar devam eder. Cevher kuşağının NE kesimdeki genişliği ise 1 m civarındadır. Zuhurda cevher doğrultusuna dik olarak dört yarma açılmıştır. Bu yarmalarda yapılan incelemelerle, ayrışmanın derinlere doğru fazla etkili olmadığı ve kalınlığı 0,5 ile 2 m arasında değişen demir kabuk oluşumunun alta



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik haritası (Ayhan ve Lengeranlı, 1988'dan basitleştirilerek alınmıştır).
Figure 2. Geologic map of the study area (simplified from Ayhan and Lengeranlı, 1988).



Şekil 3. Dereköy demir yatağının şematize edilmiş jeolojik kesiti.
Figure 3. Schematic cross-section of the geologic setting of the Dereköy iron deposit.

doğru tedrici olarak ayrışmamış ana kayacın bölümlerine geçtiği belirlenmiştir. Başlıca cevher bileşenlerini götüt, limonit, çok az hematit ve yer yer izlenebilen malakit-azuritler oluşturur. Kabuğumsu, kovuklu, konsantrik ve şist cevher yapıları yaygındır.

Ayraklıtepe zuhuru köken ve oluşum mekanizması açısından tamamen Dereköy demir yatağına benzemektedir. Ancak burada ana kayacın ayrışma derecesi daha düşüktür. Bu nedenle cevher içerisinde sık sık ana kayacın kalıntıları görülür.

MİNERALOJİK BULGULAR

İncekesit optik mikroskop, cevher mikroskobu, XRD ve SEM-EDS incelemelerini kapsayan mineralojik çalışmalarda ana kayacın ve cevher örnekleri incelenmiştir. Elde edilen mineral parajenezleri ve megaskopik özellikler Çizelge 1 ve 2'de görülmektedir.

Ana kayacın hakim bileşeni biyotittir (Çizelge 1; Şekil 4). Biyotitlere kuvars ve feldispat mineralleri eşlik etmektedir. Ayrıca mikroskop çalışmalarında az oranda turmalin ve pirit ayırt edilmiştir. Çizelge 1'de görülen götüt, jarosit ve kalsit gibi ikincil minerallere, ince kesitte bazı örneklerde belirlenebilen klorit de eklenebilir.

Cevher örnekleri, Çizelge 2'de görüldüğü gibi iki grupta incelenmiştir. Ana kayaca göre orta derecede ayrışmış olan cevher örneklerinde götüt egemen duruma geçmiştir. Sadece D3 ve D9 numunelerinde hematit pikleri belirlenebilmiştir. Ana kayacın kaynaklanan biyotit ve kuvars etkinliği de devam etmektedir. Birkaç örnekte kaolinit ve illit gibi kil mineralleri ile ikincil kalsit oluşumlarına rastlanılmaktadır. İleri derecede ayrışmış cevher örnekleri hemen hemen bütünüyle götütten oluşur (Çizelge 2; Şekil 5). İki örnekte (D12, D14) hematit tespit edilebilmiştir. Biyotit ve kuvars oranı da son derece düşüktür. Ayrışma derecesine bağlı olarak cevher yapı ve dokusunda da önemli değişiklikler görülür. Orta derecede ayrışmış cevher örneklerinin bir çoğunda ana kayaca ait şist yapı halen gözlenebilmektedir (Çizelge 2). Ancak ileri derecede

Çizelge 1. Ana kayaç numunelerinin mineralojik bileşimleri.

Table 1. Mineralogical compositions of protolith samples.

Örnek	Mineral	Makroskopik Özellikler
Hafifçe ayrılmış	D 11 biyotit, götit, kuvars, feldispat	açık sarı, şist yapılı, yu- muşak, kaygan
	D 22 biyotit, jarosit, kuvars	
	D 23 biyotit, götit, kuvars, feldispat	
Kısmen ayrılmış	D 17 biyotit, götit, jarosit, kuvars, feldispat, kalsit, amorf malzeme	kırmızımsı sarı, açık kahve, şist yapılı, kısmen kovuklu (% 5), yer yer topra- ğımsı
	D 20 biyotit, götit, amorf malzeme	
	D 10 biyotit, götit, feldispat, ku- vars	

ayırılmış örneklerde kovuklu, kabuğumsu, konsantrik, böbreğimsi yapı ve dokular egemendir (Şekil 6, 7).

Makro gözlemlerde olduğu gibi, incekesit ve SEM çalışmalarında da cevher oluşumu ile ana kayaç (feldispatlı, kuvarslı mikasist-fillit) içerisinde yer alan mika (biyotit) pulcukları arasındaki ilişki açıkça gözlenebilmektedir (Şekil 8). İleri derecede ayrılmış cevher örneklerinde bile biyotit piklerinin belirlenmesi bu ilişkinin en önemli delilidir (Çizelge 2). Parlak kesit çalışmalarında incelenen demir cevherine kaynak teşkil edebilecek hiçbir birincil metalik mineral kalıntısına rastlanılamamıştır. Ana kayacın ayrılmamış kesimlerinde belirlenen sedimanter piritler ise % 1'den daha azdır. Cevher tabanındaki kovuk yüzeylerinde görülen ikinçil pirit oluşumları ise, ayrışma zonundaki lokal indirgen ortam şartlarıyla ilişkilidir.

