

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2016 Cilt 59 Sayı 1
January 2016 Volume 59 Issue 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
Faruk İLGÜN	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Murat ATEŞOĞULLARI	Yazman / <i>Secretary</i>
Halil İbrahim YİĞİT	Sayman / <i>Treasurer</i>
Ümit UZUNHASANOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Rengin KONUK	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Beril AÇIKGÖZ	Yayın Üyesi / <i>Member of Puplication</i>

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor

Prof. Dr. Orhan TATAR
orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

Yardımcı Editör / Associate Editor

Doç. Dr. B. Levent Mesci
mesci@cumhuriyet.edu.tr

İngilizce Editörü / English Editor

Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

ALTINER Demir (Ankara, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
BAYHAN Hasan (Ankara, Türkiye)	OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)
BESBELLİ Berk (Ankara, Türkiye)	PAKTUNÇ Doğan (Ontario, Kanada)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburg, UK)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	SAKINÇ Mehmet (İstanbul, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SATIR Muharrem (Tübingen, Almanya)
GÖKÇE Ahmet (Sivas, Türkiye)	ŞEN Şevket (Paris, Fransa)
GÖKTEN Ergun (Ankara, Türkiye)	TEKİN U. Kağan (Ankara, Türkiye)
GÖNCÜOĞLU M. Cemal (Ankara, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
GÜRsoy Halil (Sivas, Türkiye)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KARAKAYA Muazzez Çelik (Konya, Türkiye)	USTAÖMER Timur (İstanbul, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	VASELLI Orlando (Florans, İtalya)
KELLING Gilbert (Staffordshire, UK)	WALASZCZYK Ireneusz (Warszawa, Polonya)
MAMEDOV Musa (Baku, Azerbaycan)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
NOKAMAN M. Eran (İzmir, Türkiye)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)	YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye)
PIPER John D.A. (Liverpool, UK)	YÜRÜR M. Tekin (Ankara, Türkiye)

Makale Gönderim Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenişehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayın Şekli	: 4 Aylık Türkçe - İngilizce
Yayın Sahibi	: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	: Hüseyin ALAN
Yayın İdari Adresi	: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88
Baskı (Printed by)	: Afişaroğlu Matbaası Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88
Baskı Tarihi	: Ocak 2016
Baskı Adedi	: 1000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2016 Cilt 59 Sayı 1
January 2016 Volume 59 Issue 1

ISBN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Hüseyin YILMAZ, Ali YILMAZ

Oltu-Balkaya havzasının (KD Türkiye) tektonik konumu ve Geç Kretase sonrası jeolojik evrimi

Tectonic setting and structural evolution of post-Late Cretaceous the Oltu-Balkaya basin (NE Turkey)... 1

Bekir Murat TEKİN, Enis Kemal SAGULAR

Jeolojik Çözümlenmelerde Uydu Görüntüleri Destekli Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) Yöntemleri;

Yeni Foça (İzmir) Yöresi Örneği

Satellite Imagery Supported GIS Methodologies on Geological Analysis:

Example from Yeni Foça (İzmir) 27

Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA

Sivas-Divriği Demir Yatağı Kireçtaşı-Ofiyolit-Granitoid Üçlü Dokanağında Flogopit Oluşumları

Phlogopite Occurrences within Limestone-Ophiolite-Granitoid Triple Contact from Sivas-Divriği Iron

Deposit 55

Çiğdem ŞAHİN DEMİR, Ali UÇURUM

Sisorta (Koyulhisar-Sivas) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeoloji-Mineralojisi ve İzotop (O-D, S, Cu ve Ar/Ar) Jeokimyası

Geology-Mineralogy and Isotope (O-D, S, Cu And Ar/Ar) Geochemistry of Sisorta High Sulfidation

Epithermal Gold Deposit (Koyulhisar-Sivas) 87

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Oltu-Balkaya havzasının (KD Türkiye) tektonik konumu ve Geç Kretase sonrası jeolojik evrimi

*Tectonic setting and structural evolution of post-Late Cretaceous
the Oltu-Balkaya basin (NE Turkey)*

Hüseyin YILMAZ¹ ve Ali YILMAZ²

¹ *Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fak., Jeofizik. Müh. Böl., 58140, Sivas, Türkiye.*

hyilmaz44@gmail.com

² *Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fak., Çevre Müh. Böl., 58140, Sivas, Türkiye.*

ÖZ

Oltu-Balkaya havzası, Pontid Yayı ve Anadolu-Toros Platformu'nun arasında Üst Maastrichtiyen'den itibaren gelişen çarpışma (ilk çarpışma-soft-collision) ile oluşmaya başlamıştır ve Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışmalı bir önülke havzası olarak evrim geçirmiştir. Bu dönemde alttan üste doğru sırasıyla karbonat arakatlı türbiditik karasal kıvrıntılılar, denizel delta çökelleri ve denizel kıvrıntılılar çökelmiştir.

Çarpışma evresini karakterize eden bu havza dolgununun üzerine bir taban konglomerasıyla sık denizel kıvrıntılı çökeller ve çarpışma sonrası magmatizmayla deneştirilebilecek yüksek potasyumlu volkaniklerden oluşan Orta-Geç Eosen yaşlı birimler gelmektedir. Eosen sonunda tümüyle su üstü olan bölgede (en son çarpışma-hard-final collision) Oligosen'de bölgesel bir transgresyonla Oligosen-Geç Miyosen zaman aralığında jips ve yüksek potasyumlu volkanik ara düzeyli karasal kıvrıntılılar ve sık denizel birimlerden oluşan bir molas çökelmiştir. Bu dönemi karakterize eden istifin çökmesinden sonra Miyosen ortalarında bölge sıkışarak tümüyle kara haline dönüşmüştür. Akarsu ortamından gölsel ortama kadar değişen bütünüyle karasal çökel ve volkanitlerden oluşan Geç Miyosen-Erken Pliyosen birimlerinde KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli normal faylar gözlenmektedir. Gerilmeli bir tektonik rejimi yansıtan bu dönemde yaygın andezitik ve dasitik volkanizma gerçekleşmiştir. Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşta yarı pekişmiş karasal kıvrıntılı çökeller ise bu birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir.

Oltu-Balkaya havzası yaklaşık KD-GB gidişli egemen kıvrımlanma ve yaklaşık 40° ye varan kuzeye eğimli KD-GB doğrultulu bir bindirme fayı ile karakteristiktir. Bu yapılar, Maastrichtiyen'de başlayan çarpışmanın kesintisiz olarak en azından Oligosen-Miyosen süresince de havzada etkin olan KB-GD yönlü bir sıkışmalı tektonik rejimi simgelemektedir. Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kaya birimleri ise kıvrımlanmamış olup, Neotektonik dönemi yansıtmaktadır.

Sonuç olarak, Oltu-Balkaya havzası, Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışma evresi, Orta Eosen-Erken Pliyosen döneminde çarpışma sonrası ve Geç Pliyosen'den Günümüze kadar (Neotektonik dönem), doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu üstüste gelişmiş bir havzayı temsil etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Çarpışma, çarpışma sonrası, Oltu-Balkaya havzası, yapısal evrim

ABSTRACT

The Oltu-Balkaya basin has started to open by the collision (soft-collision) between Pontide Arc and Anatolide-Tauride Platform since late Maastrichtian and was evolved as collisional foreland basins during Upper Maastrichtian and Eocene time. At this period, turbiditic continental deposits intercalated with carbonates, marine deltaic deposits and marine detritics are deposited, from bottom to top, respectively.

Middle-Late Eocene shallow marine clastic deposits and high-K volcanics which may be attributed to post collisional magmatism lie on this basin fill characterizing the collisional phase. At the beginning of Oligocene time, a molas consisting of continental clastics and shallow marine units with interlayeres of gypsum and high-K volcanics were deposited on a regional unconformity at the Oligocene-Late Miocene interval in the region which was a completely emergent land (hard-final collision) at the end of Eocene. After deposition of the sequence characterizing this period, the region has completely become a land in the Miocene time by compression. Normal faults with NW-SE striking and in the direction of NE - SW dipping are observed in Late Miocene-Early Pliocene units consisting of fluvial to lacustrine completely continental deposits and volcanics. A widespread andesitic and basaltic volcanism occurred at this period reflecting an extensional tectonic regime. Late Pliocene-Quaternary semi-consolidated continental clastic deposits cover these units by angular unconformity.

The Oltu-Balkaya basin is characterized by dominant folding with approximately NE-SW trending axis and a thrust fault striking NE-SW, which dips about 40° northward. These structures as a whole represent NW-SW-directed compressional tectonic regime prevailed in the basin at least during Late Oligocene-Miocene time. As for the Late Pliocene-Quaternary beds rest on an angular unconformity over the older units and this sequence which have not been folded represents Neotectonic period.

As a result, the Oltu-Balkaya basin represents a superimposed basin which is syn-collisional in Upper Maastrichtian-Middle Eocene, post-collisional in Middle Eocene-Early Pliocene and where the strike-slip regime dominant since the Late Pliocene to present time (Neotectonic Period).

Key Words: Collision, Oltu-Balkaya Basin, post-collision, structural evolution

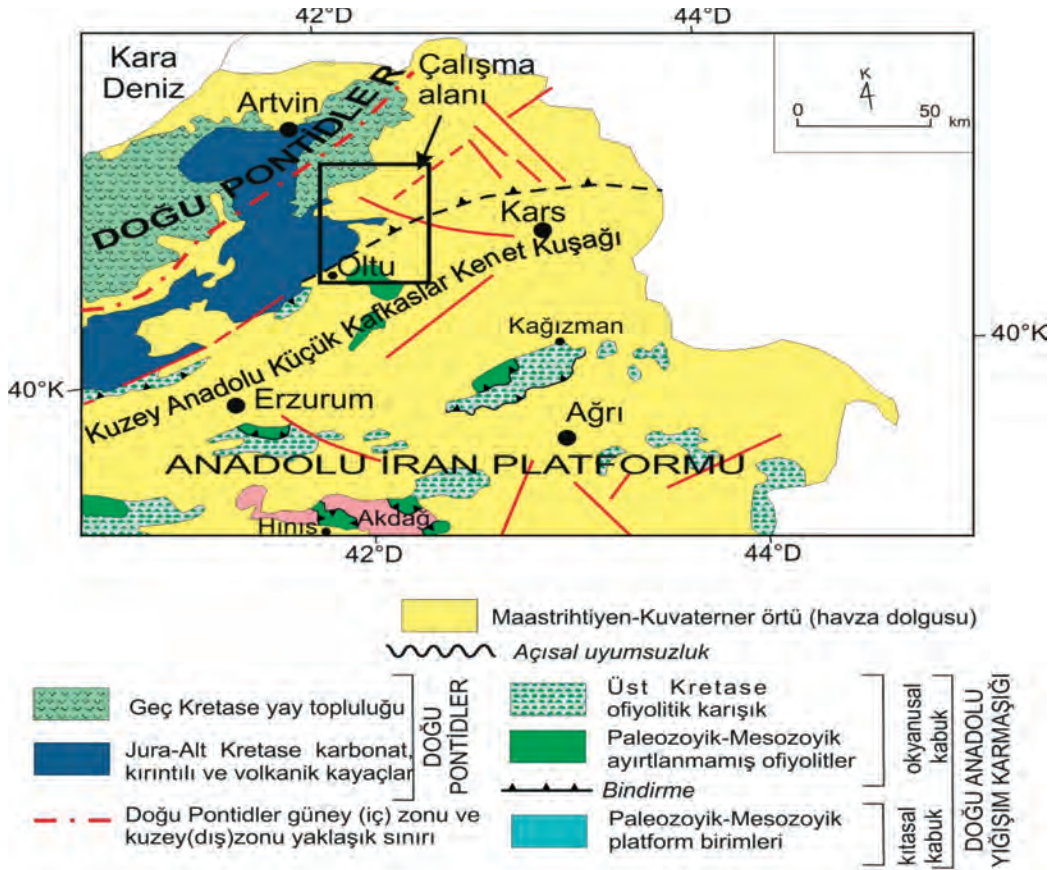
GİRİŞ

İlk kez Lange (1967) tarafından adlandırılan Oltu-Balkaya havzası, Erzurum'un yaklaşık 100 km kuzeydoğusunda, yatay olarak yaklaşık 25 Km eninde ve 50 Km uzunluğunda bir havzadır (Şekil 1). KD-GB uzanımlı bu havza, çevresindeki temeli oluşturan kaya birimlerinin genel gidişine hemen hemen paraleldir. Oltu-Balkaya havzası, Doğu Pontidler ve Anadolu-İran Platformu

arasındaki kenet zonu üzerinde gelişmiş en önemli havzalardan biridir. Havza, bölgesel jeolojik çalışmaların (Baykal 1950; Erentöz, 1954; Gattinger, 1955; Altınlı, 1969; Erentöz ve Ketin, 1974) yanı sıra içerdiği kömür yatakları nedeniyle ekonomik amaçlı birçok araştırmanın konusu olmuştur (Lahn ve Romber, 1939; Tendam, 1951; Nebert, 1963a,b; Engin ve Engin, 1964; Lange, 1967; Wedding, 1956; Akalın, 1978; Özdemir, 1981).

Bulut vd. (1989), Tortum-Narman-Oltu-Olur bölgesinin Tersiyer öncesi temel üzerinde uyumsuzlukla yer alan Eosen yaşlı denizel çökellerin yanısıra, bu istifin üzerinde Oligo-Miyosen yaşlı karasal çökellerin ve volkanitlerin de sıra ile uyumsuzlukla yer aldıklarını ileri sürmektedirler. Bozkuş (1990) ve Bilgiç vd. (1995) Oltu-Balkaya havzasındaki Tersiyer yaşlı istifin ve Bozkuş (1998) Oltu'nun güneybatısındaki Narman dolayındaki Geç Mesozoyik-Tersiyer istifin stratigrafisini tanıtmaya çalışmışlardır. Yılmaz vd. (2000) bölgenin tektonik birliklerini değerlendirirken Oltu kuzeyini Doğu Pontidlerin

yayönü havza ürünü olarak kabul ettikleri Bayburt-Karabağ ekay zonu, Oltu bölgesini ise Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Kenedi ürünleri olarak yorumlamışlardır. Konak vd. (2001) bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji harita alımını gerçekleştirmiş ve Konak ve Hakyemez (2008) bu çalışmaya dayalı olarak Oltu-Balkaya havzasını, kuzeybatıdan güneydoğuya (?) itilmiş Kışla Metamorfiti, Çardaklı Birliği ve güneydoğudan kuzeybatıya itilmiş Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu arasında oluşmuş Tersiyer yaşlı bir havza olarak yorumlamışlardır.



Şekil 1. Doğu Pontidler, Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Kenedi, Anadolu İran Platformu ve inceleme alanının konumu (Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997 ve Yılmaz vd., 2014)den değiştirilerek).

Figure 1. Eastern Pontides, North Anatolian-Lesser Caucasus Suture Zone, Anatolian-Iranian Platform and location of study area. KAF, North Anatolian Fault; DAF, East Anatolian Fault (Modified from Özsayar et al., 1981; Bektaş et al., 1995; Okay and Şahintürk, 1997 and Yılmaz et al., 2014).

BÖLGESEL JEOLJİ

Oltu-Balkaya havzası, güneyde Ankara-Erzincan Kenedi ve kuzeyde Doğu Pontidlerin yay önünü temsil eden zonun üzerinde gelişmiştir (Şekil 1). Doğu Pontidler, Geç Kretase-Tersiyer yaşta volkanik ve volkanokırıntılı kayaçların egemen olduğu kuzey (dış) zon ve Geç Kretase öncesi yaşlı yay önü tortul kayaçların yaygın olduğu güney (iç) zon olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Akın, 1979; Gedikoğlu, 1979; Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997).

Doğu Pontid Kuzey Zonu esas olarak değişik yaş ve karakterde altı önemli magmatik etkinliğin ürünlerinden oluşmaktadır: 1. Yitimle ilişkili Turoniyen-Maastrichtiyen yaşta subalkalen volkanizma (Okay ve Şahintürk, 1997) ve Erken Kretase yaşlı ortaç K'lu erken yay kökenli granitoid (Boztuğ vd., 2006), 2. Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı ortaç-yüksek K lu kalkalkalen olgunlaşmış yay kökenli granitoid (Boztuğ vd., 2006), 3. Paleosen yaşlı peralumin lökogradit çarpışma ile çağdaş kökenli granitoid (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2004; Boztuğ vd., 2006), 4. Orta-Geç Eosen yaşlı çarpışma sonrası plütonizma ürünü, yüksek K'lu kalkalkalen granitoid (Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Topuz vd., 2005; Boztuğ vd., 2006), 5. Geç Eosen yaşlı, alkalin, ortaç kalkalkalen ve toleyitik karakterde genişleme ile ilişkili granitoidler (Okay ve Şahintürk, 1997; Arslan ve Aslan, 2006; Boztuğ vd., 2006) ve 6. Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı çarpışma sonrası volkanitler (Aydın vd., 2008; Eyüboğlu vd., 2012).

Doğu Pontid Güney Zonu ise, Devoniyen-Karbonifer yaşlı yüksek dereceli metamorfik kayaçlar, Alt Karbonifer yaşlı granitik ve dasitik kayaçlar, Üst Karbonifer-Alt Permiyen sığ denizel karasal kökenli bir molas ve Permo-Triyas yaşlı bloklu metavolcano-tortul diziden oluşmaktadır

(Yılmaz, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Topuz vd., 2004). Alt ve Orta Jura yaşlı kırıntılı tortul aratabakalı olasılıkla Neotetis'in kuzey kolunun açılmasını işaret eden riftleşme ile ilişkili tüf ve piroklastikleri ve Üst Jura-Alt Kretase karbonatları bu temelin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Görür vd., 1983). Güneye doğru volkanik ara katkıları giderek azalan ve yay-önü havza ürünü Senoniyen yaşlı olan bir çökel serisi, daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtmektedir (Pelin, 1977; Gürsoy, 1989; Fenerci, 1994; Robinson vd., 1995). Bu zonda Senoniyen sonrası yaşlı kuzeye dalımlı ve esas olarak ofiyolit ve ofiyolitli melanjlerden oluşan itki dilimleri gözlenmektedir.

Oltu-Balkaya havzasının güney bölümünde daha yaygın olan Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (Yılmaz vd., 2000) olarak tanımlanan ofiyolitik birimler, Pontidler ve Anadolu-İran Platformu arasında bulunan Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenedinin (Şengör ve Yılmaz, 1981) doğu kesimini temsil ederler.

Doğu Pontidlerle daha doğudaki Kafkaslar arasındaki ilişkiler değişik çalışmalarla ortaya konulmaya çalışılmıştır. Örneğin Adamia vd. (1987) her iki bölgenin Paleozoyikteki tektonik gelişim ve Lordkipanidze vd.(1989) Mesozoyik-Senozoik dönemindeki magmatik evrim benzerliklerini araştırmışlardır. Yılmaz vd. (2000) ise Güney Transkafkasya ve Doğu Pontidlerin yapısal deneştirmesini yaparak Doğu Pontid Güney Zonunun yay önü topluluğu temsil eden İmbrike Bayburt Karabağ birimini ve kısmen Artvin Bolnisi magmatik yayını, Doğu Pontid Kuzey Zonunun ise kısmen Artvin Bolnisi magmatik yayını ve Adjara Trialeti biriminin tümünü kapsadığını ortaya koymuştur. Oltu Balkaya Havzası, bu birimlerden yay önü topluluğu temsil eden İmbrike Bayburt Karabağ

birimi ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı üzerinde bulunmaktadır.

Pontidler ve Anadolu-İran Platformu'nun çarpışmaya başlamasından sonra İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi üzerinde Geç Kretase'den itibaren çok sayıda molas tipi havza gelişmiştir (Görür ve Tüysüz, 2001). Bu havzalardan Erzincan'ın batısındakiler ayrıntılı incelenmiştir (Örn. Refahiye, Sivas, Yıldızeli, Yozgat-Sorgun ve Çankırı havzaları, Görür vd., 1984; Kelling vd., 1989; Cater vd., 1991; Koçyiğit, 1996; Görür vd., 1998; Yılmaz ve Yılmaz, 2006). Ancak doğudaki havzaların evrimine yönelik olarak yeterince inceleme yapılmamıştır. Sunulan çalışma bu eksikliğin en azından bir bölümünü gidermeyi amaçlamaktadır.

OLTU-BALKAYA HAVZASI

Önceki çalışmalar ve kendi gözlemlerimiz birleştirilerek Oltu-Balkaya havzasını oluşturan temel ve dolgu birimleri Şekil 2 deki gibi haritalanmıştır. Bu birimlerin stratigrafik konumları, kaya türü özellikleri ve fosil içerikleri Şekil 3'teki genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesitte sunulmuştur.

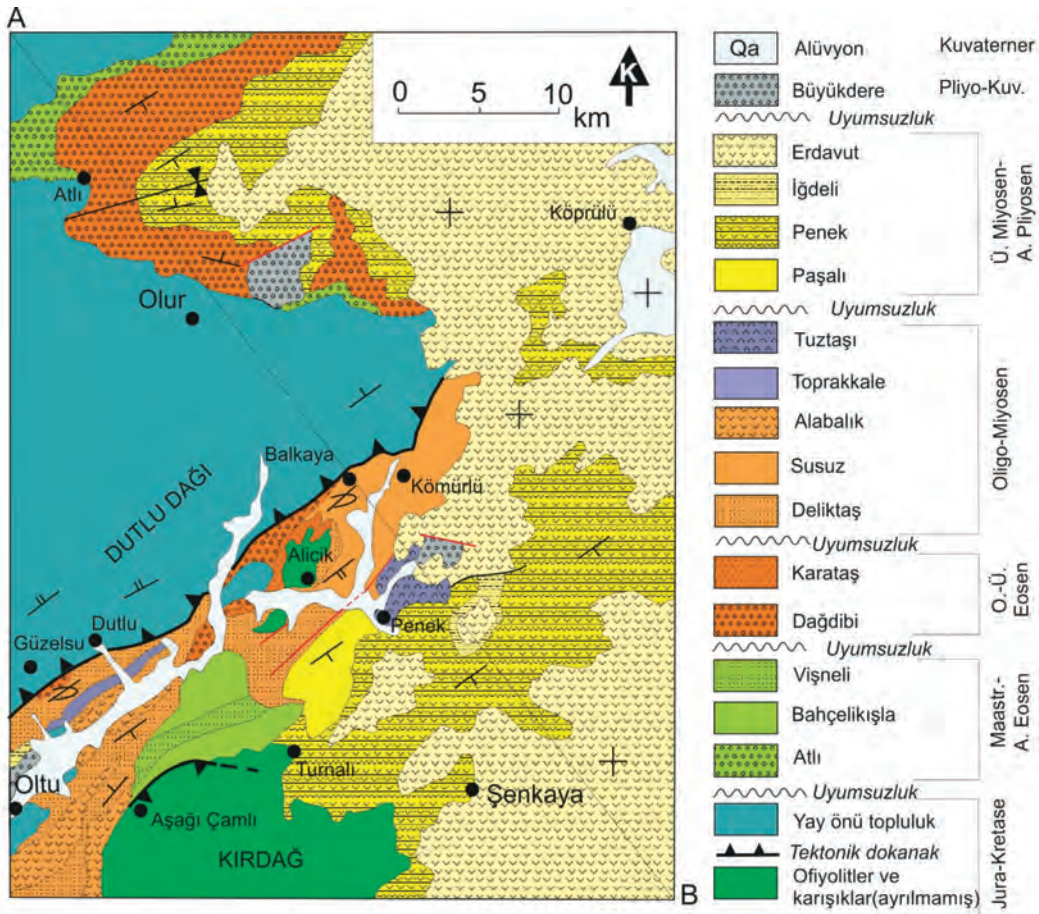
Stratigrafi

İmbrike Bayburt Karabağ birimini oluşturan yay önu topluluk ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağının ofiyolitik birimlerinden oluşan bir temel üzerinde gelişmiş olan Oltu-Balkaya havzasının dolgu birimlerinin özellikleri aşağıdaki biçimde özetlenebilir.

Atlı formasyonu

Birim ilk kez Yılmaz vd. (2000) tarafından Atlılar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak adlandırmada kullanılan yerleşim alanının adı Atlı olduğu için bu çalışmada Atlı formasyonu olarak düzeltilmiştir. Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Olur kuzeybatısında yüzeyleyen yeşilimsi gri ve bej renklerin baskın olduğu birim, tabanda çapraz katmanlanmalı çakıltaşı ile başlamakta üste doğru karasal, çapraz katmanlanmalı kırıntılılar, ince tabakalı kireçtaşı, silttaşı ve kiltası aratabakalı kumtaşı, türbitik kireçtaşı, ince kalsitürbidit katmanlı yeşil kiltası ile devam etmekte, en üstte ise kiltası-silttaşı ardalanması ve karasal kırıntılı kayaçlarla sona ermektedir. Atlı formasyonu yaygın bir şekilde kıvrımlanmış ve ekaylanmış (Konak vd., 1995; Yılmaz vd., 2000) Maastrichtiyen öncesi yaşlı yayönu çökel topluluğunu (Okay ve Leven, 1996) belirgin bir açılmal uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4A). Birimin üst kesimleri yanal olarak güneyde Oltu-Balkaya havzasında Paleosen yaşlı Bahçelikle formasyonuna (Konak vd., 2001) geçmektedir.

Fosil kapsamına (*Globotruncana ventricosa* White, *Stomiosphera sphaerica* (Kaufmann), *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Calcisphaerula innominate* Banet, *Globotruncana gr linneiana* (d'Orb.), *Missisipina binehorsti* (Reus), *Epinoides* sp., *Planorbulina* sp., *Anomolina* sp.) dayanılarak Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı olarak kabul edilen birim (Yılmaz vd.(2000) başlangıçta karasal daha sonra sığ denizel bir ortamı yansıtmaktadır.



Şekil 2. Oltu-Balkaya havzasının haritası ve enine jeoloji kesiti (Özdemir, 1981; Konak vd., 2001; MTA, 2002 ve Yılmaz vd., 2003 ve yeni gözlemler. Yer bulduru için Şekil 1'e bkz.).

Figure 2. Geological map and cross-section of the Oltu-Balkaya Basin (After Özdemir, 1981; Konak et al., 2001; MTA, 2002 and Yılmaz et al. 2003 and new revision. See Figure 1 for locations).

Bahçelikleşle formasyonu

Konak vd. (2001) tarafından tanımlanan ve genel olarak bordo-yeşil-gri renkli, yer yer belirsizleşen kalın katmanlı çakıltaşı-kumtaşı ardalanımıyla temsil edilen birimdeki gereçler volkanit, serpantin, glokofanli yeşil şist ve kireçtaşları gibi yayönü topluluklarda bol oranda bulunan kayalardan türemiştir. Kumtaşları kalın-orta katmanlı, yer yer büyük ve küçük ölçekli çapraz katmanlı ve bitki kırıntılı olup, gri renkli, ince siltaşı ara katmanları içerir. Birimin üst kısmını, çakıllı kumtaşı-kumtaşı ve beyaz kireçtaşı ara katmanları içeren, kalın düzeyler halindeki kırmızı-kahverengi çamurtaşları oluşturur.

Bahçelikleşle formasyonu, Oltu kuzeyinde bazı yerlerde ofiyolitli karışığın üzerine uyumsuzlukla gelirken (Şekil 4B) bazı yerlerde ise ofiyolitli karışık tarafından tektonik dokanakla üzerlenilir (Şekil 4C). Birim Oltu güneyinde bazı yerlerde Vişneli formasyonuna (Konak vd. 2001) uyumlu olarak geçiş yapar.

Birim içinde herhagi bir fosil saptanamamasına karşın üzerinde geçişli olarak yer alan Vişneli formasyonunun Erken Eosen yaşında olması nedeniyle Bahçelikleşle formasyonunun yaşı Geç Paleosen (?) - Erken Eosen olarak kabul edilmiştir (Konak vd.2001).

Jeolojik Yaş	Formasyon Tektonik birlik	Litoloji	Kalınlık(m)	Açıklamalar	Fosil kapsamı	Magmatizma	Tektonizma
Kuvaterner				Yarı pekişmiş kırıntılılar			
Pliyosen	Büyükdere		500	Akarsu ve göl çökelleri <i>Uyumsuzluk</i>			Neotektonik dönem
Miyosen	G Erdavut İğdeli Penek		>750	Andezit Akarsu ve göl çökelleri Bazik piroklastikler ve lavlar <i>Uyumsuzluk</i>	Poleier-Ovoidites igneus, Ovoidites parvus, Ovoidites microigneus, Monocolpites, Irachycarpoides, Monocolpites grammoides, Pityosporites sp., Inaperturopollenites histus, Inaperturopollenites sp, Monocolpites sp, Leictriletes sp, Hyphae (fungus).	Doğu Pontidler Çarpışma sonrası volkanizma (Aydın vd., 2008; Eyüboğlu ve diğ., 2012)	
	O Paşalı		500	Jips düzeyleri Kırmızı karasal çökeller			
	E Tuztaşı			Kırıntılı ara katkılı jips Kireçtaşı ara katkılı karasal kırıntılılar	Sporlar: Leictriletes microadriensis Krutzsch, Monoleiodites gracilis Krutzsch, Laevigatospores laurii (Potonié and Veniz), Verrucosapollenites favius (Potonié), Triletes (Potonié) Pollens: Monocolpites irregularis (Potonié), Monogermmites pseudobeslerius (Weyland and Pf.), Inaperturopollenites dubius (Potonié and Veniz), Inaperturopollenites histus (Potonié), Pityosporites microalatus (Potonié), Pityosporites alatus (Potonié), Pityosporites labdacus (Potonié), Triatriopollenites rurensis Pflug and Thomson Triatriopollenites coryphaeus (Potonié), Caryapollenites simplex (Potonié), Polyvesiculipollenites verus (Potonié), Polytricolpites undulosus (Wolf), Dicopolpites kalewensis (Potonié), Tricolpites cingulum Pflug, Quercoidites microhenrici (Potonié), Cupuliferadipolitenitesstarensis (Thomson), Tricolpites reiformis (Pflug and Thomson).	Yüksek potasyumlu volkanizma Doğu Pontidlerde çarpışma sonrası volkanizma (Aydın ve diğ., 2008)	Karasal evresi (Karasal çökeller)
	E Alabalık		>2000	Andezitik piroklastik ve lavlar			
Oligosen	Susuz			Kömürlü grimsi sarı kırıntılılar Olivin bazalt ara katkılı alçalı karasal kırıntılılar Karasal kırmızı çakıltaşı <i>Uyumsuzluk</i>	Nummulites cf. millecaput (Boubee), N. cf. labiani (Prever), Cyclocarolithus floridanus (Roth and Hay), Sphenolithus pseudoradians Bramlette and Wilcoxon, Sphenolithus radians Deflandre, Sphenolithus moriformis (Brönnimann and Strander), Ericsonia formosa (Kampfer), Discoaster saipensis Bramlette and Sullivan, Helicosphaera intermedia (Martin), Coccolithuscopelagicus (Bramlette and Riedel).	Çarpışma sonrası magmatizma Pulur masifi (Topuz ve diğ., 2005) Doğu Pontit Güney Zonu (Aslan ve Aslan, 2006) Kaçkarlar (Boztuğ ve diğ., 2006) Ermenistan (Sosson ve diğ., 2010)	Geçiş dönemi
	Deliktaş						
Eosen	G Karataş		500	Yüksek potasyumlu kaikaikaten Olivin bazalt ve volkanoklastikler Siğ denizel kırıntılı ve volkanikler			
	O Dağdibi			Denizel kırıntılıçökeller			
Paleosen	E Vişneli		>500	Denizel-delta çökelleri	Sphenolithus radians Deflandre, Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel), Discoaster deflandrei Bramlette and Riedel, Fascolithus tympaniformis Hay and Mohler, Cyclocarolithus floridanus (Roth and Hay), Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan, Microantholithus crenulatus (Bramlette and Sullivan), Sphenolithus anarthopus (Bukry and Bramlette) and Wilcoxon, Sphenolithus radians Deflandre, Sphenolithus moriformis (Brönnimann and Strander), Coccolithus gemination (Bramlette and Sullivan), Helicosphaera penniculata Bramlette and Sullivan, Ericsonia formosa (Kampfer), Ericsonia robusta (Bramlette and Sullivan), Zyrrhabditus bijugatus (Deflandre), Cunnilites sororius (Quenstedt), Diplocenium simplex Alloiteau, Pliacocerasia sp.	Kaçkarlar (Doğu Pontidler) çarpışma evresi granitoyitler (Boztuğ ve diğ., 2006)	Çarpışma evresi (Siğ denizel çökeller)
	Bahçelikleşle						
Maastritliyen	Atlı			Resifal kireçtaşları Karasal kırıntılılar <i>Uyumsuzluk</i>			
Maastritliyen öncesi	Ekaylı Artvin-Karaböğ Birimi (EAKB) Kuzey Anadolu -Küçük Kafkaslar Ofiyolit Kuşağı			Yayönü topluluk Ofiyolitler ve ofiyolitlik karışıklar			Çarpışma öncesi Paleotektonik dönem

Şekil 3. Oltu-Balkaya havzasındaki birimlerin, stratigrafik konumları, kayatürü özellikleri, havza çevresindeki magmatik veriler, tektonik dönemler ve evrim aşamaları (Özdemir, 1981; Bozkuş, 1990; Bilgiç vd., 1995 Konak vd. 2001, Yılmaz vd., 2003 Topuz vd., 2005; Aslan ve Aslan, 2006; Boztuğ vd., 2006; Aydın vd., 2008; Sosson vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2012 ve yeni gözlemler).

Figure 3 Stratigraphic positions and lithological characteristics of the units in Oltu-Balkaya Basin and magmatic data, tectonic periods and structural stages of its surrounding area (After Özdemir, 1981; Bozkuş, 1990; Bilgiç et al., 1995 Konak et. al. 2001, Yılmaz et. al., 2003 Topuz vd., 2005; Aslan and Aslan, 2006; Boztuğ et al., 2006; Aydın et al., 2008; Sosson vd., 2010; Eyüboğlu et al., 2012 and new revision).

Birimde birkaç kez yinelenen biçimde devresel olarak, altta ince taneli kırıntılı kayaçlarla başlayıp üste doğru iri çakıltaşlarına geçişler, büyük ölçekli çapraz katmanlanmalar ve yer yer dalga etkisiyle yeniden işlenmiş yassı çakıllar içeren çakıltaşı düzeyleri denizel ve delta ortamını düşündürmektedir.

Vişneli formasyonu

İlk kez Konak vd. (2001) tarafından Vişneli formasyonu olarak tanımlanan ve esas olarak gri-yeşil renkli, orta katmanlı, altta kumtaşı, üstte ise kumtaşı-silttaşı ardalanımı ile temsil edilen birimin tabanında yer yer kötü boylanmalı çakıltaşı merccekleri içeren orta ve kalın katmanlı sarımsı gri-yeşil renkli kumtaşları, üst kesimlerinde ise yer yer çakıltaşı düzeyleri içeren, ince-orta katmanlı sarımsı gri türbiditik kumtaşı ve gri-yeşil silttaşı ardalanması gözlenmektedir. Bu birimdeki gereçler de volkanit, serpantin, glokofanlı yeşil sist ve kireçtaşları gibi yayönü topluluklarda bol bulunan kayaçlardan türemiştir. Birimde keskin katman tabanları, taban yapıları, derecelenme, paralel laminalanma, bitki kırıntıları ve canlı eşeleme izleri gözlenmektedir (Bozkuş, 1993).

Bahçelikleşla formasyonunun üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer alan Vişneli formasyonu Dağdibi formasyonu tarafından yerel bir uyumsuzlukla örtülmektedir (Bozkuş, 1993),

Oltu çevresinde Konak vd.(2001) tarafından derlenen örneklerde saptanan fosil içeriğine göre [(*Sphenolithus radians* Deflandre, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel), *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Discoaster kuepperi* (Stradner), *Coccolithus eopelagicus*(Bramlette ve Riedel), *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler, *Coccolithus crassus* Bramlette ve Sullivan, *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Cyclolithella robusta* (Bramlette

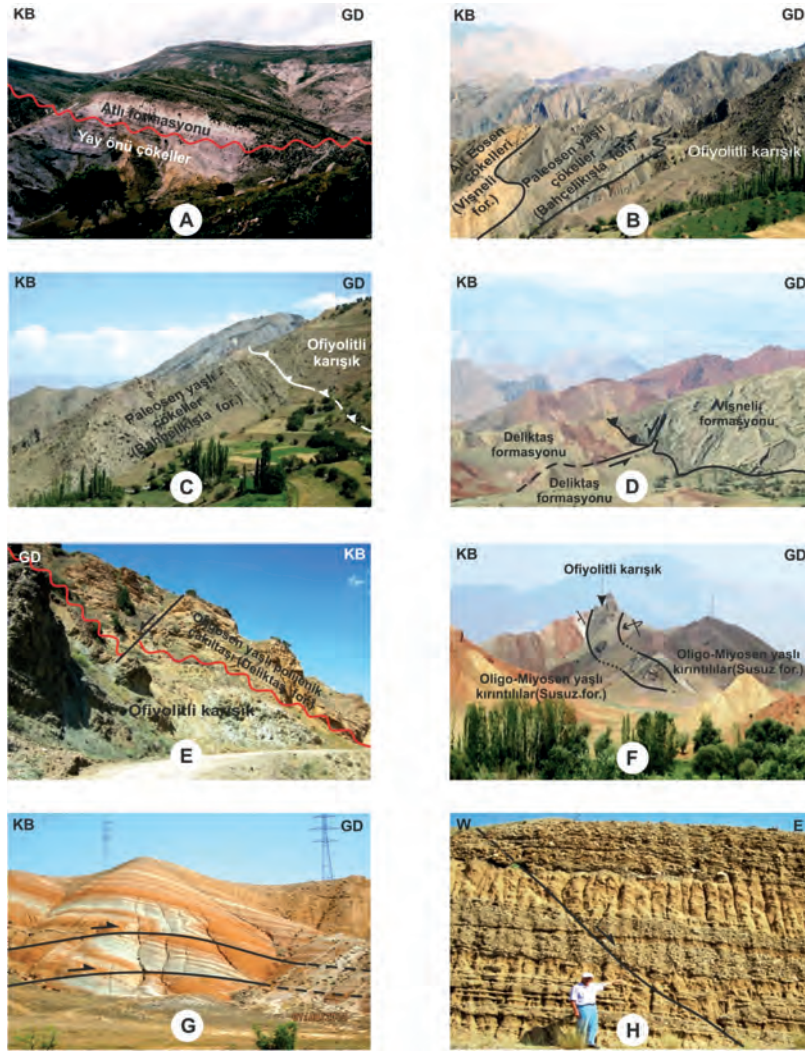
ve Sullivan), *Micrantholithus crenulatus* (Bramlette ve Sullivan), *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry ve Bramlette), *Coccolithus gammation* (Bramlette ve Sullivan), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre)) (*Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Sphenolithus radians* Deflandre, *Helicosphaera seminulum* Bramlette ve Sullivan, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Ericsonia ovalis* Black, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre), *Toweius tovae* Perch-Nielsen, *Discoaster* sp.)] birimin Erken Eosen yaşta olduğu belirlenmiştir. Bu fosil içeriği ve yukarıda tanıtılan türbiditik özelliği gözönüne alındığında birimin giderek derinleşen denizel bir ortamda çökeldiği ileri sürülebilir.

Dağdibi formasyonu

Bozkuş (1993) tarafından adlandırılan formasyon, tabanda gri-yeşil renkli, masif ve yer yer kalın katmanlı, çok tür bileşenleri az yuvarlaklaşmış, kötü boylanmalı, yer yer kumtaşı merccekleri içeren bir taban konglomerasıyla başlamakta ve üste doğru gri, açık gri ve grimsi mavi renkli, masif, bol fosilli ince taneli kumtaşı ve silttaşı ile devam etmektedir.

Vişneli formasyonu üzerinde yerel bir uymuzlukla yer alan Dağdibi formasyonu üstte Karataş formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir

Birim içerisinde *Nicaeotrochus cyclolitoides* (Bellardi), *Nummulites aquiaticus* (B formları), *Nummulites* cf. *uronensis* de la Harpe (A ve B formları), *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp. gibi fosiller saptanmış ve Dağdibi formasyonuna Alt-Orta Eosen (Küviziyen-Alt Lütisiyen) yaşı verilmiştir (Bozkuş, 1993).



Şekil 4. Oltu-Balkaya havzasıyla ilişkili değişik arazi görüntüleri: A-Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Olur kuzeybatısında Atlıl formasyonu ve yayönü topluluk arasındaki açısal uyumsuzluk. B-Oltu kuzeydoğusunda Bahçelikaşla formasyonu ve ofiyolitli karışık arasındaki uyumsuzluk. C-Oltu kuzeydoğusunda ofiyolitli karışık ve Bahçelikaşla formasyonu arasındaki tektonik dokanak. D-Oltu kuzeydoğusunda Deliktaş formasyonu ve Vişneli formasyonu arasındaki uyumsuzluk ve tektonik dokanak. E-Ofiyolitli karışık üzerindeki Oligosen yaşta polijenik konglomera. F-Oligo-Miyosen yaşta birimlerde KD-GB eksen gidişli, yer yer güneye devrik kıvrımlar ve çekirdekteki ofiyolitli karışık. G-Tuztaş formasyonundaki bindirmeler ve bindiren bloklar üzerinde gelişmiş küçük kıvrımlar. H-İğdeli formasyonundaki KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli doğrultu atım bileşenli normal faylar.

Figure 4. Varied field views from the Oltu-Balkaya Basin. A- Angular unconformity between Atlılar formation and fore-arc association northwest of Olur in the north of the Oltu-Balkaya Basin. B- Angular unconformity between Bahçelikaşla formation and ophiolitic melange in the northeast of Oltu. C- Tectonic contact between Bahçelikaşla formation and the ophiolitic melange in the northeast of Oltu. D- Unconformity and tectonic contact between Deliktaş formation and Vişneli formation in the northeast of Oltu. E- Oligocene polygenic conglomerate on the ophiolitic melange. F- From place to place northward overturned folds with NE-SW axial extending in Oligo-Miocene units and the ophiolitic melange in their core. G- Overthrusts and small folds developed on the overthrust block in Tuztaş formation. H-The NE-SW striking and NE and SW dipping normal faults with strike-slip component in İğdeli formation.

Konak vd. (2001) ise Dağdibi formasyonuna, taban çakıltaşının hemen üzerine gelen kumtaşlarından derlenen örneklerde saptanan *Nummulites cf. millicaput* Boubee (A formu), *Nummulites cf. fabianii* Prever, *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Assilina* sp., *Asterigerina* sp., *Eurupertia* sp., *Acticocyclina* sp., *Rotalia* sp.) ve nannoplankton faunasına (*Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon, *Sphenolithus radians* Deflandre, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia ovalis* Black, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Helicosphaera lophota* Bramlette ve Sullivan, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt), *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran ve Braarud), *Micrantholithus crenulatus* (Bramlette ve Sullivan), *Pontosphaera plana* (Bramlette ve Sullivan), *Rhabdosphaera inflata* (Bramlette ve Sullivan), *Helicosphaera intermedia* (Martini), *Transversopontis pulcher* (Deflandre), *Transversopontis pulcheroides* (Sullivan), *Calcidiscus kingii* (Roth), *Chiasmolithus* sp. fosil içeriği Bartoniye-Priyaboniye (Orta-Geç Eosen) yaşını vermektedir. Bu çalışmada da fosil kapsamının daha ayrıntılı saptanılmasına dayanılarak aynı yaş benimsenmiştir.

Birim yüksek enerjili, sıg denizel bir ortam ürünüdür.

Karataş formasyonu

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birim tabanda, gri-yeşilimsi gri renkli, ince orta tabakalı kumtaşları ve üstte siltaşı, kıltaşı, siyah renkli bazalt, tuf ve kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin, yer yer merceksi geometrili, kalın gri-yeşil renkli aglomera ara

düzeyleri, litik ve kristal tuf karakterine sahip olan porfirik dokulu tüfler ve olivin bazaltlardan oluşan volkanik kesimi yüksek potasyumlu kalkalkalen bir volkanizmanın ürünüdür (Konak vd., 2001) ve bunların arasında bulunan gastropodlu kireçtaşları ve ince taneli kırıntılı kayaçlar gösel ortamı temsil etmektedir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Dağdibi formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan Karataş formasyonu açılı uyumsuzlukla Deliktaş formasyonu tarafından örtülmektedir.

Volkanik kumtaşı ve tüflerle ardalanan siltaşlarında saptanan *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay) ve *Ericsonia formosa* (Kamptner) nannoplankton türlerine dayanılarak birime Bartoniye-Priyaboniye (Orta-Geç Eosen) yaşı verilmiştir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Birim tabanda denizel üste doğru gösel ortam özelliği sunmaktadır.

Deliktaş formasyonu

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birim, tabanda kırmızı, mor, kahverengi renkli merceksel, binik yapılı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ara katkılı, masif, yer yer çok kalın katmanlı kumtaşı, çamurtaşı, siltaşı, tuf ve kireçtaşı ardışımından oluşmaktadır. Birimde yer yer aglomera ve bazalt ara katkıları da gözlenmektedir.

Bu formasyon Oltu kuzeydoğusunda Vişneli formasyonunun üzerine açıl uyumsuzlukla gelmekte ve aynı lokasyonda aynı birim tarafından tektonik olarak üzerlenilmektedir (Şekil 4D). Deliktaş formasyonunun ofiyolitli karışıyla ilişkisi, önceki çalışmalarda (örn. Konak ve Hakyemez, 2008) Oltu doğusunda Aşağı Çamlı yakınlarında tektonik olarak tanıtılmıştır. Ancak arazi çalışmaları sırasında aynı yerde

Deliktaş formasyonunun tabanda polijenik bir taban konglomerasıyla ofiyolitli karışığı açısız uyumsuzlukla üzerlediği de gözlenmektedir (Şekil 4E).

Benda (1971)'nin kömürlerde yaptığı palinolojik çalışmalara göre (Kurbalık sporomorph association) birimin yaşı Geç Oligosen-Erken Miyosendir.

Birimin litolojik özellikleri, aşındırma tabanlı kanal dolguları, som katmanlanma, kötü boylanmalı çakıllı kumtaşları ve mercekli kömür ara katkıları (Bozkuş, 1990), fosil kapsamı (Melanopsis sp. (Konak vd., 2001) ve kömür içermesi sığ göl, bataklık, akarsu ve alüvyon yelpazesi ve göl ortamlarındaki depolanmayı belirtmektedir.

Susuz Formasyonu

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan formasyon yer yer kömür damarları içeren, yeşil-sarı-kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı araldanmasından oluşmuştur

Deliktaş formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan birim üste doğru Alabalık formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir.

Birimin palinolojik içeriği [Sporlar: *Laevigatosporites haardtii* (Potonié ve Venitz), *Leiotriletes microadriennis* Krutzsch, *Verrucatosporites favus* (Potonié), *Monoleiotriletes gracilis* Krutzsch, *Trilites solidus* (Potonié), *Polypodiceoisporites marxheimensis* (Murr ve Pflug), *Leiotriletes adriensi*, *Verrucatosporites alieni*, *Cingulatisporites macroscopicus*, *Echinatisporis* sp., *Laevigatosporites* sp. *Echinatosporites* sp., *Leiotriletes* sp. Pollenler: *Monogemmites pseudosetarius* (Weyland ve Pflug), *Inaperturopollenites dubius* (Potonié ve Venitz), *Pityosporites microalatus* (Potonié), *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié),

Monogemmites pseudosetarius (Weyland ve Pflug), *Triatriopollenites rurensis* Pflug ve Thomson, *Tricolpites retiformis* (Pflug ve Thomson), *Dicolpopollis kalewensis* (Potonié), *Quercoidites microhenrici* (Potonié), *Cyrrillaceapollenites megaexactus* (Potonié), *Periporopollenites stigmatosus*, *Monoporopollenites solaris*, *Triatriopollenites coryphaeus*, *Anatolinites dongingensis*, *Cupressacites* sp.] Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşını vermektedir (Bilgiç vd., 1995; Konak vd., 2001).

Birim karasal ortam ürünüdür.

Alabalık formasyonu

Konak ve Hakyemez (2008) tarafından adlandırılan birim sarı-yeşil renkli tuf, aglomera ve andezitik lavlardan oluşmuştur. Alabalık formasyonu altındaki Susuz formasyonu ve üstündeki Toprakkale formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Birimin Rb/Sr ve K/Ar yöntemleriyle yaşı 23 MY (Erken Miyosen) olarak belirlenmiştir (Bayraktutan 1994).

Toprakkale formasyonu

Bozkuş (1998) tarafından tanıtılan birim, koyu gri, gri, yeşil, açık kahverengi, sarımsı bej renkli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ardışıklı bir istiften oluşmakta ve yer yer kireçtaşı katmanları içermektedir. Toprakkale formasyonu altındaki Alabalık formasyonu ve üstündeki Tuztaşı formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Stratigrafik konumu gereği Erken Miyosen ya da daha genç yaşta birim karasal ve gölsel ortam ürünü olmalıdır.

Tuztaşı formasyonu

Bozkuş (1998) tarafından adlandırılan birim, alttan üste doğru kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanması, sarı-gri-açık kırmızı renkli kireçtaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanımı ve

sarı-kırmızı renkli ve kalın katmanlı çakıltaşı-çamurtaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Tuztaşı formasyonu, altındaki Toprakkale formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Birim Paşalı formasyonu tarafından yerel uyumsuzlukla örtülür. Stratigrafik konumu gereği Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşta kabul edilen birim, karasal ve playa gölü ortamını yansıtmaktadır (Konak vd., 2001).

Paşalı formasyonu

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim, sarı-kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanımından oluşmakta ve taban kesiminde kireçtaşı ara katkıları içermektedir.

Paşalı formasyonu, Toprakkale formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer almaktadır. Birimin üzerinde ise, Penek formasyonu açılı uyumsuzlukla bulunmaktadır. Stratigrafik konumu göz önünde bulundurularak birimin yaşı Geç Oligosen(?) -Erken Miyosen kabul edilmiştir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Paşalı formasyonu içindeki çakıltaşları yer yer blok boyutunda, heterojen, yuvarlaklaşmış çakıllardan oluşmuş, taban dokanaları keskin yanal olarak devamsız düzeyler halindedir. Kumtaşlarında çapraz tabakalanmalar gözlenmektedir. Birimin kaya türü özellikleri göl ve akarsu ortamını yansıtır niteliktedir.

Penek formasyonu

Bozkuş (1990) tarafından tanımlanan birim, siyah, koyu gri, sarımsı-kahverengi, katmansız, yer yer çok kalın katmanlı, andezit ve bazalt bileşenli, ince ve merceksel tüf, bazaltik ve andezitik lav ve aglomeralardan oluşmaktadır. Aglomeraların arasında bej renkli ince taneli kırıntılı mercekler bulunmaktadır. Penek formasyonu, Paşalı formasyonu üzerinde açılal uyumsuzlukla yer alır ve üste doğru İğdeli formasyonuna uyumlu olarak

geçer. Konak vd.'ne (2001) göre birimin değişik düzeylerinin radyometrik yaşı 10.6 ± 2.8 ve 6.7 ± 1.29 MY (Geç Miyosen) arasında değişmektedir.

İğdeli formasyonu

Bozkuş (1990) tarafından tanımlanan birim, sarı-bej renkli volkanik kökenli çakıltaşı, çapraz katmanlanmalı kumtaşı, gri-koyu gri tüf ve bazaltik lav arakatlı, yer yer laminalı çamurtaşı, kıltaşı ve kömür aradüzeylerinden oluşmaktadır. İğdeli formasyonu altındaki Penek formasyonu ve üstündeki Erdavut volkaniti ile uyumlu geçişlidir. Birim içindeki volkanik kayaç arakatlıklarını Konak vd. (2001) 6.7 ± 1.29 MY. (Geç Miyosen) radyometrik yaş elde etmişlerdir. Kaya türü özellikleri birimin çökelmeye zaman zaman volkanizmanın eşlik ettiği gölsel ortamı yansıtır özelliktedir.

Erdavut volkaniti

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim genelde gri, mor, kahve, yeşilimsi siyah renkli bazaltik kayaçlar, andezitik-dasitik lav ve piroklastiklerden oluşmuştur. Erdavut volkaniti İğdeli formasyonu üzerinde geçişli olarak bulunur ve Büyükdere formasyonu tarafından açılal uyumsuzlukla örtülür. Konak vd. (2001) birimin üst seviyelerinden 6.3 ± 1 MY (Geç Miyosen) radyometrik yaş elde etmişlerdir.

Kuvaterner birimleri

Büyükdere formasyonu

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim genelde sarımsı kahverengi gri renkli, yarı pekişmiş, katmansız çakıltaşlarından oluşmakta ve yer yer kumtaşı ve çamurtaşı arakatlıları içermektedir. Büyükdere Formasyonu, Erdavut volkaniti ve daha yaşlı birimlerinin üzerinde

açışal uyumsuzlukla yer almakta ve alüvyonal çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Herhangi bir fosil içermeyen birim stratigrafik konumu gözetilerek Pliyo-Kuvaterner yaşlı olarak kabul edilmiştir. Birim akarsu ortamı ürünüdür.

Alüvyon

Değişen türdeki köşeli, yarı köşeli, az veya iyi yuvarlaklaşmış, tutturulmamış blok, çakıl, kum, silt ve çamurdan oluşmaktadır.

Yamaç molozu

Dağ ve tepelerin eteklerinde çökemiş, iyi tutturulmamış, köşeli, tane destekli çakıl ve bloklardan oluşmaktadır.

OLTU-BALKAYA HAVZASININ TEKTONİK EVRİMİ VE MAGMATİZMASI

Havza dolgununun iç yapısı, temel ve örtü kayaçları arasındaki ilişkiye dayalı olarak Oltu-Balkaya havzasının beş aşamalı bir evrim geçirdiği ileri sürülebilir.

Maastrichtiyen öncesi dönem

Oltu ve çevresinde Maastrichtiyen öncesi temel, Liyas öncesi yaşlı metamorfik kayaçlardan oluşan yoğun kıvrımlanmış yay önu topluluk, yay volkanitleri, Neotetis kuzey koluna ait ofiyolit ve ofiyolitli karışıkları kapsayan KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan ekay dilimlerinden oluşmaktadır. Maastrichtiyen öncesinde KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejimini yansıtan bu kıvrımlı ve ekaylı yapılar belirgin bir açışal uyumsuzlukla Geç Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı türbiditik karasal kırıntılılar ve resifal kireçtaşı ardalanması (Atlı formasyonu) tarafından örtülmektedir (Yılmaz vd., 2000).