Şekil 9'da götitlerin biyotitlerden türediği çok net olarak gözlenebilmektedir. Orta derecede ayrılmış bir cevher örneğinden (D3) alınan SEM fotoğraflarında götitler, biyotit levhalarının üzerinde veya kenarlarında iğnimsi yapıda kristal demetleri şeklinde büyümüşlerdir.

JEOKİMYASAL VERİLER

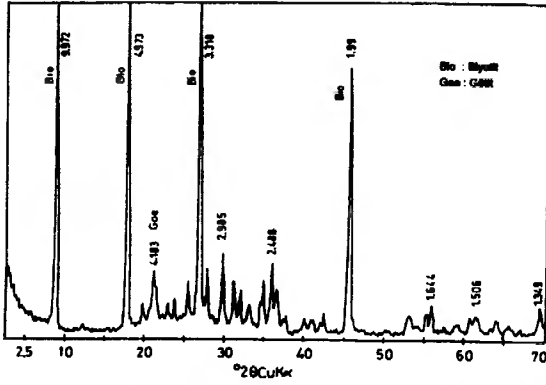
Jeokimyasal incelemeler sırasında 6'sı ana kayaç; 18'i cevher olmak üzere toplam 24 numunenin ana ve eser element içeriği belirlenmiştir. Analiz sonuçları Çizelge 3, 4, 5 ve 6'da verilmiştir. Cevher örneklerinin 6'sı (D1-6)

Çizelge 2. Cevher numunelerinin mineralojik bileşimleri.

Table 2. Mineralogical compositions of ore samples.

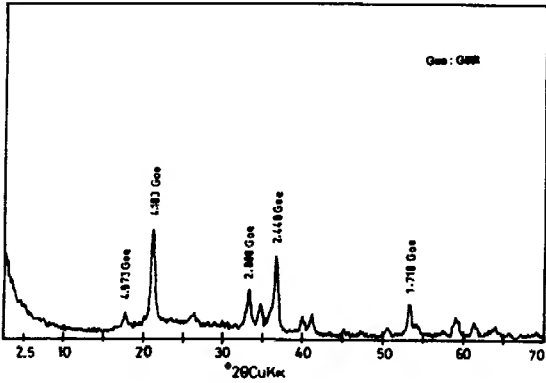
Örnek	Mineral	Makroskopik Özellikler
Orta ayrılmış	D3 götit, hematit, biyotit	sarımsı kahve, belirgin şist yapılı, biyotit pulları ayırt edilebilir.
	D 19 götit, biyotit, kuvars, amorf malzeme	kırmızımsı sarı, yumuşak, toprağımsı
	D5 götit, amorf malzeme, biyotit, kaolinit	kahverenkli, şist yapılı, yer yer kovuklu
	D 15 götit, biyotit	kırmızımsı sarı, yumuşak toprağımsı
	D6 götit, kuvars, biyotit, kaolinit, illit	sarımsı kahve, şist yapılı, biyotit pulları ayırt edilebilir
	D1 götit, kuvars, biyotit, kalsit	
	D9 götit, biyotit, hematit	sarımsı kahve, laminalı ve şist yapı belirgin, sert
	D 24 götit, biyotit, amorf malzeme	kırmızımsı sarı, kısmen kovuklu, toprağımsı
	D2 götit, kuvars, biyotit	kahverenkli, kovuklu, yer yer şist yapılı
	D4 götit, biyotit, kalsit, kaolinit, montmorillonit	kahvemsı kırmızı, kovuklu, yer yer şist yapılı ve toprağımsı
İleri ayrılmış (Cevher zonu)	D7 götit	siyah, sert, kovuklu (% 35-40), böbreğimsi, sarkıt-dikit yapılı, kovuklarda pirit oluşumu yaygın
	D8 götit, kuvars	siyah, sert, kovuklu (% 20-30), böbreğimsi
	D 12 hematit, götit, amorf malzeme biyotit	kırmızımsı kahve, kısmen sert, kovuklu, kabuğumsu
	D 12A götit, biyotit amorf malzeme	siyah, kısmen sert, kovuklu, böbreğimsi
	D 13 götit, biyotit	siyah, sert, kovuklu (%15-25)
	D 14 götit, hematit, kuvars, biyotit	kırmızımsı kahve, sert, kovuklu (% 8-15) boşluklarda limonit dolguları mevcut
	D 16 götit, kuvars, biyotit	koyu kahve, siyah, sert, kovuklu (%15-20), konsantrik yapılı, kabuğumsu, boşluklarda malakit, azurit sıvaları
	D 21 götit, kuvars	

Ayraklıtepe zuhurundan, geri kalanı Dereköy yatağından; ana kayaç numunelerinin ise tamamı Dereköy yatağına yakın kesimlerden alınmıştır. Cevher örnekleri, orta ve ileri derecede ayrılmış bölümleri temsil edecek şekilde seçilmiştir. Ana kayaç numunelerinde de hafif ve kısmi alterasyon izleri görülür (Çizelge 3). Ana kayacın en



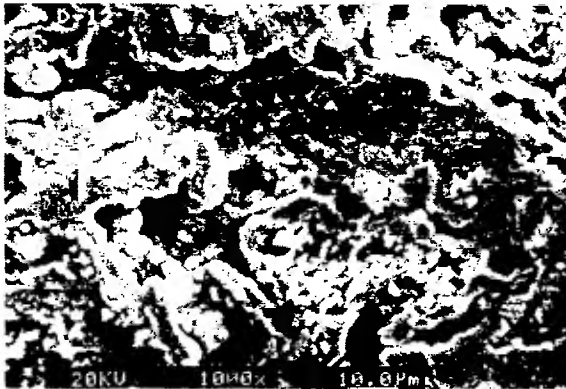
Şekil 4. Ana kayaç örneğinin (D4) X-ışını difraktogramı.

Figure 4. XRD pattern of sample D4 from the protolith.



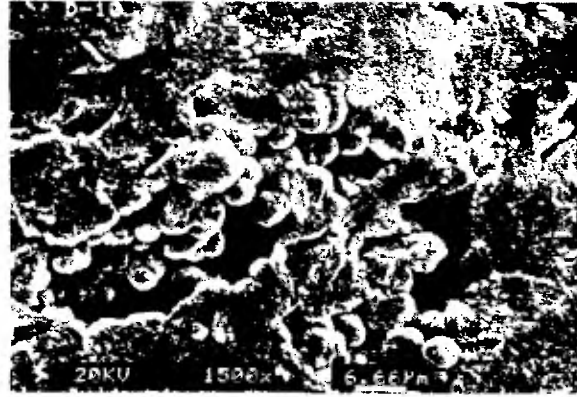
Şekil 5. Cevher örneğinin (D8) X-ışını difraktogramı.

Figure 5. XRD pattern of sample of D8 from the ore.



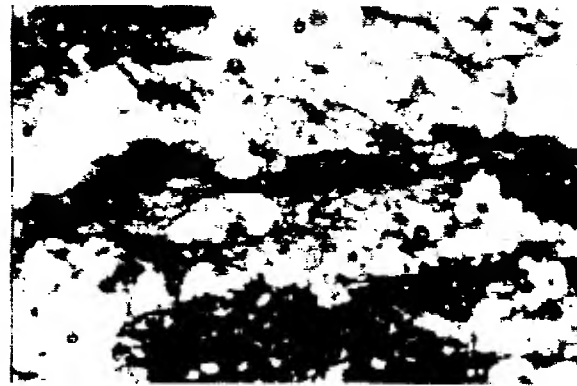
Şekil 6. SEM'de götillerde kovuklu, kabuğumsu (kısmen konsantrik), böbreğimsi dokunun görünümü.

Figure 6. SEM photomicrograph of pitted, crusty (partially concentric), reniform texture in a goethite sample.



Şekil 7. SEM'de götillerde tipik böbreğimsi doku örneği.

Figure 7. SEM photomicrograph of typical reniform texture in goethite.

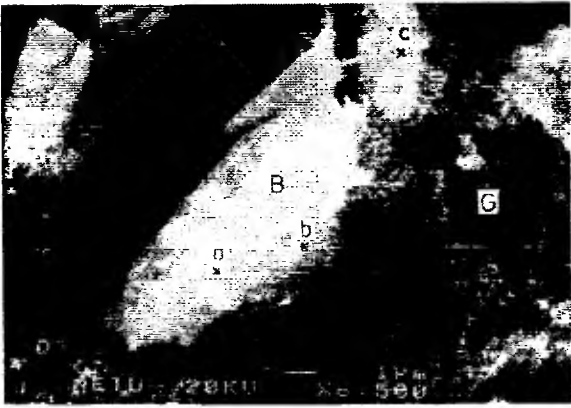


Şekil 8. Demiroksohidroksitlere dönüşmüş olan siyah renkli biyotitli kesimlerin beyaz renkli kuvarslı seviyelerle olan ilişkisi, (paralel nikol, x 320).

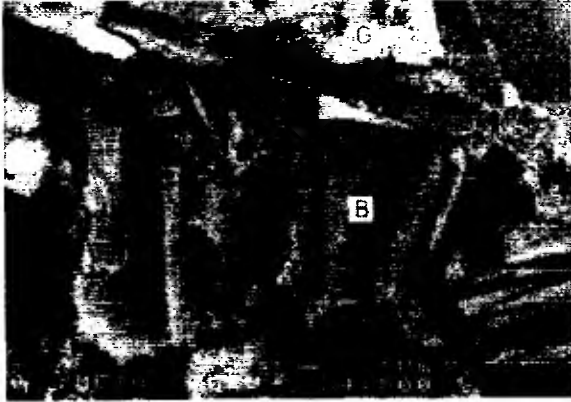
Figure 8. Photomicrograph showing the relationship between dark micaceous layers, now converted to iron oxides/hydroxides, and light quartz-rich layers. PPL. (magnification x 320).

önemli mineral bileşeni biyotittir. Bu nedenle, SEM incelemelerinde belirlenen bir biyotit levhacığı EDS analizine tabi tutulmuştur. Elde edilen sonuçlar Çizelge 7'de görülmektedir.

Hafif ayrılmış ana kayaç numunelerinin başlıca bileşenlerini SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 ve K_2O ; tali bileşenlerini ise MgO , TiO_2 ve CaO oluşturmaktadır (Çizelge 3). Ayrılmamış biyotit bileşimi ile hafif ayrılmış ana kayaç bileşimi karşılaştırıldığında Fe_2O_3 , Al_2O_3 ve MgO içeriklerinin birbirlerine çok yakın; SiO_2 içeriklerinin biyotitlerde, K_2O içeriklerinin ise ana kayada kısmen yüksek olduğu görülür (Çizelge 7). K_2O içeriğindeki faz-



(a)



(b)



(c)

Şekil 9. a, b, c. SEM'de biyotitlerin (B) götitlere (G) dönüşümü.