Maastrichtiyen-Erken Eosen dönemi

Oltu-Balkaya havzası, Doğu Pontid Yay ve Neotetis Okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla ilişkili ofiyolit kenedine ait Maastrichtiyen öncesi yaşlı tektonik birimler üzerinde Maastrichtiyen başlarında Pontidlerle Anadolu-İran Platformu'nun çarpışmasını izleyen yerel tektonik çökme ile oluşmaya başlamıştır. Başlangıçta havzada, volkanit, serpantin, glokofanlı yeşil şist ve kireçtaşları gibi yayönu topluluklarda bol bulunan kayalardan türemiş kırıntılar içeren çapraz katmanlanmalı konglomera ile başlayan ve üste doğru daha ince kırıntılılara geçen karasal bir istif çökülmüştür. Paleosen'de derinleşen havzada kireçtaşlarıyla ardalanan kalın çamurtaşları çökülmüş ve Erken Eosende delta-deniz ortamı çökelleri gelişmiştir. Bölgede Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşlı formasyonların Maastrichtiyen öncesi temel ile dokanakları yer yer stratigrafik ve yer yer de tektoniktir. Yay önu topluluk ve ofiyolitik birimler, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşta birimlerin üzerine itilmiştir. Bu birimlerde KD-GB eksen gidişli kıvrımlar gözlenmektedir. Bu durum KB - GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin bu dönemde de sürdüğüne ve havzanın bu rejimin denetiminde geliştiğine kanıt sayılabilir. Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Pontidlerde Kaçkar Dağlarında Paleosen yaşta peralumin lökogradit özellikli çarpışma ile çağdaş kökenli granitoidik bir magmatizma gelişmiştir (Boztuğ vd., 2006). Bu özellikleriyle çarpışma ile çağdaş önülke havzası olan Oltu-Balkaya havzasının doğusunda, aynı dönemde Küçük Kafkaslarda Anadolu-İran Platformu'nun doğudaki uzantısı Güney Ermenistan ile Pontidlerin doğudaki uzantısı Somkheto-Karabakh'ın arasında da syn-collisional önülke niteliğinde bir havza gelişmiştir (Sosson vd., 2010).

Orta-Geç Eosen Dönemi

Bu dönemde bölgede yükselmeyi kanıtlayan bir taban konglomerasıyla başlayan sığ denizel karakterli istif (Dağdibi formasyonu) çökelimine yüksek potasyumlu kalkalkalen bir volkanizma (Karataş formasyonu) da eşlik etmiştir (Konak vd., 2001). Doğu Pontidlerde bu volkanizmayla eş yaşlı magmatik aktivite için bazı araştırmacılar yay kökeni ileri sürerken (Tokel, 1977; Akın, 1979; Yılmaz, 1981; Ercan ve Gedik, 1983; Robinson vd., 1995) bazıları çarpışma sonrası genişlemeli bir tektonik rejimi önermektedirler (Şengör ve Yılmaz, 1981; Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2003, 2004). Son yıllarda yapılan çalışmalarda, Pulur Masifinin kuzeyinde Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı çarpışma ürünü nap yığını kesen 52 MY (İpresiyen) yaşta (Topuz vd., 2005), Doğu Pontid Güney Zonunda 44 MY (Lütesiyen) yaşta (Arslan ve Aslan, 2006) ve Kaçkar Dağlarında Orta-Geç Eosen yaşta çarpışma sonrası yüksek K'lu kalkalkalen magmatizma ürünleri belgelenmiştir (Boztuğ vd., 2006). İnceleme alanının doğusunda Sosson vd. (2010) Güney Ermenistan- Somkheto-Karabakh bölgesinde Eosen magmatik etkinliğinin çarpışma sonrası oluştuğunu açıklamışlardır.

Geç Eosen sonuna doğru Maastrichtiyen öncesi yaşlı temel kayalar, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşlı birimlerin üzerine itilmiş ve havza KB - GD yönlü sıkışma rejiminin etkisiyle yükselmiştir.

Oligosen-Erken/Orta Miyosen Dönemi

Oligosen'de gelişen bölgesel bir transgresyon sonrasında havzada, Oligosen-Erken/Orta Miyosen aralığında karasal kıvrıntılılarla birlikte sığ denizel karbonatlar da içeren bir molas

çökelmiştir. Maastrichtiyen öncesi yaşlı temel kaya birimleri, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Oligo-Miyosen yaşlı formasyonları da üzerlemektedir. Bu birimlerde (Deliktaş ve Susuz formasyonları) KD-GB eksen gidişli, yer yer güneye devrik antiklinaller gözlenmektedir (Şekil 4F). Ayrıca, Tuztaş formasyonunda yataya yakın bindirmeler ve kıvrımlar da gözlenmektedir (Şekil 4G). Bu durum KB - GD doğrultulu yaygın ve şiddetli bir sıkışma rejiminin bu dönemde de sürdüğünü göstermektedir. Bölgede bu dönemde önce olivinli bazalt ve andezit ve daha sonra andezitik ve bazaltik yaygın iki volkanizma (İğdeli formasyonu ve Erdavut volkaniti) gerçekleşmiştir. Yüksek potasyumlu volkanizma (Konak vd., 2001) ürünü bu volkanikler, Doğu Pontidlerdeki Neojen yaşlı çarpışma sonrası volkaniklerin (Aydın vd., 2008) havzadaki eşdeğeri olmalıdır.

Geç Miyosen-Erken Pliyosen Dönemi

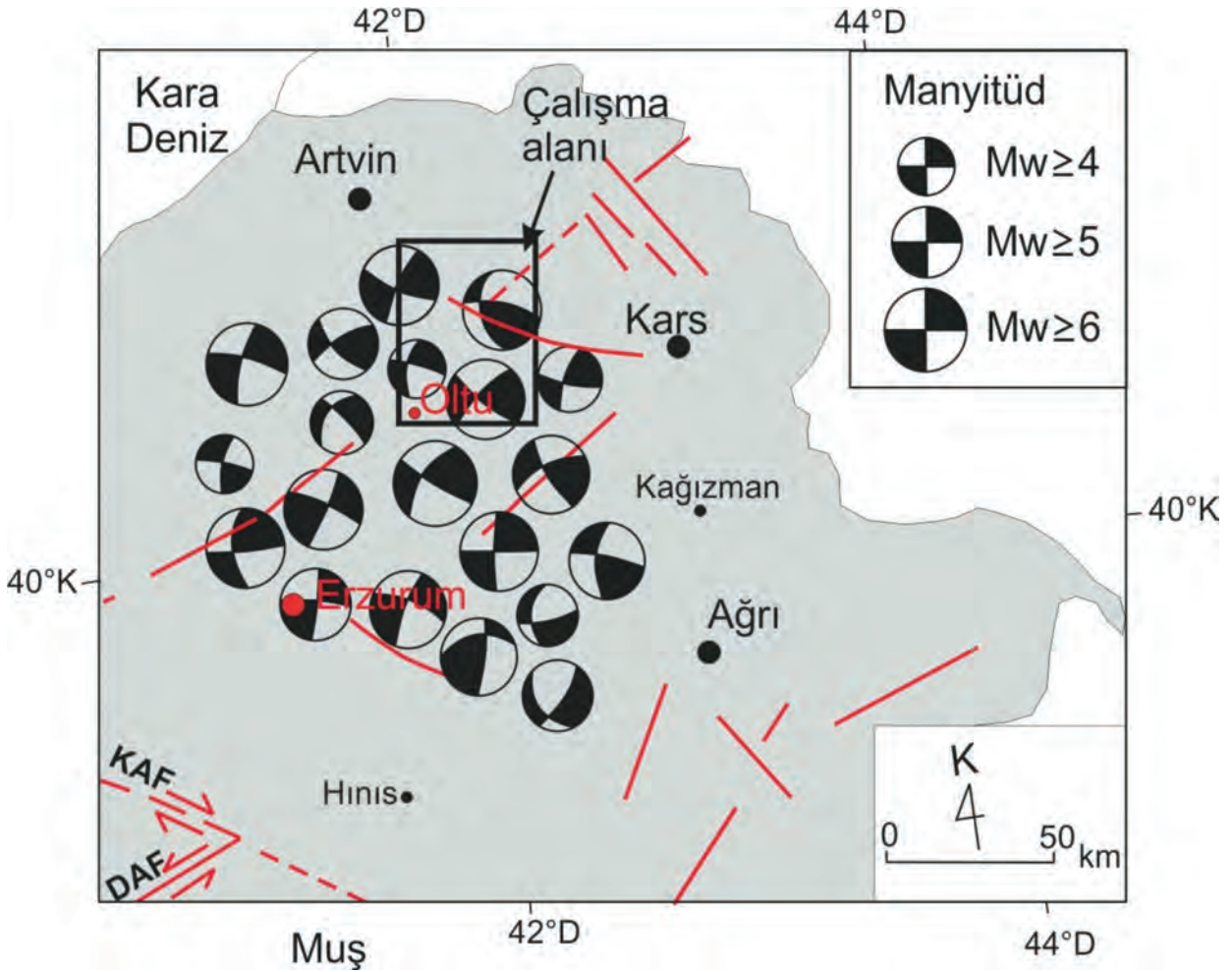
Bütünüyle karasal çökel ve volkanitlerden oluşan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı birimlerden İğdeli formasyonunda KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli haritalanamayacak boyutta normal faylar gözlenmektedir (Şekil 4H). Gerilmeli bir tektonik rejimi yansıtan bu dönemde yaygın andezitik ve dasitik volkanizma gerçekleşmiştir. Doğu Pontidlerde Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler, kuzeye yitimle ilişkili bir litosferik delaminasyon kökenli çarpışma sonrası ekstansiyonal rejimin ürünü olarak görülmektedir (Aydın vd., 2008). Eyüboğlu vd. (2012) ise inceleme alanın kuzeydoğusunda Uzundere yakınlarındaki Geç Miyosen yaşlı volkanitlerin yitimden çok, mafik alt kıta kabuğunun ergime ürünü olduğunu ileri sürmektedir.

Geç Pliyosen-Kuvaterner Dönemi

Yatay konumlu karasal Geç Pliyosen-Kuvaterner çökelleri, Geç Miyosen çökelleri üzerinde açılal uyumsuzlukla bulunmaktadır. Bu birimler KD-GB doğrultulu ve KB-GD doğrultulu atımlı faylardan etkilenmişlerdir. KD-GB doğrultulu faylar diğerlerine göre daha belirgindir. Bu etki günümüzde Görgün vd.'nin (2011) inceleme alanı ve çevresindeki deprem odak çözümlerinde görülmektedir (Şekil 5). Odak mekanizması çözümleri inceleme alanındaki fayların ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu

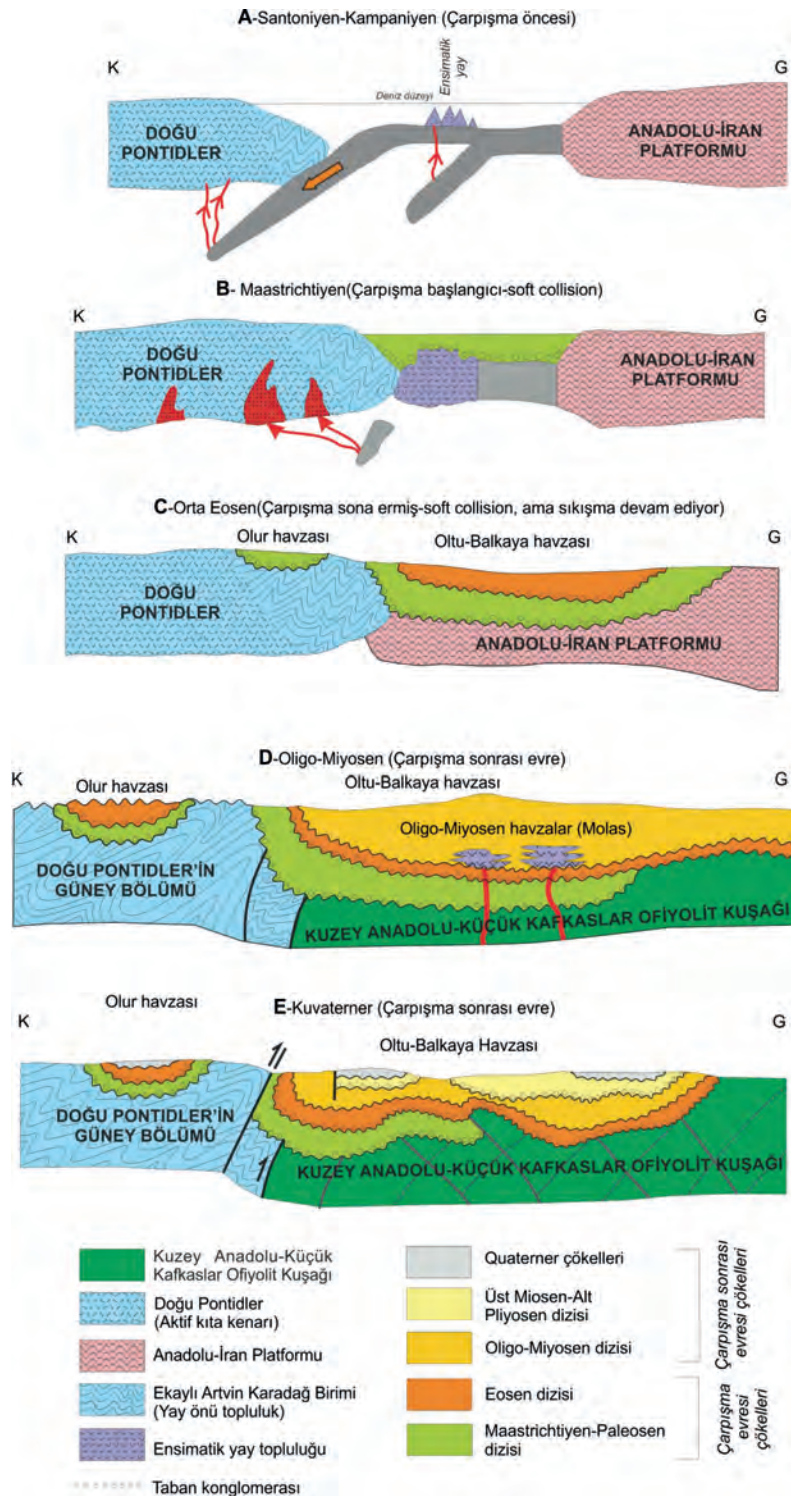
atımlı faylar olduğunu göstermektedir. Havzada günümüzde KD-GB doğrultulu fayların daha aktif olduğu transpressif bir rejim etkin durumdadır. Katmanların kıvrımlanmamış olduğu bu dönem bölgede Neotektonik evre olarak kabul edilmektedir (Koçyiğit vd., 2001).

Genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit ve fosil kapsamının yanı sıra, yukarıda anlatılan verilere göre, Oltu-Balkaya havzasındaki ve havza çevresindeki magmatik etkinlik verileri, tektonik dönemler ve evrim aşamaları Şekil 3' te birlikte sunulmuştur.



Şekil 5. Oltu-Balkaya havzası ve çevresindeki depremler ve odak mekanizma çözümleri (Görgün vd., 2011).

Figure 5. Earthquakes and their focal mechanisms in the Oltu Bakaya basin and its surrounding area (Görgün et al., 2011).



Şekil 6. Oltu-Balkaya havzasının Geç Kretase-Kuvaterner dönemindeki önemli yapısal evrim aşamalarını gösteren yalınlaştırılmış enine kesitleri.

Figure 6. Simplified cross-sections showing important stages of structural evolution of between Late Cretaceous and Quaternary.

SONUÇLAR

İzmir Ankara-Erzincan Kenet kuşağı üzerinde Geç Kretase'den itibaren gelişen Oltu-Balkaya havzasının batısındaki Orta Anadolu havzaları, yay önu havzalar (Görür vd., 1984; Koçyiğit, 1991, Gökten, 1993) ve çarpışma havzaları (Erdoğan vd., 1996) olarak yorumlanmıştır. İzmir Ankara-Erzincan Kenet kuşağının doğuya uzantısı olan Küçük Kafkas Kenedi üzerinde ise Sosson vd. (2010) Paleosen'den itibaren çarpışma türü bir havzanın geliştiğini belirtmektedirler.

Oltu-Balkaya havzası ise, Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu arasındaki Neo-Tetis'in kuzey kolunun ürünü olan üzerlemiş ofiyolitik birimler ve Pontid yayının güney bölümüne ait birimlerden oluşan bir mozaik temel üzerinde Üst Maastrichtiyen'den itibaren oluşmaya başlamıştır. Mozaik ve üzerindeki havza dolgusu arasında bölgesel bir uyumsuzluk vardır ve Oltu-Balkaya Havzasının temel kayaçları ile havza dolgusu çökellerinin arasındaki hem oluşum ortamı hem de uyumsuzluk şeklindeki stratigrafik ilişkisi, bu havzanın bir okyanus havzasının kalıntısı olamayacağını göstermektedir.

Bu durum, Oltu-Balkaya havzasının çarpışma ile ilişkili bir havza ve Dickinson (1974) ve Miall (1981) in tanımlamalarına göre ise bu kuşak önünde veya çevresinde uzunlamasına gelişen bir ön çukurluk havzası olarak sınıflandırılmasına olanak verir.

Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen dönemindeki birimlerin üzerinde ve içinde görülen değişik boyuttaki ofiyolit bindirmeleri, havzanın oluşumu sırasında da sıkışmanın yoğun olduğunu göstermektedir. Bu dönemde başlangıçta karasal ve sığ denizel çökeller, daha sonra görece derin deniz çökelleri çökelmiştir. Aynı dönemde Doğu Pontidlerde çarpışma ile yaşıt magmatizmadan söz edilmektedir (Boztuğ vd. (2006) ve daha doğuda Küçük Kafkaslarda Anadolu-İran Platformu'nun

doğudaki uzantısı Güney Ermenistan ile Pontidlerin doğudaki uzantısı Somkheto-Karabakh'ın arasında da çarpışma ile yaşıt önülke niteliğinde bir havza gelişmiştir (Sosson vd., 2010). Bu veriler gözetildiğinde Oltu-Balkaya havzasının Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen zaman aralığında çarpışma ile yaşıt önülke niteliğinde olduğu söylenebilir.

Orta Eosen'den itibaren Doğu Pontidlerde yaygın olan ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi Kuşağını da kesen çarpışma sonrası magmatizma (Şengör ve Yılmaz, 1981; Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2001, 2002, 2003, 2004, 2006; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006) bölgede Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu'nun son şiddetli çarpışmasının (hard-final collision) Orta Eosen'de tamamlanmış olduğunu göstermektedir. Oltu-Balkaya havzasında bu olayla ilişkili yükselmeyi kanıtlayan bir taban konglomerasıyla başlayan ve çarpışma sonrası Orta-Geç Eosen yaşlı çarpışma sonrası yüksek K lu kalkalkalen magmatizmanın eşlik ettiği (Konak vd., 2001) sığ denizel karakterli istif, çarpışma evresinden çarpışma sonrasına geçişi yansıtmaktadır. Oligo-Miyosen'de gelişen bölgesel bir transgresyonu izleyen karasal kırıntılılar ve sığ denizel karbonatlardan oluşan molas çökeli ve eşlik eden yüksek potasyumlu volkanizma, çarpışma sonrası gelişen bir havza karakterini belirginleştirmektedir. Geç Miyosen başlangıcında gelişen yeni bir bölgesel transgresyon ile Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de akarsu ortamından gölsel ortama kadar değişen çökeller ve andezitik-dasitik volkanizmanın oluşumu, havzanın çarpışma sonrası özelliğini sürdürdüğünü göstermektedir. Ancak aynı dönemde gelişmiş olan KKB-GGD doğrultulu DKD ve BGB ya eğimli normal faylar, havzada çarpışma sonrası yaklaşık DKD-BGB yönlü bir genişleme rejiminin varlığına bağlanabilir.

Geç Pliyosen'den itibaren bölgede oluşan birimler kıvrımlanmamış ve Pliyosen-Kuvaterner çökellerini etkileyen KD-GB ve KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylar bu dönemde etkin olan yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma rejiminin ürünüdürler. İnceleme alanı ve çevresindeki deprem odak çözümleri (Görgün vd., 2011, Şekil 5.) havzada günümüzde ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fayların varlığı sıkıştırmanın etkin olduğu bir rejimi işaret etmektedir.

Sonuç olarak Şekil 6' da sunulduğu gibi Oltu-Balkaya havzası, Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu arasındaki Neo-Tetis Ofiyolit kenedi üzerinde, Neo-Tetis'in kuzey kolundan kaynaklanan üzerlemiş ofiyolitik birimler ve Pontid yayının güney bölümüne ait birimlerden oluşma bir mozaik üzerinde Geç Maastrichtiyen'den itibaren gelişen çarpışma ile (soft-collision, Draut and Clift (2001)) oluşmaya başlamıştır. Havza Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışma ile çağdaş/eşyaşlı önülke niteliğinde iken Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu'nun son çarpışmasının (hard-final collision, Draut and Clift (2001)) Orta Eosen'de tamamlanmasıyla Orta-Geç Eosende çarpışma evresinden çarpışma sonrasına geçiş yansıtan özellikler kazanmıştır. Oligo-Miyosen'de çarpışma sonrası havza karakteri belirginleşerek sürmüştür. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de havzada çarpışma sonrası genişlemeli rejim egemen olmuştur. Geç Pliyosenden itibaren K-G doğrultulu sıkışma rejiminin etkin olduğu havzada günümüzde ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fayların belirgin olduğu transpresif bir rejim etkindir. Havza içindeki aktif nitelikli KD-GB gidişli bindirme bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fayların varlığı, Geç Pliyosenden itibaren havzayı denetleyen K-G yönlü sıkıştırma rejiminin kontrolünde gelişmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu proje Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından M-462 numaralı bireysel araştırma projesi olarak desteklenmiştir. Yapıcı eleştirileri ve önerileriyle bu çalışmaya katkı koyan Prof. Dr. Halil GÜRSOY (Cumhuriyet Üniversitesi) ve Doç. Dr. Halil YUSUFOĞLU'na (MTA Genel Müdürlüğü) teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

Oltu- Balkaya basin defined, first by Lange (1967). It has approximately 25 km in width and 50 km in length, which is located to the northeast of Erzurum province. It is also parallel to the general trends of the basement rock units, which are exposed around the basin.

In the previous studies (Lahn ve Romber, 1939; Baykal 1950; Tendam, 1951; Erentöz, 1954; Gattinger, 1955; Wedding, 1956; Nebert, 1963a,b; Engin and Engin, 1964; Lange, 1967; Altınlı, 1969; Erentöz and Ketin, 1974; Akalın, 1978; Özdemir, 1981; Bulut et.al. 1989; Bozkuş, 1990; Bilgiç et al., 1995; Bozkuş, 1998; Yılmaz at, al, 2000; Konak et al., 2001; Konak and Hakyemez, 2008), a great deal of the tectonic and stratigraphic data have been presented. However, on the basis of these data, it is not possible to explain structural evolution of the basin as a whole. Therefore, in this study, it has been aimed to introduce the basin in detail, and also its structural evolutions in the regional geologic framework, after the field study.

The Oltu-Balkaya basin occurred on a mosaic, which is made up of fore-arc deposits of the Eastern Pontide Arc and ophiolites/ophiolitic with mélanges of the North Anatolian- Lesser Caucasus Suture.

*The basin fill represents Maastrichtian-Quaternary rock association. **Atlular formation***

is made up of an alternation of Maastrichtian-Paleocene turbiditic continental clastics and limestone (Fig. 4A), which overlie the Pre-Maastrichtian basic rocks with a clear unconformity (Yılmaz et al., 2000). The upper part of this unit passes Paleocene Bahçekişla formation laterally, which is made up of an alternation of conglomerate-sandstone in general, in the south of the basin (Konak et al., 2001). **Bahçekişla formation** is a product of marine and deltaic environment, which overlies the ophiolitic mélangé at some places (Fig. 4B). However, the formation is tectonically thrust over by the melange at some places (Fig. 4C). This unit passes transitionally to the **Vişneli formation** (Konak et al, 2001), which is represented by Early Eocene clastics and turbiditic rocks were deposited in gradually deepening marine.

Dağdibi formation (Bozkuş, 1993) rests on the Vişneli formation with a local unconformity, and it is made up of Middle- Late Eocene clastic rocks, which are products of shallow marine, including Nummulites and having a high energetic environment, with overlying volcanoclastic and volcanic rocks, in general. **Karataş formation** (Bozkuş, 1990) overlies the Dağdibi formation conformably, and it is made up of Middle-Upper Eocene (Konak ve Hakyemez, 2008) marine basaltic lavas and pyroclastic rocks, which are products of high potassium calc- alkaline volcanism, and lacustrine deposits in the lower and upper levels respectively.

Deliktaş formation (Bozkuş, 1990) is represented by Late Oligocene- Early Miocene alternation of tuff, limestone and clastic rocks, in places, with intercalation of agglomerate and basalt, lies on Karataş and Vişneli formations unconformably respectively. It also reflects the characteristics of alluvial fan and braided river environments (Fig. 4D) and underlined by the

Vişneli formation tectonically at the Oltu town. The relationship between Deliktaş formation and ophiolitic melange has been defined as tectonic contact near from Aşağı Çamlı village to the North of Oltu town at previous studies (ex. Konak and Hakyemez,2008). However, during field study, it was observed that the Deliktaş formation rested on the melange with a basal poligenetic conglomerate and unconformably at the same place (Fig. 4E).

Susuz formation (Bozkuş (1990) contains Upper Oligocene- Lower Miocene (Bilgiç et al., 1995; Konak et al., 2001) alternation of conglomerate-sandstone- claystone- limestone with coal intercalations, which reflecting continental environment, overlies Deliktaş formation conformably. In addition, Deliktaş formation passes also transitionally into the upper level to the **Alabalık formation** (Konak and Hakyemez, 2008), which is represented by the Early Miocene (Bayraktutan, 1994) yellow-green tuff, agglomerate and andesitic lavas.

The Oltu basin started to open by deposition of Upper Maastrichtian- Paleocene turbiditic continental clastics and reefal limestone after the compressional regime in the NW-SE direction, where it was dominant before Maastrichtian at the Oltu and surrounding area. As the Maastrichtian- Early Eocene units have folding in the NE-SW direction and tectonic contacts between basement rocks and the basin fill have also in NE-SW direction, reflecting NW and SE vergents may be an evidence of the same compressional tectonic regime, which continued during Maastrichtian- Early Eocene.

During Middle- Late Eocene, shallow marine deposition with a basal conglomerate reflecting the land become a rise, occurred synchronizely with the post collisional calcalkaline volcanism (Karataş formation) having high

potassium. The older units have obducted on the Middle-Late Eocene units along the NW and SE vergent overthrusts having NE-SW direction in the surrounding area of the Oltu town.

After a regional transgression occurred during Oligocene, a molasse deposited, which include Oligocene- Middle Miocene continental clastics with shallow marine carbonates. Pre-Maastrichtian basement rocks obducted Oligo-Miocene formations, along the thrusts in the NE-SW direction and have NW and SE vergents. In addition, Oligo- Miocene units include overturned and horizontal folds plunging to the north in the NE-SW direction (Fig. 4F). It is possible to observe the overthrusts, cutting the folds plunging to the south and approximately horizontal overthrusts plunging to the north (Fig. 4G). This indicates that the intensive compressional tectonic regime went on during Oligo-Miocene in the NW-SE direction pervasively. During this time period, first olivine basalt and andesite (İğdeli formation) and then andesitic and basaltic volcanism (Erdavut Volcanics) occurred in the region. These volcanic rocks, which are products of volcanism with high potassium (Konak et al., 2001) should be equivalents of Neogene post collisional volcanics (Aydın et al., 2008) at the Eastern Pontides.

It is possible to observe small unmapped normal faults in the Late Miocene- Early Pliocene continental deposits and volcanic rocks in the NW-SE direction and dipping to NE and SW (Fig., 4H). Widespread andesitic and dasitic volcanism occurred during extensional tectonic regime in this time. In general, it is also accepted that Middle Miocene- Pliocene volcanics occurred as products of the extensional tectonic regime after the collision along the Eastern Pontides (Aydın et al., 2008; Eyüboğlu et al., 2012).

Continental and horizontal in setting deposits of Late Pliocene- Quaternary lie on

Upper Miocene deposits unconformably. These units were affected by the strike-slip faults in the NE-SW and NW-SE directions. Faults in the NE-SW directions are prominent than others. It is possible to see this effect on the earthquake focal solutions of Görgün et al. (2011) at the study area and surroundings in Recent. The earthquake focal solutions show that the faults developed in the study area have left lateral strike –slip faults with reverse components in the NE-SW direction.

It is possible to suggest that the Oltu-Balkaya Basin evolved at five stages, on the basis of inner structure and the relationship between basement and cover rocks of the basin fill (Fig. 6).

1. **Maastrichtian- Early Eocene:** The Oltu-Balkaya Basin started to open depending on the collapse following the collision between the Eastern Pontide Arc and Anatolide-Taurus Platform on the Pre-Maastrichtian tectonic mosaic related to the closing of the northern branch of Neotethys. In the beginning, a continental sequence derived from the clastic rocks, which are abundant at fore-arc associations, deposited in the basin. While thick mudstones with limestone alternation were deposited in the gradually deepening basin, syn-collisional granitoid magmatism, including Paleocene per aluminious leucogranite, developed from Kaçkar Mountains to the north of the Oltu-Balkaya Basin and also north of the Eastern Pontides (Boztuğ et al., 2006). In the Early Eocene, delta-marine clastic rocks were deposited.
2. **Middle- Late Eocene:** The basin uplifting depending on the compression had the NW-SE direction and Pre-Maastrichtian basic rocks thrust along the NE-SW striking and NW and SE dipping faults over the basin fill towards to the end of Early Eocene. Shallow

marine deposition accompanied with Middle-Late Eocene post-collisional with high potassium calc-alkaline magmatism in the region (Konak et al., 2001).

3. **Oligocene-Early/Middle Miocene:** A regional transgression occurred during Oligocene. A molasse, including continental clastic rocks and shallow marine carbonates, deposited in the Oligocene- Early/Middle Miocene time interval. Pre-Maastrichtian basement rocks were thrust over Oligo-Miocene units along NE-SW directed faults with northwest and southeast facing and folds having the axes in the NE-SW direction. Going on widespread and intensive compressional tectonic regime; the overthrusts, which are nearly horizontal dipping to the north, cut the folds verging to the south. The basin turned into a continental environment in the Miocene, where fluvial and lacustrine deposits lie on the Middle Miocene and older units with a regional unconformity. The region pursued its existence as the post-collisional setting, where the volcanism with high potassium was effective (Konak et al., 2001).
4. **Late Miocene- Early Pliocene:** In the region, where the extensional tectonic regime was effective, normal faults trending in the NW-SE direction and dipping to the NE and SW were developed. In addition, postcollisional widespread andesitic and basaltic volcanism, which was a product of extensional tectonic regime, accompanied with the deposition in the region.
5. **Late Pliocene- Quaternary:** From the beginning of the Late Pliocene, NE-SW and NW-SE trending strike-slip faults have developed by the compression, approximately in the N-S direction. In recent, a transpressive tectonic regime is dominant, where NE-SW trending faults are more active in the basin.

The Oltu-Balkaya basin has started to open by the collision (soft- collision, Draut and Clift, 2001), since late Maastrichtian on a mosaic, composing of obducted ophiolitic units, derived from northern branch of Neotetys and the units of the southern parts of Eastern Pontide, and also on the ophiolitic suture between the Eastern Pontide and Anatolide-Tauride Platform. While The basin had the characteristics of syn-collisional foreland basin during Late Maastrichtian- Early Eocene, it gained the characteristics reflecting a transition from soft collision to post-collision (and/or hard-final collision, Draut and Clift, 2001) which completed in the Middle Eocene, between the Pontide Arc and Anatolide- Tauride Platform. post-collisional basinal development gradually became clear in the Oligo-Miocene. Postcollisional extensional tectonic regime became dominant in the Late Miocene- Early Pliocene in the basin. Since the Late Pliocene to Recent, NE-SW sinistral strike-slip faults with reverse components occurred in the distinctive transpressive tectonic regime, under the N-S directed compression

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, Sh. Belov, A., Kekelia, M. Shavishvili I., 1987. Palaeozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotraverse G)H. Flugel, F.P. Sassi, P. Grecula (Eds.), Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, Mineralia Slovaca, Alta Bratislava (), pp. 28-50
- Akalın, L., 1978, Balkaya ve Sütüks (Erzurum) linyit sahaları etüdü: M.T.A. Rap. No: 224, Ankara.
- Akin, H., 1979. Geologie, magmatismus und Lagerstättenbildung im ostpontischen Gebirge/ Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geologische Rundschau 68, 253-283.

- Altınlı, İ.E., 1969, Oltu-Olur-Narman dolayının Jeolojik İncelemesi: TPAO Rap. No: 449, (yayımlanmamış).
- Arslan, M., Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey *Journal of Asian Earth Sciences* 27,177–193
- Aydın, F., Karlı, O., Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104, 249–266.
- Baykal, F., 1950, Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgisi:MTA Rap. No: 1928 (yayımlanmamış).
- Bayraktutan, S., 1994, Narman-Gaziler bölgesinin Tersiyer'deki volkano-tektonik evrimi: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 104.
- Bektaş., O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontides carbonate platform (NE Turkey): the formation of the carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. *Giornale di Geologia* 57, 233–244.
- Benda, L., 1971, Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des Türkischen Jungtertiars. *Beih. Geol. Jb.*, 113.
- Bilgiç, T., Alişan, C, Tulu, N., 1995. The age and the microflora of the coal beds in the Balkaya region (Erzurum-Oltu), Second International Turkish Geology Workshop, Sivas, Turkey.
- Bozkuş, C., 1990, Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bull.*, 33, 47-56.
- Bozkuş, C., 1993. Oltu-Narman Tersiyer Havzası Kuzeydoğusunun (Kömürlü) Tektoniği. *Akdeniz Üniv. Müh. Fak. Dergisi* 7, 65-80.
- Bozkuş, C., 1998, Kuzeydoğu Anadolu'da (Oltu-Narman Arası) Pontid / Anatolid Kenet Kuşağının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Mühendislik Bilimleri Dergisi, 4/1-2, 487-499.
- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Göç, D., Er, M., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K., Kömür, İ., 2001. Petrogenesis of the composite Kaçkar batholith along a north south geotraverse between Ardeşen (Rize) and İspir (Erzurum) towns, eastern Black Sea region, Turkey. Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV), Adana/Turkey, September 24-28, 2001, Abstracts, p. 210.
- Boztuğ, D., Wagner, G.A., Erçin, A.İ., Göç, D., Yeğingil, Z., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K., Kömür, İ., Güngör, Y., 2002. Sphene and zircon fission-track geochronology unravelling subduction-and collision-related magma surges in the composite Kaçkar Batholith, Eastern Black Sea region, Turkey. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Turkey, May 16-18, 2002, Abstracts, p. 121.
- Boztuğ, D., Kuşçu, I., Erçin, A.I., Avcı, N., Şahin, S.Y., 2003. Mineral deposits associated with the pre-, syn- and post-collisional granitoids of the neo-Tethyan convergence system between the Eurasian and Anatolian plates in NE and Central Turkey. In: Eliopoulos, D. (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, pp. 1141–1144.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., Yeğingil, Z., 2004. Slow Senonian and fast Palaeocene—Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, İ., İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generate. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 286–302
- Bulut, Y., Ögün, Y., Dümenci, S., Bozkuş, C., Taka, M. ve Öner, A., 1989, Tortum-Narman-Oltu-Olur dolayının jeolojisi ve kömür olanakları: MTA Rap. No: 8889 (yayımlanmamış).

- 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.
- Dickinson, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W.R. (Ed.), *Tectonics and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 1–27. Special Publications.
- Draut, A.E., Clift, P.D., 2001. Geochemical evolution of arc magmatism during arc-continent collision, South Mayo, Ireland. *Geology* 29 (6), 543–546.
- Engin, O., Engin, T., 1964, Hanege köyü (Erzurum-Oltu) ve civarındaki linyit ihtiva eden sahanın jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No: 3548 (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Gedik, A., 1983. Pontidlerdeki volkanizma. *Jeoloji Mühendisliği* 18, 3–22.
- Erdoğan, B., Akay, E., Uğur, M.Ş. 1996. Geology of the Yozgat region and evolution of collisional Çankırı Basin. *International Geology Review*: 38, 788 – 806.
- Erentöz, C., 1954, Oltu 31/4, Kars 32/3 ve Hasankale 48/2 1/100.000 ölçekli jeolojik paftalara ait memuar: MTA Rap. No: 2159 (yayımlanmamış).
- Erentöz, C. ve Ketin, İ., 1974, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izahnamesi, Kars paftası: MTA yayını.
- Eyuboglu, Y., Santosh M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region, *Lithos* 146-147, 218–232
- Fenerci, M. 1994. Rudists from Maden (Bayburt) area, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 3, 1–11.
- Gattinger, T.E., 1955, Kuzeydoğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum arasındaki bölgede yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor: MTA Rap. No: 2379 (yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1979. Harşit (Giresun–Doğankent) granit karmaşığının jeokronolojik etüdü. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı* 33, 59–60.
- Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1995. Postcollisional Eocene magmatic activity of NW Anatolia: EUG VII, Strasbourg, *Terra Abstracts, Terra Nova*, 7, 1995, p. 181.
- Gökten, E., 1993. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarının jeolojisi; Neotetis’in kuzey kolunun kapanması ile ilgili tektonik gelişim. In: *46th Geology Congress of Turkey, Abstracts*, Ankara, p. 68.
- Görgün, E., Kalafat, D., Kekovalı, K., 2011. Doğu Anadolu’nun sismotektonik yapısının deprem odak mekanizmaları yardımıyla yorumlanması. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı* 11-14 Ekim 2011, ODTÜ, Ankara.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., Şengör, A.M.C., 1984. Paleo-tectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), vol.17. Geological Society, London, pp. 455–466. Special Publications.
- Görür, N., Tüysüz, O., and Şengör, A. M. C., 1998. Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins. *International Geology Review* 40, 831–850.
- Görür, N., Tüysüz, O. 2001. Cretaceous to Miocene Palaeogeographic evolution of Turkey: implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology* 24, 1–28.
- Gürsoy, H., 1989. Tectonics and stratigraphy of the Kelkit (Gümüşhane) region. Ph.D. thesis, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, 140p (in Turkish)
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Gökçen, N.S., Gökten, E., Bromley, A.J., 1989. Tectono-Sedimentary Evolution of a Neo-Tethyan Collisional

- Trough:Sivas-Refahiye Basin Central Turkey, 28th International Geological Congress, Washington, DC, USA, Abstracts, 2(3), pp. 171–172.
- Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geological Society of America Bulletin* 103, 22–36.
- Koçyiğit, A., 1996, Superimposed basins and their relations to the recent strike-slip fault zone: a case study of the Refahiye superimposed basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, northeastern Turkey. *International Geology Review*, 38, 701-713.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, Y., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implications of transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta* 14 (1-3), 177-195.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgin, Z.R. and Bilgiç, T., 1995, Oltu-Olur-Şenkaya (Doğu Pontidler) jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara (yayımlanmamış).
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N. ve Ercan, T. 2001. Kuzeydoğu Pontidler (Oltu-Olur-Şenkaya-Narman-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10489, Ankara (yayımlanmamış).
- Konak N, Hakyemez Y.,2008. Geological map of Turkey in scale 1:100.000, Tortum H47 sheet (in Turkish). MTA publication, p. 95, Ankara.
- Lahn, E. ve Romber, H., 1939, Balkaya linyit zuhuratının jeolojik tetkikatı ile mezkur havzada yapılan araştırma işleri ve işletme teklifleri hakkında rapor: MTA Rap. No: 765 (yayımlanmamış).
- Lange, S., 1967, Erzurum-Oltu-Balkaya linyit havzasına ait jeolojik rapor: MTA. Rap. No: 122, Ankara.
- Lordkipanidze, M., Meliksetian, B., Djarbashian, R. 1989. Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Caucasus region. *Memoires de la Geologia France, Nouvelle serie*, 154,103-124.
- Miall, A.D., 1981. Tectonic Setting and Basin Architecture Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins. In: *Alluvial Sedimentary Basins*, Miall, A.D. (Ed.), Special Publications, vol. 23. Geological Associations of Canada, London, pp. 1–33.
- Nebert, K., 1963a, Kömür ihtiva eden Sütkans bölgesinin (Vilayet Erzurum-Kaza Oltu) jeolojik yapısı ve kömür yataklarının jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No:3232 (yayımlanmamış).
- Nebert, K., 1963b, Henege köyü (Kaza Oltu, Vilayet Erzurum) bölgesinde yapılan kömür prospeksiyonu sonuçları hakkında rapor: MTA Rap. No: 3344. (yayımlanmamış).
- Okay, A.I., Leven, E.J., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequence in the Pulur (Bayburt) region, eastern Pontides. *Turk. J. Earth Sci.* 5, 145–155.
- Okay A.I., Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. In: A.G. Robinson (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. Association of American Petroleum Geologists Memoir 68, 291–311.
- Özdemir, İ., 1981, Oltu-Balkaya (Erzurum) kömürlü Neojen havzasının ekonomik jeolojisi: Ankara University Department of Engineering Geology, MS thesis, Ankara (Unpublished in Turkish).
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler’de Kretase. *KTÜ Yer Bilimleri Dergisi* 1, 65–114.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğusu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: KTÜ yayını, No:87, 105 s., Trabzon.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Geological Society London* 152, 861–872.

- Sosson, M., Rolland, Y., Danelian, T., Muller, C., Melkonyan, R., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephanson, R., Bergarat, F., Storatchenoko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, vol. 340. Geological Society of London Special Publication, pp.329–352.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181–241.
- Tendam, A., 1951, Balkaya linyit yatağının jeolojik haritasının revizyonuna ait rapor: M.T.A. Rap.No: 1887, Ankara.
- Tokel, S., 1977. Eocene calc-alkaline andesites and geotectonism in the Eastern Black Sea region (in Turkish). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 20, 49–54.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O., Schwarz, W.H., 2004. Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos* 72, 183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M., Dokuz, A., 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 441–455.
- Wedding, H., 1956, Balkaya linyit zuhuru, vilayet Erzurum, kaza Oltu, Pafta 31/2: MTA Rap. No: 2947 (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., Adamia, S., Chabukiani, A., Chkhotua, T., Erdoğan, K., Tuzcu, S., Karabıyıkoglu, M., 2000, Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)-eastern Pontides (Turkey). Geological Society, London, Special Publication 173, 171–182.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2006. Characteristic features and structural evolution of a post-collisional basin: the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. *J Asian Earth Sci* 27:164–176.
- Yılmaz, A., Adamia, SH., Yılmaz, H., 2014. Comparisons of the suture zones along a geotraverse from the Scythian Platform to the Arabian Platform. *Geoscience Frontiers* 5, 855–875.
- Yılmaz, S. and Boztuğ, D., 1996, Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review* 38, 935–956.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, North-eastern Anatolia. PhD Thesis, University of London, 260p.
- Yılmaz, Y., 1981. Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *İstanbul Yerbilimleri* 1 (1–2), 33–52.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G.(Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region AAPG Memoir* 68, pp. 183–226.

Makale Geliş Tarihi : 29 Nisan 2015

Kabul Tarihi : 9 Kasım 2015

Received : 29 April 2015

Accepted : 9 November 2015



Jeolojik Çözümlemelerde Uydu Görüntüleri Destekli Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) Yöntemleri; Yeni Foça (İzmir) Yöresi Örneği

Satellite Imagery Supported GIS Methodologies on Geological Analysis: Example from Yeni Foça (İzmir)

Bekir Murat TEKİN¹ ve Enis Kemal SAGULAR²

¹ Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Kızılırmak Mah. Ufuk Üniversitesi Cad. No:12 Çukurambar, 06530, Ankara, Türkiye

bekir.tekin@afad.gov.tr

² Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çünür, 32260, Isparta, Türkiye

ÖZ

Çalışma alanı İzmir ili KB'sında Yeni Foça'nın güneyinde yer alan Ilıpınar köyü ve çevresini kapsamaktadır. Bu bölge kuzeyde Sakarya kıtası, güneydoğuda Menderes masifi arasında Paleotektonik dönemin önemli tektonik yapılarından olan İzmir-Ankara Zonu (Brinkmann, 1966) üzerinde yer alır. Yaklaşık 72 km²'lik bir harita alanında çalışılarak, sahada yüzlek veren volkanik/volkanoklastik kayalar ve bu kayalarla dokanağa sahip karasal (akarsu, göl vb.) tortullar arasındaki stratigrafik ve yapısal ilişkiler incelenmiş, saha gözlemleri yanında, sahadan alınan çeşitli kayaç örneklerinin petrografik/petrolojik incelemeleri yapılmış ve uydu görüntüleri destekli Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) teknikleri kullanılarak yörenin 1/25.000 ölçekli yerel jeolojik haritası yeniden düzenlenerek güncellenmiştir.

Çalışma sonucu yörenin jeolojik haritası büyük ölçüde değişikliğe uğramış, stratigrafik istif yeniden düzenlenmiş, yöresel stratigrafi yeniden yorumlanmıştır. Buna göre, yörede Erken-Orta Miyosen'de püskürmeli bir volkanik etkinliğin de yoğun olarak katıldığı karasal/gölsel bir çökelimin oluştuğu; bu çökelimin, Orta Miyosen'de gölsel tortullaşmanın volkanoklastik katkının sona erdiği son evrelerini temsil eden gölsel kireçtaşları ile tamamlandığı saptanmıştır. Ayrıca, tüm bu birimlerin daha sonra (Orta Miyosen) oluşan yeni bir volkanizmanın ürünü karasal bazalt sokulumları tarafından uyumsuz olarak kesildiği belirlenmiştir.

Yerbilimlerinde geniş bir kullanım alanına sahip uydu görüntüleri ve CBS günümüz jeolojik haritalama veya harita güncelleme çalışmalarında, farklı gruplara ait formasyonların, güncel tortullar içerisindeki eski ve yeni oluşumların sınırlarının belirlenmesinde ve tektonik süreksizliklerin saptanması ve yorumlanmasına ilişkin çalışmalarda yoğun olarak kullanılmaktadır. Bu çalışmada da CBS yöntemleri yanında, farklı

çözünürlükte uydu görüntüleri ile Google Earth programının sunduğu güncel uydu görüntüleri birlikte kullanılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Coğrafi bilgi sistemi, Foça tüfü, Menderes masifi, uydu görüntüleri.

ABSTRACT

Study area covers Ilıpınar Village and its surrounding area between Aliğa, Menemen and Foça districts, NW of İzmir city. This region is located on İzmir-Ankara Zone (Brinkmann,1966) which is an important tectonic structure of Paleotectonic era between Sakarya Continent in the North and Menderes Massif in the South East. Stratigraphic and structural relations between volcanic/volcanoclastic rocks and terrestrial sediments (mainly river and lake deposits) were studied within approximately 72 km² area. 1/25.000 scaled geological map of the area prepared by previous researchers was revised by using Geographic Information Technologies (GIS) and petrographic/petrologic investigations of hand specimens were also analysed.

Within this study, previous geological maps underwent changes, stratigraphical column was revised and local stratigraphy was re-evaluated. Accordingly, it was determined that; there happened a terrestrial/lacustrine sedimentation with extensive volcanic activity in Early/Mid Miocene. In Mid-Miocene, lacustrine sedimentation was completed with the sedimentation of limestones of Lacustrine origin. Besides, it was determined that all these units were cut by basalts which is a product of Mid-Miocene volcanism.

Benefits of Remote Sensing and Geographic Information Systems (GIS), which is very popular tool in earth sciences, were extensively used. When determining boundaries of different stratigraphic units in geological mapping, tectonic discontinuities and their interpretation, in addition to GIS applications, different resolution satellite images and Google Earth were widely used.

Key Words: Foça Tuff, Geographic information system, Menderes Massif, satellite images.

GİRİŞ

İnceleme alanı, İzmir'in KB'sında Foça, Aliğa, Menemen ilçeleri arasında Ilıpınar köyü ve çevresinde Batı Anadolu'nun Neojen yaşlı volkanik kayalarının ve karasal tortullarının bir arada bulunduğu yaklaşık 72 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Bu genç kayaç

istifleri, bölgesel jeolojik konumu bakımından İzmir-Ankara Zonuna (Brinkmann, 1966) ait Neojen öncesi temel kayaçlarının üzerinde yer almakta olup, kuzeyden Sakarya kıtası, doğu ve güneydoğudan Menderes masifi, batı ve güneybatıdan Karaburun kuşağına ait kayaç toplulukları tarafından çevrelenmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanı yerbulduru haritası.

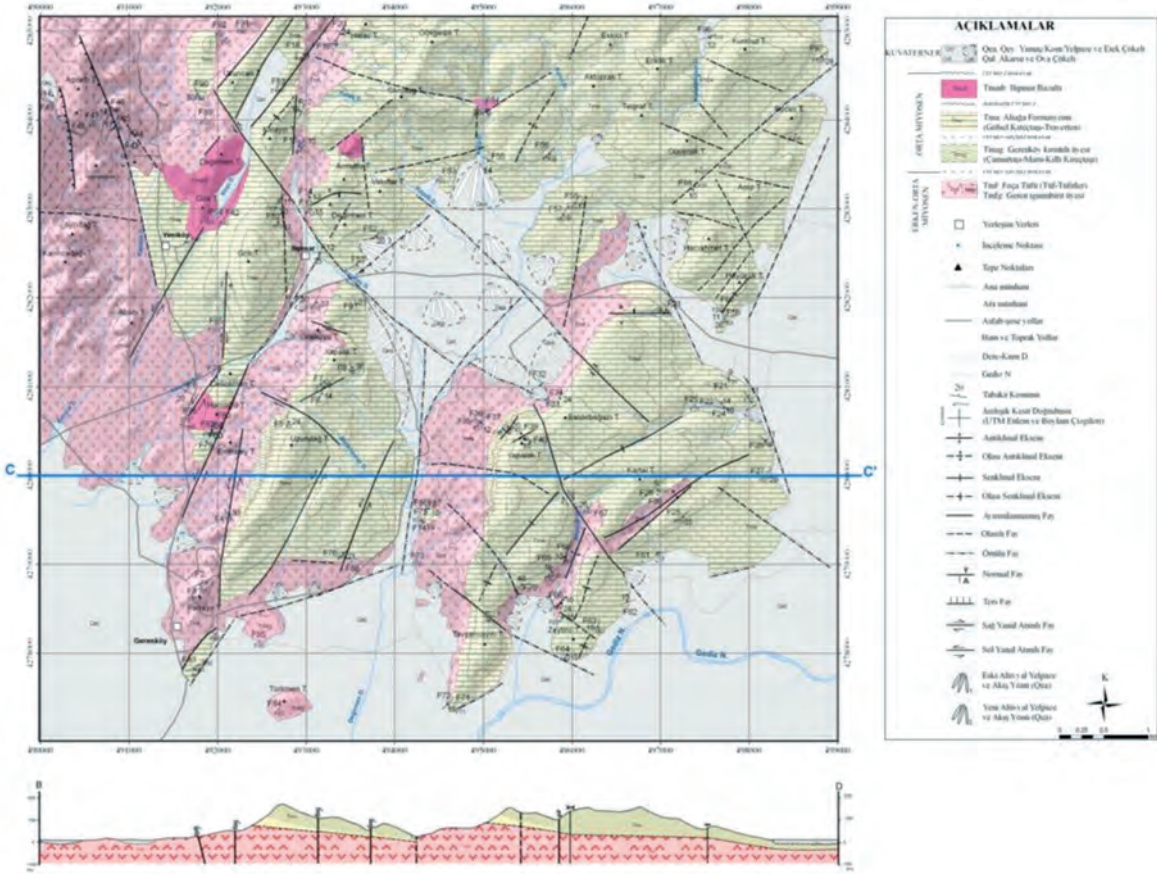
Figure 1. Location map of the study area.

Çalışmanın amacı Ilıpınar köyü ve çevresinde yer alan Tersiyer yaşlı volkanik ve tortul kayaç istiflerinin, saha gözlemleri, sahadan alınan kayaç örneklerinin petrografik/petrolojik incelemeleri çözümlenmesi, topoğrafik harita, CBS ve uydu görüntülerinden yararlanılarak yörenin jeolojik haritasının yeniden güncellenmesidir (Şekil 2).

Çalışma alanında stratigrafik olarak en altta Erken-Orta Miyosen yaşlı Foça Tüfü (Tmf) ve Geren İgnimbiriti (Tmfg) üyesi yer almaktadır. Bu volkanik birim üzerine uyumlu ve geçişli olarak Orta Miyosen (Langiyen) yaşlı Aliağa Formasyonu (Tma) gölsel kireçtaşları ile kireçtaşının alt seviyelerinde gözlenen ve ilk kez bu çalışmada haritalanan Gerenköy kırıntılı üyesinin (Tmag) killi kireçtaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn

ardalanmalı düzeyleri gelmektedir. Bu birimler Orta Miyosen (Serravaliyen) yaşlı Ilıpınar Bazaltı (Tma1b) tarafından kesilmektedir ve istif güncel karasal tortullar tarafından stratigrafik uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 5).

Bölgenin şekillenmesinde etkin olan doğrultu atımlı faylar KD-GB, KB-GD ve KG uzanımlı 3 fay takımı ile temsil edilmektedir ve sahada hakim olan KD-GB uzanımlı sol yönlü yanal atımlı fayların kontrolünde çalışma alanının morfolojisi şekillenmiştir. Bölgede kapalı (dalımlı) kıvrımların genel doğrultusu sahadaki tabakalanmaya koşuttur. Tabaka eğim ve doğrultuları, kıvrımların ve fayların genel konumları, bölgedeki sıkışma deformasyonunun KB-GD doğrultusunda geliştiğini işaret etmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanı jeoloji haritası.
Figure 2. Geologic map of the study area.

Bu çalışmanın önemli bir bileşeni olan Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) konuma dayalı verilerin toplandığı, depolandığı, işlendiği ve yönetilip sorgulandığı bir bilgi sistemidir. CBS ve Uzaktan Algılama (UA) teknikleri farklı disiplinler tarafından her alanda olduğu gibi günümüzde de yerbilimlerine ilişkin çözümlerinde yoğun olarak kullanılmaktadır.

Bu çalışmada jeolojik araştırmaların tüm safhasında verilerin toplanması, sayısal ortama aktarılması, jeolojik veri tabanı oluşturulması aşamalarında CBS kullanılmıştır. Stratigrafik çözümlenmelerde özellikle güncel tortulların haritalanmasında ve yapısal özelliklerin belirlenmesinde uydu görüntüleri ve CBS ile üretilen tematik (Sayısal Yükseklik Modeli

SYM, eğim, yamaç yönelim, kabartı) haritalar bütünleşik şekilde değerlendirilerek sonuçları ortaya konulmaya çalışılmıştır. CBS ve UA'nın kullanıcıya sağlayacağı kolaylık ve ayrıcalıkları tartışılmazdır ve yerbilimlerine özgü çalışmalarda gerek mevcut gerekse de üretilen veriler mutlaka saha gözlemleri ile denetlenmeli ve diğer jeolojik çalışmalarla birlikte değerlendirilme yolu tercih edilmelidir.

MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışmalar üç aşamada yürütülmüş saha ve laboratuvar incelemelerinin yanında çalışmanın amacı doğrultusunda hemen her aşamada CBS-UA mevcut ve üretilen yeni verilerden faydalanılmış,

söz konusu veri tabanları sürekli güncel tutularak gerek jeolojik gerekse tektonik haritalamalarda kullanılmıştır.

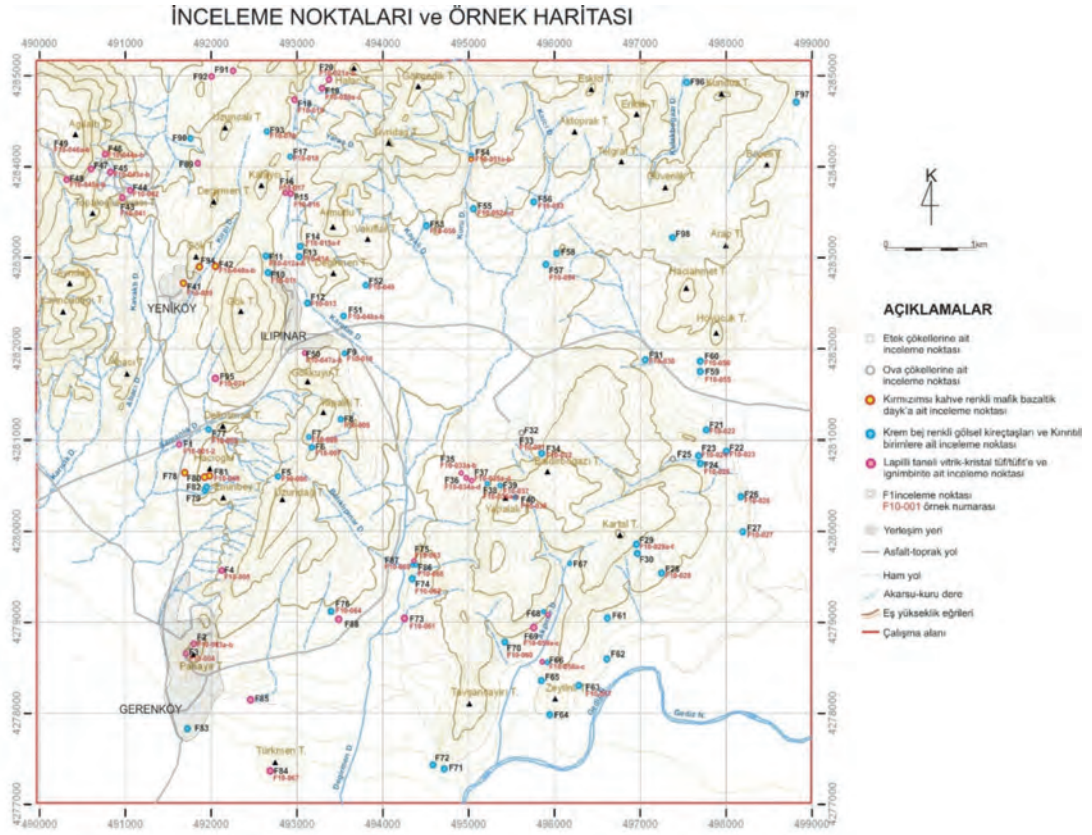
Coğrafi Bilgi Sistemi, en genel tanımı ile konuma dayalı gözlemlerle elde edilen grafik (vektör-raster) ve grafik olmayan (öznitelik) bilgilerin; toplanması, saklanması, işlenmesi ve kullanıcıya sunulması işlevlerini bütünlük içerisinde gerçekleştiren bir bilgi sistemidir (Lang, 2001). CBS'nin en güçlü yanı analiz yapma ve var olan verilerden yararlanarak yeni veriler üretmektir. Yerbilimleri çalışmalarında coğrafi verilere bağlı olarak üretilen raster ve vektör özellikteki tematik haritalar ile bunların türevlerinin hazırlanması, analizleri, ürün haritaların daha kaliteli bir şekilde görselleştirilebilmesi, diğer meslek disiplinleri ve karar vericilerle paylaşılabilmesi CBS sistemin kullanımını yaygınlaştıran en önemli faktörlerdir.

CBS çalışmalarında en fazla üzerinde emek harcanan konulardan birisi sayısallaştırma ve sayısallaştırılması yapılarak oluşturulan vektör verilerin veri tabanlarının oluşturulması işlemidir. Saha incelemeleri öncesinde bölgenin topoğrafyasına yönelik sayısallaştırmalar gerçekleştirilmiş olup yollar, dereler, kuru dereler (çizgisel veri), tepe noktaları, su kaynakları (noktasal veri), yerleşim alanları (alansal veri) gibi coğrafi unsurlar Harita Genel Komutanlığı'nın (HGK) ürettiği 1/25.000 ölçekli topoğrafik (raster)

veri ile Spot-5 uydu görüntüsü kullanılarak sayısallaştırılmıştır.

Saha çalışmaları kapsamında çok sayıda noktasal inceleme ile saha verileri (dokanak ilişkileri, uyumsuzluklar, fay ve kıvrım konumları vb.) ve kayaç örnekleri toplanmış ve örnek haritası oluşturulmuştur (Şekil 3). Bu çalışmalar sonrası elde edilen jeolojik unsurlara ait veriler; litolojik sınırlar (alansal veri), fay ve kıvrım eksenleri (çizgisel veri), tabaka konumları, inceleme noktaları, örnek yerleri (noktasal veri) sayısal ortama aktarılmıştır. Bu verilere ait öznitelik bilgileri girilerek bir veri tabanı oluşturulmuş ve CBS'ye ait yazılımlarla veri tabanı yönetim sistemi ile birleştirilerek yönetilir bir veri tabanı haline dönüştürülmüştür.

HGK'nın sayısal topoğrafik verisi ve/veya uydu görüntüsü kullanılarak alanının 10 x 10m çözünürlüğe sahip Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üretilmiş bu veriden elde edilen yamaç eğimi, yönelimi haritaları ve 3 boyutlu tematik haritalarla inceleme alanı Morfo-tektoniği ve topoğrafyası çözümlenme yoluna gidilmiştir (Şekil 4). Tüm bu çalışmalar, CBS uygulamaları ve jeoloji topoğrafya ilişkisi prensibine dayanan çeşitli harita teknikleri kullanılarak bölgenin 1/25.000 ölçekli sayısal jeoloji haritası ve jeolojik kesitler hazırlanmıştır.

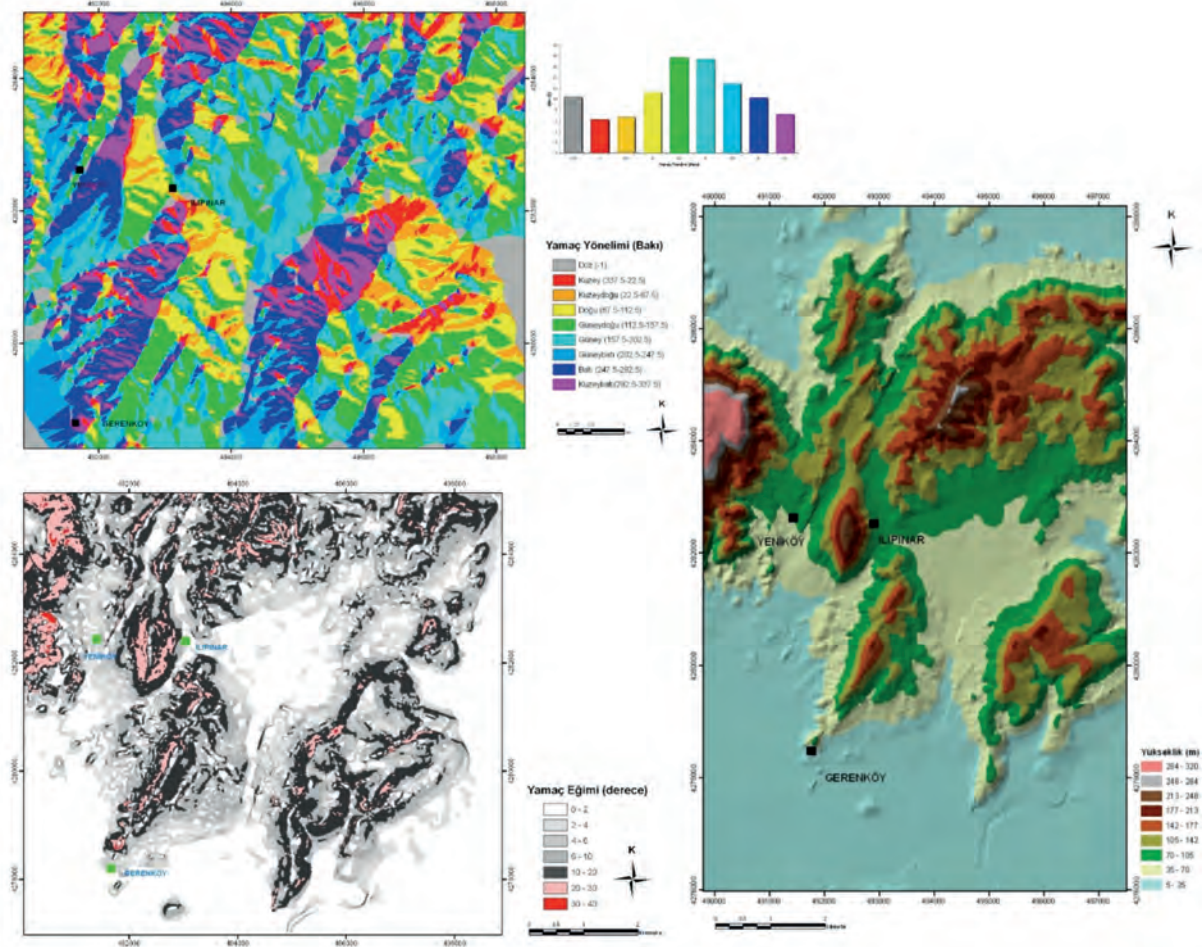


Şekil 3. Çalışma alanı inceleme noktaları, örnek yerleri ve örnek no'larını gösteren harita.

Figure 3. Map showing investigation and sample locations with sample numbers of the study area.

CBS'yi desteklemek amacıyla verilerin görselleştirilmesinde, altlık veri oluşturulmasında ve çoğunlukla yapısal unsurların haritalanması ile alüvyal tortulların güncel sınırlarının belirlenmesinde uydu görüntülerinden faydalanılmıştır. Çalışmada 19/07/2006 tarihli, 8 bit radyometrik çözünürlüğe sahip 2.5m Pan ve 10m XS, Spot-5 uydu görüntüsü ile Google Earth programının sunduğu yüksek çözünürlüklü güncel uydu görüntüleri kullanılmıştır. Spot-5 uydu görüntüsünün kullanılabilmesi, anlamlı bilgilerin edilebilmesi, sınırların keskinleştirilerek

detayların ön plana çıkarılması ve görsel yorum yapma imkanını daha da artırmak için geometrik düzeltme (rektifikasyon) ve görüntü zenginleştirme adımları gerçekleştirilmiştir. Görüntü zenginleştirme için (Intensity Hue Saturation – IHS ve High Pass Filters – HPF) yöntemleri uygulanmıştır. Geometrik düzeltmede HGK'lığının 1/25.000 ölçekli topoğrafik raster verisi kullanılarak 1'in altında Karesel Ortalama Hata ile görüntünün geometrik dönüşümü gerçekleştirilmiştir.



Şekil 4. Çalışma alanı Sayısal Yükseklik Modeli ve bu modelden üretilen eğim ve yamaç yönelimi haritaları. Sahada eğimlerin 0-10°, yamaç yöneliminin ise güney ile güneydoğu arasında değiştiği görülmektedir.
Figure 4. Digital Elevation Model and slope and aspect maps of the study area. Major slopes are dominant between 0-10° and major aspect is between South and southeast.

Coğrafi bütünlük için üretilen ve kullanılan verilerin tamamı UTM (Universal Transverse Mercator) projeksiyonu, Zone 35 ve

WGS 84 Datum sisteminde üretilmiş veya bu sisteme çevrilmiştir (Çizelge 1).

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan ve üretilen veriler.

Table 1. Data used and produce in the study.

RASTER VERİLER	VEKTÖR VERİLER	
	Yer bilimsel veriler	İdari veriler
1. 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita	1. Formasyon sınırı (Alansal veri)	1. İl&İlçe sınırı (Alansal veri)
2. Spot-5 uydu görüntüsü	2. Fay verisi (Çizgisel veri)	2. Yerleşim verisi (Nokta veri)
3. Aster uydu görüntüsü	3. Kıvrım verisi (Çizgisel veri)	3. Göl&Baraj verisi (Alansal veri)
4. Bölgeye ait sayısal olmayan jeoloji haritaları	4. Tabaka, fay ve kıvrım doğrultu ve eğimi (Nokta veri)	4. Drenaj (Çizgisel veri)
5. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)	5. Deprem verisi (Nokta veri)	5. Karayolu, demiryolu (Çizgisel veri)
6. 10 m aralıklı sayısal yükseklik modeli (SYM-Grid veri)	6. Çizgisellik haritası (Çizgi veri)	
7. Kabartı haritaları (Hillshade-Grid veri)	7. 1/25.000 ölçekli sayısal yükseklik verileri (Çizgisel veri)	
8. Eğim ve Yamaç Yönelimi haritaları (Grid veri)		

BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma alanı, Paleotektonik dönemin önemli tektonik yapılarından olan İzmir-Ankara Zonu üzerinde yer alır. Bu zon Sakarya kıtası ve Menderes masifi arasında tektonik bir birlik (Yılmaz, 1997). Bu birlik, bölgede Neojen öncesi temel kaya konumunda olup, Erdoğan (1990) tarafından “Bornova Filiş Zonu” veya “Bornova Karmaşığı” olarak adlandırılmıştır. Bölgenin temelini oluşturan bu birimler, Miyosen yaşlı tortul ve volkanik kayalar tarafından açısız uyumsuzlukla örtülürler. Temel birimleri uyumsuzlukla örten Neojen yaşlı birimler, yaygın karasal (akarsu-göl) çökeller ve bu çökellerle geçişli çeşitli karakterde volkanizmanın ürünü olan volkanik kayalardan oluşur ve son derece karmaşık bir stratigrafiye sahiptir. Batı Anadolu’da Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanizma geniş alanlarda yüzlekler vermektedir. Tersiyer volkanizması Eosen’de başlamış, Oligosen ve Alt Miyosen dönemlerinde gençleşerek güneye doğru yer değiştirmiştir (Türkecan vd., 1998). Batı Anadolu’da Geç Oligosen-Orta Miyosen volkanik birimlerin genellikle kalkalkali ve şoşonitik nitelikli olduğu, Geç Miyosen-Pliyosen-

Kuvaterner yaşlı volkanitlerin alkali karakterli olduğu kabul edilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Savaşçın ve Güleç, 1990; Ercan vd., 1996; Seyitoğlu vd., 1997; Akay, 2000; Yılmaz vd., 2001). Batı Anadolu neotektonizması açılmalı tektonik rejimle temsil edilir (Şengör, 1980). Batı Anadolu’daki tektonizma ve magmatik etkinliğin kökeni ve nedeni konusunda farklı modeller ortaya atılmıştır. Son yıllarda Okay ve Satır (2000), Erkül vd. (2005) tarafından yapılan çalışmalarda bölgede oluşan K-G doğrultulu genişleme 20 My önce başlamıştır ve bu durum, Ege yitim zonunun güneye doğru olan göçüyle oluşan yay gerisi yayılmayla eş yaşlı sıyrılmaya fayları, granitik sokulumlar ve volkanik yayın varlığıyla karakteristiktir (Emre ve Sözbilir, 2005).

STRATİGRAFI

Neojen Yaşlı Birimler

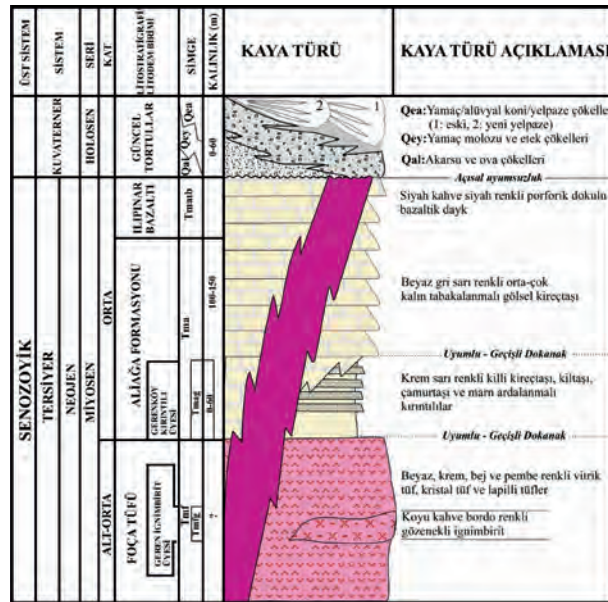
Neojen öncesi temel birimler çalışma alanında bulunmamaktadır. Örtü konumundaki Neojen yaşlı birimler; litostratigrafi (Foça Tüfü, Aliğa Formasyonu, Güncel çökeller) ve litodem birimleri (Ilıpınar Bazaltı) olarak ayrılmıştır (Şekil 5).

Foça Tüfü (Tmf)

Stratigrafik olarak en altta yer alan birim Kaya (1979) tarafından Foça Tüfü (Tmf) olarak adlandırılmıştır (Şekil 6). Egemen kayaç türü çoğunlukla tüf-tüfit olup, birim genel olarak beyaz, sarı, krem, bej, kırmızımsı pembe, kahve boz renkli, düzgün tabakalanmalı, yer yer ince seviyeler halinde kilaşı-marn-çamurtaşı içeren piroklastik kayaç istifine ignimbiritler eşlik eder. Dönmez vd. (1998) tarafından Foça Tüfü içerisinde haritalanan koyu kahve, kırmızı, bordo renkli, bol gözenekli birim Geren İgnimbiriti üyesi (Tmf_g) olarak tanımlanmış, birimin yaşı stratigrafik ilişkilerine dayanılarak Erken-Orta Miyosen olarak verilmiştir (Şekil 7). Bu çalışmada da aynı isim ve yaş benimsenmiştir. Foça Tüfü üzerine uyumlu-geçişli olarak görsel Aliğa Formasyonunun kireçtaşları ve kırıntılı üyesi gelmektedir. Foça Tüfünün yer yer sedimanter kayaçlarla ardalanmalı olması bölgenin genel olarak sığ göl ortamı özelliğinde olduğunu ve volkanik etkinliğin böyle bir ortamda devam ettiğini göstermektedir.

Çalışmanın tamamında petrografik/petrolojik incelemelerde bileşenlerin kayaçtaki miktarı kabaca ve göz kararı ile kalitatif yöntemler kullanılarak belirlenmiştir.

Çalışma alanında Ilıpınar güneybatısında F1 inceleme noktasından alınan F10-001 nolu örnek petrografik incelemelere göre porfirik dokulu ve çoğunlukla kristalleri öz şekillidir. Kayacın fenokristallerini oluşturan alkali feldispat (sanidin), plajiyoklas kristalleri, biyotit, amfibol, kuvars, opak mineraller ve volkanik kayaç parçaları ince kesitlerde yaklaşık %40-45 oranındadır. Plajiyoklaslar, öz şekilli ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Sanidin hamurda az miktarda izlenmekte ve Karlsbad ikizlenmesi göstermektedir. Bağlayıcı hamur gaz boşluklu yaklaşık %55-60 oranında kriptokristalen volkancamı şeklinde vitrik dokudur. Örnekler malzeme tipine ve boyutuna göre Vitrik Tüf, Lapilli/Litik Tüf olarak tanımlanmışlardır (Şekil 6).



Şekil 5. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 5. Stratigraphic vertical section of the study area.

Gerenköy kuzeydoğusu F35 inceleme noktasından alınan F10-033 nolu Geren İgnimbiriti petrografik kesit görünümünde ise ortalama bileşenler %60-70 oranında taneli olup taneler zonlu sönme gösteren plajiyoklaslar, sanidin, porfirik, ofitik dokulu volkanit vb. ile kalsiklastlardır. Ayrıca opak mineraller, piroksen, biyotit ve trakitik volkanik kayaç parçaları da gözlenmektedir. Bağlayıcı olarak %30-40 oranında Fe’li kil matriks, volkancamı çok ince kristalli hamur şeklindedir ve kayaç lapilli tuf/ignimbirit olarak tanımlanmıştır (Şekil 7).

Aliğa Formasyonu (Tma)

İlk kez Kaya (1979) tarafından Aliğa Kireçtaşı (Tma) olarak tanımlanan birim kireçtaşı ile temsil edilir. Kireçtaşları genel olarak beyazımsı gri, krem, bej ve sarı renkte, taze kırık yüzey rengi gri, çoğunlukla düzgün ve yer yer düzensiz tabakalanmalıdır. Kireçtaşlarının tabaka kalınlığı 30-50 cm ile 3 m arasında değişmekte karstik boşluklu, çatlaklı ve fosillidir (Şekil 8). Jeolojik kesitlere dayanılarak kireçtaşının kalınlığı 100-150 m olarak belirlenmiştir.

Aliğa kireçtaşının alt seviyelerindeki killi kireçtaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanmalı kırıntılılar ilk kez bu çalışmada “üye” mertebesinde değerlendirilmiştir ve Gerenköy civarında yüzlek vermesi 1/25.000’den daha büyük haritalanabilir boyutta olması nedeniyle Gerenköy kırıntılı üyesi (Tmag) olarak adlandırılmıştır. Jeolojik kesitlerde birimin kalınlığı 60 m civarındadır. Bu ardalanmalı birimlere ince seviyeler halinde tuf-tüfit ara tabakaları eşlik eder. Yer yer ince seviyeler halinde gözlenen tüfler, birimin çökeli mi sırasında volkanizmanın etkin olduğunu göstermektedir.

Aliğa Formasyonu çalışma alanında yapılan gözlemlerde Foça Tüfünü yer yer uyumlu-geçişli olarak üzerlemektedir. Gerenköy

civarında Gerenköy kırıntılı üyesi kireçtaşları ile Foça Tüfü arasında uyumlu-geçişli dokanakla gelmektedir. Bu stratigrafik ilişki, Kaya (1979) ve Akay (2000) tarafından uyumlu ve geçişli olarak yorumlanmıştır. Dönmez vd. (1998), Altunkaynak ve Yılmaz (2000)’a göre ise bu ilişki uyumsuzdur ve Miyosen volkanitleri ile birlikte diğer tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Birimin yaşını Dönmez vd. (1998) Langiyen olarak vermiştir. Aliğa Formasyonu kireçtaşları ise Ilıpınar Bazaltı tarafından kesilerek güncel çökeller tarafından stratigrafik uyumsuz olarak örtülmektedir. Gerenköy doğusu F63 lokasyonundan alınan F10-057 nolu örnek petrografik incelemelerinde yaklaşık olarak bileşenler %10-20 oranında allokem, %80-90 oranında karbonat çimentolu ortokemlerdir. Allokemler Gastropoda kavkıları, Cara (lamellibrans), pelecypoda olup Sparimikritik bir hamur içerisinde kavkı parçaları gözlenmektedir. Kireçtaşları fosilli mikrit, sparimikrit ve kumlu-biyointrasparit olarak tanımlanmıştır (Şekil 8).

Ilıpınar Bazaltı (Tmaib)

Çalışma alanında KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırık takımlarından bazılarının kesişim noktalarında yüzlek veren bazaltik dayklar ilk kez Kaya (1979) tarafından Ilıpınar Bazaltı (Tmıb) olarak tanımlanmıştır. Bazaltik dayklar siyah, kahve siyah renkli, sert/dayanımlı, kırmızımsı kahve bozunma renkli, masif yapılıdır (Şekil 9). Ilıpınar Bazaltının içerisinden keserek çıktığı (magmatik uyumsuz) tüm kayaç istiflerinden genç olduğunu ve olasılıkla bölgedeki genişleme tektoniğine (grabenleşme/riftleşme) bağlı gelişen karasal volkanizmanın son evresini temsil ettiği, kabuk incilmesi ve açılmaya bağlı oluşan bazaltik dayk ve yarı volkanit oldukları düşünülmektedir. Ercan vd. (1996) ile Altunkaynak vd. (2010) yapmış oldukları radyometrik yaş tayininde

14.3±0.3 ve 14.7-14.1 milyon yıla (Serravaliyen) ilişkin bir sonuç elde etmişlerdir. Petrografik incelemelerde Ilıpınar kuzeybatısında F41 nolu lokasyondan alınan F10-039 nolu kayaç örneği porfirik dokuludur. Bileşenleri yaklaşık %15-20 fenokristal, bağlayıcısı ise %80-85 oranında plajiyoklas mikrolitleri, ojit mikrokristalleri ve opak minerallerden oluşan mikrokristalen hamurdur. Kloritleşmiş piroksen kristallerini çevreleyen tipik akma dokusu gösteren plajiyoklas mikrolitleri gözlenir. Piroksenlerden itibaren gerçekleşen yoğun bir alterasyon mevcut olup kristallerin çatlaklarında karbonatlaşma ve çevresinde hematit oluşumları görülmektedir. Örneklerde intersertal doku yaygındır ve uzamış mikrolitler karakteristiktir. Bazaltın hamuru camsı ya da kriptokristalindir (Şekil 9). Hem saha gözlemlerinde, hemde ince kesit tanımlamalarında bazaltın dayk şeklinde yerleştiği ve Aliğa Formasyonunu kireçtaşları arasına sil şeklinde sızarak ara katman oluşturduğu kanısına varılmıştır.

Güncel Tortullar

Çalışma alanında özellikle kenar ve iç kesimlerinde yaygın olarak gözlemlenen güncel birimler; alüvyal koni/yelpaze çökelleri, yamaç molozu ve etek çökelleri ile akarsu ve ova çökelleri olarak ayrılmıştır ve diğer tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 10). Alüvyal koni/yelpazeler, eğimli veya vadilerin beslediği ve eğimin nispeten daha düşük olduğu yamaçlarda koni veya yelpaze şeklinde birikmesi ile oluşmuşlar ve günümüzde de oluşumlarını sürdürmektedir. Koni/yelpazelere ait kayaçlar, geliştikleri yamaçlardaki kayaçlardan (volkanik kayaçlar kireçtaşı ve kırıntılılar) türemiş kırıntılı malzemeden oluşmuştur. Genellikle kötü-çok kötü boylanmalı, tutturulmamış/yarı tutturulmuş, blok ile silt arası taneli ve pekişmemiş/çok az pekişmiş

yapıdadır. Çalışma alanı iç kesimlerinde yelpazeler daha geniş çaplı ve akış yönleri bu kesimdeki geniş düzlükleri dolduracak niteliktedir. Yelpaze çökelleri, ova çökelleri ile yataya yakın konumda yanal ve düşey girişim içerisindedir. Dış (ıraksak) kesimlerinde ise ova çökellerinden ayırt edilmesi zordur. Yamaç molozlarının bölgede geniş yayılım gösteren Foça Tüfünün yarı tutturulmuş, köşeli yapıda çakıl-blok-kum boyutunda kırıntılı malzemelerinden düzensiz istifler şeklinde daha çok dik yamaçlarda geliştiği belirlenmiştir.

Vadi tabanları ve geniş düzlüklere biriken gevşek kumlu, killi, siltli, çakıllı birimler akarsu ve ova çökellerini oluşturur. Vadi içlerinde gelişen akarsular, jeomorfolojik anlamda oyararak oluşturdukları yataklarında bulunan kırıntılı malzemeyi, geniş düzlüklere taşıdıktan sonra taşkınlarla yayıp biriktirerek pekişmemiş/az pekişmiş alüvyon veya taşkın-ova çökellerini oluşturmuştur. Ova çökellerinin, alt seviyelerinde yarı tutturulmuş/pekişmiş olması olağandır ancak üst çökelleri çoğunlukla tutturulmamış durumdadır.

CBS ve UA VERİLERİN JEOLÖJİK ÇÖZÜMLEMELERDE KULLANILMASI

Jeolojik Haritalama Çalışmalarında Kullanılan Veriler

Saha çalışmaları öncesinde ve sonrasında güncel tortullar ile diğer jeolojik birimlerin ön ayırımı yapmak, jeolojik haritalama çalışmalarında en yüksek verimi almak ve hata oranını en aza indirmek için CBS ile üretilen tematik haritalar ve Google Earth programı ve Spot-5 uydu görüntülerinden faydalanılmıştır. Görsel yorumlamada ilk olarak çalışma alanına ait mümkün olduğunca çok veri kullanılmış, CBS ortamında tutulan vektör ve raster (sahadan elde edilen, üretilen ve mevcut) verilerin her biri

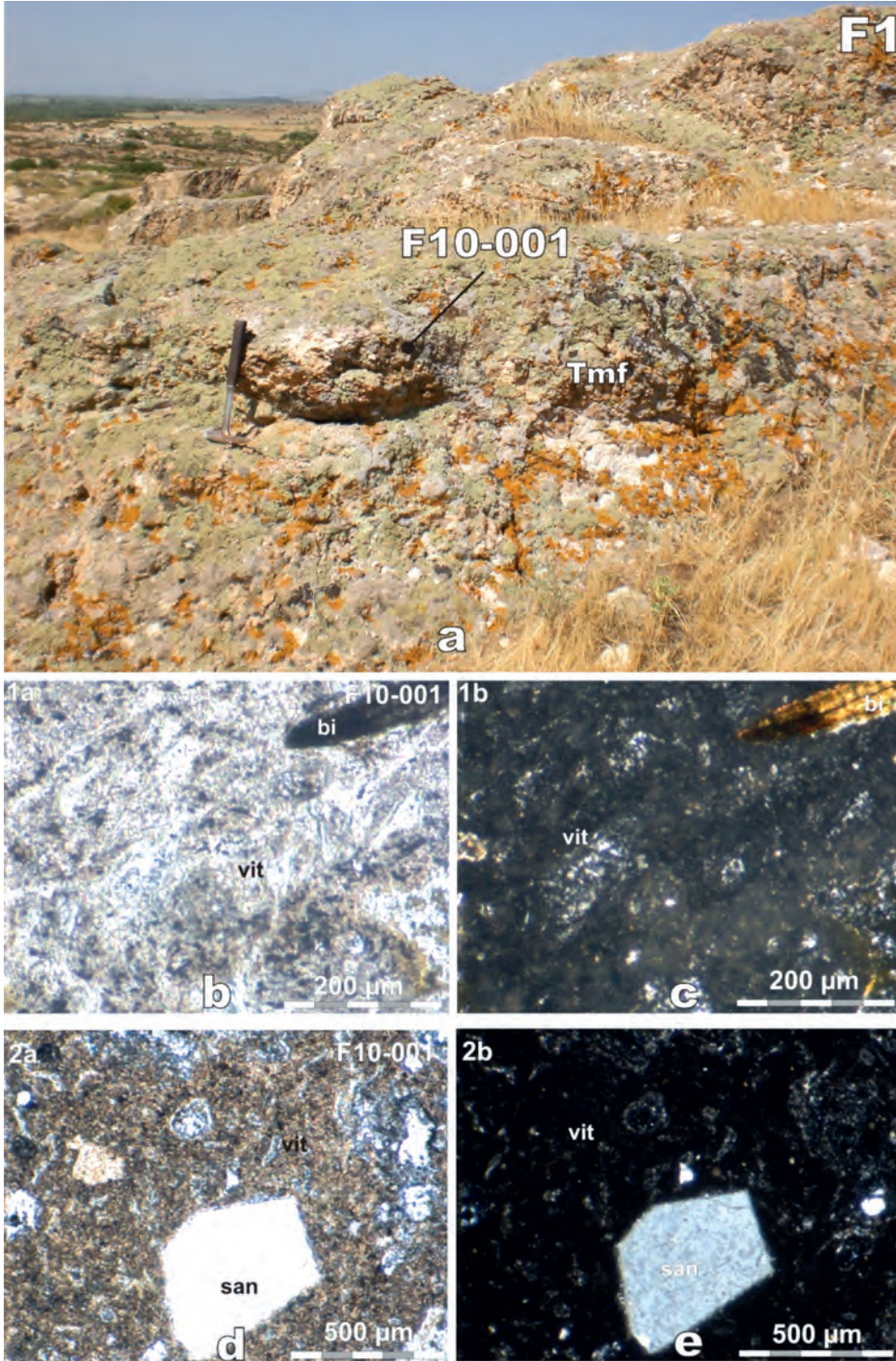
ayrı katman olarak üst üste bindirilerek güncel birimlerin yayılımı belirlenmeye çalışılmıştır.

Jeolojik ayıklamanın yapılmasında ağırlıklı olarak morfolojik kıstaslar (eğim, drenaj, vadi ve engebe özellikleri) ile birlikte bitki örtüsü, renk ve yapay unsurlar kullanılmıştır. Çalışma alanının jeolojisinin büyük kısmını oluşturan volkanikler ve sedimanter birimlerin ayırt edilmesinde sunmuş oldukları farklı renk tonlarında bozunma (volkaniklerde belirgin krem, kırmızımsı pembe renk, kireçtaşlarında ise belirgin beyaz), çatlak sistemleri (volkaniklerde gözlenen makaslama çatlağı belirgin olarak gözlenmektedir) ve tabakalanma (kireçtaşlarında belirgin) özelliklerinden yararlanılmıştır.

Uydu görüntülerinde morfolojik ve jeolojik kıstasların belirgin gözlemlendiği Zeytinli Tepe ve kuzeydoğusunda örnek bir uygulama yapılmıştır. Söz konusu alanlardan Zeytinli T. kuzeydoğusunda uydu görüntülerinde seyrek bitki örtüsü, farklı renk tonu ve üzerinde gelişen çatlak sistemleri ile bir birim haritalanmıştır. Keza Zeytinli Tepe'nin bulunduğu alanda da farklı renk tonları ile belirgin tabakalanmalar uydu görüntüleri üzerinde görülmüş saha çalışmaları öncesi litolojik ön ayırmada kullanılmak üzere haritalanmıştır. Bu alanlar arazi gözlemleri ve bu noktalardan alınan kayaç örnekleri ile

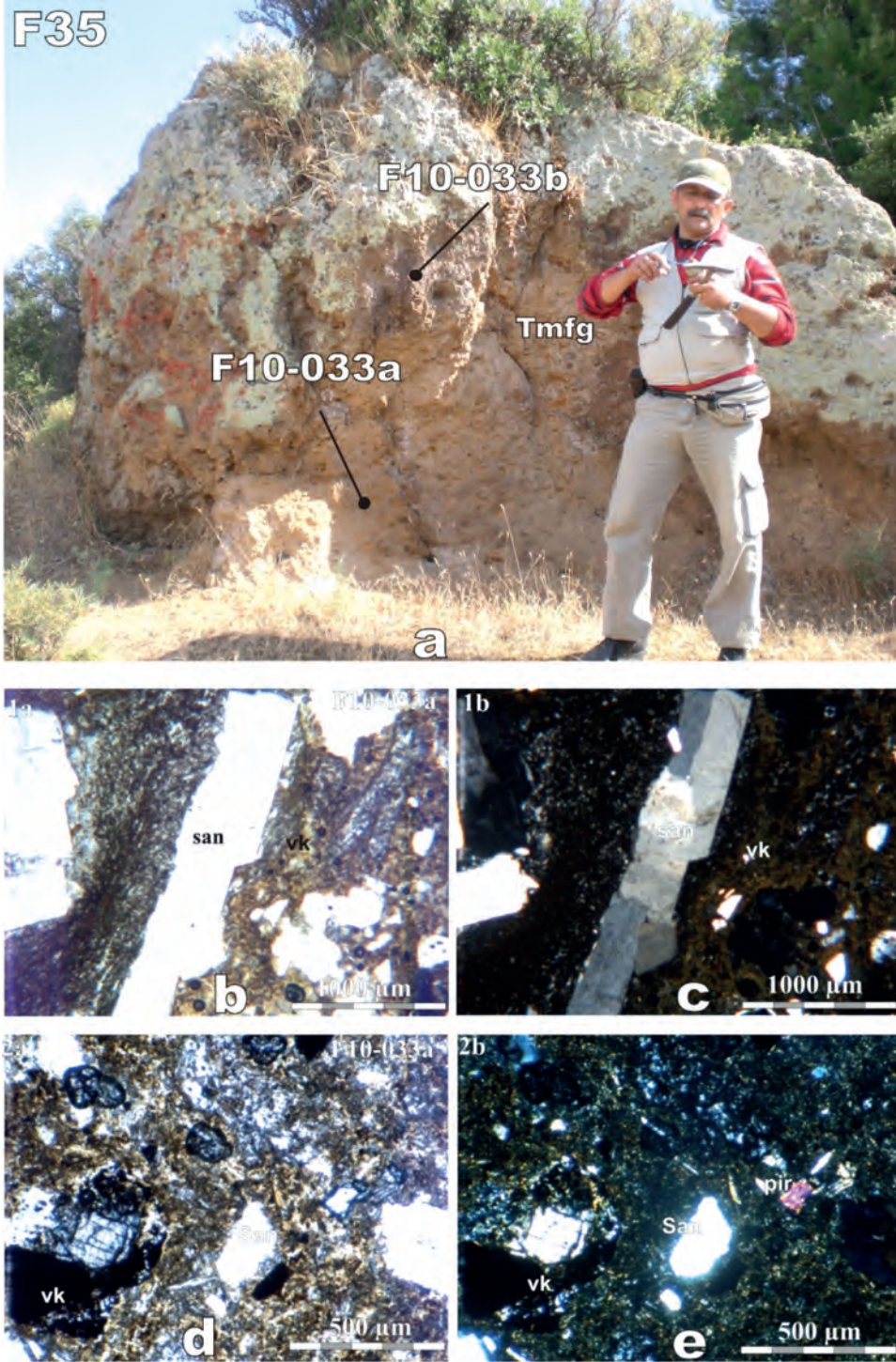
birimler tanımlanarak Zeytinli Tepedeki farklı renk tonlaması ve tabakalanmaların sedimanter birimleri (kireçtaşı) diğer alandaki eklem ve çatlak sistemleri ile renk tonlamasının volkanik birimleri işaret edebilecekleri belirlenmiştir (Şekil 11 ve 12). Bu kıstaslar gözetilerek sahada benzer alanlar ve devamı uydu görüntüleri üzerinde taranarak jeolojik haritanın tamamlanmasında katkı sağlamıştır.

Çalışma alanının büyük bir çoğunluğunu kaplayan güncel tortulların sınırları; özellikle akarsu-ova çökellerinin topoğrafik olarak az eğimli düz ya da düze yakın geniş düzlükler ve vadi tabanlarında biriken çökeller olması ve gelişen düzensiz drenaj ağları sayesinde uydu görüntülerinden kolaylıkla ayırt edilmektedir. Spot-5 uydu görüntüsü RGB:321 renk diziliminde sık bitki örtüsünün olduğu alanlar koyu yeşil renkte, üzerinde tarımsal faaliyet yapılan alanları ise açık yeşil renkte görülmektedir. Ova çökeli olarak haritalanan alanlarda tarımsal faaliyetin oldukça yoğun olması, düzenli bir drenaj ağının gözlenmemesi Gediz Nehri gibi daha çok derin drenajlar gözlenir, sınırların belirlenmesi açısından ayırt edici olmuştur (Şekil 13). Uydu görüntüsü üzerine lokasyon noktaları da işlenerek ova çökeli ile diğer birimler arasında sınır ilişkisi morfolojik kıstaslarla birlikte bitki örtüsü, renk ve yapay unsurlar değerlendirilerek haritalanmıştır.



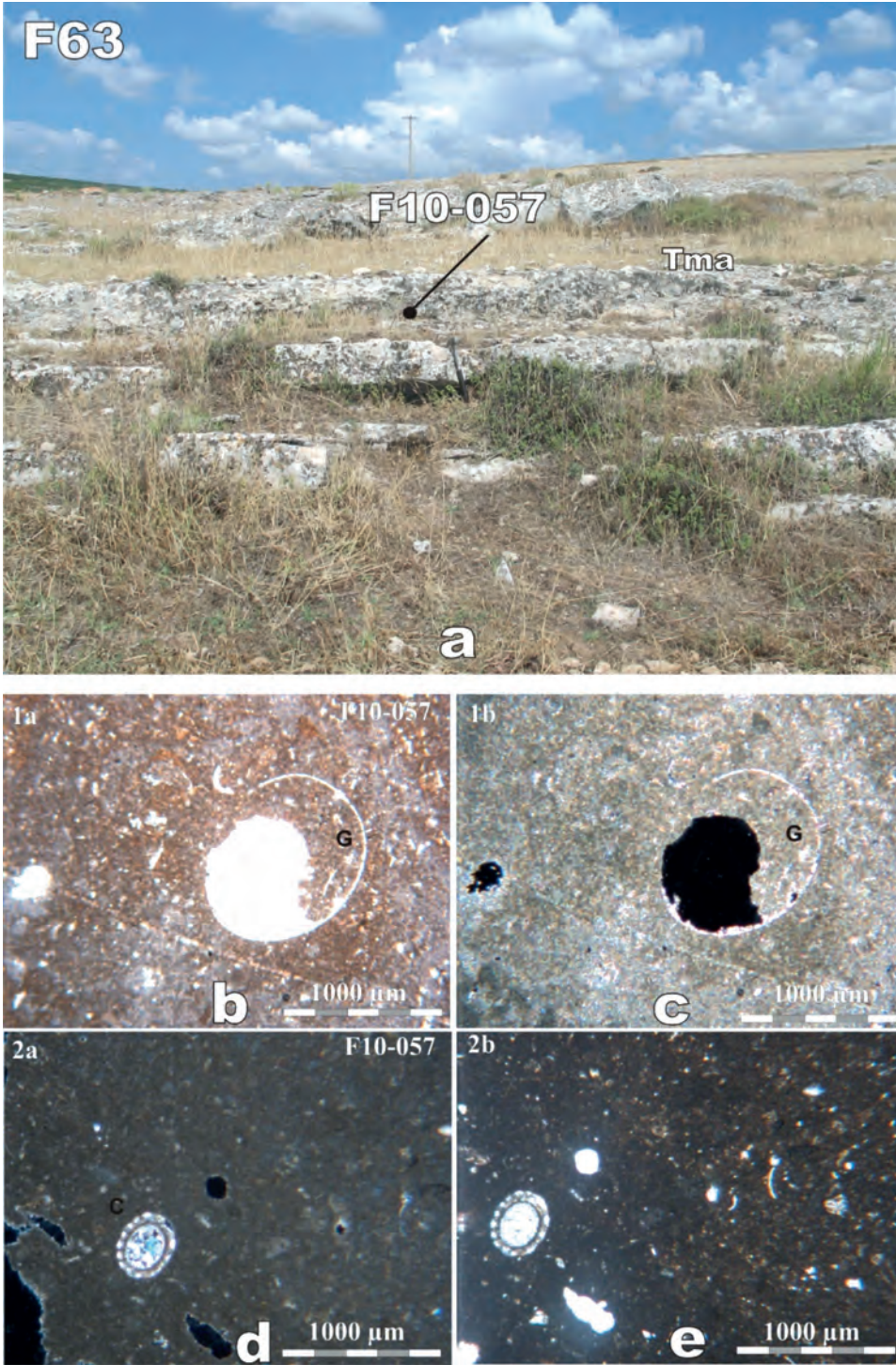
Şekil 6. (a) Ilıpınar güneybatısı (Koordinat: 4280943K-0491634D) krem, bej renkli Foça Tüfü (Tmf), (b), (c), (d), (e) petrografik kesit görüntüleri.

Figure 6. (a) Beige, cream coloured Foça Tuff (Tmf) Southwest of Ilıpınar (Coordinate: 4280943N-0491634E), (b), (c), (d), (e) Views from petrographic sections.



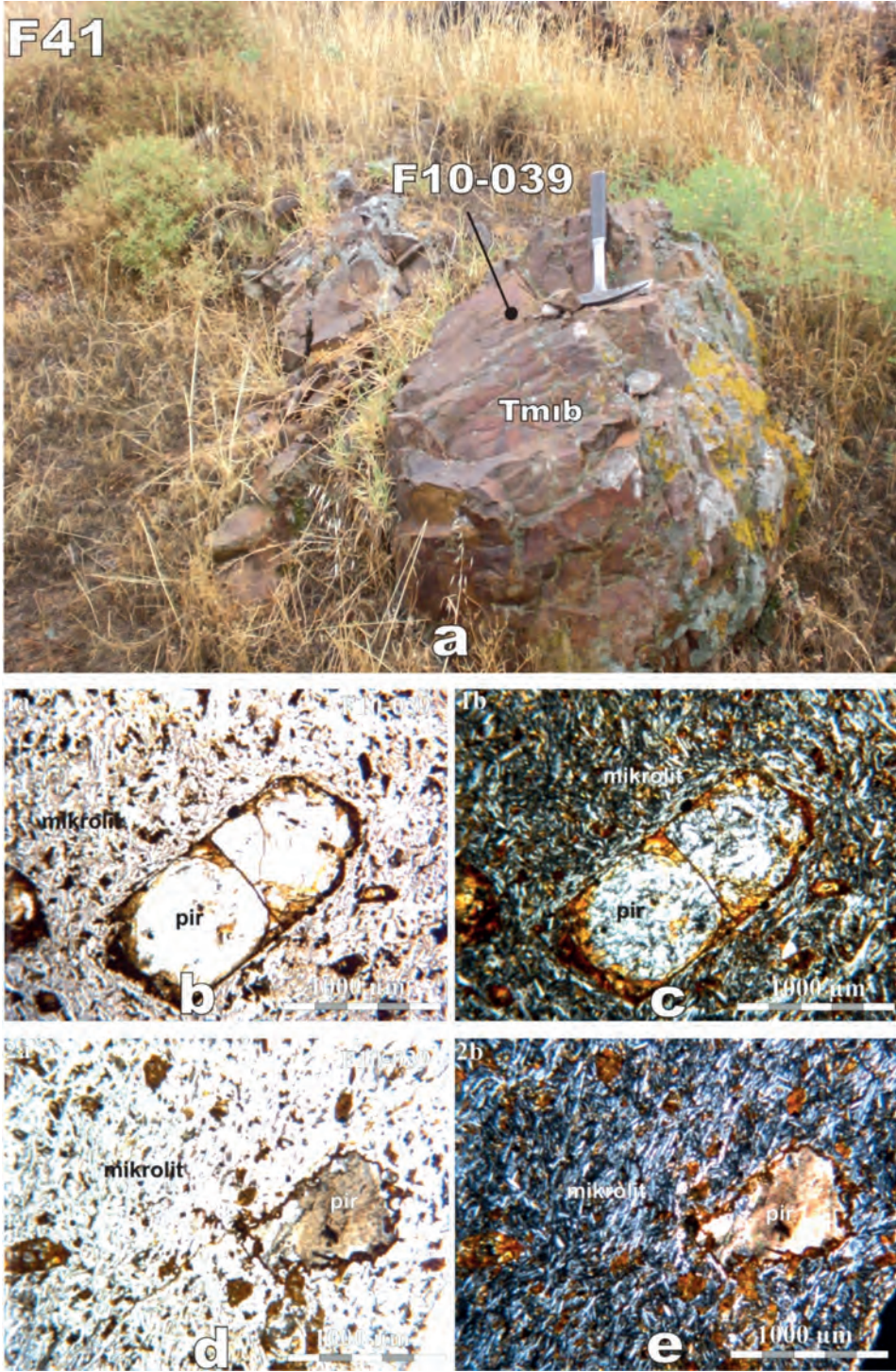
Şekil 7. (a) Gerenköy kuzeydoğusu (Koordinat: 4280640K-0494915D) kırmızı renkli, çakıllı, gözenekli Geren İgminbiriti (Tmfg), (b), (c), (d), (e) petrografik kesit görüntüleri.

Figure 7. (a) red colored gravelly porous Geren Ignimbrite (Tmfg) Northeast of Gerenköy (Coordinate: 4280640N-0494915E), (b), (c), (d), (e) Views from petrographic sections.



Şekil 8. (a) Gerenköy doğusu (Koordinat: 4278297K, 0496289D) Aliğa Kireçtaşı (Tma), (b), (c), (d), (e) petrografik kesit görüntüleri.

Figure 8. (a) Aliğa Limestone (Tma) Eastern Gerenköy (Coordinate: 4278297N-0496289E), (b), (c), (d), (e) View from petrographic sections.



Şekil 9. (a) Ilıpınar kuzeybatısı (Koordinat: 4282700K, 0491698D) Ilıpınar Bazaltı (Tma1b), (b), (c), (d), (e) petrografik kesit görünümleri.

Figure 9. (a) Ilıpınar Basalt (Tma1b) Northwest of Ilıpınar (Coordinate: 4282700N-0491698E), (b), (c), (d), (e) View from petrographic sections.



Şekil 10. Ilıpınar doğusunda güncel tortullar ve diğer birimler arasındaki sınır ilişkisi.

Figure 10. Contact relation between recent sediments and other units in Eastern Ilıpınar.

İnceleme alanı topoğrafyası orta-düşük engebeli yükseltilerden oluşmaktadır. Kuvaterner birimler kenar ve iç kesimlerinde yaygın olarak gözlenmektedir. Bu sınırların ayırımında da farklı metod ve tematik haritalar kullanılmıştır. Topoğrafik analize yönelik üretilen SYM, eğim ve yamaç yönelimi, 3D ve kabartı haritaları gibi grid formatındaki raster veriler, bölgeye ait 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita ve farklı ölçeklerdeki jeoloji haritalarına ait raster görüntülerin görsel yorumlamalarda kullanılması ve anlamlandırılabilmesi için bu verilerin tamamının katmanlar şeklinde Google Earth üzerine bindirilmesi gerekmektedir. Güncel görüntüler

üzerine nirengi noktaları (yol, nehir ve tepe noktaları gibi) kullanılarak elle jeoreferanslama yöntemi (Uysal, 2011) ile katmanlar halinde çakıştırılan verilerden SYM'den üretilen yamaç eğimi haritasında (raster veri) eğimin 0-2 ve 2-4 derece arasında değiştiği iç ve kenar kısımlarında kalan düz ve düze yakın alanların akarsu ve ova çökeli sınırı olarak belirlenmesinde yardımcı olmaktadır (Şekil 14). Bu veriler üzerine lokasyon ve tepe noktaları, kaba drenaj ağları gibi sayısallaştırılan veriler de eklenerek tüm CBS haritalarının bütünleştirilmesi ile çalışma sonuna kadar güncel tortul sınırları sürekli denetlenerek kesinleştirilmiştir (Şekil 15).



Şekil 11. Google Earth üzerinde volkanik birimlerde gözlenen eklem ve çatlak sistemleri (arazi gözlemleriyle doğrulanmıştır).

Figure 11. Joint and fracture systems on volcanic rocks derived by analyzing Google Earth (justified with field observations).

Yapısal Unsurların Belirlenmesinde Kullanılan Veriler

Yeryüzü şekilleri bölgenin tektonik ve morfolojik karakteri açısından önemli bilgiler vermektedir. Topoğrafik veriler yeryüzü şekillerinin analizinde kullanılan birincil veri kaynakları arasında yer almaktadır. Jeolojide morfo-tektonik çalışmalarda sıklıkla kullanılan Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üretilen türev haritaları katkı sağlayabilmektedir.

SYM genel anlamda yalın arazi yüzeyinin sayısal ve üç boyutlu olarak ifade edilmesidir. Alana ilişkin SYM oluşturulmasında, HGK'lığı tarafından üretilmiş olan 1:25.000 ölçekli sayısal yükseklik verisi kullanılarak 10*10-5*5 m grid aralığına sahip modellemeler yapılmıştır (Şekil 16). SYM'den üretilen eğim ve yamaç yönelimi haritalarına göre genelde

sahada eğimlerin 0-10°, yamaç yönelimlerinin ise güney ve güneydoğu arasında değiştiği görülmektedir. Eğim haritasında eğimin ani değişim gösterdiği siyah tonlarla belirgin bölgeler muhtemel faylı bölgeleri olarak işaretlenmiştir (Şekil 17). Bu çalışmayı destekleyici olması için Ilıpınar-Gerenköy arasında A-A', Baldırboğazi Tepe-Kartal Tepe arasında B-B' ile gösterilen noktalar arasında topoğrafik kesitler alınmıştır. Kesitlerde topoğrafyadaki ani değişimler tespit edilmiş muhtemel faylı bölgeler kesikli çizgilerle belirtilmiştir. Arazi gözlemleri sonucu haritalanan fay sistemlerinin bu analizlerle büyük oranda tutarlı olduğu görülmüş eğim sınıflamasının morfo-tektonik ön yorumlama açısından fayda sağladığı saha çalışmaları öncesinde bir bölgenin morfolojik ve morfo-tektonik yapısı hakkında ön bilgi vermesi açısından kullanılabilir yöntemler arasında değerlendirilmiştir.



Şekil 12. Zeytinli Tepede yüzlek veren kireçtaşlarında tabakalanmalarının Google Earth üzerinde belirgin olarak gözlenmesi.

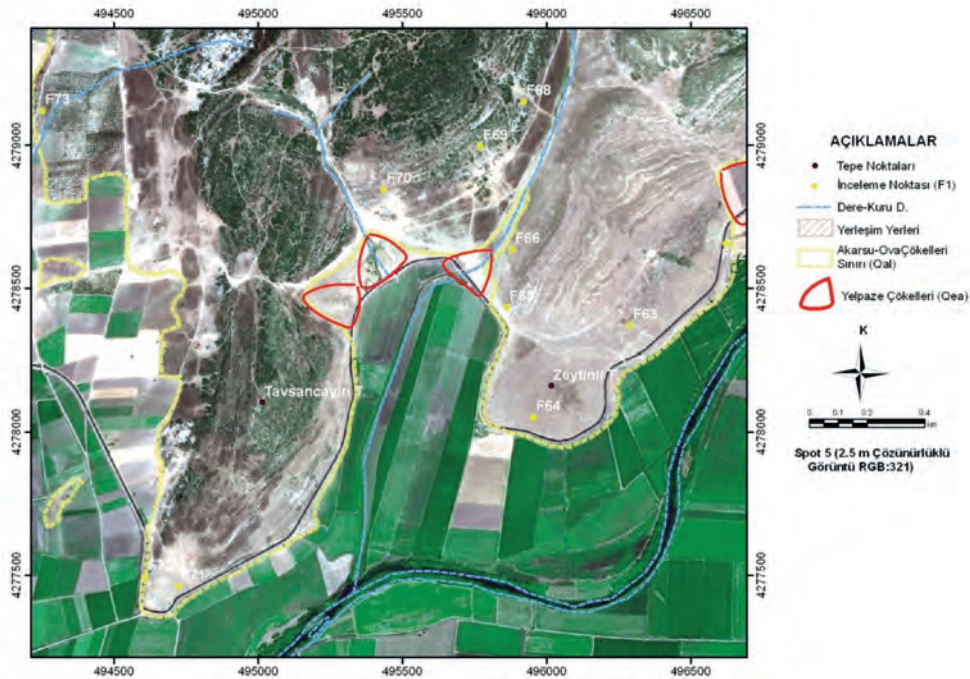
Figure 12. A Google Earth view of the bedding within limestones observed in Zeytinli Tepe.