Figure 9. a, b, c. SEM photomicrographs of the transformation of biotite (B) to goethite (G).

lalık, ana kayaç bileşiminde yeralan feldispatlarla ilişkilidir. Düşük SiO_2 içeriği ise, ayrışma süreçleriyle birlikte başlayan silis yıkanmasına işaret etmektedir. Çizelge 3'de görüldüğü gibi hafif altere ana kayaç numunelerinden, ana kayacın biraz daha fazla alterasyona (kısmen) uğramış kesimlerine doğru Fe_2O_3 içe-

rikleri önemli ölçüde artarken, SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O içerikleri düşmüştür. Bu jeokimyasal yönelim, ana kayaç ile orta ve ileri derecede ayrılmış cevher örnekleri karşılaştırıldığında daha açık bir şekilde görülmektedir (Çizelge 3 ve 4). Al_2O_3 içeriklerindeki kısmi düşüş, artan demir çözülmesi sebebiyledir. Ana kayaçtan cevher zonuna doğru kolloidal hidroksitler şeklinde demirin önemli ölçüde; alüminyumun ise kısmen mobilize olduğu anlaşılmaktadır (Emelyanov ve Shimkus, 1986). Aynı jeokimyasal özellik, birincil mika (biyotit) mineralinin SEM-EDS analizlerinde de açıkça belirlenebilmektedir (Çizelge 7). Şekil 9'da görülen D3a noktası ayrılmamış taze biyotit bileşimini karakterize eder. D3b ve D3c noktaları ise biyotitin götite dönüşümü sonucunda Fe_2O_3 konsantrasyonunun giderek arttığı, Al_2O_3 , SiO_2 ve K_2O içeriklerinin ise azaldığı noktaları temsil etmektedir (Çizelge 7; Şekil 10). Ayrılmamış biyotiti temsil eden D3a noktasındaki Fe_2O_3 içeriği % 28.01'dir. Stucki vd., (1985)'e göre bu biyotitler demirce zengin ferroan biyotit grubuna girmektedir.

Cevherin ana bileşenlerini Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O oluşturmaktadır. % 40.5 ile % 82.5 arasında değişen Fe içerikleri esas olarak götit; kısmen de limonit gibi demir oksihidroksitlerden kaynaklanır (Çizelge 2 ve 4). SiO_2 , kuvars ve biyotit; Al_2O_3 ve K_2O ise biyotit ve kısmen de kil minerallerine (kaolinit, illit) bağlıdır.

Jeokimyasal bulgular, cevherin ana kayaca göre Fe_2O_3 yönünden önemli ölçüde zenginleştiğini; Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , CaO ve MgO bakımından da fakirleştiğini göstermektedir (Çizelge 3 ve 4). Ana kayaç yerine birincil mika minerali (biyotit) gözönüne alındığında, yine aynı sonuca ulaşılmaktadır (Çizelge 7). Ana kayaç içerisinde % 15.2 ile % 22.5 arasında değişen Al_2O_3 içeriği, orta derecede ayrılmış cevherlerde ortalama % 9.7'ye; ileri derecede ayrılmış cevherlerde ise % 1.59'a düşmüştür. Ana kayaç içerisinde % 26 ile % 37.8 arasında değişen SiO_2 içerikleri ise, orta derecede ayrılmış cevher örneklerinde ortalama % 20.98'e; ileri derecede ayrılmış cevher örneklerinde ise % 2.94'e düşmüştür. K_2O içerikleri ana kayaç örneklerinde (hafif ve kısmen ayrılmış) sırasıyla ortalama % 7.33 ve % 4.47 iken; cevher örneklerinde (orta ve ileri ayrılmış) sırasıyla ortalama % 2.78'e ve % 0.26'ya düşmüştür. Dolayısıyla yüzeysel ayrışma süreçleriyle birlikte Al_2O_3 süspansiyon halinde taşınırken (Emelyanov ve Shimkus, 1986); SiO_2 ve K_2O çözünerek ortamdan uzaklaşmıştır. Buna karşın aynı şartlar altında demir, ana kayaçtan (% 19.5-35.53), orta (% 52.44) ve ileri (% 81.14) derecede ayrılmış

Çizelge 3. Ana kayaç numunelerinin ana element içerikleri (%).
Table 3. Major-element contents of protolith samples (wt %).

Örnek		Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	A.K.
Hafifçe ayrılmış	D11	19.5	22.5	37.5	0.3	2.5	0.1	8.5	1.2	<0.1	0.04	6.75
	D22	25.5	18.0	31.4	1.3	2.0	0.1	7.0	1.3	0.3	0.08	11.65
	D23	28.4	18.7	29.7	1.6	2.0	0.1	6.5	1.2	0.2	0.50	10.15
Ortalama		24.47	19.73	32.97	1.07	2.17	0.1	7.33	1.23	-	0.21	9.52
Kısmen ayrılmış	D17	32.5	17.5	28.0	1.5	1.8	0.1	5.5	1.2	0.3	0.16	11.15
	D20	34.3	15.5	30.0	3.6	0.8	0.3	2.6	1.0	0.1	0.04	10.90
	D10	39.8	15.2	26.0	0.3	2.0	0.1	5.3	1.3	0.1	0.10	9.50
Ortalama		35.53	16.07	28.0	1.77	1.53	0.17	4.47	1.17	0.17	0.1	10.52

A.K: Ateşte kayıp (1000 °C), Fe₂O₃: Toplam demir

Çizelge 4. Cevher numunelerinin ana element içerikleri (%).
Table 4. Major-element contents of ore samples (wt %).