Görüntü zenginleştirme (Resolution Merge-Pansharpening) metodu ile Spot 2.5 m yüksek çözünürlüklü siyah-beyaz görüntü üzerine 10 m çözünürlüklü multi-spektral Spot XS görüntüsünün bantları birleştirilerek yüksek çözünürlüklü renkli görüntü elde edilmiş çeşitli renklendirme kombinasyonları kullanılarak 1/25.000 ölçekli SYM üzerine bindirilerek sahanın 3 boyutlu arazi görüntüleri oluşturulmuştur (Şekil 18).

SYM üzerine bindirilen doğal renklendirilen Spot-5 uydu görüntüsünden elde edilen 3D arazi görüntüsü üzerinde Gerenköy kuzeyinde Panayır ve Eminbey Tepe arasında yaklaşık KKD-GGB, Ilıpınar köyü kuzeyinde Uzuncalı Tepe, Kalaycı Tepe ve Değirmen Tepe arasında KB-GD uzanan çizgisellikler yapısal unsurlar olarak değerlendirilerek sayısallaştırılmıştır. Bu ve diğer çizgiselliklerin

arazi gözlemleriyle denetlenmesi (doğrulanması) sonucu bir kısmı fay olarak haritalanarak ön yorumlamanın karar vericiye sağladığı bilginin hem doğruluğu hem de uygulanabilirliği görülmüştür (Şekil 19).

Yapısal unsurların değerlendirilmesinde kullanılan bir diğer yöntemde uydu görüntüleri ve kabartı haritalarından elde edilen çizgisellik haritalarıdır. Çizgisellik tanımı genel olarak uydu görüntülerinde ve kabartı haritalarında gözlemlenmiş tamamıyla jeolojik kökenli çizgisel unsurlar olarak tanımlanabilir (Kaymakçı, 2000; Dehandschutter, 2001; Kuterdem, 2005). Çizgisellikler bölgedeki aktif veya aktif olmayan faylara işaret etmemekte sadece çizgisel yapıları temsil etmektedir. Bu çalışmada jeolojik kökenli olmayan ancak çizgisel bir görünüm sunan karayolu, su kanalı, demiryolu, tarla sınırı gibi unsurlar çalışmada değerlendirilmemiştir.



Şekil 13. RGB:321 renk diziliminde Spot-5 uydu görüntüsü güncel tortul sınırları (bitki örtüsü, renk ve yapıy unsurlar kullanılarak haritalanmıştır).

Figure 13. Recent sedimentary boundaries derived from SPOT-5 Image RGB:321 (mapped by using the differences on vegetation, color and synthetic features).

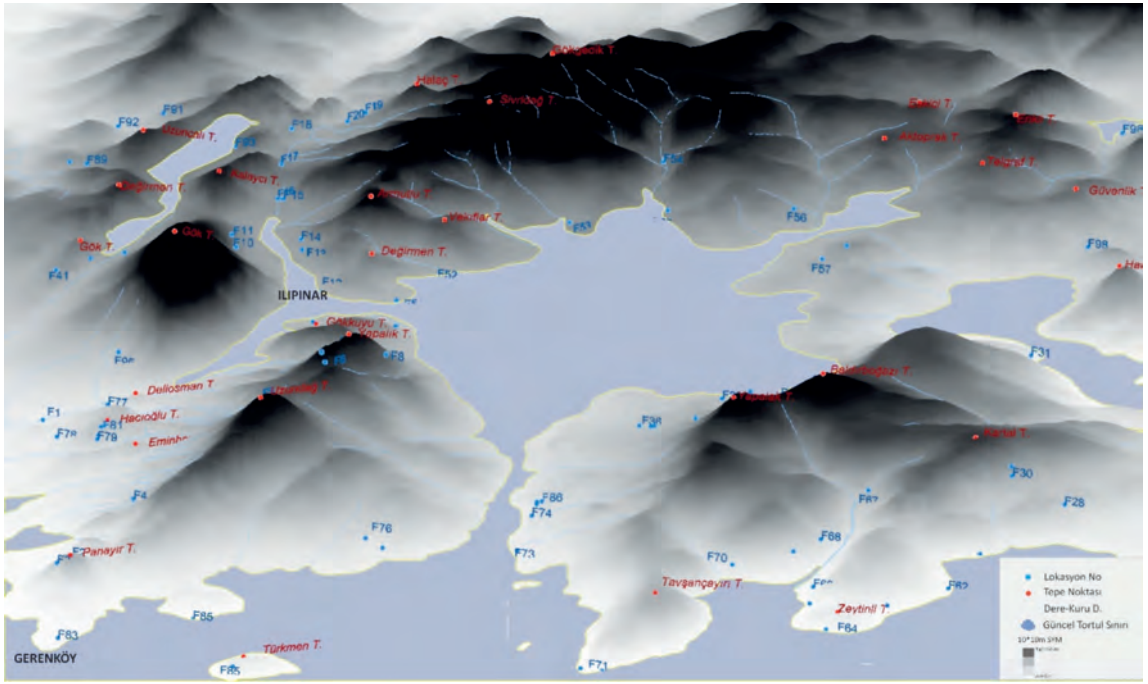
Çizgisellik analizinde uydu görüntülerinin kullanılması yaygın olarak tercih edilen bir yöntem olmakla birlikte HGK'lığı sayısal yükseklik verilerinin detaylı olması nedeniyle bu çalışmada sayısal yükseklik modelinden (SYM) türetilen kabartı haritaları kullanılmıştır. Sayısal yükseklik modelinden türetilen kabartı haritaları; belli bir ışıklandırma açısı altında yüzey topoğrafyasına ait fiziksel özellikleri gösteren haritalar olarak tanımlanmaktadır (Dehandschutter, 2001). Bölgedeki hakim tüm yapısal unsurların ortaya konulması amacıyla kabartı haritaları oluşturulurken değişik ışıklandırma açıları (yönleri) kullanılmıştır. Kabartı haritalarında tektonik çalışmalarda her 90 derecede bir değişen (azimuth; 45°, 135°, 225° ve 315°) ışıklandırma yönlerinin iyi sonuç verdiği belirtilmektedir (Süzen, 2012). Bu çalışmada yukarıda belirtilen 4 ışıklandırma açısı kullanılarak

kabartı haritaları oluşturulmuştur. Bu haritalardan 135° ışıklandırma açısı ile oluşturulan haritada topoğrafyanın terslendiği, vadilerin tepe veya sırt, yükseltelerin vadi şeklinde gözlemlendiği görülmüş ve 315° ışıklandırma açısına sahip haritanın çalışma alanının morfolojik yapısını daha iyi yansıttığı belirlenmiştir. 315° ışıklandırma açısı ile oluşturulan kabartı haritası üzerinde jeolojik kökenli olabilecek çizgisellikler işaretlenmiş çizgiselliklere ait doğrultu-gül diyagramı oluşturulmuş ve bu ışıklandırma açısı için çizgisel yapılar KD-GB gidişli bulunmuştur (Şekil 20). Tüm ışıklandırma açılarına ait çizgisellik verilerinin birleştirilmesiyle çalışma sahası çizgisellik haritası ve doğrultu-gül diyagramı oluşturulmuş ve egemen doğrultusu K30°D bulunmuştur (Şekil 21). Çalışma alanındaki yapısal özelliklerin (fay ve kıvrım eksenleri) KD-GB doğrultusu ile uyumlu olduğu gözlemlenmiştir.



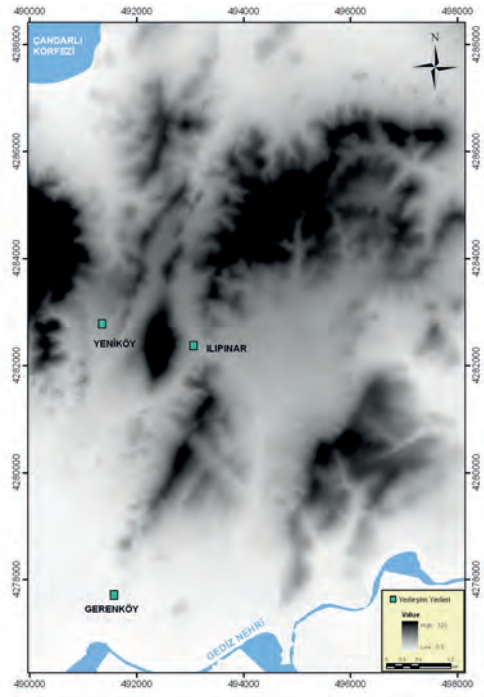
Şekil 14. Google Earth üzerine elle jeoreferanslama yöntemi ile aktarılan eğim haritası ve güncel tortulların sınırının çizilmesi. Harita üzerinde işaretli noktalar koordinatlı lokasyon noktalarıdır.

Figure 14. Mapping of recent sedimentary units by using classified slope map on Google Earth. Marked points on the map refers to coordinated field investigation locations.



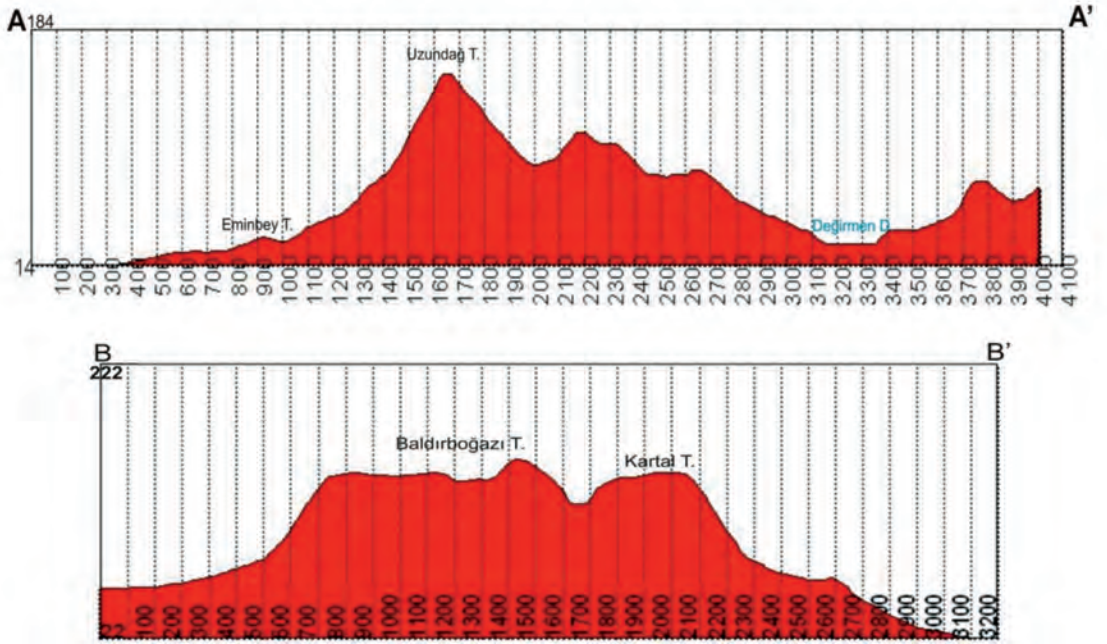
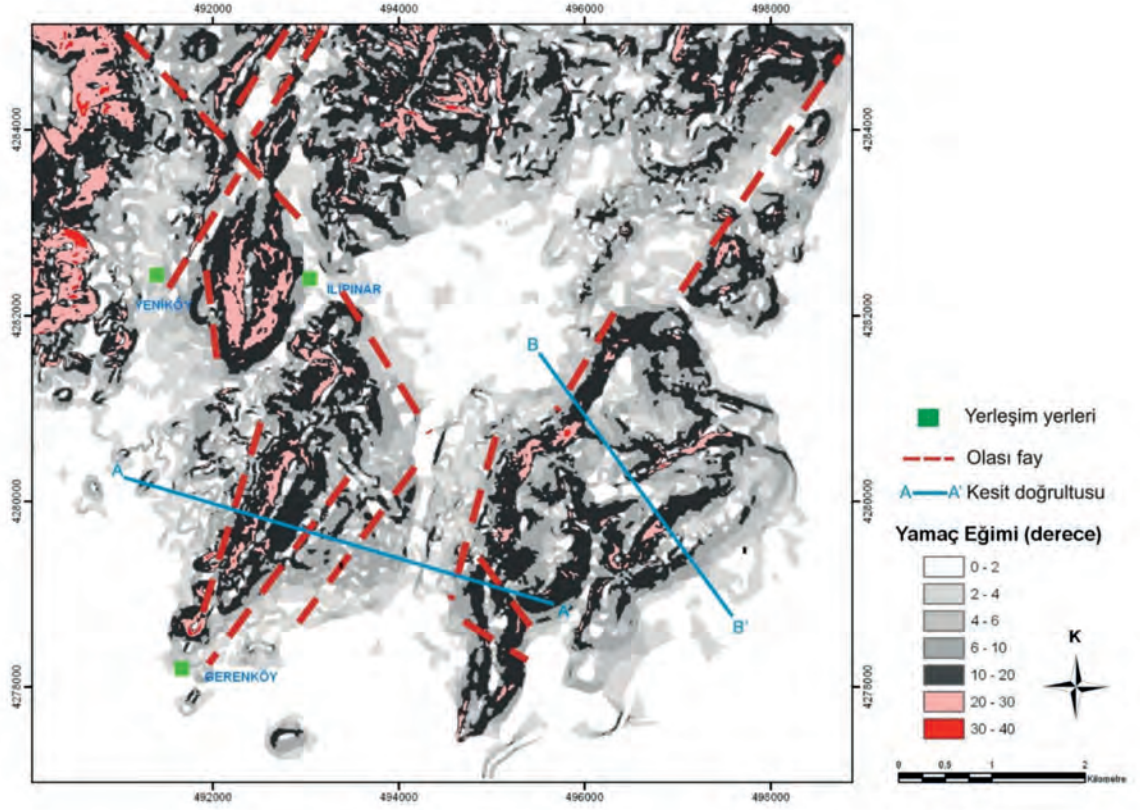
Şekil 15. 3 boyutlu SYM verisi üzerine inceleme, tepe noktaları, drenaj ağları ve güncel tortul verilerinin çakıştırılarak birim sınırlarının denetlenmesi.

Figure 15. Correlation of geological boundaries by merging peak points, drainage and recent sedimentary units on 3D DEM.



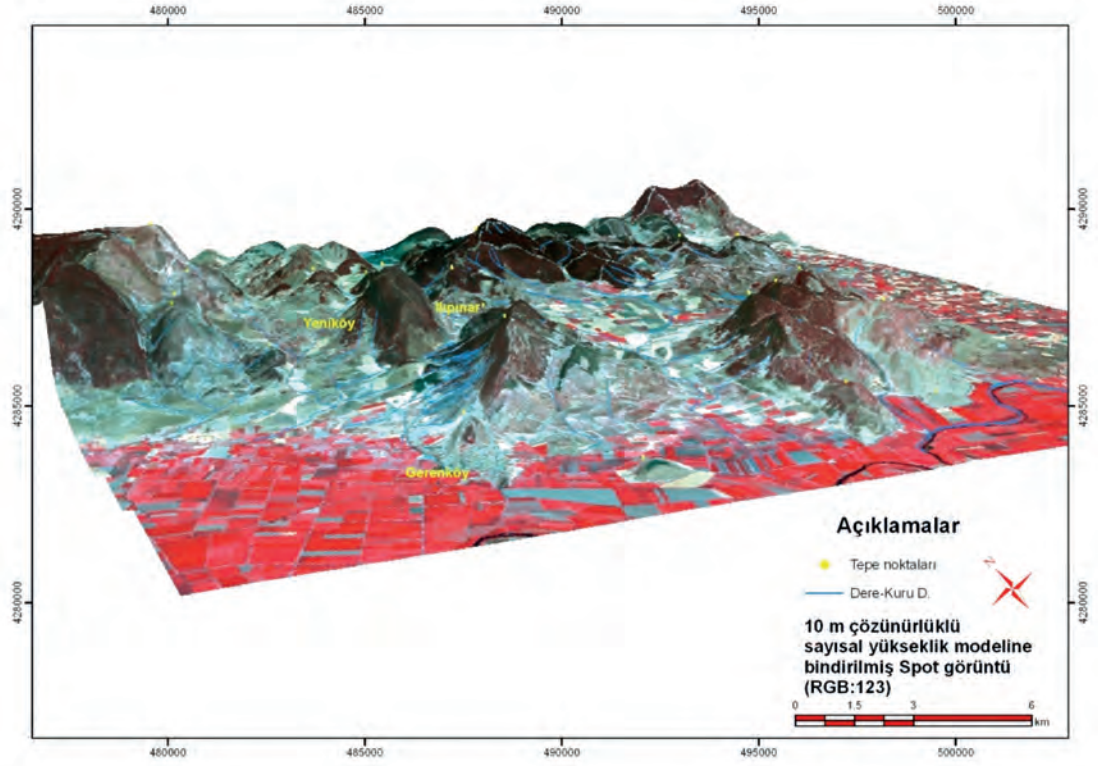
Şekil 16. Sayısal Yükseklik Modeli.

Figure 16. Digital Elevation Model.

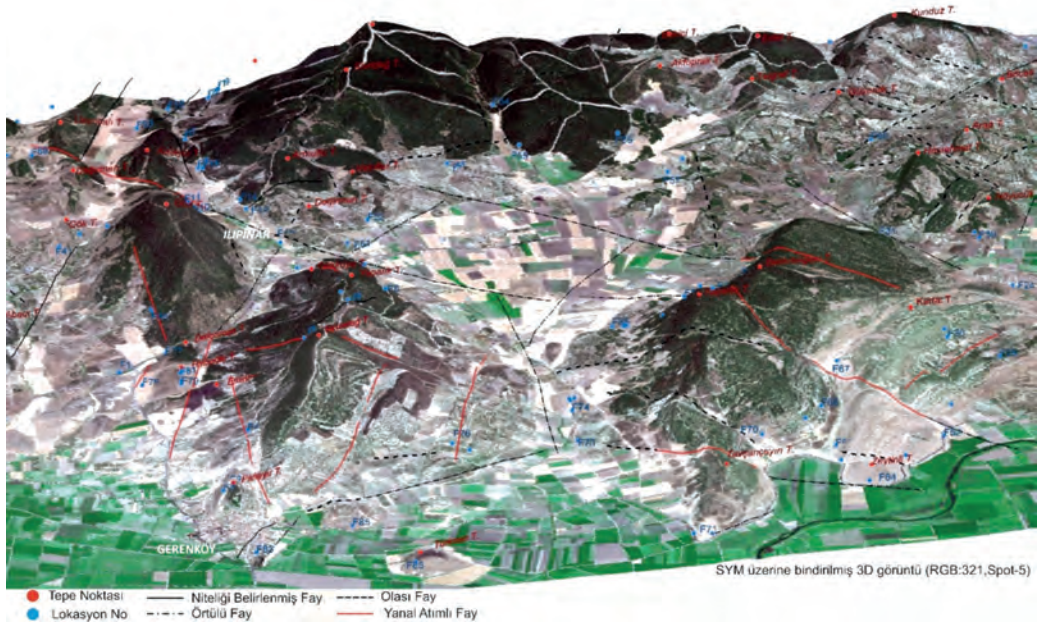


Şekil 17. Eğim haritasından çizilen olası faylı bölgeler ve topoğrafik kesitler.

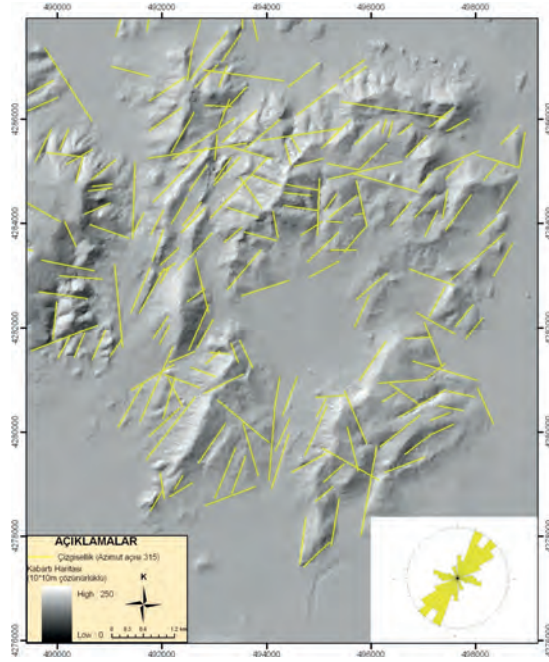
Figure 17. Probable fault zones drawn from slope map and topographic sections.



Şekil 18. SYM üzerine bindirilen Spot 2.5 m çözünürlüklü uydu görüntüsünde elde edilen üç boyutlu görüntü.
Figure 18. 3D image produced by overlying SPOT 2.5m. satellite imagery to DEM.

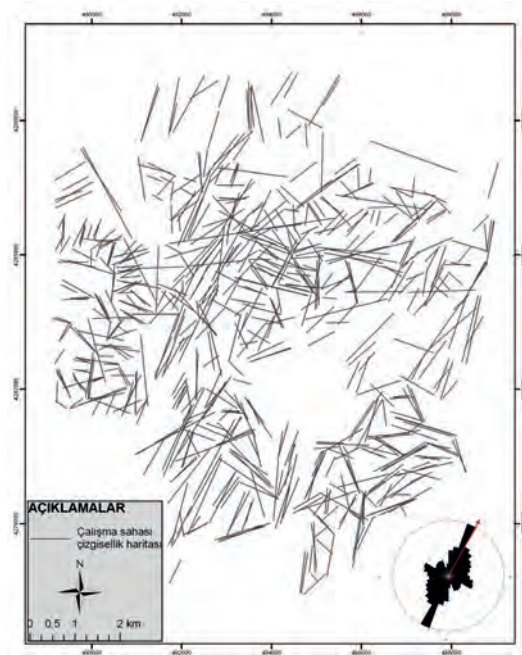


Şekil 19. 3 boyutlu Spot-5 uydu görüntüsü üzerinde haritalanan KKD-GGB ve KB-GD uzanımlı çizgisellikler.
Figure 19. NNW-SSE and NW-SE lineaments mapped by using 3D Spot-5 satellite image.



Şekil 20. Çalışma sahasındaki çizgiselliklerin belirlenmesinde kullanılan (azimuth; 315°) ışıklandırılmış kabartı haritası ve doğrultu-gül diyagramı.

Figure 20. Shaded Relief Map (Azimuth: 315°) and Rose Diagramme driven lineament of the study area.



Şekil 21. Tüm ışıklandırma açılarından elde edilen çizgisellik haritası ve doğrultu-gül diyagramı.

Figure 21. Lineament map driven by merging all shaded relief maps with different azimuths and the rose diagramme.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yaklaşık 72 km²'lik alanın jeolojik özellikleri saha gözlemleri, sahadan alınan kayaç örnekleri üzerinde yapılan petrografik/petrolojik incelemeler, topografik harita, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yöntemleri ve uydu görüntüleri birlikte değerlendirilerek jeolojik birimlerin yanal ve düşey yöndeki yayılımı ve geometrik özellikleri belirlenmiş ve 1/25.000 ölçekli yerel jeoloji haritası hazırlanmıştır (Şekil 2).

Çalışma alanındaki istifin stratigrafik olarak çözümlenmesi sonucunda çalışma alanının genel stratigrafik özellikleri yeniden yorumlanmıştır. Sahada incelenen kayaç ve kayaç grupları, litostratigrafi ve litodem birimleri olarak yeniden tanımlanmıştır (Şekil 5). Çalışma alanında en altta Erken-Orta Miyosen yaşlı Foça Tüfü (Tmf) ve Geren ignimbirit üyesi (Tmfg) bulunmaktadır. Aliğa Formasyonu, altta karasal/gölsel kırıntılılarla başlayıp üste doğru gölsel kireçtaşları şeklinde devam etmektedir. Altta bulunan kırıntılı seviyeler ilk kez bu çalışmada 1/25.000'e yakın ölçekte haritalanabilir boyutta olması nedeniyle "üye" mertebesinde değerlendirilerek, "Gerenköy kırıntılı üyesi (Tmag)" olarak tanımlanmıştır. Önceki çalışmalarda Aliğa Formasyonu için yaklaşık 100 m civarında bir kalınlıkta öngörülürken, bu çalışmada hazırlanan jeolojik kesitlerde bu kalınlığın 100-150 m arasında değiştiği hesap edilmiştir. Foça Tüfü ve Aliğa Formasyonu arasındaki stratigrafik ilişki tartışmalıdır. Kimi araştırmalarda bu ilişki uyumsuz olarak kabul edilmiştir. Ancak bu çalışmada yapılan saha gözlemleri neticesinde bu ilişkinin yer yer uyumlu ve geçişli olduğu görülmüştür.

Çalışma alanında Foça Tüfü ve Aliğa Formasyonundan oluşan devamlı istif, Ilıpınar Bazaltı (Tmaib) tarafından magmatik uyumsuzlukla kesilmektedir. Ilıpınar Bazaltı,

KB-GD ve KD-GB doğrultulu kırık takımlarını kullanarak çalışma alanının kuzey ve kuzey batısında dayklar şeklinde yerleşmiştir. Sahadan alınan örnekler üzerinde yapılan petrografik incelemelere göre kayaç tanımı Bazaltik Dayk, Doleritik (Diyabazik) Dayk'dır. Saha gözlemlerinden ve ince kesit tanımlamalarından çıkan sonuç; bazaltın dayk şeklinde yerleştiği ve olasılıkla Aliğa Formasyonunun kireçtaşları arasına sil şeklinde sızması ile ara katman oluşturduğu sonucuna varılmıştır. Önceki jeoloji haritalarına bakıldığında, çalışma alanının 1/25.000 ölçekli yerel jeoloji haritası güncellenirken sınırları en fazla değişen, güncel tortullara ait sınırlar olmuştur. Güncel tortullara ait sınırlar çizilirken yöreye ait uydu görüntüleri ve CBS ile üretilen tematik haritalar (eğim, kabartı vb. haritaları) kullanılmıştır.

Bu çalışmanın önemli bir bileşeni olan Coğrafi Bilgi Sistemi; sahadan elde edilen verilerin sayısal ortama aktarılması, jeolojik veri tabanı oluşturulması aşamalarında ve üretilen tematik (SYM, eğim, yamaç yönelim, kabartı) haritalar aracılığıyla jeolojik haritalama ve tektonik çalışmalarda kullanılmıştır. CBS ile beraber altlık veri olarak Spot uydu görüntüsü ile internet üzerinden ücretsiz yüksek çözünürlüklü Google Earth programının sunduğu görüntüler, güncel tortulların haritalanmasında ve tektonik çalışmalarda kullanılmıştır. Topografik harita, jeoloji haritaları, uydu görüntüleri, eğim haritası, 3 boyutlu sayısal yükseklik modeli ve drenaj haritası gibi altlıkların eşleştirilmesi güncel çökellerin haritalanmasında kolaylık sağlamış ve jeoloji çalışmalarında bu yöntemlerin hem hata oranını azaltmak hem de kazandırdığı zaman açısından önemli olduğunu vurgulanmıştır (Şekil 14 ve 15).

Çalışma alanının yapısal özellikleri belirlenirken saha gözlemleri, topografik harita, enine kesitler, uydu görüntüleri ve 3 boyutlu

kabartı haritaları kullanılarak oluşturulan çizgisellik haritaları birlikte değerlendirilmiş ve bu veriler kullanılarak bölgenin yeni tektonik haritası oluşturulmuştur. Bu haritaya göre çalışma alanı KD-GB, KB-GD ve K-G yönlü ve çoğunlukla yanal atımlı faylarla bugünkü şeklini almıştır. KD-GB, KB-GD ve K-G uzanımlı faylar çoğunlukla eğim bileşenine sahip sol yönlü yanal atımlı faylardır. Bir bölgenin morfolojik ve morfo-tektonik yapısı hakkında ön bilgi vermesi açısından SYM üzerine Spot-5 uydu görüntüsü çakıştırılması ile elde edilen 3 boyutlu uydu görüntüsü ve eğim sınıflaması kullanılabilecek yöntemler arasında olduğu görülmüştür (Şekil 17 ve 19).

Son olarak yerbilimlerine özgü çalışmalarda üretilen veya mevcut CBS ve UA verileri mutlaka saha gözlemleri ile denetlenmeli ve diğer jeolojik çalışmalarla birlikte değerlendirilme yolu tercih edilmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma “İzmir Metropolü ile Aliğa ve Menemen İlçelerinde Güvenli Yapı Tasarımı için Zeminin Sismik Davranışlarının Modellenmesi” isimli TÜBİTAK-KAMAG 106G159 no’lu proje kapsamında yüksek lisans tezinin verilerini içermektedir. CBS çalışmalarında üretilen ve kullanılan verilerin önemli bir kısmı tez kapsamında üretilmiş bir kısmı ise proje kapsamında üretilen verilerdir. Proje verilerinin kullanılması ve arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı proje ekibine teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

Study area covers 72 km² area geographically in the NW İzmir between Foça, Aliğa and Menemen districts (Figure 1). The area is located geologically within İzmir-Ankara Suture Zone

(Brinkmann, 1966) between Sakarya Continent in the North, Menderes Massif in the South East and Karaburun Geological Belt in South West. This tectonic zone is defined as Union by Yılmaz (1997). This union is the pre-Neogene Basement and also termed as “Bornova Flysc Zone” or “Bornova Complex” by Erdoğan (1990). These basement rock are angular unconformably covered by Miocene sedimentaries and volcanic rocks. Neogene units are mainly comprised of extended terrestrial sediments (river-lacustrine) and volcanic rocks and they Show very complex characteristics.

Early-Mid Miocene Foça Tuff (Tmf) and Geren Ignimbrite (Tmfg) units are the stratigraphically base units of the study area. This volcanic unit is overlaid concordantly and transitively by Lacustrine Limestones of Mid Miocene (langien) Aliğa Formation and with the clayey limestone-mudstone-marn units of Gerenköy Unit (Tmag) that was mapped for the first time with this study. These units are cut by Mid-Miocene (Serravalien) Ilıpınar Basalt (Tmab). This is overlaid discordantly by recent terrestrial units (Figure 2 and 5). Sattelite Maps and the GIS supported value added topographic maps (slope, hill shade maps) were extensively used when mapping the recent sedimentary units those cover all stratigraphical units of the area with angular discordance (Figure 14 and 15).

Structural features of the region is also determined by using joint assesment of lineament maps driven from hill-shade maps and satellite imagery, geological maps and lateral cross-sections (Figure 19 and 20). Main strike-slip faults those have shaped the area are characterised by NE-SW, NW-SE and NE directional 3 fault systems and morphology of the area was shaped by NE-SW directional left lateral strike slip faults. Strike and slip directions of lithologies and general tendencies of faults and folds points out that

main compression in the area occurred in NW-SE direction.

GIS and Remote Sensing Technologies are extensively used for analysis and interpretation in geological sciences likewise in other scientific disciplines. The advantages and user friendly benefits of GIS and Remote Sensing in geology is beyond the argument and must always be supported with field observations when applied.

With the GIS component of this study all field data were digitized to GIS environment, geological maps were digitised and analysed and all thematic maps produced (DEMs, Slope Map, Aspect Map, etc) were analysed and their benefits in the use of geological studies were assessed and presented. With the support of GIS, satellite imageries were used in mapping recent sedimentary units and tectonic features. All existing previous studies and produced GIS and Remote Sensing products within this study were evaluated within integrating manner.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., 2000. Magmatic and Tectonic Evolution of The Yuntdağ Volcanic Complex Western Anatolia. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 128s, İzmir.
- Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y., 2000. Foça Yöresinin Jeolojisi ve Aktif Tektoniği, Batı Anadolu. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, 24-27 Mayıs, İzmir, 160-165.
- Altunkaynak, Ş., Rogers, N.W., Kelley, S.P., 2010. Causes and Effects of Geochemical Variations in Late Cenozoic Volcanism of the Foça Volcanic Centre, NW Anatolia, Turkey. International Geology Review, 52(4-6), 579-607.
- Brinkmann, R., 1966. Geotektonische Gliederung von Westanatolien. NeusJahrb. Geol. Palaontol, Monatsh, 603-618.
- Dehandschutter, B., 2001. Study of The Recent Structural Evolution of Continental Basins in Altai-Sayan Central Asia. Erişim Tarihi: 20.10.2011. <http://users.pandora.be/boris.dehandschutter>.
- Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A.E., Hakyemez, Y., Sevin, D., 1998. İzmir ve Kuzeyinin Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrografik ve Kimyasal Özellikleri. MTA Rapor No: 10181, 120s.
- Emre, T., Sözbilir, H., 2005. Küçük Menderes Grabeni Doğu Ucundaki Andezitlerin Başova-Kiraz/İzmir Jeolojisi, Petrografisi ve Jeokimyası. MTA Dergisi, 131, 1-19.
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., 1996. Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner Yaşlı Volkanik Kayaçalarda Yeni Yapılan Radyometrik Yaş Ölçümleri Yorumu. MTA Dergisi, 119, 103-112.
- Erdoğan, B., 1990. İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2, 1-20.
- Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2005. Evidence for Two Episodes of Volcanism in the Bigadiç Borate Basin and Tectonic Implications for Western Turkey. Geological Journal, 40, 545-570.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege Çöküntüsünün Neojen Stratigrafisi ve Tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 35-58.
- Kaymakçı, N., 2000. Tectono-Stratigraphical Evolution of the Çankırı Basin Central Anatolia, Turkey. Geologica Ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit, Phd. Thesis, 247s, Utrecht.
- Kuterdem, N.K., 2005. Eskipazar (Karabük Güneyi) ve Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) Arasındaki Bölgenin Morfo-Tektonik Özelliklerinin Coğrafi Bilgi Sistemleri ile Belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 94s, Ankara.
- Lang, L., 2001. Managing Natural Resources with GIS, ESRI Press, USA.

- Okay, A.İ., Satır, M., 2000. Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N., 1990. Relation Between Magmatic and Tectonic Activities in West Turkey. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, İzmir, 300-313.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B., 1997. The Evolution From Miocene Potassic to Quaternary Sodic Magmatism in Western Turkey: Implications for Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Süzen, M. L., 2012. Sözlü ve yazılı görüşme. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Laboratuvarı Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi (ODTÜ), Ankara.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Türkecan, A., Ercan, T., Sevin, D., 1998. Karaburun Yarımadası'nın Neojen Volkanizması. MTA Rapor No: 10185, 28s.
- Uysal, K., 2011. Eğirdir-Burdur Gölleri Çevrelerindeki Pliyo-Kuvaterner Çökellerinin Stratigrafik, Sedimantolojik ve Bazı Tektonik Özellikleri. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 267s, Isparta.
- Yılmaz, Y., 1997. Geology of Western Anatolia. In Schindler, C., Pfister, M. (Ed.) *Active Tectonics of Northwestern Anatolia The Marmara Poly Project; A Multidisciplinary Approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology* (31-53). Vdf. Hochschulverlag, an der ETH Zurich.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., 2001. Two Contrasting Magmatic Associations of NW Anatolia and Their Tectonic Significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.

Makale Geliş Tarihi : 17 Aralık 2015
Kabul Tarihi : 11 Ocak 2016

Received : 17 December 2015
Accepted : 11 January 2016



Sivas-Divriği Demir Yatağı Kireçtaşı-Ofiyolit-Granitoyid Üçlü Dokanağında Flogopit Oluşumları

*Phlogopite Occurrences within Limestone-Ophiolite-Granitoid
Triple Contact from Sivas-Divriği Iron Deposit*

Hüseyin YALÇIN¹, Ömer BOZKAYA²

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

² Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

yalcin@cumhuriyet.edu.tr

ÖZ

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik kayalarda belirlenen bozuşma mineralleri serpantinleşme-öncesi, -sırası ve -sonrası olmak üzere üç ana gruba ayrılmıştır. Bunlardan serpantinleşme-öncesi minerallerden flogopit; ofiyolitik dizilimin oluşumu ile eşzamanlı mika-peridoditlerin ana bileşenlerinden birisidir. Sonraki bozuşmalardan lisfenitleşme ve pirometasomatizma, flogopitlerin tane boyunun artmasına ve belirli zonlarda birikmesine; yer yer karışık tabakalı flogopit-vermikülit (P-V) ve vermikülit dönüşümlerine neden olmuştur. Serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümüdür. Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca ofikarbonat (yaygın kalsit ve dolomit; ender siderit ve hidrotalsit), ofioksit-hidroksit (hematit, götit, pirit, markasit, brüst) ve yer yer ofisilikat (kuvars) minerallerinin oluşumunu kapsamaktadır. Pirometasomatik kayalarda metasomatizma ürünlerini flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-mineralleri (manyetit, hematit, pirit, markasit); kalıntı birincil magmatik fazları ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır. Divriği flogopitleri; teorik flogopit-biyotit serisi uç üyelerinin oksit bileşimlerinden kısmen farklılık göstermektedir. Flogopitlerin biyotit bileşeni düşük (% 8-14) olup, ortalama birim hücre bileşimine göre; Fe-Al flogopit olarak adlandırılmıştır. Ultramafik-ana kayaçlı P-V'in ana bileşeni Mg olup; kısmen Fe'ce zengin ve Al'ca fakirdir. Tetrahedral ve oktahedral Fe süstitüsyonlara sahip serpantinler Fe-lizarditi işaret etmektedir. Divriği yöresindeki fillosilikat minerallerinin toplam eser element derişimi serpantin-flogopit-P-V yönünde azalmakta, buna karşın nadir toprak element içerikleri artmaktadır. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri (SMOW) flogopitler için ‰ +10.6-11.8 ve ‰ -64 - -102, P-V için ‰ +14.2 ve ‰ -121, serpantin için ‰ +14.4 ve ‰ -129 olarak belirlenmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerine göre; flogopitler hipojen ve süperjen alanda; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma

çizgisinin altında yer almaktadır. Granitik su minimum izotopik değerine göre flogopit için ~ 130-150 °C ve P-V için ~ 100 °C oluşum sıcaklıkları elde edilmiştir. Ayrıca, duraylı izotop verileri, serpantinleşme, flogopitleşme ve vermikülitleşmenin birbirini izleyen farklı süreçler ile oluştuğuna işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ana-iz ve izotop jeokimyası, fillosilikat, XRD

ABSTRACT

Alteration minerals determined in the ultramafic rocks of Güneş Ophiolite were divided into three main groups as pre-, syn- and post-serpentinization. Of these, phlogopite from pre-serpentinization minerals is one of the main components of mica-peridotites and is contemporaneous with the formation of the ophiolitic sequence. Listwaenitization and pyrometasomatism from later alterations caused an increase in grain size and accumulation of phlogopites in certain zones and also mixed-layer phlogopite-vermiculite (P-V) and vermiculite transformations in local. Syn-serpentinization alterations cover the conversions from felsic and mafic minerals to various clay and/or phyllosilicates. Post-serpentinization alteration covers the occurrences of ophicarbonates (commonly calcite and dolomite, rarely siderite and hydrotalcite), ophioxides (hematite, goethite, pyrite, marcasite and brucite) and locally ophisilicates (quartz) that refers to listwaenitization. Phlogopite, actinolite, epidote, johannsenite, scapolite, schorl and Fe-minerals (magnetite, hematite, pyrite, marcasite) form of the products of metasomatism in the pyrometasomatic rocks, and pyroxene and feldspar are residual primary magmatic phases. Divriği phlogopites differ partly in respect to end-member of theoretical oxide compositions of phlogopite-biotite series. Biotite component of phlogopites is low (8-14 %) and they are called as Fe-Al phlogopite according to their average unit-cell composition. The main cation of P-V in the ultramafic-hosted rocks is Mg and this mineral is partially rich in Fe and poor in Al. Serpentine has tetrahedral and octahedral Fe substitutions which indicate Fe-lizardite. The concentrations of total trace element in the phyllosilicate minerals decrease from serpentine–phlogopite to P-V, whereas their rare earth element contents increase in the same direction in the Divriği area. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (SMOW) are determined as ‰ +10.6-11.8 and ‰ -64 - -102 for phlogopites, ‰ +14.2 and ‰ -121 for P-V, and ‰ +14.4 and ‰ -129 for serpentine. Phlogopites are plot hypogene and supergene fields, but P-V and serpentine are found under kaolinite weathering line on the basis of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values. Formation temperatures as ~ 130-150 °C for phlogopite and ~ 100 °C for P-V are obtained on the comparison of minimum isotopic value of granitic water. Additionally, stable isotopic values showed that serpentinization, phlogopitization and vermiculitization formed with different subsequent processes.

Key Words: Major-trace and isotope geochemistry, phyllosilicate, XRD

GİRİŞ

Biyotit-flogopit serisi mika minerallerinden flogopitler; ısıtıldıklarında ayrılma (eksfolyasyon) ve/veya fiziksel genleşebilme kapasitesine sahip olması nedeniyle diğer bazı killer gibi yaygın biçimde ziraat ve sanayi (ısı ve ses yalıtımı, boya vb.) alanlarında kullanılmakta ve endüstriyel anlamda vermikülit grubu kil mineralleri içerisinde değerlendirilmektedir.

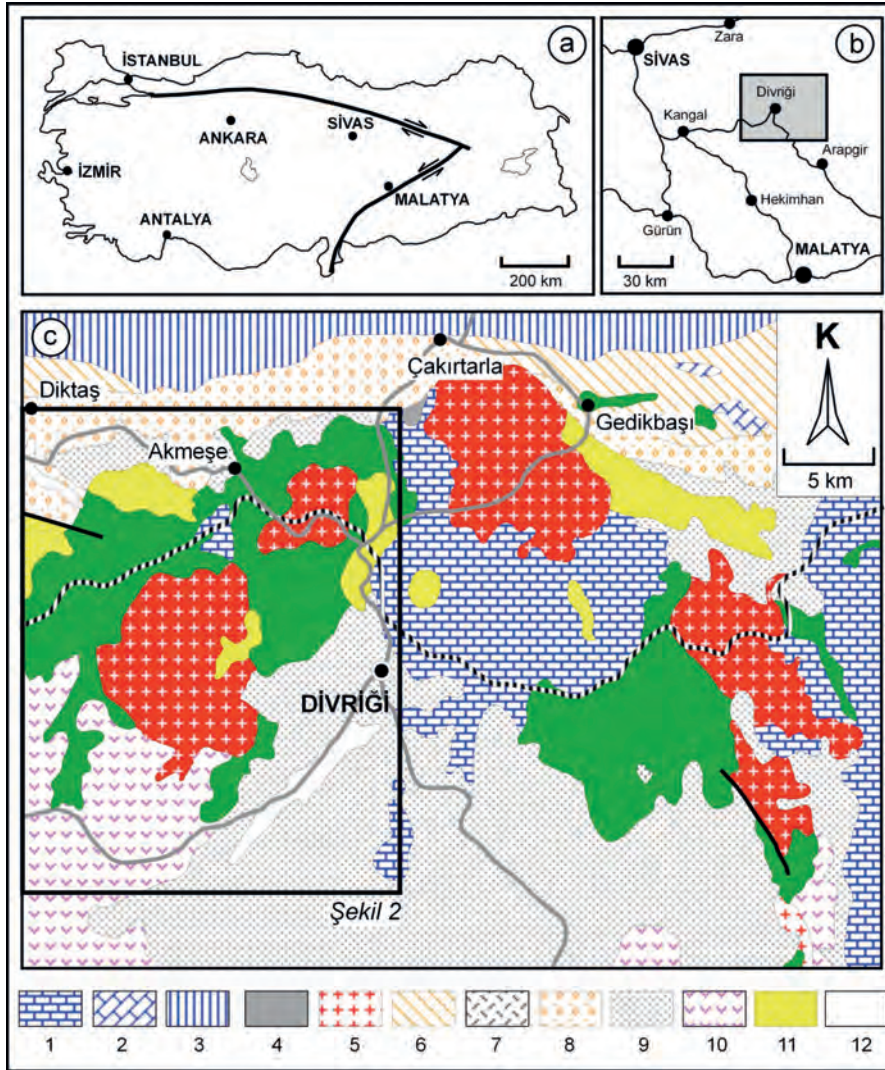
Mika grubu, özellikle flogopit farklı jeotektonik ortamlarda, değişik yaşlara sahip yan ve ana kayalar içinde zenginleşebilmektedir. Flogopitler ultramafik/mafik plütonik ve volkanik türü magmatik (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Feldstein ve diğ., 1996; Toksoy-Köksal ve diğ., 2001; Mader ve diğ., 2001; Gupta ve diğ., 2002) ve metamorfik ana-kayalarında (Murakami ve diğ., 2002; Schreyer ve diğ., 1980) sinjenetik ve epijenetik olarak neoformasyon (yeni oluşum) ve transformasyon (dönüşüm) mekanizmalarıyla (Krasnova, 2001; Rizzo ve diğ., 2001) oluşabilmektedir.

Ofiyolit ve/veya mafik-ultramafik magmatik kayalarla ilişkili flogopit oluşumları incelemenin konusunu oluşturan Divriği bölgesinin yanı sıra, Kuluncak (Yalçın ve diğ., 2009), Yıldızeli (Yalçın ve Yeşildağ., 2009; Otlu ve diğ., 2010) ve Kurançalı (Toksoy-Köksal ve diğ., 2001) yörelerinde de gözlenmiştir. İnceleme alanının yer aldığı Divriği-Sincan-Kangal arasındaki bölgedeki birimler tektonik ilişkilerine göre (Şekil 1 ve 2); Görelî Otokton, Allohton ve Örtü Birimleri olarak ayrırtlanmıştır (MTA, 2002; Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Devoniyen-Karbonifer yaşlı Kangal Metamorfitleri'ne ait metaklastik ve metakarbonat kayaları (Yalçın ve Bozkaya, 1997) ve Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur

Formasyonu'na ait platform karbonat kayaları (Özgül ve diğ., 1981) Görelî Otokton topluluğu; Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitik karışık (Yeşiltaşayla Karışığı: Yılmaz ve diğ., 2001) ve Jura yaşlı ofiyolitik dizi (Güneş Ofiyoliti: Bayhan ve Baysal, 1982) Allohton Birimleri oluşturmaktadır. Görelî Otokton ve Allohton Birimlerin üzerinde çarpışma sonrası bir dönemde oluşan Örtü Birimleri'nin Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı kesimi Paleotektonik ile Neotektonik arasındaki geçiş dönemini, Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kesimi ise Neotektonik evreyi temsil etmektedir.

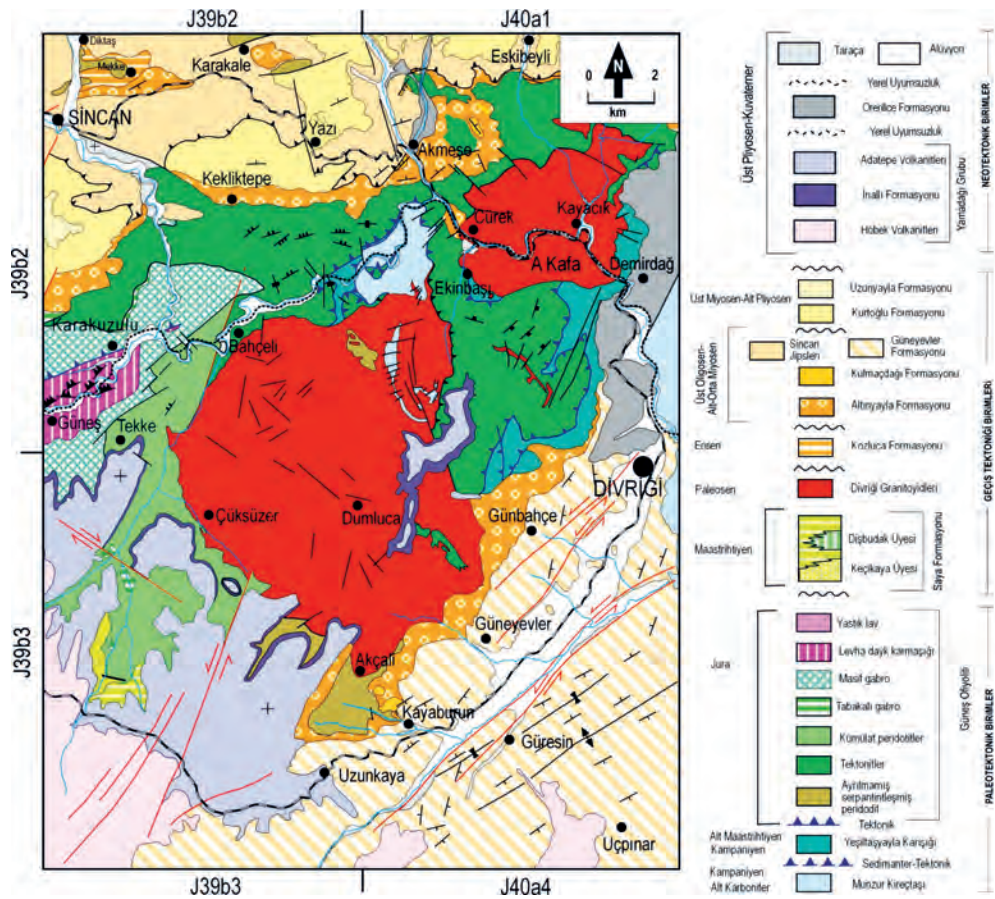
Flogopitlerin doğrudan ilişkili olduğu tektono-stratigrafik birimlerden, Kuzey Anadolu Ofiyolitleri, Neo-Tetis okyanusunun kuzey koluna ait allohton topluluklarını temsil etmekte olup, Üst Kretase-Paleosen'de (Yılmaz, 1985) veya Üst Kretase'de (Göncüoğlu ve diğ., 1997) güneye doğru Torid-Anatolid Platformu üzerine yerleşmiştir. Neo-Tetis'in Eosen'de kapanmasından sonra çarpışma ile ilişkili magmatiklerden Paleosen'de Orta Anadolu Granitoidleri (Boztaş, 2000) ile Orta-Üst Eosen'de Orta Anadolu Siyenitoidleri (Boztaş ve diğ., 1994) ve Orta Anadolu Volkanikleri (Ercan, 1987) gelişmiştir.

Bu çalışmada, Divriği yöresinde plütonizma ve flogopit mineralizasyonu arasındaki etkileşimler; flogopite eşlik eden diğer minerallerin (özellikle fillosilikatlar) düşey ve yanal dağılımları; ana kayacın köken, oluşum sırası ve mekanizması; diğer alterasyonlar arasındaki ilişkilerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Flogopit oluşumlarının magmatik dizilim içindeki konumunun saptanması aynı ve/veya benzer plütonik kuşaklardaki olası flogopit seviyelerinin belirlenmesini sağlayabilecektir.



Şekil 1. a) İnceleme alanının da yer aldığı Türkiye'nin ana tektonik hatlarını gösterir basitleştirilmiş harita (Bozkurt, 2001), b) İnceleme alanının yer bulduru haritası, c) Bölgesel jeoloji haritası (MTA, 2002'den düzenlemiştir); 1-Torid Kuşağı (Karbonat kayalar-Triyas-Kretase), 2-Torid Kuşağı (Karbonat kayalar-Jura-Kretase), 3-Torid Kuşağı (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Üst Kretase), 4-Kuzey Anadolu Ofiyolitleri (Üst Kretase), 5-Orta Anadolu Plütonikleri (Paleosen), 6-Sivas Baseni (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Eosen), 7-Orta Anadolu Volkanikleri (Eosen), 8-Sivas Baseni (Kırıntılı kayalar-Oligosen), 9-Sivas Baseni (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Miyosen), 10-Yamadağı (Volkanik-volkanoklastik kayalar-Miyosen-Kuvaterner), 11-Kangal / Kızılırmak Havzaları (Kırıntılı kayalar-Üst Miyosen-Pliyosen) 12-Alüvyon (Kuvaterner).

Figure 1. a) Simplified map of the study area and surroundings showing main tectonic zones of Turkey (Bozkurt, 2001), b) Location map of the study area, c) Regional geology map; 1-Tauride Belt (Carbonate rocks-Triassic to Cretaceous), 2-Tauride Belt (Carbonate rocks-Jurassic to Cretaceous), 3-Tauride Belt (Clastic-carbonate rocks-Upper Cretaceous), 4-North Anatolian Ophiolites (Upper Cretaceous), 5-Central Anatolian Plutonics (Paleocene), 6-Sivas Basin (Clastic-carbonate rocks-Eocene), 7-Central Anatolian Volcanics (Eocene), 8-Sivas Basin (Clastic rocks-Oligocene), 9-Sivas Basin (Clastic-carbonate rocks-Miocene), 10-Yamadağı (Volcanic-volcanoklastik rocks-Miocene-Quaternary), 11-Kangal / Kızılırmak Basins (Clastic rocks-Upper Miocene-Pliocene) 12-Alluvium (Quaternary).



Şekil 2. Divriği ve civarında yüzeylenen birimlerin jeoloji haritası (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).
Figure 2. Geology map of units outcropped in Divriği and its surrounding (Yılmaz and Yılmaz, 2004).

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanından çoğunluğu ultramafik birimlere ait olmak üzere toplam 61 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yüzeysel tozlardan arındırıldıktan sonra ince-kesit (optik mikroskop-OM), kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları kırınımı (XRD) işlemlerinden geçirilmiştir. OM incelemeleri ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot=Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı=2θ 5-35°) yapılmıştır.

XRD çözümlenmeleri sonucunda örneklerin tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μm) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden

ölçülmüştür. Bu yöntemde tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

XRD-KF çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama – sedimantasyon – sifonlama – santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta=2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır. XRD desenlerinden itibaren belirlenen kil mineral pikleri ihtiyaç duyulduğunda WINFIT (Krumm, 1996) çözümlenmesinin yanı sıra, NEWMOD® (Reynolds, 1985) hesaplanmış desenleri ile karşılaştırılmıştır.

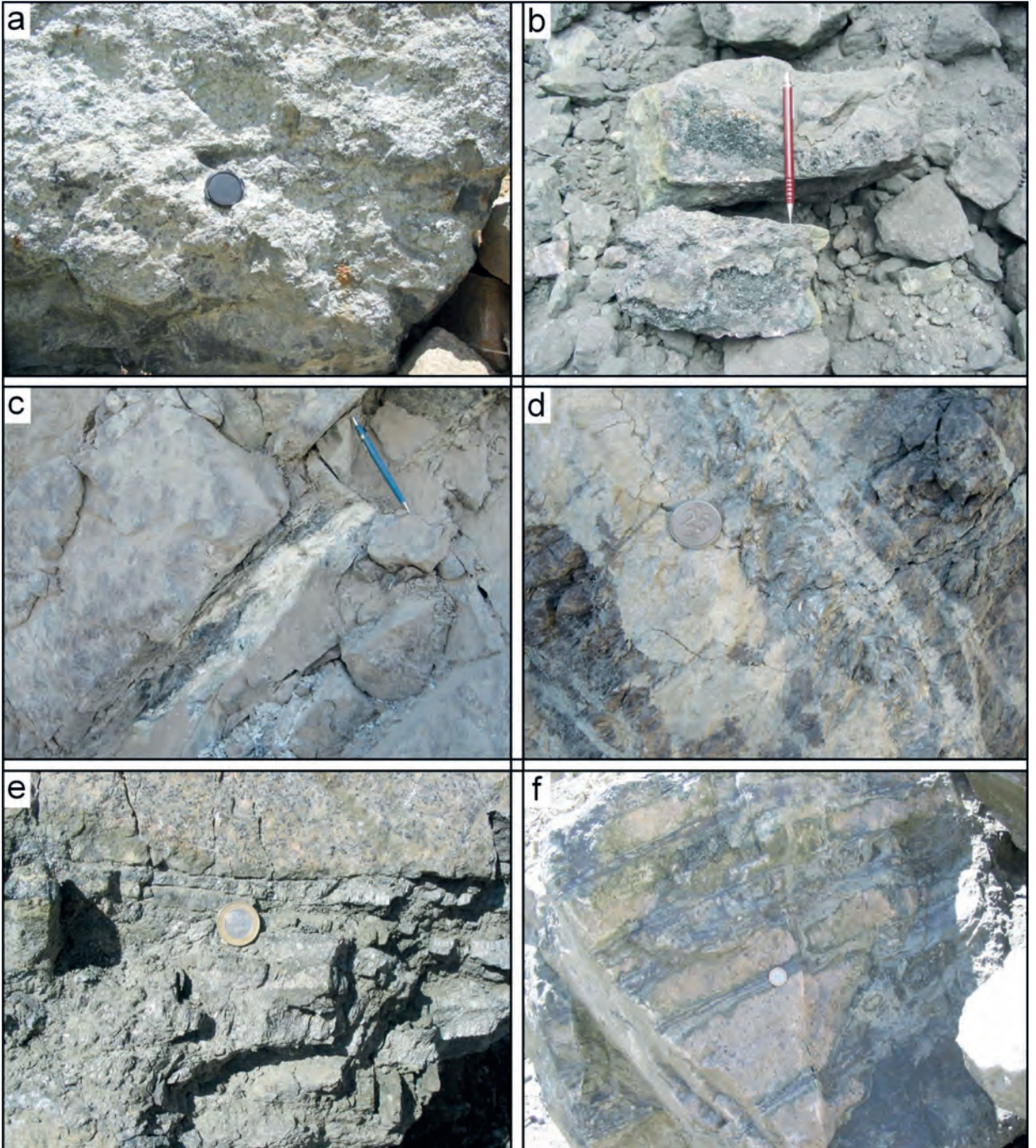
Saf veya safa yakın fillosilikat minerallerinin (flogopit) politipi belirlenmelerinde Bailey (1980, 1988) ve J.C.P.D.S. (1990) tarafından önerilen ayırtman pikler kullanılmıştır. Politiplerin belirlenmesinde $2\theta = 2-65^\circ$ kayıt aralığı ve 2°/dak. gonyometre hızı kullanılmıştır.

Saf 6 adet mineralin ana, iz/eser ve nadir toprak element (NTE) çözümlenmeleri ile oksijen-hidrojen izotop jeokimyası Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon indüktif eşeleşmiş plazma (ICP), iz/eser ve nadir toprak element çözümlenmelerinde indüktif eşeleşmiş plazma-kütle spektrometresi (ICP-MS) kullanılmıştır. Kimyasal çözümlenmelerin ayrıntıları (çözme yöntemi, aletsel tesbit sınırı) firmanın web sayfasında sunulmuştur (<http://www.actlabs.com/>).

FLOGOPİT OLUŞUMLARININ JEOLJİSİ

Divriği yöresindeki “Ofiyolit-Karbonat-Granitoid Üçlü Kontaktağında” gelişen mineral oluşumları; fillosilikatlar (başlıca flogopit ve serpantin, kısmen talk, smektit, klorit, karışık tabakalılar I-S, C-S ve I-V), diğer silikatlar (tremolit/aktinolit, yohansenit, epidot, turmalin, skapolit, kuvars), Fe-oksit/oksihidroksitler (manyetit, hematit, götit, pirit, markasit), Al-oksitler (brusit), karbonatlar (kalsit, dolomit, siderit, hidrotalsit) olup; birincil magmatik fazlar ile iç içe geçmiş serpantinleşme, lisfenitleşme ve pirometasomatik ürünler ile temsil edilmektedir.

Serpantinleşmiş ultramafikler içerisinde gelişen flogopitler; yataklanma biçimlerine göre saçınımlar, yumrular, merccekler ve tabakalar/bantlar halinde bulunmaktadır (Şekil 3 a-d). Saçınımlı tiplerde flogopitler serpantinitle içerisinde tek ve çoklu yapraklar halinde dağılmışlardır. Yumru tip flogopit seviyeleri 1-20 cm kalınlıkta olup; koyu yeşil tremolit/aktinolit ve/veya limon sarısı epidotlar ile çevrelenmiştir. Mercceksi tiplerde (5-200 cm) flogopitlere karbonat oluşumları eşlik etmektedir. Tabakalı/bantlı tiplerdeki flogopit seviyeleri 5-50 cm arasında değişen kalınlığa sahip olup, serpantinitlede onlarca ardalanma göstermektedir. Yeşil-siyah renkli, yer yer zonlu dokulu, camsı ve/veya inci parlaklığında, iri, yarı şeffaf ve dilinim düzlemleri boyunca birbirinden zorlukla ayrılabilen, kırılğan, çok ince (< 0.5 mm), flogopit levhaları/pulları üst üste dizilerek 1-5 cm kalınlıkta gülbenzeri paketler oluşturmaktadır. Ağsı yapılı serpantinitlede flogopitlere ek olarak genellikle tabakalanmaya paralel, çoğunlukla karbonat, ender olarak brusitlerden oluşan seviyelere (1-50 cm) de sıklıkla rastlanılmaktadır. Serpantinitle jeodlarının (20-50 cm) merkezinde yumuşak, kolayca bükülebilen pamuksu lifsi aktinolit-benzeri güncel oluşumlar ve çevresinde iri kristalli kalsit ve kuvars oluşumları bulunmaktadır. Kahverengi ofikarbonatlarda yumrumsu (5-50 cm) ve breşik yapılı Fe oksit-flogopit oluşumları gözlenmektedir.



Şekil 3. Serpantinit (a-e) ve granitoyid (f) ana ve yan kayalı flogopit oluşumları; (a) Saçınımlı tip, (b) Yumru tipi, (c) Mercek tipi, (d) Tabaka tipi, (e) Flogopitli serpantinit ve granitoyid arasındaki sınır ilişkisi, (f) Granitoyidlerin soğuma çatlaklarında ardalanmalı flogopit seviyeleri.

Figure 3. Phlogopite occurrences within the serpentinite (a-e) and granitoid (f) types of host- and wall-rocks; a) Lenticular type, b) Nodular type, c) Layered type, d) Boundary relation between serpentinite with phlogopite and granitoid, e) Alternation of phlogopite levels within the cooling cracks of granitoid.

Flogopitli serpantinler sıklıkla granitoidik kayalar ile sınır oluşturmaktadır (Şekil 3e). Granitoidlerin soğuma çatlaklarında kalın (5-30 cm) ve ince (1-10 cm) ardalanmalar biçiminde Fe-oksitlerin eşlik ettiği flogopit oluşumları yaygındır (Şekil 3f). Granitoidlere yakın pirometasomatik zonlarda flogopitlere eşlik eden beyazımsı yohansenit oluşumları da gözlenmektedir. 5-10 cm uzunluğundaki yohansenit iğneleri ışınal yumrular (20-50 cm) oluşturmakta ve açık yeşil-sarı epidotlar ile sarılmaktadır.

İNCE-KESİT PETROGRAFİSİ

Ultramafik Plütonik Kayalar

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik plütonik kayalar; holokristalin-hipidiyomorf taneler dokuya sahip bu kayaların ana bileşenlerini olivin, klino- ve ortopiroksen (ojit, enstatit), bazı kesitlerde ise flogopit ve plajiyoklaz oluşturmaktadır. Tali mineralleri zirkon, titanit, apatit ve opak mineraller temsil etmektedir. Bozuşma (alterasyon) ürünleri olarak klinoamfibol (aktinolit), fillosilikat (kil, serpantin ve klorit) ve epidot mineralleri bulunmaktadır. Kalsit ise gözenek ve çatlakları doldurmakta, bazı kesitlerde kuvars eşlik etmektedir. Dokusal özellikleri, mineral türleri ve bollukları verilen bu kayalar vebsterit (orto-klinopiroksenit), klinopiroksenit, dünit (olivin peridotit) ve verlit (klinopiroksen-olivin peridotit) biçiminde adlandırılmıştır. Flogopit ve/veya uralit ve/veya serpantin içeren bu kayalarda ilgili mineraller kayaç adlandırma ön ek olarak kullanılmıştır.

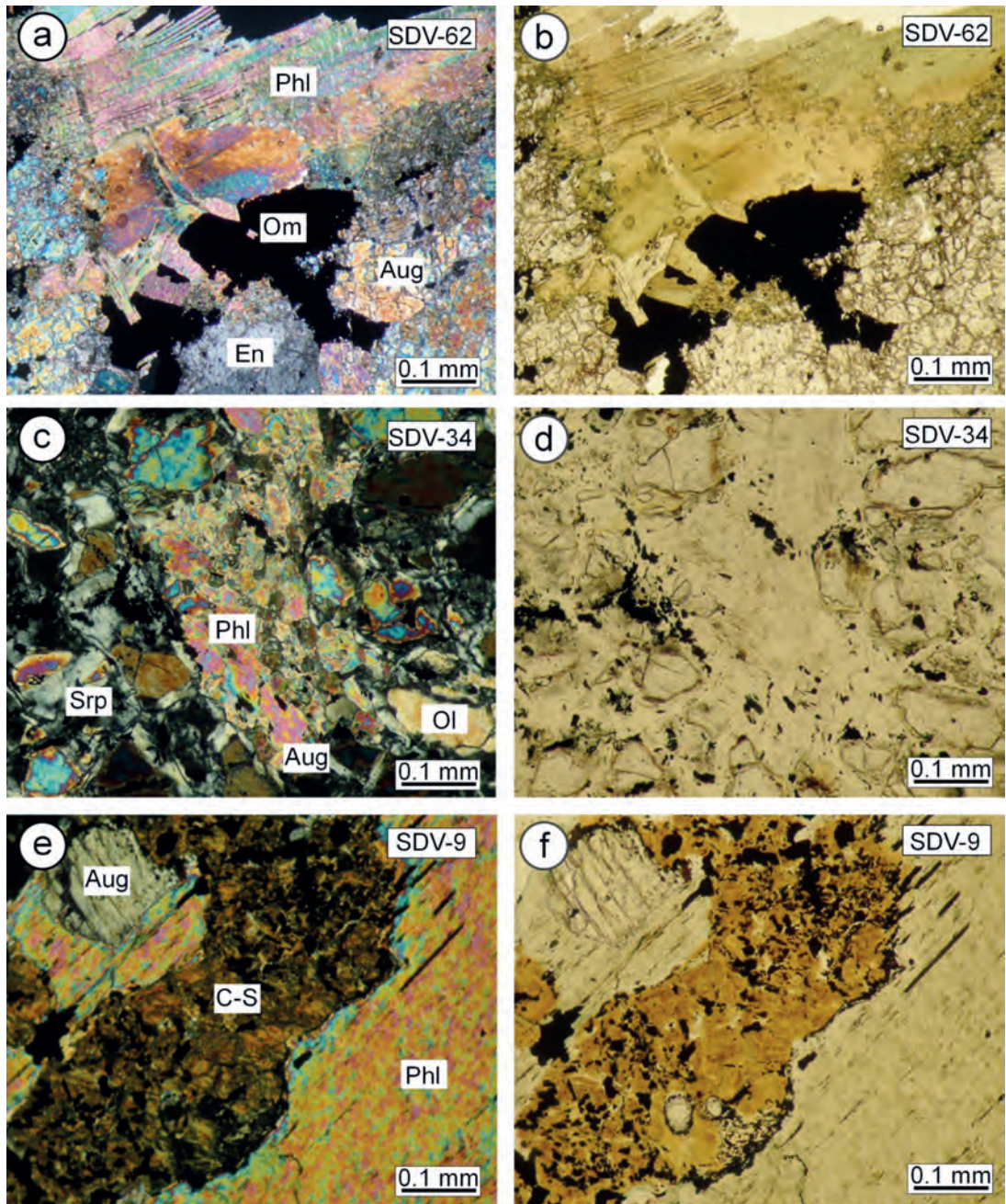
Olivinler; renksiz-hafif kahverengi, ağ dokulu olup, bazı kesitlerde yaygın serpantinleşme,

iddingsitleşme, opasitleşme ve kloritleşme göstermektedir. Ojitler; yarı özşekilli-özşekilsiz, bölünmeli (diyallag), renksiz-yer yer çok açık yeşil renkli olup; bazı kesitlerde yer yer uralitleşme (hornblend ve/veya tremolit/aktinolit), kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedir. Enstatitler; ojitlere göre daha düşük girişim renklerine ve çatlaklara sahiptir. Plajiyoklazlar; yarı özşekilli, polisentetik ikizlenmeli ve yer yer anortit içeriği (% 77: bitovnit) yüksektir. Post-magmatik oluşumları gözenek ve çatlakları dolduran kalsit, kuvars ve yer yer optik izotrop görümlü ve açık yeşil renkli klorit temsil etmektedir.

Flogopit mineralleri; pulsu sönme gösteren, levhamsı, renksiz-çok açık yeşil renkli, çoğunlukla iri-yer yer ince taneli mikalar olup (Şekil 4 a,b); serpantinleşmelere eşlik etmektedir (Şekil 4 c,d). Ayrıca flogopitlerde yer yer kahverengi, çok küçük yaprakçıklar biçimindeki C-S ve/veya dilinim izleri boyunca gelişmiş açık yeşil renkli klorit dönüşümlerine rastlanılmaktadır (Şekil 4 e,f).

Serpantinleşme ile İlişkili Kayalar

Serpantinler ve Lisfenitler serpantinleşmeyle ilişkili iki kayaç grubunu temsil etmektedir. Serpantinler holokristalin prototanesel dokulu ultramafiklerden (piroksenit, klinopiroksenit, dünit, verlit) türemiş olup, Wicks ve Whittaker (1977) ve Wicks ve Plant (1979) sınıflamasına göre; üç tip serpantin dokusu sergilemektedirler. Bunlar ilksel dokunun korunduğu psödomorfik (1), bütünüyle kaybolduğu nonpsödomorfik (2) ve kısmen korunduğu geçiş dokusu (3) olarak sıralanabilir.



Şekil 4. a-b) Vebsteritlerde levhamsı/yapraksı flogopitler ve çubuksu piroksenler ile flogopitleri kesen opak mineraller, c-d) Elek dokulu verlitlerde serpantinlerce kemirilmiş flogopit oluşumları, e-f) Flogopitli piroksenitlerde flogopit-C-S dönüşümleri (a-c-e: çift nikol, b-d-f: tek nikol, Ol=Olivin, Aug=Ojit, En=Enstatit, Phl=Flogopit, Srp=Serpantin, C-S=Karışık tabakalı klorit-smektit, Om=Opak mineral).

Figure 4. a-b) Platy/flaky phlogopites and prismatic pyroxenes in the websterites and phlogopites cutting the opaque minerals, c-d) Phlogopite occurrences corroded by serpentines in the websterites with mesh texture, e-f) Phlogopite-C-S transformations in the pyroxenites (a-c-e: crossed polarized light/crossed polars, b-d-f: plane polarized light, Ol=Olivine, Aug=Augite, En=Enstatite, Phl=Phlogopite, Srp=Serpentine, C-S=Mixed-layered chlorite-smectite, Om=Opaque mineral).

Bunlardan psödomorfik doku, yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafiklerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir. Serpantinler; iğnemsî ve/veya levhamsı biçimlerde, cam saati dokusunda (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir. Çoğu serpantinlerde tipik ağ dokusu korunmuş ve sıklıkla olivin kalıntılarına, karbonat, kuvars ve Fe-minerallerine rastlanılmıştır. Enstatitler; çubuksu, renksiz, klinopiroksen ayrışım lamelleri içermekte ve bastitleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Az sayıdaki örnekte belirlenen hidrotalsit ve brusitler çatlak dolgusu olarak gözlenmekte olup, sırasıyla birbirine paralel iğne/ince levhalar ve levhamsı ve yer yer çatlak dolgusunda lifsi (nemalit) biçimlere sahiptir.

Lisfenitler; ofikarbonat ve birbiritler ile temsil edilmektedir. Lisfenitler; holokristalin prototanesel ve yer yer breşik ve/veya jel dokulu, mikrosparitik veya spartitik bileşenli olup, başlıca ince-iri taneli yarı özşekilli karbonat (kalsit, dolomit, siderit), kuvars, Fe-oksitler (götit ve/veya hematit) içermektedir. Ultramafiklerden kalıntı mineraller olarak flogopit, piroksen, serpantin ve kromit ayırt edilebilmektedir. Matrikste killeşme yer yer killeşme, gözeneklerde iri taneli karbonat, gözenek ve çatlaklarda kalsedonik kuvars ve Fe-oksitler gözlenmektedir. Ofikarbonatlardaki karbonat mineralleri yer yer iri taneli, özşekilli, zonlu ve jel dokulu olup, içerdikleri karbonat mineralinin türüne göre; ofikalsidolomit ve ofidolomit olarak adlandırılmıştır. Ayrıca, bazı ince kesitlerde yaygın kayaca ön ek verecek miktarda (> % 10) flogopit, brusit ve hidrotalsit bulunmaktadır. Fe-oksit mineralleri yer yer ofidemirtaşı olarak adlandırılacak miktarlara (> % 50) da ulaşmaktadır. Birbiritler mikrosparitik

dolomitlerin yanı sıra, yaygın ince-iri taneli, özşekilsiz kalsedonik kuvars içermektedir.

Pirometasomatik Kayaçlar

Felsik plütoniklerin sokulum yaptığı karbonat-ultramafik kayaç kontaklarında, diğer bir ifadeyle üçlü skarn zonlarında ortaya çıkan pirometasomatik kayaçları, holokristalin-hipidiyomorf taneli dokuya sahip flogopitit, yohansenitit ve epidozit temsil etmektedir. Kayaçtan kayaca bollukları değişmekle birlikte; ana pirometasomatik mineralleri flogopit, aktinolit, yohansenit, epidot, skapolit ve turmalin; tali mineralleri titanit, apatit ve Fe-oksitler; kalıntı ultramafik ve felsik magmatik mineralleri plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars ve ojit; post-magmatik mineralleri ise karbonatlar oluşturmaktadır.

Pirometasomatik kayaçlardaki flogopitler; pulsü sönme gösteren, levhamsı, renksiz-çok açık yeşil renkli, çoğunlukla iri-yer yer ince taneli mikalar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5 a,b). Bazı ince-kesitlerde zonlu dokulu altıgen flogopitlere de rastlanılmıştır (Şekil 5 c,d). Flogopitlerin dilinim izleri boyunca ve gözeneklerde açık yeşil renkli kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5 e,f). Aktinolit mineralleri; yer yer kloritleşme ve epidotlaşma göstermekte, çoğunlukla iğnemsî, daha az çubuğumsu-prizmatik biçimlidir. Skapolit mineralleri; yer yer killeşme ve epidotlaşma sergilemekte, özşekilsiz ve mineralleri çevreler şeklinde gözlenmektedir. Epidot mineralleri; özşekilsiz, genellikle pistazit (canlı girişim renkli, sarımsı renkli) olmak üzere klinozoyisit (eğik sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) ve ender olarak da zoyisit (paralel sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) türleri ile

temsil etmektedir. Yohansenit mineralleri; renksiz, ince-iri taneli, ışınal-çubuksu biçime sahiptir. Granitoid kontaklarında gelişmiş çubuksu, mavi-yeşil şörl türü turmalinler bulunmaktadır. Demiroksit (manyetit, hematit) oluşumlarını temsil eden opak mineraller; özşekilli-yarı özşekilli, siyah renkli, yer yer flogopitlerin dilinim düzlemlerinde gelişmiştir.

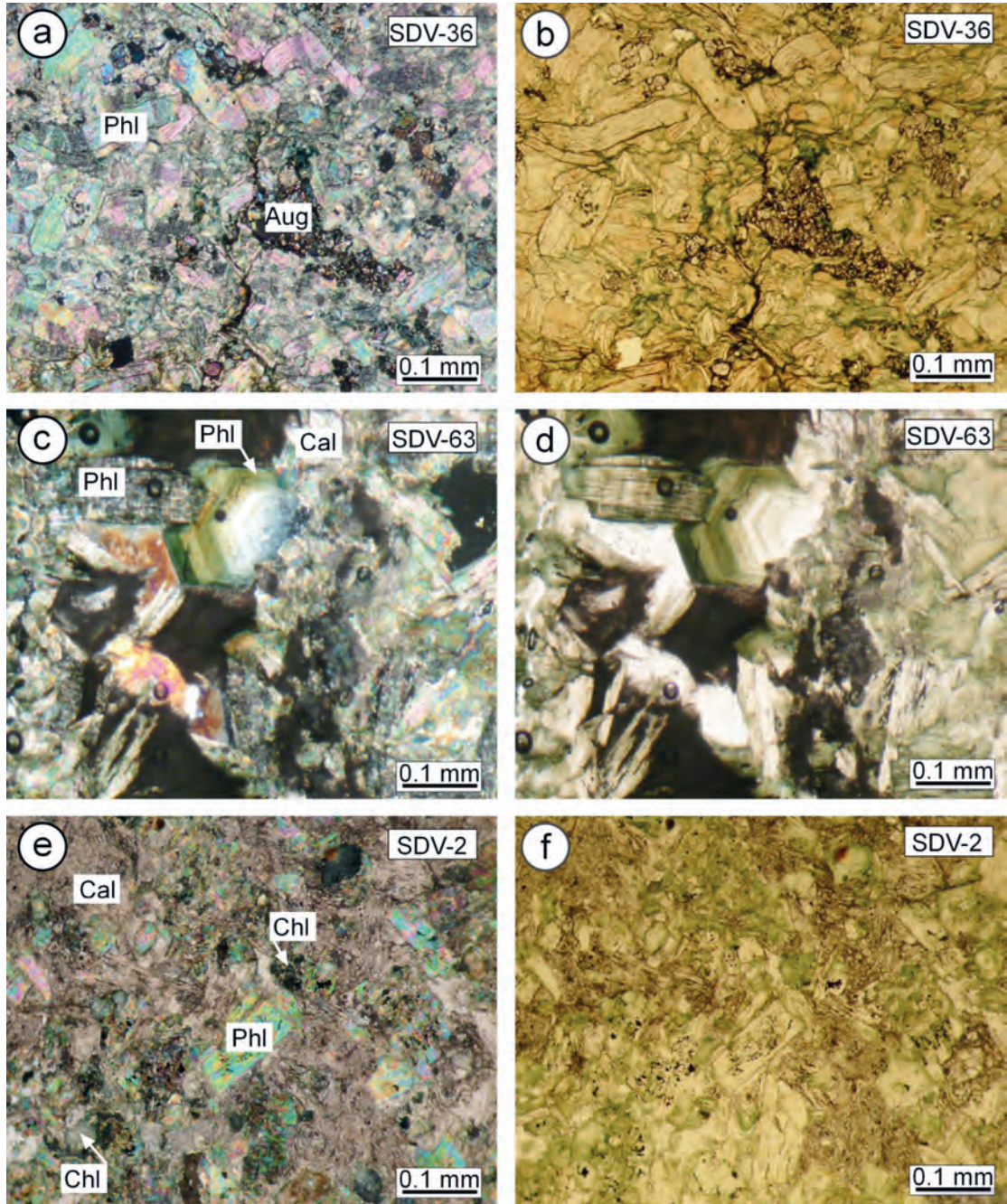
X-IŞINI MİNERALOGİSİ

Serpantinleşme ile ilişkili kayaçların (serpantinit ve lisfenit) bozuşma ürünlerini temsil eden karbonat (kalsit, dolomit, siderit, hidrotalsit), kuvars, Fe-oksitler (götüt, hematit, pirit, markasit), brusit ve fillosilikat mineralleri XRD yöntemiyle tanımlanmıştır. Fillosilikat mineralleri; serpantin, illit/flogopit, smektit, klorit, talk, karışık tabakalı (I-S, C-S ve I-V) ile temsil edilmektedir. En yaygın fillosilikat birlikteliğini serpantinitlerde serpantin + flogopit ve/veya smektit ve/veya klorit oluşturmaktadır. Pirometasomatik kayaçların (flogopitler) metasomatizma ile ilişkili minerallerini flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-oksitler (manyetit, hematit, pirit, markasit); kalıntı magmatik fazı ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır. Post-pirometasomatik ürünler ise karbonat (kalsit,

dolomit) ve kuvars mineralleridir. Pirosomatik ve/veya post-pirosomatik fillosilikatlar; illit/flogopit, smektit, klorit, serpantin ve karışık tabakalı (I-S, C-S ve I-V) içermektedir.

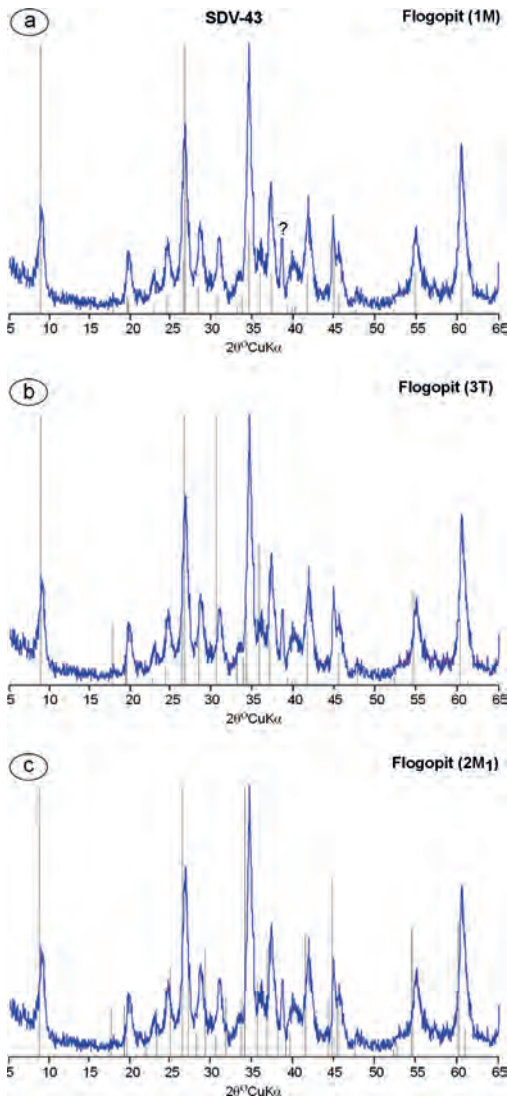
Fillosilikat minerallerinin d_{060} ölçümleri; flogopit, serpantin ve smektitlerin trioktahedral, karışık tabakalı I-S minerallerinin dioktahedral bileşime sahip olduklarını göstermiştir. Flogopitce zengin örneklerde karışık tabakalı illit-smektit (I-S) mineralleri de bulunmaktadır. I-S piklerinin NEWMOD ve WINFIT programları yardımıyla çözümlenmesi ile bu mineralin flogopitlerde % 30, serpantinitlerde % 50 illit bileşeni içerdiği saptanmıştır.

Saf flogopit, flogopit-vermikülit (P-V) ve serpantin içeren 7 örnekte politipi incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Flogopitler Bailey (1980) tarafından verilen ayırtman pik değerleri ve şiddetlerine göre; $2M_1$ ve $3T$ politiplerine ait zayıf pikler bulunmasına karşın, çoğunlukla $1M$ (bir tabakalı monoklinik) politipini temsil etmektedir (Şekil 6). $1M$ politipini karakterize eden ayırtman pikler 4.59, 4.55, 3.92, 3.65, 3.39, 3.144 ve 2.513 Å olarak sıralanabilir.



Şekil 5. a-b) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı flogopit ve çubuksu ojitler, c-d) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı ve c-kristalografik eksenine dik özşekilli ve zonlu flogopitler, e-f) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı flogopit, özşekilsiz kalsit ve gözeneklerde kloritler (a-c-e: çift nikol, b-d-f: tek nikol). Phl=Flogopit, Aug=Ojit Cal=Kalsit, Chl=Klorit).

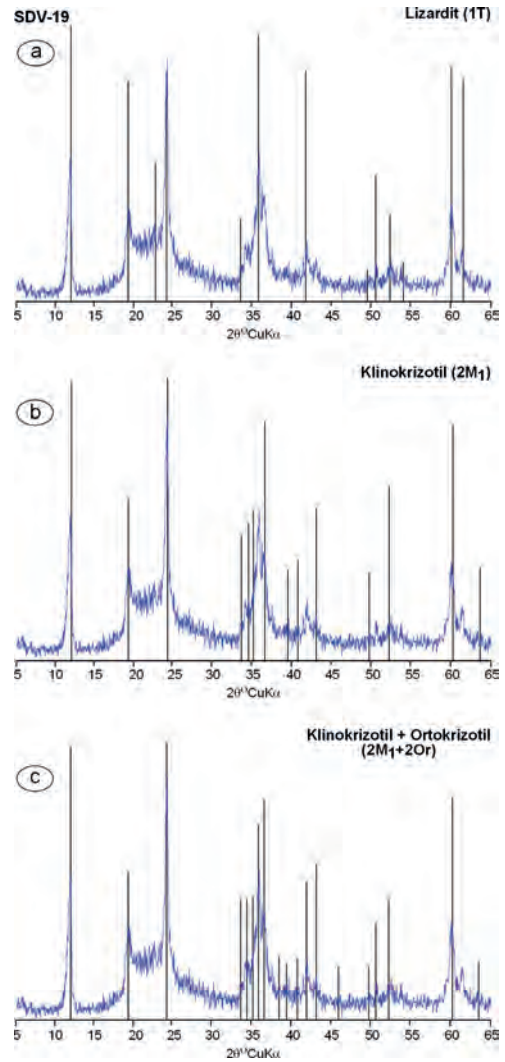
Figure 5. a-b) *Platy/flaky phlogopite and prismatic augites in the phlogopitites, c-d) Platy/flaky, zoned and euhedral with perpendicular to c-crystallographic axis phlogopites in the phlogopitites, e-f) Platy/flaky phlogopite, unehedral calcite and chlorites in the pores of the phlogopitites (a-c-e: crossed polarized light/crossed polars, b-d-f: plane polarized light, Phl=Phlogopite, Aug=Augite, Cal=Calcite, Chl=Chlorite).*



Şekil 6. Flogopit politiplerinin karşılaştırılmalı yönlenmemiş X-ışınları toz desenleri; a) 1M, b) 3T, c) 2M₁.

Figure 6. Comparative unoriented X-rays powder patterns of phlogopite polytypes; a) 1M, b) 3T, c) 2M₁.

Serpantin mineralleri, Bailey (1988) tarafından önerilen ayırtman pikler (2.50, 2.15 ve 1.80 Å) ve göreceli şiddetlerine göre C-yapısal grubunu; 1.74 ve 1.80 Å ayırtman piklerinin varlığı ve 2.15, 2.66, 3.67 ve 3.91 ve 4.60 Å'daki piklerinin daha şiddetli olması nedeniyle 1M politipini (lizardit) yansıtmaktadır (Şekil 7).



Şekil 7. Serpantin politiplerinin karşılaştırılmalı yönlenmemiş X-ışınları toz desenleri; a) Lizardit (1T), b) Klinokrizotil (2M₁), c) Klino-+Orto-krizotil (2M₁+2Or).

Figure 7. Comparative unoriented X-rays powder patterns of serpentine polytypes; a) Lizardite (1T), b) Clinochrysotile (2M₁), c) Clino-+Ortho-chrysotile (2M₁+2Or).

FİLLOSİLİKAT JEOKİMYASI

Ana ve İz Element Jeokimyası

Fillosilikat minerallerinin (flogopit, flogopit-vermikülit/P-V, serpantin) ana element içerikleri ve minerallerin birim-hücre bileşimleri Çizelge 1,

iz element içerikleri ise Çizelge 2’ de sunulmuştur. Kuluncak yöresine ait serpantinit-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009); ayrıca Kuraçalı yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopit (Toksoy-Köksal ve diğ., 2001) ve Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopit ve P-V örnekleri (Yalçın ve Yeşildağ., 2009; Oflu ve diğ., 2010) de karşılaştırma amacıyla eklenmiştir.

Divriği flogopitlerinin oksit bileşimleri, teorik flogopit ($K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$)-biyotit ($K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$) serisi uç üyelerinin oksit bileşimlerinden kısmen farklılık göstermektedir:

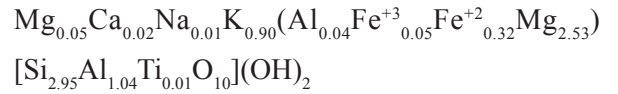
İdeal flogopit (K_2O =%11.29 MgO =%28.98 SiO_2 =%43.19 Al_2O_3 =%12.22 H_2O =%4.32)

İdeal biyotit (K_2O =%9.20 FeO =%42.11 SiO_2 =%35.21 Al_2O_3 =%9.96 H_2O =%3.52)

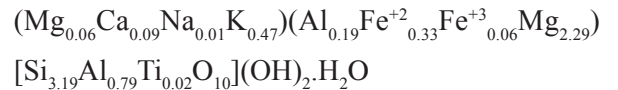
Divriği flogopiti (K_2O =%9.40-9.73 MgO =%24.04-25.45 SiO_2 =%40.68-40.88 Al_2O_3 =%12.49-12.77 H_2O =%2.36-6.87)

Kil minerallerinin ana bileşimine katılan oksitlerin üçgen diyagramdaki dağılımları Şekil 8’de sunulmuştur. SiO_2 - MgO - Al_2O_3 + tFe_2O_3 diyagramında flogopit ve P-V üçgenin yaklaşık ortasında SiO_2 - Al_2O_3 + tFe_2O_3 çizgisine daha yakın yer almaktadır. MgO - Al_2O_3 - tFe_2O_3 üçgen diyagramında ise orta-üst kesiminde ve MgO - Al_2O_3 çizgisine yakın dağılım göstermektedir. Her iki üçgen diyagramında Yıldızeli ve Kuraçalı plütonik-ana kayaçlı flogopitler birbirine benzer; buna karşın Divriği ve Kuluncak serpantinit-ana kayaçlı olanlardan belirgin bir biçimde ayrılmaktadır.

Yapısal formül hesaplamaları smektit ve I-S mineralleri için 11, serpantin için 7 oksijen atomuna göre yapılmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Tipik trioktahedral bileşimdeki Divriği flogopitleri; tetrahedralde Si-Al, oktahedralde bolluk sırasına göre Mg-Fe-Al substitüsyonlarına sahiptir. Toplam oktahedral katyon miktarı 2.94-2.96 ve $Mg/(Mg+Fe)$ oranı 0.86-0.92 olup, yapraklar arasında bulunan ana katyon K ve tali katyon Mg’dur. Diğer bir ifadeyle, flogopitlerin biyotit bileşeni düşüktür (% 8-14). Kuluncak yöresine ait serpantinit-ana kayaçlı flogopitlere oldukça benzer; Yıldızeli mafik/ultramafik-ana kayaçlı ve mafik-ana kayaçlı Kuraçalı flogopitlerine göre Al ve Fe’ce fakir, buna karşın Mg’ca daha zengindir. Ortalama birim hücre bileşimine göre; Fe-Al flogopit olarak adlandırılabilir:



Divriği ultramafik-ana kayaçlı P-V; Kuluncak serpantinit-ana kayaçlı P-V’e göre Fe’ce zengin ve Al’ca fakir; Yıldızeli mafik/ultramafik-ana kayaçlı P-V’e göre hem Fe hem de Al’ca fakir, buna karşın Mg’ca zengin olup; birim-hücre bileşimi aşağıda verilmiştir:



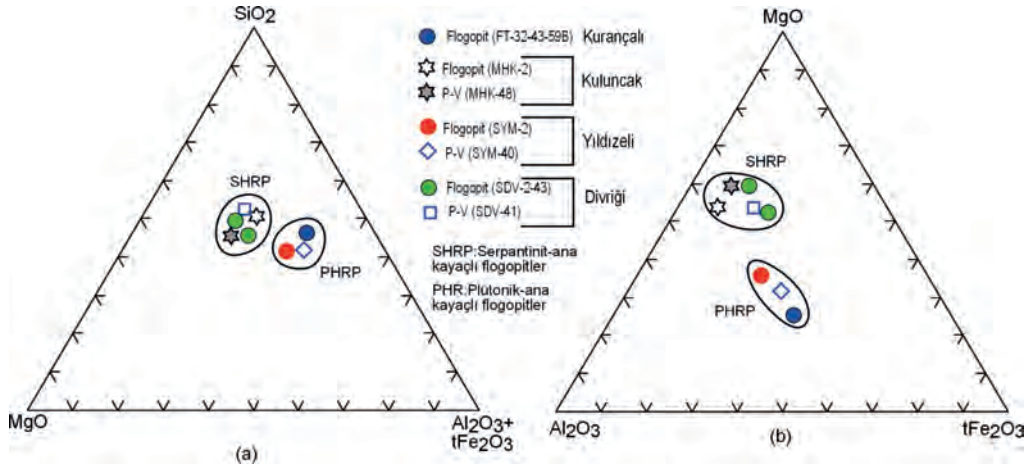
Çizelge 1. Fillosilikat minerallerinin ana element kimyasal ve birim-hücre bileşimleri.**Table 1.** Major element chemical and unit-cell compositions of phyllosilicate minerals.

Yöre Örnek/ Element	Divriği				Yıldızeli		Kuluncak		Kuraçalı
	Flogopit		P-V	Serpantin	Flogopit	P-V	Flogopit	P-V	Flogopit
Oksit %	SDV-2	SDV-43	SDV-41	SDV-55	SYM-2	SYM-40	MHK-2	MHK-48	FT-32- 43-59B
SiO ₂	40.68	40.88	43.50	37.99	34.89	33.98	43.18	38.46	39.52
TiO ₂	0.245	0.151	0.336	0.014	2.699	2.801	0.122	0.365	2.77
Al ₂ O ₃	12.77	12.49	11.31	0.86	16.99	15.43	15.04	13.87	15.21
SFe ₂ O ₃	8.92	5.00	6.99	7.30	12.69	15.21	3.59	4.06	17.79
MnO	0.035	0.041	0.055	0.107	0.121	0.130	0.040	0.033	
MgO	24.04	25.45	21.50	39.29	16.92	14.20	21.59	26.30	12.22
Cr ₂ O ₃				0.27					
NiO				0.15					
CaO	0.27	0.50	1.18	0.07	0.53	1.71	0.10	0.10	0.29
Na ₂ O	0.09	0.15	0.08	<0.01	0.43	0.31	0.30	0.27	0.25
K ₂ O	9.73	9.40	5.02	0.02	8.73	4.89	8.96	6.52	8.69
P ₂ O ₅	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.03	0.01	<0.01	
LOI	2.36	6.87	10.83	15.16	4.69	10.89	6.84	11.03	2.71
Total	99.15	100.90	100.80	101.25	98.75	99.58	99.77	101.02	99.45
Si	2.91	2.99	3.19	1.83	2.61	2.68	3.07	2.83	2.88
Ti	0.01	0.01	0.02		0.15	0.17	0.01	0.02	0.15
Al ^{IV}	1.08	1.00	0.79	0.05	1.50	1.43	1.26	1.20	1.31
Fe ^{IV}				0.12					
TC	1.08	1.00	0.79	0.17	1.50	1.43	1.26	1.20	1.31
Al ^{VI}		0.08	0.19						
Fe ⁺³	0.07	0.04	0.06	0.15	0.11	0.17	0.03	0.03	0.33
Fe ⁺²	0.41	0.23	0.33		0.68	0.81	0.18	0.21	0.72
Mn					0.01	0.01	0.00	0.00	
Cr				0.01					
Ni				0.01					
Mg	2.48	2.59	2.29	2.75	1.89	1.67	2.29	2.89	1.33
TOC	2.96	2.94	2.87	2.92					
OC	0.01	0.00	0.01						
Mg	0.08	0.03	0.06	0.08					
Ca	0.02	0.02	0.09		0.04	0.14	0.01	0.01	0.02
Na	0.01	0.01	0.01		0.06	0.05	0.30	0.04	0.04
K	0.89	0.91	0.47		0.83	0.49	0.81	0.61	0.81
ILC	1.10	1.02	0.78	0.16	7.89	7.64	7.96	7.84	7.59
TLC	1.09	1.00	0.80	0.15					
Mg/Fe	6.05	11.26	6.94		2.78	2.06	12.72	13.76	1.85
Mg/(Mg+Fe)	0.86	0.92	0.87		0.74	0.67	0.93	0.93	0.65

SFe₂O₃:Toplam Fe, LOI (Loss in Ignition):Ateşte Kayıp, <:Tesbit sınırının altındaki değerler, TOC:Toplam oktahedral katyon, OC:Oktahedral yük, ILC:Yapraklararası yük, TLC:Toplam yaprak yükü

Çizelge 2. Fillosilikat minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.**Table 2.** Trace element chemical compositions of phyllosilicate minerals.

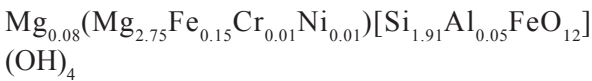
Yöre Örnek/ Element ppm	Divriği				Yıldızeli		Kuluncak	
	Flogopit		P-V	Serpantin	Flogopit	P-V	Flogopit	P-V
	SDV-2	SDV-43	SDV-41	SDV-55	SYM-2	SYM-40	MHK-2	MHK-48
Cr	50	<20	<20	1840	40	<20	<20	70
Ni	110	90	140	1960	160	120	144	340
Co	29	38	59	108	93	69	77	25
Sc	2	<1	<1	8	10	9	6	3
V	31	19	47	30	385	331	30	51
Cu	<10	<10	<10	<10	50	40	<10	<10
Pb	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5
Zn	30	40	50	40	160	120	63	90
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	5	10	14	<1	1	3	4	4
W	2.0	7.4	56.1	0.8	236	18.2	1.7	69.9
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	0.4	1.9	1.8	1.1	1.5	<0.2	<0.2	<0.2
Ge	1.0	0.8	2.1	1.2	0.7	0.7	0.6	0.5
Be	<1	<1	2	<1	1	1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	993	988	499	2	482	278	565	377
Cs	35.3	28.5	17.9	0.4	14.3	10.7	11.2	7.2
Ba	399	101	64	<3	8320	3722	4660	1240
Sr	30	4	10	<2	125	127	18	26
Tl	1.29	1.16	0.58	<0.05	2.80	1.52	0.59	0.30
Ga	11	13	14	1	15	15	5	15
Ta	0.69	0.48	0.82	<0.01	0.48	0.75	1.65	0.68
Nb	10.1	9.6	13.1	<0.2	6.5	9.3	41.3	14.1
Hf	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.7	0.3	<0.1
Zr	20	3	2	1	20	24	4	3
Y	1.0	<0.5	0.5	<0.5	0.8	1.3	<0.5	<0.5
Th	1.11	3.73	0.11	0.05	0.69	0.25	0.14	0.07
U	2.06	0.66	2.26	0.08	0.24	0.10	0.25	0.08
La	1.70	0.94	0.90	0.08	2.76	2.00	0.35	<0.05
Ce	3.58	1.96	1.39	0.19	4.70	1.92	0.48	0.44
Pr	0.38	0.2	0.13	0.02	0.57	0.53	0.04	0.04
Nd	1.48	0.72	0.49	0.17	1.78	2.03	0.13	0.20
Sm	0.29	0.15	0.10	0.07	0.34	0.45	0.02	0.07
Eu	0.029	0.034	0.028	0.020	<0.005	0.039	<0.005	<0.005
Gd	0.23	0.13	0.12	0.09	0.23	0.41	0.03	0.05
Tb	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05	<0.01	<0.01
Dy	0.18	0.08	0.09	0.06	0.13	0.23	0.01	0.04
Ho	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	<0.01	<0.01
Er	0.10	0.04	0.06	0.05	0.06	0.11	0.01	0.03
Tm	0.021	0.009	0.013	0.013	<0.005	0.020	<0.005	<0.005
Yb	0.14	0.07	0.10	0.11	0.05	0.10	0.02	0.03
Lu	0.018	0.008	0.014	0.019	0.009	0.019	<0.002	0.006



Şekil 8. Fillosilikat minerallerinin üçgen diyagramlarda ana element oksit dağılımları; a) SiO₂-MgO-Al₂O₃+tFe₂O₃, b) MgO-Al₂O₃-tFe₂O₃.

Figure 8. The distributions of major element oxides in the phyllosilicate minerals in the triangular diagrams; a) SiO₂-MgO-Al₂O₃+tFe₂O₃, b) MgO-Al₂O₃-tFe₂O₃.

Serpantinlerde Si-Al-Fe tetrahedral süstitüsüyonu derece düşüktür. Oktahedral yer değiştirme Mg-Fe biçimindedir. Yapraklar arasında yer alan katyon olan Mg ihmal edilebilir düzeydedir. Ortalama serpantin bileşimi aşağıda verilmiş olup; Wicks ve O’Hanley’in (1988) tanımlamalarına göre Fe-lizardit olarak adlandırılmıştır:

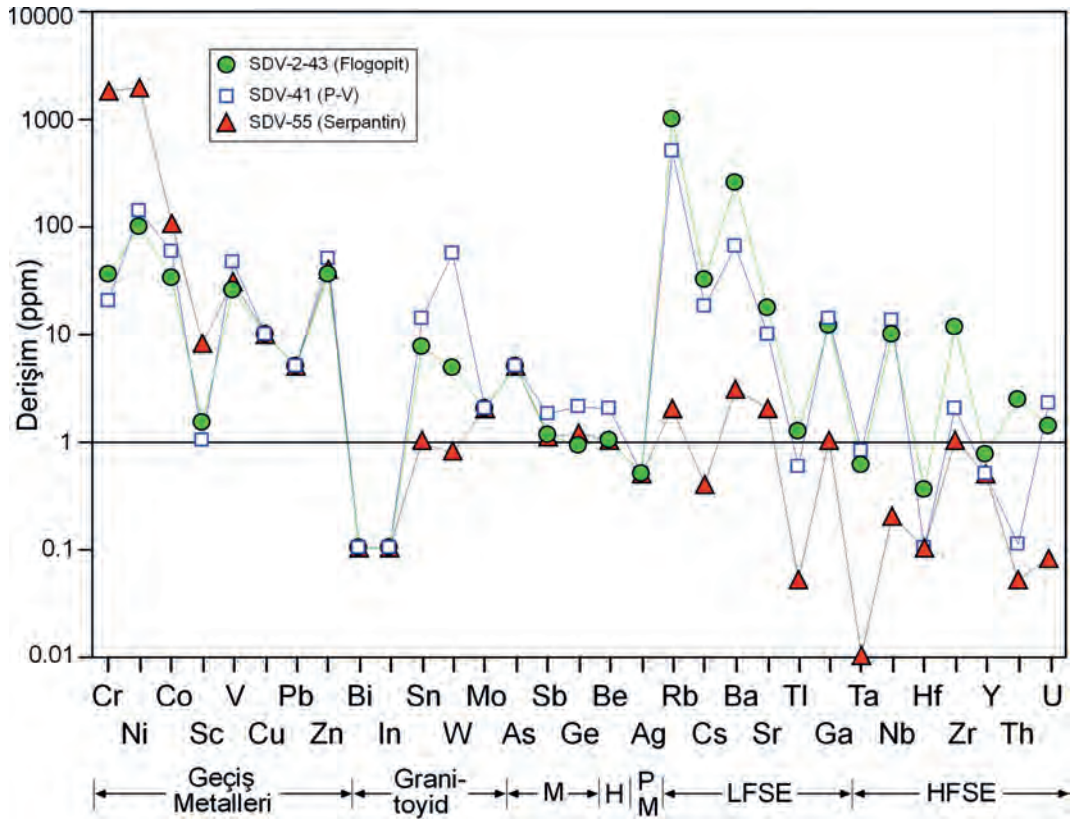


FillosilikatminerallerininNTEhariç,diğer eser element içerikleri normalleştirme bileşeni 1 ppm alınarak karşılaştırmalı olarak Şekil 9 da sunulmuştur. Toplam eser element konsantrasyonu serpantin (4024 ppm) - flogopit (1597)- P-V (1040 ppm) yönünde azalmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementsel süstitüsyon serpantinde en çok, P-V de en az düzeyde gerçekleşmektedir. Ancak, flogopit ve P-V yapısında K’u izleyen oldukça yüksek Ba ve Rb; serpantin de ise Cr ve Ni derişimleri hariç tutulduğunda; diğerlerinin miktarı genellikle düşük kalmaktadır.

Geçiş metallereinden Cr, Ni, Co ve Sc serpantin; granitoyid ve karışık davranışlı elementler P-V, kalıcılığı düşük (düşük çekim

alanlı) ve kalıcılığı yüksek (yüksek çekim alanlı) elementler ise flogopit yapısında zenginleşmektedir. Bazı fillosilikatlarda artmakla birlikte en az derişime sahip elementler Pb, Bi, In, Mo, As, Sb ve Ag dir.

Divriği ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerin yanı sıra, Kuluncak yöresine ait serpantinit-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009) ile Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopitlerin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 10’da verilmiştir. Ayrıca, diyagrama karşılaştırma amacıyla Kuzey Amerikan Şeyl bileşimi (North American Shale Composite-NASC: Nb ve Y Condie, 1993; diğer elementler Gromet ve diğ., 1984) de eklenmiştir. Kondrit değerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ve NASC’den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrılma / farklılaşma sunmaktadır. Divriği flogopitlerinde P, Eu, Tb, Y ve Yb; P-V’de P, Hf, Zr, Sm, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme / tüketilme (28 kat P), diğer elementler için zenginleşme (170-283 kat U) gözlenmektedir. Th, P ve Eu tüm mineral fraksiyonlarında belirgin negatif, Ba ve Ti pozitif anomali oluşturmaktadır.

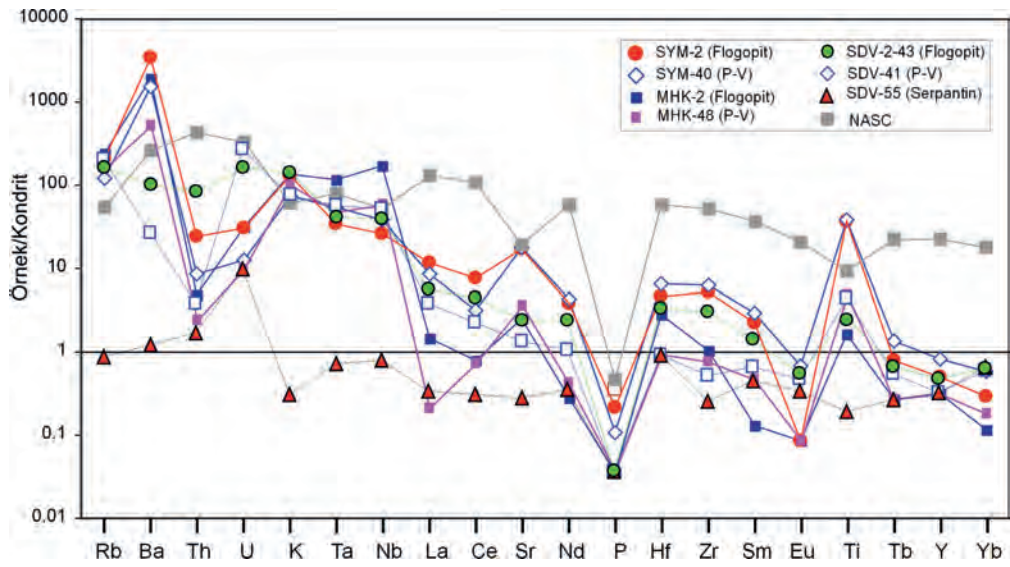


Şekil 9. Fillosilikat minerallerinin eser element içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).

Figure 9. The distributions of trace element contents in the phyllosilicate minerals (M=Miscellaneous elements, H=Halogen elements, PM=Precious metals, LFSE=Low field strength elements, HFSE=High field strength elements).

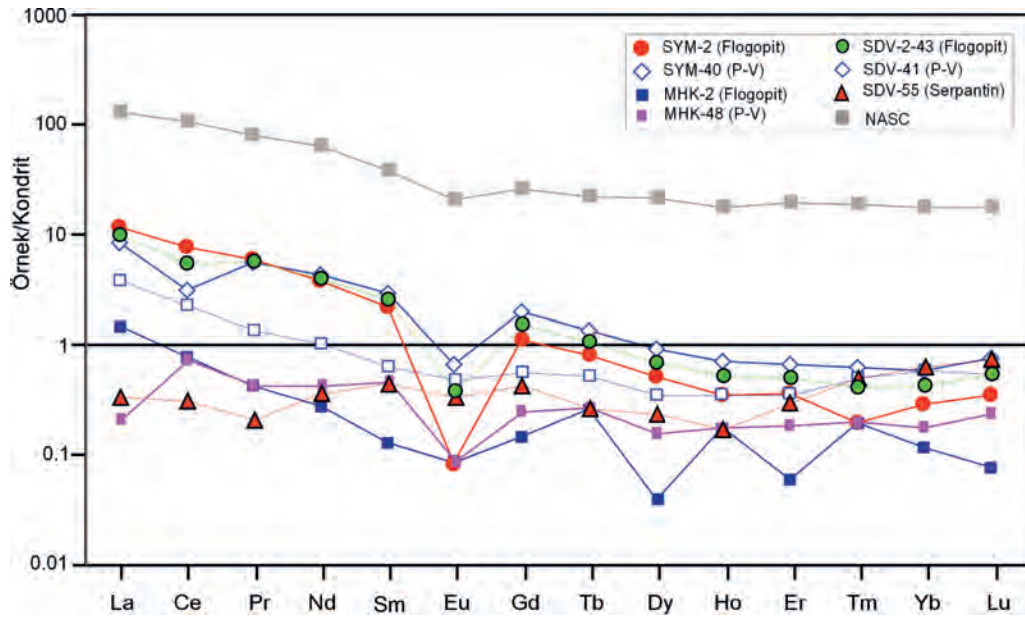
Divriği ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerin yanı sıra, Kuluncak yöresine ait serpantin-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009) ile Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopitlerin NTE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 11). Diyagrama NASC değerleri (Ho ve Tm için Haskin ve diğ., 1968, diğerleri için Gromet ve diğ. (1984) de eklenmiştir. Kondrite göre; flogopit-P-V-serpantin yönünde

Σ NTE derişimlerinde belirgin artma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve ayrımlaşmayı işaret etmektedir. Ayrıca Divriği flogopit ve P-V için genellikle ağır NTE (ANTE) derişimleri; hafif NTE'ye (HNTE) göre bir artma göstermekte (La için 4-10 kat zenginleşme); flogopitte HNTE, P-V'de orta NTE (ONTE)-HNTE için bir fakirleşme (Eu için 2-3 kat) gözlenmektedir. Tüm mineral fazlarında Eu için belirgin negatif; Gd için pozitif anomali tipiktir.