Örnek		Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	A.K.
Orta ayrılmış	D3	40.5	14.1	26.5	0.2	3.5	3.1	4.8	0.3	0.1	0.07	8.65
	D19	42.0	15.0	24.5	0.4	2.3	0.1	4.5	0.8	0.1	0.65	9.95
	D5	43.2	14.0	21.4	2.4	3.3	0.1	4.1	0.4	0.1	0.05	10.95
	D15	45.5	13.7	23.4	1.0	1.8	0.3	2.5	0.5	0.1	0.08	10.95
	D6	49.5	4.4	32.5	2.0	0.7	<0.1	0.8	0.2	0.1	0.07	9.05
	D1	52.5	6.1	27.2	1.0	0.9	0.1	1.8	0.2	0.1	0.08	9.05
	D9	59.5	10.0	13.8	0.3	1.5	<0.1	3.1	0.2	0.1	0.12	10.90
	D24	61.8	9.0	12.2	0.6	1.2	0.1	3.0	0.7	0.1	0.02	10.40
	D2	65.0	5.6	13.6	0.8	0.7	0.1	2.0	0.3	0.1	0.11	11.05
	D4	64.9	4.7	14.7	1.6	0.7	0.1	1.2	0.2	0.1	0.09	11.50
Ortalama		52.44	9.7	20.98	1.03	1.66	-	2.78	0.38	0.1	0.13	10.25
İleri ayrılmış (Cevher zonu)	D7	81.5	1.2	1.9	0.5	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.08	14.20
	D8	80.5	1.6	3.0	0.3	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.12	13.90
	D12	81.0	3.0	5.0	0.3	0.2	0.1	0.7	0.3	0.1	0.01	9.45
	D12A	82.0	0.7	1.8	0.3	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.13	14.30
	D13	79.6	1.6	2.5	0.5	0.3	<0.1	0.2	0.1	0.1	0.09	14.55
	D14	82.5	1.8	4.5	0.3	0.3	0.1	0.4	0.2	0.1	0.08	9.10
	D16	81.5	0.8	1.8	0.3	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.16	14.25
	D21	80.5	2.0	3.0	0.2	0.2	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.08	13.00
Ortalama		81.14	1.59	2.94	0.34	0.2	-	0.26	-	-	0.75	12.84

A.K: Ateşte kayıp (1000 °C), Fe₂O₃: Toplam demir

Çizelge 5. Ana kayaç numunelerinin eser element içerikleri (ppm).
Table 5. Trace-element contents of protolith samples (ppm).

Örnek		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ba	Sr	Zr	La	Ce	Y
Hafifçe ayrılmış	D11	85	<10	<10	<10	40	0.1	<20	195	<10	<10	<5
	D22	90	<10	<10	10	75	0.2	90	225	<10	<10	<5
	D23	100	<10	<10	15	60	0.2	90	200	<10	<10	<5
Ortalama		91.67	-	-	-	58.33	0.17	-	206.67	-	-	-
Kısmen ayrılmış	D17	80	<10	<10	15	200	0.2	250	200	<10	<10	<5
	D20	75	<10	35	60	545	-	290	120	<10	<10	8
	D10	60	<10	<10	25	110	-	<20	240	<10	<10	<5
Ortalama		71.67	-	-	13.53	285	-	-	186.67	-	-	-

Çizelge 6. Cevher numunelerinin eser element içerikleri (ppm).
Table 6. Trace-element contents of ore samples (ppm).

Örnek		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ba	Sr	Zr	La	Ce	Y
	D3	55	<10	22	50	100	-	<20	110	<10	<10	<5
	D19	50	<10	<10	20	115	-	60	140	<10	<10	<5
	D5	55	<10	25	55	180	-	<20	100	<10	<10	<5
	D15	60	<10	50	90	990	-	110	285	<10	<10	<5
Orta	D6	18	<10	15	15	170	-	69	85	<10	<10	16
ayrışmış	D1	20	<10	15	50	110	-	22	80	<10	<10	5
	D9	30	<10	<10	115	490	0.03	270	90	<10	<10	<5
	D24	35	<10	<10	<10	135	-	96	160	<10	<10	<5
	D2	35	<10	16	50	100	-	250	90	<10	<10	<5
	D4	30	<10	15	75	106	-	27	90	<10	<10	6
Ortalama		38.8	-	-	-	249.9	-	-	123	-	-	-
	D7	18	<10	<10	90	670	-	25	70	<10	<10	25
	D8	15	<10	12	80	565	-	80	140	<10	<10	<5
İleri	D12	35	<10	12	70	480	-	60	80	<10	<10	<5
ayrışmış	D12A	22	<10	<10	85	380	-	<20	70	<10	<10	<5
(Cevher	D13	30	<10	<10	110	860	0.02	340	76	<10	<10	5
zonu)	D14	20	<10	<10	15	420	-	30	63	<10	<10	<5
	D16	25	<10	<10	70	500	-	<20	66	<10	<10	<5
	D21	20	<10	<10	105	600	-	<20	60	<10	<10	6
Ortalama		23.13	-	-	78.13	559.38	-	-	78.13	-	-	-

Çizelge 7. SEM-EDS analiz sonuçları (D3a : Biotit; D3b : Dönüşüm zonu; D3c : Götüt) (%).
Table 7. Results of SEM-EDS analyses: D3a-biotite; D3b-transition zone; D3c-geothite (wt %).

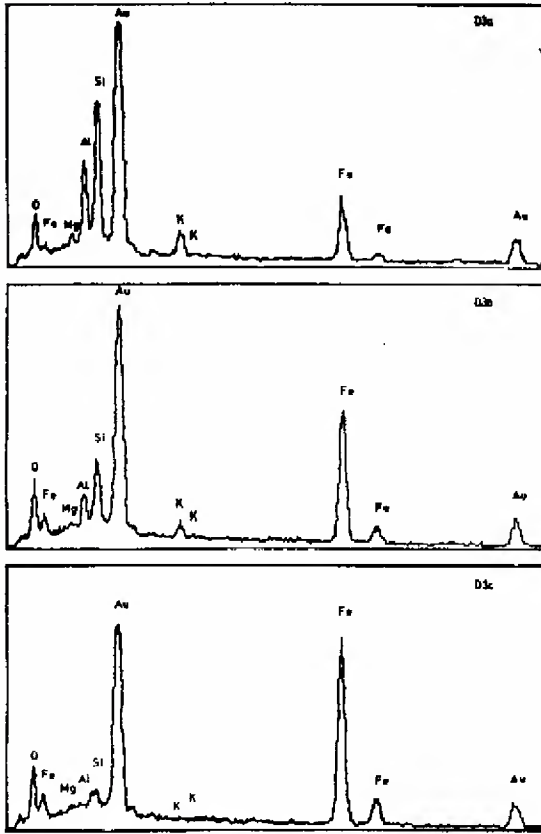
Örnek	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	K ₂ O	Toplam
D3a	28.01	20.23	45.39	2.13	4.23	100
D3b	55.39	13.53	27.42	1.46	2.20	100
D3c	76.92	7.20	13.57	2.30	0.00	100

cevher zonlarına doğru zenginleşmiştir (Çizelge 3 ve 4). Lateritik proseslere de uygun olan bu durum, ana element oksitlerinin ayrışma ortamındaki çözünürlük farkıyla ilişkili bir oluşumdur (Lelong vd., 1976). İleri derecede ayrışmış cevherlerin Fe₂O₃ içeriği, hemen hemen saf götüt bileşimine yaklaşılmaktadır (Çizelge 8). Cevher kovuklarında malakit-azurit sıvalarının görülmesi, ayrışma ortamında çözünmüş karbonatın varlığına işaret etmektedir. Dereköy yatağında cevherin üst kesiminde Ayraqlıtepe formasyonuna ait kireçtaşları, ana kayaç içerisinde de kalkıştırmecik ve seviyeleri bulunmaktadır. Ayraqlıtepe zuhurunda ise cevher kuşağı iki kalkıştırmecik seviyesi arasında yer alır. Bu karbonat kayaçlar, süperjen kökenli cevherin oluşumu sırasında gerekli olan alkalinitenin sağlanmasında önemli rol oynamışlardır (Guilbert ve Park, 1986; Drits vd., 1993).

İncelenen tüm örneklerin kimyasal analizlerinde S içeriklerinin düşük ve mineralojik analizlerde piritin bulunmaması veya çok az bulunması; biyotitin bol ve Fe₂O₃ içeriğinin yüksek

olması; cevherin kökeninde piritlerin değil, ana kayacın en önemli bileşenini oluşturan demirce zengin biyotitlerin rol oynadığını göstermektedir. Ana kayaçta % 0.04 ile 0.50 arasında değişen S'ün bir kısmı birincil piritlere bir kısmı da süperjen ortamda oluşan jarositlere bağlıdır. Cevher bileşiminde yer alan S ise, ikincil pirit ve otijenik jarositlerle ilişkilidir. Jarosit, yüksek Eh ve düşük pH şartlarında ve sık sık piritin oksidasyonu sonucunda oluşur (Long vd., 1992). Ana kayaç kapsamındaki piritin ayrışmasıyla ortaya çıkan H₂SO₄ hem asidik karakterli mikro ortamların oluşmasına katkıda bulunmuş, hem de SO₄⁻² kaynağı olarak jarositin oluşmasını sağlamıştır. Böyle bir oksidasyon ortamında, ikincil piritlerin de oluşabilmesi, özellikle cevher tabanına doğru, kovuklar içerisinde yer yer indirgen ortam şartlarının sağlandığını gösterir.

Ana ve eser element içerikleri, ana kayaç kapsamındaki detritik kökenli biyotit pullarının muhtemelen mağmatik bir kaynaktan türemiş olabileceğini göstermektedir. Yüksek Fe



Şekil 10. Şekil 9'da seçilen D3a (biyotit), D3b (dönüşüm zonu) ve D3c (götit) noktalarının EDS spektrumları.

Figure 10. EDS spectra for goethite (D3c), transition zone (D3b) and biotite (D3a).

ve Al; düşük Mg, Ni ve Co içerikleri daha çok felsik magmatik bir kayaca işaret etmektedir (Deer vd., 1992). Buna göre, çökeltme havzası Devoniyen süresince bölgenin yakınında yüzeylenmiş olan magmatik kökenli bir kayaktan (provenanstan) beslenmiş olmalıdır.

Ana kayacın numunelerinde Ti, Zr, Sr, Zn, Cu ve Cr içerikleri nispeten yüksek; La, Ce, Y, Ba, Co ve Ni içerikleri ise düşüktür (Çizelge 5). Mika grubu minerallerde Fe'in yerine bir miktar Ti ve Cr'un girebileceği; biyotitler içerisinde de zirkon kapanımlarının olabileceği bilinmektedir (Deer vd., 1992).

Ana kayaca göre, cevher örneklerinde Zn ve Cu içerikleri daha yüksek; Ti, Sr, Zr ve Cr içerikleri ise düşüktür (Çizelge 5 ve 6). Schellman'a (1986) göre Zn yüzeysel ayrışma ortamlarında özellikle tane boyu < 63 µm fraksiyonunda zenginleşmektedir. Ti ve Cr elementleri de süperjen şartlarda zenginleşme eğilimindedirler. Ancak, kil ve şeyillerden türeyen ayrışma ürünlerinde Ti içeriğinde bir azalma görülür (Schellman, 1986). Cr bazik ortam şartlarında

Çizelge 8. İleri ayrılmış Dereköy cevher analizlerinin ortalaması ile yayınlanmış götit analizlerinin karşılaştırılması (Deer vd. 1975).

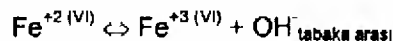
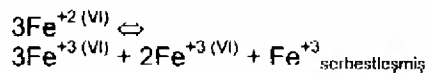
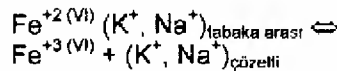
Table 8. Comparison of average of deeply weathered Dereköy ore analyses with published goethite analyses (Deer et al., 1975).

Bileşen	Dere-köy	1	2	3	4	5
Fe ₂ O ₃	81.14	89.65	89.03	88.65	88.24	82.95
SiO ₂	2.94	0.36	0.70	1.25	1.07	2.16
CaO	0.34	-	-	Eser	-	0.39
H ₂ O	12.84	10.19	10.22	9.97	10.54	10.98
Al ₂ O ₃	1.59	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.26	-	-	-	-	-
MgO	0.20	-	-	-	-	-
S	0.75	-	-	-	-	-
Toplam	100.06	100.20	99.95	99.87	99.85	99.75

koloidal süspansiyonlar içerisinde taşınarak ortamdan uzaklaşabilir (Simirnov vd., 1983). Ana kayacın serbestleşen Cu, ayrışma ortamında mevcut olan çözünmüş karbonatlarla birleşerek hidrate bakır minerallerinden malakit ve azurit oluşturmak suretiyle konsantre olmuştur.

Ayrışma sonucunda ağırlıklı olarak götit mineralinin oluşması, buna karşılık hematitin son derece az oluşu, ayrışma süresince su aktivitesinin yüksek olduğunu göstermektedir (Trolard ve Tardy, 1987). Kil minerallerinden kaolinitin çok az oluşu, daha etkin olan nötr ve bazik ortam şartları; illit ve montmorillonitin sadece bir örnekte belirlenebilmesi ise yüksek su aktivitesiyle ilişkilidir (Weaver, 1989).

Yüzeysel ayrışmaya dayalı kimyasal kökenli bir birikimi temsil eden cevher, ana kayacın en önemli bileşenini oluşturan demirce zengin biyotitlerden türemiştir. Mevcut incelemelere göre ayrışmanın başlangıcında K⁺ ve Fe⁺² içeriğinde bir azalma; ayrışma zonlarına doğru Fe⁺² içeriğinde ve mineral hidratasyonunda ise bir artma görülür. Ayrışma zonunda mikanın daha kararlı bir minerale dönüşümü onun aratabaka yapısının alterasyonu ve Fe⁺²'nin oksidasyonuyla başlamaktadır (Stucki vd., 1985):



SONUÇLAR

1-Dereköy ve Ayraqlıtepe demir zuhurları, Devoniyen yaşlı metapelitik kayalarından, Üst Kretase sonrasında başlayıp halen devam eden yüzeysel ayrışma süreçleriyle oluşmuştur. Cevherin oluşumunda, metapelitik kayalar içerisinde bol miktarda bulunan Fe'ce zengin biyotitler önemli rol oynamıştır.

2-Ana kayaç ve cevher içerisinde S içeriklerinin düşük; Al ve K içeriklerinin ise yüksek olması, yatağın piritlerden değil, birincil mika (biyotit) minerallerinden türediğini göstermektedir.

3-Ayrışma sırasında, alüminyumun koloidal süspansiyonlar şeklinde kısmen; silisin ise çözünerek önemli ölçüde taşınması, buna karşın demirin konsantre olması, cevherin hafif asidik-hafif bazik ortam şartlarında oluştuğunu göstermektedir.

4-İncelenen demir cevherleri, Karsavuran formasyonuna ait metapelitik kayalarla ilişkili lokal demir kabuk oluşumlarıdır. Cevher ana kayaç ile tedrici geçişlidir. Cevherin altında veya yakınında, türeyebileceği herhangi bir birincil cevher oluşumuna rastlanılamamıştır. Engibeli genç morfoloji daha geniş çaplı süperjen cevher oluşumlarına izin vermemiştir.

5-Ayrışma zonunda ikincil pirit oluşumları lokal indirgen; jarosit oluşumları ise lokal asidik şartların sağlandığını gösterir.

6-Cevher içerisinde görülen karstik boşluklar, ana kayaç bünyesindeki karbonatlı kesimlerin karstlaşmasıyla ilişkilidir.

7-İnceleme alanındaki yatakların metapelitik kayalar içerisindeki biyotitlerin bozunması sonucu oluşan sünger tipi yataklar olduğu sonucuna varılmıştır.

KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu, Ş., 1962. Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 3264, Ankara (yayımlanmamış).

Ağar, Ü., Kitay, R., 1962. Kayseri ili Yahyalı ilçesi Karamadazı köyü, Özkoyuncu manyetit zuhuru civarının jeolojisi ve rezervi. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 2886 (yayımlanmamış), Ankara.

Ayhan, A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 107-116.

Ayhan, A., Lengeranlı, Y., Çeltel, N., Aksoy, E., 1984. Aladağlar (Batı Zamanlı) yöresi (Yahyalı-Çamardı) jeolojisi ve kurşun-

çinko etütleri. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 7501, Ankara (yayımlanmamış).

Ayhan, A., Lengeranlı, Y., 1986. Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar yöresi) arasının tektonostratigrafik özellikleri. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27, 31-45.

Aytuğ, G., 1964. Kayseri-Yahyalı demir etüdü : Maden Tetkik ve Arama Raporu, 503, Ankara (yayımlanmamış).

Blumenthall, M.M., 1952. Toroslar'da yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 6, Ankara (yayımlanmamış).

Brennich, G., 1956. Kayseri vilayeti demir zuhurları. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 2487, Ankara (yayımlanmamış).

Brennich, G., 1959. Kayseri vilayetinde Karamadazı ile Yahyalı arasında kalan mıntıkasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 2758, Ankara (yayımlanmamış).

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1975. Rock-forming Minerals. Longman group Ltd., London, 371 p.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Longman group UK Ltd., London, 696 p.

Drits, V.A., Sakharov, B.A., Salyn, A.L., Manceau, A., 1993. Structural model for ferrihydrite. Clay Minerals, 28, 185-208.

Emelyanov, E.M., Shimkus, K.M., 1986. Geochemistry and Sedimentology of the Mediterranean Sea. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 533 p.

Küpeli, Ş., 1991. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi. Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 227 s (yayımlanmamış).

Lelong, F., Tardy, Y., Grandin, G., Trescases, J.J., Boulange, B., 1976. Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. Wolf, K.H. Ed., Handbook of stratabound and stratiform deposits, New York, Elsevier, 6, 93-173.

Long, D.T., Fegan, N.E., McKee, J.D., Lyons, W.B., Hines, M.E., Macumber, P.G., 1992. Formation of alunite, jarosite and hydrous iron oxides in a hypersaline system. Lake Tyrrell, Victoria, Australia. Chemical Geology, 96, 183-202.

Oygür, V., 1986. Karamadazı (Yahyalı-Kayseri) kontok metazomatik yatağının jeolojisi ve oluşumu. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27, 1-9.

- Önay, T.S., 1952. Kayseri İli, Develi İlçesi, Yahyalı Bucağında Mustafa Koyuncu'ya ait manyetit madeni hakkında maden jeoloji raporu. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 1984, Ankara, (yayımlanmamış).
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Simirnov, V.I., Ginzburg, A.I., Grigoriev, V.M., Yakovlev, G.F., 1983. Studies of Mineral Deposits. Mir publishers, Simirnov, V.I. (Ed.), Moscow, 288 p.
- Stucki, J.W., Goodman, B.A., Schwertmann, U., 1985. Iron in soils and clay minerals. D. Reidel publishing company, Dodrecht, 893 p.
- Schellman, W., 1986. On the geochemistry of laterites. Chemical Erde, 45, 39-52.
- Şenöz, E., 1985. Yahyalı (Kayseri) yöresi demir yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri, 2, 84-103.
- Tekeli, O., 1980. Toroslar'da Aladağlar'ın yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., Evren-Ertan, I., Işık, A., Ürgün, B. M., 1981. Toros ofiyolit projeleri, Aladağ projesi. Maden Tetkik ve Arama Raporu, 6976, Ankara (yayımlanmamış).
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M., Işık, A., 1984. Geology of the Aladağ mountains. In : Geology of the Tauris Belt, Tekeli, O. and Göncüoğlu, M. C. (eds.), p. 143-158.
- Trolard, F., Tardy, Y., 1987. The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxite, ferricretes and laterites as function of water activity, temperature and particle size. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 945-957.
- Ulakoğlu, M.S., 1983. Karamadazı graniti ve çevresinin jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 17, 69-78.
- Weaver, C.E., 1989. Clays, Muds and Shales. Elsevier, Amsterdam, Developments in sedimentology 44, 819 p.