Şekil 10. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 10. The chondrite-normalized trace element patterns of the phyllosilicate minerals (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).



Şekil 11. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize NTE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Ho ve Tm: Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 11. The chondrite-normalized REE patterns of the phyllosilicate minerals (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; Ho and Tm for NASC: Haskin et al., 1968, other elements: Gromet et al., 1984).

İz elementlerin, özellikle de NTE'nin içeriği ve dağılımı ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunduğu bilinmektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrımlaşma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementler sedimanter süreçler sırasında hareketli olduklarından provenansın anlaşılmasında kullanılması sınırlıyken, doğal sularda çok düşük çözünürlüğe sahip Fe, Th, Al, Co, Mn, Pb, NTE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V elementleri sedimanlar içerisine taşınmaları sırasındaki bileşimlerine benzerdir ve provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verirler (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle NTE açısından Divriği flogopit ve P-V'leri; Kuluncak ve P-V'lerine göre daha fazla ayrımlaşma göstermekte, diğer bir ifadeyle farklı bir köken kayacı ve/veya oluşum sürecini işaret etmektedir. Buna karşın Yıldızeli flogopit ve P-V'lerine oldukça benzerdir.

Duraylı İzotop Jeokimyası

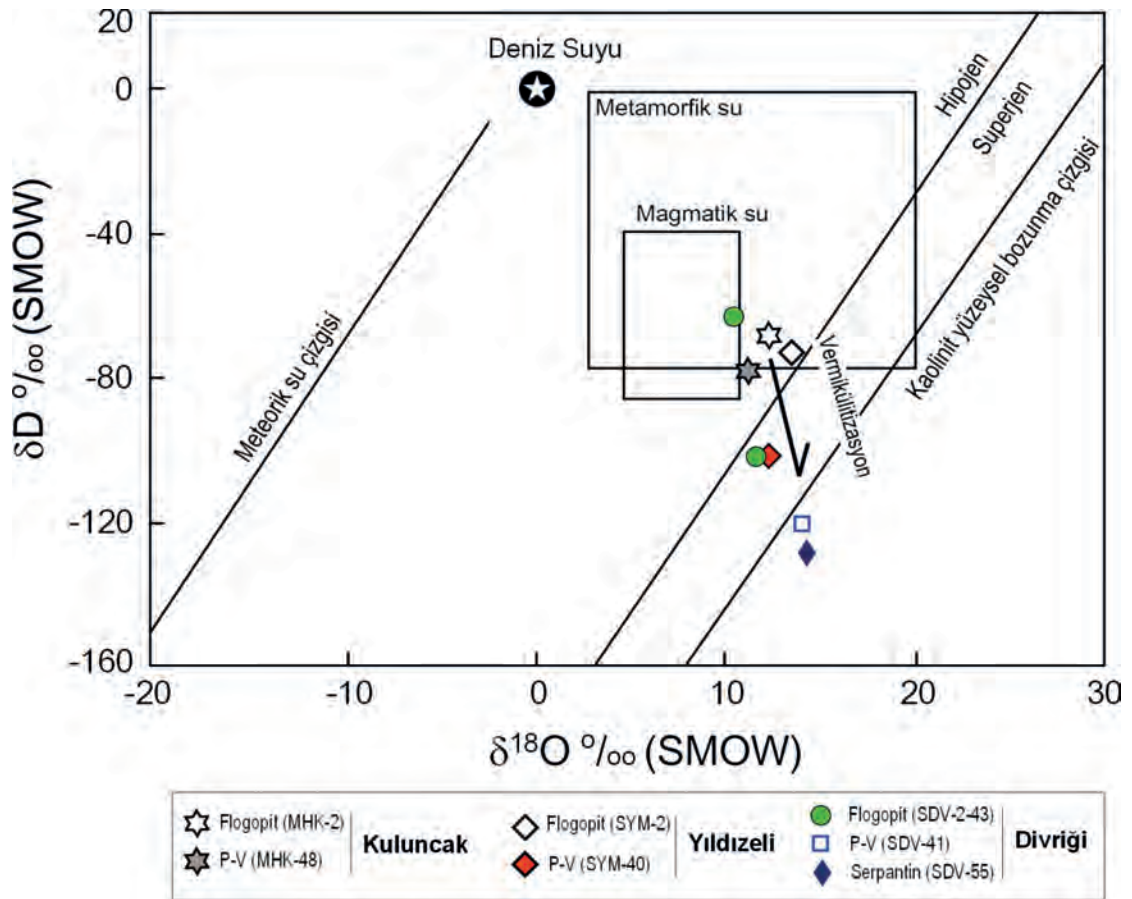
Bu incelemeler; jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak amacıyla genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrımlaşmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını değerlendirmek için sıvı veya kayacın izotopik bileşimini esas almaktadır.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 2 adet flogopit (SDV-2 ve SDV-43), 1 adet P-V (SDV-41) ve 1 adet serpantin (SDV-55) olmak üzere 4 saf kil fraksiyonu üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3). Flogopitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ +10.6-11.8 (SMOW), δD değerleri ‰ -64 - -102 (SMOW), P-V'in değeri ise sırasıyla

$\delta^{18}\text{O} = \text{‰} +14.2$ (SMOW) ile $\delta\text{D} = \text{‰} -121$ olarak belirlenmiştir. Bu değerler, Kuluncak ve Yıldızeli yörelerine ait serpantin- ve ultramafik-ana kayaçlı sırasıyla flogopit ve P-V'e göre bir örnekte düşük ve diğer örnekte yüksek olmakla birlikte, kısmen benzerdir. Divriği yöresi flogopit ve P-V için $\delta^{18}\text{O}$ değerleri manto ($\sim \text{‰} 5.7$: Kyser, 1986), MORB ($\text{‰} 5.2-6.4$: Eiler ve diğ., 2000) değerlerine göre daha yüksek; buna karşın kıtasal kökenli granitlere ($> \text{‰} 10$: Taylor, 1968) benzerdir. Diğer bir ifadeyle; magmatik kayaçların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri artan silisyumla veya kıtasal kabuk etkileşimiyle birlikte artmaktadır.

Fillosilikat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri ile birlikte, birçok araştırmacı (Craig, 1961; Sheppard ve diğ., 1969; Sheppard, 1986; Sheppard ve Gilg, 1996; Wenner ve Taylor, 1974) tarafından önerilen deniz suyu noktası, meteorik su, süperjen-hipojen, kaolinit alterasyon çizgileri, ayrıca Kuluncak (Yalçın ve diğ., 2009) ve Yıldızeli (Yalçın ve Yeşildağ, 2009) flogopit ve P-V verilerini de içerecek biçimde Şekil 12 de topluca verilmiştir.

İncelenen örneklerden flogopitler hipojen ve süperjen; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma çizgisinin altında yer almaktadır. Kuluncak yöresinden elde edilen veriler ile artan δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri flogopitleşme; buna karşın Yıldızeli ve Divriği yöresinden elde edilen veriler ile azalan δD ve kısmen artan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri vermikülitleşme yönelimini vermektedir. Ayrıca, Divriği yöresi flogopit ve P-V ile serpantin minerallerinin farklı δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri; flogopitleşme, vermikülitleşme ile serpantinleşmenin farklı zaman ve mekanizmalar ile oluştuğuna işaret etmektedir.



Şekil 12. Flogopit minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramındaki dağılımları (Ok: Flogopit-P-V yönündeki izotopsal farklılaşmayı göstermekte, Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gilg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; Kuluncak flogopit ve P-V: Yalçın ve diğ., 2009; Yıldızeli flogopit ve P-V: Yalçın ve diğ., 2009).

Figure 12. The distributions of oxygen and hydrogen compositions of phyllosilicate minerals in the $\delta^{18}\text{O}$ and δD diagram (Arrow shows isotopic differentiation in the direction of phlogopite-P-V, Kaolinite line: Sheppard and Gilg, 1996; supergene-hypogene line: Sheppard et al., 1969; Meteoric water line: Craig, 1961; Magmatic and metamorphic water fields: Sheppard, 1986; Kuluncak phlogopite and P-V: Yalçın et al., 2009; Yıldızeli phlogopite and P-V: Yalçın et al., 2009).

Çizelge 3. Fillosilikat minerallerinin duraylı izotop (d^{18}O ve dD) bileşimleri.

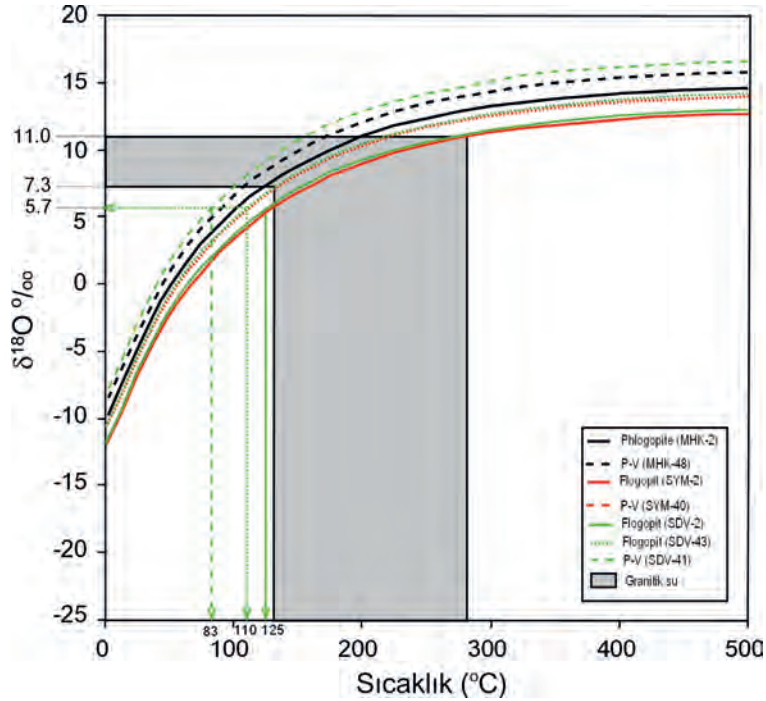
Table 3. Stable isotope compositions (d^{18}O and dD) of the phyllosilicate minerals.

Yöre	Örnek No	Ana Kayaç	Mineral	% H ₂ O	dD(SMOW)	d ¹⁸ O(SMOW)
Kuluncak	MHK-2	Ultramafik	Flogopit	5.9	-68	12.3
	MHK-48	Ultramafik	P-V	9.9	-73	13.6
Yıldızeli	SYM-2	Plütönik	Flogopit	4.8	-79	10.4
	SYM-40	Plütönik	P-V	7.4	-105	11.7
Divriği	SDV-2	Serpantinit	Flogopit	3.8	-64	10.6
	SDV-43	Serpantinit	Flogopit	5.6	-102	11.8
	SDV-41	Serpantinit	P-V	7.7	-121	14.2
	SDV-55	Serpantinit	Serpantin	14.5	-129	14.4

İnceleme alanındaki flogopit, P-V ve serpantin minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayırılma başlangıç değeri olarak granitoid kayalara ait ilksel $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin (I-tipi 6-10‰, S-tipi 10-15‰: Harris ve diğ., 1997; A-tipi 6-8‰: Whalen ve diğ., 1996) ortalama alt ve üst sınırları (7.3-11 ‰) alınmıştır. Buna göre, Zheng (1993) tarafından önerilen flogopit-su oksijen izotop ayırılma verilerinden itibaren oluşturulan eğrilerden flogopit için $\sim 110-125$ °C ve P-V için ~ 83 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Şekil 13). Diğer bir ifadeyle vermikülitleşme daha düşük sıcaklıklarda gelişmiştir. Ayrıca bu değerler; Kuluncak ve Yıldızeli flogopit ve P-V için bulunanlardan oldukça düşüktür. Bu veriler üç yöreye ait flogopit oluşumunun farklılıklarını göstermektedir.

TARTIŞMALAR

Klasik ofiyolitik diziliminde alttan üste doğru, tektonik fabrike sahip ve değişen oranlarda serpantinleşmiş ultramafikler; milonitik fabrike sahip ve magmatik dokulu gabroyidler; mafik levha-dayk kompleksi, yastık yapılı lavlar içeren mafik volkanikler ve bunları üsteleyen sedimanter bir örtü bulunmaktadır (Coleman, 1977). Mafik-ultramafik kayaların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantin ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittweide, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon).



Şekil 13. Fillosilikat minerallerindeki suyun $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişkiler (Zheng, 1993; $\delta^{18}\text{O}$ değerleri: manto için 5.7 ‰ (Kyser, 1986) ve granitik su için 7.3-11 ‰ (Harris ve diğ., 1997; Whalen ve diğ., 1996).

Figure 13. Relationships between the $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of water and temperature in the phyllosilicate minerals (Zheng, 1993; $\delta^{18}\text{O}$ values: 5.7 ‰ for mantle (Kyser, 1986) and 7.3-11 ‰ for granitic water (Harris et al., 1997; Whalen et al., 1996).

Ultramafik kayaların serpantinleşmesi süreci ile eşzamanlı ve/veya öncesinde ve/veya sonrasında cevherleşmelerin (başlıca Fe, Cr, Ni) yanı sıra, kil (sepiyolit), karbonat (kalsit, aragonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit), oksit (brusit), silikat (kuvars, opal-CT, flogopit, talk ve/veya serpantin-asbest, pektolit, ksonotlit) olmak üzere farklı endüstriyel hammadde ve/veya mineralizasyonlar gelişebilmektedir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, Yalçın ve diğ., 2004).

Divriği yöresinde “Ofiyolit-Karbonat-Granitoid Üçlü Kontakı”nda gelişen mineralizasyonlar; serpantinleşme-sırası (sinjenetik), serpantinleşme-sonrası (epijenetik) ve pirometasomatizma olmak üzere üç gruba ayrılarak incelenmiştir. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kayaç ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineralizasyonların iç içe geçmesi ve plütonik kütlelerin sokulum yaptığı yan kayaçların çeşitliliği (ultramafitit, serpantin, volkanit, karbonat); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayada her iki döneme ait neoformasyon mineralleri birliktelik oluşturabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksız olabilmektedir.

Serpantinleşme-Öncesi Mineralizasyonlar

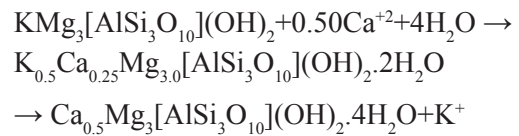
Sinjenetik flogopitler; ultramafik/mafik magmatik kayaların ana bileşenlerinden birisi olarak manto peridotitlerinin kısmi ergimesi, kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenme süreçlerini kapsayan potasik-magneziyen magmalardan itibaren (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992) ve metamorfik kayalarda

K-Mg-zengin kil minerallerinin metamorfizması sonucu oluşabilmektedir. Epijenetik flogopitler ise ultramafik/mafik magmatik ve metamorfik kayaların hidrotermal alterasyonuna bağlı neoformasyonu veya koyu renkli minerallerin dönüşümünü kapsamaktadır.

KAlSiO₄-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O sistemindeki sıcaklık-basınç denge diyagramına göre (Luth, 1967); flogopitin oluşum sıcaklığı yaklaşık 1000 °C dir. Sıcaklık-log aSiO₂ aktivite diyagramında (Wones ve Gilbert, 1982) flogopitin kararlılık alanı 850-910 °C arasında değişmektedir. Bu termodinamik veriler; Divriği flogopitleri için bulunan düşük sıcaklık değerinin (~ 110-125 °C); bu mineralin oluşum sıcaklığını değil, lisfenitleşme sırasındaki hidrotermal çözeltilerin neden olduğu yeniden kristallenmeye, dolayısıyla tane boyunun da artmasına karşılık geldiğini düşündürmektedir.

Divriği yöresinde serpantinleşmeden önce oluşan flogopitler sinjenetik tek oluşumdur. Diğer bir ifadeyle, flogopit ofiyolitik dizideki mika-peridotitlerin ana bileşenlerinden birisidir. Metasomatik zonlardan uzaklardaki flogopitlerde herhangi bir bozuşma gözlenmezken; pirometasomatizmadan etkilenenlerde tane boyunun artmasına ve yer yer de önce I-V ara fazından geçerek, vermikülit türü negatif dönüşümlere neden olmuştur:

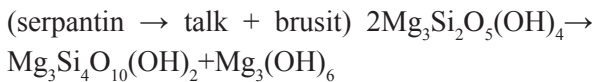
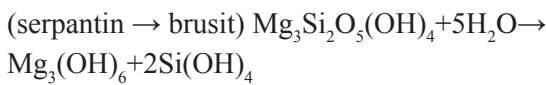
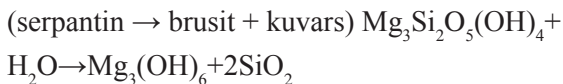
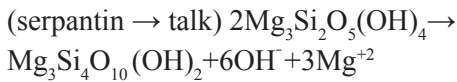
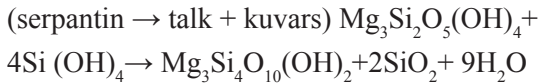
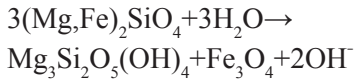
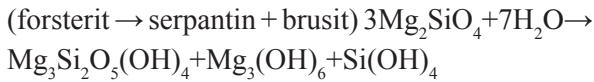
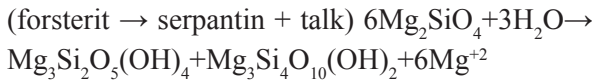
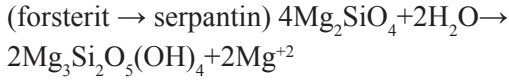
Flogopit → Vermikülit → I-V



Serpantinleşme ile Eş Zamanlı (Sinjenetik) Mineralizasyonlar

MgO-SiO₂-H₂O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil 260 °C'den daha düşük

sıcaklıklarda oluşmaktadır. Termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmak veya azaltmakla birlikte, Divriği yöresindeki ultramafik kayalarda koyu renkli minerallerden itibaren gelişen ve serpantinleşmeye eşlik eden diğer minerallerin de aynı evrede geliştikleri düşünülmektedir (Örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006). Bunlar; olivinden itibaren serpantin, talk, brusit ve/veya manyetit veya serpantinden itibaren talk ve/veya brusitin oluşumudur:



Serpantinleşme-Sonrası (Epijenetik)

Mineralizasyonlar

Divriği Ofiyolitli Karışığı'nda ait ofisilikat ve ofikarbonatlarda belirlenen mineral toplulukları

ve dokusal özellikler, alterasyonun iki aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. Birinci aşama serpantinleşmeden önce var olan ve serpantinleşme sürecinde rekristalizasyona uğrayan flogopit; ikinci aşama ise ofisilikat, ofikarbonat ve ofi-Fe-oksitlerin epijenetik oluşumlarıdır.

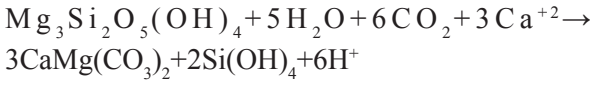
Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO_2 metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO_2 eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda olmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Ofiyolitik dizilimde serpantinleşmiş ultramafiklere eşlik eden bozunma/bozuşma ürünleri (ofikarbonat, ofisilikat) oluşum ortamları ve mekanizmaları ile mineralojik özellikleri bakımından literatür verilerinden (Singer ve Galan, 1984) bazı farklılıklar göstermekte olup, bu çalışmada ayrıntıları ile sunulmaktadır.

Epijenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama suyun etkisiyle olivinin serpantinleşmesidir.

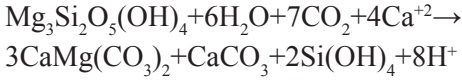
Alterasyon sürecindeki ikinci aşama melanj oluşumu sırasında veya sonrasında gelişen bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile serpantin ayrışmasıdır.

Üçüncü aşama ise $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca})$ (manyezit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manyezit 0.67), $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Ca})$ (Siderit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Siderit 1.00, dolomit 0.50, manyezit 0.00) ve MgO/SiO_2 (serpantin 1.50, talk 0.75, sepiyolit 0.67 ve kuvars 0.00) oranına bağlı olarak değişik karbonat ve/veya silikat birlikteliklerinin oluşmasıdır. Diğer bir ifade ile oluşacak silikat minerallerinin türü $[\text{Mg}/\text{H}]$ ve $[\text{SiO}_2]$ aktiviteleri (Coleman ve Jove, 1992; Birsoy, 2002), dolayısıyla pH ile ilişkili gözükmektedir. Divriği ofikarbonatlarında belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun düşük basınçlarda geliştiğine işaret etmektedir:

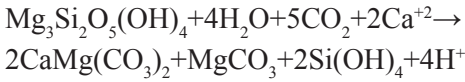
(serpantin → dolomit)



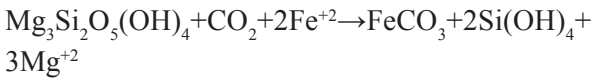
(serpantin → dolomit + kalsit)



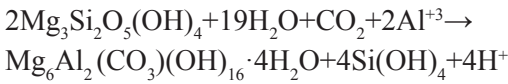
(serpantin → dolomit + manyezit)



(serpantin → siderit)

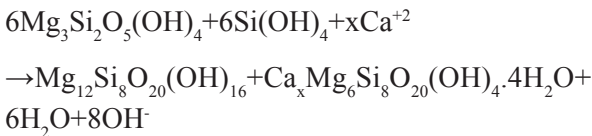


(serpantin → hidrotalsit)



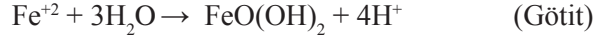
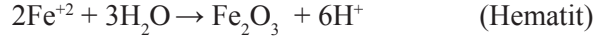
Divriği üçlü kontakta flogopitleşme-sonrası gelişen epijenetik mineraller ise smektit, klorit, C-S, I-S, I-V ve S-V olup; faylanma, bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanankarbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile açık/koyu renkli minerallerin ayrışması ve/veya kayaçların çatlak ve gözeneklerinde neoformasyon mekanizması ile oluşmuştur. Diğer taraftan, ofikarbonatlarda birlik oluşturan klorit ve smektitin serpantinden itibaren oluşması mümkün gözükmektedir:

(Serpantin → Mg-klorit + Mg-smektit)



Fe-oksit/hihroksit/sülfürler (hematit, götit, pirit) ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuş epijenetik minerallerdir. Denge diyagramlarına göre (Garrels ve Christ, 1965;

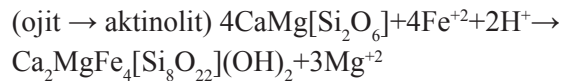
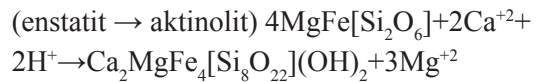
Brookins, 1988); bu minerallerden hangisinin oluşacağı mikrogözeneklerdeki pH ve Eh koşullarına, suyun ve iyonların (H^+ , O^{2-} , OH^- , S^-) aktivitesine bağlı gözükmektedir:



Pirometasomatizma ile İlişkili Mineralizasyonlar

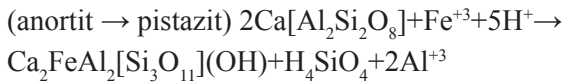
Kontak metasomatik bozuşma ile ilişkili mineraller ve olasılıkla oluşum sırası (süksesyon) aktinolit, pistazit, skapolit, yohansenit ve şörlitdir. Kalsitler (Munzur Formasyonu) Ca'un, olivin ve piroksenler (Güneş Ofiyoliti) Fe, Mg ve Mn'ın kaynağını oluşturmaktadır. Bu minerallerin kökeni ve oluşumu aşağıda açıklanmıştır:

Tremolit/aktinolitler; esasen metamorfik minerallerdir ve hem kontak hem de bölgesel metamorfik kayaçlarda oluşurlar. Birçok bazik kayaçlarda piroksen kenarlardan itibaren sıklıkla uralit adı verilen soluk yeşil renkli amfibole dönüşür. Bu amfibolün yaygın olarak aktinolitik bileşimde olduğu ve erken kristallenmiş piroksenlerde kalıntı suca zengin magmatik sıvıların pnömatolitik etkisi ile türediği düşünülür (Deer ve diğ., 1992). OM incelemelerinde de saptandığı üzere; uralitleşme ile enstatit ve/veya ojitlerden itibaren aktinolit oluşumu için aşağıdaki tepkime önerilmektedir:

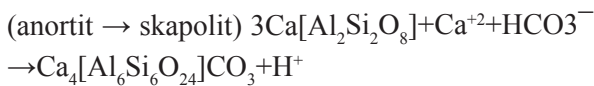


Epidotlar; Divriği yöresinde pirometasomatik zonlarda yaygın olarak gözlenen ve aktinolitlere eşlik eden diğer minerallerdir.

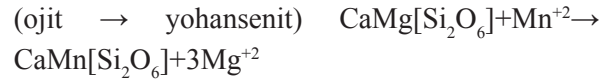
Geniş bir parajenez aralığına sahip bu mineraller; tipik olarak bölgesel metamorfizma ürünü olmakla birlikte; kontak metamorfizma koşulları altında ve asidik magmatik kayaların kristallenmesi sırasında; ayrıca plajiyoklazların hidrotermal alterasyonunun (sosuritizasyon) bir ürünü olarak eklem ve çatlaklar boyunca, amigdal ve boşluklarda da oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992). İnceleme alanında flogopitli pirometasomatik zonlarda saptanan epidotların; açık renkli minerallerin ornatılması (anortitce zengin plajiyoklaz) ve/veya hidrotermal neoformasyon ile ortaya çıkması kuvvetle muhtemeldir:



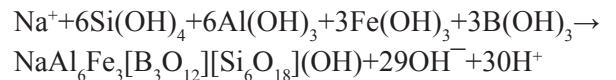
Skapolitler; oluşumu büyük ölçüde metamorfik ve metasomatik ortamlarla sınırlıdır (Deer ve diğ., 1992). Kalkerli sediman-magmatik kontaklarındaki skarnlarda yaygın bir bileşendir. Skapolit magmatik parajenezlerde yaygın değildir, bazı volkanik ve pegmatitlerde fenokristal olarak oluşur ve bazaltik bir magmadan çökelen birincil kümülat bir faz olarak yorumlanır. Pnömatolitik ve hidrotermal olarak altere olmuş bazik magmatik kayalarda plajiyoklazın yaygın bir şekilde ornatılması veya çatlak dolgusu ve damarlar biçiminde de oluşur. İnceleme alanında epidotlar için önerilen anortitce zengin plajiyoklazların ornatılması (skapolitizasyon) ve/veya hidrotermal neoformasyon mekanizması skapolitler için de geçerli gözükmektedir:



Yohansenitler; Cu, Zn ve Pb cevher oluşumlarının da eşlik ettiği meta-kireçtaşlarında bir skarn minerali olarak oluşur (Deer ve diğ., 1992). Üçlü kontakta ortaya çıkan yohansenitin ojitlerin ornatılması ve/veya hidrotermal neoformasyon ile oluştuğu düşünülmektedir.



Turmalin, granit pegmatitlerin, pnömatolitik damarların ve bazı granitlerin tipik bir mineralidir (Deer ve diğ., 1992). Metamorfik kayalarda, bor metasomatizmasının bir ürünü veya orjinal sedimandaki detritik tanelerin rekristalizasyonunun bir sonucu olarak yaygın biçimde bulunur. Pnömatolitik evre alterasyonunda, turmalinizasyon (şörlit) normal granitik malzemeye bor elementinin girişi ile oluşabilir:



SONUÇLAR

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik kayalarda serpantinleşme-öncesi bileşenlerden flogopit ofiyolitik dizilimin oluşumu ile eşzamanlı mika-peridoditlerin ana bileşenlerinden birisi olarak düşünülmelidir. Sonraki bozuşmalardan lisfenitleşme ve pirometasomatizma flogopitin tane boyunun artmasına ve belirli zonlarda birikmesine; yer yer P-V ve vermikülit biçiminde değişimine neden olmuştur. Serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümüdür. Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca ofikarbonat, ofoksit-hidroksit ve yer yer de ofisilikat minerallerinin gelişmesidir. Serpantinleşme-sonrasında, hatta pirometasomatizma ve yüzeysel bozunma ile de farklı fillosilikat/kil ve/veya fillosilikat minerallerinin gelişmesi mümkün olup; bunların iç içe geçmesi nedeniyle hangi evrede oluştuklarını saptamak olanaksız gözükmektedir. Pirometasomatik kayalarda ise flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-oksitler;

kalıntı magmatik fazı ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır.

d_{060} ölçümleri; flogopit, serpantin ve smektitlerin trioktahedral, karışık tabakalı I-S minerallerinin dioktahedral bileşime sahip oldukları; I-S minerallerinin e % 30-50 illit bileşeni içerdiği saptanmıştır. Flogopitler; $2M_1$ ve $3T$ politiplerine ait zayıf pikler bulunmasına karşın, çoğunlukla $1M$ (bir tabakalı monoklinik); serpantinler $1M$ (lizardit) politipini temsil etmektedir. Divriği flogopitlerinin biyotit bileşeni düşük olup; Fe-Al flogopit bileşimindedir. Divriği ultramafik-ana kayaçlı P-V mineralinin ana bileşenlerini Mg ile kısmen Fe ve az Al oluşturmaktadır. Serpantinlerde tetrahedral ve oktahedral süstitüsyon Fe olup; Fe-lizardit bileşimine karşılık gelmektedir.

Fillosilikat minerallerinin NTE hariç, toplam eser element konsantrasyonu serpantin-flogopit-P-V yönünde azalmaktadır. Ancak, flogopit ve P-V yapısında K'u izleyen oldukça yüksek Ba ve Rb; serpantin de ise Cr ve Ni derişimleri hariç tutulduğunda; diğerlerinin miktarı genellikle düşük kalmaktadır. Geçiş metallere Cr, Ni, Co ve Sc serpantin; granitoid ve karışık davranışlı elementler P-V, kalıcılığı düşük ve yüksek elementler ise flogopit yapısında zenginleşmektedir.

Ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerinin NTE hariç, eser element içerikleri kondrit değerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta olup; belirgin bir ayrılaşmayı/farklılaşmayı ifade etmektedir. Flogopitlerde P, Eu, Tb, Y ve Yb; P-V'de P, Hf, Zr, Sm, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme / tüketilme, diğer elementler için zenginleşme gözlenmektedir. Th, P ve Eu tüm mineral fraksiyonlarında belirgin negatif, Ba ve Ti pozitif anomali oluşturmaktadır.

Ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerinin NTE içerikleri

kondrite göre flogopit-P-V-serpantin yönünde Σ NTE derişimlerinde belirgin artma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve farklılaşmaktadır. Ayrıca flogopit ve P-V için genellikle ANTE'nin derişimleri; HNTE'ye göre bir artma göstermekte; flogopitte HNTE, P-V'de ONTE-HNTE için bir fakirleşme gözlenmektedir. Tüm mineral fazlarında Eu için belirgin negatif; Gd için pozitif anomali tipiktir.

Özellikle NTE açısından Divriği flogopit ve P-V'leri; Kuluncak ve P-V'lerine göre daha fazla ayrılaşma göstermekte, diğer bir ifadeyle farklı bir köken kayacı ve/veya oluşum sürecini işaret etmektedir. Buna karşın Yıldızeli flogopit ve P-V'lerine oldukça benzerdir.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası değerleri, Kuluncak ve Yıldızeli yörelerine ait serpantinit- ve ultramafik-ana kayaçlı sırasıyla flogopit ve P-V'e göre bir örnekte düşük ve diğer örnekte yüksek olmakla birlikte, kısmen benzerdir. Divriği yöresi flogopit ve P-V için $\delta^{18}O$ verileri manto değerlerine göre daha yüksek, kıtasal kökenli granitlere ise benzerdir.

Divriği yöresi flogopitleri hipojen ve süperjen; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma çizgisinin altında yer almaktadır. Kuluncak yöresinden elde edilen veriler ile artan δD ve $\delta^{18}O$ değerleri flogopitleşme; buna karşın Yıldızeli ve Divriği yöresinden elde edilen veriler ile azalan δD ve kısmen artan $\delta^{18}O$ değerleri vermikülitleşme yönelimini vermektedir. Ayrıca, Divriği yöresi flogopit ve P-V ile serpantin minerallerinin farklı δD ve $\delta^{18}O$ değerleri; flogopitleşme, vermikülitleşme ile serpantinleşmenin farklı zaman ve mekanizmalar ile oluştuğuna işaret etmektedir. Flogopit-su oksijen izotop ayrılaşması verilerinden itibaren oluşturulan eğrilerden flogopit ve P-V için elde edilen sıcaklık değerleri; vermikülitleşmenin daha düşük sıcaklıklarda geliştiğini göstermektedir.

Divriği yöresindeki Fe'in kaynağını ultramafik kayalar oluşturmaktadır. Fe-cevherleşmesinin yatak oluşturması; ultramafiklerin serpantinleşmesi ile Fe'in açığa çıkması, isfenitleşme ve ardından metasomatizma sürecinde üçlü kontakta flogopitler ile birlikte damar ve/veya mercek biçiminde yoğunlaşması ve tane boyunun artması biçiminde gerçekleşmiş gözükmektedir. Divriği cevher yatağı Fe-cevheri olarak işletilmesine karşın, belirli zonlardaki flogopitlerin de yatay ve dikey işletme sırasında ve Fe-cevheri zenginleştirme aşamasında alınarak boş bir alanda depolanması; böylece ileriye dönük değerlendirilmek üzere bu kaynağın koruma altına alınması yararlı olacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından CÜBAP M-348 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar ince kesitlerin hazırlanması ve XRD çalışmalarındaki katkılarından dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları çalışanlarına teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

The products of respectively serpentinization – listwaenitization – pyrometasomatism were occurred within the triple contact of Jurassic-Cretaceous Munzur Limestone-Upper Cretaceous Güneş Ophiolite-Paleocene Divriği Granitoids. In this study, we aimed to investigate phlogopites in terms of origin and the formation mechanism. In this context, optical microscopy, X-ray diffraction (whole-rock and clay fraction) and geochemical (major, trace and stable isotope) examinations were carried out on the samples taken from the field. Alteration minerals determined in the ultramafic rocks of Güneş Ophiolite were divided into three main groups as pre-, syn-

and post-serpentinization. Of these, phlogopite from pre-serpentinization minerals is one of the main components of mica-peridotites and is contemporaneous with the formation of the ophiolitic sequence. Listwaenitization and pyrometasomatism from later alterations caused an increase in grain size and accumulation of phlogopites in certain zones and also mixed-layer phlogopite-vermiculite (P-V) and vermiculite transformations in local. Syn-serpentinization alterations cover the conversions from felsic and mafic minerals to various clay and/or phyllosilicates. Post-serpentinization alteration covers the occurrences of ophicarbonates (commonly calcite and dolomite, rarely siderite and hydrotalcite), ophioxide-hydroxide (hematite, goethite, pyrite, marcasite and brucite) and locally ophisilicate (quartz) that refers to listwaenitization. Different phyllosilicate/clay minerals (talc, smectite, illite, chlorite, vermiculite, mixed-layer I-S, C-S and I-V) are developed during the post-serpentinization, in fact pyrometasomatism and weathering, which are telescoped. Phyllosilicates have trioctahedral for phlogopite, serpentine and smectite and dioctahedral in composition for mixed-layer I-S minerals (30-50 % I) based on d_{060} measurements. Phlogopites are often represented by 1M (one layered monoclinic) although additional weak peaks belonging to $2M_1$ (two layered monoclinic) and 3T (three layered trigonal) also exist, and serpentines have completely 1M (lizardite) polytypes. Phlogopite, actinolite, epidote, johannsenite, scapolite, schorl and Fe-minerals (magnetite, hematite, pyrite, marcasite) form of the products of metasomatism in the pyrometamorphic rocks, and pyroxene and feldspar are residual primary magmatic phases. Divriği phlogopites differ partly in respect to end-member of theoretical oxide compositions of phlogopite-biotite series. Biotite component of phlogopites is low (8-14 %) and they are called as Fe-Al phlogopite according to their average unit-

cell composition. The main cation of P-V in the ultramafic-hosted rocks is Mg and this mineral is partially rich in Fe and poor in Al. Serpentine have tetrahedral and octahedral Fe substitutions which indicate Fe-lizardite. The concentrations of total trace element in the phyllosilicate minerals decrease from serpentine-phlogopite to P-V, whereas their REE contents increase in the same direction in the Divriği area. The anomalies of significantly positive for Eu and negative for Gd are typical in all mineral phases. $\delta^{18}O$ and δD values (SMOW) are determined as ‰ +10.6-11.8 and ‰ -64 - -102 for phlogopites, ‰ +14.2 and ‰ -121 for P-V, and ‰ +14.4 and ‰ -129 for serpentine. $\delta^{18}O$ values for phlogopite and P-V are higher than that of mantle; however they are similar to those of granites of continental origin. Phlogopites are plot hypogene and supergene fields, but P-V and serpentine are found under kaolinite weathering line on the basis of $\delta^{18}O$ and δD values. Formation temperatures as ~ 130-150 °C for phlogopite and ~ 100 °C for P-V are obtained on the comparison of minimum isotopic value of granitic water. Additionally, stable isotopic values showed that serpentinization, phlogopitization and vermiculitization formed with different subsequent processes. The main source of iron in the region is ultramafic rocks. The formation of ore deposit of Fe-mineralization together with phlogopites seem to be the release of iron by serpentinization of ultramafics, listwaenitization and then enrichment as shapes and veins and/or lenses and increasing of grain size by metasomatism processes in the triple contact.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Bailey, S.W., 1980. Structure of layer silicates. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 1-123.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bayhan, H., Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik-mineralojik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 1-14.
- Birsoy, R., 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50, 736-745.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Boztuğ, D., 2000. S-I-A- type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey. In: *Tectonics and Magmatism and the Surrounding area*, E. Bozkurt, J. A. Winchester and J.D.A. Piper (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 441-458.
- Brookins, D.G., 1988. Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag, New York, 176 p.
- 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 and 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.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman, Hong Kong, 696 p.

- Eiler, J.M., Schiano, P., Kitchen, N., Stolper, E., 2000. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean ridge basalts. *Nature*, 403, 530-534.
- Ercan, T., 1987. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 107, 119-140.
- 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.
- Feldstein, S.N., Lange, R.A., Vennemann, T., O'Neil, J.R., 1996. Ferric-ferrous ratios, H₂O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 51-66.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: *Rare Earth Elements*, P. Henderson (ed.), Elsevier, Amsterdam, *Developments in Geochemistry* 2, 343-373.
- Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Row, New York, 435 p.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the Terrane Map of Turkey, D. Papanikolaou and F.P.Sassi(eds.), IGCP Project No:276 Final Volume, *Terrane Maps and Terrane Descriptions Annales, Geologique Pays Helléniques*, 37, 515-536.
- 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.
- Gupta, A.K., Chattopadhyay, B., Fyfe, W.S., Powell, M., 2002. Experimental studies on three potassium-rich ultramafic rocks from Damodar Valley, East India. *Mineralogy and Petrology*, 74, 343-360.
- Harris, C., Faure, K., Diamond, R.E., Scheepers, R., 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. *Chemical Geology*, 143, 95-114.
- 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, 889-912
- J.C.P.D.S., 1990. *Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases*, Swarthmore, United States of America, 871 p.
- Krasnova, N.I., 2001. The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 39, 33-44.
- Krumm, S., 1996. WINFIT 1.2: version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of WINFIT 1.0: a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994, *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- Kyser, T.K., 1986. Stable isotope variations in the mantle, In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W. Valley, H.P.Jr. Taylor and J.R. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Chelsea, *Reviews in Mineralogy*, 141-164.
- 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.
- Luth, W.C., 1967. Studies in the systems KAlSi₃O₈-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O: I. Inferred phase relations and petrologic applications. *Journal of Petrology*, 8, 372-416.
- Mader, D., Montanari, A., Gattacceca, J., Koeberl, C., Handler, R., Coccioni, R., 2001. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of a biotite-rich clay in the pelagic sequence of the Conero Riviera, Ancona, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 111-126.

- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, B.R. Lipin and G.A. McKay (eds.), Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 169-200.
- Mittwede, S.K., 1996. Serpentinite-related mineralization. In: *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*, D.S. O'Hanley (ed.), Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, 142, 144-148.
- MTA., 2002. 1:500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Sivas Paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Murakami, T., Kasama, T., Sato, M., 2002. Biotitization of vermiculite under hydrothermal condition. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 97, 263-268.
- Otlu, N., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Şakar, İ., Yeşiladağ, H., 2010. Yıldızeli (Sivas) yöresi Karakoç mafik/ultramafik plütoniklerinin mineraloji-petrografi ve jeokimyası. *C.Ü.Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 27, 31-54.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ., Uysal, Ş., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rapor No: 6995 Ankara, (yayımlanmamış).
- 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.
- Reynolds, R.C., Jr. (1985). NEWMOD® A Computer Program for the calculation of One-Dimensional Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clays, R.C. Reynolds, Jr., 8 Brook Rd., Hanover, NH.
- Rizzo, G., Piluso, E., Morten, L., 2001. Phlogopite from the ultramafic rocks, Central Calabria, Southern Italy. *European Journal of Mineralogy*, 13, 1139-1151.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1993. Carbonates and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingwat property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, 88, 1615-1635.
- Schreyer, W., Abraham, K., Kulke, H., 1980. Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 223-233.
- Sheppard, S.M.F. (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters. In: *Stable Isotopes in High-temperature Geological Processes*, J.W. Valley, Jr H.P. Taylor and J. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Washington DC, *Reviews in Mineralogy* 16, 165-184.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals, *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor H.P.Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Singer, A., Galan, E., 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 37, 352 p.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.), Geological Society of London, London, 42, 313-345.
- Taylor, H.P., Jr., 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 19, 1-71.
- Toksoy-Köksal, F., Türkmenoglu, A.G., Göncüoğlu, M.C., 2001. Vermiculitization of phlogopite in metagabbro, central Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 49, 81-91.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, 213 p.

- Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr., 1974. D/H and O¹⁸/O¹⁶ studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1255-1286.
- Whalen, J.B., Jenner, G.A., Longstaffe, F.J., Robert, F., Garipey, C., 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 376, 7-60.
- 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, 91-167.
- Wicks, F.J., Plant, A.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.
- Wones, D.R., Gilbert, M.C., 1982. Amphiboles in the igneous environment. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 9B, 355-390.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-16.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası, deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2004. Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara ophiolitic mélange, Central Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 52, 227-239.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2006. Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 54, 333-350.
- Yalçın, H., Yeşildağ, H., 2009. Yıldızeli (Sivas) Flogopit Oluşumlarının Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. *Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi*, No: M-333, 107 s.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başibüyük, Z., 2004. Kangal Havzası (Sivas Tecer Dağı güneyi) Mg-kil ve Mg-karbonat oluşumlarının incelenmesi. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 21, 1-30.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Hozathoğlu, D., 2009. Malatya-Kuluncak yöresinde serpantin-yan kayaçlı Kretase yaşlı flogopit oluşumları. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, *Bildiriler Kitabı*, s. 174-192.
- Yılmaz, A. (1985). Yukarı Kelkit çayı ve Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 79-92.
- Yılmaz, A. (1998). Sivas havzasının jeodinamik evrimi. Ofiyolit-Granitoid İlişkisi ile Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu, 10-13 Eylül, Sivas, *Bildiriler Kitabı*, 66-82.
- Yılmaz, H., Yılmaz, A., 2004. Divriği (Sivas) yöresinin jeolojisi ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47, 13-45.
- Yılmaz, H., Arıkal, T., Yılmaz, A., 2001. Güneş Ofiyoliti'nin (Divriği-Sivas) jeolojisi. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı *Bildiriler CD si*, 54-65.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates, *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.
-
- Makale Geliş Tarihi : 1 Kasım 2015
Kabul Tarihi : 8 Ocak 2016
- Received* : 1 November 2015
Accepted : 8 January 2016



Sisorta (Koyulhisar-Sivas) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeoloji-Mineralojisi ve İzotop (O-D, S, Cu ve Ar/Ar) Jeokimyası

Geology-Mineralogy and Isotope (O-D, S, Cu And Ar/Ar) Geochemistry of Sisorta High Sulfidation Epithermal Gold Deposit (Koyulhisar-Sivas)

Çiğdem ŞAHİN DEMİR¹ ve Ali UÇURUM¹

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140-SİVAS

csahin@cumhuriyet.edu.tr

ÖZ

Bu çalışma Evliya Tepe yakınında Güzelyurt köyü Sisorta bölgesindeki altın yatağının jeolojik ve jeokimyasal özelliklerini sunmaktadır. Çalışma alanı 42 km²'lik alanı kapsamakta ve Sivas'ın 200 km KB'da Sisorta'dadır.

Sisorta altın yatağında kükürt izotop değerleri; ‰ -0,4 ile ‰ 22,0 arasında değişmektedir. Bu sonuçlarda cevherleşmenin oluşumunda etkili olan S'un kaynağının ilk evrelerinde hafif S izotopunun etkin olduğu daha sonraki evrelerde ise ağır S izotopunun etkin olduğu gözlenmektedir.

Gang ve alteasyon minerallerinde yapılan oksijen ve döteryum analizlerine göre; δ¹⁸O değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken, δD değeri ise ‰ -77 ile ‰ -25,3 arasındadır. δ¹⁸O ve δD izotop değerleri birlikte değerlendirildiğinde meteorik sular, silikat alterasyon minerallerinin oluşumunda önemli rol oynamıştır.

Yapılan ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar yaş analizleri sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı 78,85±0,94 My ve 76,59±2,19 My, izokron yaşı 78,25±0,42 My ve 75,30±0,90 My olarak, bozunmamış andezitik volkanik kayalardan ayrılan hornblend mineralinde ise plato yaşı 80,44±0,84 My elde edilmiştir. Bu sonuçlar altın cevherleşmesinde etkin olan hidrotermal alterasyonun ana kayacın yerleşiminden 3 My sonra geliştiğini göstermektedir.

Sisorta altın yatağında bulunan bakır minerallerinde elde edilen ‰ δ⁶⁵Cu izotop değerleri -5.502 ile +3.032 arasında değişim göstermektedir. Intrüzyona (sistemin derin kısmı) yakın yerlerdeki bakır izotop değerleri önemli bir izotopsal değişim göstermemektedir (‰ <1), bunun tersine sistemin üst kesimlerinde bakır izotop değerleri geniş bir değişim göstermekte ve buda ikincil süreçlerle bakır zenginleşmesini işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ar/Ar Yaşlandırma, Duraylı İzotop, Sisorta, Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağı

ABSTRACT

This study presents geological and geochemical features of gold deposit located in Sisorta area near Evliya Tepe, Güzelyurt village. The investigation area covers 42 km² land and located in 200 km NW of Sivas province in Sisorta. .

$\delta^{34}\text{S}$ ‰ isotope values are ranging from -0,4 and ‰ ‰ 22, in Sisorta gold deposit. At the early stage of mineralization S isotope value number is light and later S isotope value shows heavy numbers. This is indicating that the S isotope was originated from magma and changed due to temperature variations in the last stages of the hydrothermal process.

$\delta^{18}\text{O}$ isotope values of gangue minerals are ranging from; ‰ 7,1 and ‰ 15,6 however, δD value is ranging from ‰ -77 to ‰ -25,3 Combining $\delta^{18}\text{O}$ with δD from Sisorta samples, demonstrates meteoric waters were important in the formation of the alteration silicate minerals analyzed. This is common in high sulfidation silicate alteration minerals.

⁴⁰Ar/³⁹Ar age dating is ranging from 78,85±0,94 Ma and 76,59±2,19 Ma as a plateau age and 78,25±0,42 Ma and 75,30±0,90 Ma as isochron age in K-alunite, 80,44±0,84 in hornblende minerals from unaltered andesitic volcanic rocks. This shows that hydrothermal gold mineralization is deposited 3 Ma later than the volcanic host rock eruption.

$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ values from copper-bearing minerals associated with Sisorta gold deposits are ranging from -5.502 ‰ to +3.032 ‰. The copper isotope values closest to the intrusions (deepest part of the system) do not show significant copper isotope variations (<1 per mil), in contrast the upper parts of the system show large copper isotope variations and indicate enrichment of copper due to supergene processes.

Key Words: Ar/Ar Dating, High Sulphidation Epithermal Gold Deposit, Sisorta, Stable Isotopes

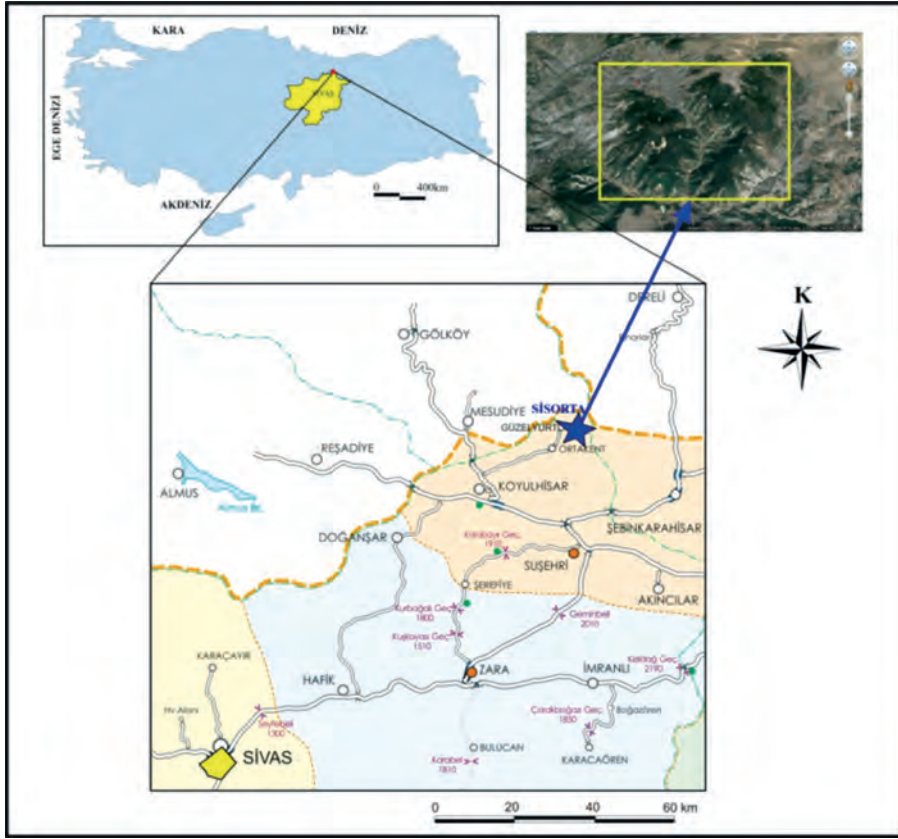
GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas il merkezinin yaklaşık 200 km kuzey doğusunda Sisorta Bölgesinde yer alan Güzelyurt Köyü, Evliya Tepe civarını kapsamaktadır ve 1/25000'lik Giresun H-40 a1 paftasında yaklaşık 42 km²'lik bir alanı teşkil etmektedir (Şekil 1).

Bu çalışma ile Sisorta altın yatağının mineralojik, petrografik jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

Bu kapsamda; petrografik amaçlı hazırlanan ince kesit ve parlatma bloklarının incelenmesiyle inceleme alanındaki alterasyon

türleri ve cevher mineral parajenezi belirlenmiştir. Alterasyon minerali olan K-Alünit ve yan kayaçtan ayrılan hornblend minerallerinde Ar/Ar yaş analizi ile alterasyon ve cevherleşmenin yaşı hakkında çıkarımlar yapılmıştır. Kuvars ve alünit minerallerinde yapılan O ve D izotop analizleri ile cevherleşmede etkili olan hidrotermal suyun kökeni belirlenmiştir. Pirit, kalkopirit, barit ve alünit minerallerinde yapılan S izotop analizi ile cevherleşmeye eşlik eden S'un kaynağı ve kökeni belirlenmiştir. Cevher minerallerinde yapılan Cu izotop analizi ile cevherleşmeye eşlik eden bakırın kaynağı belirlenerek derinlerde bulunması olası olan porfirli sistem için çıkarımlara gidilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of investigation area

GENEL JEOLJİ

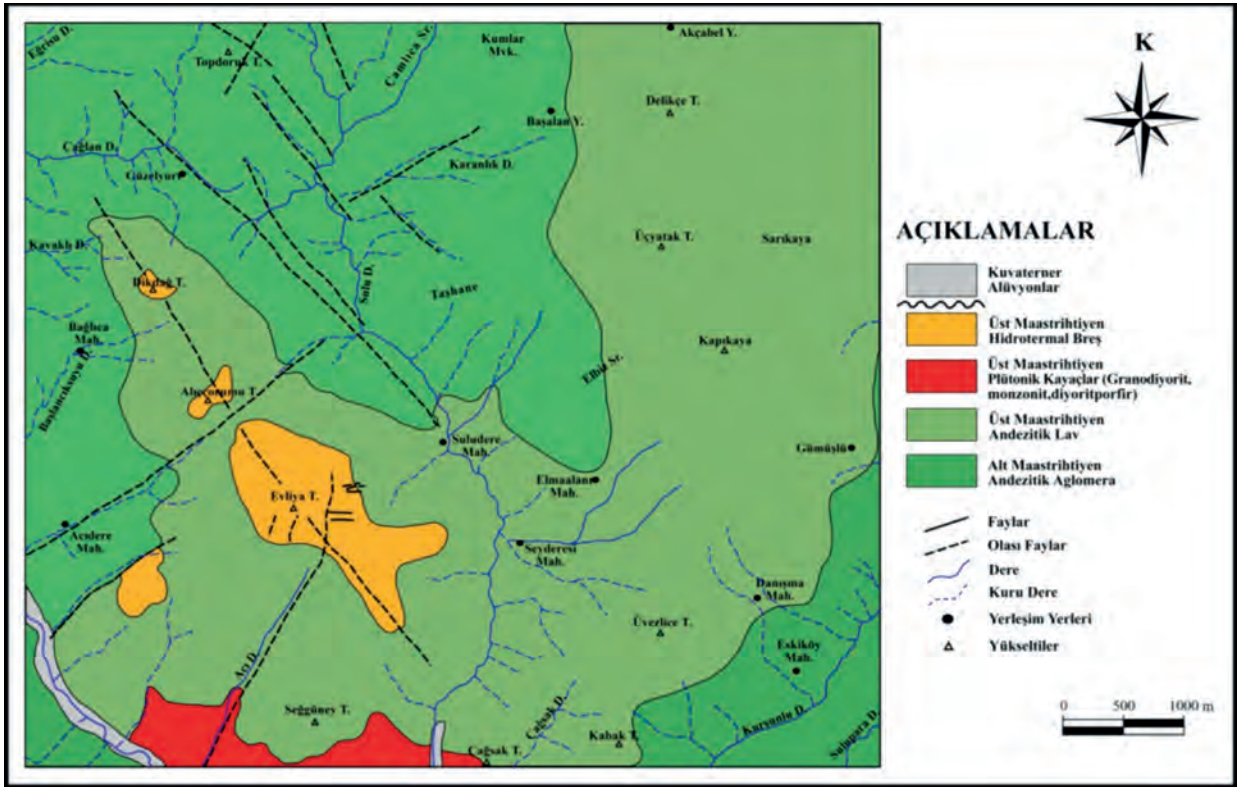
İnceleme alanının temelini Üst Kretase (Üst Santoniyen-Alt Maastrichtiyen) yaşlı andezitik aglomera ve tüfler oluşturmaktadır. Aglomeraların üzerine Üst Kretase (Üst Maastrichtiyen) yaşlı andezitik lavlar gelmektedir. Üst Kretase yaşlı plütonik kayalar bu volkanik kayaları kesmektedir. Tüm bu birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile aşıl uyumsuzluk ile örtülmektedir (Şekil 2, 3).

Andezitik Aglomera ve Tüfler

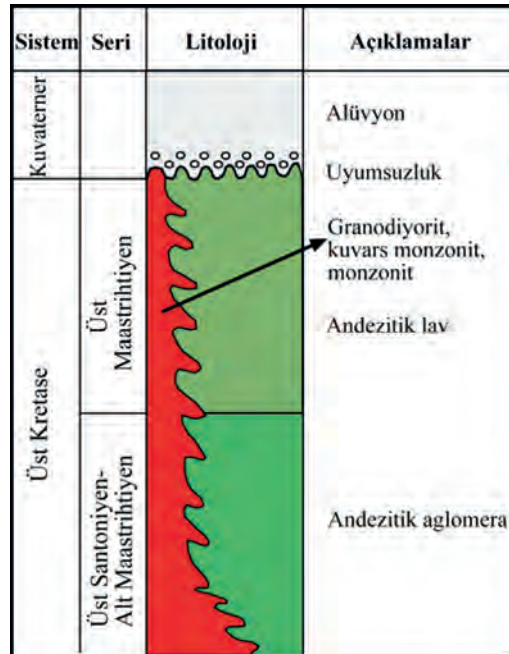
Bu birim, inceleme alanının kuzeybatısında Güzelyurt Köyü, doğusunda Kurşunlu Köyü

ve Gümüşlü Köyü, güneybatısında da Acidere Mahallesi civarında yaygın olarak gözlenmektedir.

Andezitik aglomeralar; inceleme alanında gözlenen birimlerin tabanını oluşturmaktadır. Topoğrafyanın sarp olmadığı daha yumuşak düzlük alanlarda yayılım göstermektedirler. Genellikle tabakalanmasız olmakla beraber, yer yer çok kalın tabakalanma da gösterebilmektedir. Yer yer iyi gelişmiş akma dokusu gözlenmektedir. Aglomeralar KD ve KB doğrultulu gelişmiş çatlaklar içermektedir. Aglomeralar içindeki çatlaklarda ikincil kalsit, silis, hematit ve limonit dolguları gözlenmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Şahin Demir, 2015).
Figure 2. Geological map of investigation area.



Şekil 3. Çalışma alanının geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti, ölçeksiz (Şahin Demir, 2015).
Figure 3. Columnar section of study area, not to scale.

Aglomeralar; koyu gri, kırmızımsı, kahverengimsi, siyahımsı ve yeşilimsi renklerde, ince taneli olarak gözlenmektedir. Aglomera içindeki parçaların boyutları 4-60 cm arasında değişmektedir. Parçalar çoğunlukla andezitik, nadiren de bazaltik özelliktedir. Aglomeraları oluşturan parçalar birbirleriyle genellikle tüf ve daha az gözlenen karbonattan oluşan bir matriks ile tutturulmuştur. Aglomeraların parçaları çoğunlukla yarı köşeli - yarı yuvarlak olarak gözlenmektedir (Şekil 4a).

Andezitik Lavlar

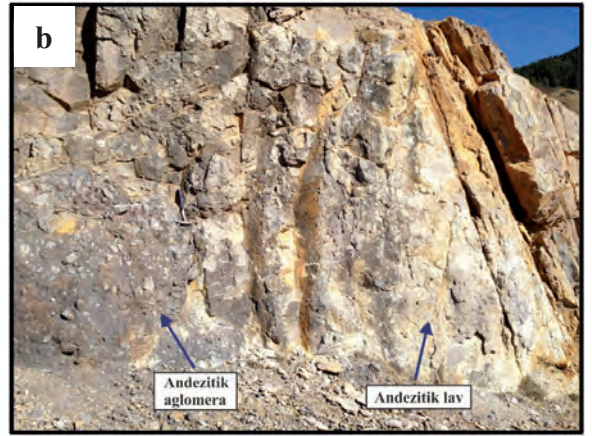
Bu birim inceleme alanının kuzeydoğusundan güneydoğusuna doğru uzanan Akçabel Yayla, Delikçe Tepe, Üç Yatak Tepe, Kapıkaya, Kabak Tepe ve çalışma alanının yaklaşık orta kesimlerinde yer alan Sayderesi Mahallesi, Elma

Alanı Mahallesi, Suludere Mahallesi ve Evliya Tepe çevresinde yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Andezitik lavlar çalışma alanının temelini oluşturan aglomeraların üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 4b). İnceleme alanının güneyinde, plütonik kayaçlarca kesilmektedirler.

Bu birim, inceleme alanında sarp bir topoğrafya oluşturur. Genellikle siyahımsı, grimsi, yeşilimsi ve kahverengimsi renkte gözlenmektedir. Bol miktarda çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahiptir. Andezitik lavlar içerisindeki bu çatlaklar içerisinde, silis, kalsit dolguları gözlenmektedir. Yüksek sülfürlü epitermal Au-Cu cevherleşmesi, bu andezitik lavlarla ilişkili olarak gelişmektedir.

Andezitik lavlar, inceleme alanında çoğunlukla hidrotermal alterasyona uğramış olarak gözlenmektedir.



Şekil 4. a) Bağlıca Mahallesi civarındaki andezitik lavların genel görünümü, b) Bağlıca Mahallesi yakınlarında andezitik aglomeralar ile andezitik lavların sınır ilişkisi.

Figure 4. a) Field view of andesitic lavas near Bağlıca area b) Field view of boundary between andesitic agglomerate and lavas near Bağlıca district.

Plütonik Kayaçlar

Bu birim inceleme alanı içerisinde Evliya Tepe'nin güneyinde bulunan Seğgüney Tepe ve Teğil Tepe'nin güney ve güneydoğusu ile Melet Çayı arası boyunca yaygın bir şekilde gözlenmektedir .

İnceleme alanında Üst Santoniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı andezitik aglomera ve Üst Maastrichtiyen yaşlı andezitik lavları kesen plütonik kayaçların yerleşme yaşları, Üst Maastrichtiyendir (Bedi, 1998).

Plütonik kayaçlar, inceleme alanında bulunan andezitik aglomeraları ve andezitik lavları kesmektedir. Yer yer kırıklı ve çatlaklı yapıda olup, eklem düzlemleri çok iyi gelişmiştir. Ayrışma rengi, açık gri, kirli sarı, açık kahverengimsi, pembemsi renk tonlarında, taze yüzeyleri ise kırmızımsı, pembemsi ve açık gri renk tonlarındadır. Makro düzeyde, feldispat mineralleri, kuvars, biyotit ve turmalin mineralleri ayırt edilebilmektedir. Ayrıca, plütonikler içerisinde kalkopirit ve pirit cevherleşmesi de gelişmiştir.

Seğgüney Tepe güneyi ve MENKA işletmesi arasında kalan plütonik kayaçlarda yer yer arjilik alterasyon gelişmiştir. Burada kayaçlar kirli sarımsı, kahverengimsi renkte gözlenir.

Petrografik incelemeler sonucu, plütonik kayaçlar, granodiyorit, kuvars monzonit, monzonit ve diyorit porfir olarak tanımlanmışlardır.

Hidrotermal Breşler

Çalışma alanında, Evliya Tepe, Aliçorumu Tepe, Dikdağ Tepe, Delikçe Tepe'de yüzeylenmektedirler.

Breşler; grimsi, beyazımsı, kahverengimsi, sarımsı renklerde gözlenmektedir. İçerisinde taneler kayaç ve silika parçalarından oluşmaktadır. Silika parçaları, birkaç mm ile 5 cm

arasındadır. Kayaç parçaları ise, yarı yuvarlak-yarı köşeli olup boyutları çoğunlukla 1-10 cm, nadiren 10-20 cm arasında değişmektedir.

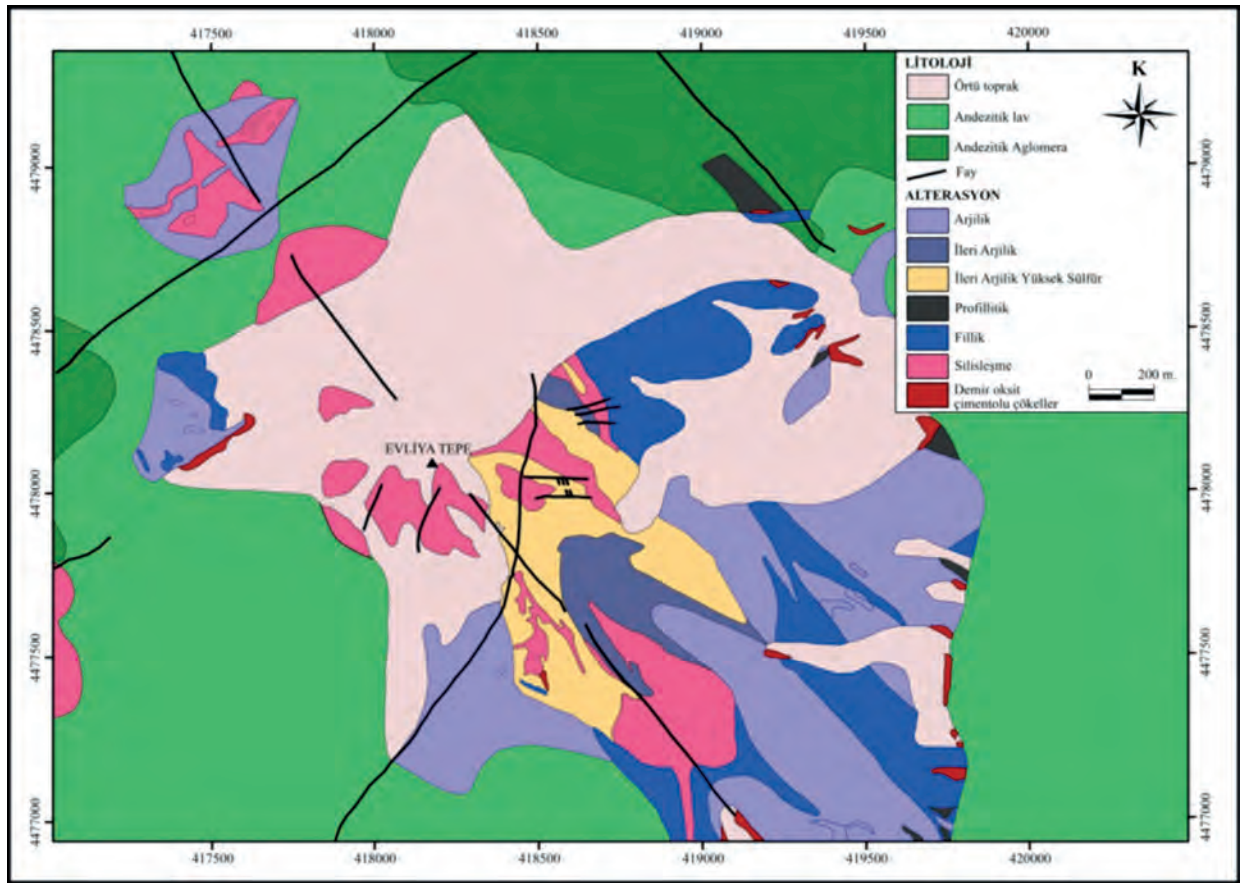
Breşler kırıklı, çatlaklı ve boşluklu yapıya sahiptir. Breşlerde; barit damarları ve silis damarları gelişmiştir. Barit damarları Evliya Tepe'de oldukça yaygın olarak gözlenmektedir.

İnceleme alanında gözlenen bu hidrotermal breşler literatürdeki (Lawless ve White, 1990; Jebrak, 1997; Corbett ve Leach, 1998; Tamas ve Milesi, 2002; 2003; Ollier, 2007) benzerleri gibi çözelti kökenli "hidrolik breş" şeklinde tanımlanmıştır.

ALTERASYON MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

İnceleme alanında yer alan Evliya Tepe, Aliçorumu Tepe ve Dikdağ'ı içerisine alan bölgede Euroasia Madencilik Ltd. Şti. ve Chesser Arama Ltd. Şti. tarafından yapılan sondajlardan alınan numunelerde, PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer) yöntemi kullanılarak alterasyon mineralleri tanımlanmıştır. Elde edilen bu veriler ve saha gözlemleri ile birlikte Evliya Tepe ve civarının 1/5000 ölçekli alterasyon haritası yapılmıştır (Şekil 5) (Chadwick, 2005). Yapılan çalışmalara göre, Evliya Tepe ve civarında alterasyon, epitermal ve mezotermal olmak üzere iki grupta ele alınmış ve arjilik, ileri arjilik, ileri arjilik yüksek sülfür, pirofillitik, fillik ve silisleşme türü alterasyonlar belirlenmiştir (Yetkin, 2009).

Evliya Tepe civarındaki karot örneklerinde yapılan PIMA sonuçlarına ilaveten, inceleme alanından alınan yüzey ve karot örneklerinde yapılan petrografik incelemeler, X-ışınları analizi ve saha gözlemleri ile birlikte, inceleme alanında; pirofillitik, arjilik, ileri arjilik, boşluklu silika ve silisleşme türü alterasyonlar tanımlanmıştır.



Şekil 5. Evliya Tepe ve civarının 1/5000 ölçekli alterasyon haritası.

Figure 5. 1/5000 scale alteration map nearby Evliya Tepe.

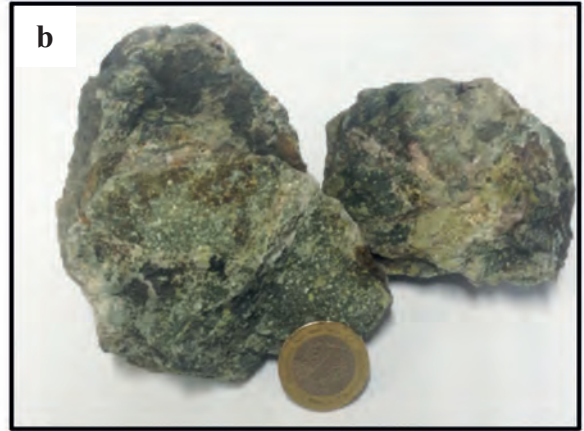
Pirofilitik Alterasyon

İnceleme alanında en dış zonda gözlenen alterasyondur ve arjilik alterasyonu çevreler. Çoğunlukla daha düşük kotlarda geniş bir yayılım göstermektedir.

Güzelyurt Köyü civarı ve kuzeyinde Topdoruk Tepe civarında, ayrıca Bağlıca Mah. civarında andezitik aglomeralarda yaygın olarak veya sacınımlı ağısı şekillerde gözlenmektedir. Bu alterasyon Evliya Tepe’de aşınma, kenar

kısımlarda örtü nedeniyle çok az gözlenmektedir. Mineral parajenezini, kalsit, klorit, epidot, albit ve kil mineralleri oluşturmaktadır. El örneği düzeyinde kloritleşmeler ve epidotlaşmalar belirgindir (Şekil 6a,b).

İnce kesitte incelendiğinde, hornblend fenokristallerinde yaygın olarak epidotlaşma ve karbonatlaşma, plajiyoklaz fenokristallerinde yaygın karbonatlaşma gelişirken, hamurdan itibaren çoğunlukla kloritleşmeler geliştiği gözlenmiştir (Şekil 9a).



Şekil 6. El örneği düzeyinde pirofillitik alterasyonun görünümü **a)** SIS-1031, **b)** SIS-1130).

Figure 6. The appearance of propylitic alteration on hand specimens **a)** SIS-1031, **b)** SIS-1130).

Arjilik Alterasyon

Orta derecede arjilik alterasyon olarak adlandırılır. Ana mineralleri kaolinit/dikit montmorillonit, illit ve smektittir. Daha az oranlarda kuvars ve pirit minerali içermektedirler. Yüksek sülfürlü epitermal sistemlerde ileri arjilik alterasyon ile pirofillitik alterasyon arasında geçiş zonu olarak gözlenir.

İnceleme alanında Evliya Tepe'nin batısında yeralan Kışladere ve GB'sında yer alan Acı Dere yamaçlarında geniş yüzlelerde görülmektedir (Şekil 7a). Yüzeyde oldukça yoğun bir kil/beyaz mika alterasyonu ile karakterize edilir ve yüzeyde daha fazla beyazlaşma göstermektedir. Yoğun killeşmeye maruz kalarak dayanımı düşen volkanik kayalar, Evliya Tepe'de KD doğrultulu fay sistemine bağlı olarak oldukça dik heyelanlar oluşturmuşlardır.

Ayrıca, Evliya Tepe'nin güney doğu eteklerindededahaazyoğunolarakgözlenmektedir. Bunun yanı sıra, inceleme alanının güney sınırında yer alan plütonik kayalarda da yer yer arjilik alterasyon gözlenmektedir (Şekil 7b).

Optik mikroskop incelemelerine göre, andezitik volkanik kayalarda plajiyoklaz mineralleri kaolinit ve illit mineraline

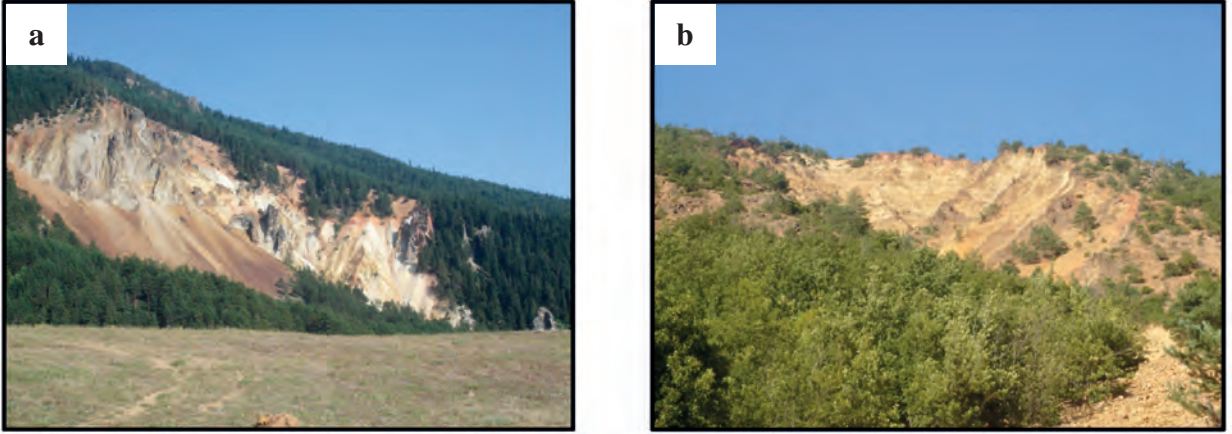
dönüşmektedir Ayrıca, volkan camından itibaren de kaolinit mineraline dönüşüm gözlenmektedir (Şekil 9 b).

İleri Arjilik Alterasyon

İleri arjilik alterasyonu asit sülfat alterasyonu olarak bilinir. Ana mineralleri kuvars, kaolinit / dikit ve alünitir. Değişen oranlarda diaspor, pirofillit rutil, zunyit, alüminofosfat ve sülfatlar, kükürt, pirit ve hematit minerallerini de içerebilirler. Bazı porfiri sistemlerin üst kısımlarında (şapka-kaya) geniş yayımlı zonlar şeklinde ve ayrıca yüksek sülfürlü epitermal yatakların etrafında alterasyon haleleri şeklinde daha sınırlı olarak bulunurlar.

İnceleme alanında Evliya Tepe'nin üst kotlarında silis şapka zonun alt kesimlerinde gözlenmektedir. Yüzlelerde gri-beyaz, pembemsi, soluk kahverengi renk göstermektedir. Kayaç alünitce zengin bir alterasyon gösterdiğinde pembemsi-soluk kahverengi renk sunmaktadır (Şekil 8a).

Petrografik incelemeler neticesinde kuvars-alünit, kuvars- kaolinit, kuvars-pirofillit-diaspor birlikteliği ayırt edilmiştir (Şekil 9c, d).



Şekil 7. a) Kışladere’de arjilic alterasyonun genel görünümü, KD’ya bakış, b) Granodiyoritik kayalarda arjilic alterasyonun genel görünümü, KD’ya bakış.

Figure 7. a) field view of argillic alteration in Kışladere, looking NE, b) field view of argillic alteration from granodiorites, looking NE.

Boşluklu (vuggy) Silika

Boşluklu silika alterasyonu çok düşük pH’lı sulu sıvıların veya buharların kayaç ile etkileşimi yoluyla oluşmaktadır. Bu sıvılar, kayaçtaki SiO₂ (kuvars) ve TiO₂ (rutil) hariç tüm bileşenleri etkin bir şekilde çıkarırken geriye artık boşluklu silika bırakırlar.

İnceleme alanında boşluklu silika Evliya Tepe’de gözlenmektedir (Şekil 8b). Boşluklu silika andezitlerdeki çözünmüş plajiyoklaz ve mafik mineral (özellikle hornblend) fenokristallerinin oluşturduğu boşluğa silika çökmesiyle oluşmaktadır ve % 90’dan fazla kuvars içeriği ile tanımlanmaktadır. Boşluklu silika yüksek sülfidasyon epitermal sistemler için karakteristiktir.

İnce kesitte kuvarslar yoğun bir mozaik doku oluşturmaktadır. Boşluklarda özşekilli kuvars mineralleri dizilidir (Şekil 9e). Bazı kuvarsların düzensiz rutil, pirit veya diğer sülfür mineral topları içerdiği gözlenmektedir. Bazı durumlarda kuvarslar, ikincil kuvars, alünit ve barit damarları ile kesilmektedir.

Alterasyon zonunun kenarlarından itibaren, boşluklu silika, dereceli olarak kuvars-alünit ve kuvars-kaolinit (veya daha yüksek sıcaklıklarda pirofillite) alterasyonuna geçiş gösterir. Bu değişim, düşük pH’lı sıvıların yan kayaç ile etkileşimi sırasında kısmi olarak nötrleştiğini göstermektedir. Boşluklu silika alterasyonu birçok yüksek sülfürlü Au-Cu yataklarının çekirdeğinde, bazı porfiri yataklarının üst kısımlarında ve bazı strato-volkanların aşınmış merkezlerinde oluşurlar.



Şekil 8. a) Evliya Tepe civarında ileri arjilic alterasyonun yakın görünümü SİSY-47 örneğinin alındığı lokasyon, b) Evliya Tepe'nin altındaki boşluklu (vuggy) silikanın görünümü.
Figure 8. a) close up field view of advance argillic alteration, location for the sample # SİSY-47, b) field view of vuggy silica beneath Evliya Tepe.

Silisleşme

İnceleme alanında silisleşme yoğun olarak Evliya Tepe'de gözlenmektedir. Evliya Tepe'nin zirvesi sert ve dayanımlı kuvarsa zengin silis şapka olarak tanımlanmıştır. Bu silis şapkanın oluşumunda Evliya Tepe'nin kuzeybatısı ve güneydoğusundaki KB ve KD doğrultulu faylanmalar etkili olmuştur. Bu yüzden, bu faylanmaların kesişimi, cevherleşmeyi kuşatan silikayla ilişkili epitermal sistem için uygun yapısal koşullar sunmaktadır (Chadwick, 2005). Silisleşme nispeten daha az olarak sırasıyla Üçyatak Tepe, Kapıkaya, Sarıkaya, Delikçe Tepe, Alıççorumu Tepe, Dikdağ Tepe ve Kabak Tepe'de andezitik lavlarda ve hidrotermal breşlerde gözlenmektedir. Genel anlamda sahada 1950m.'nin üzerindeki kotlarda silisleşme gözlenmeye başlamıştır.

Kayaçlara hidrotermal kökenli veya artık magmatik çözeltilerle silis getirmesi ile gerçekleşen bir süreçtir. Bazı volkanik kayaçların boşlukları ve kırık – çatlakları boyunca ikincil kuvars, kalsedon veya opal gibi silis minerallerinin yerleştiği yaygın olarak gözlenmektedir.

Petrografik incelemelere göre hidrotermal kuvarslar erken evre (boşluklu kuvars) ve geç evre (silisleşme) olmak üzere iki şekilde oluşmuşlardır. Boşluklu kuvarslar daha ince taneli iken geç evredeki kuvarslar orta-iri taneli bantlı, tarak yapısı şeklinde gözlenmektedir (Şekil 9f).

CEVHER MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

Cevher petrografisi incelemeleri sonucunda; pirit, kalkopirit, pirotin, tetradrit-tennantit, kovelin, kalkosin, bornit, enarjit, dijenit, sfalerit, manyetit, hematit, götit mineralleri tanımlanmıştır.

Piritler, parlatma bloklarının çoğunda yaygın olarak gözlenmiştir. Rengi beyazımsı açık sarıdır, yansımaları yüksektir. Galenit ve kalkopirit minerallerinin yansımalarından daha yüksektir. Çoğunlukla izotrop bir mineraldir, ancak çoğu pirit sarımsı-yeşilimsi tonlarda zayıf bir anizotropi gösterirler. Çoğunlukla özşekilli yarıözşekilli kristaller halinde gözlenirse de bazı kesitlerde piritler kolloform yapı ve kabuk (shell) doku göstermektedirler.

Kalkopirit minerali daha nadir olarak gözlenmektedir. Parlak sarı renkte, yansıması yüksek bir mineraldir ancak piritin yansımasından düşüktür. Anizotropisi zayıf çok zayıftır, sarı-kahverengi, mavimsi gri veya yeşilimsi gri tonlar gösterir. İncelemelerde pirit ve sfalerit mineralleri içerisinde kapanım şeklinde veya bornit ile birlikte gözlenmektedir.

Bornit minerali pembe-kahverengi renktedir ve anizotropisi zayıftır. Sıklıkla kahverengi-gri-pembe kahverengi renkli karakteristik olmayan tonlarda zayıf bir anizotropi gösterirler. İncelemeler de bornit mineralleri kalkosin minerallerine dönüşürken, kalkosinlerde kenarlarından itibaren kovelin minerallerine dönüşmüştür (Şekil 10a).

Kovelin minerali mavi renklidir ve koyu mavi- mavimsi beyaz renk aralığında pleokroyizma gösterir. Turuncu ve turuncu-kahverengi renkte oldukça kuvvetli anizotropi göstermektedir. Bornit, kalkopirit, kalkosin ve dijenit mineralleri ile beraber gözlenmektedir. Piritlerin kenarlarından itibaren koveline dönüşümler gözlenmiştir (Şekil 10b).

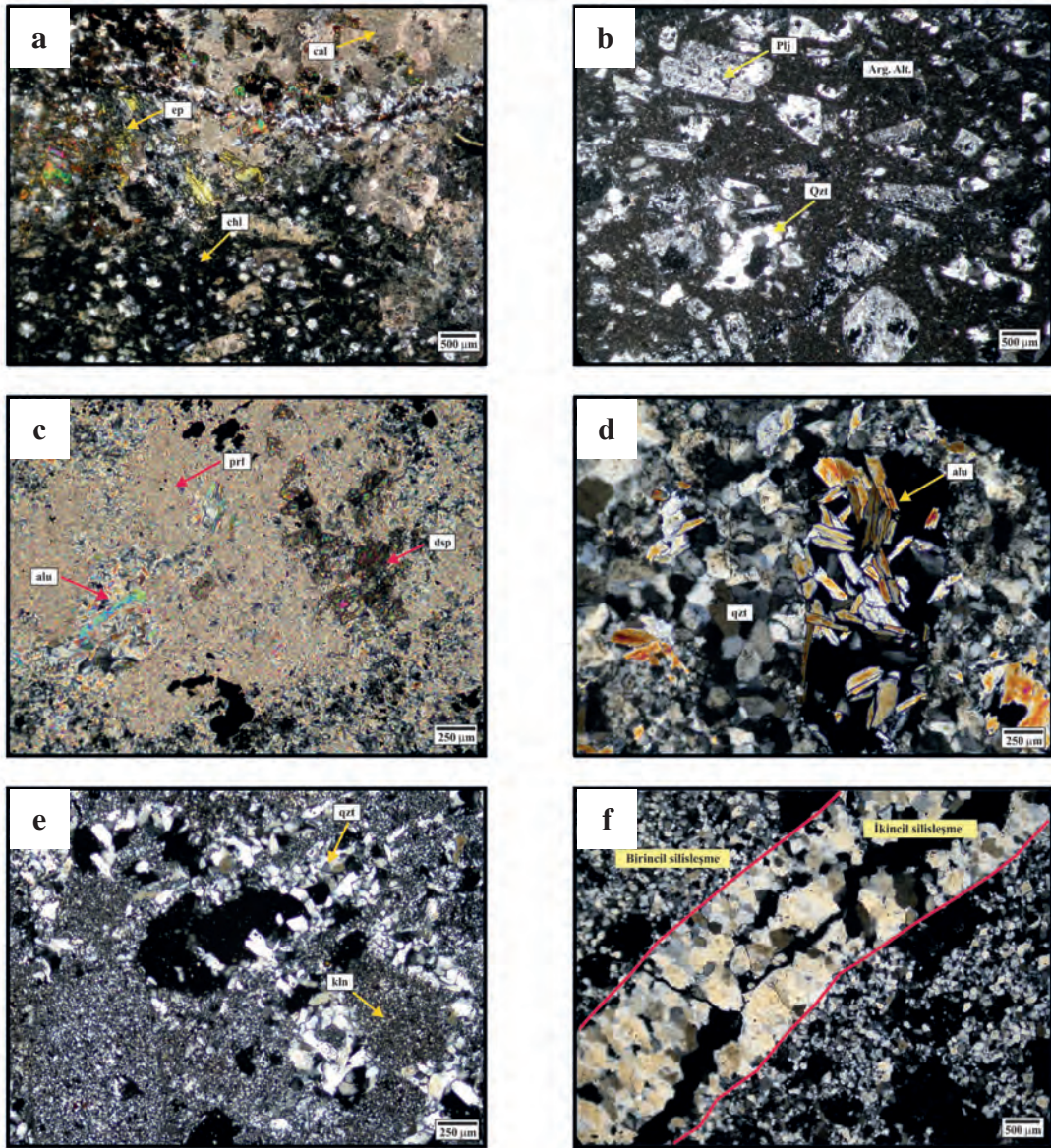
Kalkosin mavi gölgeli beyaz, gri-beyaz renktedir. Yansıması tetrahedrit-tennantit minerallerine benzer orta derecelidir, dijenit mineralinin yansımasından biraz daha yüksektir. Anizotropisi zayıf, fakat belirgindir turuncu kahverengi veya koyu yeşil tonlarda gözlenir. Bornit, kalkopirit ve dijenit mineralleri ile beraber çoğunlukla lameller şeklinde gözlenmiştir (Şekil 10b).

Dijenit minerali, mavimsi renkte, izotrop tur. Yansıması ortadır, tetrahedrit-tennantit mineralinin yansımasından biraz daha düşüktür. Dilinimleri oldukça belirgindir. Sıklıkla kalkosin veya kovelin mineralleri ile girintili şekilde oluşur ve birincil olarak oluşur (Şekil 10b).

Enarjit minerali açık pembe-kahverengi renktedir. Anizotropisi oldukça yüksektir. Turuncu tonlu sarı-kahverengiden, yeşilimsi tonların olduğu renklere değişen oldukça renkli bir anizotropi gösterir. Yansıması tetrahedrit-tennantit mineralinin yansımasından biraz daha düşük, bornit mineralinin yansımasından oldukça yüksektir. Enarjit minerali çoğunlukla pirit ile kenetli, yer yer de serbest şekilde izlenmektedir. Pirit, enarjit, kovelin birlikteliğine parlatma bloklarında sıklıkla rastlanmıştır. Enarjit minerali kenarlarından itibaren kovelin mineraline dönüşmektedir. Bu dönüşüm çok yüksek sülfidasyon düzeyine geçişi işaret eder (Şekil 10c). Bazı örneklerde de enarjit minerali tennantit minerali ile birlikte (iç içe) gelişmiştir. Her iki mineral de yüksek sülfidasyon düzeyini yansıtır (Şekil 10d).

Tennantit-Tetrahedrit mineralleri katı karışım serisi ürünleridir. Tetrahedrit antimon içerikli bakır sülfür, tennantit arsenik içerikli bakır sülfür mineralidir. Tetrahedrit kahverengimsi gri renkli, izotrop bir mineraldir. Tennantit minerali gri-beyaz renktedir ve içerisinde yeşilimsi tonda gölgeler gözlenir. Galenit ile karşılaştırıldığında yeşilimsi bu tonlar ile belirgin şekilde ayırt edilir. Yansıması ortadır ve galenitin yansımasından daha düşüktür. İzotrop bir mineraldir. Sık olmamakla beraber kırmızı iç yansıması tipiktir.

Pirotinler açık kahverengi renktedir, anizotropisi güçlü ancak çok renkli değildir, sarımsı-gri-kahverengimsi gri tonlarındadır. Pirotin minerali kalkopirit minerali ile birlikte pirit minerali içerisinde kapanım halinde gözlenmiştir. Bu şekilde iki fazlı kapanımlar tek fazlı kapanımlara göre daha nadir gözlenir. Pirotin-kalkopirit kapanımı orta ç bileşimdeki katı çözeltilerin karışmamasıyla oluşmuştur. Erken dönem düşük-orta sülfidasyon düzeyini yansıtır ve porfiri sisteme olan yakınlığı belirtmesi bakımından önemlidir (Şekil 10e).



Şekil 9. Çalışma alanında gözlenen yaygın bazı alterasyon türlerinin mikrofotografaları: **a)** Pirofillitik alterasyon (SIS-1130, 5X, ÇN), **b)** Andezitik lavlarda arjilik alterasyon (SIS-1125, 5X, ÇN), **c)** Pirofillitik matris içinde alünit kristalleri ve düzensiz şekilli diaspor minerali (SIS-48/90928, 10X, ÇN), **d)** Boşlukları dolduran özşekilli alünit kristalleri (SIS-1014, 10X, ÇN), **e)** Boşluklu (vuggy) silika (SISY-23, 10X, ÇN), **f)** Erken evre silisleşme (ince taneli), geç evre silisleşme (iri taneli), (SISY-67, 5X, ÇN). (ÇN:çift nikol, Arg.Alt: arjilik alterasyon, plj:plajiyoklaz, ep: epidot, cal: kalsit, chl: klorit, ep: epidot, alu: alünit, qzt: kuvars, dsp: diaspor, prl: pirofillit).

Figure 9. Photomicrographs of common alteration type in the study area: **a)** thin section view of propylitic alteration (SIS-1130, 5X, CN), **b)** argillic alteration from andesitic lavas (SIS-1125, 5X, CN), **c)** alunite crystals in cavities (SIS-1014, 10X, CN), **d)** alunite crystals and diaspore mineral in propylitic groundmass, (SIS-48/90928, 10X, CN), **e)** vuggy silica, (SISY-23, 10X, CN), **f)** early stage silicification (fine grain), late stage silicification (coarse grain) (SISY-67, 5X, CN). CN: crossed nicols, Arg.Alt: argillic alteration, plj: plagioclase, ep: epidote, cal: calcite, chl: chlorite, ep: epidote, alu: alunite, qzt: quartz, dsp: diaspore, prl: pyrophyllite).

Sfalerit minerali gri renklidir. Yansıması düşüktür, manyetit yansımasıyla yaklaşık aynıdır. İzotropdur. Bileşimine ve Fe konsantrasyonuna göre, kahverengi, kırmızımsı renkte iç yansıma gösterir. Özellikle yüksek sıcaklıkta oluşan yataklarda, sıklıkla küçük kalkopirit, pirotin veya stannit eksölüsyon topları (bleb) içerir (Picot ve Johan, 1982) Ayrıca kalkopirit içerisinde 4 sivrilmiş köşeli yıldızlı (four-pointed stars) dantel gibi taneler şeklinde kapanım olarak da oluşabilir. İncelemelerde çoğunlukla özşekilsiz kapanımlar halinde veya yarı özşekilli kristalli olarak pirit ile birlikte gözlenmiştir. Kristal olarak gözlendiği örneklerde az miktarda çok küçük kalkopirit kapanımları içermektedir.

Hematit; beyaz, gri-beyaz renktedir. Özellikle piritin kantağında belirgin mavimsi tonlardadır. Pleokroyizması oldukça zayıftır. Yansıması ortadır, tetrahedrit-tennantit minerallerinin yansımasıyla yaklaşık aynı, manyetit, ilmenit ve rutilden daha yüksektir. Yeşilimsi griden açık kahverengimsi renk tonlarına değişen belirgin bir anizotropisi vardır. Kırmızı iç yansıması oldukça yaygın olarak gözlenmektedir.

Manyetit; kahverengimsi gri renktedir. Yansıması düşüktür, sfaleritin yansımasıyla yaklaşık aynı ve hematitin yansımasından çok daha düşüktür. İzotropdur. Bazı kesitlerde piritler içerisinde kapanım olarak gözlenmiştir. Ancak çoğunlukla hematit ile birlikte gözlenmiştir.

Yüzeysel bozunma süreçleriyle manyetit mineralinin hematit mineraline dönüşmesiyle oluşan martitleşme yaygın olarak gözlenmiştir. Ornatma tane kenarından içe doğru gerçekleşmektedir (Şekil 10f).

Götit minerali, gri-beyaz renktedir ve sıklıkla birlikte bulunduğu minerallerle karşılaştırıldığında mavimsi tonlardadır. Yansıması oldukça düşük ve oldukça değişkendir. Yansıması,

bünyesindeki su içeriği arttıkça (limonit) daha da düşer. Sfalerit ve manyetit yansımasıyla yaklaşık aynıdır (manyetit yansımasından biraz daha düşük), hematitin yansımasından oldukça düşüktür. Mavimsi tonlarda anizotropi gösterir, ancak kırmızı, turuncu veya sarımsı renklerdeki iç yansıması nedeniyle anizotropisi kısmen maskelenebilir. Bazı kolloform türleri tamamen izotropiktir (stilpnosiderit ve limonit). Kolloform dokusu tipiktir. Bazı kesitlerde zonlu kristaller şeklinde gelişmiştir.

Hematit, manyetit, götit mineralleri oksidasyon zonunu temsil etmektedirler.

Kovelin, kalkosin mineralleri süperjen cevherleşmelerdir. Kalkopirit ve bornit minerallerinden itibaren dönüşmüşlerdir.

İZOTOP JEOKİMYASI

Bu çalışma kapsamında pirit, kalkopirit, K-alünit ve barit minerallerinde kükürt duraylı izotop analizi ($\delta^{34}\text{S}$), kuvars ve K-alünit minerallerinde oksijen ve döteryum duraylı izotop analizi ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ve K-alünit ve hornblend minerallerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyojenik izotop analizi yapılmıştır.

K-alünit ve Na-alünit minerallerinde $\delta^{18}\text{O}$ ve δD analizi, Yeni Zelenda'da GNS Science Laboratuvarı'nda, yaptırılmıştır.

Kuvarslarda oksijen izotop analizi ve içerisindeki sıvı kapanımlardan itibaren döteryum analizi US. Geological Survey'in Denver Sıvı Kapanım Analiz Laboratuvarında (DIAL) yapılmıştır.

Kuvars içerisindeki sıvı kapanımlardaki hidrojen izotop bileşimi Delta kütle spektrometresi ile eşleşmiş otomatik termokimyasal konversiyon element analiz cihazı kullanılarak analiz edilmiştir.

Pirit, kalkopirit, barit ve K-alünit minerallerinde $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizi Nevada Reno

Üniversitesi Duraylı İzotop Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Cu izotop analizleri için örnek hazırlama Juniata Kolej, Huntingdon-PA'da, Cu-içeren birincil minerallerden (kalkopirit, bornit) itibaren Cu izotop analizleri Arizona Eyalet ve Pensilvanya Eyalet Üniversitelerinde gerçekleştirilmiştir.

$\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ +12.0 ve ‰-11.3 olarak belirtilen uluslararası IAEA-SO-5 ve IAEA-SO-6 standartlarına göre normalize edilen VSMOW'a göre raporlanmıştır. Standartların doğruluğu ‰ 0,5'dir.

δD değerleri ‰ -100, ‰66 ve ‰ 118 olarak belirtilen uluslararası IAEA-CH-7 ve NBS30 ve NBS22 standartlarına göre normalize edilen VSMOW'a göre raporlanmıştır. Standartların doğruluğu ‰1,5'dir.

S izotop analizleri Giesemann ve diğ., 1994'te belirtilene benzer yöntemle yürütülmüştür. Analizler GSL (Green Sphalerite), UGLI (Galena), BSL (Brown Sphalerite) ve MIC (Chalcopyrite) standartları kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı \pm ‰ 0,2 dir. Değerler V-CDT'e (Vienna Canyon Diablo Troilite) göre rapor edilmiştir.

K-alünit ve hornblend minerallerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizi, Nevada Las Vegas Üniversitesi'nde yaptırılmıştır. Örneklerde ışın yayma işlemi, Denver, Colorado'da U. S. Geological Survey TRIGA Reaktöründe, 1 MW TRIGA tip reaktörde ışın yayma tüp merkezinde (In-Core Irradiation Tube, ICIT) 7 saat boyunca ışımaya bırakılarak gerçekleştirilmiştir.

Oksijen ve Döteryum İzotop Analizi

Bu çalışmada, silisleşmenin derecesini ve cevherleşme ile alterasyonu oluşturan sıvının kaynağını tespit etmek amacıyla oksijen ve döteryum analizi dört adet kuvars ve iki adet

K-alünit mineralinde yapılmıştır. Kuvars ve K-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri Çizelge 1'de topluca verilmiştir. Kuvarslar silisli zonlardan alınmıştır. Seçilen numunelerde belirlenen mineraller mikroskop altında elle ayrılmıştır.

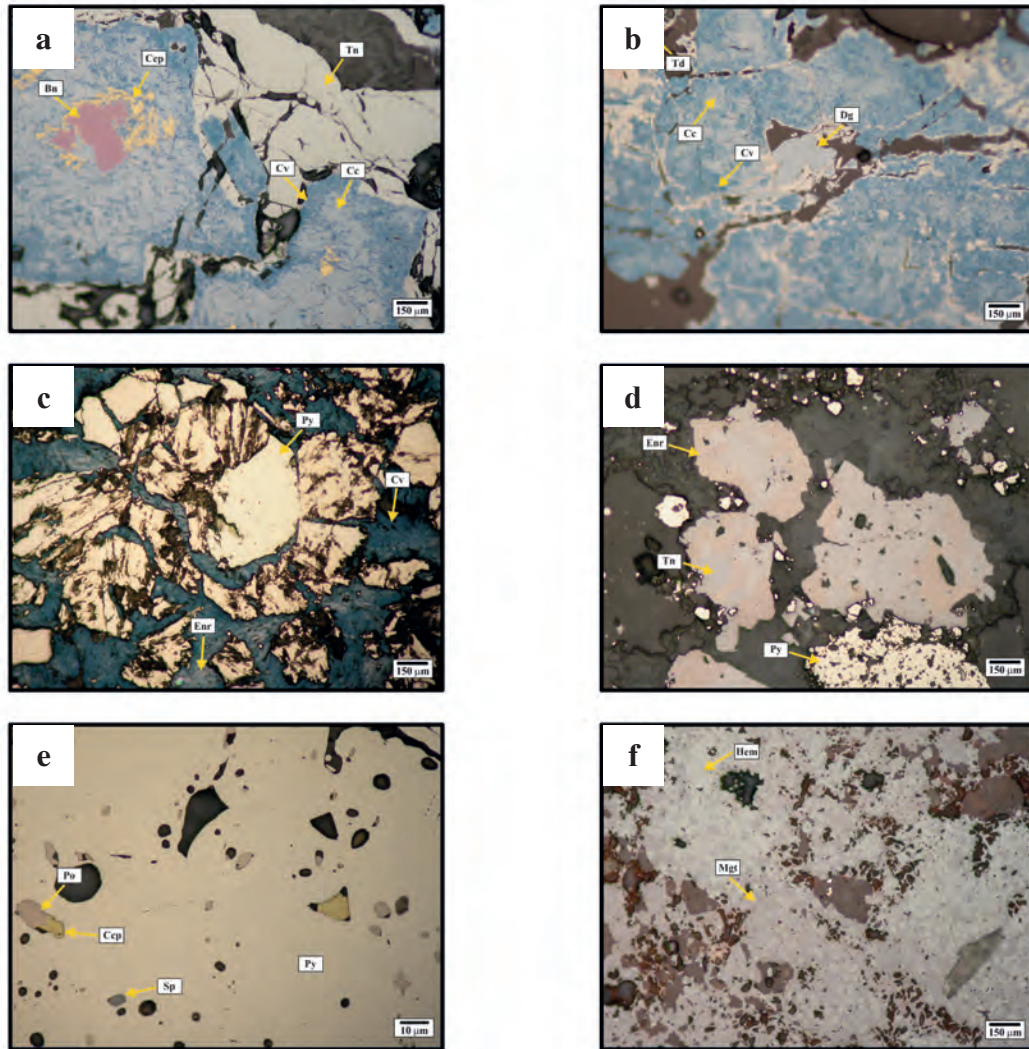
Kuvarslarda elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken ortalama değeri ‰ 11,5 dir. K-alünitlerde elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 10,1 ve ‰ 11,4 dir. Na-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 8,5 ve ‰ 12,4 tür.

Kuvarslarda bir örnek hariç (EVT-28/6) δD ölçüm yapılamamıştır. Ölçülen değerler dedeksiyon limitinin altında olduğu için belirlenememiştir. Kuvarslarda ölçülebilen tek δD değeri ‰ -77 dir. K-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -55,2 ve ‰ -57,6 dır. Na-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -25,3 ve ‰ -61'dir.

Oksijen ve döteryum izotop verilerine göre, Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının oluşumunda etkin olan çözeltilerin meteorik hidrotermal kökenli suların kısmende magmatik suyun katılımı ile geliştiği söylenebilir. Orta Anadoluya ait güncel suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin meteorik su çizgisine plot edildiği gözlenmektedir (Şekil 11).

Kükürt İzotop Analizi

Bu çalışmada cevherleşme ve alterasyonda etkili olan kükürtün kaynağını tespit etmek amacıyla; 14 adet pirit, 3 adet kalkopirit, 2 adet K-alünit ve 5 adet barit mineralinde kükürt izotop analizi yapılmıştır. $\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçları topluca Çizelge 2'de verilmiştir. Numuneler yüzeyden ve sondaj karotlarından seçilmiştir. Seçilen numunelerde belirlenen mineraller mikroskop altında elle ayrılmıştır.

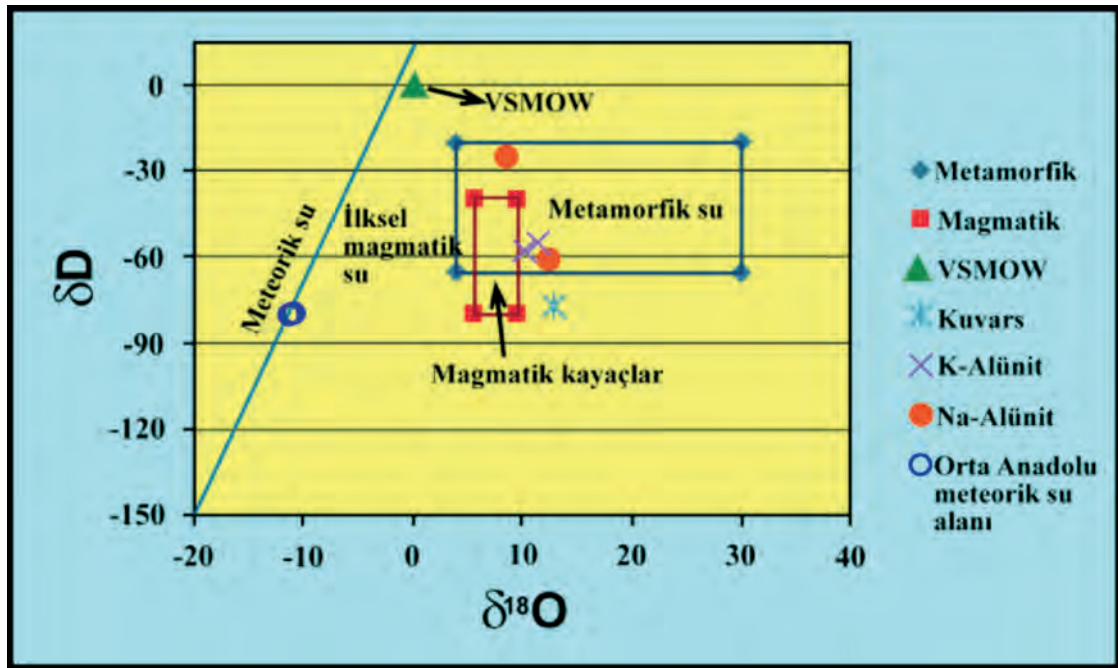


Şekil 10. Çalışma alanında gözlenen yaygın cevher minerallerinin mikrofotografaları: **a)** Kalkosin, kovelin ve bornitin kalkopiritten itibaren gelişimi (SIS-30/86597, 20X, TN), **b)** Birincil ve yüksek sıcaklık minerali dijenit ve ondan sonra gelişen ikincil mineraller (SIS-30/86597, 20X, TN) **c)** Piritten sonra ikincil olarak enarjit, kalkosin ve kovelinin gelişimi (SIS-50/87410, 20X, TN) **d)** Enarjit, tennantit minerallerince ornatılan pirit kalıntıları (SIS-21/86224, 20X, TN) **e)** Pirit içerisinde kalkopirit, sfalerit ve pirotin kapanımları (SIS-47/73239, 50X, TN) **f)** Damlacıklar şeklinde martitleşme (manyetit mineralinin hematit mineraline dönüşmesi) (SIS-38/88946, 20X, TN). TN: tek nikol, Bn: Bornit, Cc: kalkosin, Ccp: kalkopirit, Cv: kovelin, Dg: dijenit, Td:tedradrit, Enr: enarjit, Py: pirit, Tn: tennantit, Hem: hematit, Mgt: manyetit, Sp: sfalerit, Po: pirotin,).

Figure 10. Photomicrographs of common ore minerals from the study area: a) chalcocite, covelline and bornite development after chalcopyrite (SIS-30/86597, 20X, UN), b) secondary mineral occurrences after primary high temperature digenite mineral (SIS-30/86597, 20X, UN), c) pyrite relicts after replacement by enargite and tennantite (SIS-21/86224, 20X, UN), d) chalcopyrite, sphalerite, pyrotine minerals as inclusions in pyrite (SIS-47/73239, 50X, UN), e) secondary enargite, chalcocite and covelline occurrences after pyrite (SIS-50/87410, 20X, UN), f) martitization as droplets (hematite occurrences after magnetite) (SIS-38/88946, 20X, UN). UN: uncrossed nicol, fBn: Bornite, Cc: kalkosin, Ccp: chalcopyrite, Cv: covellite, Dg: digenite, Td: tetrahedrite, Enr: enargite, Py: pyrite, Tn: tennantite, Hem: hematite, Mgt: magnetite, Sp: sphalerite, Po: pyrrhotite.

Çizelge 1. Minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD ‰ analiz değerleri.**Table 1.** $\delta^{18}\text{O}$ ve δD ‰ analytical data of minerals.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Mineral
SIS-1199	7,1	-	Kuvars
SIS-1216	10,4	-	Kuvars
SIS-1245	15,6	-	Kuvars
EVT-28/6	12,8	-77	Kuvars
EVT-20/1	11,4	-55,2	K-Alünit
SIS-2/70438	10,1	-57,6	K-Alünit
SIS-1235	8,5	-25,3	Na-Alünit
SIS-3/70472	12,4	-61,0	Na-Alünit



Şekil 11. Çalışma alanındaki kuvars ve alünit örneklerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinin, yaygın jeolojik ortamlarla birlikte $\delta^{18}\text{O}$ - δD diyagramında gösterimi. Metamorfik ve iksel magmatik su alanları Taylor, (1997)'den, meteorik su çizgisi Craig, (1961)'den, Orta Anadolu meteorik su alanı Uçurum ve diğ. (2007)'den alınmıştır.

Figure 11. $\delta^{18}\text{O}$ - δD diagram of quartz and alunite samples from study area with common geological environments. Metamorphic water and primitive magmatic water areas are from Taylor, (1997), meteoric water is from Craig (1961), Central Anatolia water area is from Ucurum et al, (2007).

Çizelge 2. Çalışma alanındaki örneklerin $\delta^{34}\text{S}$ ‰ analiz değerleri.

Table 2. $\delta^{34}\text{S}$ ‰ data of samples from study area.

Örnek No	$\delta^{34}\text{S}$	Mineral	Derinlik (yüzeyden itibaren)
EVT-9/1	-9,4	Pirit	349.90 m
EVT-18/1	-6,2	Pirit	22.50 m
EVT-26/1	-9,6	Pirit	60.75 m
EVT-26/5	-10,0	Pirit	58.30 m
EVT-28/1	-1,7	Pirit	616.20 m
EVT-35/3	-7,9	Pirit	39.50 m
Int-1	-4,0	Pirit	yüzey
Int-2	-5,8	Pirit	yüzey
SIS-1133	-1,7	Pirit	yüzey
SIS-1134	-0,4	Pirit	yüzey
SIS-38/89005	-6,4	Pirit	133-134 m
SIS-38/89029	-6,3	Pirit	162-163 m
SIS-52/91086	-8,1	Pirit	74.70-75.50 m
SIS-59/92289	-1,6	Pirit	113.90-115.30
Int-3	2,3	Kalkopirit	yüzey
SIS-47/73239	1,5	Kalkopirit	134.5-136 m
SIS-47/73252	1,8	Kalkopirit	149.30-150.40 m
SIS-2/70438	21,8	K-Alünit	63.20-64.80 m
EVT-20/1	22,0	K-Alünit	15.90 m
SISY-45	17,4	Barit	yüzey
SISY-50	16,5	Barit	yüzey
SISY-60	16,2	Barit	yüzey
SISY-63	17,3	Barit	yüzey
EVT-32/3	18,6	Barit	29.90 m

Piritlerde $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ -0,4 ile ‰ -10,0 arasında, kalkopiritlerde ‰ 1,5 ile ‰ 2,3 arasında, K-alünitlerde ‰ 21,8 ile ‰ 22,0 arasında ve baritlerde ‰ 16,2 ile ‰ 18,6 arasında değişmektedir.

0 ‰' a yakın ve çok dar bir aralıkta olan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin magmatik kayalara ait olduğu, sedimanter kayalara ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin çok geniş bir aralıkta dağılım gösterdiği, -‰ 20 + ‰ 20 arasında değişen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin metamorfik kayalara ait olduğu ve okyanus suyuna ait $\delta^{34}\text{S}$ değerinin 20 ‰ olduğu bilinmektedir (Şekil 12).

0 ‰' a çok yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik kökenli kükürtü, ‰ -10'dan daha hafif $\delta^{34}\text{S}$ değerleri bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürtü, ‰ +10'dan daha büyük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri deniz suyundan inorganik (\pm organik) olarak indirgenmiş kükürtü göstermektedir.

Piritlerde yapılan analiz sonucu $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ -0,4 ile ‰ -10 arasında olduğu ve magmatik kükürtün sülfatlı ve sülfürlü mineraller arasında paylaşımı sonucu sülfürlü minerallerde hafif kükürtün kullanıldığı veya magmatik kükürt içeren kaynaklardan hidrotermal çözeltilerce hafif kükürtün tercihli olarak çözüldüğü şeklinde yorumlanabilir.

Kalkopiritlerde, $\delta^{34}\text{S}$ ‰ 1,5-2,3 arasındaki değerler hidrotermal çözeltinin ve çevrenin fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak magmatik kükürtün ağır kısmının ayrımlanarak kullanımı şeklinde yorumlanabilir (Şekil 12). Barit ve K-alünit örneklerinde ağır $\delta^{34}\text{S}$ izotopca zenginleşme (Çizelge 2), bunların hidrotermal evrenin son ürünleri olarak çözelti ve/veya alterasyon süreci sonucu oluştuklarını göstermesi bakımından önemlidir.

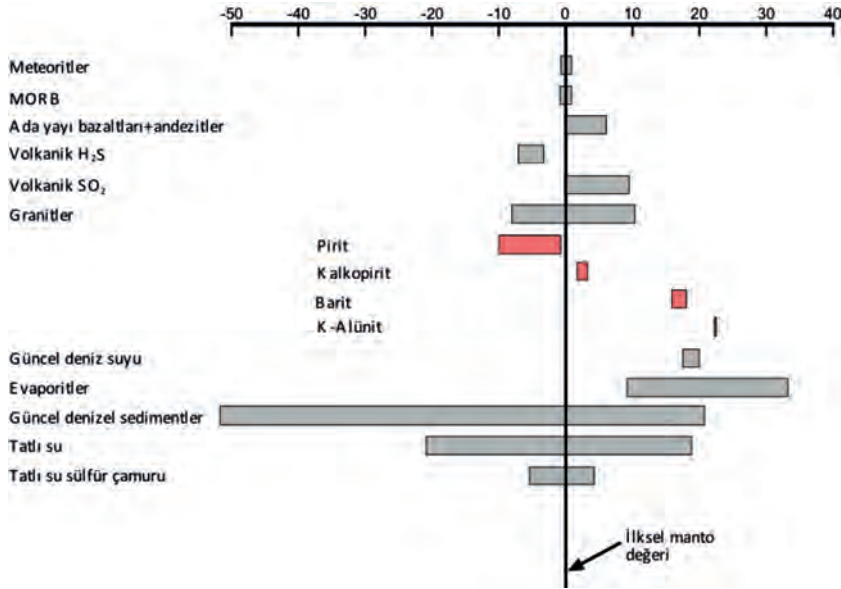
Cu İzotop Analizi

Bakır izotop analizi 5 sondaj örneğinde yapılmış, ancak bunlardan yüzeydeki intrüzyondan elde edilen kalkopirit örneğinde herhangi bir sinyal detekte edilmemiştir (Çizelge 3). Bu büyük olasılıkla kalkopiritin denge durumunda olması nedeniyle hiç bir Cu izotopu sinyali vermemiştir. Bakır izotop analiz sonuçları

$$\delta^{65}\text{Cu} = \left[\frac{\left(\frac{^{65}\text{Cu}}{^{63}\text{Cu}} \right)_{\text{örnek}}}{\left(\frac{^{65}\text{Cu}}{^{63}\text{Cu}} \right)_{\text{standart}}} - 1 \right] \times 10^3$$

denklemleri ile rapor edilmektedir.

Bakır izotop analiz sonuçlarına bakıldığında yüzeye yakın (oksidasyon zonunda) örnekte (SİS-50 87410) hafif izotopca zenginleşme ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ = -5,502) derinlerde ise (SİS-30 86597) ağır izotoplarca ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ = 3,032) zenginleşme görülmektedir. Bu da Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının altında olası bir porfiri sistemin YAS seviyesinin altındaki Cu'ca zenginleşme zonuna yakınlığını işaret edebilir. Buna ek olarak, SİS-47 73252 ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ = 0,458) ve SİS-30 8620 ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ = -0,997) hipojen zonu işaret etmesi bakımından önem taşımaktadır.



Şekil 12. Pirit, kalkopirit, barit ve K-alünit minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin, yaygın kayaç grupları ve su kaynaklarının $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları ile karşılaştırılması. Veriler, Sakai ve diğ., 1982, 1984; Ueda ve Sakai, 1984; Claypool ve diğ., 1980; Kerridge ve diğ., 1983; Chambers, 1982; Coleman, 1977; Chaussidon ve diğ., 1989'dan alınmıştır.

Figure 12. $\delta^{34}\text{S}$ data of pyrite, chalcopyrite, barite and K-alunite samples from study area, and comparison with common rock groups and water resources. Data are from Sakai et al, (1982, 1984); Ueda and Sakai, (1984); Claypool et al, (1980); Kerridge et al, (1983); Chambers, (1982); Coleman, (1977); Chaussidon et al, (1989).

Çizelge 3. Sisorta Au yatağına ait sondaj karot örneklerinden Cu-içeren minerallerin $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop analizleri.

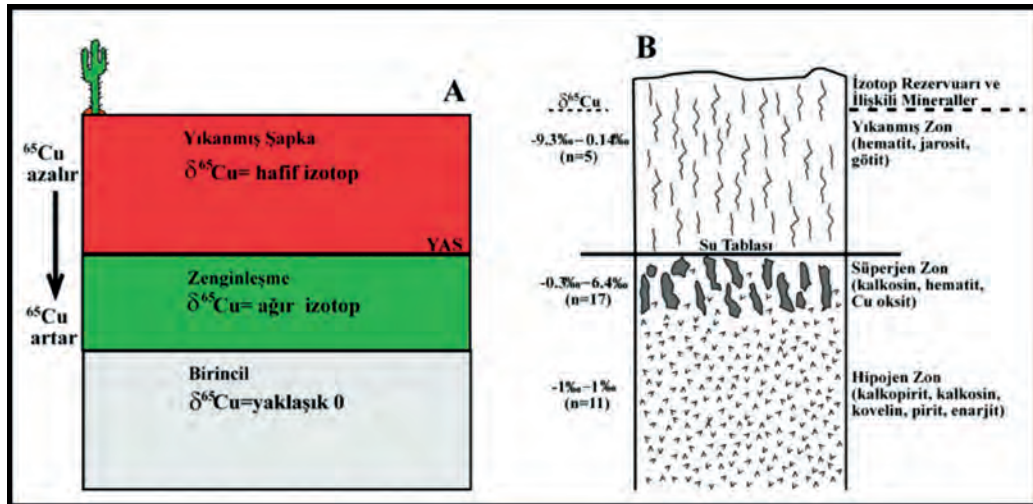
Table 3. $\delta^{65}\text{Cu}$ isotope analytical results of Cu-bearing minerals from drill core samples of Sisorta Au deposit.

Örnek No	$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰	Derinlik (yüzeyden itibaren)	Mineral
Sis-47 73252	0.458	149.30-150.40 m	Kalkopirit
Sis-30 86597	3.032	114-115.30	Bornit+kalkopirit±kovelin,kalkosin
Sis-30 86620	0.997	144-145.10	Pirit, kalkopirit, bornit
Sis-50 87410	-5.502	53.45-54.30	Enarjit, pirit, kovelin, kalkosin
Cpy-İntrüzyon	Dengede olduğu için sinyal alınmadı	yüzey	Kalkopirit

Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağına eşlik eden bakır minerallerinde elde edilen $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ izotop değerleri (Çizelge 3) yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının altında/yakında gömülü bir porfiri Cu sistemini işaret edebilir.

Tipik bir porfiri Cu, Cu-Au, yatağında yıkanma (oksit) zonunda $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in tüketildiği yani hafif izotoplarca zenginleştiği (Şekil 13), YAS altında zenginleşme zonunda $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in

maksimum düzeye eriştiği, yani ağır izotoplarca zenginleştiği, ilksel (primer) zonda ise $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in 0'a yakın değerler aldığı değişik araştırmacılar (Larson ve diğ., 2003; Graham ve diğ., 2004; Mathur ve diğ., 2009a,b; Li ve diğ., 2010; Mathur ve diğ., 2010; Mirnejad ve diğ., 2010; Braxton ve Mathur, 2011; Garofali ve diğ., 2012; Ikehata ve Hirata, 2012) tarafından belirtilmiştir. Farklı jeolojik ortamlara ilişkin Cu izotop analiz değerleri Şekil 14'de özetlenmiştir.



Şekil 13. Tipik bir porfiri Cu sisteminde $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in dağılımı, **A)** Mathur ve diğ., 2009b'den, **B)** Mirnejad ve diğ., 2010'dan alınmıştır.

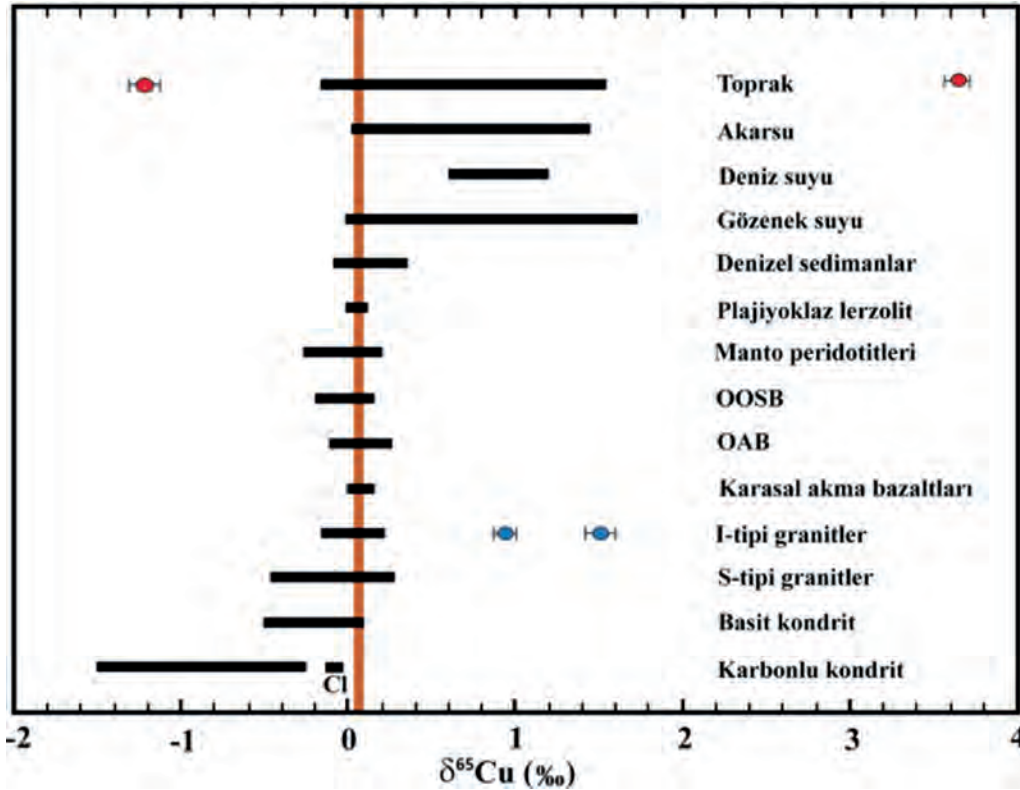
Figure 13. Variation of $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ in typical porphyry Cu deposit, **A)** is from Mathur et al 2009b, **B)** is from Mirnejad et al, 2010.

Ar-Ar Yaş Analizi

Çalışma alanında alterasyonun ve cevherleşmenin yaşını belirleyebilmek amacıyla bir adet hornblend ve iki adet K-alünit mineralinde Ar-Ar yaşlandırma analizi yapılmıştır. Yapılan analizlerin sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı $78,85 \pm 0,94$ My ve $76,59 \pm 2,19$ My, izokron yaşı $78,25 \pm 0,42$ My ve $75,30 \pm 0,90$ My olarak, hornblend mineralinde ise plato yaşı $80,44 \pm 0,84$ My elde edilmiştir.

SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 4'de verilmiştir. Bu örnekte, 2. adımdan itibaren genellikle dereceli olarak artarak yaklaşık $72,5$

My yaşlı, hemen hemen düz bir yaş spektrumu gözlenmektedir. Toplam gaz yaşı $80,1 \pm 0,6$ My'dir. Dördüncü ve altıncı adımlar arasında (^{39}Ar 'un % 64'ü serbestleşmiştir) plato yaşı $78,9 \pm 0,9$ My olarak tanımlanmaktadır (Şekil 15). Dördüncü ve yedinci adımlar arasında (^{39}Ar 'un % 65'i serbestleşmiştir) ilksel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ oranının $309,7 \pm 1,9$ olduğu artık argonun bulunduğu ve $78,3 \pm 0,4$ My yaş veren izokron tanımlanmaktadır (Şekil 16). Son üç adım hariç (%1'den daha az ^{39}Ar serbestleşmiştir) Ca/K oranları homojen alünit mineralinin gaz çıkışı (outgassing) ile uyumludur. Radyojenik türünler ($\%^{40}\text{Ar}^*$) bu mineral için anlamlıdır ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir.



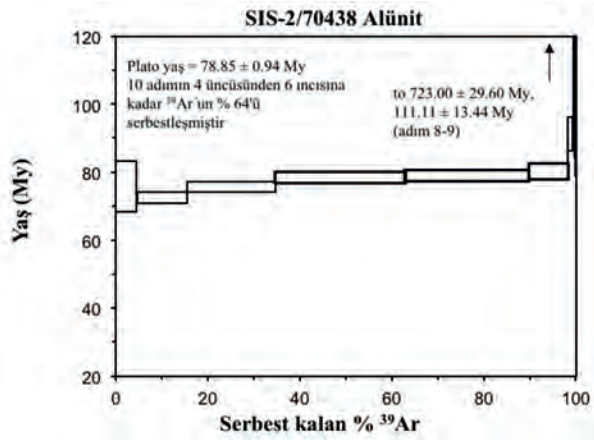
Şekil 14. Farklı jeolojik rezervuar ve kayalara ait $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ izotop değişim oranları (Liu ve diğ., 2015'den alınmıştır).

Figure 14: $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ variations from different geological reservoirs (adapted from Liu et al, 2015).

Çizelge 4. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri.

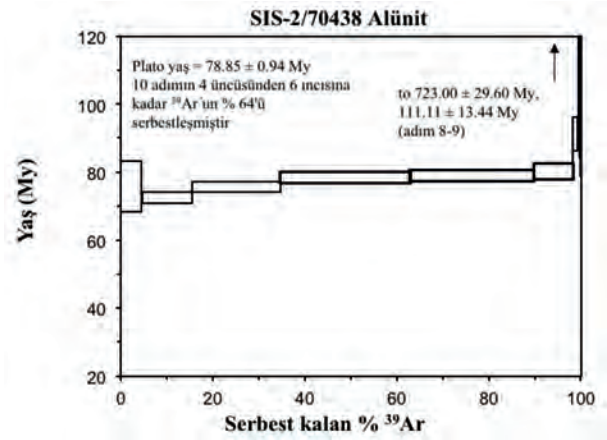
Table 4. Ar-Ar analytical age data of K-alunite mineral, SIS-2/70438.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	700	12	4,135	0,009	0,862	5,732	1297,43	11,2	4,6	0,0588	25,592	75,86	3,71
2	730	12	0,700	0,006	0,324	13,525	520,687	63,4	10,8	0,0166	24,451	72,54	0,85
3	740	12	0,461	0,010	0,419	24,165	736,244	83,3	19,3	0,0155	25,512	75,63	0,78
4	750	12	0,467	0,010	0,568	35,383	1053,92	88,1	28,3	0,0106	26,451	78,35	0,79
5	760	12	0,656	0,020	0,564	33,594	1065,00	83,3	26,8	0,0223	26,622	78,84	0,81
6	770	12	0,641	0,010	0,265	10,563	460,712	62,2	8,4	0,0355	27,141	80,35	1,13
7	790	12	0,594	0,009	0,135	1,401	207,271	21,2	1,1	0,2408	30,950	91,34	2,50
8	840	12	2,665	0,090	0,578	0,487	882,006	15,9	0,4	6,9413	293,778	723,00	29,60
9	910	12	0,471	0,009	0,092	0,173	136,555	4,8	0,1	1,9510	37,857	111,11	13,44
10	1000	12	0,229	0,005	0,050	0,164	68,216	9,0	0,1	1,1431	33,355	98,25	9,68
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		80,11	0,57
										Plato yaşı		78,85	0,94
										İzokron yaşı		78,25	0,42



Şekil 15. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 15. Plateau age spectrum of K-alunite sample, SIS-2/70438.



Şekil 16. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineralinin izokron yaşını gösteren grafik.

Figure 16. Isochron age graph of K-alunite sample, SIS-2/70438.

EVT-20/1 numaralı K-alünit mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 5’de verilmiştir. Bu örnek, gazın çoğunun baştan başa serbestleştiği konkordant yaş ile nitelendirilen hemem hemen düz ve ideal bir yaş spektrumu vermiştir. Geleneksel K/Ar yaşına denk gelen, toplam gaz yaşı 89. ±2.1 My dir. Birinci ve dokuzuncu adımlar arasında (%95 ³⁹Ar serbestleşmiştir) genç plato yaşı 76.6±2.2 My olarak tanımlanmıştır (Şekil 17). Tüm 12 adım, ilksel ⁴⁰Ar/³⁶Ar oranının 304.2 ±2.5 olduğu çok az miktarda artık argonun olduğunu göstermektedir ve 75.3±0.9 My yaş ile plato yaşından ayırt edimeleyen çok iyi sınırlanmış bir izokron tanımlanmaktadır (Şekil 18). İlk ve son bir kaç adım haricinde (toplam ³⁹Ar’ın küçük bir yüzdesi serbestleşmiştir) Ca/K oranları homojen alünit mineralinin gaz çıkışı (outgassing) ile uyumludur. Radyojenik ürünler (%⁴⁰Ar*) bu mineral için anlamlıdır ve sistemin

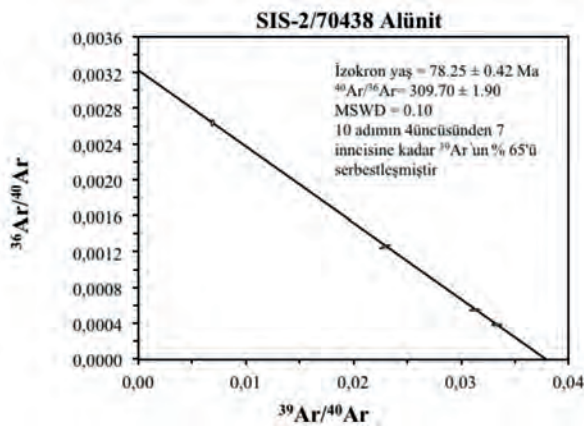
kristallenmeden itibaren kapalı olduğunu gösteren ideal düz bir yaş spektrumu ile uyumludur ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir.

SIS-1180 numaralı hornblend mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 6’da verilmiştir. Bu örnek, ilk adımda yaklaşık 72 My’den itibaren azalan, daha sonra artık gazın serbestleşmesiyle yaklaşık 80-90 My’a artan bir yaşla tanımlanan uyumsuz bir yaş spektrumu vermektedir. Toplam gaz yaşı 80.1±0.4 My dir. Yedinci ve onuncu adımlar arasında (% 55 ³⁹Ar serbestleşmiştir) plato yaşı 80.4±0.8 My olarak belirlenmiştir (Şekil 19). Bu verilerle izokron tanımlanamamıştır. Ca/K oranı yüksektir ve homojen olarak ayrılan hornblend mineralinden gaz çıkışı ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Radyojenik ürünler yüksektir ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir. Bu örnek için en güvenilir olarak plato yaşı kabul edilmektedir.

Çizelge 5. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri.

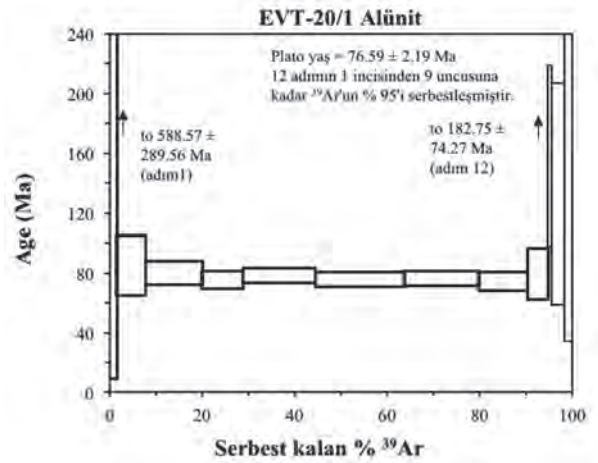
Table 5. Ar-Ar analytical age data of K-alunite mineral, EVT-20/1.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	700	12	19,129	0,006	3,643	0,771	5553,92	3,1	1,6	0,357	225,719	588,57	289,56
2	720	12	1,535	0,013	0,329	2,937	513,36	16,3	6,2	0,203	28,062	84,51	9,93
3	730	12	0,769	0,010	0,228	5,734	365,33	41,8	12,2	0,080	26,447	79,75	3,79
4	735	12	0,362	0,010	0,114	4,167	203,65	52,2	8,8	0,110	24,959	75,36	2,95
5	740	12	0,335	0,010	0,159	7,379	281,68	68,5	15,7	0,062	25,821	77,91	2,45
6	745	12	0,342	0,009	0,184	9,018	319,80	71,7	19,1	0,046	25,177	76,00	2,31
7	750	12	0,309	0,009	0,153	7,616	276,57	70,6	16,2	0,054	25,310	76,39	2,37
8	755	12	0,451	0,007	0,156	4,964	246,28	50,3	10,5	0,065	24,530	74,09	3,01
9	760	12	0,883	0,011	0,197	2,012	299,76	17,8	4,3	0,251	26,329	79,40	8,41
10	765	12	0,736	0,009	0,154	0,436	228,89	10,3	0,9	0,946	53,534	157,94	30,38
11	790	12	2,827	0,015	0,564	1,259	850,04	6,6	2,7	0,546	44,737	132,91	37,13
12	1000	12	4,084	0,020	0,824	0,853	1199,27	4,4	1,8	1,075	62,380	182,75	74,27
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		89,83	2,12
										Plato yaşı		76,59	2,19
										İzokron yaşı		75,30	0,90



Şekil 17. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 17. Plateau age spectrum of K-alunite sample, EVT-20/1.



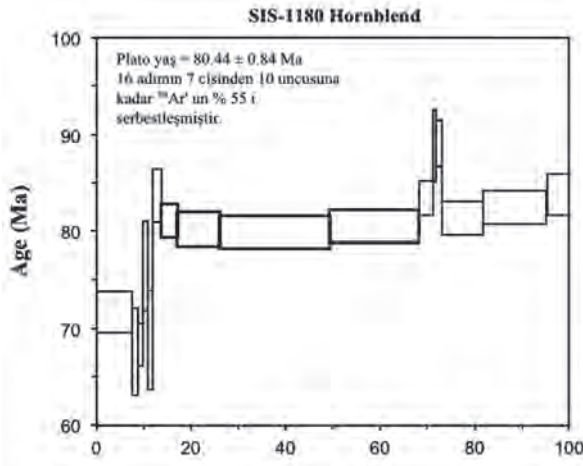
Şekil 18. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineralinin izokron yaşını gösteren grafik.

Figure 18. Isochron age graph of K-alunite sample, EVT-20/1.

Çizelge 6: SIS-1180 numaralı hornblend mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri

Table 6: Ar-Ar analytical age data of hornblende mineral, SIS-1180.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	850	12	0,397	0,516	0,316	3,664	195,35	45,5	7,5	5,39	23,923	71,75	1,06
2	950	12	0,109	0,228	0,045	0,627	43,83	37,3	1,3	13,94	22,513	67,60	2,27
3	1050	12	0,052	0,190	0,077	0,491	25,06	59,8	1,0	14,84	22,750	68,30	1,08
4	1080	12	0,040	0,180	0,120	0,523	23,86	77,6	1,1	13,19	25,527	76,46	2,30
5	1090	12	0,040	0,169	0,122	0,480	21,58	72,8	1,0	13,50	22,929	68,83	2,57
6	1100	12	0,041	0,349	0,239	0,882	35,07	85,6	1,8	15,18	27,995	83,68	1,37
7	1110	12	0,046	0,702	0,444	1,647	55,63	89,7	3,4	16,36	27,096	81,06	0,86
8	1120	12	0,068	1,928	1,167	4,398	132,35	92,2	9,0	16,82	26,821	80,25	0,88
9	1130	12	0,093	4,653	2,831	11,333	317,68	95,6	23,3	15,75	26,710	79,93	0,82
10	1140	12	0,080	3,465	2,112	9,167	259,91	96,7	18,9	14,50	26,926	80,56	0,83
11	1150	12	0,041	0,540	0,348	1,451	49,65	98,1	3,0	14,27	27,911	83,44	0,91
12	1160	12	0,036	0,114	0,089	0,258	16,63	99,9	0,5	16,96	29,774	88,87	1,89
13	1170	12	0,040	0,262	0,180	0,595	27,34	95,5	1,2	16,90	29,870	89,15	1,20
14	1200	12	0,080	1,826	1,215	4,307	134,44	91,8	8,9	16,27	27,202	81,37	0,86
15	1240	12	0,102	2,725	1,780	6,510	200,81	92,0	13,4	16,06	27,579	82,47	0,86
16	1400	12	0,132	0,995	0,632	2,291	97,55	83,1	4,7	16,67	28,024	83,77	1,08
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		80,06	0,40
										Plato yaşı		80,44	0,84



Şekil 19. SIS-1180 numaralı hornblend mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 19. Plateau age spectrum of hornblende mineral, SIS-1180.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

İnceleme alanının tabanında Alt Kretase yaşlı andezitik aglomeralar, onları üzerleyen Üst Kretase yaşlı andezitik lavlar ve bu birimleri kesen Üst Kretase yaşlı plütonik kayalar yer almaktadır. Ayrıca plütonizmaya bağlı olarak gelişen ve andezitik lavların içerisinde yine Üst Kretase yaşlı olduğu düşünülen breşler yer almaktadır.

Arazi gözlemleri ve kayaç petrografisine göre (makro ve mikro ölçekteki incelemelere) inceleme alanında alterasyon belirgin şekilde gözlenmektedir. Özellikle andezitik lavlar yoğun bir şekilde altere olmuşlardır. Birimlere göre alterasyon türlerine bakıldığında;

Andezitik aglomeralarda çoğunlukla yaygın veya lokal olarak ağısı bir şekilde pirofillitik alterasyon gelişmiş ve yer yer de arjilik alterasyon gözlenmiştir.

Andezitik lavlarda, yaygın olarak arjilik alterasyon gözlenmektedir bununla beraber çok küçük bir alanda pirofillitik alterasyon belirlenmiştir. Yine andezitik bileşimli lavlarda

ileri arjilik alterasyon ve silisleşme yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Evliya Tepe'nin zirvesinde, epitermal altın sistemi ile ilişkili olarak sert ve çok dayanımlı kuvarsa zengin silika şapka oluşmuştur. Bu silika şapkanın oluşumunda KB doğrultulu faylar boyunca çıkan çözelliler etkin olmuştur.

İnceleme alanının güneyinde gözlenen plütonik kayalarda da yer yer arjilik alterasyon ve daha zayıf olarak da pirofillitik alterasyon gözlenmiştir.

Yüksek sülfidasyon epitermal yataklar için karakteristik olan boşluklu kuvarslar ileri arjilik alterasyonun çekirdeğinde gözlenmiştir.

Yapılan XRD-tüm kayaç analiz sonuçlarına göre, inceleme alanındaki altere kayalarda, bolluk sırasına göre kuvars, kil, feldispat, alümit, kalsit, hematit, götit, piroksen, hornblend, opal-kristobalit mineralleri bulunmaktadır.

Cevher mikroskopisi incelemeleri sonucunda, pirit, kalkopirit, bornit, enarjit, dijenit, tennantit-tetrahedrit, kovelin, kalkosin, pirotin, sfalerit, hematit, manyetit, götit cevher mineralleri gözlenmiştir.

Pirit içerisindeki iki fazlı pirotin-kalkopirit kapanımı erken dönem düşük-orta sülfidasyon düzeyini yansıtmaması, porfiri sisteme olan yakınlığı belirttiği düşünülmektedir. Ayrıca tennantit-enarjit mineral birlikteliği yüksek sülfidasyon düzeyini gösterir. Pirit, enarjit, kovelin birlikteliği, enarjitin kenarlarından itibaren koveline dönüşmesi yine artan yüksek sülfidasyon düzeyine geçişi gösterir.

Cevher mineral parajenezi ve alterasyon türleri çalışma alanında tipik bir Yüksek Sülfürlü Epitermal Au-Cu sistemini işaret etmektedir.

Sisorta altın yatağında kükürt izotop değerleri; piritlerde ‰ -0,4 ile ‰ -10,0 arasında, kalkopiritlerde ‰ 1,5 ile ‰ 2,3 arasında,

K-alünitlerde ‰ 21,8 ile ‰ 22,0 arasında ve baritlerde ‰ 16,2 ile ‰ 18,6 arasında değişmektedir. Bu sonuçlarda cevherleşmenin oluşumunda etkili olan S'un kaynağının ilk evrelerinde hafif S izotopunun etkin olduğu daha sonraki evrelerde ise ağır S izotopunun etkin olduğu (özellikle hidrotermal evrenin son safalarında baritin oluşması sırasında) gözlenmektedir. Bu da magmatik kökenden itibaren S izotopunun değişen sıcaklıkla geliştiğini göstermektedir.

Gang minerallerinde yapılan oksijen ve döteryum analizlerine göre; kuvarslarda elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken ortalama değeri ‰ 11,5 dir. K-alünitlerde elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 10,1 ve ‰ 11,4 dir. Na-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 8,5 ve ‰ 12,4 tür. Kuvarslarda ölçülebilen tek δD değeri ‰ -77 dir. K-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -55,2 ve ‰ -57,6 dir. Na-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -25,3 ve ‰ -61'dir. Bu sonuçlara göre yüksek sülfürlü epitermal altın yatağının oluşumunda etkin olan çözeltilinin meteorik hidrotermal kökenli sulardan itibaren ve kısmen de magmatik suyun katılımı ile geliştiği düşünülmektedir.

Yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı $78,85\pm 0,94$ My ve $76,59\pm 2,19$ My, izokron yaşı $78,25\pm 0,42$ My ve $75,30\pm 0,90$ My olarak, bozunmamış andezitik volkanik kayalardan ayrılan hornblend mineralinde ise plato yaşı $80,44\pm 0,84$ My elde edilmiştir. Bu sonuçlar altın cevherleşmesinde etkin olan hidrotermal alterasyonun ana kayacın yerleşiminden 3 My sonra geliştiğini göstermektedir.

Sisorta yüksek sülfidasyon altın yatağında bulunan bakır minerallerinde elde edilen $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop değerleri -5.502 ile +3.032 arasında değişim göstermektedir. Intrüzyona (sistemin derin kısmı) yakın yerlerdeki bakır izotop değerleri önemli

bir izotopsal değişim göstermemektedir ($\text{‰} < 1$), bunun tersine sistemin üst kesimlerinde bakır izotop değerleri geniş bir değişim göstermekte ve buda ikincil süreçlerle bakır zenginleşmesini işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Finansal desteklerden dolayı CÜBAP brimine (M-389 ve M-530 nolu projeler), saha çalışmaları sırasındaki lojistik desteklerinden dolayı Mesut SOYLU ve Cem YÜCEER'e, analitik verilerin elde edilmesindeki katkılarından dolayı; Simon POULSON, Greg B. AREHART, Mike SIM, Albert H. HOFSTRA, Terry L. SPELL, ve Ryan MATHUR'a teşekkürü borç biliriz.

EXTENDED SUMMARY

This study presents geological and geochemical features of gold deposit located in Sisorta area near Evliya Tepe, Güzelyurt village.

The investigation area covers 42 km² land and located in 200 km NW of Sivas province in Sisorta. The general stratigraphy of the area starts with Lower Cretaceous andesitic agglomerate and which is overlain by Upper Cretaceous andesitic lavas. All of the volcanic units intruded by Upper Cretaceous plutonic rocks. Later hydrothermal (phreatomagmatic) breccia occurred cross cuts all units and is the youngest feature.

Both silicate and sulfide minerals present are indicative of a high sulfidation epithermal gold deposit. Silicate mineral alteration occurs as propylitic, argillic, advance argillic, vugy quartz and vugy silica determined by using XRD and PIMA This silicate mineral alteration assemblage is common in high sulphidation epithermal gold deposits. Pyrite, chalcopyrite, bornite, enargite, digenite, tennantite-tetrahedrite, covellite,

chalcocite, pyrrhotite, sphalerite, hematite, magnetite, and goethite have been defined by using ore microscopy-petrography. Tennantite-enargite mineral association, which has been observed on numerous polished sections, is good indication of high sulphidation stage.

The average REE element distribution of Cretaceous andesitic agglomerates and lavas show enrichment with compare to average values of Primitive Mantle (PM) and CI Chondrite (CI-C). Whereas, hydrothermally effected silicified andesitic volcanic rocks and hydrothermal breccia show depletion in REE element distribution with compare to average values of PM and CI-C.

$\delta^{34}\text{S}$ ‰ isotope values are ranging from -0,4 and ‰ -10,0 in pyrites; ‰ 1,5 and ‰ 2,3 in chalcopyrite; 21,8 and ‰ 22,0 in K-alunites; ‰ 16,2 and ‰ 18,6 in barites from high sulphidation epithermal gold deposits in Sisorta. At the early stage of mineralization S isotope value number is light and later S isotope value shows heavy numbers (specially during the formation of barite). This is indicating that the S isotope was originated from magma and changed due to temperature variations in the last stages of the hydrothermal process.

$\delta^{18}\text{O}$ isotope values of gangue minerals are ranging from; ‰ 7,1 to ‰ 15,6 with the average value of 11,5 ‰ in quartz, and 11,4 ‰ in K-alunite. $\delta^{18}\text{O}$ isotope data of Na-alunite are 8,5 ‰ and 12,4‰. The only quartz sample yielded δD value of -77‰. δD value is ranging from -55,2 ‰ to -57,6 in K-alunite, -25,3 ‰ to -61 ‰ in Na-alunite samples. Combining $\delta^{18}\text{O}$ with δD from quartz and K-alunite, and Na-alunite samples, demonstrates meteoric waters were important in the formation of the alteration silicate minerals analyzed. This is common in high sulfidation silicate alteration minerals.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating is ranging from 78,85±0,94 Ma and 76,59±2,19 Ma as a plateau age and 78,25±0,42 Ma and 75,30±0,90 Ma as isochron age in K-alunite, 80,44±0,84 in hornblende minerals from unaltered andesitic volcanic rocks. This shows that hydrothermal gold mineralization is deposited 3 Ma later than the volcanic host rock eruption.

$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ values from copper-bearing minerals associated with Sisorta gold deposits are ranging from -5.502 ‰ to +3.032 ‰. The copper isotope values closest to the intrusions (deepest part of the system) do not show significant copper isotope variations (<1 per mil), in contrast the upper parts of the system show large copper isotope variations and indicate enrichment of copper due to supergene processes.

According to Raman spectral data and thermometric analysis of fluid inclusions from Sisorta high sulphidation gold deposit, type of solution, which is responsible for the formation of deposit, is NaCl+ H₂O system. NaCl has been defined as dissolved in liquid phase. Homogenization temperature ($T_{h,v}$), and wt. % NaCl equivalent salinity from primary inclusions is ranging from 100 to 350 °C, and from % 1 to % 22 respectively.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bedi, Y., 1998, Geology of the region between Mesudiye (Ordu)-Ortakent (Koyulhisar-Sivas) and the Petrographical-Geochemical analysis of the magmatic rocks, Ph. D. Thesis, Selçuk University, 193 s.
- Braxton, D., ve Mathur, R., 2011, Exploration Applications of Copper Isotopes in the Supergene Environment: A Case Study of the Bayugo Porphyry Copper-Gold Deposit, Southern Philippines: Economic Geology, v. 106, p. 1447-1463.

- Chadwick, T., 2005, Geology of Sisorta prospect, Eurasian Minerals Inc. report.
- Chambers, L.A., 1982, Sulfur isotope study of a modern intertidal environment and the interpretation of ancient sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 721-728.
- Chaussidon, M., Albarede, F., and Sheppard, S.M.F., 1989, Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 144-156.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., and Zak, I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geol.*, 28, 199-260.
- Coleman, M.L., 1977, Sulfur isotopes in petrology. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 593-608.
- Corbett, G.J., and Leach, T.M., 1988, Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization: SEG Special Publication, No. 6, Chapter 3, p.31-67.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters. *Science* v. 133, p. 1702-1703.
- Garofali, K., Robinson, R., Thoennessen, M., 2012, Discovery of Chromium, Manganese, Nickel, and Copper Isotopes: Atomic Data and Nuclear Data Tables, 98, p. 356-372.
- Graham, S., Pearson, N., Jackson, S., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., 2004, Tracing Cu and Fe from Source to Porphyry: in *Situ Determination of Cu and Fe Isotope Ratios in Sulfides from the Grasberg Cu-Au Deposit: Chemical Geology*, 207, p. 147-169.
- Ikehata, K., ve Hirata, T., 2012, Copper Isotope Characteristics of Copper-Rich Minerals from the Horoman Peridotite Complex, Hokkaido, Northern Japan: *Economic Geology*, v. 107, p. 1489-1497.
- Jebrak, M., 1997, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution: *Ore Geology Reviews* v.12, p. 111-134.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M., and Kastner M., 1983, Sulfur isotope systematics at the 21oN site, East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 91-100.
- Larson, B.P., Maher, K., Ramos, F.C., Chang, Z., Gaspar, M., Meinert, L.D., 2003, Copper Isotope Ratios in Magmatic and Hydrothermal Ore-forming Environments: *Chemical Geology*, 201, p. 337-350.
- Lawless, J.V., White, P.J., 1990, Ore-Related Breccias: A Revised Genetic Classification with Particular Reference to Epithermal Deposits: 12th New Zealand Geothermal Workshop, p. 197-201.
- Li, W., Jackson, S.E., Pearson, N.J, Graham, S., 2010, Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu-Au deposit, SE Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 74, p. 4078-4096.
- Liu, S-A., Huang, J., Liu, J., Wörner, G., Yang, W., Tang, Y.C., Tang, L., Zheng, J., Li, S., 2015, Copper isotopic composition of the silicate Earth: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 427, p.95-103.
- Mathur, R., Dendas, M., Titley, S., ve Phillips, A., 2010, Patterns in the Copper Isotope Composition of Minerals in Porphyry Copper Deposits in Southwestern United States, *Economic Geology*, 105, p. 1457-1467.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksiyev, V., Vervoort, J., Hart, G., 2009a, Exploration Potential of Cu Isotope Fractionation in Porphyry Copper Deposits: *Journal of Geochemical Exploration*, 102, p. 1-6.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksiyev, V., Vervoort, J., Hart, G., 2009b, Copper Isotope Fractionation Used to Identify Supergene Processes: *Society of Economic Geologists, Special Publication 14*, p. 45-49.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Einali, M., Dendas, M., ve Alirezaei, S., 2010, A Comparative Copper

- Isotope Study of Porphyry Copper Deposits in Iran: Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v.10 , p. 413-418.
- Ollier, C.D., 2007, Breccia-Filled Pipes: Distinguishing Between Volcanic And Non-Volcanic Origins: Geogr. Fis. Dinam. Quat. 30, p. 63-76.
- Picot, P., ve Johan, Z., 1982, Atlas of Ore Minerals, Elsevier, Amsterdam, 458 pp.
- Şahin Demir, Ç., 2015, Sisorta (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) yöresi altın yatağının jeolojik ve jeokimyasal özellikleri: Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, doktora tezi, 270 s, yayımlanmamış.
- Sakai H., Casadevall T.J. and Moore, J.G., 1982, Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta, 46,729-738.
- Sakai H., Des Maris, D.J., Ueda, A., and Moore, J.G., 1984, Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta,48, 2433-2441.
- Tamaş, C.G., Milesi, J.P., 2002, Hydrovolcanic Breccia Pipe Structures - General Features And Genetic Criteria - I. Phreatomagmatic Breccias: Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Xlvii, 1, p. 127-147.
- Tamaş, C.G., Milesi, J.P., 2003, Hydrothermal Breccia Pipe Structures – General Features And Genetic Criteria – II. Phreatic Breccias: Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Xlviii, 1, p. 55-66.
- Taylor, J.r., H. P., 1997, Oxygenand and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 3rd Edition ed. Barnes, H.L. John Wiley & Sons, New York, p. 229-302.
- Uçurum A., Lechler, P.J., Arehart, G.B., Molnar, F., 2007, Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock-Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization, Gunes Ophiolite, East-Central Turkey: International Geology Review, v.49, p.169-192.
- Ueda, A., and Sakai, H., 1984, Sulfur isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Japanese island arc. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1837-1848.
- Yetkin, E., 2009, Alteration identification by hyperspectral remote sensing in Sisorta Gold Prospect (Sivas-Turkey): unpublished PhD thesis, Middle East Technical University, 129 p.

Makale Geliş Tarihi : 11 Aralık 2015
Kabul Tarihi : 8 Ocak 2016

Received : 11 December 2015
Accepted : 8 January 2016



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

YAZIM KURALLARI

Yazıların hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçeye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığını gösterir.

Yazılar, aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- (a) **Başlık** (Türkçe ve İngilizce)
- (b) **Yazar adları** (koyu ve tamamı büyük harfle) ve **adresleri** (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak **yazarın E-posta adresi**
- (c) **Öz** (Türkçe ve İngilizce)
- (d) **Anahtar Kelimeler** (Türkçe ve İngilizce)
- (e) **Giriş** (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) **Ana metin** (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)
- (g) **"Tartışma ve Sonuçlar"** veya **"Tartışma ve Öneriler"**
- (h) **"Extended summary"/"genişletilmiş özet"**
- (i) **Katkı Belirtme** (gerekliyorsa)
- (j) **Kaynaklar**
- (k) **Çizelgeler**
- (l) **Şekiller Dizini**
- (m) **Şekiller**
- (n) **Levhalar** (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cm x 21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntuyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık
Üçüncü derece alt başlık
SONUÇLAR VE TARTIŞMA
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET
KATKI BELİRTME
KAYNAKLAR

Kapak Sayfası

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır.

- Yazının başlığı
- Yazar(lar)ın ad(lar)ı (ad ve soyadı kısaltılmadan)
- Tüm yazarların açık posta ve e-mail adresleri (Başvurulacak Yazar belirtilerek). Başvurulacak yazarın faks ve telefon numaraları da ayrıca belirtilmelidir.

Başlık ve Yazarlar

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) İngilizce başlık (italik ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kuralına göre verilmelidir.

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneğe uygun olarak verilmelidir:

Ahmet Ahmetoğlu Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tandoğan 06100 Ankara
A. Hüsnu Hüsnuoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

Öz, çalışma hakkında bilgi verici bir içerikle (çalışmanın amacı, elde edilen başlıca sonuçlar) ve 300 kelimeyi aşmayacak şekilde hazırlanmalıdır. Özde kaynaklara atıfta bulunulmamalıdır. Özler, hem Türkçe hem, İngilizce olarak verilmelidir. Türkçe hazırlanmış yazılarda Öz'den sonra "Abstract" (italik) yer almalı, İngilizce yazılarda ise italik yazılmış Türkçe Öz Abstract'ı izlemelidir.

Anahtar Kelimeler

Öz ve Abstract'ın altında en az 2, 7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Genişletilmiş özet 2500 kelimeyi geçmemelidir. Ancak makalenin öz/abstract kısmından daha geniş hacimli olmalıdır. Genişletilmiş özet kısmında yeni bir şekil ve çizelge verilmemelidir. Ancak makalede kullanılan şekil ve çizelgelere bu kısımda atıf yapılabilir. Aynı şekilde, makale içinde atıf yapılan kaynaklara da gerektirdiğinde bu kısımda atıf yapılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Katkı belirtme, kısa olmalı ve teşekkür edilecek olanlar çalışmaya en önemli katkıyı sağlayan kişilerin ve/veya kuruluşların adlarıyla sınırlandırılmalıdır. Teşekkür edilecek kişilerin açık adları unvanları belirtilmeksizin verilmeli, ayrıca bu kişilerin görevli oldukları kurum ve kuruluşların adları da eklenmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

(aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır)

(a) Süreli yayınlar :

Hoek, E. ve David, M., 1990. Estimating Mohr - Coulomb friction and cohesion values from Hoek - Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27(3), 220 - 229.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Makalenin başlığı. Süreli Yayının Adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa no.

(b) Bildiriler:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi,

Cilt/Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa), Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa no.

(c) Kitaplar:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.
Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869, 520 s. Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın Adı (ilk harfleri büyük). Yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.

(d) Raporlar ve Tezler:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234, 17 s (yayınlanmamış).

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), sayfa sayısı (yayınlanıp, yayınlanmadığı)

(e) Kişisel Görüşme:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) İnternette İndirilen Bilgiler:

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. Kurumun Adı , Tarih. Web adresi, Web adresine girildiği tarih.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; I_d, x_2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass} = s_{0.5}$). Çarpım işlemi göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y = 5 \cdot 10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3^{--} yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitlikler "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 cm x 22.5 cm) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısmında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininin sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; c: tek eksenli sıkışma dayanımı; II: illit;...vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekiller orijinal çıktılar olup, ayrı sayfalara bastırılarak ve katlanmadan gönderilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya bastırılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1." olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Katlanmış şekiller ile renkli şekiller Dergi'ye kabul edilmez. Özellikle haritalar, araziyle ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yerelmalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a, b, c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller Levha olarak değerlendirilmeli ve parlak kağıda basılmış orijinal halde verilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra www.jmo.org.tr adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmeli yada doğrudan aşağıdaki e-posta adresine gönderilmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ

Prof. Dr. Orhan TATAR

Tel : 0346-219 1010 / 1548

e-posta : orhantatar@gmail.com

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını orijinal çıktısıyla birlikte CD'ye de kopyalayarak (metin, çizelgeler ve tablolar) Editör'e göndermelidir. Levhalar iyi kalitede basılmış olarak gönderilmelidir. Metin, çizelgeler ve şekiller elektronik ortamda (internet aracılığıyla) gönderilmemelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Diskin üzerinde yazarların adları, kullanılan yazım programının adı ve versiyonu, makalenin başlığı ve dosyanın adı belirtilmelidir. Levhalar hariç, tüm şekiller Corel Draw ile hazırlanmalıdır. Bununla birlikte, şekillerin 300 dpi'dan az olmamak koşuluyla JPG dosyaları da gönderilmelidir.

PROVA BASKILAR

Makalelerin prova baskıları, dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı bir duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilmez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç üç gün içinde Editör'e gönderilmelidir. Gecikmeli olarak yapılacak düzeltmelerin baskıya verilmesi garanti edilmeyeceği için, yazarların prova baskıları göndermeden çok dikkatli şekilde kontrol etmeleri önerilir.

AYRI BASKILAR

Makalenin onbeş ayrı baskısı, makalenin basıldığı sayı ile birlikte ücretsiz olarak Başvurulacak Yazar'a gönderilir. İlave ayrı baskı talep edilmemelidir.

TELİF HAKLARI

Yazar veya Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış yayınlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazar(lar)ın makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Editör'e gönderilmelidir. Bu form Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayıma kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

The language of the GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English "Genişletilmiş Özet", for manuscripts submitted in Turkish "Extended Summary" should be given. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts, and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Editors. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Papers should be original and comprise previously unpublished research, interpretations, or synthesis of two, or technical notes. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) **Title** (English and Turkish)
- (b) **Names of authors** (bold and in capital), **their affiliations** (italic and lower-case) and the name and E-mail address of the corresponding author.
- (c) **Abstract** (English and Turkish)
- (d) **Key words** (English and Turkish)
- (e) **Introduction** (aim, content and methodology)
- (f) **Main text** (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) **"Results and Discussion"** or **"Conclusions and Recommendations"**
- (h) **"Extended summary"** / **"Genişletilmiş özet"**
- (i) **Acknowledgements** (if necessary)
- (j) **References**
- (k) **Tables**
- (l) **List of figure captions**
- (m) **Figures**
- (n) **Plates** (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgments, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper (A4 size: 29.7 cm x 21 cm) with wide margins (at least 2.5 cm) and 1.5 line-spaced throughout, at a font size of 12 point (Times New Roman) and with all pages numbered.

Examples for headings:

ABSTRACT

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub-Heading

Secondary sub-heading

Tertiary sub-heading

(b) Proceedings and Abstracts:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

(c) Books:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.

Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869.

Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış). [Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

(e) Personal Communications:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) Information Downloaded from the Internet

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. [Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.]

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations. "

Where τ is the shear strength, c is cohesion, σ is normal stress and, ϕ is internal friction angle." Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g. Id , x^2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y = 5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol "*" can be preferred (e.g. $y=5*10^{-3}$). Please use "/" for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} (not Ca^{++} and CO_3^{--}). In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)) and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table (do not print table captions on a separate sheet). If the manuscript is written in Turkish, English title in italics should follow the Turkish title. For manuscripts in English, a Turkish title should appear below the English title in italics. They should begin "Table 1." etc. Tables should be referred to as Table 1 or Tables 1 and 2 (if more than one table is referred to). Tables can be written in a font size smaller than that of the text (10 or 11 point). Tables should be arranged to fit single column (7.3 cm wide) or double column (15.8 cm wide). No vertical rules should be used.

Horizontal rules should only be used at the top and bottom of the tables, and to separate headings and numbers listed in the tables (Please check the previous issues of the Journal). Tables should not duplicate results presented elsewhere in manuscript (e.g. in graphs). Each table should be separately printed and appear after the text (after references). All abbreviations and symbols must be identified with smaller character underneath the tables (e.g. c: uniaxial compressive strength; II: Illite; etc).

Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality, referred to as "Figures" and be numbered consecutively as they appear in the text. They must be originals presented separately from manuscripts, and not be folded. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin "Figure 1," etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be printed on separate pages and given offer tables together with a list of figure captions. The maximum printed size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal's single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Foldout and colored illustrations are not accepted. Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figures 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as "Plates" and submitted as original glossy prints and mounted in the desired layout. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Papers should be submitted electronically through web site www.jmo.org.tr or directly sent as an e-mail attachment to the editor at below address.

EDITOR

Prof. Dr. Orhan TATAR

Phone : 0346-219 1010 / 1548

e-mail : orhantatar@gmail.com

be restricted to typesetting errors, change or corrections that constitute departures from the article are not accepted. Proofs should be returned to the Editor within 3 days of receipt. Please note that the authors are urged to check their proofs carefully before return, since the inclusion of late corrections cannot be guaranteed.

REPRINTS

Fifteen reprints and a copy of the issue are supplied free of charge. They are sent to the corresponding author. Additional reprints must not be ordered.

COPYRIGHT

The author or corresponding author on behalf of all authors (for papers with multiple authors) must sign the "Copyright Transfer" agreement before the article can be published. This transfer agreement enables the Chamber of Geological Engineers to protect the copyrighted material for the authors, but does not relinquish the authors' proprietary rights. The Copyright Transfer form should be sent to the Editor as soon as possible. Manuscripts accepted for publication will not be sent to print until this form is received by the Editor.

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2016 Cilt 59 Sayı 1
January 2016 Volume 59 Issue 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Hüseyin YILMAZ, Ali YILMAZ

Oltu-Balkaya havzasının (KD Türkiye) tektonik konumu ve Geç Kretase sonrası jeolojik evrimi

Tectonic setting and structural evolution of post-Late Cretaceous the Oltu-Balkaya basin (NE Turkey) 1

Bekir Murat TEKİN, Enis Kemal SAGULAR

Jeolojik Çözümlemelerde Uydu Görüntüleri Destekli Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) Yöntemleri; Yeni Foça (İzmir) Yöresi Örneği

Satellite Imagery Supported GIS Methodologies on Geological Analysis: Example from Yeni Foça (İzmir) 27

Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA

Sivas-Divriği Demir Yatağı Kireçtaşı-Ofiyolit-Granitoyid Üçlü Dokanağında Flogopit Oluşumları

Phlogopite Occurrences within Limestone-Ophiolite-Granitoid Triple Contact from Sivas-Divriği Iron Deposit 55

Çiğdem ŞAHİN DEMİR, Ali UÇURUM

Sisorta (Koyulhisar-Sivas) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeoloji-Mineralojisi ve İzotop (O-D, S, Cu ve Ar/Ar) Jeokimyası

Geology-Mineralogy and Isotope (O-D, S, Cu And Ar/Ar) Geochemistry of Sisorta High Sulfidation Epithermal Gold Deposit (Koyulhisar-Sivas) 87

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

Makale Gönderim Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr