

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos-Aralık 2010 Cilt 53 Sayı 2-3
August-December 2010 Volume 53 Number 2-3

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

ÇAĞLAN Dündar	Başkan / President
ATIL Hakkı	İkinci Başkan / Vice President
ERCAN Sami	Yazman / Secretary
KURTOĞLU Çetin	Sayman / Treasurer
ALAN Hüseyin	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
ULUŞAHİN Adem	Yayın Üyesi / Member of Publication
YENER Ali Burak	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors	Teknik Editör / Technical Editor
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi seyitoglu@ankara.edu.tr	Korhan ESAT, Ankara Üniversitesi esat@eng.ankara.edu.tr
Kadir DİRİK, Hacettepe Üniversitesi kdirik@hacettepe.edu.tr	İngilizce Editörü / English Editor Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

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

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence 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

Yayın Türü	: Yerel Süreli Yayın
Baskı (Printed by)	: Mattek Matbaacılık Bas.Yay.Tan.San.Tic.Ltd.Şti. Adakale Sokak 32/27 Kızılay-Ankara - Tel: 0312 433 23 10
Baskı Tarihi	: 17.05.2011
Baskı Adedi	: 3000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos-Aralık 2010 Cilt 53 Sayı 2-3
August-December 2010 Volume 53 Number 2-3

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Ferkan SİPAHİ, M. Burhan SADIKLAR

Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi ve Kütle Değişimi

The Alteration Mineralogy and Mass Change of the Zigana (Gümüşhane)

Volcanics of NE Turkey.....97

Özlem ŞAHİN, Veysel IŞIK

Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi

Petrology of Metamorphic and Magmatic rocks in the Vicinity of Çelikhan (Adıyaman), Turkey..... 129

Ozan DENİZ, Alper BABA ve Gültekin TARCAN

Çan Jeotermal Alanı'nın Hidrojeokimyasal ve Hidrojeolojik İncelenmesi

Hydrogeochemical and Hydrogeological Investigation of the Çan Geothermal Field..... 159

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



Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi ve Kütle Değişimi

The Alteration Mineralogy and Mass Change of the Zigana (Gümüşhane) Volcanics of NE Turkey

Ferkan SİPAHİ^{1*}, M. Burhan SADIKLAR²

¹Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TR-29000 Gümüşhane, Türkiye

(e-posta: ferkansipahi@gmail.com)

²Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TR-61080 Trabzon, Türkiye

ÖZ

Doğu Karadeniz (KD-Türkiye) metalojenik provenisi'nde bulunan Zigana Dağı (Gümüşhane) civarındaki Geç Kretase volkanik kayalar yoğun hidrotermal alterasyona ve çok az yüzeysel ayrışmaya maruz kalmışlardır. Tabanda bulunan Geç Kretase bazalt, andezit ve bunların piroklastitleri yine aynı yaşlı Dasit-I ve Dasit-II olarak adlandırılan dasitik kayalar tarafından üstlenmektedir. Volkanik kayalar bimodal karakterde olup, volkanik yay ortamlarında gelişmişlerdir.

Volkanitler serizit/illit-klorit fasiyesinde bozunmuşlardır ve alterasyon ürünü olarak serizit/illit, klorit, kuvars, karbonat mineralleri (ankerit ve kalsit), demir oksit ve nadiren kaolinit, simektit ve epidot içerirler. Serizitleşme/illitleşme volkanitlerinde görülen en yaygın hidrotermal alterasyon türüdür. İllitten sonra en yaygın görülen alterasyon türü klorittir. Piritleşme tüm volkanitlerde görülmekle birlikte en yaygın dasitlerde gözlenir. Bazı alanlarda, yer yer limonitleşme mevcuttur. Epidotlaşma ise nadirdir ve özellikle bazalt ve andezitlerde görülür. Hidrotermal alterasyonun bir sonucu olarak Zigana volkanitlerinde oluşan kütle kazanç ve kayıplarını hesaplamak için *isocon analizi* uygulanmış ve genel olarak bazalt ve andezitte %2-61 kütle kazancı, Dasit-I %71 kütle kazancı ve %42 kütle kaybı ve Dasit-II'de %44 kütle kazancı ve %32 kütle kaybı hesaplanmıştır. Dolayısıyla, ana kayacın hidrotermal alterasyonu esnasında volkanitlerde hem kütle kazancı hem de kütle kaybı meydana gelmiştir. Genellikle, az altere kayaçtan çok altere kayaca doğru illit-klorit-kaolinit artarken karbonat mineralleri azalır.

Volkanitlerde, serizitleşme/illitleşme, kloritleşme ve silisleşmeye sebep olan sıvıların Cu, Pb ve Zn gibi metalleri arttırmadığı, gerçekte bu sıvıların bu metallerce fakir olduğu söylenebilir. Bu aynı zamanda onların değişik hidrotermal şartlar altında geliştiğine işaret eder.

Anahtar kelimeler: Hidrotermal alterasyon, kütle değişimi, volkanik kayalar, Zigana, Türkiye

ABSTRACT

The Late Cretaceous volcanic rocks around Zigana Mountain (Gümüşhane) in the eastern Black Sea metallogenic province in NE Turkey show intensive hydrothermal alteration but less weathering alteration. The basement of the study area is formed by Late Cretaceous basalt, andesite and their pyroclastics. These rocks are overlain by dacitic rocks of the same age, namely Dacite-I and Dacite-II. These volcanic rocks are bimodal in character and have developed in a volcanic arc environment.

The volcanic rocks in the study area have been altered to the sericite/illite–chlorite facieses, and contain sericite/illite, chlorite, quartz, carbonate minerals (ankerite and calcite), iron-oxide, and rare kaolinite, smectite and epidote as the products of alteration. Sericitization/illitization is the most common type of hydrothermal alteration associated with these volcanics, and chloritization is the most common alteration type after illitization; pyritisation is seen in all volcanics, and is the most common in dacites. In some fields limonitisation is occasionally present. Epidotization is rare, and especially seen in basalt and andesite. Isocon analysis was undertaken to estimate the mass gains and losses of the Zigana Volcanics as a result of hydrothermal alteration. In general terms, the results shows that, basalt and andesite have 2-61% mass gain, Dacite-I 71% mass gain and 42 % mass loss, and Dacite-II 44% mass gain and 32% mass loss. Namely, both mass gain and mass loss occurred in the volcanics during the hydrothermal alteration of the parent materials. From less altered rock to highly altered rock there was an increase in illite-chlorite-kaolinite whereas there was a decrease in carbonate minerals. In the volcanics, fluids which cause sericitization and chloritization did not increase metals like Cu, Pb and Zn and, in fact, it can be said that these fluids are poor in point of these metals. This also shows that the metals developed under different hydrothermal conditions.

Key words: Hydrothermal alteration, mass change, volcanic rocks, Zigana, Turkey

GİRİŞ

Volkanojenik masif Cu-Zn-(Pb) sülfür (VMS) yataklarına eşlik eden hidrotermal alterasyon, bir araştırma kılavuzu olarak yararlı olmasının yanı sıra, cevher oluşturan süreçlerin fiziksel ve kimyasal yönlerinin incelenmesinde de çok kıymetli bilgiler sağlamaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi volkanik provansı, doğu-batı yönünde yaklaşık 400 km ve kuzey-güney yönünde 60 km uzunluğunda olup, çok sayıda maden yatağı içermekte ve Tetis-Avrasya metalojenik kuşağının bir parçası olarak Karadeniz Bölgesi metalojenik kuşağı diye tanımlanmaktadır (Pejatoviç, 1979; Akıncı, 1980). Çalışma alanındaki ve bölgedeki Geç Kretase yaşlı felsik kayalarda ekonomik

olarak önemli çok sayıda VMS yatağının bulunduğu bilinmekte ve bu yataklar Japonya'daki Kuroko Tipi yataklara benzer özellikler göstermektedir (Sato, 1977; Urabe ve Marumo, 1991; Çağatay, 1993; Barrett ve MacLean, 1999; Akçay ve Moon, 2001). Bu yataklar, önemli hidrotermal alterasyon ile birlikte bulunmaktadır. Dolayısıyla hidrotermal alterasyona uğramış kayaların mineralojileri ve hidrotermal alterasyonun tanımlanması oldukça önemlidir. Bölgede, Geç Kretase yaşlı dasitik kayalar içinde bulunan VMS yataklarının bir kısmı yan kayaç kimyası ve alterasyon mineralojisini belirlemek için çalışılmıştır (e.g. Çağatay, 1977; Eğin, 1978; Pejatoviç, 1979; Çağatay ve Boyle, 1980;

Schneieder ve diğ., 1988; Tüysüz, 1995; Çelik ve diğ., 1999; Akçay ve Arar, 1999; Tüysüz, 2000; Karakaya ve Karakaya, 2001; Karakaya ve diğ., 2007; Abdioğlu, 2008).

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Zigana Dağı (Gümüşhane) civarındaki Geç Kretase yaşlı volkanik kayalar yoğun hidrotermal alterasyona ve daha az yüzeysel ayrışmaya uğramışlardır. Fakat bu alterasyonlar hakkında çok az bilgi vardır (e.g. JICA, 1985; Arslan ve diğ., 1997). Bu çalışmada, Zigana Volkanit'lerinde hidrotermal alterasyon sonucu oluşan değişimlerin (alterasyon mineralleri, dağılımları, kayaların mineralojik, kütsel ve kimyasal değişimleri, fiziko-kimyasal şartlar ve alterasyonun yaşı) belirlenmesi hedeflenmiştir. Böylece benzer türde kayalardaki mineralojik değişimlerin ortaya çıkarılması, maden yataklarının bulunması aşamasında kriter olacak alterasyon basamaklarının saptanmasında büyük önem arz etmektedir.

GENEL JEOLJİ

Doğu Karadeniz Bölgesi metalojenik provenisi Tetis okyanus kabuğunun yitimi süresince Jura'dan Miosen'e kadar bir ada yayı olarak gelişmiştir (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bektaş (1987) güney yönlü yitimi savunurken, Şengör ve Yılmaz (1981) Tetis okyanus kabuğunun yitiminin kuzey yönlü olduğunu belirtir. Fakat, yitimin Orta Eosende tamamlandığı bilinmektedir (Adamia ve diğ., 1981; Okay ve Şahintürk, 1997). Bölgede volkanizma, Prekambriyen ile Paleozoyik bir temel üzerinde gelişen bir rift ortamında bazik kayaların oluşumu ile Liyas sürecinde başlamış (Schneider ve diğ., 1988; Arslan ve diğ., 1997) ve bunu baskın olarak felsik volkanik kayalar izlemiştir. Felsik kayalar Geç Kretase'den Eosen'e kadar devam etmiştir. Bimodal karakterli Geç Kretase

volkanik kayaları kalk-alkali bileşimli dasit ve bazaltlardan oluşmakta olup, yay volkanizmasının özelliklerini yansıtmaktadır (Altun, 1972; Buser ve Cvetic, 1973; Nebioğlu, 1975). Ayrıca, Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki Geç Kretase yaşlı felsik kayalar VMS yatakları içermektedir.

ANALİTİK YÖNTEM

Volkanik kayalardan üç yüzden fazla örnek derlenmiş ve bu örnekler petrografik olarak incelendikten sonra, altmış beş örnek kimyasal analizler (ana, iz ve nadir toprak element) için seçilmiştir. Ayrıca volkanik kayalarda ayrışma türüne göre dört hat belirlenerek bu hatlar boyunca örnekler alınmış ve bunlardan da analiz için örnekler seçilmiştir. Ana ve iz element analizleri Almanya'da Technische Üniversitesi'nde (Berlin) Philips PW 1404 XRF aletinde yapılmış olup, 20 örneğin nadir toprak element (NTE) analizleri Kanada'da (ACME Analytical Laboratory), 50 örneğin NTE analizleri ise Almanya (GeoForschungs Zentrum, Potsdam)'da ICP-MS yöntemi ile yapılmıştır. İki farklı yerde yapılan 5 örneğe ait NTE analizleri uyumlu sonuç vermiştir. Analizler Jenner ve diğ., (1990), Longerich ve diğ., (1990) ve Dulski (2001)'in tarif ettiği yöntemle yapılmış ve kalibrasyon için alete standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir. C ve S analizleri ise Almanya Freie Üniversitesi'nde (Berlin) LECO aletiyle yapılmıştır. Tüm kayac ve kil fraksiyonu XRD analizleri toplam 95 örnekte gerçekleştirilmiştir. Örneklerden kil fraksiyonunun (<2 µm) elde edilebilmesi için sedimantasyon ve kimyasal çözme (Jackson 1956; Mehra & Jackson 1960; Kunze 1965) işlemleri uygulanmıştır. XRD analizleri Rigaku Dmax 3C model (KTÜ Fizik Bölümü, Trabzon) ve Philips PW1729 model (Berlin Hür Üniversitesi, Almanya) X-ışınlar difraktometre (XRD) aletinde gerçekleştirilmiştir. Yönlendirilmiş kil

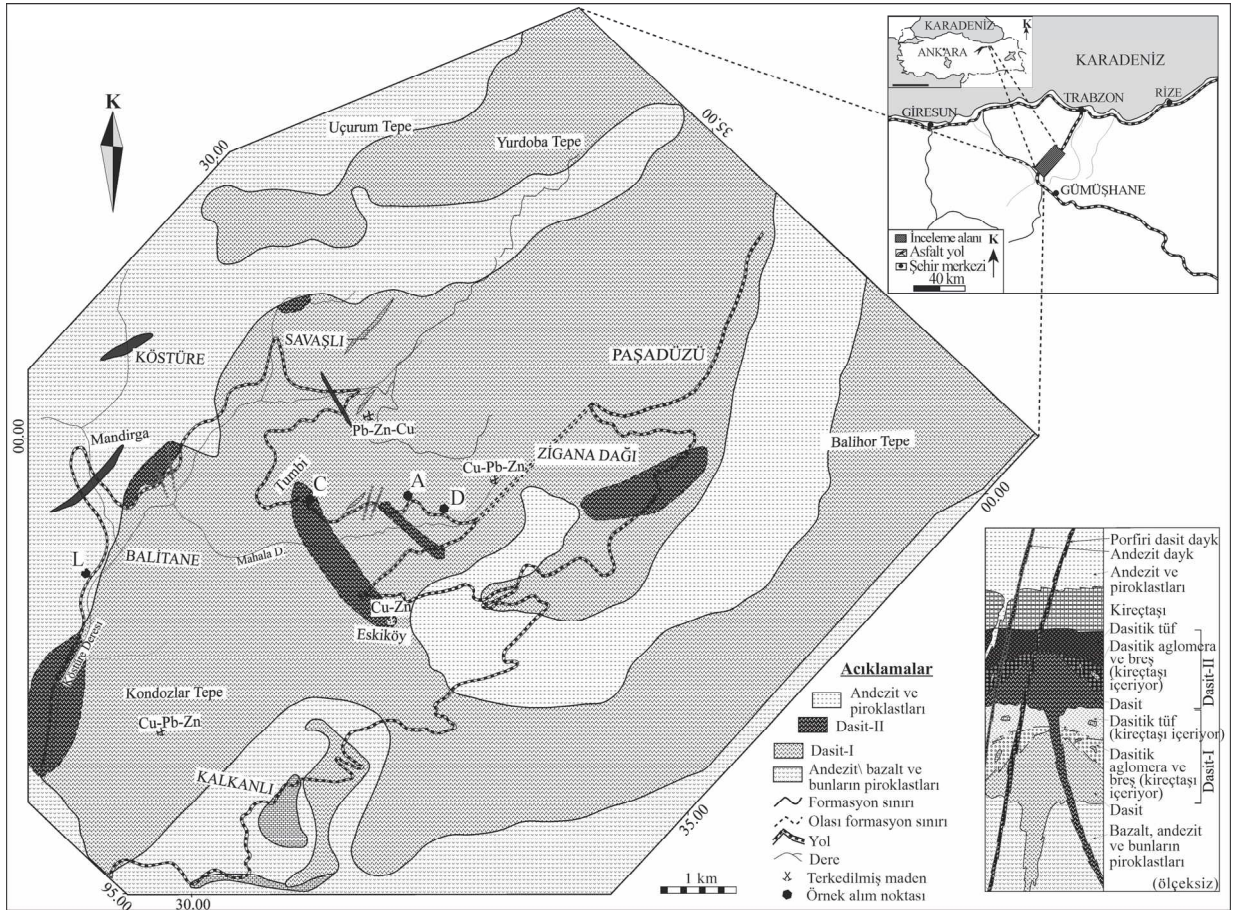
fraksiyonu örneklerinin normal, etilen glikollü (60°C 16 saat) ve fırınlı (350 ve 500°C) difraktogram çekimleri yapılmıştır.

JEOLOJİ VE PETROGRAFI

Jeoloji

Doğu Karadeniz Bölgesi (KD-Türkiye) Jura-Tersiyer süresince etkili denizaltı volkanizmasıyla iyi korunmuş bir ada yayı karakteristiği gösterir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Akıncı, 1984; Okay ve Şahintürk, 1997).

Çalışma alanı Doğu Karadeniz Bölgesi'nin güney kesimindeki Zigana Dağı'nı kapsar ve Geç Kretase yaşlı volkanitlerden oluşmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanının tabanında Geç Kretase yaşlı bazalt, andezit ve bunların piroklastitleri bulunmaktadır. Bunların üzerine kimyasal bileşim (iz element ve NTE) açısından farklılık gösteren Geç Kretase yaşlı Dasit-I ve Dasit-II (Sipahi ve Sadıklar, 2004) diye adlandırılan dasitik kayaçlar gelmektedir. Dasitik kayaçlar dasit, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası (Sipahi, 2005).

Figure 1. Location and geological map of the study area (Sipahi, 2005).

Volkanik kayalar bimodal karakterde ve toleyitik-kalk alkali afiniteye sahiptir (Sipahi, 2005; Sipahi ve Sadıklar, 2006). Volkanik kayalar, andezit ve porfirik dasit daykları tarafından kesilmekte (Şekil 1) ve andezit ve bunların piroklastları tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. En üstteki andezitler hariç, volkanitler yerel olarak kireçtaşı mercekleri bulundurmaktadır. Böylece, volkanitlerin yaşı paleontolojik veriler (*Marginotruncana pseudolinneiana*, *Marginotruncana sp.*, *Globigerinelloides sp.*, *Dicarinella sp.* and *Ticinella sp.*; Sipahi, 2005) kullanılarak Geç Kretase (Tuoroniyen-Santoniyen) olarak kabul edilmiştir. Geç Kretase yaşlı dasitik kayalar çalışma alanında ve bölgede VMS ve damar tipi yataklara ev sahipliği yapmaktadır.

Volkanik Kayaların Petrografisi

Bazalt-andezit: El örneklerinde, bazalt-andezit kayaların taze kırık yüzeyleri koyu yeşil, yeşil, siyahımsı, alterasyon yüzeyi ise kahverengimsi renklerde, genellikle kırıklı ve lokal olarak eksfoliasyon göstermekte olup, değişen boyutlarda feldispat ve kayalar parçaları içermektedir. Bazı örneklerde saçınımlı olarak pirit vardır. Kayaların rengi genellikle yüzeysel ve hidrotermal alterasyonun etkisiyle yeşil ve kahverengindedir. Mikroskopik olarak, bazalt porfirik, akıntı, boşluklu ve breşik doku gösterir. Andezit porfirik ve nadiren glomerofirik, elek ve camsı dokuludur. Plajiyoklaz kayaların ana bileşenidir ve genellikle alterasyonun derecesine bağlı olarak serizit/illit, kuvars ve karbonat minerallerine dönüşmüştür. Bazaltın diğer bileşenleri ojit ve hornblend, andezitin ise hornblend ve

biyotittir. Bu ferro-magnezyen mineraller alterasyon sonucu klorit, karbonat ve opak minerallere dönüşmüştür. Epidot bazaltta boşluk dolgusu olarak ve bazı plajiyoklazlarda gelişmiştir. Magnetit, pirit, hematit ve limonit kayaların opak minerallerini oluşturur.

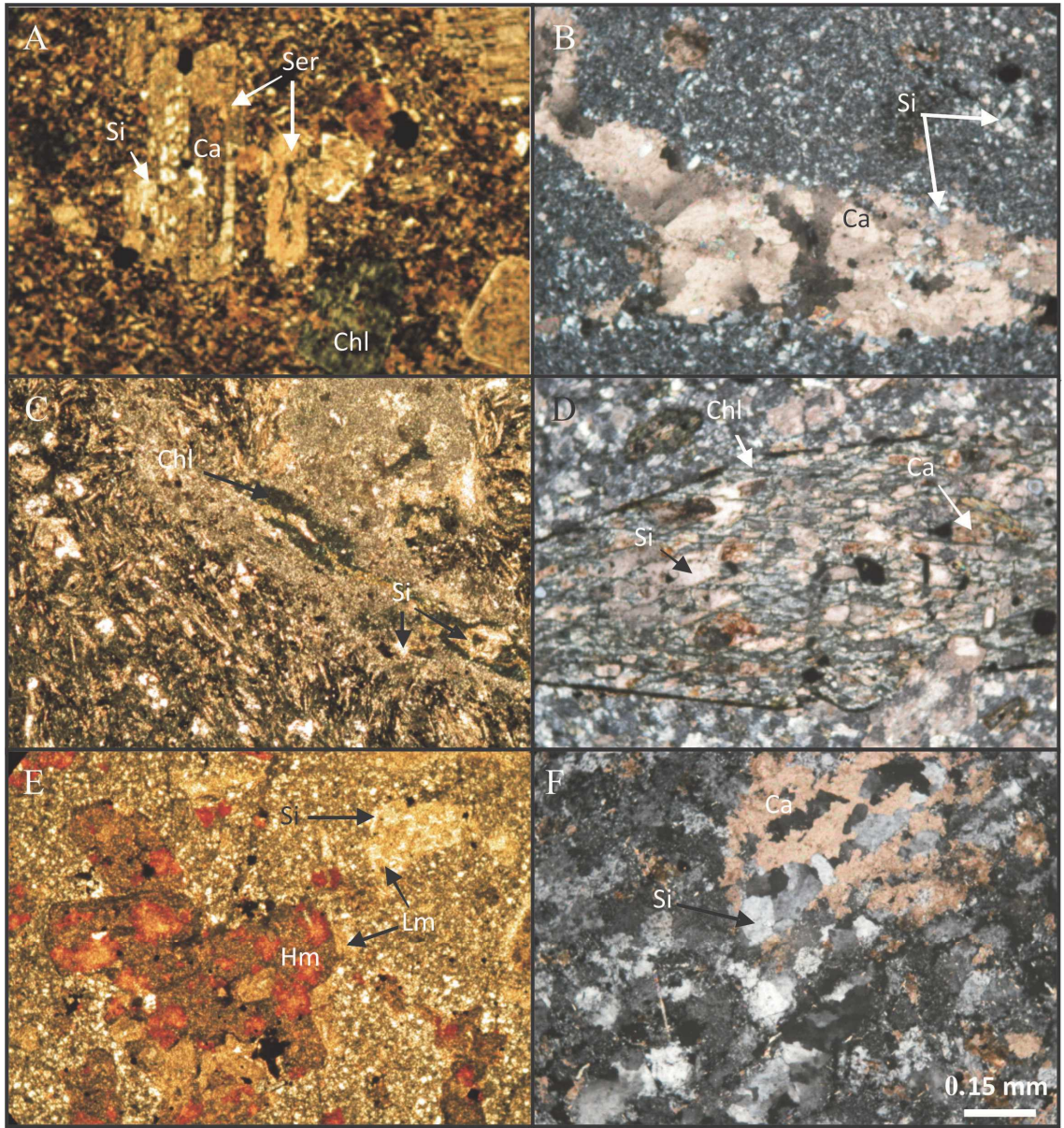
Dasit: Zigana'daki dasitler (Dasit-I ve Dasit-II) aynı mineralojik bileşime ve özelliklere sahip olup, genellikle kırıklı ve bozunmuştur. Dasitlerin taze kırık yüzeyi beyaz, grimsi, alterasyon yüzeyi ise beyazımsı sarı, açık pembe, yeşilimsi beyaz ve açık yeşil renklerine sahiptir. Yersel olarak prizmatik yapı gösterirler. Dasitlerin dokusu çoğunlukla porfirik olup, daha az sferolitik, glomerofirik ve camsıdır. Kuvars, plajiyoklaz, hornblend, sanidin, biyotit ve muskovit dasiti oluşturan ana minerallerdir. Zirkon ve rutil tali mineral olarak bulunur. Pirit, kalkopirit ve kovellin opak mineral olarak mevcuttur. Plajiyoklazın ikiz düzlemleri ve kırıkları boyunca genellikle serizit, klorit, kuvars ve kalsit görülür. Sanidinlerin bir kısmı yaygın olarak serizitleşme gösterir. Hornblend mineralleri klorit, ikincil kuvars, kalsit ve opak minerallere dönüşmüştür. Muskovit çoğunlukla klorit ve opak minerallere dönüşmüştür. İncelenen kesitlerde çok az oranda biyotitler vardır ve bunların bir kısmı klorite dönüşmüştür. Ayrıca biyotitlerin çok az bir kısmı bükülmüş şekildedir. Muskovit ve biyotitler hafifçe yönelme göstermektedir.

Alterasyon Mineralojisi

Altere kayaların petrografisi: Serizit/illit feldispatların alterasyon ürünü olarak bulunmaktadır (Şekil 2). Plajiyoklaz kristalleri dış kısmın aksine daha çok Ca'ca

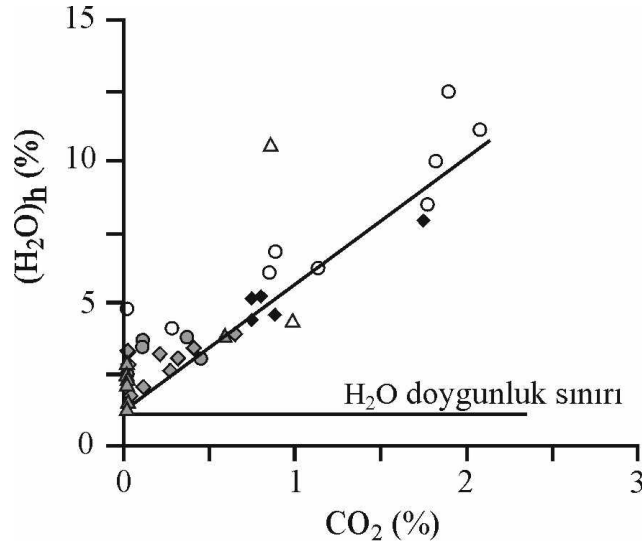
zengin iç kısımda alterasyon gösterir. Plajiyoklazların kenarları albitleşme sürecini göstermekle birlikte, çoğunlukla zonlu plajiyoklazların Na'lu kısımları bozuşmadan kalabilmektedir (Şekil 2A). Bunun nedeni alterasyon esnasında albitin anortitçe zengin plajiyoklazlardan çok daha dayanıklı olmasından kaynaklanmaktadır. Plajiyoklazların bazılarında anortitçe zengin kısımların yerinde serizit (veya illit), ikincil kuvars ve kalsit dolguları bulunmaktadır (Şekil 2A). Bu tür plajiyoklazlar "doldurulmuş feldispat (filled feldspar)" diye adlandırılır (Halbach ve diğ., 2003). Silisleşme kayaçların kırıkları boyunca ve gaz boşluklarında bulunmaktadır (Şekil 2B). Silisleşme, kırık zonlarından uzaklaştıkça azalmaktadır. Bazı örneklerde silisleşmeye klorit, karbonat ve serizit/illit oluşumu eşlik etmektedir. Kloritleşme en fazla bazalt, andezit, daha az olarak Dasit-I'de ve çok az olarak da Dasit-II'de belirlenmiştir. Kloritleşme, volkanitlerdeki oval ve yuvarlağımsı boşluklarda (Şekil 2C), amfibol (Şekil 2A ve D), piroksen ve biyotitlerin dilinimleri ve kırıkları boyunca görülmektedir. Volkanik breşlerde kloritler hem breşlerin kendisinde, hem de breşlerin arasında yer almaktadır. Breşlerin arasında yer alan kloritlere ikincil kuvarslar da eşlik etmektedir. Karbonatlaşma bazalt ve andezitlerde kalsiyumlu plajiyoklaz, klinopiroksen ve amfibollerin, dasitlerde feldispat ve amfibollerin ve kayaçların kırık

zonları boyunca oluşmuştur (Şekil 2). Karbonatların türü kalsit, ankerit ve çok az dolomit ve rodokrozit olarak belirlenmiştir. Karbonatlar oluşurken kayaçların su $((H_2O)_h = \%AK - (\%CO_2 + \%SO_2 + \%Cl))$, Sipahi, 2005) içerikleri artmaktadır. Bu durum, yani CO_2 ilâ $(H_2O)_h$ arasındaki değişim bir diyagrama aktarıldığında aralarındaki pozitif ve hemen hemen doğrusal olan ilişki daha iyi görülmektedir (Şekil 3). Piritleşme tüm volkanitlerde görülmekte, fakat en yaygın dasitlerde dir. Piritlerin boyutları 2 mm'den 1 cm'ye kadar değişmektedir. Piritlerde kataklastik deformasyonun etkilerini gösteren kataklastik doku görülmektedir. McClay ve Ellies (1984) piritler üzerine yaptıkları deneysel çalışmalarla, basınç lamelleri veya diğer basınç izlerini göstermediği için basıncın önemsiz olduğu örneklerde, kataklastik dokunun <300 °C sıcaklıklarda geliştiğini belirtmektedir. Hematitleşme/limonitleşme, çalışma alanında piritin yaygın olduğu her yerde ve Fe'li minerallerin (hornblend, biyotit gibi) alterasyon ürünü olarak az veya çok oranda gözlenmektedir. Ayrıca volkanik breşlerde breşlerin etrafında da hematitleşme ve limonitleşme görülmektedir. Epidotlaşma, çalışma alanındaki kayaçlarda çok az bir kısımda, özellikle bazalt ve andezitlerde yaygın olup, bunların boşluklarında ve plajiyoklazların bazılarında gelişmiştir.



Şekil 2. Volkanitlerin alterasyonu sonucu oluşan minerallerin mikroskopta çift nikoldeki görünüşleri. A) Andezitteki plajiyoklazlardaki ikincil kuvars ve kalsit dolguları (örnek 85), B) İkincil kuvars ve kalsit dolguları (örnek 166, Dasit-I), C) Dasit-II'nin boşluklarındaki klorit oluşumları (örnek 301), D) ve E) Ayrılmış amfibol kristalleri (örnek 517, bazalt ve örnek 77, andezit) ve F) Dasitik tüfte kırıklar boyunca gelişen ikincil kuvars ve kalsit (örnek 131, Dasit-II). Si: İkincil kuvars, Ser: Serizit, Kl: Klorit, Ka: Kalsit, Hm: Hematit, Lm: Limonit.

Figure 2. Crossed nicol micro photos of minerals that resulted from alteration of the volcanics. A) The secondary quartz and calcite fillings within plagioclase in andesite (sample 85), B) The secondary quartz and calcite fillings (sample 166, Dacite-I), C) Chlorite filling in the cavity of Dacite-II (sample 301), D) and E) the altered amphibole (sample 517, basalt and sample 77, andesite) and F) developing along the fracture zone in dacitic tuff (sample 131, Dacite-II). Si: Secondary quartz, Ser: Sericite, Kl: Chlorite, Ca: Calcite, Hm: Hematite, Lm: Limonite.



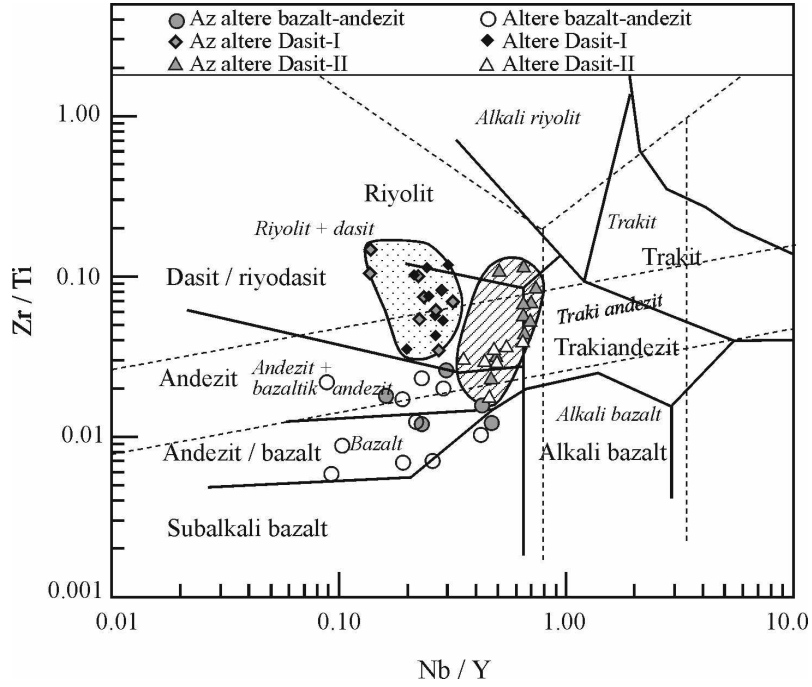
Şekil 3. Zigana volkanitlerinin $(H_2O)_h$ (%) ve CO_2 (%) içerikleri arasındaki ilişki (Sipahi, 2005).

Figure 3. Plot of $(H_2O)_h$ (%) against CO_2 (%) for the Zigana volcanics (Sipahi, 2005).

MAGMATİK JEOKİMYA

Makroskobik ve mikroskobik olarak incelenen volkanitlerin, yoğun hidrotermal alterasyona ve yüzeysel ayrışmaya maruz kalmış olması, kimyasal adlandırma ve tanımlamalarda özellikle ana elementlerin kullanılmasını olanaksız kılmaktadır. Dolayısıyla kayaçları adlandırırken mineralojik ve kimyasal analizler birlikte değerlendirilmiştir. Bu kayaçlarda, hidrotermal alterasyon süreçlerinde ana elementlerin (SiO_2 , CaO, K_2O , Na_2O gibi) hareketli davrandığı ve güçlü bir alterasyonu yansıttığı dikkat çekmektedir. Bu nedenle, ana elementlerin kullanıldığı kimyasal adlandırma ve jeokimyasal affinitiy diyagramları bu kayaçlar için güvenilir değildir. Sadece Zr, Ti, Y, Nb gibi elementler alterasyon süreçleri içerisinde hareketsiz davranırlar (MacLean, 1990; MacLean ve Kranidiotis, 1987; Barret ve diğ., 1993; Barret ve MacLean, 1994). Alterasyon süreçleri içerisinde ana elementlerin hareketli davrandığı bilindiği için iz element bazlı Winchester ve Floyd (1977) tarafından

önerilen ve Pearce (1996) tarafından geliştirilen Nb/Y karşı Zr/ $TiO_2 \times 0.0001$ diyagramı kayaçların kimyasal adlandırılmasında tercih edilmiştir (Şekil 4). Bazalt ve andezitler, genellikle petrografik gözlemlerle uyumlu şekilde andezit/bazalt ve andezit/bazaltik andezit alanına düşmektedir. Dasitler ve piroklastları ise dasit ve muhtemelen Y artması ve Zr azalmasından dolayı andezit/bazaltik andezit alanında yer alırlar. Andezit/bazaltik andezit alanında yer alan bu örneklerin mineralojisine bakılacak olursa dasit bileşimi yansıttığı, fakat çeşitli oranlarda alterasyona uğradıkları görülmektedir. Bu dağılım yorumlanırken, alterasyona uğramış kayaçlarda Ti'un büyük ölçüde hareketsiz olmasına karşılık Nb'dan ziyade Y'un az hareketli olduğunun göz önünde bulundurulması gerekir (MacLean ve Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Barrett ve MacLean, 1991; Barrett, 1992; Shriver ve MacLean, 1993; Hill ve diğ., 2000). Bu nedenle altere kayaçlarda Y'un ve Zr kullanılması durumunda dikkatli olmak gerekir.



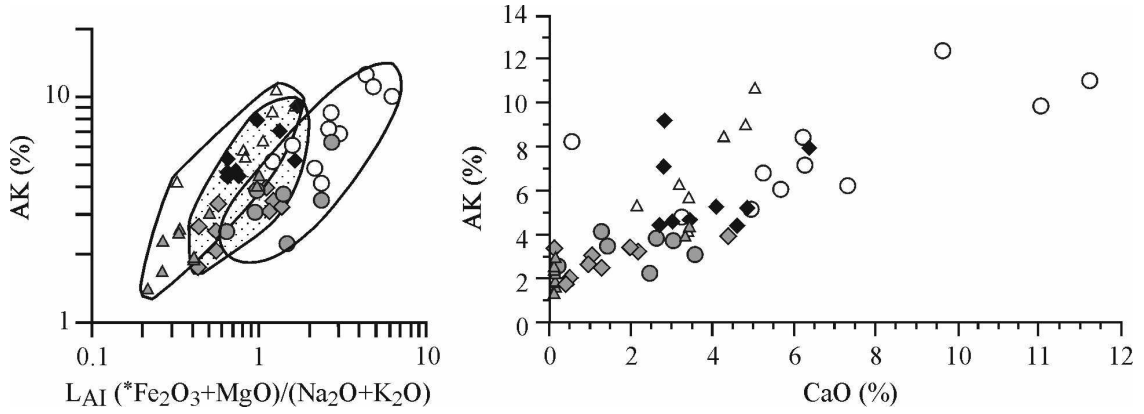
Şekil 4. Zigana Volkanitleri'nin Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2 \times 0.0001$ (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996) diyagramında sınıflandırılması. Veriler Sipahi (2005)'den alınmıştır.

Figure 4. Discrimination diagram of Nb/Y vs $Zr/TiO_2 \times 0.0001$ for the Zigana volcanics (Pearce, 1996 modified after Winchester and Floyd, 1977). Data from Sipahi (2005).

Alterasyon İndeksleri

Hidrotermal alterasyon sonucu kayada oluşan mineralojik ve kimyasal değişimleri belirlemek amacıyla değişik araştırmacılar (Ishikawa ve diğ., 1976; Nesbitt ve Young, 1982 ve 1984; Lentz, 1996 ve 1999; Large ve diğ., 2001; Halbach ve diğ., 2003) tarafından alterasyon indeksleri (sırasıyla Ishikawa alterasyon indeksi (AI), kimyasal alterasyon indeksi (CAI), Lentz alterasyon indeksi (L_{AI}), klorit-karbonat-pirit indeksi (CCPI), Komba alterasyon indeksi (AI_{komba})) önerilmiştir. Tüm alterasyon indeksleri hesaplanmış ve bunlara göre oluşturulan grafiklerden en iyi ilişki Lentz alterasyon indeksi'ne ($L_{AI} = (Fe_2O_3 + MgO) / (Na_2O + K_2O)$; Lentz, 1996 ve 1999) karşı oluşturulan ana element değişim diyagramlarında elde

edilmiştir. Bunun sebebi, kayalarda feldispatların ve camı bileşenlerin bozulması ile karakterize edilen serizitleşme ve kloritleşmenin görülmesi olabilir. Volkanitlerde, AK (ateşte kayıp)'ın Lentz alterasyon indeksi ve buna paralel olarak CaO ile çok iyi pozitif bir korelasyon göstermesi killeşme ve karbonatlaşmayı temsil edebilir (Şekil 5). Taylor ve McLennan (1985) üst kabukta K_2O konsantrasyonunun (%3.4) yüksek olduğunu belirtmesine rağmen, Dasit-I'de ve Dasit-II'de K_2O 'in artması, ayrıca bu iki alanının üst üste gelmesi ve AK'ya karşı L_{AI} ve CaO'in iyi bir pozitif korelasyon vermesinin güçlü bir alterasyonun sonucu olduğunu düşündürmektedir.

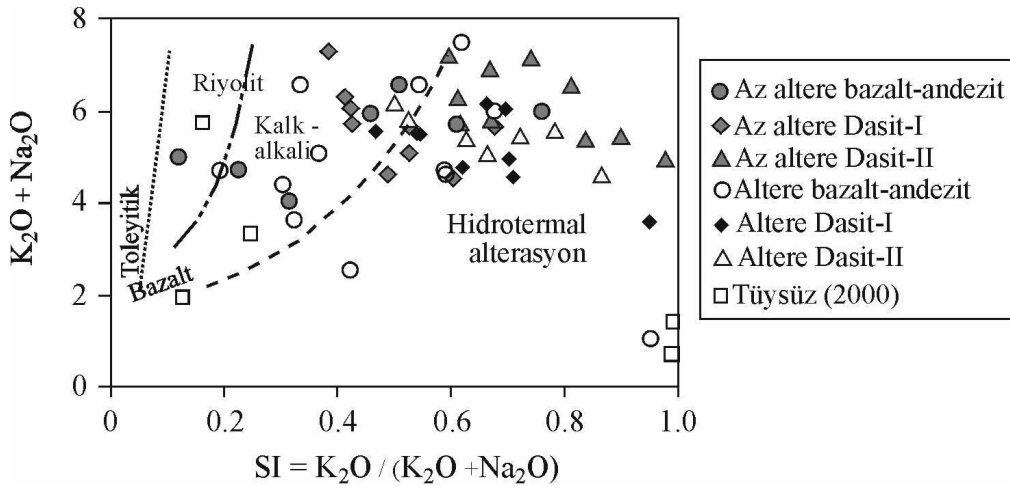


Şekil 5. Zigana Volkanitleri'nin AK'ya karşı alterasyon indeksi ($L_{AI} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) ve CaO diyagramındaki dağılımları. Semboller Şekil 4 ile aynıdır.

Figure 5. Plots of LOI against the alteration index ($L_{AI} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) and CaO for the Zigana volcanic rocks. Symbols are same as in Fig. 4.

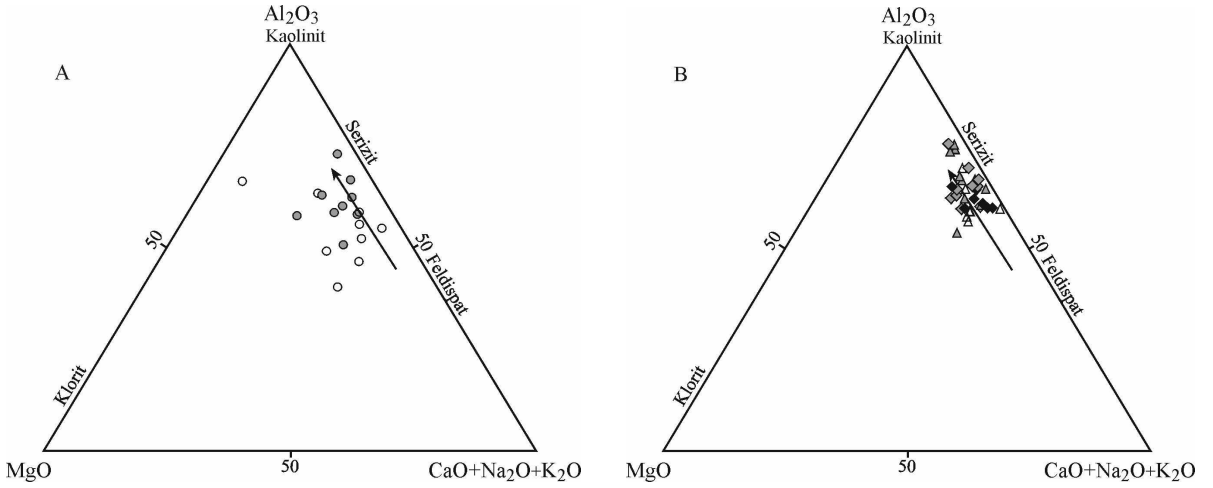
Kayaçalarda serizitleşmenin/illitleşmenin etkinliğini belirtmek için Myers ve MacLean (1983) tarafından tanımlanan serizitleşme indeksi ($SI = \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$); hesaplanmıştır. SI değerlerine karşı ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) değerleri diyagrama aktarıldığında, örneklerin genel olarak hidrotermal alterasyon alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6). Ayrıca SI

artıkça bazalt ve andezitlerde ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) artmakta, dasitlerde azalmaktadır. Şekil 7'de volkanitlerde plajiyoklazların alterasyonu ile serizit oluşumunun gerçekleştiği görülmektedir (Date ve diğ., 1983; Eastoe ve diğ., 1987; Large ve diğ., 2001).



Şekil 6. Zigana volkanitlerinin serizitleşme indeksine (SI) karşı ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) (MacLean ve Hoy, 1991) diyagramındaki dağılımları.

Figure 6. Plot of sericitization index (SI) against ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) (MacLean and Hoy, 1991) for the Zigana volcanic rocks.



Şekil 7. Zigana Volkanitleri'nin Al_2O_3 -MgO-(CaO+Na₂O+K₂O) (Van Gerven, 1995) üçgen diyagramındaki dağılımı. A) Bazalt ve andezitler, B) Dasitler. Semboller Şekil 2 ile aynıdır.

Figure 7. Al_2O_3 -MgO-(CaO+Na₂O+K₂O) (Van Gerven, 1995) ternary diagram for the Zigana volcanics. A) Basalt and andesites, B) Dacites. Symbols are same as in Fig. 2.

Ishikawa alterasyon indeksi ($AI=100 \times (K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$) ve klorit-karbonat-pirit indeksi ($CCPI=100 \times (Fe_2O_3+MgO)/(Fe_2O_3+MgO+Na_2O+K_2O)$) hidrotermal alterasyon zonlarında kimyasal ve mineralojik değişimlerin saptanmasında yaygın olarak kullanılır (Ishikawa ve diğ., 1976; Large ve diğ., 2001). Ishikawa indeksi VMS cevherleşmelerinin içinde bulunduğu kayaçların serizit ve klorit alterasyon şiddetini tanımlamak için ortaya konmuştur. AI değerinin 20 ve yaklaşık 60 olduğu kayaçların alterasyondan etkilenmediği, 50-100 arasında olduğu kayaçların hidrotermal alterasyondan yoğun olarak etkilendiği, AI değerinin 100'e eşit olduğu durumlarda feldispat ve camın serizit ve/veya klorite dönüştüğü kabul edilmektedir (Large ve diğ., 2001). Çalışma alanındaki volkanitlerde hesaplanan AI değerleri bazaltlarda 34.98-52.95, andezitlerde 25.80-91.84, Dasit-I'de 33.08-64.18 ve Dasit-II'de 44.47-96.03 arasında geniş bir aralıkta değişiklik sunmaktadır (Sipahi, 2005).

HİDROTERMAL ALTERASYON

Çalışma alanında, petrografi, kimyasal ve XRD analizlerine dayanarak dört ana alterasyon grubu belirlenmiştir. Serizit/illit en yaygın hidrotermal alterasyon türünü oluşturmasına rağmen silisleşme, kloritleşme ve karbonatlaşma da önemlidir. Bazalt ve andezitlerde klorit+silis+serizit/illit+karbonat+hematit+ (epidot), Dasit-I'de silis+serizit/ illit+karbonat + klorit+pirit+(kaolinit+hematit) ve Dasit-II'de silis+serizit/illit+karbonat+ (kaolinit+hematit + klorit+pirit) görülmektedir. Ayrıca bazı alanlarda yer yer limonit vardır.

KÜTLE DEĞİŞİMİNİN HESAPLANMASI

Kayaçların hidrotermal alterasyonu esnasında, bazı elementler hareketli davranırken diğerleri hareketsiz davranarak geride kalan kayaçta zenginleşme gösterirler. Alterasyona uğramış kayaçta meydana gelen kütsel ve kimyasal değişimleri anlamak için, hareketsiz elementi esas alan farklı jeokimyasal yöntemler çeşitli araştırmacılar (Grant, 1986; MacLean ve

Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Huston, 1993; Huston ve Cozens, 1994; Barret ve MacLean, 1994) tarafından geliştirilmiştir. Bu yöntemlerden birisi olan Huston'un (1993) geliştirdiği "Isocon Analysis", çalışma alanındaki volkanitlerde gözlenen hidrotermal alterasyonun oluşturduğu değişimi irdelemek amacıyla kullanılmıştır. Bu yöntemde, çalışma alanından derlenen her kayaç gurubunun kendi arasında ana ve iz element içeriklerine ait korelasyon katsayıları hesaplanmış ve hareketsiz elementlerin birbirleri arasındaki korelasyon ilişkilerine bakılarak hareketsiz element belirlenmiştir. Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Y ve NTE gibi elementler bir çok yazar (Winchester ve Floyd, 1977; Finlow-Bates ve Stumpfl, 1981; Leshner ve diğ., 1986; MacLean ve Kranidiotis, 1987; Elliot-Meadows ve Appleyard, 1991; Gemmel ve Large, 1992; MacLean ve Barret, 1993; Jenner, 1996; Callaghan, 2001) tarafından hidrotermal sistemlerin çoğunda hareketsiz olarak kabul edilmekle birlikte, kayalara ait hareketsiz element türleri

değişiklik gösterebilmektedir. Bazalt ve andezitlerde Zr elementi, Dasit-I'de Ti elementi, Dasit-II'de Ce elementi en hareketsiz element olarak belirlenmiş ve kütle değişim hesapları bunlara göre yapılmıştır. Hesaplamalarda kullanılacak en az altere kayaç örnekleri, yöredeki tüm kayaların çeşitli oranlarda alterasyondan etkilendiği düşüncesiyle Al indeksi, AK ve mikroskobik incelemeler birlikte değerlendirilerek bazalt-andezit için 112, Dasit-I için 260 ve Dasit-II için 311 numaralı örnekler seçilmiştir (Sipahi, 2005). Tüm kayaların isocon diyagramları hazırlanmış ve isocon doğrularının eğimleri bulunmuştur (Şekil 8). Buna göre isoconun eğimi ($m=C^A/C^O$) bazaltlarda ve andezitlerde 0.39-0.98, Dasit-I'de 0.29-1.42 ve Dasit-II'de 0.56-1.32 arasında değişmektedir. Kütle değişim hesaplamaları sonucuna göre volkanitlerde alterasyon sonucu ana kayaca göre hem kütle artışı ($m<1$) hem de kütle kaybı ($m>1$) meydana gelmiştir.

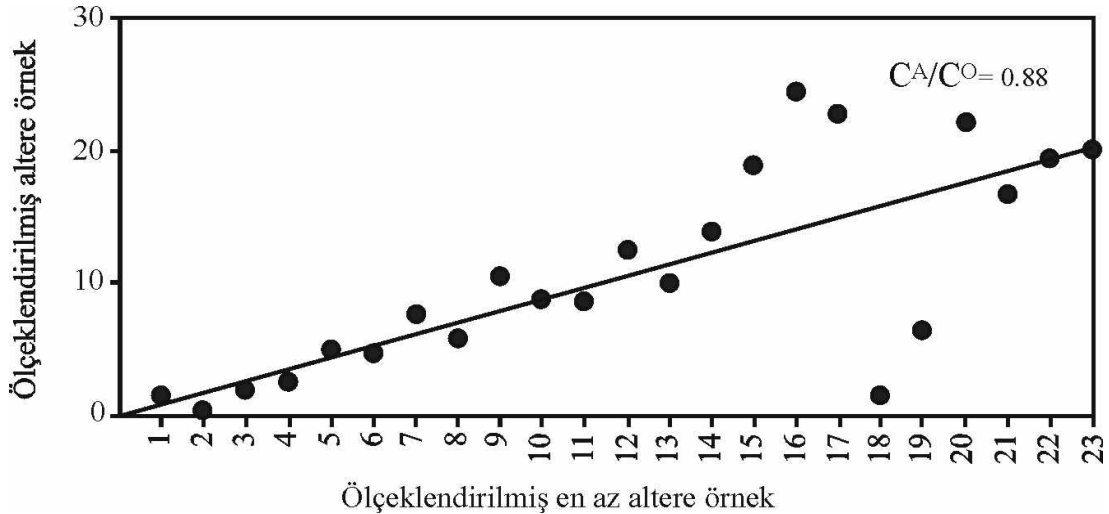


Figure 8. Isocon diyagramına bir örnek: Az altere andezitten altere andezite doğru alınan örneklerden L2 için hesaplanan isocon diyagramı.

Figure 8. An example of the isocon diagram: The calculation isocon diagram for L2 from samples taken from the least to the most altered andesite.

Volkanitlerde Göreceli (%) Kütle Değişimi

Volkanitlerde göreceli kütle değişimi aşağıda verilen formüle göre hesaplanmıştır:

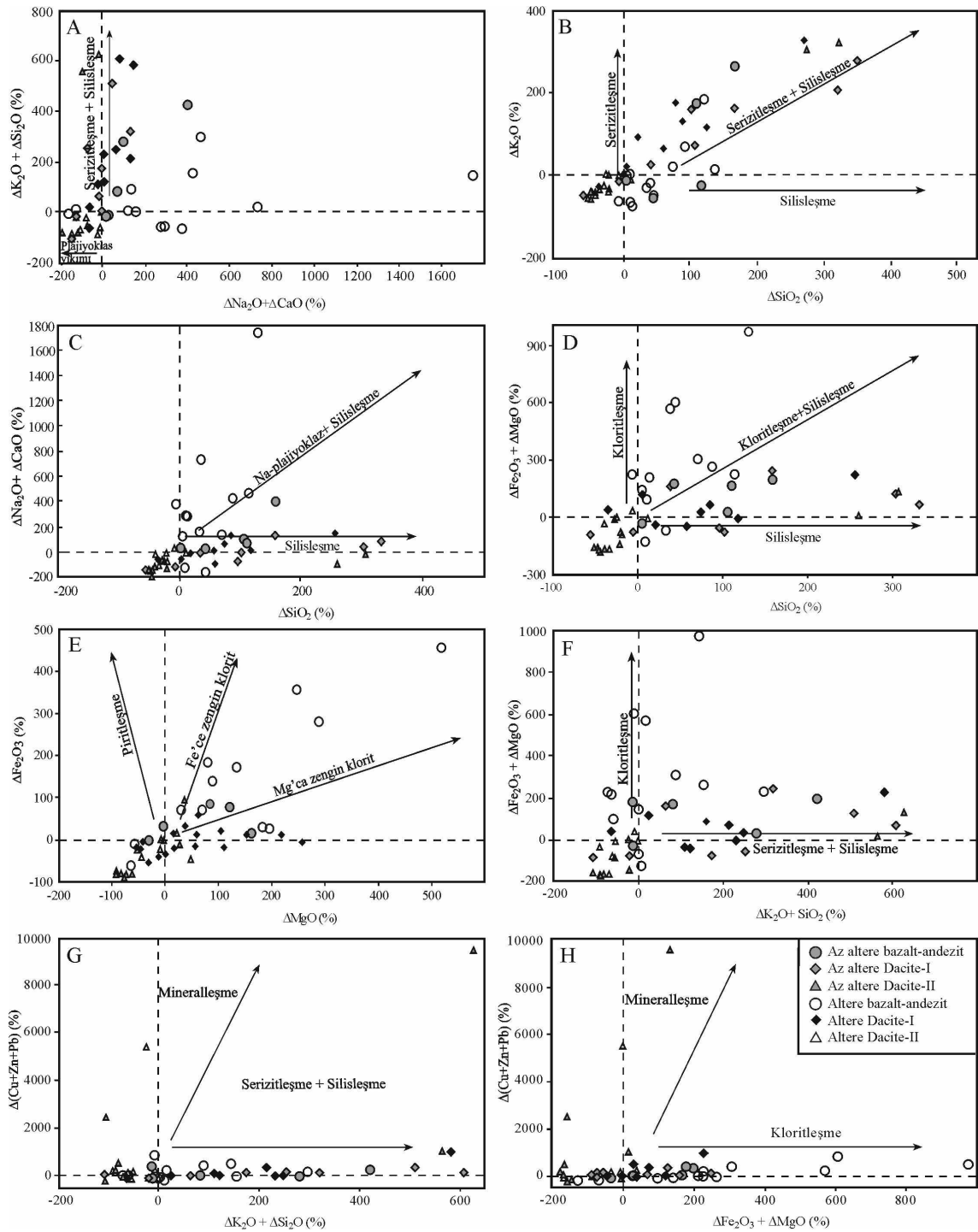
$$\Delta C_i^A(\%) = 100 \times [C_i^A / (m \times C_i^0) - 1] \quad (1)$$

Yukarıdaki eşitlikte, C_i^A : i elementinin alterasyona uğramış kayaçtaki konsantrasyonu; C_i^0 : i elementinin taze (veya az alterasyona uğramış) kayaçtaki konsantrasyonu; m: ($C^{\text{altere kayaç}} / C^{\text{taze kayaç}}$) isocon'unun eğimi; ΔC_i^A : Taze (veya az alterasyona uğramış) kayaca göre alterasyona uğramış kayaçtaki göreceli kütle değişimi.

Volkanitlerde K_2O 'un artışı serizitleşmeye (illitleşmeye), SiO_2 'nin artışı silisleşmeye neden olmuştur (Şekil 9A, B ve C). $\Delta(K_2O+SiO_2)$ 'ye karşı $\Delta(Na_2O+CaO)$ diyagramı incelendiğinde genel olarak $\Delta(Na_2O+CaO)$ 'in az bir değişimine karşılık $\Delta(K_2O+SiO_2)$ değerleri pozitif yönde artmaktadır (Şekil 9A). $\Delta(K_2O+SiO_2)$ artışı da serizitleşme ve silisleşme olayı ile gerçekleşmekte ve bununla birlikte plajiyoklazlar bozulmaktadır. Volkanitlerde, plajiyoklazların bozulmasına bağlı olarak Na ve Ca'un azalması ve silisleşme görülmektedir (Şekil 9C). Bu grafikte $\Delta(Na_2O+CaO)$ 'te görülen kısmen zenginleşme kayaçların karbonat mineralleri (kalsit ve ankerit) içermesinden kaynaklanmaktadır. Bazalt-andezit ve Dasit-I'in CO_2 içerikleri yüksekken, Dasit-II'nin üç örnek (örnek 301, 311 ve 419) hariç düşüktür. Dolayısıyla bu kayaçlar Dasit-II'den daha fazla karbonat mineralleri içermektedir. Bu durum, kayaçların alterasyona uğramış olmasına rağmen, $\Delta(Na_2O+CaO)$ 'ce zenginleşmenin sebebinin açıklamaktadır. Bazalt ve andezitlerde genel olarak Na+Ca artması %700, azalması ise %200 oranına varmaktadır. Bu,

bazı örneklerde albitleşmeye bağlı olarak Na değerlerinde artış olmasından da kaynaklanabilir. Dasit-I'de Na+Ca değerlerinin %200 oranında azalma ve %200 oranında artma göstermesine karşılık, Dasit-II'de %200 oranında azalması söz konusudur. Dolayısıyla dasitlerde Na ve Ca, muhtemelen hidrotermal alterasyon sonucu plajiyoklazların kısmen veya tamamen bozulmasına bağlı olarak azalmıştır (Şekil 9C). Grafiklerde görülen silisleşmiş örneklerin büyük bir kısmı serizitleşmiştir. Tüysüz (1999)'ün Artvin ile Ordu arasındaki masif sülfid yataklarında yapmış olduğu çalışmaya göre kayaçlar ne kadar fazla serizitleşmiş ve silisleşmiş ise o derece cevherleşmeye yaklaşılmış demektir.

Volkanitlerde $\Delta(^tFe_2O_3)$ 'e karşı oluşturulan değişim diyagramlarında bazı örneklerde yüksek $\Delta(Fe+Mg)$ değerlerine rastlanmıştır (Şekil 9D, F ve H). Bazalt ve andezitlerde $\Delta(Fe+Mg)$ değerleri yaklaşık %1000 kat artma %150 kat azalma, Dasit-I'de yaklaşık %250 oranında artma ve %100 oranında azalma, Dasit-II'de ise yaklaşık %50 artma ve %200 oranında azalma vardır. Fe ilâ Mg arasındaki ilişki incelendiğinde iki farklı yönseme görülmektedir. Bu yönsemeye göre, Fe, kloritlerin bünyesinde bulunmaktadır. Bazalt ve andezitlerde MgO ve tFe_2O_3 ilâvesi ile kloritleşme yaygınken dasitlerde daha azdır (Şekil 9D ve E). Volkanitlerde (K_2O+SiO_2) ile $(^tFe_2O_3+MgO)$ arasındaki ilişki incelendiğinde, (K_2O+SiO_2) azalırken, $(^tFe_2O_3+MgO)$ artmaktadır (Şekil 9F). Bu durum, elementlerin farklı hidrotermal sıvılarla getirilmiş olduğunu gösterebilir. Eğer aynı sıvıdan kaynaklanmış olsalardı, bu elementlerin birbirleri ile pozitif bir korelasyon göstermeleri gerekirdi.



Şekil 9. Volkanitlerde hidrotermal alterasyona bağlı olarak değişen bileşenlerin hesaplanan göreceli (%) kütle değişimlerinin birbirlerine göre dağılımları.

Figure 9. The distributions of the relative mass change (%) of components as related to hydrothermal alteration at the volcanics.

Oysa burada durum tam tersidir. Ayrıca kütle değişim hesabıyla bulunan $\Delta(K_2O+SiO_2)$ ve $\Delta(^tFe_2O_3+MgO)$ 'in birbirleri ile olan ilişkisine bakıldığında, farklı yönsemeler sundukları dikkat çekmektedir (Şekil 9F). Dolayısıyla $\Delta(K_2O+SiO_2)$ değişimi artarken, $\Delta(^tFe_2O_3+MgO)$ değişimi azalmaktadır. Kayaçların içerdiği Cu, Zn ve Pb değişimlerinin serizitleşme, kloritleşme ve silisleşme ile olan ilişkisine bakıldığında genel olarak farklı davranmaktadırlar (Şekil 9G ve H). Kayaçlardaki $\Delta(Cu+Zn+Pb)$ değerleri değişmezken, $\Delta(K_2O+SiO_2)$ ve $\Delta(^tFe_2O_3+MgO)$ değerleri artmaktadır. $\Delta(Cu+Zn+Pb)$ değerleri sabit kalırken $\Delta(K_2O+SiO_2)$ ve $\Delta(^tFe_2O_3+MgO)$ değerlerinin artması, bunların farklı hidrotermal olaylarla geliştiğini belirtmektedir. Dolayısıyla serizitleşme ve kloritleşmeye yol açan sıvılar, bu metalleri arttırmamış ve hatta sıvıların bu metaller bakımından fakir oldukları dahi söylenebilir.

Az Altere Andezitten Çok Altere Andezite Doğru Dik Bir Hat Boyunca Kütle Değişimi

Bir hat (L hattı) boyunca en az alterasyona uğramış andezitten çok alterasyona uğramış andezite doğru alınan örneklerden üç tanesi kütle değişim hesaplamaları için seçilmiş

(Çizelge 1) ve sonuçları (Çizelge 2) verilmiştir. L hattında L1 numaralı örnek Al ve mikroskobik incelemeler baz alınarak en az alterasyona uğramış andezit bileşimi olarak belirlenmiştir. L1 örneğinin AK içeriğinin yüksek olması örneklerin CO₂ içeriği ile ilişkili olabilir.

Kütle değişimi: Yapılan hesaplamalar sonucu L hattı boyunca yan kayaçlarda genel olarak kütle artışı meydana gelmiştir (Çizelge 2). (2) numaralı formül kullanılarak hesaplanan kütle değişimine göre altere kayaçta (L2) %12, çok altere kayaçta (L3) ise %4'lük bir artış meydana gelmiştir (Çizelge 1).

$$\Delta M_A(\%) = 100 \times (1/m - 1) \quad (2)$$

Yukarıdaki eşitlikte, ΔM_A : Az alterasyona uğramış kayaca göre alterasyona uğramış kayaçta oluşan net kütle (%) değişimi, m: ($C_{\text{altere kayaç}}/C_{\text{taze kayaç}}$) isocon'unun eğimi.

L2'de az altere kayaca göre Na₂O, Sr, Ni ve SiO₂'de ise önemli miktarlarda zenginleşme; CaO ve MnO'de ise önemli miktarlarda tüketilme söz konusudur. L3 örneğinde ise Sr'da diğerlerine nazaran daha fazla bir artış, As'de ise aşırı bir zenginleşme; CaO, MnO ve Pb'de ise diğerlerine göre daha fazla tüketilme belirlenmiştir.

Çizelge 1. Volkanitlerde az altere kayaçtan altere kayaca doğru bir hat (L, D ve A) boyunca alınan örneklerin ana ve iz element analizleri.
Table 1. The major and trace element analyses of samples taken through a line (L, D and A) from the least to the most altered rock in the volcanics.

Kayaçlar	Andezit				Dazit-I				Dazit-II							
	Hatlar	Az altere (illit+klorit)	Altere (illit+klorit)	Çok altere (klorit+illit)	L1*	L2	L3	Az altere ODB*	Altere (illit)	Çok altere (illit+kaolinit)	D1	Altere (A4+A3)ort	A2 (illit+klorit)	Aşırı altere (klorit+illit)	Az altere (illit+kaolinit)	Altere (illit+kaolinit)
Örnek																
SiO ₂	51,97	57,44	54,72	54,72	68,63	70,45	69,24	62,30	61,05	52,90	61,14	52,90	61,14	65,13	65,13	65,13
TiO ₂	0,55	0,58	0,57	0,57	0,33	0,15	0,17	0,41	0,26	0,25	0,43	0,25	0,43	0,42	0,42	0,42
Al ₂ O ₃	19,60	21,91	21,49	21,49	14,47	16,62	17,53	18,77	19,32	16,89	20,29	16,89	20,29	19,72	19,72	19,72
Fe ₂ O ₃	9,13	7,22	9,44	9,44	4,65	1,06	1,29	2,54	5,78	4,29	2,55	4,29	2,55	3,83	3,83	3,83
MnO	0,20	0,07	0,11	0,11	0,04	0,02	0,02	0,07	0,03	0,07	0,07	0,07	0,07	0,14	0,14	0,14
MgO	3,09	2,75	2,59	2,59	1,61	1,39	1,39	4,67	4,30	9,46	1,26	9,46	1,26	0,66	0,66	0,66
CaO	4,65	0,43	0,29	0,29	1,47	0,10	0,12	0,15	0,10	0,10	2,34	0,10	2,34	0,41	0,41	0,41
Na ₂ O	1,69	2,13	1,65	1,65	2,75	1,35	0,12	2,13	1,07	0,39	1,76	0,39	1,76	1,77	1,77	1,77
K ₂ O	3,10	3,66	3,91	3,91	2,45	4,69	5,27	2,76	3,26	1,65	4,02	1,65	4,02	3,90	3,90	3,90
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,18	0,18	0,13	0,03	0,02	0,10	0,04	0,03	0,08	0,03	0,08	0,08	0,08	0,08
Toplam	94,13	96,34	94,95	94,95	96,53	95,86	95,17	93,90	95,21	86,03	93,94	86,03	93,94	96,06	96,06	96,06
AK	5,64	4,53	3,38	3,38	2,89	2,55	3,33	4,36	4,13	7,88	5,40	7,88	5,40	3,34	3,34	3,34
C	0,74	0,02	0,02	0,02	0,37	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,08	0,02	0,08	0,02	0,02	0,02
As	0,5	0,4	2,0	2,0	1,53	5	44,0	4,0	23,0	19,0	9,0	19,0	9,0	8,0	8,0	8,0
Ba	459,0	360,0	411,0	411,0	389	1409	1649	1110	506,0	200,0	342,0	200,0	342,0	383,0	383,0	383,0
Co	9,0	6,0	5,0	5,0	1,3	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.
Cu	26,0	5,0	51,0	51,0	8,3	13,5	29,0	38	11,0	19,0	16,0	19,0	16,0	15,0	15,0	15,0
Cr	2,0	3,0	1,0	1,0	<30,0	<30,0	<30,0	69,5	<30,0	35,0	<30,0	35,0	<30,0	<30,0	<30,0	<30,0
Cs	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	3,43	a.e.	a.e.	0,7	0,9	0,6	5,2	0,6	5,2	4,9	4,9	4,9
Ga	17,0	15,0	17,0	17,0	14	10,5	12,0	12,0	14,0	13,0	16,0	13,0	16,0	15,0	15,0	15,0
Ni	3,0	4,0	3,0	3,0	2,65	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.
Hf	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	4,5	a.e.	a.e.	4,4	3,2	3,8	3,3	3,8	3,3	3,4	3,4	3,4
Nb	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	8,8	a.e.	a.e.	10,85	10,6	9,4	7,2	9,4	7,2	7,4	7,4	7,4
Pb	82,0	62,0	69,0	69,0	<15,0	159,5	189,0	848	62,0	216,0	<15,0	216,0	<15,0	<15,0	<15,0	<15,0
Rb	815	239,0	2304	2304	992	93	3474	535	62,0	37,0	90,0	37,0	90,0	92,0	92,0	92,0
Sb	0,05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,53	0,2	38,0	a.e.	0,4	0,3	1,8	0,3	1,8	0,9	0,9	0,9
Sr	47,0	72,0	62,0	62,0	54	71,5	31,0	48	10,0	10,0	33,0	10,0	33,0	22,0	22,0	22,0
La	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	19,9	22,9	16,7	41,35	38,2	27,6	27,4	27,6	27,4	27,9	27,9	27,9
Ce	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	42,5	44,4	32,7	77,25	71,0	55,3	49,4	55,3	49,4	48,3	48,3	48,3
Ta	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	0,48	a.e.	a.e.	0,85	1,0	0,9	0,7	0,9	0,7	0,7	0,7	0,7
Th	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	4,05	15,85	14,5	15,15	16,4	10,9	14,7	10,9	14,7	16,2	16,2	16,2
U	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	0,74	a.e.	a.e.	4,45	4,5	5,2	4,9	5,2	4,9	5,9	5,9	5,9
V	22,0	22,0	23,0	23,0	12	<10,0	<10,0	47	22,0	22,0	71,0	22,0	71,0	76,0	76,0	76,0
Zn	536,0	376,0	332,0	332,0	54	24,50	75,0	104,5	64,0	95,0	44,0	95,0	44,0	67,0	67,0	67,0
Zr	137,0	120,0	132,0	132,0	155	109	107,0	156,5	110,0	122,0	120,0	122,0	120,0	132,0	132,0	132,0
Y	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	28,9	a.e.	a.e.	2,9	26,1	32,3	11,6	32,3	11,6	14,2	14,2	14,2
NTE ¹	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	50,4	29,9	22,7	49,45	46,3	47,6	33,3	47,6	33,3	34,8	34,8	34,8
CAI	57,31	72,68	74,23	74,23	59,52	66,3	74,1	73,25	77,7	86,5	63,8	86,5	63,8	71,5	71,5	71,5
AI	49,40	71,46	77,01	77,01	49,11	82,2	96,5	76,95	86,2	95,7	56,3	95,7	56,3	67,7	67,7	67,7
L _{AI}	2,55	1,72	2,16	2,16	1,19	0,27	0,50	4,13	2,33	1,46	0,66	2,33	0,66	0,79	0,79	0,79
m(Ca/C ⁰)	-	0,88	0,96	0,96	0,51	0,51	0,50	1,24	0,78	0,80	-	0,78	-	0,98	0,98	0,98

AK: Ateşte kayıp (C ve S'üzü); *: Kütle değişimi için baz alınan örnek, ODB: Ortalama dasit bileşimi (Sipahi, 2005), a.e.: Analiz edilmedi, NTE¹: La ve Ce'süz NTE toplamı, CAI: Kimyasal alterasyon indeksi, L_{AI}: Ishikawa alterasyon indeksi, L_{AI}: Lenz alterasyon indeksi, ort: Ortalama

Çizelge 2. Volkanitlerde az altere kayaçtan altere kayaca doğru bir hat (L, D ve A) boyunca alınan örneklerin kütle değişim değerleri.
Table 2. The calculated mass change values of samples taken through a line (L, D and A) from the least to the most altered rock in the volcanics.

Örnek/ Ele.	Andezit								
	Ölçekli değer			Göreceli kütle değişimi			Net kütle değişimi		
	L2	L3	L3	L2	L3	L3	L2	L3	L3
Cr	1.5	0.5	0.5	71.3	-48.1	-48.1	2.1	-0.5	-0.5
Cu	0.4	3.9	3.9	-78.0	103.6	103.6	-3.9	52.8	52.8
Co	2.0	1.7	1.7	-23.9	-42.3	-42.3	-1.4	-2.1	-2.1
Zn	2.8	2.5	2.5	-19.9	-35.7	-35.7	-74.9	-118.6	-118.6
P ₂ O ₅	5.0	6.0	6.0	14.2	24.5	24.5	0.0	0.0	0.0
Ba	4.7	5.4	5.4	-10.5	-7.1	-7.1	-37.6	-29.0	-29.0
Al ₂ O ₃	7.8	7.7	7.7	27.6	13.8	13.8	6.1	3.0	3.0
Rb	6.0	6.7	6.7	-13.7	-12.7	-12.7	-8.5	-8.7	-8.7
K ₂ O	10.6	11.4	11.4	34.8	30.9	30.9	1.3	1.2	1.2
Ga	8.8	10.0	10.0	0.7	3.8	3.8	0.1	0.6	0.6
As	8.8	44.0	44.0	-8.7	315.1	315.1	0.0	6.3	6.3
TiO ₂	12.7	12.4	12.4	20.4	7.6	7.6	0.1	0.0	0.0
Pb	10.1	7.2	7.2	-11.2	-42.3	-42.3	-0.8	-2.1	-2.1
V	14.0	14.6	14.6	14.2	8.5	8.5	3.1	2.0	2.0
Na ₂ O	18.9	14.6	14.6	43.9	1.3	1.3	0.9	0.0	0.0
Sr	24.5	21.1	21.1	74.9	36.9	36.9	53.9	22.9	22.9
Ni	22.7	17.0	17.0	52.2	3.8	3.8	2.1	0.1	0.1
CaO	1.7	1.1	1.1	-89.4	-93.5	-93.5	-0.4	-0.3	-0.3
MnO	7.0	11.0	11.0	-60.0	-42.9	-42.9	0.0	0.0	0.0
SiO ₂	23.2	22.1	22.1	26.2	9.3	9.3	15.0	5.1	5.1
tFe ₂ O ₃	17.4	22.7	22.7	-9.7	7.3	7.3	-0.7	0.7	0.7
MgO	20.5	19.3	19.3	1.6	-13.0	-13.0	0.0	-0.3	-0.3
Zr	28.9	31.8	31.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Çizelge 2. Devam
Table 2. (Continued)

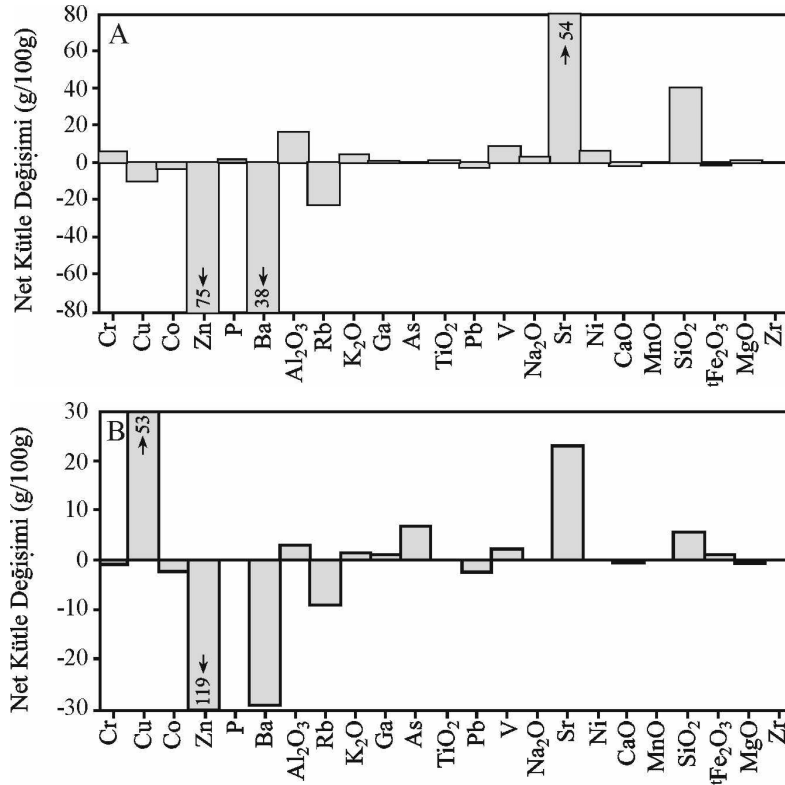
Göreceli kütle değişimi				Net kütle değişimi				Daset-I				Daset-II							
Örnek	(D6+D4)ort	D1	(D6+D4)ort	D1	D1	A3	A2	A1	A3	A2	A1	A3	A2	A1	Göreceli kütle değişimi	Cm	Net kütle değişimi	Cm	
Cu	102.5	418.0	11.8	121.2	Zn	54.1	51	118.8	56.5	32.6	112.8	56.5	32.6	112.8	Zn	55.9	37.5		
P ₂ O ₅	-61.5	-70.8	0.0	0.0	P ₂ O ₅	-11.3	-40.8	-58.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	P ₂ O ₅	5.3	0.0		
Ba	429.0	527.7	6046.1	8701.0	Ba	163.1	102.1	-26.6	2081.1	625.3	-60.7	2081.1	625.3	-60.7	Ba	14.7	56.2		
SiO ₂	52.6	52.0	39.0	37.9	SiO ₂	-24.7	16.2	8.8	-16.5	10.4	5.4	-16.5	10.4	5.4	SiO ₂	6.7	4.5		
Rb	109.1	134.9	101.5	139.0	Rb	-19.1	41.7	-12.5	-12.5	29.9	-5.7	-12.5	29.9	-5.7	Rb	4.7	4.3		
K ₂ O	226.0	224.3	12.8	12.4	K ₂ O	-6.8	73.7	-4.9	-0.2	2.5	-0.1	-0.2	2.5	-0.1	K ₂ O	-2.8	-0.1		
Ga	9.6	27.1	1.0	3.2	Ga	-31.1	28.5	16.5	-3.7	4.0	2.1	-3.7	4.0	2.1	Ga	-4.0	-0.6		
As	389.8	4177.5	19.9	18.4	As	105.7	1838.6	1463.0	4.1	422.9	278.0	4.1	422.9	278.0	As	-6.2	-0.5		
Sb	-44.3	10870.8	-0.1	42.2	Cs	-84.4	-66.7	-79.5	-0.6	-0.6	-0.4	-0.6	-0.6	-0.4	Sb	-46.5	-0.4		
Cs	-48.7	-13.3	-0.6	-0.3	Zr	-17.5	-17.6	-0.4	-27.9	-17.5	-0.5	-27.9	-17.5	-0.5	Zr	12.6	16.7		
Zr	2.5	2.0	2.7	2.2	Pb	6784.9	900.3	2638.6	57536.4	693.2	5699.4	57536.4	693.2	5699.4	Pb	24.2	2.7		
Pb	1565.3	1901.4	2496.7	3593.7	V	128.8	71.4	67.3	60.6	15.7	14.8	60.6	15.7	14.8	Na ₂ O	0.7	0.0		
Na ₂ O	-33.0	-93.4	-0.4	-0.1	Na ₂ O	-36.3	-49.1	-80.2	-0.8	-0.6	-0.4	-0.8	-0.6	-0.4	Sr	-31.7	-7.0		
Sr	91.8	-15.7	65.6	-4.9	Sr	-7.1	-73.0	-77.5	-4.5	-8.4	-7.6	-4.5	-8.4	-7.6	U	23.3	1.4		
U	559.3	516.9	18.5	15.8	U	387.5	690.8	572.5	17.3	31.2	22.6	17.3	31.2	22.6	CO ₂	-76.5	0.0		
CO ₂	20.1	-18.8	0.1	0.0	CO ₂	-95.1	-93.4	-93.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	Y	25.7	3.7		
Y	-61.3	-68.4	-4.7	-4.2	Y	-39.3	16.0	39.7	-8.6	4.2	12.8	-8.6	4.2	12.8	Th	12.9	2.1		
Th	471.3	430.1	74.7	62.4	Th	242.8	526.7	290.8	42.0	104.1	36.7	42.0	104.1	36.7	CaO	-82.5	-0.4		
CaO	-87.7	-87.7	-0.1	-0.1	CaO	-91.0	-87.9	-88.8	-0.2	-0.1	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	Hf	5.5	0.2		
Hf	18.6	-14.5	0.7	-0.4	Hf	-22.3	-9.9	5.9	-1.0	-0.3	0.2	-1.0	-0.3	0.2	S	-32.2	0.0		
S	159.0	419.1	0.3	1.5	S	226.0	106.8	2971.4	0.9	0.2	72.2	0.9	0.2	72.2	MnO	98.0	0.1		
MnO	387.2	394.2	0.8	0.8	MnO	1.6	-37.8	73.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	Al ₂ O ₃	-2.6	-0.5		
Al ₂ O ₃	63.3	82.4	10.6	15.2	Al ₂ O ₃	7.9	74.3	64.7	1.6	15.1	12.7	1.6	15.1	12.7	La	4.3	1.2		
La	68.4	24.9	15.7	4.2	La	67.1	147.0	74.4	27.8	56.2	20.6	27.8	56.2	20.6	^t Fe ₂ O ₃	50.2	2.0		
^t Fe ₂ O ₃	-70.7	-58.4	-0.7	-0.8	^t Fe ₂ O ₃	-55.0	62.3	30.0	-1.5	3.8	1.5	-1.5	3.8	1.5	NTE	7.0	2.4		
Ce	52.5	14.1	23.3	4.6	Ce	45.9	114.4	62.9	35.5	81.2	34.8	35.5	81.2	34.8	MgO	-47.7	-0.3		
NTE	-13.3	-33.2	-4.0	-7.5	NTE	-8.1	36.7	33.9	-4.7	19.7	18.2	-4.7	19.7	18.2	Nb	5.4	0.4		
Ta	249.0	195.0	2.9	1.9	Ta	45.6	153.4	121.4	0.4	1.5	1.0	0.4	1.5	1.0	TiO ₂	-1.8	0.0		
MgO	-18.2	30.2	-0.2	0.4	MgO	139.6	249.2	729.6	6.9	11.3	80.5	6.9	11.3	80.5	Ce	0.0	0.0		
Nb	109.7	115.6	13.8	14.8	Nb	-0.7	54.5	34.4	-0.1	5.8	3.2	-0.1	5.8	3.2					
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0					

Net (g/100g) kütle değişimi: 100 g'a göre net kütle değişimi hesaplamalarında kullanılan formül aşağıda verilmiştir:

$$\Delta C_i^A (\text{g}/100 \text{ g}) = [\Delta C_i^A (\%) / 100] \times [C_i^A (\text{g}/100 \text{ g})] \quad (3)$$

Bu formüle göre az alterasyona uğramış kayaca oranla alterasyona uğramış kayacda (L2) Si (15 g/100g), Al (6.1 g/100g), K (1.3 g/100g), Na (0.9 g/100g) ve Sr (54 ppm/100g) artarken, Fe (0.7 g/100g), Ca (0.4 g/100g) metallere Pb (0.8 ppm/100g), Cu (3.9 ppm/100g) ve Zn (74.9 ppm/100g) azalmıştır (Şekil 10A). Diğer elementlerde (P, Ti, Mn, Mg, Zr, Ga ve As) herhangi bir değişiklik olmamıştır. Çok alterasyona uğramış kayaca ait örnekte ise Si (5.1 g/100g), Al (3 g/100g), K (1.2 g/

100g), Fe (0.7 g/100g), Cu (52.8 ppm/100g) ve As (6.3 ppm/100g) artma gösterirken, Mg (0.3 g/100g), Ca (0.3 g/100g), Zn (118.6 ppm/100g) ve Sr (22.9 ppm/100g)'da çok az azalma gerçekleşmiştir (Şekil 10B). Mg ve Fe'de çok fazla bir değişim olmamasının sebebi, bu elementlerin daha çok kayaların bünyesinde bulunan Mg-Fe'li bileşenlerden (piroksen, amfibol ve biyotit gibi) sağlanmış olmasından kaynaklanmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementler (Fe ve Mg) yapısında buldukları minerallerin alterasyonu ve bu elementleri içeren yeni minerallerinin (klorit gibi) oluşmasına bağlı olarak önemli bir değişiklik (fakirleşme) göstermemektedir.



Şekil 10. Az altere andezitten altere andezite doğru alınan örneklerdeki net kütle değişimleri. A) Alterasyona uğramış kayac (örnek L2), B) Çok alterasyona uğramış kayac (örnek L3).

Figure 10. The calculation net mass change diagrams of samples taken from the least to the most altered andesite. A) Altered rock (sample L2), B) Very altered rock (sample L3).

Sonuç olarak, alterasyona uğramış yan kayaçtan çok alterasyona uğramış kayaca doğru silisçe fakirleşme söz konusudur. Alterasyona uğramış yan kayaçta Si, Al, K ve Na artmasına bağlı olarak serizitleşme ve silisleşme meydana gelirken, çok altere kayaca doğru serizit ve silis azalmaktadır. Kayaçlarda kloritleşme mevcuttur, fakat klorit oluşumu için gerekli elementler kayaçlardaki minerallerden sağlanmıştır. Bu da alterasyon hesabında kütle de değişiklik oluşturmamıştır. Bu hatta alterasyona uğramış kayaçta (L2) net %14.17, çok alterasyona uğramış kayaçta (L3) ise net %3.79'luk bir kütle kazancı meydana gelmiştir. L2'deki kütle kazancını daha çok Si oluşturmaktadır. Çünkü Si'un kütlesi net 15 g/100g artmıştır. Al ve K kütle artışına katkısı çok azdır. L3'deki kütle artışının sebebi de yine Si'dur. L2'de olduğu gibi Al ve K'un kütle artışına katkısı çok azdır. Dolayısıyla bu hatta silisleşme ve serizitleşme önemli değişimlerdir.

Az Altere Dasitten Çok Altere Dasite Doğru Dik Bir Hat Boyunca Kütle Değişimi

Dasitlerde üç farklı hat (A, C ve D) boyunca örnekler derlenmiştir. Dasit-I'deki az alterasyona uğramış kayaçtan çok alterasyona uğramış kayaca doğru dik bir A ve D hatları ve Dasit-II'den bir C hattı boyunca örnekler alınmıştır. A hattı boyunca dört örnek, D hattı boyunca ise üç örnek ve C hattından da iki örnek seçilerek tüm örneklerden kimyasal analizler yapılmıştır (Çizelge 1). Örnekler gösterdikleri alterasyonlara göre gruplandırılmıştır. A ve D hatlarından alınan örnekler çeşitli oranlarda alterasyondan etkilendiği için, az alterasyona uğramış kayaç bileşimi olarak, çalışma alanındaki Dasit-I'lere ait Sipahi (2005) tarafından verilen örneklerden AI % 0-60 ve AK % 2-4 arasında değişen 8 örneğin

ortalaması az altere dasit bileşimi olarak kullanılmıştır. Bu açıdan A ve D hatlarındaki element ve kütle değişim hesapları bu örnek (ODB: Ortalama dasit bileşimi) baz alınarak yapılmıştır (Çizelge 2). Ayırışma ürünü olarak A hattı klorit ve illit içerirken, D hattında kaolinit ve illit bulunmaktadır. Dasit-II'de ise Cc nolu örnek az alterasyona uğramış örnek olarak belirlenmiştir.

Dasit-I

A hattı: Yapılan hesaplamalar sonucu A hattı boyunca az alterasyona uğramış kayaçtan çok alterasyona uğramış kayaca doğru (A3+A4)ort'da %24 kütle azalması, A2'de %22 ve A1'de %20 kütle artışı meydana gelmiştir.

Kütle değişimi: Bu hatta göreceli olarak (A3+A4)ort'da Pb ve Ba'da aşırı miktarda artma; Zn, V, Th, Ce, La, U, MgO, As ve Al₂O₃'da artma; Zr, SiO₂, Rb, Y, Sr, NTE, Ga ve Fe₂O₃'de kısmen azalma gerçekleşmiştir. A2 örneğinde P₂O₅, Hf ve S elementlerinde bir değişiklik görülmezken; Zr, Na₂O ve Sr'da tüketilme, diğer elementlerde ise artma belirlenmiştir. Çok ayrılmış zondan alınan A1 örneğinde ise Ba, Rb ve Sr tüketilmiş; diğer elementler ise zenginleşmiştir.

Net (g/100g) kütle değişimi: Az ayrılmış kayaca göre ayrılmış kayaçta ((A3+A4)ort) ana elementlerden Si (16.5g/100g), Fe (1.5 g/100g), Na (0.8 g/100g), K (0.2 g/100g) ve Ca (0.2 g/100g) azalırken, Mg (6.9 g/100g) ve Al (1.6 g/100g) artmıştır. P ve Mn elementlerinde herhangi bir değişim olmamıştır (Şekil 11A ve Çizelge 2). Metallerden Pb (57536 ppm/100g) aşırı zenginleşmiştir. Diğer elementlerde az alterasyona uğramış kayaçlardaki değerlerine oranla azalma görülmektedir (Şekil 11A). Çok alterasyona uğramış örnekte (A2) Al (15.1 g/100g), Mg (11.3 g/100g) Si (10.4 g/100g), Fe (3.8 g/100g) ve K (2.5 g/100g) elementleri

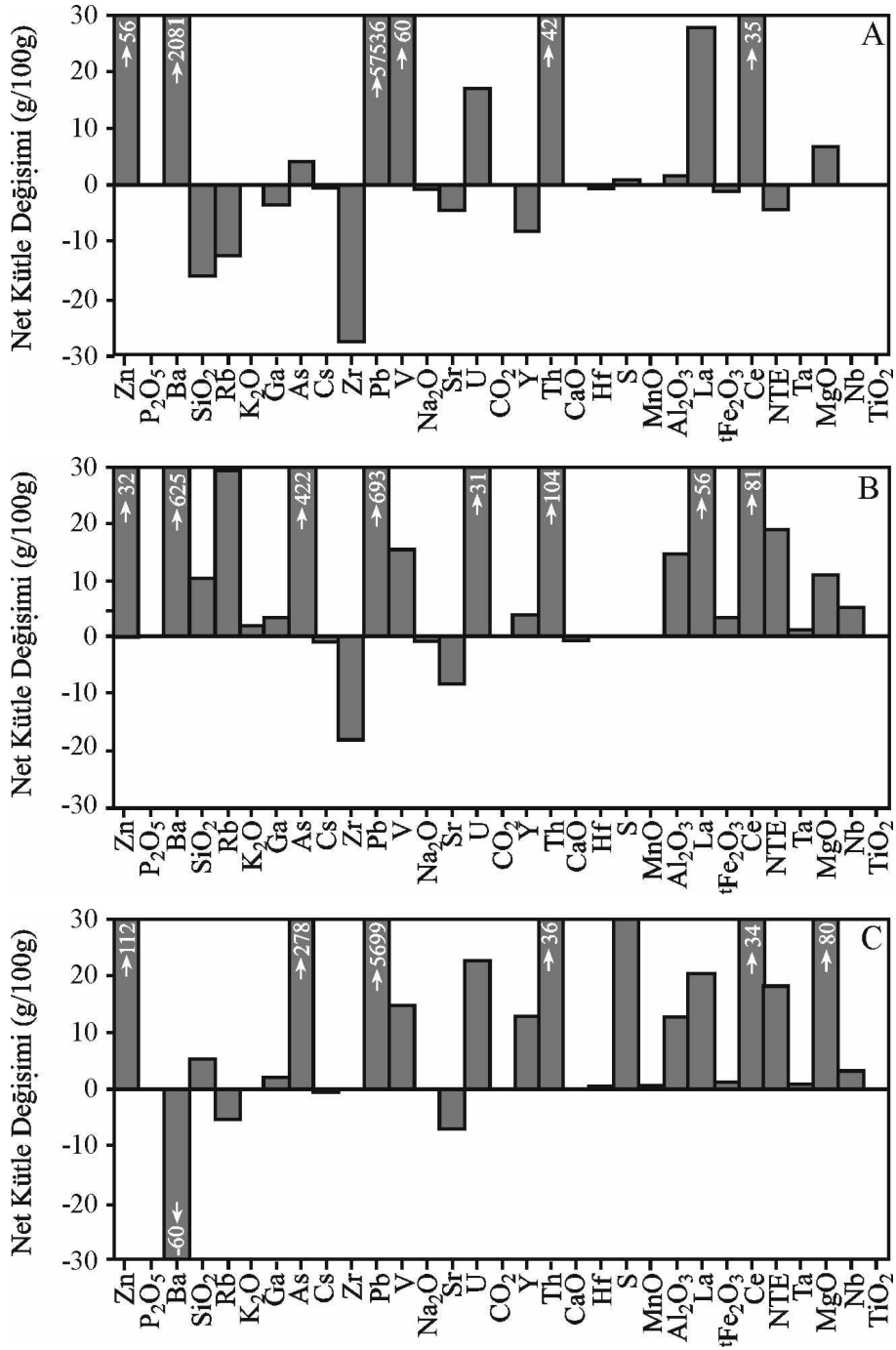
artmıştır (Şekil 11B). Bu örnekteki iz elementlerden en fazla Ba (625.3 ppm/100g), metallere Pb (693.2 ppm/100g) ve Zn (32.6 ppm/100g) artarken, As (422.9 ppm/100g), Th (104.1 g/100g), Ce (81.2 ppm/100g), La (56.2 ppm/100g), U (31.2 ppm/100g) ve Rb (29.9 ppm/100g) az alterasyona uğramış kayaca oranla artmıştır. Aşırı alterasyona uğramış kayaktan alınan A1 örneği irdelendiğinde Mg (80.5 g/100g), Al (12.7 g/100g), Si (5.4 g/100g) ve Fe'de (1.5 g/100g) artma; Na (0.4 g/100g)'da azalma olmuştur (Şekil 11C). Aşırı alterasyona uğramış kayacın, Pb (5699 ppm/100g), As (278 ppm/100g), Zn (112.8 ppm/100g), S (72 ppm/100g), Ce (34.8 ppm/100g) ve Th (36.7 ppm/100g) diğer iz elementlerine göre artmakta; Ba (60.7 ppm/100g), Sr (7.6 ppm/100g) ve Rb (5.7 ppm/100g) ise kısmen azalmaktadır.

Sonuç olarak, bu hatta alterasyona uğramış kayacın ((A3+A4)ort) net % 24.47 kütle azalması, çok alterasyona uğramış kayacın net (A2) % 22.2 ve aşırı alterasyona uğramış kayacın (A1) ise net % 20.29 kütle kazancı meydana gelmiştir. A3'deki kütle kaybını daha çok Si oluşturmaktadır. Çünkü Si'nin kütlesi net 16.5 g/100g azalmıştır. Fe, Na ve K'da kütle kaybını az miktarda da olsa etkilemiştir. Çok alterasyona uğramış A2 örneğinde meydana gelen kütle kazancı Al (15.1 g), Mg (11.3 g), Si (10.4 g), Fe (3.8 g) ve K'daki (2.5 g) artıştan dolayıdır. Kütle kazancında Al, Mg ve Si daha çok etkili olmuştur. Bu elementlerdeki artış kayacın silisleşme, serizitleşme, illitleşme ve kloritleşmeye neden olmuştur. Aşırı alterasyona uğramış A1 örneğindeki kütle kazancı

ise Mg (80.5.2 g), Al (12.7 g), Si (5.4 g) ve Fe (1.5 g) ile ilgilidir. Bu zonda S'de artmıştır. Dolayısıyla kloritleşme, silisleşme ve piritleşme gibi olaylar kütle artışını sağlamıştır. A1 zonunda serizitleşme ve illitleşme diğer zonlara nazaran daha az olup, kütle artışında etkisi çok azdır. A hattında genel olarak (A3 hariç) aşırı alterasyona uğramış kayaca doğru Al, Si, Mg ve Fe'ce zenginleşme görülmektedir. Ayrıca S'de de az miktarda artış meydana gelmiş olup, piritleşmeyi işaret etmektedir. Buna bağlı olarak aşırı alterasyona uğramış kayaca doğru serizitleşme ve illitleşme azalmakta olup, kloritleşme ve silisleşme artmaktadır. Kayalarda P, Ca, Na ve Mn'da önemli değişiklik olmamıştır. Çünkü kayalardaki plajiyoklazlar Ca'ca fakir ve çok az miktarda karbonatlı mineral içermektedir. Bu nedenle Ca'da önemli bir değişim olmamıştır. Na'daki değişimde son derece az miktarda ve azalma yönündedir. Dolayısıyla bu hatta silisleşme, serizitleşme, illitleşme, kloritleşme ve piritleşme önemli alterasyon ürünleridir.

D-hattı: Bu hat boyunca az alterasyona uğramış kayaktan çok alterasyona uğramış kayaca doğru kütle artması meydana gelmiştir. Bu kütle artışı (D4+D6)ort'da %46.17, D1'de %48.26'dır (Çizelge 1).

Kütle değişimi: Hesaplamalara göre göreceli olarak (D4+D6)ort'de P₂O₅, Sb, Cs, Na₂O, Y, CaO, ⁴Fe₂O₃, NTE ve'da azalma diğerlerinde artma meydana gelmiştir. Az alterasyona uğramış kayaca göre çok alterasyona uğramış kayacın (D1) P₂O₅, Cs, Na₂O, Sr, Y, CaO, Hf, ⁴Fe₂O₃ ve NTE'de azalma, diğerlerinde artma meydana gelmiştir.

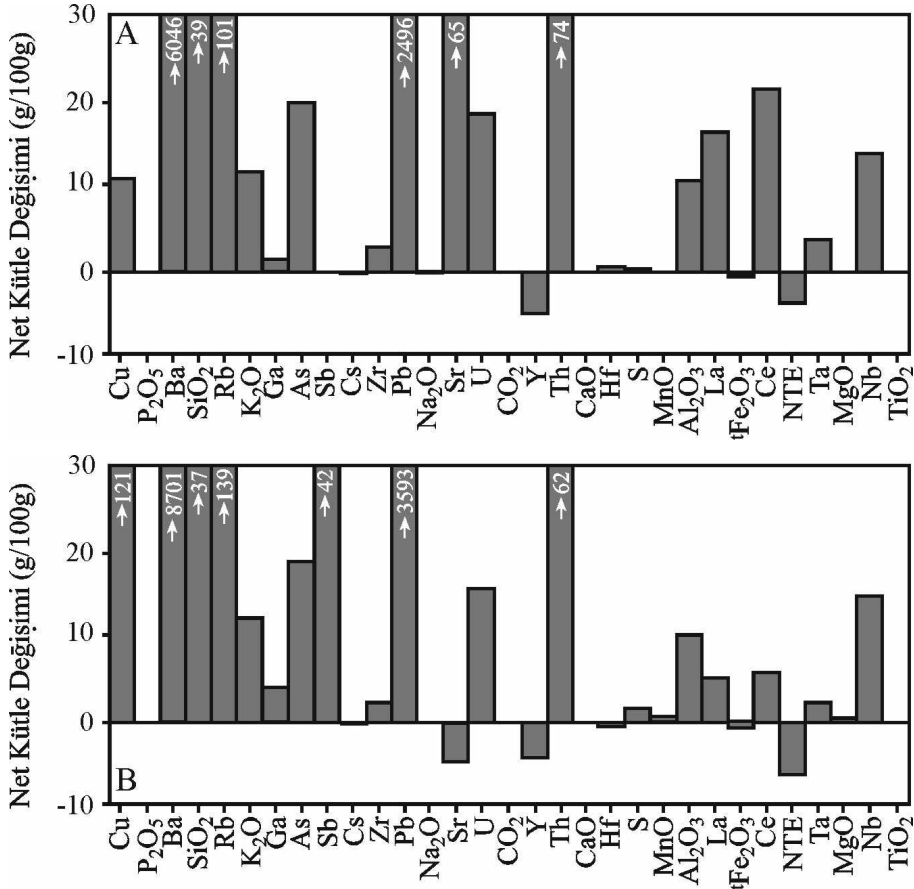


Şekil 11. Az altere Dasit-I'den aşırı altere Dasit-I'e doğru alınan örneklerdeki net kütle değişimleri. A) Alterasyona uğramış kayaç (örnek Aort), B) Çok alterasyona uğramış kayaç (örnek A2), C) Aşırı alterasyona uğramış kayaç (örnek A1).

Figure 11. The calculation net mass change diagrams of samples taken from the least to the most altered Dacite-I. A) Altered rock (sample Aort), B) Very altered rock (sample A2), C) The most altered rock (sample A1).

Net (g/100g) kütle değişimi: Alterasyona uğramış kayada ((D4+D6)ort) ana elementlerden Si (39 g/100g), K (12.8 g/100g) ve Al (10.6 g/100g) artmış, Mn (0.8 g/100g), Fe (0.7 g/100g) ve Na (0.4 g/100g) azalmıştır (Şekil 12A ve Çizelge 2). Metallerden Pb (2496.7 ppm/100g), As (19.9 ppm/100g) ve Cu (11.8 ppm/100g) zenginleşmiştir. Diğer elementlerde (P₂O₅, Sb, CO₂, CaO, ve MgO hariç) az alterasyona uğramış kayalardaki değerlerine oranla artma görülmektedir. Çok

alterasyona uğramış kayadan alınan D1 örneğinde Si (37.9 g/100g), Al (15.2 g/100g), K (12.4 g/100g), Mn (0.8 g/100g) ve Mg (0.4 g/100g) elementleri artmış; Fe (0.8 g/100g)'de azalma hesaplanmıştır (Şekil 12B). Bu örnekteki iz elementlerden en fazla Ba (8701 ppm/100g) artmıştır. Yine bu örnekte Pb (3593 ppm/100g), Cu (121 ppm/100g), Sb (42 ppm/100g) ve As (18 ppm/100g) alterasyon sonucu çok alterasyona uğramış kayada artmıştır.



Şekil 12. Az altere Dasit-I'ten çok altere Dasit-I'e doğru alınan örneklerdeki net kütle değişimleri. A) Alterasyona uğramış kayaç (örnek Dort), B) Çok alterasyona uğramış kayaç (örnek D1).

Figure 12. The calculation net mass change diagrams of samples taken from the least to the most altered Dacite-I. A) Altered rock (sample Dort), B) Very altered rock (sample D1).

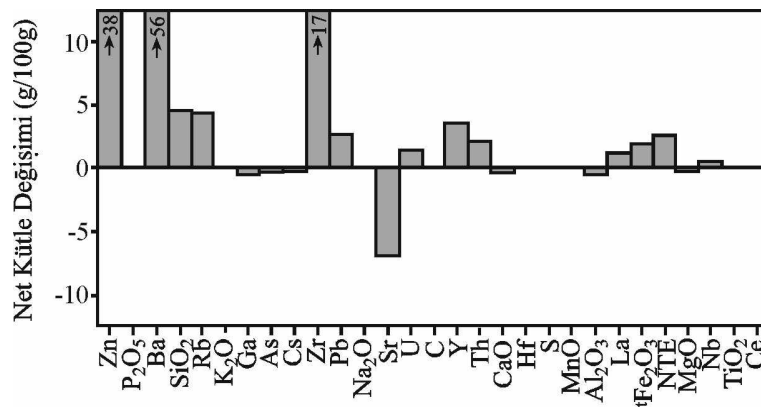
Sonuç olarak, bu hatta alterasyona uğramış kayada ((D4+D6)ort) net %31.6 ve çok alterasyona uğramış kayada (D1) net %32.5 kütle artması meydana gelmiştir. ((D4+D6)ort'taki kütle artışını daha çok Si (39 g/100g) oluşturmaktadır. K (12.8 g) ve Al'daki (10.6 g) artma da kütle artışını etkilemiştir. (D4+D6)ort örneğinde illitleşme ve kaolinleşme olduğu bilinmektedir (Sipahi, 2005). Dolayısıyla ((D4+D6)ort oluşan kütle artışını esas sebebi illitleşme ve kaolinleşmedir. İllitleşme ve kaolinleşme sonucu kayada bulunan Fe ve Mg elementleri az miktarda ortamdaki ayrılmışlardır. Çok alterasyona uğramış kayadaki (D1) kütle artışı da daha çok Si'dan (37.9 g), Al (15.2 g/100g), K'dan (12.4 g) ve az miktarda da Mg'dan (0.4 g/100g) kaynaklanmaktadır. Mg (0.4 g) elementinde meydana gelen çok az artma, bu örnekte çok az kloritleşme olduğunu belirtmektedir. Bu örnekteki çok az S artışı da piritleşme ile ilgilidir. D hattında genel olarak çok alterasyona uğramış zona doğru Si, Al ve K'da artma; Fe ve Na'da çok az azalma gerçekleşmiştir. Buna göre, çok alterasyona

uğramış zona doğru silisleşme, serizitleşme, illitleşme ve kaolinleşme artmakta olup, çok az kloritleşme gelişmiştir.

Dasit-II

C-hattı: Yapılan hesaplamalar sonucu C hattında az alterasyona uğramış kayaya oranla alterasyona uğramış kayada (Cm) %2 kütle artışı meydana gelmiştir. Alterasyon sonucu göreceli olarak Zn, Pb, Y, S, Mn, Fe, NTE ve Nb artarken; Sb, Sr, C, CaO ve MgO az miktarda azalmıştır.

Net (g/100g) kütle değişimi: Alterasyona uğramış kayada ana elementlerden Si (4.5 g/100g) ve Fe (2 g/100g) artarken; Al (0.5 g/100g), Ca (0.4 g/100g) ve Mg (0.3 g/100g) azalmaktadır (Şekil 13 ve Çizelge 3). Metallerden Zn (37.5 ppm/100g) ve Pb (2.7 ppm/100g) artmıştır. Ba, Rb, Zr, U, Y, Th, Hf, La, NTE ve Nb'da artma; Ga, As, Sb ve Sr'da azalma görülmektedir. Bu örnekteki iz elementlerden en fazla Ba (56.2 ppm/100g), Zr (16.7 ppm/100g) ve Rb (4.3 ppm/100g) artmış; Sr (7 ppm/100g) ise azalmıştır.



Şekil 13. Dasit-II'den alınan örneğin (Cm) az alterasyona uğramış kayaya göre net kütle değişimi.

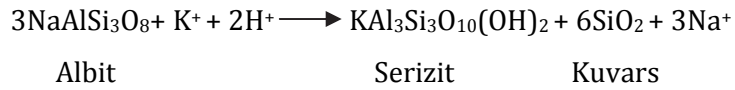
Figure 13. The calculation net mass change diagram of sample (Cm) taken from Dacite-II, according to the least altered rock.

Sonuçta, alterasyona bağlı olarak kayada net %2.41 kütle artması meydana gelmiştir. Kayadaki kütle artmasının sebebini Si (4.5 g/100g) ve Fe (2 g/100g) oluşturmaktadır. Az alterasyona ve alterasyona uğramış kayada illitleşme ve kaolinleşme olduğu bilinmektedir (Sipahi, 2005). Dolayısıyla kayadaki kütle artışının sebebi Si ve Fe artışına bağlı olarak silisleşme ve hematitleşmedir. Al (0.5 g/100g), Ca'daki (0.4 g/100g), Mg (0.3 g/100g) ve K'un (0.1 g/100g) az miktarda azalması bu elementlerin kısmen yıkanarak uzaklaştığını göstermektedir. Diğer bir ifadeyle herhangi bir mineralin yapısına girmeyen bu elementlerde azalma görülür. Na'da bir değişiklik olmaması albitik plajiyoklazların varlığı ile açıklanabilir. Dolayısıyla bu hatta silisleşme ve hematitleşme sonucu az miktarda kütle artışı meydana gelmiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Volkanitlerde gözlenen en yaygın alterasyonlar serizit (illit), silis ve klorittir. Serizit (illit) oluşumu plajiyoklazların alterasyonu ile gerçekleşmektedir. Serizitleşme (illitleşme)

olayı alkali değişimini kapsamakta ve hidrotermal sıvılardan K₂O ilavesini gerektirmekte veya K'un kaynağını kayalarda bulunan biyotit ve K-feldispatlar oluşturabilmektedir (Barrett ve diğ., 1993). İllitlerin, pH'ın 7-8 olduğu koşullarda, hidrotermal alterasyon veya yüzeysel ayrışmayla oluştuğu bilinmektedir (Large ve diğ., 2001). Volkanitlerden alınan örneklerle ait ana elementlerin göreceli (%) değişimleri birlikte değerlendirildiğinde, K₂O'un artışı serizitleşmeyi (illitleşmeye), SiO₂'nin artışı silisleşmeyi, Na+Ca azalması da plajiyoklazların alterasyonunu işaret etmektedir (Şekil 9A ve B). Volkanitlerde plajiyoklazların alterasyonu (Şekil 9A) Δ(K₂O+SiO₂) artışı ve serizitleşme-silisleşme olayı ile gerçekleşmektedir (Şekil 9B ve C). Buna göre kayalarda plajiyoklazların alterasyonuna bağlı olarak CaO+Na₂O azalması ve kütle kaybı; K₂O artışına bağlı olarak da serizitleşme meydana gelmektedir. Hidrotermal alterasyon süresince plajiyoklazdan serizit oluşum tepkimesi aşağıdaki şekildedir (Date ve diğ., 1983; Eastoe ve diğ., 1987; Large ve diğ., 2001):

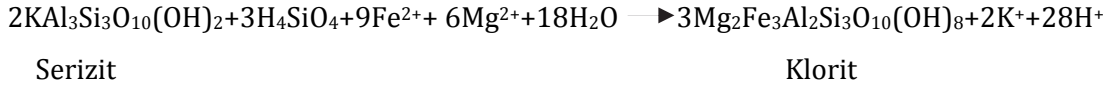


Volkanitlerde Δ(K₂O+SiO₂) (serizitleşme+silisleşme) ve Δ(Fe₂O₃+MgO) (Kloritleşme)'in birbirleri ile olan ilişkisine bakıldığında farklı yönelimler sundukları dikkat çekmektedir (Şekil 9F). Δ(K₂O+SiO₂) değişimi artarken Δ(Fe₂O₃+MgO) değişimi azalmakta ve hemen hemen sabit kalmaktadır. Δ(K₂O+SiO₂) azalırken, Δ(Fe₂O₃+MgO) artması, bu elementlerin farklı hidrotermal şartlarda

oluşturduğunu göstermektedir. Eğer aynı şartlar etkili olmuş olsaydı, bu elementlerin biri artarken diğ. birinin de artması, yani birlikte davranmaları gerekirdi. Oysa burada durum tam tersidir. Kayalarda Fe/Mg oranının yüksek olması durumunda, plajiyoklazlar serizitleşmeye fırsat bulamadan kloritleşmiş veya önce serizitleşmiş sonra klorite dönmüşlerdir (Barrett ve MacLean, 1994).

Dolayısıyla dasitlerde plajiyoklazlardan itibaren gelişen kloritleşme, yüksek Fe/Mg oranları altında albitik plajiyoklazdan serizitleşme ve bunu izleyen kloritleşme olarak yorumlanabilir. Sonuçta volkanitlerde silisleşme, serizitleşme/illitleşmenin yanı sıra kloritleşmede önemli değişimler olarak görülmektedir. Plajiyoklazların alterasyonu ile olu-

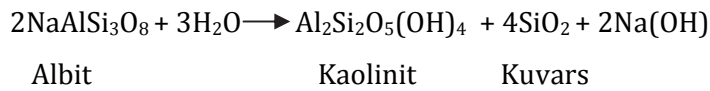
şan serizitlerdeki K⁺'un ortamdan ayrılıp, Fe²⁺ ve Mg²⁺'un ortamda bulunmasıyla alkali (pH=7.5-9.5) şartlarda kloritler oluşmaktadır (Large ve diğ., 2001). Dolayısıyla eğer serizit oluştuktan sonra ortamda yeterince Fe ve Mg varsa kloritler de gelişebilir. Klorit oluşum reaksiyonu Large ve diğ. (2001) tarafından aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır:



Bu formüle göre serizit oluştuktan sonra kloritleşme meydana geldiği için ikisi birlikte görülmekte ve volkanitlerde serizitin (illitin) kloritle birlikte görülmesinin sebebini bu reaksiyon kolayca açıklayabilmektedir (Large, 1992; Lentz, 1999; Schardt ve diğ., 2001).

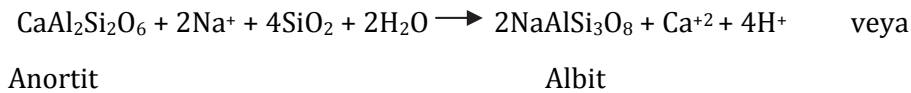
Volkanitlerde kaolinit minerali daha az yaygın olup, bazı örneklerde çok alterasyona uğramış kayaca doğru azalırken bazı örneklerde artmaktadır. Kaolinleşmenin arttığı örneklerde silisleşme, serizitleşme (illitleşme)

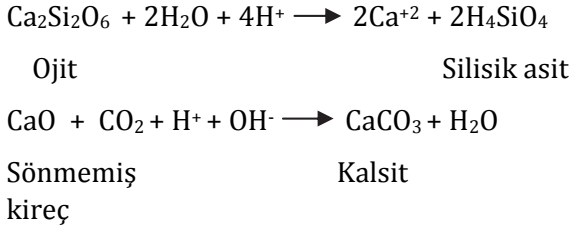
ve kloritleşme azalmaktadır. Dolayısıyla bu örneklerde kaolinleşme sonucu kütle kaybının meydana geldiği düşünülmektedir. Kaolinitlerin düşük sıcaklık (<150–200°C) şartlarında ve asidik (pH=3-4) koşullarda oluştuğu bilinmektedir (Sillitoe, 1993; Arribas, 1995). Düşük sıcaklıkta, feldispatların ve camın bozulmasından itibaren kaolinitlerin oluşumu gerçekleşmiş olabilir. Kaolinitlerin feldispatlardan itibaren oluştuğu reaksiyon aşağıda verilmiştir:



Volkanitlerde plajiyoklaz, ojit ve amfibollerde ve kırık zonları boyunca karbonat mineralleri oluşmuştur. Ca'un kaynağını plajiyoklaz ve Ca'ca zengin piroksenlerin alterasyonu esnasında açığa çıkan Ca²⁺ iyonları oluşturabilir. Karbonat mineralleri oluşurken

kayaçların su (H₂O) içerikleri de artmaktadır. Kalsitin oluşumu, ortamda yeterince Ca²⁺ iyonları olması durumunda Ca'lu plajiyoklaz veya ojitten itibaren aşağıdaki reaksiyonlarla açıklanabilmektedir:





Çok alterasyona uğramış kayaca doğru illit ve kloritin artması, kayaçta ikincil kuvars ve kalsit içeren ince damarcıkların bulunması ve kataklastik doku hidrotermal alterasyonun etkisini göstermektedir. Ayrıca serizitleşme ve kloritleşmenin metallerle olan ilişkisine bakıldığında farklı oluşum koşullarını desteklemesi alterasyona sebep olan sıvıların metalleri arttırmadığı bilakis sıvıların bu metaller bakımından fakir oldukları dahi söylenebilir. Tüm veriler ışığında alterasyon minerallerinin oluşumunda kırıklar boyunca hareket eden hidrotermal sıvıların önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Sonuç olarak, çalışma alanında, kayaçlardaki alterasyon ürünleri muhtemelen mezo-epitermal evrede, asidik-hafif alkali ortam şartlarında kayaçlardaki minerallerin hidrotermal alterasyonu ile oluşmuşlardır. Buna bağlı olarak kayaçlarda farklı hidrotermal alterasyon koşulları geliştiği için farklı kütle değişimleri görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu makale ilk yazarın doktora çalışmasının bir bölümünü oluşturmakta ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu (Proje No: 2001.112.005.1) ile DAAD (Almanya) tarafından desteklenmiştir. Yazarlar yorum ve katkılarından dolayı Cüneyt ŞEN'e (Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon/Türkiye), ayrıca makaleyi inceleyip önemli katkılarda bulunan hakemlere, Cemal TUNOĞLU (Hacettepe

Üniversitesi, Ankara/Türkiye) ve Kadir DİRİK'e (editör) teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

The Late Cretaceous age volcanic rocks in Zigana Mountain (Gümüşhane) at the eastern part of the Black Sea Region (NE-Turkey) show intensive hydrothermal alteration but less weathering alteration. The changes made by the hydrothermal alteration in these volcanics, alteration mineralogy and the mass changes (gains and losses) of the rocks are investigated in this study.

The basement of the study area is formed by Late Cretaceous basalt, andesite and their pyroclastics. The basement rocks are overlain by Late Cretaceous aged dacitic rocks, namely Dacite-I and Dacite-II (Figure 1). These Dacitic rocks mainly consist of lavas, agglomerate and tuffs. All the Zigana volcanic rocks are cut by andesite and porphyric dacite dykes and are conformably overlain by andesite and its pyroclastics. All these volcanic rocks, except for the top of the andesite, include local limestone lenses.

Basalt from the Late Cretaceous age volcanic rocks shows porphyric, fluidal, vesicular and breccias textures and there are porphyric and rare glomerophytic, sieve and hyalo textures in andesite. Plagioclase is the main constituent of the rocks and is generally altered to sericite, quartz and illite. The other constituents of the basalt are augite and amphibole, and those of andesite are amphibole and biotite. Ferro-magnesian minerals are altered to chlorite, carbonate and opaque minerals. Epidote is found as an alteration in the cavity of basalt. Magnetite, pyrite hematite

and limonite are opaque minerals in the rocks. Dacites show local prismatic structures. The textures of the dacites in Zigana area are mostly porphyric and less spherulitic, glomerophyric and hyalo-microgranu. The principle minerals that make up dacites are quartz, plagioclase, amphibole, sanidine, biotite and muscovite; accessory minerals are zircon and rutile. Pyrite, chalcopyrite and covellite are present as opaque minerals. In addition, there are secondary quartzes that developed along the veins. Plagioclase is generally altered to sericite, chlorite, quartz and calcite through twin planes and fractures. Some sanidine has shown commonly sericitization. Amphiboles are mostly porphyry, and include chloritization, silicification, calcitization and opaque mineral formations. Muscovites are majority decomposed to chlorite, calcite and opaque. In the thin sections, there is less biotite and some is altered and twisted. Muscovites and biotites have shown some slight orientation. All these minerals are found as microgranu ground mass. The groundmass consists of quartz, plagioclase, sanidine, muscovite and biotite.

Sericitization/illitization is found as a decomposition product of feldspars (Figure 2). The samples are generally found at a hydrothermal field (Figure 6) and the sericitization index ($SI = K_2O / (K_2O + Na_2O)$) increases with an increasing ($K_2O + Na_2O$) in basalt and andesite while it increases with a decreasing ($K_2O + Na_2O$) in dacites. In Figure 7 it is clearly seen that the sericitization has developed from decomposition of feldspar in the volcanics. Silicification is important as mineral replacement, small veinlets, amygdale filling and around breccias (Figure 2B). It decreases the distance from fractures. Chloritization is at its most abundant in basalt and andesite, less

abundant in Dacite-I, and rare in Dacite-II. All mafic mineral (amphibole, pyroxene and biotite) was converted to chlorite and pyrite (Figure 2A and D), and also chloritization advanced amygdales (Figure 2C), veinlets and around breccias together with silica. Carbonatisation occurs in Ca-plagioclase, clinopyroxene and amphibole in basalt and andesite, feldspar and amphibole in the dacites and along fractures of rocks (Figure 2). The types of carbonate minerals present are calcite, ankerite and rare dolomite and rodocrosite. Pyritisation is seen in all the volcanics. It is most common in dacites. Some show cataclastic texture, developed in temperatures under 300°C. Limonitization/hematitization occurs in Fe-minerals (amphibole, biotite and pyrite), around volcanic breccias and in small veinlets. Epidotization is rare, and seen especially at amygdale and plagioclase in basalt and andesite.

There was a very significant positive correlation between LOI with the alteration index ($L_{AI} = Fe_2O_3_{total} + MgO / (Na_2O + K_2O)$) and CaO (Figure 5). According to relative mass change, K_2O and SiO_2 in the volcanics increase and have caused sericitization/illitization and silicification, respectively (Figure 9A, B and C). The diagram of the $\Delta(K_2O + SiO_2)$ vs the $\Delta(Na_2O + CaO)$ shows that the values of the $\Delta(K_2O + SiO_2)$ increase in a positive direction related to sericitization and silicification of plagioclase, whereas the values of the $\Delta(Na_2O + CaO)$ are generally stable (Figure 9A). In Figure 9C, the partial enrichment of the $\Delta(Na_2O + CaO)$ has resulted from carbonate minerals (calcite and ankerite) in the rocks. The CO_2 contents of basalt, andesite and Dacite-I are higher than Dacite-II. In basalt-andesite and Dacite-I, (Ca+Na) shows highly significant

enrichment (700% and 200%, respectively) and a significant decrease (200% and 200%, respectively), whereas in Dacite-II shows a significant decrease (200%). Thus, in dacites, Na and Ca probably decrease in relation to the partial or complete decomposition of plagioclase as a result of hydrolyses (Figure 9C). In the diagram showing the $\Delta(K_2O+SiO_2)$ vs $\Delta(Fe_2O_3+MgO)$, the content of the $\Delta(K_2O+SiO_2)$ increases when the content of the $\Delta(Fe_2O_3+MgO)$ decreases (Figure 9F). This shows that the elements were brought in different fluids. These elements would show a positive correlation with each other if they resulted from the same fluids. But here the situation is the very opposite. In addition, the values of the $\Delta(K_2O+SiO_2)$ and the $\Delta(Fe_2O_3+MgO)$ increase when the value of the $\Delta(Cu+Zn+Pb)$ is constant (Figure 9G and H). This also shows that they developed with different events. Thus, fluids which cause sericitization and chloritization did not increase these metals and, in fact, it can be said that these fluids are poor in point of these metals.

According to the net mass change, there is a 2-68 % mass gain in basalt and andesite, a 71 % mass gain and a 42 % mass loss in Dacite-I and a 44 % mass gain with a 32 % mass loss in Dacite-II. Namely, both mass gain and mass loss have occurred in the volcanics during the hydrothermal alteration of the parent materials. Generally, illitization-chloritization-kaolinitization increase from less altered andesite to highly altered andezite whereas carbonatization decreases. In Dacite-I, silicification and sericitization/illitization were depleted in the very much altered rock, and chloritization was increased. Silicification, argillization, and carbonatization are significant decreases in the altered Dacite-II. As

a result, the products of alteration of rocks are likely to have occurred under acidic-weak alkali conditions in a meso-epithermal phase through the actions of different hydrothermal alterations.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdioğlu, E., 2008. Kutlular (Sürmene-Trabzon) Masif Sülfit Yatağı Hidrotermal Alterasyonunun Kil Mineralojisi, Jeokimyası, Duraylı İzotop Özellikleri ve Kökeni/ (Nature and Origin of Hydrothermal Alteration of the Kutlular (Sürmene-Trabzon) Massive Sulphide Deposit, Using Clay Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotopes). Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 240s.
- Adamia, S.A., Chlehotva, M.B., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishili, I. ve Zachariazadze, G.S. 1981. Tectonic Of The Caucas and Adjoining Regions. Journal of Structural Geology 3, 437-44.
- Akçay, M. ve Arar, M., 1999. Geology, mineralogy and geochemistry of the Çayeli massive sulphide ore deposit, Rize, NE Turkey. In: Stanley et al., (Eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, pp. 459-462.
- Akçay, M. ve Moon, C.J., 2001. Geochemistry of pyrite-bearing and purple dacites in north-eastern Turkey: a new exploration tool for the Kuroko type deposits. In: Piestrzyski, A. (ed) *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*. Krakow, Poland, p. 210-213.
- Akıncı, Ö.T., 1980. Major copper metallogenetic units and genetic igneous complexes of Turkey. In: Jankoviç, S. & Sillitoe, R. (eds), *European Copper Deposits*. Belgrade, Belgrade University, Faculty of Geology and Mining, 199-208.
- Akıncı, Ö.T., 1984. The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits, In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 17, 415-428.
- Altun, Y., 1972. Geology of the Madenköy (1) area. Maden Teknik ve Arama Enstitüsü (MTA) Rept. 553, 10 p. (in Turkish).
- Arribas, A.J.R., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: Thompson, J.F.H. (ed), *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course 23, 419-454.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., and Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the eastern pontide volcanic rocks, Northeast Turkey. *Chemie der Erde*, 57, 157-187.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1991. Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda, Quebec. *Econ. Geol.*, 86, 40-414.

- Barrett, T.J., 1992. Mass changes in the Galapagos hydrothermal mounds: near-axial sediment transformation and mineralization. *Geology* 20, 1075-1078.
- Barrett, T.J., Cattalani, S. ve MacLean, W.H., 1993. Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulphide deposits, Noranda Quebec. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 135-173.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1994. Mass Changes in Hydrothermal Alteration Zones Associated with VMS Deposits of the Noranda Area. *Exploration and Mining Geology*, 3, 131-160.
- Barrett, T.J. ve Maclean, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In: Barrie, C.T. & Hannington, M.D. (eds), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology* 8, 101-131.
- Bektaş, O., 1987. Volcanic belts as markers of the Mesozoic active margins of the Eurasia-Discussion. *Tectonophysics*, 141, 345-347.
- Buser, S. ve Cvetič, S., 1973. Geology of the environs from the Murgul copper deposits, Turkey, *MTA Bull.*, 81, 22- 45.
- Callaghan, T., 2001. Geology and host-rock alteration of the Henty and Mount Julia gold deposits, Western Tasmania. *Economic Geology* 96,1073-1088.
- Çağatay, M.N., 1977. Development of geochemical exploration techniques for massive sulphide ore deposits, eastern Black Sea region, Turkey. Unpub. Ph.D thesis, University of London, 364 p.
- Çağatay, M.N. ve Boyle, D.R., 1980. Geochemical prospecting for volcanogenic sulfide deposits, eastern Black Sea region, Turkey. *Jour. of Geochem. Explor.*, 8, 49-71,
- Çağatay, M.N., 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: Examples from Turkey. *Economic Geology*, 88, 606-621.
- Çelik, M., Karakaya, N. ve Temel, A., 1999. Clay minerals in Hydrothermal altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 77, 6, 708-717.
- Date, J., Watanabe, Y. ve Saeki, Y., 1983. Zonal alteration around the Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan. *Economic Geology Monograph* 5, 365-386.
- Dixon, J.C. ve Pereira, J., 1974. Plate tectonics and mineralization in the Tethyan Region, *Min. Deposita*, 9, 185-198.
- Dulski, P., 2001. Reference materials for geochemical studies: New analytical data by ICP-MS and critical discussion of reference values. *The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 25, 87-125.
- Eastone, C.J., Solomon, M. ve Walshe, J.L., 1987. District-scale alteration associated with massive sulphide deposits in the Mount Read volcanics, Western Tasmania. *Economic Geology*, 82, 1239-1258.
- Eğin, D., 1978. Polymetallic sulphide ore deposits and associated volcanic rocks from the Harşit river area, NE Turkey. Unpub. Ph.D thesis, University of Durham, 276 p.
- Elliot-Meadows, S. ve Appleyard, E.C., 1991. The alteration geochemistry and petrology of the Lar Lake Cu-Zn deposit, Lynn lake are, Manitoba, Canada. *Economic Geology*, 86, 486-505.
- Finlow-Bates, T. ve Stumpf, E.F., 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermal altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineral Dep.*, 16, 319-328.
- Gemmell, J.B. ve Large, R.R., 1992. Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania. *Economic Geology*, 87, 620-649.
- Grant, J.A., 1986, The isocon diagram a simple solution to Gresens equations for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, 81, 1976-1982.
- Halbach, P., Pracejus, B. ve Karg, M., 2003. BANDAMIN-I project (Unpub.).
- Hill, I.G., Worden, R.H. ve Meighan, I.G., 2000. Yttrium: the immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology* 28, 923 926.
- Huston, D.L., 1993. The effect of alteration and metamorphism on wall rock to the Balcooma and Dry River South volcanic-hosted massive sulfide deposits, Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 277-307.
- Huston, D.L. ve Cozens, G.J., 1994. The geochemistry and alteration of the White Devil Porphyry implications to intrusion timing. *Mineral Deposita*, 29, 275-287.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology* 26, 105-117.
- Jackson, M.L., 1956. *Soil Chemical Analysis-Advanced Course* department of Soil Science. University of Wisconsin, Madison.
- J.I.C.A., 1985. The Republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane Area. MTA Yayını, Ankara, 76 s.
- Jenner, G.A., 1996. Trace elementry of igneous rock: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry; in trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration, (Ed.) D.A. Wyman, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 51-77.
- Jenner, G.J., Longrich, L.P., Jackson, S.E. ve Fryer, B.J., 1990. ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chem. Geology*, 83, 133-148.
- Karakaya, N. ve Karakaya, M.Ç., 2001. Şaplıca (Şebinkarahisar,Giresun) Volkanitlerinin Hidrotermal Alterasyon Türlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 44/2, 75-90.

- Karakaya, N., Karakaya M.Ç., Nalbantçılar, M.T. ve Yavuz F., 2007. Relation between spring-water chemistry and hydrothermal alteration in the Şaplıca volcanic rocks, Şebinkarahisar (Giresun, Turkey). *Journal of Geochemical Exploration*, 93, 35-46.
- Kunze, G.W., 1965. Pretreatments for mineralogical analysis. Pp. 568-577 in: *Methods of Soil Analysis Part I*. Physical and mineralogical properties including statistics of measurement and sampling (C.A. Black, editor). Agronomy Society of America Inc., Madison, Wisconsin.
- Large, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles, and genetic models. *Economic Geology* 87, 549-572.
- Large, R.R., Allen, R.L., Blake, M.D. ve Herrmann, W., 2001. Hydrothermal Alteration and Volatile Element Halos for the Rosebery K Lens Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Tasmania. *Economic Geology*, 96, 1055-1072.
- Lentz, D.R., 1996. Recent advances in litho-geochemical exploration for massive-sulphide deposits in volcano-sedimentary environments: Petrogenetic, chemo-stratigraphic, and alteration aspects with examples from the Bathurst camp, New Brunswick. New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Minerals and Energy Division Mineral Resource, 96-1, 73-119.
- Lentz, D.R., 1999. Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic and related rocks hosting the Brunswick 6 and 12 massive sulfide deposits (Brunswick Belt), Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, 94, 57-86.
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H. ve Gorton, M.P., 1986. Trace elements of or-associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Jour. Earth. Sci.*, 23, 222-241.
- Longerich, H.P., Jenner, G.A., Fryer, B.J. ve Jackson, S.E., 1990. Inductively coupled plasma mass spectrometric analysis of geological samples: Case studies. *Chemical Geology*, 83, 105-118.
- MacLean, W.H. ve Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 951-962.
- MacLean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineral Deposita*, 25, 44-49.
- MacLean, W.H. ve Hoy, L.D., 1991. Geochemistry of hydrothermal altered rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 86, 3, 506-528.
- MacLean, W.H. ve Barrett, T.J., 1993. Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 109-133.
- McClay, K.R. ve Ellis, P.G., 1984. Deformation of pyrite. *Economic Geology*, 79, 400-403.
- Mehra, O.P. ve Jackson, M.L., 1960. Iron oxides removed from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317-327.
- Myers, R.E. ve MacLean, W.H., 1983. The geology of the New Inco copper deposit, Noranda District, Quebec. *Canadian Jour. Earth. Sci.*, 20, 1291-1304.
- Nebioğlu, T.Y., 1975. Geologic map of the Madenköy (1) Area (1: 1000 Scale) MTA Map 31134.
- Nesbitt, H.W. ve Young, G.M., 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Nesbitt, H.W. ve Young, G.M., 1984. Prediction of Some Weathering Trends of Plutonic and Volcanic Rocks Based upon Thermodynamic and Kinetic Considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1523-1534.
- Okay, A.I. ve Şahintürk, O., 1997. Geology of the eastern Pontides, In Robinson A.G. (Ed), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir, 68, 291-311.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A., (Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, pp. 79-113.
- Pejatović, S., 1979. Metallogeny of the Pontid-type massive sulfide deposits. Spec. Publ. No: 177, MTA Yayını, Ankara, 98 pp.
- Sato, T., 1977. Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. In: *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society of London, Special Publications 7, 153-161.
- Schardt, C., Cooke, D.R., Gemmill, J.B. ve Large, R.R., 2001. Geochemical Modeling of the Zoned Footwall Alteration Pipe, Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits, Western Tasmania, Australia. *Economic Geology* 96, 1037-1054.
- Schneider, H.-J., Özgür, N. ve Palacios, C.M., 1988. Relationship between alteration, rare earth elements distribution, and mineralization of the Murgul copper deposits, northeastern Turkey. *Economic Geology*, 83, 1238-1246.
- Shriver, N.A. ve MacLean, W.H., 1993. Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec. *Min. Deposita*, 28, 157-166.
- Sillitoe, R.H., 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. ve Duke, J.M. (eds), *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, Special Paper 40, 403-417.
- Sipahi, F. ve Sadıklar, M.B., 2004. Chemical properties and discrimination of dacites in Zigana area (NE-Turkey) by using trace elements diagrams. *Eur. J. Mineralogy, Karlsruhe-Deutschland, Abstract*, 16/1, pp. 134.

- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) volkanitlerindeki hidrotermal ayrışmaların mineraloji ve jeokimyası (mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Alterations in Zigana Mountain (Torul-Gümüşhane) volcanics). Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 229 s.
- Sipahi, F. ve Sadıklar, M.B., 2006. Discrimination of dacites with trace elements (Zigana, NE-Turkey). *Geochimica et Cosmochimica ACTA*, 16 th Goldschmidt Conference Abstracts, 70, 18/1:1188, August-September 2006, s. A593.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tüysüz, N., 1995. Lahanos (Espiye-Giresun) masif sülfür yatağına ait cevher mineralleri ve dokularının cevher oluşumu açısından incelenmesi. *Geosound/Yerbilimleri*, 26, 79-92.
- Tüysüz, N., 1999. Artvin-Ordu arasındaki masif sülfür bakır, kurşun, çinko yataklarının jeokimyasal yöntemlerle araştırılması. Sonuç Raporu, KTÜ Araştırma Fonu Başkanlığı, Proje Kodu: 96.12.005.9.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, lithochemistry and genesis of the Murgul massive sulfide deposit, NE-Turkey. *Chemie der Erde*, 60, 231-250.
- Urabe, T. ve Marumo, K., 1991. A new model for Kuroko-type deposits of Japan. *Episodis* 14, 246-251.
- Van Gerven, M., 1995. Geochemische Nebengesteinsalterationen und Erfassung Signifikanter Zonierungen im Bereich des Jade-Erzfeldes, Okinawa-Trog, Japan, Dipl.-Geol., Freie Universität, Rohstoff- und Umweltgeologie, Berlin, 186 s.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Makale Geliş Tarihi : 14 Eylül 2009
Kabul Tarihi : 8 Mart 2011

Received : September 14th, 2009
Accepted : March 8th, 2011



Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi

Petrology of Metamorphic and Magmatic rocks in the Vicinity of Çelikhan (Adıyaman), Turkey

Özlem ŞAHİN¹, Veysel IŞIK²

¹MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Başkanlığı, 06800 Ankara

(e-posta: ozlems@mta.gov.tr)

²Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tektonik Araştırma Grubu, TR-06100, Tandoğan, Ankara, Türkiye

(e-posta: isik@eng.ankara.edu.tr)

ÖZ

GD Anadolu kuşağı, geniş yayılımlara sahip metamorfik kayalar ile bu metamorfite sokulum yapan değişen bileşimdeki magmatik kayaları içerir. İnceleme alanı, bölgede yaygın yüzeylemeleri bulunan Pütürge ve Malatya metamorfitelerine ait litolojileri ihtiva eder. Maden karmaşığına ait kayalar ile yersel intrüzyonlar inceleme alanının diğer litolojilerini oluşturmaktadır.

Petrografik incelemeler, Pütürge metamorfiteilerinin mika şist/mika gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays, kuvarso-feldispatik mika gnays, kuvarsitik şist/kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayalardan oluştuğunu ortaya koyar. Bu kayalarda granat, stavrolit, disten, sillimanit mineralleri Barroviyen zonunu temsil eden tipik indeks mineralleri oluşturur. Elde edilen mineral birliktelikleri, Pütürge metamorfiteilerinin bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında geliştiğini ortaya koymaktadır. Bu durum, Pütürge metamorfiteilerinin ~700 °C sıcaklık ve 9 kbar basınç metamorfizma koşullarında ve ~25 km'ye erişen kabuk derinliklerinde gelişmiş olabileceğini gösterir.

Malatya metamorfiteileri yaygın olarak mermerlerden, az oranda sleyt, fillit ile şist türü kayalardan oluşmaktadır. Şist ve fillitlerde gözlenen kloritoyid, epidot ve tremolit/aktinolit mineralleri, Malatya metamorfiteilerinin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~15 km derinliklere kadar uzandığını belirtmektedir.

İnceleme alanı içerisindeki metamorfiteilerde ilerleyen bu bölgesel metamorfizma gerileyen

metamorfizma tarafından üzerlenmiştir. Gerileyen metamorfizma oluşukları, bu metamorfitleerin yüzeye çıkma (exhumation) süreci ve bölgedeki neo-tektonik olaylar ile yakından ilişkilidir.

Anahtar kelimeler: Metamorfik kaya, indeks mineral, amfibolit fasiyesi, Pütürge, Güneydoğu Anadolu

ABSTRACT

SE Anatolia contains large exposed metamorphic rocks and intruded igneous rocks of various compositions. The study area described here includes Pütürge and Malatya metamorphites with large exposing in the region. Rocks of the Maden complex and local intrusion bodies constitute other lithologies of the area.

Based on petrographic studies, Pütürge metamorphites consist of mica schist/mica gneiss, garnet mica schist/garnet mica gneiss, calc-silicatic schist/ calc-silicatic gneiss, quartzo-feldspathic mica gneiss, quartz schist/quartzite, marble and amphibolite. Typical index minerals such as garnet, staurolite, kyanite, and sillimanite in these rocks characterize Barrovian zones. Mineral assemblages of these rocks indicate that the Pütürge metamorphites were metamorphosed by the upper greenschist and amphibolite facies conditions of the regional metamorphism. In this respect, estimates for peak temperature and pressure have been estimated as ~700 °C and 9 kbar, respectively, which implies a depth of at least 25 km. The Malatya metamorphites include mainly marble and lesser amounts of slates, phyllites and schists. The presence of chloritoid, epidote and tremolite/actinolite minerals in the Malatya metamorphites suggest a temperature of ~500 °C and a pressure of approximately 6 kbar, which coincides with a ~15 km depth.

Metamorphites with progressive regional metamorphism in the study area were overprinted by products of retrograde metamorphism. The formation of the products of retrograde metamorphism has been closely related with the exhumation process of metamorphites and neo-tectonic events in the region.

Key words: Metamorphic rocks, index mineral, amphibolite facies, Pütürge, Southeast Anatolia

GİRİŞ

Doğu Akdeniz içerisinde bulunan Güneydoğu Anadolu kuşağı, Torid-Anatolit platformu ile kenar kıvrımları alanlarını kapsar (Ketin 1966). Bölge, Türkiye jeolojisi içerisinde Doğu Toros kuşağı ve Arap platformu bazında irdelenir (Şekil 1a). 400 km uzunlukta, 70 km genişlikteki kuşağın oluşumu, ayrıntıda görüş farklılıkları olsa da Üst Kretase'den itibaren Avrasya ve Arap/Afrika levhalarının bir-

birlerine yaklaşması ve çarpışmalarının sonucudur. Kuşağı, levha tektoniği kapsamında irdelenen ilk çalışma Dewey vd. (1973) tarafından gerçekleştirilmiştir. Sonraki araştırmalar bu çalışmaya yenilikler ve farklı görüşler katarak bölgenin jeodinamik oluşumu ile ilgili önemli saptamalar yapmışlardır (Örn. Hall 1976; Perinçek 1980; Özkaya 1982; Şengör ve Yılmaz 1981; Michard vd. 1984; Robertson ve Dixon 1984; Ricoue vd. 1984; Yazgan 1984; Yazgan ve Chessex 1991; Yılmaz

vd. 1992).

Bölge farklı kaya grupları ile temsil olunmaktadır. Bunlar arasında birbirleri ile litoloji, metamorfizma, yaş ve konum itibariyle korele edilebilen veya edilemeyen farklı metamorfik birimler bulunmaktadır. Bu metamorfitler, doğudan batıya doğru Bitlis, Pütürge, Keban, Malatya, Engizek ve Binboğa metamorfitleri olarak bilinir (Şekil 1b). Yılmaz vd. (1992)'ne göre metamorfitlerin tümü büyük bir metamorfik birliğin parçaları olup, bugünkü konumlarını Üst Kretase-Erken Miyosen aralığındaki jeolojik olaylar ile kazanmışlardır.

İnceleme alanı Çelikhhan ile Malatya arasında yer almaktadır. Bölgedeki ana birimleri Arap platformu, Bitlis-Pütürge metamorfitleri, Keban-Malatya metamorfitleri, İspendere-Kömürhan-Guleman birimi, Koçali karmaşığı, Baskil magmatitleri (Yüksekova karmaşığı), Maden karmaşığı ile sedimanter ve volkanik kayaların oluşturduğu havza birimleri oluşturur (Şekil 1c). Pütürge ve Malatya metamorfitleri ile Maden karmaşığı inceleme alanının ana birimlerini oluşturmaktadır (Şekil 2). Mafik-felsik plütonik intrüzyonlar Pütürge metamorfitleri ve Maden karmaşığına eşlik eder. Pütürge metamorfitleri inceleme alanının temeli konumundadır. Bu metamorfitler konumları itibariyle daha doğuda, yaklaşık D-B uzanımlı ve geniş yüzeylemeleri bulunan Bitlis metamorfitlerinin batı uzantısı niteliğindedir (Şekil 1c). Bitlis metamorfitleri ile ilgili pek çok çalışma gerçekleştirilmesine karşın (Örn. Boray 1975; Mason 1975; Yılmaz 1975; Çağlayan vd. 1984; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Helvacı ve Griffin 1984; Genç 1990; Şengün 1993), Pütürge metamorfitlerinin iç yapısı ile ilgili çalışmalar daha sınırlıdır (Örn. Hempton 1984; Yazgan ve Chessex 1991; Erdem 1994). Maden karmaşığının bölgede Pütürge metamorfitlerini uyumsuz olarak üzerlediği belirtilmesine

(Perinçek 1979; Yazgan ve Chessex 1991) karşın, inceleme alanında bu ilişki yer yer bozulmuş olup, kimi kesimlerde tektonik olarak izlenir. Maden karmaşığı iç yapısı değişen oranlarda bozulmuş yaygın volkano-sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Jeolojik veriler birimin yaşını Orta Eosen olarak öngörür (Perinçek 1979; Yazgan ve Chessex 1991). İnceleme alanında bu iki birim değişen bileşende granitoid intrüzyonlarınca kesilmektedir. Bölgede ve inceleme alanında geniş yüzeylemesi bulunan Malatya metamorfitleri ise, hem Pütürge metamorfitleri hem de Maden karmaşığı ile tektonik ilişkilidir. Egemen olarak metakarbonat kayalarından oluşan birim kendi içerisinde pek çok tektonik dilim ile karakterize olur. Malatya metamorfitleri kuzeyde Keban metamorfitleri (Örn. Bingöl 1984; Özgül ve Turşucu 1984) olarak devamlılığını sürdürür (Şekil 1c).

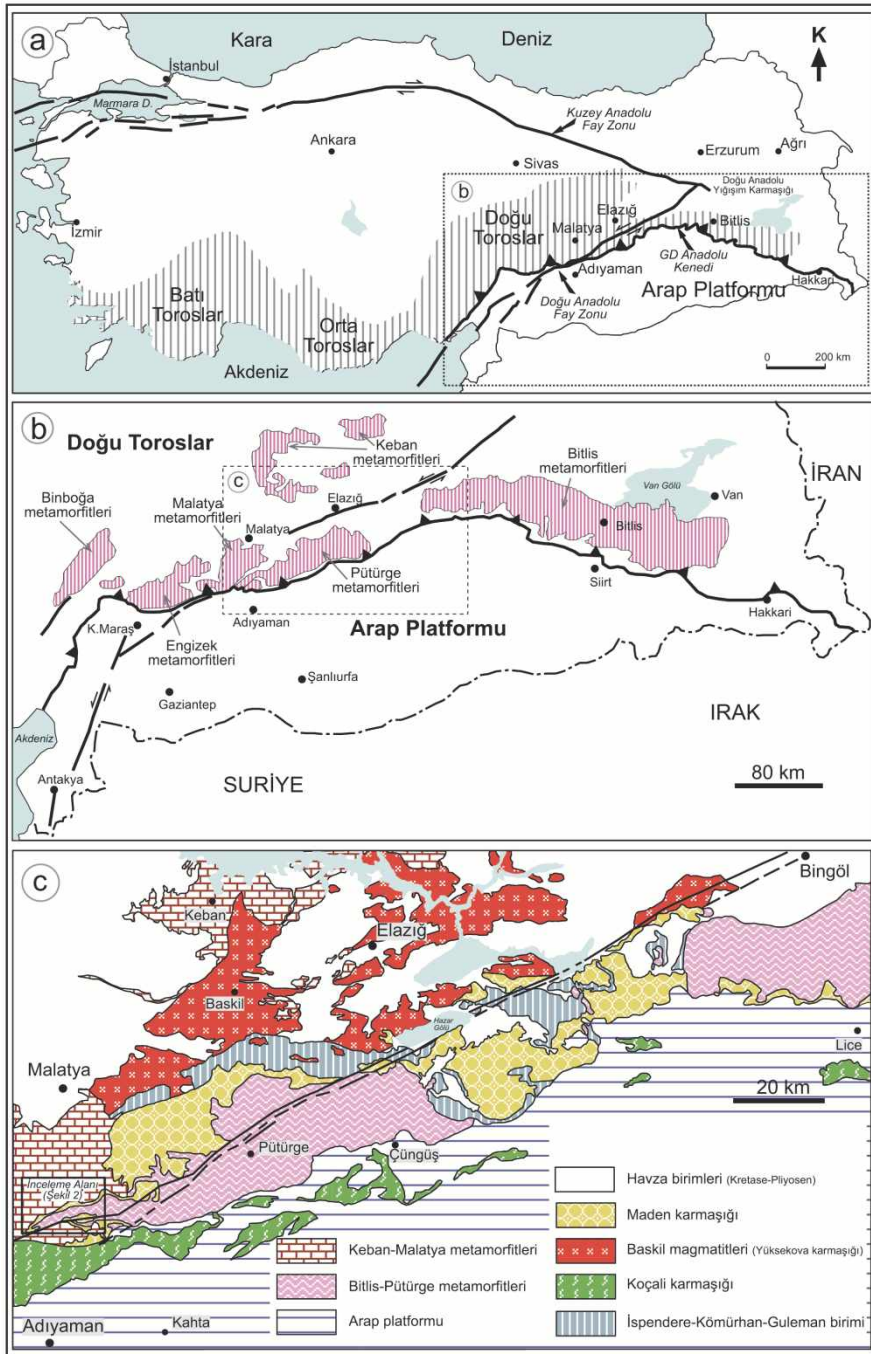
Bu çalışmada, inceleme alanı içerisindeki kaya birimleri ortaya konularak, Pütürge metamorfitlerinin batı ucu ve Malatya metamorfitlerinin güney ucununu temsil eden kayaların petrolojik özellikleri verilecektir.

TEKTONO-STRATİGRAFİ

Pütürge Metamorfitleri

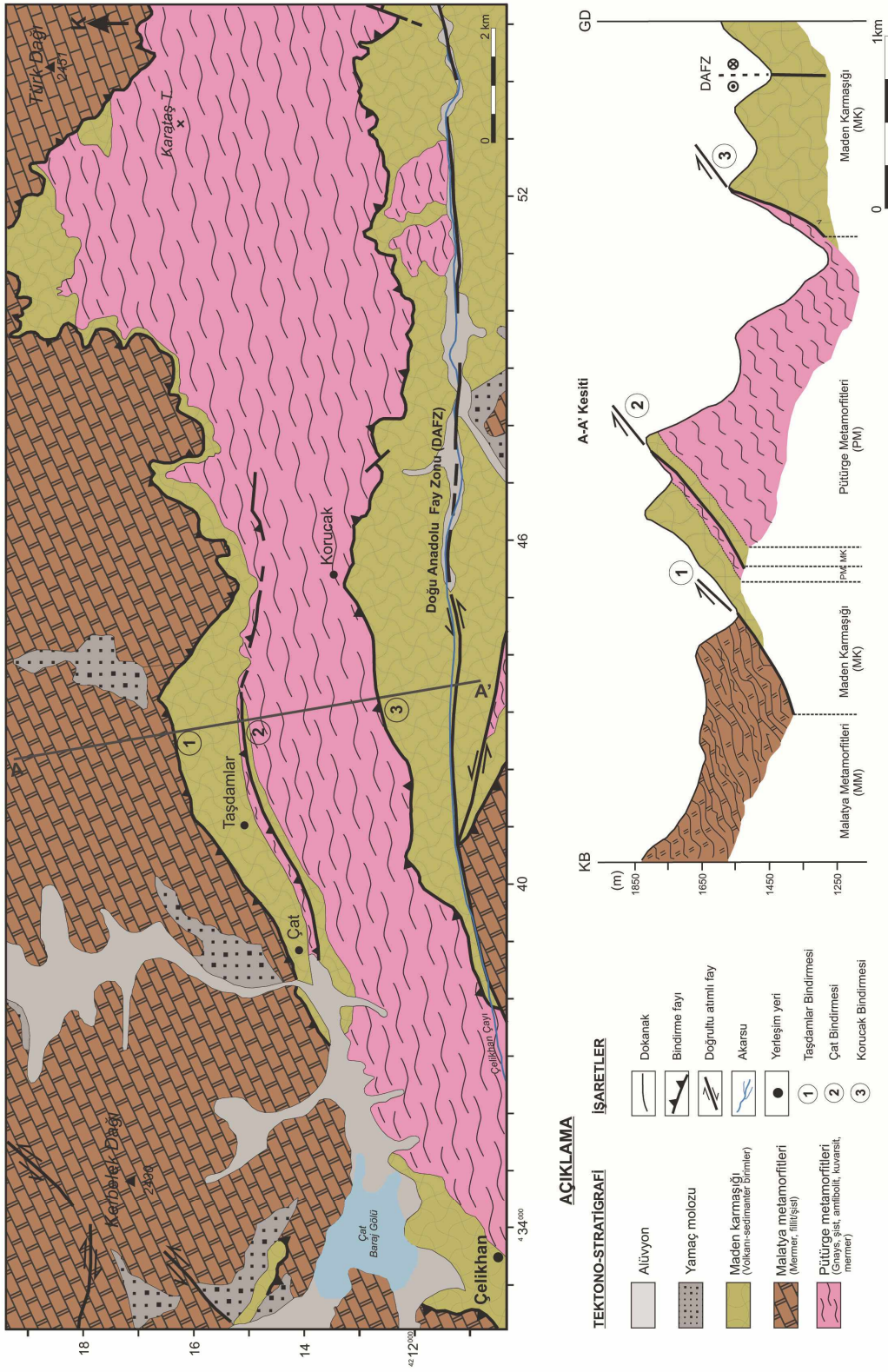
Arazi tanımlamaları

Bölgede özellikle hem eğim-atımlı ters hem de doğrultu-atımlı fayların oluşturduğu tektonik morfoloji Pütürge metamorfitlerinin kalınca görülmesini sağlamaktadır. Derince kazılmış vadi yamaçlarında yüzeyleyen Pütürge metamorfitleri iki litoloji grubu ile dikkat çeker. Alt kesimlerde egemen olarak yarı-pelitik araseviyeli pisamitik kayalar yer almaktadır. Bu kesimde ayrıca belirli seviyelerde metabazit ve metakarbonat seviyeleri de bulunur. Üst kesimlerde ise egemen olarak pelitik, yarı-pelitik kayalar ve bunlar ile araseviyeli pisamit, metabazit, metagranitoid ve metakarbonatlar yer almaktadır.



Şekil 1. (a) Torosların konumu ve Türkiye’de bazı ana tektonik yapılar. (b) Güneydoğu Anadolu kuşağı boyunca masiflerin genel konumu. (c) Malatya-Bingöl arasında yüzeyleyen birimlerin jeoloji haritası (Yazgan ve Chessex 1991’den sadeleştirilmiştir).

Figure 1. (a) Simplified map showing the Taurides and the main tectonic elements of Turkey. (b) The massifs exposed along the southeastern Anatolian belt. (c) Geologic map of units between Malatya and Bingöl (simplified from Yazgan and Chessex 1991).



Şekil 2. (a) İnceleme alanının jeolojisi haritası (Karaman vd. 1993'den değiştirilerek alınmıştır). (b) A-A' hattı boyunca enine kesit. *Figure 2.* (a) Geological map of the study area (modified from Karaman et al. 1993). (b) Cross-section along A-A'.

Bu litoloji grubunun alt kesimden ayırt edici ve göze çarpan özelliği, kalın metakarbonat seviyelerinin ve açık renkli metapegmatit sokulumlarının varlığıdır. Litoloji özelliği, Pütürge metamorfitlelerinin sert veya yumuşak topoğrafya olarak görülmesine neden olmaktadır. Örneğin, metakarbonatlar genelde sarp yamaçlar oluştururken pelitik seviyeli kesimler daha yaygın bir topoğrafya sunar.

Foliasyon özelliği metamorfitlelerinin tümünde belirgin olarak gözlenmektedir. Mezoskopik incelemeler en az iki farklı foliasyonu belirgin olarak ortaya koymaktadır. Bu foliasyonlardan ilki şistozite ve gnays bandlaşması şeklinde görülürken, diğer foliasyon klivaj türünde izlenir. Ayrıca, sünümlü makaslama zonlarında ise milonitik foliasyon izlenmektedir. Tane lineasyonu ve kesişme lineasyonu el örneklerinde yaygınca gözlenen özellikler arasındadır. Metamorfitlelerinin içerisinde değişen ölçeklerde kıvrımlanmalar egemendir. Gevrek makaslama zonu (fay zonu) etkisinde kalan metamorfitlelerinde ise yaygın alterasyon yanında kırılmadan ufalanmaya kadar değişimler de gözlenmektedir.

Petrografi

Pütürge metamorfitlelerini, pelit/yarı-pelit, pisamit, metabazit, metagranitoid ve metakarbonat kökenli gnays, şist, amfibolit, mermer ve kuvarsit türü kayalar oluşturur. Kaya tanımlamaları ana mineral bileşimine göre adlandırılmış olup, petrografik tanımlama prensipleri çerçevesinde mineral isimleri azdan çoğa doğru sıralanmıştır. Bu çalışmada, çok sayıda alt kaya türünü tek tek yazma yerine Pütürge metamorfitlelerine ait kaya türleri şu kaya grupları altında sunulmaktadır: Mika şist/mika gnays, granat-mika şist/granat mika gnays, kalsilikatik şist/kalsilikatik

gnays, kuvarso-feldispatik mika gnays, mermer, kuvarsitik şist/kuvarsit, amfibolittir. Kayaların mikro-tektonik özelliklerine bu çalışma içinde yer verilmemiştir.

Mika şist/Mika gnays

Bu kaya türleri ince kesitlerinde lepidoblastik ve/veya granoblastik dokudadır. Kaya içerisindeki mineral tanelerinin boyutları ve/veya bu tanelerin oluşturdukları foliasyon karakteri kayanın şist veya gnays olarak adlandırılmasını belirlemektedir. Mineraller eşboyutlu-olmayan tane dağılımı sunurlar. Mika şist ve mika gnays kayalarının ana mineral bileşimlerini kuvars, feldispat, biyotit ve muskovit mineralleri oluşturur. Ayrıca farklı ince kesitlerde opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon, granat ve epidot minerallerinden biri, birkaçı ya da tümü tali mineral olarak bulunmaktadır. İkincil klorit, serisit oluşumları her kayada görülmektedir. Petrografik incelemeler mika şist ve mika gnaysların şu kaya türlerini içerdiğini ortaya koymaktadır: Mika şist, granat-mika şist, granat-biyotit şist, mika gnays, granat-mika gnays, biyotit gnays, granat-biyotit gnays.

Bu kayalardaki kuvars mineralleri özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Tane sınır geometrileri keskin veya kavisli girintili-çıkıntılıdır. Çoğu örneklerde foliasyon yönünde uzama sunurlar. Bir kısım tanelerde şerit dokusu belirgindir. Kaya bileşiminin %15-35 oranlarını oluşturur. Feldispatlar, plajiyoklaz (albit ve/veya oligoklaz) türündedir. Özşekilsiz, ince-orta ve iri tanelidir. İri taneleri tipik porfiroblastik doku gösterir. Bunlar içerisinde çeşitli mineral kapanımları (kuvars, biyotit, muskovit, zirkon, apatit, turmalin, granat, opak mineralleri) gözlenmektedir. Çoğu kesitlerde bu kapanım

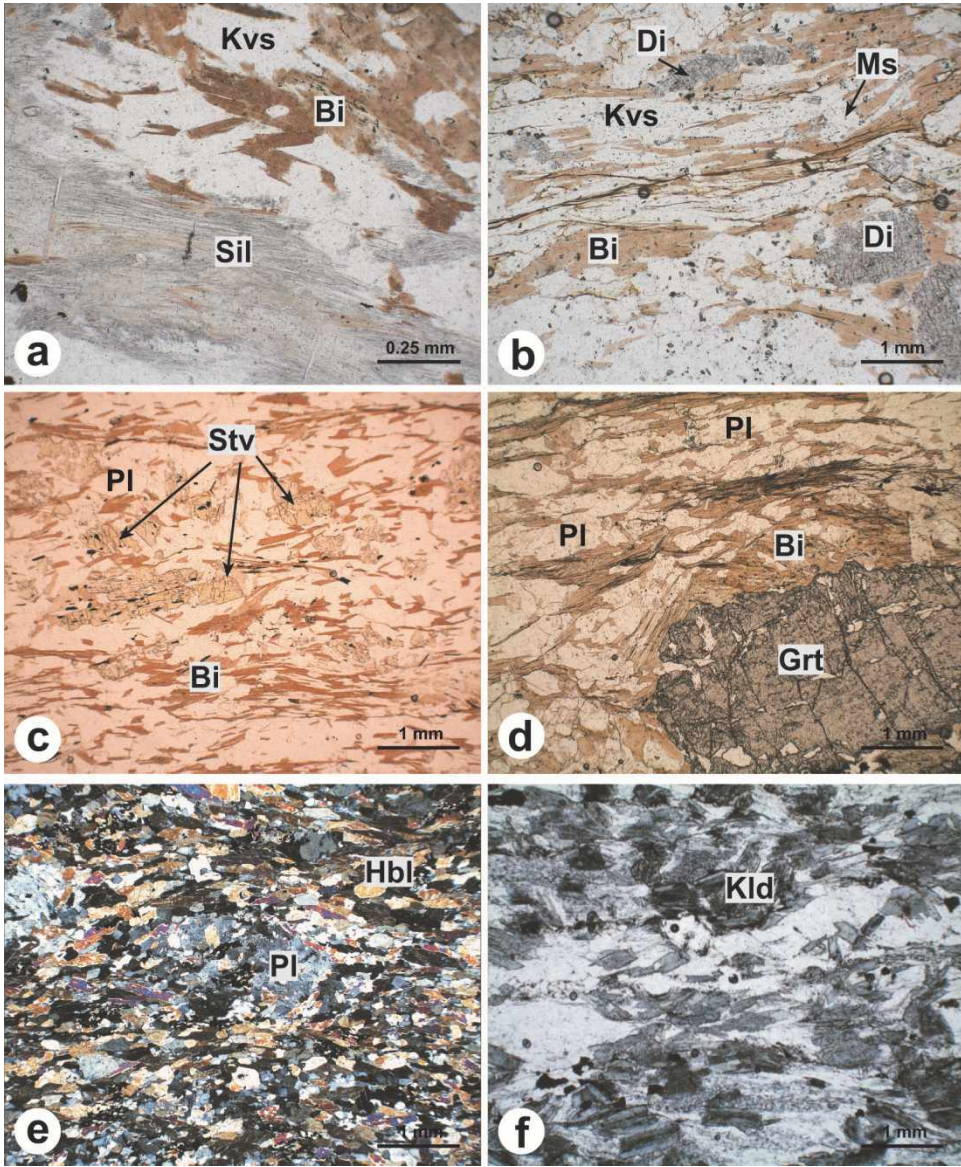
izlerini doğrusal veya kavisli biçimde görmek mümkündür. Porfiroblastlar içerisinde kapanımların oluşturduğu iç-foliyasyon ile kayanın ana foliyasyonu arasındaki ilişki bu porfiroblastların inter-tektonik ve/veya sintektonik olarak büyüdüğünü ortaya koymaktadır. Feldispat taneleri birbirleri ve kuvars mineralleri ile kavisli tane sınır geometrisi oluşturmaktadır; Bu durum bu kayaları etkileyen deformasyonun yüksek sıcaklıklarda geliştiğini ortaya koyar. Feldispat porfiroblastları foliyasyona paralel basıklaşma gösterir; ince ve orta taneleri de foliyasyon yönünde dizilim sunarlar. Özellikle iri feldispat tanelerinde serisitleşme ve/veya killeşme belirgin izlenir. Feldispat mineralleri bu kaya türlerinde %20-40 oranında bulunur. Biotitler, kahverengi-sarı pleokroizmalı ve yarı özşekillidir. Muskovitler benzer tane şeklinde ve biyotitler ile birlikte kayanın ana foliyasyonunu oluşturur. Orta, iri tane boyutundadırlar. Biotit minerallerinde kloritleşme sıklıkla gözlenir. Ayrıca yer yer bu taneler dilinim izleri boyunca, çatlak ve kenarlarında az oranda opaklaşma özelliğine sahiptir. Ana foliyasyona post-tektonik deformasyon etkisiyle dalgalı sönme, kıvrımlanma ve kopma özelliği sunarlar. Biotit ve muskovit mineralleri kaya bileşiminin %20-35'ni oluşturlar.

Granat-mika şist/Granat-mika gnays

Kaya dokusu lepidoblastik ve/veya granoblastiktir. Kuvars, feldispat, biyotit, muskovit ve granat kayanın ana minerallerini oluşturur. Bu minerallere ilaveten sillimanit, disten ve stavrolit minerallerinden biri ya da ikisi birlikte bu kayalarda ana mineral olarak bulunmaktadır (Şekil 3a, 3b, 3c). Opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon ve epidot

minerallerinden biri, birkaçı ya da tümü kaya içerisinde tali mineral olarak gözlenir. Yine ikincil mineral (klorit, serizit) oluşumları değişen küçük oranlarda yer alır. İnce kesit incelemeleri granat mika şist ve granat mika gnaysların ana mineral bileşimleri itibariyle şu kaya türlerini kapsadığını ortaya koymaktadır: Disten-granat mika şist, stavrolit-disten-granat-mika şist, stavrolit-sillimanit-granat-mika şist, disten-sillimanit-granat-mika şist, disten-granat-mika gnays, stavrolit-granat-mika gnays, sillimanit-granat-mika gnays, stavrolit-disten-granat-mika gnays, stavrolit-sillimanit-granat mika gnays.

Bu kayalar içerisinde kuvars, feldispat, mika minerallerinin mikroskobik özellikleri yukarıda bahsedilen mika şist ve mika gnayslardakine benzerdir. Granatlar, çoğunlukla özşekilsiz veya yarı özşekillidir. İri kristaller halinde bulunur ve porfiroblastik dokudadır (Şekil 3d). Granat porfiroblastları birbirinden temelde ayrılacak bazı görünümlere sahiptir. Bir kısmı yuvarlağımsı görünürken bazıları basıklaşmış geometridir. Bazıları ise tane sınırları kaybolmuş girintili-çıkıntılı özelliktedir. Bu tanelerin ortak özelliği belirli oranda kapanım mineralleri (kuvars, feldispat, mika mineralleri, az oranda stavrolit) içermesidir. Bir kısım porfiroblastlardaki kapanım mineralleri izleri kavisli veya kartopu özelliğindedir. Bazı taneleri yersel olarak içlerine doğru kuvars ve/veya biyotit büyümeleri ile atol yapısı kazanmıştır. Bir kısım porfiroblastlarda basınç gölgeleri tipiktir. Mika mineralleri bu porfiroblastları sarar konumdadır. Çoğu granat taneleri yoğun kırıklanmalıdır. Kırıklanmaları temsil eden çatlaklar boyunca ve tane sınırı yakınlarında klorit oluşumları gözlenir.



Şekil 3. İnceleme alanı içerisinde yüzeyleyen Pütürge (a, b, c, d, e) ve Malatya metamorfitlelerinin (f) ince kesit görünüşleri. (a) Gnays içerisinde sillimanit minerallerinin görünümü (tek nikol). (b) Gnays içerisinde disten minerallerinin görünümü (tek nikol). (c) Şist içerisinde stavorlit minerallerinin görünümü (tek nikol). (d) Gnays içerisinde iri granat mineralinin görünümü (tek nikol). (e) Amfibolitinin ince kesit görünümü (çift nikol). (f) Şist içerisinde kloritoyid minerallerinin görünümü (tek nikol). *Kısaltmalar:* Bi=Biyotit, Di=Disten, Grt=Granat, Hbl=Hornblend, Kld=Kloritoyid, Kvs=Kuvars, Ms=Muskovit, Pl=Plajiyoklaz, Sil=Sillimanit, Stv=Stavorlit.

Figure 3. Thin section view of the Pütürge (a, b, c, d, e) and Malatya metamorphites (f) exposed in the study area. (a) Sillimanites in gneiss (polarized light). (b) Kyanites in gneiss (polarized light). (c) Staurolites in schist (polarized light). (d) Large garnet mineral in gneiss (polarized light). (e) Amphibolite (crossed-polarized light). (f) Chloritoids in schist (polarized light). *Abbreviation:* Bi=Biotite, Di=Kyanite, Grt=Garnet, Hbl=Hornblende, Kld=Chloritoid, Kvs=Quartz, Ms=Muscovite, Pl=Plagioclase, Sil=Sillimanite, Stv=Staurolite.

Bazı tanelerdeki yoğun kırıklanma mineralin parçalı görünümde olmasına sebebiyet vermektedir. Granat porfiroblastları bölgenin deformasyon-metamorfizma ilişkisi açısından bazı ipuçları sunmaktadır. Bu veriler başka bir çalışma altında irdelenecektir. Stavrolitler, sarı rengi ile tipiktir. Çoğunlukla özşekilsiz olmasına karşın yarı özşekilli, kısa-prizmatik biçimli tanelere de rastlanır. Diğer minerallerde olduğu gibi kırıklanma egemendir. Distenler, kısa-prizmatik biçimli ve çatlaklıdır. Tek yönde, yer yer de çift yönde dilinimleri belirgindir. Granat ve stavrolitin bulunduğu kesitlerde distenler bu minerallere yakın gelişmişlerdir. Kırıklanmanın yoğun olduğu disten taneleri kenarlarından ve çatlaklarından itibaren muskovit oluşumları içerir. Bazı taneleri kuvars kapanımları içerir. Sillimanitler, iğnemsili-lifsi, krem-kirli sarı renkli mineral demetleri olarak izlenir. Genelde biyotit az oranda ise granat ve distenlerin yakınında oluşumlar sunarlar. Bazı ince kesitlerde eksen düzlemi foliyasyon düzlemine paralel kıvrımlanma sergiler.

Kalk-silikatik şist/Kalk-silikatik gnays

Egemen dokuları granoblastik ve/veya nematoblastik dokudur. Ana mineral bileşimlerini başlıca kuvars, plajiyoklaz, epidot mineralleri, hornblend, kalsit ve muskovit mineralleri oluşturmaktadır. Ayrıca bu minerallere tali bileşen olarak sfen, granat ve opak minerallerinden bir kısmı ya da tümü eşlik etmektedir.

Kuvarslar özşekilsizdir. İnce-orta taneli ve girintili-çıkıntılı veya kavisli tane sınırı geometrisine sahiptir. Taneleri çoğunlukla foliyasyon yönünde tercihli yönelme gösterirler. Plajiyoklazlarla birlikte band foliyasyon bandı oluşturur. Kuvarslar kaya

bileşiminde %20-45 oranında bulunur. Plajiyoklazlar, özşekilsiz, orta-iri tanelidir. Tane sınırları çoğunlukla kavisli özelliktedir. Sosuritleşme (serisit, klorit, epidot, karbonat, kuvars) yer yer izlenir. Kaya içerisinde %10-25 oranında bulunur. Epidot mineralleri, özşekilsiz veya yarı özşekilli taneler olarak bulunur. Zoizit ve klinozoizit bu kayalarda bulunan yaygın türüdür. Az oranda pistazit türü epidotlar da izlenir. Kırıklanma epidot tanelerinde sıklıkla gözlenir. Kaya bileşiminde %5-15 oranında bulunur. Hornblendler, özşekilsiz-yarı özşekillidir. Prizmatik/yassı prizmatik tane biçimlidir. Bazı tanelerinde tremolit/aktinolit dönüşümleri belirgindir. Bu dönüşüm minerallerine yer yer klorit, karbonat, zoizit ve kuvars mineralleri de eşlik eder. Kaya içerisinde %15-35 oranlarında bulunmaktadır. Kalsitler, genelde özşekilsiz kristal şekillidir. Orta taneli olan bu mineraller kavisli tane sınır geometrisine sahiptirler. Kaya içerisinde %20-35 oranlarında bulunurlar. Muskovitler, özşekilsiz, ince taneli, yapraksı tane biçimlidir. Sfenler, özşekilsiz-yarı özşekilli ve yaygınca gözlenir. Opak mineraller, özşekilsiz ve saçınımlı görünümündedir.

Kuvarso-feldispatik mika gnays

Kayanın egemen dokusu granoblastiktir. Ana mineral bileşimlerini kuvars, plajiyoklaz ve mika mineralleri oluşturur. Kuvars ve feldispatlar ile mika minerallerinin ardışıklı dizilimi, kayada bandlı özellik oluşturur. Opak mineral, apatit, turmalin, rutil ve zirkon ise bu kayaların tali mineral bileşimini oluşturur.

Kuvars özşekilsiz ve genelde orta tanelidir. Tane sınırları çoğunlukla kavislidir. Feldispat taneleri özşekilsiz, orta ve iri tanelidir. Birbirleri ve kuvarslar ile kavisli tane

sınırı geometrisi oluştururlar. Bu tür sınır geometrisi bu kayaların yüksek sıcaklık koşullarında deformasyona uğradığını belirtir. Bazı feldispat tanelerinde mirmekitik doku tipiktir. Kuvars ve feldispat mineralleri kaya bileşiminin %80'ni oluşturur orandadır. Mikaların egemen mineralini muskovit oluşturmaktadır. Yarı özşekilli, orta-iri yapraklı taneler halindedir. %5-20 oranında bulunur. Biotit orta taneli olup muskovitler ile birlikte kayanın foliyasyonunu oluştururlar. Kloritleşme tüm biyotit minerallerinde yer yer gözlenir.

Kuarsitik şist/Kuarsit

Bu kayalar arasındaki temel ayırdım kaya içerisindeki mika minerallerinin oranı ve belirgin foliyasyon özelliğidir. Granoblastik doku bu kayaların yaygın dokusunu oluşturur. Kuarsitik şist türü kayalarda foliyasyon belirgin gözlenirken kuarsitlerde bu özellik zayıf izlenir. Kuarsitik şistlerin ana mineral bileşimini kuvars, mika ve feldispat mineralleri oluştururken kuarsitlerin egemen minerali kuvarstır. Az miktarda mika, klorit ve epidot mineralleri yer yer eşlik eder. Tali bileşen olarak özellikle kuarsitik şistlerde kayanın geneline saçılmış yaygın opak mineral bulunur. Bunun dışında apatit, zirkon, sfen diğer tali minerallerdir.

Kuvarslar, özşekilsiz ince, orta ve iri tanelidirler. Tane sınırları girintili-çıkıntılı geometriye sahiptir. Tanelerin genelinde foliyasyon yönünde basıklaşma belirgindir. Kaya bileşiminin %55-90 oranını oluştururlar. Mikalar, genellikle muskovit ve serisit türünde, daha az oranda ise biyotitler oluşturur. Biotitlerde kloritleşme ve/veya opasitleşme sıklıkla izlenir. Mika mineralleri %10-25 oranında kaya bileşiminde yer almaktadır.

Feldispatlar özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Serisitleşme yaygındır. Epidotlar da yer yer gözlenebilen mineraldir. Özşekilsiz, orta-iri tanelidir. Taneleri kaya içerisinde gelişigüzel dağılımlıdır.

Mermer

Kayanın genel dokusu granoblastik dokudur. Ana mineral bileşimini kalsit mineralleri oluşturur. Az oranda muskovit, kuvars, epidot ve opak mineralleri gözlenir. Kalsitler her üç kristal şeklinde görülür. Orta ve iri taneli olup kavisli ve/veya düzgün tane sınırlıdır. Çoğu tanelerde foliyasyon yönünde basıklaşma izlenir.

Amfibolit

Kaya yaygın olarak nematoblastik ve eş-boyutlu/eş-boyutta olmayan granoblastik dokudur. Hornblend ve plajiyoklaz amfibolitlerin ana mineral bileşimini oluşturur (Şekil 3e). Bu minerallere yer yer granat ile az oranda kuvars eşlik eder. Apatit, sfen, epidot ve opak mineraller ise kayada tali mineral bileşen olarak gözlenir.

Hornblendler yarı-özşekilli ve/veya özşekilsizdir. Yeşilden sarıya değişen pleokroizma renkli ve yassı-prizmatik tane biçimindedir. Orta-iri taneli olan hornblendler kavisli ve/veya düz tane sınır geometrisi gösterirler. Tanelerinde foliyasyon boyunca zayıf yassılaşıma izlenir. Bazı tanelerinde opak mineral kapanımı gözlenir. Dilinim ve çatlaklar boyunca kloritleşme yaygındır. Bu mineraller kaya bileşiminde %40-55 oranında bulunur. Plajiyoklazlar, özşekilsiz, ince, orta ve iri taneler olarak bulunur. İri taneler kaya içerisinde porfiroblastik dokudur. Plajiyoklaz porfiroblastları hornblendler tarafından sarılı özellikte ve yaygın kapanımlar (kuvars,

hornblend, sfen, apatit, epidot ve opak mineral) bulundurulur. Bu nedenle poikiloblastik doku özelliği de gösterirler. Değişen oranlarda serisitleşme, killeşme ve/veya epidotlaşma plajiyoklazlarda olağandır. %30-45 oranında kaya bileşiminde bulunur. Granat mineralleri özşekilsiz ve orta tanelidirler. Tane sınırları ve kırıklı kesimlerinde biyotit, klorit ve serisit oluşumları sunarlar. Kaya bileşiminin %5-10 oranını oluştururlar. Kuvarlar, bu tür kayalarda sınırlı sayıdaki ince kesitlerde bulunurlar. Özşekilsiz ve ince taneli olup %5 oranında kaya bileşimine eşlik ederler.

Maden Karmaşığı

Arazi tanımlamaları

Maden karmaşığı yanal ve düşey yönde sınırlı devamlılık gösteren volkanik ve sedimanter kaya birlikteliğinden oluşur. Birim çalışma alanı içerisinde yaklaşık doğu-batı uzanımında yüzeyler (Şekil 2). Alacalı rengi ve değişken topografik görünümü ile ayırtman morfoloji oluşturur. İnceleme alanı içerisindeki Maden karmaşığının egemen litolojisi çamurtaşı ve volkanittir. Ayrıca bu kayalar ile kökensel ilişkili konglomera, kumtaşı, kireçtaşı birimleri gözlenir. Birim içerisindeki kayaların ilksel ilişkileri önemli ölçüde tahrip olmuş ve yersel yoğun altere özelliktedir. Volkanik kayaların kaya türünü el örneklerinde farklı dokusal özellikli bazalt/diyabazlar oluşturur. Karmaşık içerisinde yukarıda belirtilen litolojiler dışında küçük yüzeylemeler halinde felsik karakterli intrüzyonlar bulunur. Dokanak ilişkilerinin iyi görüldüğü kesimlerde intrüzyonların diğer birimleri kesmesi belirgindir. Bu durum intrüzyon kütlelerinin Maden karmaşığına göre sin-tektonek veya post-tektonek olduğunu belirtir. Bölgesel deformasyon kayalarda gevrek ve/veya sınırlı deformasyon

oluşuklarına sebebiyet vermiştir. Buna göre, gevrek deformasyon bu kayaların dilimlenmesini, kırılanmasını ve parçalı görünümünü denetlerken yersel alanlarda sınırlı deformasyona bağlı kıvrımlanma, zayıf foliyasyon ve düşük dereceli metamorfizma özellikleri gözlenir.

Maden karmaşığını oluşturan kayalar, inceleme alanı güney kesiminde Pütürge metamorfileri tarafından tektonik olarak üzerlenir. Bu ilişki Yeşilyayla, Mutlu yerleşim yerleri arasında belirgin olarak gözlenmektedir. İnceleme alanının daha kuzey kesimlerinde ise Maden karmaşığı Pütürge metamorfilerini stratigrafik olarak örtüyor görünse de bu kesimdeki ilksel dokanak ilişkileri önemli ölçüde tahrip olmuştur. Karmaşığın Malatya metamorfileri olan tektonik dokanak ilişkisi inceleme alanı kuzeyinde geniş alanlar boyunca takip edilebilmektedir (Şekil 2).

Petrografisi

Maden karmaşığı çalışma alanı içerisinde sedimanter ve volkanik kayalar ile temsil olur. Örnekler karmaşığın diğer birimler ile olan dokanaklarına yakın alanlardan alınmıştır. Aşağıda bu örneklerin petrografik özellikleri verilmektedir.

Metaçamurtaşı (sleyt)

Kayanın ilksel sedimanter özellikleri kısmen korunmuştur. Klivaj yapısı kayanın lamina yapısını verev açıda üzerler şeklindedir. Kayanın mineral/tane bileşimini ince taneli karbonat, serisit ile kil/silt boyu kaya parçaları oluşturur. Bazı kesitlerde orta taneli feldispatlar da gözlenir. Yaygın serisit gelişimi kayanın çok düşük dereceli metamorfizma

koşullarına kaldığını ortaya koyar. Çok düşük dereceli sıcaklık koşullarını belirten bu durumun Pütürge metamorfitleerde tanımlanan metamorfizma özelliği ile hiç bir ilişkisi olmayan, bölgede Eosen sonrası gelişen bindirme sistemine bağlı bu kayaların bir miktar gömülmesi ve dokusal ve mineralojik değişime uğradığı düşünülmektedir. Metaçamurtaşları yaygın damar oluşumları içermektedir. Damar dolgularını orta, iri kalsit mineralleri oluşturur. Bu oluşumlar genelde bölgedeki bindirme sistemi ve/veya sonrasında etkiyen yanal atım sistemi ile ilişkilidir.

(Meta) Mikrit/Biyomikrit

İnce kesit incelemeleri kayanın mikrokristalin ve/veya kriptonkristalin karbonat minerallerinden oluştuğunu ortaya koyar. Kaya içerisinde ayrıca az oranda fosil kavkı parçaları ile silis mineralleri ve muskovit taneleri yer almaktadır. Fosil kavkuları, mikrokristalin karbonat minerallerince dolgulanmıştır. Kaya içerisinde damar oluşumları yaygındır. Damar dolgularını ince, orta, iri taneli karbonat mineralleri ile daha az oranda silis ve demiroksit/hidroksit mineralleri oluşturur. Bir kısım dolgularda kaya genelindeki deformasyon etkileri (kalsit minerallerinde tipik deformasyon ikizleri) görülmektedir. Bu durum bölgedeki deformasyonun ilerleyen karakterde olduğunu gösterir.

Volkanit

Bazalt/diyabaz türü kayalar bu kesimdeki volkanitleri oluşturur. Bu kayalar genelde porfirik dokulu olup mineral ile bunları çevreleyen hamur kesiminden oluşmaktadır. Alterasyon kayanın genelinde izlenir. Plajiyoklaz, piroksen ve opak mineral kayanın tanınabilir minerallerini oluşturmaktadır. Bu

mineraller iri taneler olarak gözlenebildiği gibi ince taneler halinde kayanın hamur kesimini de oluşturmaktadır. Plajiyoklazlar yarı özşekilli taneler halindedir. İkizlenme tipik ayırt edici özelliğidir. Serizitleşme egemen olmak üzere çoğu tanelerde sossoritleşme gözlenir. Buna bağlı kayada epidot mineralleri, klorit, kuvars ve karbonat mineralleri görülür. Bazı kesitlerde plajiyoklazların ışınal ve sferülitik doku oluşturmaları tipiktir. Piroksenler çoğu kesitlerde önemli ölçüde alteredir. Çoğu tanelerde karbonatlaşma, opaklaşma ve yer yer de kloritleşme oluşumları izlenir. Kaya genelindeki yaygın kırılanma gevrek deformasyonun bu tür oluşumları denetlediğini ortaya koyar. Kayanın hamur kesimi genelde ince taneli mineraller ve/veya volkanik camdan oluşur. Hamur kesiminde plajiyoklaz mikrolitleri ile opak mineral ayırt edilebilen minerallerdir. Az oranda silis veya karbonat dolguları ile temsil olan gaz boşlukları bulunur. Maden karmaşığının diğer kaya türlerinde olduğu gibi volkanitlerde de damar oluşumları gözlenir.

İntrüzif Kayalar

Arazi tanımlamaları

İntrüzifler çoğunlukla küçük mostralarda halinde mafikten felsik bileşime kadar değişen kayalar olarak bulunur. İnceleme alanı içerisinde yalnızca Pütürge metamorfitleeri ve Eosen yaşlı Maden karmaşığı ile ilişkileri görülmektedir. İntrüziflerin, inceleme alanı içerisinde yüzeyleyen Malatya metamorfitleeriyle olan ilişkileri gözlenmemiştir. Pütürge metamorfitleeri içerisinde bulunan intrüzifler hem foliyasyona paralel hem de foliyasyonu keser konumdadır. Maden karmaşığı içerisinde ise, bu kayalar küçük kütleler olarak yüzeylenmektedir. Bu sebeple inceleme alanı

içerisindeki intrüzif kayalar gelişi-güzel ve uzanımlı kütle geometrisi gösterirler. İntrüziflerdeki bileşimsel ve dokusal farklılıklar ayırdımında kolaylık oluşturur. El örnek tanımlamaları bu kayaların diyorit/gabro, monzonit ve granit türünde oldukları yönündedir. Yüksek renk indisli diyorit/gabro türü intrüzifler orta-iri tanelidir. Monzonitler ise orta renk indisine sahip ve orta-iri tanelidirler. Granitler ise düşük renk indisli ve ince-orta tanelidir. Felsik kayalar genellikle orta eştaneli yersel porfirik dokudadır. Mafik bileşimli kayaların bir kesimi porfir fanaritik dokudadır. Yersel farkedilebilir bandlaşma gözlenir.

Petrografisi

Granit

Granitler holokristalin-porfirik ve holokristalin-tanesel dokuludur. K-feldispat, plajiyoklaz, kuvars ile biyotit ve az oranda hornblendler ana mineraller olarak gözlenir. Tali bileşen olarak apatit, sfen ve opak mineral içerir. Plajiyoklazlar özşekilli ve yarı özşekillidir. K-feldispatlar ise yarı öz şekilli olarak gözlenir. Orta-iri tanelidirler. Bu mineraller kayanın %50-65'ni oluştururlar. Kuvars özşekilsiz ve ince-orta tanelidirler. Kayanın %20-30 oranında yer alır. Biyotitler kayada yaygın olup hornblend ile birlikte kayanın mafik minerallerini oluştururlar. Bu mineraller kayada %20-30 oranında bulunurlar.

Monzonit

Holokristalen tanesal dokuludur. Plajiyoklaz, K-feldispat, hornblend ve biyotit kayanın ana mineral bileşimini oluşturur. Bir örnekte ise kuvars bulunur. Bu kayaların tali mineral

bileşimini sfen, apatit, zirkon ve opak mineraller bulunur. Plajiyoklaz ve feldispatların çoğu taneleri yarı öz şekillidir. Serizitleşme tüm tanelerinde değişen oranda gözlenir. Bu mineraller kayada %40-60 oranında bulunur. Hornblendler yarı özşekilli ve kayada %30-40 oranında bulunur. Hornblendlere az oranda piroksen mineralleri de eşkil eder. Biyotitler yarı özşekli ve %15-25 oranında gözlenir. Hornblend ve biyotitlerde de yersel klorit oluşumları olağandır.

Diyorit/Gabro

Diyorit ve gabro kayaları holokristalin-porfirik dokuludur. Plajiyoklaz, piroksen, hornblend ve biyotit bu kayaların ana mineralleridir. Sfen, epidot, apatit ve opak mineral ise tali mineral olarak gözlenir. Plajiyoklaz yarı özşekilli taneli ve kaya bileşiminin %40-45'ni oluşturur. Çoğu tanelerinde alterasyon etkileri belirgindir. Piroksen ve hornblend mineralleri yarıöz şekillidirler. Kaya bileşimlerinde %25-45 oranında bulunurlar. Biyotit mineralleri yarı özşekilli ve/veya özşekilsiz olarak bulunur. Kaya bileşiminde ise %5-15 oranında gözlenir. Porfirik dokulu kayalarda plajiyoklaz, piroksen ve hornblend mineralleri ayrıca fenokristal olarak görülür.

Pegmatoyid

Kayanın genel dokusu holokristalin-porfiriktir. K-feldispat, plajiyoklaz, kuvars, muskovit, biyotit ve granat mineralleri pegmatoyidin ana mineral bileşimini oluşturur. Tali bileşen olarak apatit, epidot, turmalin ve zirkon ile opak mineralleri gözlenir. Bazı ince kesitlerinde opak mineral ana mineral oranları içinde bulunabilmektedir. K-feldispat ve plajiyoklaz mineralleri kaya içerisinde iri

taneli ve kayanın %55-80 oranında bulunur. K-feldispatlar yer yer perititik dokuludur. Alterasyon her iki mineralde sıklıkla izlenir. Kuvarlar, ince-orta tanelidir. Kayada %25-35 oranında bulunur. Muskovitler, yaygın mika türü olarak gözlenir. Az oranda biyotit muskovitlere eşlik eder. Çoğu tanelerinde kloritleşme izleri görülür. Granatlar, öz-şekilsiz-yarı özşekilli taneler halinde yer yer kaya bileşiminde izlenir.

Malatya Metamorfitleri

Arazi tanımlamaları

Çalışma alanı içerisinde Malatya metamorfitlerinin geniş yüzeylemeleri bulunmaktadır (Şekil 2). Bölgenin yüksek topografyası genelde bu metamorfitler ile karakterize olur. Metamorfitlerin hakim kaya türünü rekristalize kireçtaşları/mermerler oluşturmaktadır. Çalışma alanının kuzey kesimlerinde ise, bu karbonat kayalarına az oranda pisamitik kökenli fillit/sist türü kayalar ile yer yer metabazik kayalar eşlik eder. Malatya metamorfitleri ilk bakışta kalın karbonat birimi olarak görülmesine karşın, birbirleri üzerinde duran çok sayıda tektonik dilimden oluşur. Rekristalize kireçtaşı/mermer beyaz ve grinin değişen tonlarında veya siyah renktedir. Bazı seviyelerinde bandlı görünüşleri tipiktir. İnce-orta-iri kristallidir. Makroskobik ve megaskopik ölçekte kıvrımlanma yaygınca gözlenir. Malatya metamorfitlerinin pisamitik kökenli kayaları sarımsı, kahverengi ve yeşil renklidir. Foliyasyon yapısı belirgindir. Mezoskopik ölçekte kıvrımlanmalar ve kırılanmalar yaygındır. Metabazitler ise yeşil, koyu yeşil renklidir. Foliyasyon diğer litolojilere kıyasla daha kaba gelişmiştir.

Malatya metamorfitlerinin altında bulunan birimler ile ilişkisi tektoniktir. Buna göre inceleme alanı içerisinde uzun yanal mesafeler boyunca Maden karmaşığı kayalarını, belirli alanlarda ise Pütürge metamorfitlerini üzerler konumdadır (Şekil 2). Bu dokanak özelliği çok genelde Malatya metamorfitlerinin bölgeye yerleşiminin Eosen sonrası olduğunu ortaya koyar. Malatya metamorfitlerinin inceleme alanı güneydoğusu dışında ve literatürde Lice formasyonu (Miyosen) olarak tanımlanan birimleri etkilemiş görünmektedir. Bu durum Malatya metamorfitlerinin bölgeye yerleşimi veya yerleşim sonrası tektonik olaylar ile ilgili ipuçları vermektedir.

Petrografisi

Malatya metamorfitlerini oluşturan kayalar Pütürge metamorfitlerini oluşturan kayalardan mineralojik, kısmen de dokusal yönden bazı farklılıklar sunmaktadır. Bu metamorfitlerin egemen litoloji türünü mermerler oluşturur. Belli seviyelerinde pisamitik sist/fillit ile yer yer metabazik kökenli sist ve amfibolit türü kayalar yer alır.

Mermer

Granoblastik dokuludur. Kayanın ana mineral bileşimini kalsit, az oranda kuvars, muskovit ile daha az oranda epidot mineralleri oluşturur. Opak mineral ise yaygın tali mineraldir. Kalsitler özşekilsiz ve/veya yarı özşekillidir. İnce-orta-iri taneler halinde bulunurlar. Tane sınırları girintili-çıkıntılı veya kavisli geometridedir. Çoğu minerallerde basınç ikizleri yaygınca izlenir. Foliyasyon yönünde tanelerde basıklaşma ve uzama sıklıkla gözlenir. Foliyasyona paralel sitalolit oluşumları yer yer gözlenir. Kuvarlar

özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Kaya içerisinde saçınımlı olarak izlenir. Muskovitler yarı özşekli ve ince tanelidir. Kaya içerisindeki yönelimleri foliyasyon yapısının belirgin olarak görülmesini sağlar. Epidot mineralleri özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Az oranda iri taneli olarak gözlenir. Tanelerinde kırıklanma ve parçalı bir görünüm sıklıkla gözlenir. Opak mineraller yarı özşekli olup kaya içerisinde saçınımlı olarak izlenir.

Sleyt/Fillit

Bu kayaların genel dokusu lepidoblastik ve granoblastiktir. Mineral bileşimine bağlı nematoblastik doku az oranda gözlenir. Bu kayaların yaygın minerali kuvars, serisit (bazı kesitlerde serisit + muskovit) ve klorittir. Bazı kesitlerde bu minerallere kloritoyid, plajiyoklaz (albit) ve epidot eşlik eder. Opak mineral yer yer ana mineral bileşen oranında olabilmektedir. Kuvarslar özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Tane sınırları girintili-çıkıntılı geometriye sahiptirler. Kuvars birliktelikleri foliyasyon boyunca mercek ve/veya ince bant oluşumu sergiler. Kaya bileşiminin %25-55 oranında bulunmaktadır. Serisit yaygın yapraksı mineraldir. Çok ince-ince tanelidir. Bazı kesitlerde muskovitler ile birlikte kayanın foliyasyonunu oluştururlar. Muskovitler yarı özşekli ve orta tanelidirler. Bu mika grubu mineraller %35-65 oranında bulunabilmektedir. Klorit özşekilsiz, ince-orta tanelidir. Serisit ve muskovitler ile birlikte kayanın foliyasyonunu oluşturur. Kaya içerisinde %15-30 oranında bulunurlar. Kloritoyidler yarı özşekli ve ince prizmatik biçimdedir. Orta-iri taneli ve bazı taneleri belirgin pleokrizmalıdır. Polisentetik ikiz lamelleri bazı tanelerinde iyi gelişmiştir. Taneleri foliyasyon yönünde yönelme gösterir. Zayıf foliyasyonlu

kayalarda bu yönelim daha kabadır. Böylesi kesitlerde taneleri gelişigüzel veya ışınal dokudadır. Kaya içerisinde %5-20 oranında bulunur. Plajiyoklaz özellikle epidot ve klorit mineralleri ile bazik kökenli kayalarda görülmektedir. Yarı özşekli ve orta tanelidir. Bulunduğu kayada %10-20 oranındadır. Epidot mineralleri özşekilsiz ve/veya yarı özşekillidir. Orta-iri tanelidir. Kaya içerisinde %5-15 oranındadır. Opak mineral ve rutil kesitin geneline dağılmış, çoğunlukla özşekilsiz taneler olarak izlenir.

Şist

Mikroskop incelemeleri Malatya metamorfizmaları içerisinde farklı şist türlerinin varlığını ortaya koymaktadır. Bu çalışma kapsamında klorit-epidot şist, epidot-klorit-biyotit şist, epidot-klorit-mika şist, kloritoyid-klorit-mika şist, klorit-kloritoyid-muskovit şist, kloritoyid-muskovit-kalkşist kaya türleri belirlenmiştir.

Lepidoblastik ve granoblastik dokular bu litoloji türlerinin egemen dokularıdır. Yersel nematoblastik doku da izlenir. Şistlerin mineral bileşimini mika mineralleri (biyotit ve muskovit), kuvars, plajiyoklaz, klorit, epidot ve opak mineraller oluşturur. Bazı kesitlerde, bu minerallere kloritoyid ve karbonat mineralleri yaygınca eşlik edebilmektedir. Kalkşistlerde ise, önemli oranda karbonat mineralleri (kalsit) gözlenir. Bu kayaların tali bileşenini rutil, sfen, apatit ve turmalin minerallerinin biri ya da bir kaçı oluşturur.

Mika mineralleri ince kesitlerde yalnızca biyotit veya yalnızca muskovit olarak izlendiği gibi bu mineraller birlikte kaya bileşimini oluştururlar. Muskovit ve biyotit mineralleri yarı özşekli ve ince-orta-iri tanelidir. Foliyasyon düzlemleri özellikle bu

minerallerin dizilimi ile kendini gösterir. Biyotitlerde dilinim izleri ve kenarlarından itibaren yer yer kloritleşme gözlenir. Kaya bileşimlerinde %10-55 oranında bulunurlar. Kuvarlar özşekilsizdir. Genelde ince, az oranda orta tanelidir. Kaya içerisinde saçınımlı kristaller dışında birliktelikleri foliyasyona paralel mercek ve ince bantlar oluşturur. Kaya türleri içerisinde %15-40 oranında izlenir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli ve orta-iri tanelidir. İkiz lamelli ve kapanım (opak, apatit, sfen ve epidot) içeren taneleri yer yer gözlenir. Kaya bileşiminde %10-25 oranında bulunur. Kloritler açık yeşilden sarıya pleokroizma renklidir ve yarı özşekilli ve özşekilsizdir (Şekil 3f). İnce-orta tanelidir. Mika mineralleri ile birlikte foliyasyon düzlemlerini oluştururlar. Biyotit ve kloritoyidlerden dönüşüm ürünü olan kloritler de gözlenir. Kaya türlerinde %5-15 oranında bulunur. Epidot mineralleri özşekilsiz ve/veya yarı özşekilli kristaller olarak bulunur. Orta-iri taneli epidot mineralleri kaya içerisinde saçınımlı yayılım sunarlar. Bir kısım taneleri çatlak dolgusu olarak bulunur. %3-10 oranında kaya bileşiminde gözlenir. Kloritoyidler özşekilsiz ve/veya yarı özşekillidirler. Tane biçimleri çubuksu veya levhamsı olup mavimsi yeşilden sarıya değişen pleokroizma renklidir. Polisentetik ikizlenme olağandır. Çoğu taneleri foliyasyon yönünde uzanım sunar. Kloritoyidler bazı şistler içerisinde gözlenmiş olup bulunduğu kaya bileşiminin %10-15 oranını oluşturur. Opak mineraller bazı ince kesitlerde ana mineral oranındadır. Bu oran %25'e kadar çıkmaktadır. İnce kesitlerde iki farklı oluşumla temsil olurlar; hem foliyasyona paralel uzanımlı olarak hem de saçınımlı olarak görmek olasıdır. Bazı ince kesitlerde kloritoyid

mineralleri ile yakın ilişkili gözlenir. Kalsitler yarı özşekilli ve orta-iri tanelidir. Taneleri foliyasyona paralel basıklaşma gösterirler. Rutil, sfen ve apatit mineralleri, kayanın geneline dağılmış durumda, özşekilsiz ve/veya özşekilli mineraller olarak izlenir. Turmalinler, ince taneli, yarı özşekilli ve özşekillidir. Genelde saçınımlı bulunmasına karşın yer yer kümelenmeler de oluşturur.

Amfibolit

Bu kayaların genel dokusu nematoblastik, yer yer granoblastik dokuludur. Kayanın ana mineral bileşimini amfibol, epidot grubu mineralleri ile plajiyoklaz oluşturur. Bu bileşime az oranda kuvar mineralleri eşlik eder. Sfen, apatit, rutil ve opak mineral ise amfibolitlerin tali bileşenlerini oluşturur.

Tremolit ve aktinolit yaygın amfibol türü mineralleridir. Bazı kesitlerde hornblend mineralleri bulunur. Bu minerallerin zayıf ve/veya belirgin pleokroizma renkleri tipiktir. Yarı özşekilli ve orta-iri tanelidirler. Tane biçimleri prizmatik-yassı prizmatik olup foliyasyon boyunca yönelime sahiptirler. Dilinim ve çatlakları boyunca klorit oluşumları yer yer gözlenir. Kaya bileşiminin %40-55 oranını oluştururlar. Epidot grubu mineraller genelde zoizit türündedir. Bazı kesitlerde zoizite pistazit türü eşlik eder. Taneleri yarı özşekilli ve özşekilli olup prizmatik-yassı prizmatik biçimlidir. Taneleri orta-iri taneli olan epidot mineralleri %5-25 oranında kaya bileşiminde gözlenir. Plajiyoklazlar özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Çoğu minerallerinde serisitleşme ve killeşme yaygındır. Kaya bileşiminin %15-35 oranını oluşturur. Sfen ve opak mineral amfibolitlerin yaygın tali mineralleridir. Bu minerallere apatit ve rutil mineralleri daha az oranda eşlik eder.

METAMORFİZMA

İnceleme alanı içerisinde iki ana metamorfik birim bulunmaktadır. Bunlar, Pütürge metamorfileri ve Malatya metamorfiteridir. Maden karmaşığı içerisindeki birimlerde ise çok düşük-düşük dereceli metamorfizma etkileri izlenmektedir. Pütürge ve Malatya metamorfileri özellikle ilksel konumları değişmiş tektonik dilimler olarak görülürler. Bu birimler bölgesel metamorfizmanın yaygın özelliklerini taşır. Bunun dışında, Maden karmaşığı birimleri dahil olmak üzere, Pütürge ve Malatya metamorfiterinde dinamik metamorfizma etkileri ile sınırlı kontakt metamorfizma izleri de görülmektedir.

Mineral bileşimleri, metamorfilerin köken kayaları ile ilgili ipuçları vermektedir. Bu ipuçlarından yola çıkarak, bölgedeki metamorfilerin pelitik/semi-pelitik, pisamitik, bazit ve karbonat türü kayalardan oluştuğunu genel anlamda söylemek mümkün olabilmektedir. İnceleme alanı içerisinde bulunan metamorfilerin mineral bileşimleri, köken kayalarının yukarıda belirtilen türleri belli oranlarda kapsadığını ortaya koymaktadır. Bunların bir bölümü Erdem (1994) tarafından Pütürge metamorfiterinde yapılan jeo-kimyasal analizler ile de denetlenmektedir.

Yine metamorfiter içerisindeki mineraller ve bu minerallerin birliktelikleri bu kayaların metamorfizma koşulları (basınç ve sıcaklık) ve/veya oluşum ortamları hakkında bilgi vermektedir (Miyashiro 1972, Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990). Dahası, bu minerallerden yola çıkarak metamorfizma zonu ve fasiyeslerini belirlemek mümkün olabilmektedir. Bölgesel metamorfizma içerisinde çeşitli indeks mineraller oluşabilmektedir (Yardley 1989). Bu indeks mine-

raller (klorit, biyotit, granat, stavrolit, disten, sillimanit) bölgedeki metamorfilerin sıcaklık ve basınç şartları ile oluşum ortamı hakkında önemli tespitler sunar (Winkler 1979, Yardley 1989). Mineral birlikteliklerinin hangi sıcaklık ve basınç koşullarında duraylı olabileceği ile ilgili çeşitli deneysel ve mineral kimyası çalışmaları bulunmaktadır. Mineraller arasındaki denge koşullarından yola çıkılarak farklı kaya türlerine göre oluşturulan P-T diyagramları, olası mineral duraylılık alanlarını göstermektedir (Yardley 1989). Bu tür yapılan çalışmalarda en iyi sonuçlar pelitik kayalardan elde edilmiştir. Bunlar içerisinde en önemlisi Al_2SiO_5 minerallerinin duraylılığı olup bazı belirsizliklerin olmasına karşın metamorfizmanın koşulları ve derinliği hakkında bilgi sağlamaktadır (Grambling 1981, Kerrick 1990). Örneğin, disten mineralinin duraylılık limiti hemen hemen değişmez olmasına karşın, andaluzit-sillimanit sınırının duraylılığı kesin değildir. İnce kesitlerde prizmatik bulunan sillimanitler daha dar duraylılık alanı sunmalarına karşın, lifsi (fibrolitik) sillimanitler oldukça geniş duraylılık alanı göstermektedir (Yardley 1989).

İnceleme alanı içerisindeki petrografik incelemelerde, özellikle Pütürge metamorfik kayalarında, metamorfizma koşullarını belirleyecek indeks mineraller gözlenmiştir. Bu indeks minerallerin yaygınca bulunmasına karşın, bölgedeki yoğun tektonizma sebebiyle indeks mineral gelişimine bağlı izograd çiziminin gerçekleştirilmesi ve metamorfizma koşullarının ne yönde artış-azalış gösterdiğinin ortaya konması mümkün olamamaktadır. Ancak, kayalar içerisindeki mineral birliktelikleri ve özellikle pelitik/pisamitik kayalardaki granat, kloritoyid, stavrolit, disten ve

sillimanit mineralleri ile metabazitlerdeki klorit, epidot, aktinolit, hornblend minerallerinin bulunuşuna göre, Pütürge ve Malatya metamorfitlelerinin oluşum koşulları yorumlanma yoluna gidilmiştir.

Pütürge Metamorfitleleri

Petrografik incelemelerde dokusal ve mineralojik özellikleri dikkate alındığında Pütürge metamorfitlelerinin; mika şist/mika gnays (kuvars + feldispat + biyotit + muskovit ± opak ± apatit ± turmalin ± sfen ± zirkon ± epidot), granat mika şist/granat mika gnays (kuvars + feldispat + biyotit + muskovit + granat ± stavrolit ± disten ± sillimanit ± opak ± apatit ± turmalin ± sfen ± zirkon ± epidot), kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays (kuvars + plajiyoklaz + epidot mineralleri + amfibol + karbonat + muskovit ± sfen ± granat ± opak), kuvarso-feldispatik mika gnays (kuvars + plajiyoklaz + mika mineralleri ± apatit ± turmalin ± rutil ± zirkon), kuvarsitik şist/kuvarsit (kuvars ± mika ± plajiyoklaz ± epidot ± zirkon ± sfen ± apatit ± opak mineral), mermer (kalsit ± diyopsit ± skapolit ± muskovit ± kuvars ± epidot ± opak mineral) ve amfibolit (hornblend + plajiyoklaz ± kuvars ± epidot ± granat ± apatit ± sfen ± opak mineral) türü kayalardan oluştuğu tespit edilmiştir.

Pütürge metamorfitlelerini oluşturan mineral toplulukları ince kesitlerde farklı mineral birliktelikleri sunmaktadır. Bu mineral birlikteliklerinin bazıları şu şekildedir:

- Sillimanit + biyotit + kuvars
- Sillimanit + muskovit + kuvars
- Sillimanit + biyotit + kuvars + plajiyoklaz
- Sillimanit + biyotit + granat + plajiyoklaz
- Sillimanit + biyotit + disten + muskovit + kuvars

Sillimanit + biyotit + disten + muskovit + plajiyoklaz + kuvars

Disten + biyotit + kuvars

Disten + biyotit + kuvars + plajiyoklaz

Disten + stavrolit + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklaz

Stavrolit + biyotit + kuvars + plajiyoklaz

Stavrolit + biyotit + granat + kuvars + plajiyoklaz

Granat + biyotit + kuvars + plajiyoklaz

Granat + hornblend + plajiyoklaz

Pelitik, pisamitik, metabazit ve kalsilikatik kayalardaki bu mineral birlikteliklerinden anlaşılacağı üzere, Pütürge metamorfitlelerinde bölgesel metamorfizmanın özellikleri belirgin olarak görülmektedir. Metamorfitlelerin petrografik özellikleri, bölgedeki metamorfizmanın alt ve üst koşullarının sınırlandırılmasına yardımcı olmaktadır. Buna göre, amfibolit fasiyesinin üst koşullarını temsil eden sillimanit mineralleri, metamorfik kayalarda farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Miyashiro 1972, Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Sillimanit zonu içerisinde tanımlanan sillimanit mineralinin oluşumu, distenin geçiş reaksiyonu olarak (Disten → Sillimanit) ya da muskovit ve kuvars ile reaksiyona giren stavrolitin kaybolması (Stavrolit + Muskovit + Kuvars → Granat + Biyotit + Sillimanit + H₂O) ile mümkün olabilmektedir (Şekil 4a). Nisbeten daha yüksek sıcaklıklarda muskovitin katılmadığı reaksiyonlarla da (Stavrolit + Kuvars → Granat + Sillimanit + H₂O) sillimanit oluşumları söz konusudur. Ayrıca sillimanit oluşumu, yüksek sıcaklık (620°-725 °C) ve düşük basınç (2-5 kbar) koşullarında muskovit ve kuvarsın reaksiyonu (Muskovit + Kuvars → K-Feldispat + Sillimanit + H₂O) ile de mümkün

olabilmektedir (Şekil 4a). Bu koşullar, üst sillimanit zonu olarak bilinmektedir. Sillimanit mineralleri genelde biyotit ve kuvars ile ilişkili, iğnemi şekilde gelişirler. Birlikte ve şekil itibarıyla inceleme alanı içerisinde yüzeyleyen sillimanit mineralleri bu tür bir oluşum gösterir. İri prizmatik sillimanit mineralleri, çoğunlukla granülit fasiyesi koşullarını temsil etmektedir (Yardley 1989, Barker 1990). Bir kısım çalışmalarda, iğnemi sillimanit minerallerinin sünümlü makaslama zonlarında, çözeltilerin biyotit ve feldispat minerallerinde meydana getirdiği dealkalizasyon ile oluştuğu gösterilmiştir (Wintsch ve Andrews 1988, Flöttmann 1991). Sillimanit minerallerinin varlığı, Pütürge metamorfizmasının yüksek sıcaklık koşullarından etkilendiğini belirtmektedir. Anateksiye temsil eden dokusal ve mineralojik özelliklere bu kesimde rastlanmamıştır. Bu durum inceleme alanı içinde yüzeyleyen Pütürge metamorfizmasının üst sınırının 600-700 °C sıcaklık ve 7-9 kbar basınç olan koşullara erişmiş olabileceğini önermektedir (Şekil 4a).

Disten, stavrolit ve granat mineralleri, Pütürge metamorfizmasında sıklıkla rastlanılan minerallerdir. Geniş bir sıcaklık aralığı bulunan disten minerali, granülit ve eklojit gibi çok yüksek sıcaklıklarda da duraylılığı olan bir mineraldir. Basınç, disten mineralinin duraylılığını kontrol eden faktörler arasındadır. Deneysel çalışmalar, disten mineralinin oluşumunun özellikle muskovit, stavrolit ve klorit minerallerinin reaksiyonu (Muskovit + Stavrolit + Klorit → Biyotit + Disten + Kuvars + H₂O) sonucu geliştiğini ortaya koyar (Winkler 1979, Yardley 1989).

Stavrolit mineralleri farklı reaksiyonlar

ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Pratikte, pelitik kayalarda orta dereceli metamorfizmanın başlangıç sınırını stavrolit mineralinin ortaya çıkışı belirler. Benzer şekilde, kloritoyid mineralinin ortaya çıkışı orta dereceli metamorfizmanın başlangıcını temsil eder (Winkler 1979). Bu kayalarda stavrolit mineralinin ilk ortaya çıkışı Barroviyen'in amfibolit fasiyesinin alt fasiyesi koşullarını temsil etmektedir. Kloritoyidin pirofillit ile reaksiyonu (Kloritoyid + Pirofillit → Stavrolit + Kuvars + H₂O) sonucu stavrolit oluşmaktadır. Bu oluşum 4 kbar basıncı ve 550 °C ± 10 °C sıcaklığı temsil etmektedir. Kloritoyidin kuvars ile reaksiyonu (Kloritoyid + Kuvars → Stavrolit + Almandin + H₂O) sonucu da stavrolit oluşmaktadır. Sıcaklığın artmasıyla, stavrolit dengede kalamaz ve kuvars ile reaksiyona girerek (Stavrolit + Kuvars → Almandin + Disten + H₂O) disten oluşumunu sağlar. Stavrolit genel olarak kuvars ve muskovit minerallerinin varlığında düşük sıcaklıklarda, orta derecelerde (2 kbar - 540 °C) duraylılığını korurken, yüksek metamorfizma koşullarında (4 kbar - 550 °C, 8 kbar - 560 °C) duraylılığını koruması basıncın yüksek olması ile mümkündür (Winkler 1979). Piralpsit grubu granat mineralleri (spessartin, almandin, pirop) pelitik ve pisamitik kayalarda orta ve yüksek basınç koşullarında sıklıkla rastlanabilen minerallerdir (Hsu 1968, Miyashiro 1972). Bileşimleri granatın oluşum koşullarını kontrol eder (Winkler 1979). Bu minerallerden spessartin düşük basınç-sıcaklık koşullarında oluşurken, almandin daha yüksek koşulları temsil eder. Pelitik kayalarda granat minerallerinin oluşmaya başlaması Mg, Fe ve Mn'lı kloritin kuvarsla reaksiyonu (Klorit + Kuvars → Granat + H₂O) sonucudur. Tipik granat zonunu temsil eden almandin granatın oluşumu ise, klorit ve muskovitin reaksiyonu

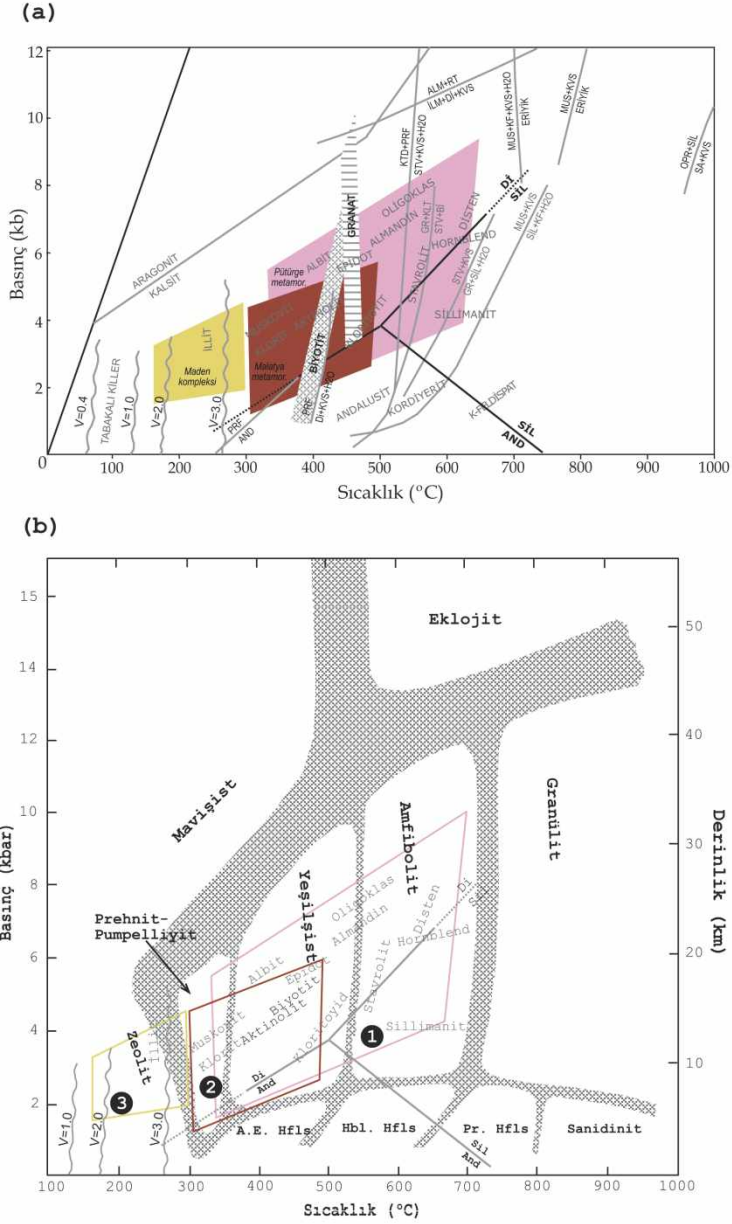
(Klorit + Muskovit → Granat + Biotit + Kuvars + H₂O) ile gelişir (4 kbar - 500 °C, 5 kbar - 600 °C) (Winkler 1979, Yardley 1989). Granat, yeşilüst fasiyesinin üst koşullarını temsil etmektedir. Ancak, bazı reaksiyonlarda (Muskovit + Biotit + Kuvars → Almandin + K-Feldispat + H₂O) izlendiği üzere duraylılığını amfibolit fasiyesinin yüksek koşullarında da sürdürebilen bir mineraldir. Winkler (1979)'e göre metabazit kayalarda hornblend minerallerinin gelişimi 500 °C metamorfizma sıcaklığı ve üzerindedir. Bu kayalarda granatın ortaya çıkışı yine yaklaşık aynı metamorfizma koşullarını temsil etmektedir.

Şekil 4a mineraller arasındaki denge koşullarıyla oluşturulan sadeleştirilmiş basınç-sıcaklık diyagramını ve Şekil 4b basınç-sıcaklık-derinlik değerleri içerisinde metamorfik fasiyes alanlarını göstermektedir. Buna göre, amfibolit fasiyesi koşulları 520-700 °C sıcaklık ile 3-12 kbar basınç değerleri ile temsil olunmaktadır. Fasiyesin bu koşulları 8-40 km arasındaki derinliği öngörmektedir. Yeşilüst fasiyesi ise, daha düşük koşulları temsil eder. Bu fasiyes 340-520 °C sıcaklık ile 2-9 kbar basınç aralığına sahiptir. Bu fasiyesi temsil eden metamorfik kayaların oluşumu 5-32 km arasındaki derinliklere karşılık gelir.

İnceleme alanında yüzeyleyen Pütürge metamorfikleri içerisinde belirlenen mineral birliktelikleri, bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilüst ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarını ortaya koyar. Yine

bu minerallerin oluşum koşulları dikkate alınarak, metamorfiklerin 8-25 km arası derinlikte geliştiği yorumunu yapmak mümkündür (Şekil 4b). Petrografi bölümünde verildiği üzere, metamorfikleri oluşturan bazı minerallerin daha düşük koşulları temsil eden minerallere dönüştüğü görülebilmektedir. Disten minerallerinin muskovit minerallerince üzerlenmesi, granat minerallerinde klorit ve biyotit minerallerine dönüşüm özelliklerinin görülmesi, biyotit minerallerinin klorit minerallerine dönüşmesi, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerince değişen oranlarda üzerlenmesi, feldispat minerallerinde killeşme özellikleri Pütürge metamorfiklerinin gerileyen metamorfizma etkisinde kaldığını gösterir.

Metamorfikleri oluşturan bu minerallerdeki dönüşüm özelliklerini tek bir metamorfizma olayı ile açıklamak doğru bir yaklaşım değildir. Bu çalışma konusu dışında tutulan farklı oluşum mekanizmaları da bu dönüşüme sebebiyet vermiştir. Ancak metamorfiklerin tümünde gerileyen metamorfizma etkilerinin görülmesi metamorfiklerin öncelikle gerileyen bölgesel metamorfizma etkisinde kaldığını ortaya koyar. Bu durum bu metamorfiklerin ilerleyen yeşilüst ve amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfize olmaları ardından, bunların bölge tektoniği içinde yüzeylemelerine bağlı gerileyen metamorfizma geçirdiği yorumunu ortaya koyar.



Şekil 4. (a) Seçilmiş reaksiyonların basınç-sıcaklık ($P-T$) diyagramındaki pozisyonları (Yardley 1989; Barker 1990) ve inceleme alanı içerisinde metamorfizma etkisinde kalmış kayaların bu diyagramdaki duraylılık konumları (Yardley 1989; Barker 1990'dan yararlanarak hazırlanmıştır). (b) İnceleme alanı içerisinde metamorfizma etkisinde kalmış kayaların farklı metamorfik fasiyes alanlarının bulunduğu basınç-sıcaklık ($P-T$) diyagramı (Yardley 1989; Barker 1990'dan yararlanarak hazırlanmıştır).

Figure 4. (a) Pressure-temperature ($P-T$) diagram showing the positions of the selected reactions (modified from Yardley 1989; Barker 1990) and area of stability for the rocks metamorphosed in the study area (modified from Yardley 1989; Barker 1990). (b) Pressure-temperature ($P-T$) diagram displaying fields of various metamorphic facies and the positions of metamorphic rocks exposed in the study area (modified from Yardley 1989; Barker 1990).

Maden Karmaşığı

El örneğinde ve mostradaki incelemeler, Maden birimlerinde belirgin bir metamorfizma etkisinin varlığını sunmamaktadır. Ancak, bu birimlerin Malatya ve Pütürge metamorfizmaları ile olan tektonik dokanaklarında ve kendi içinde yersel makaslama zonlarında çok düşük metamorfizma özellikleri sunmaktadır (Şekil 4). Özellikle dokanak kesimlerinde dar alanlarda, Maden karmaşığına ait çamurtaşları ve kireçtaşları düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Çamurtaşlarında metamorfizma, ilksel tabakalanma düzlemleri boyunca veya verevine serisit minerallerinin gelişimi ile temsil edilmektedir. Serisit minerallerine bir miktar klorit mineralleri de eşlik etmektedir. Kireçtaşlarında ise, karbonat tanelerinde rekristalizasyon etkileri izlenmektedir. Birimin dokanak kesimleri dışında, volkanitlerde de birkaç mm ile birkaç cm arasında değişen makaslama zonlarında metamorfizma etkileri görülebilmektedir.

Maden karmaşığı içerisinde görülen bu özellikler, bölgedeki Maden birimlerinin gelişimi sonrasında gelişen tektonik etkilere bağlı dinamik metamorfizma özellikleridir.

Malatya Metamorfizmaları

Malatya metamorfizmaları bölgede kalın karbonat litolojisi ile temsil edilmektedir. İlksel özelliklerinin de korunduğu bu karbonatlarda, metamorfizma derecesi hakkında belli sınırlar çizmek mümkün görünmemektedir. Ancak, bu karbonatlar içerisinde pelitik/pisamitik ve metabazit seviyeler de bulunmaktadır. Bunlar içerisindeki mineral birliktelikleri, Malatya metamorfizmalarının metamorfizma koşulları hakkında ipucu vermektedir. Buna göre, sleyt/fillit türü kayalar, klorit + serisit + opak

mineral ± kuvars ± plajiyoklaz ± kloritoyid ± epidot ± rutil minerallerinden oluşurken, şistlerde klorit + serisit + muskovit + kuvars ± plajiyoklaz ± kloritoyid ± epidot ± rutil ± opak mineral birlikteliği gözlenir.

Buna göre, kayalardaki klorit ve kloritoyid mineralleri ile epidot minerallerinin duraylılığı metamorfizma koşulları ile ilgili bilgi vermektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990).

Klorit, Barrov tipi bölgesel metamorfizmanın yeşilist fasiyesinin karakteristik minerallerinden biridir. Katı çözelti minerali olarak iki bileşenden (antigorit, amesit) oluşur (Miyashiro 1972). Fe²⁺ bakımından zengin, Mg ve Al bakımından fakir killi sedimanlarda, Fe²⁺ miktarının Mg miktarından çok daha fazla olmadığı durumlarda klorit meydana gelir. Fe-kloritler metamorfizmanın düşük sıcaklık koşullarını temsil ederken sıcaklığın yükselmesi (granat zonu) ile yerini Mg-kloritlere bırakır (Yardley 1989). Ortamda sıvı varlığında, Mg-kloritlerin yüksek sıcaklıklarda (800 °C) da duraylı olabildiği durumlar söz konusudur (Miyashiro 1972). *Kloritoyid*, yine Barrov tipi bölgesel metamorfizmanın yeşilist fasiyesinin tipik mineralleri arasındadır. Kloritoyidin oluşumu için, Fe-kloritin pirofillit veya hematit ile reaksiyonu önerilir (Pirofillit + Fe-Klorit → Kloritoyid + Kuvars + H₂O, Hematit + Fe-Klorit → Kloritoyid + Manyetit + Kuvars + H₂O) (Winkler 1979). Bulunduğu kayalarda bileşimsel sınırlama gösterir. Granat zonunda oluşan bu mineral genelde düşük metamorfizma koşullarıyla temsil olunur. Biyotit ile nadiren birlikte oluşur. Amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarının egemen olmaya başlamasıyla kloritoyid duraylılığını

kaybeder ve yerini andaluzit veya stavrolite bırakır (Kloritoyid + Pirofillit → Stavrolit + Kuvars + H₂O, Kloritoyid + Kuvars → Stavrolit + Almandin + H₂O). Bazı deneysel çalışma sonuçları, kloritoyid bulunduran kayaların granat ihtiva etmemesi durumunda metamorfizma sıcaklığının 550 °C'den daha fazla olamayacağı yönündedir (Vidal vd. 1999). Yeşilşist fasiyesinin diğer tipik minerali epidot grubu (zoizit-klinozoizit-pistazit) mineralidir. Özellikle metabazit kökenli kayaların düşük sıcaklık koşullarında yaygınca izlenir. Artan sıcaklık ile bu mineraller duraylılıklarını yitirir. Deneysel çalışmalar zoizit + kuvars birlikteliğinde, sistemde sıvının da varlığında yüksek sıcaklık limiti (670 °C, 6 kbar) koşullarını ortaya koymuştur (Winkler 1979).

İnceleme alanı içerisinde Malatya metamorfikleri olarak haritalanan birimlerde tespit edilen mineral birliktelikleri, bu metamorfiklerin Barroviyen'in yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfize olduğunu belirtir. Az örnekteki mineral birliktelikleri, bu metamorfiklerin daha düşük metamorfizma koşullarını temsil eden prehnit-pumpelliyyit fasiyesine kısmen dahil olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 4).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

GD Anadolu kuşağı boyunca yüzeyleyen masifler arasında en çok araştırma yapılanı Bitlis masifidir. Bu çalışmalarda genelde hemfikir olunan görüş, masifin Prekambriyen-Paleozoik yaşlı olduğudur (Boray 1975, Erdoğan ve Dora 1983, Çağlayan vd. 1984, Göncüoğlu ve Turhan 1984, Şengün 1984, 1993). Masifi özellikle yapı ve metamorfizma karakteri yönünde irdeleyen çalışmalarda, masifin ana yapısı eski kütle-epimetamorfik örtü kapsamında (Yılmaz 1975), çekirdek-örtü

kapsamında (Çağlayan vd. 1984; Şengün 1993), alt ve üst birlik kapsamında (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990) değerlendirilmiştir.

Bitlis masifinin batı uzantısı konumunda gözüken Pütürge masifinde yapılan çalışmalarda Pütürge metamorfiklerinin, Bitlis masifinin özellikleriyle benzer olduğu yönünde görüş bildirilir (Yazgan ve Chessex 1991; Erdem 1994; Erdem ve Bingöl 1997). Yazgan ve Chessex (1991)'e göre, Bitlis-Pütürge masifinin metamorfizmasındaki ilk etkili evre, Alpin metamorfizmasıdır. Bu metamorfizma, yay-kıta çarpışması ve ofiyolitlerin üzerlemesi ile Kampaniyen'de gerçekleşmiş ve masifte yeşilşistten-üst amfibolit fasiyesine kadar Barroviyen tipi bir bölgesel metamorfizma yaratmıştır. Erdem (1994), Pütürge civarındaki metamorfikleri, Bitlis masifindeki çalışmalara benzer şekilde alt ve üst birlik ayırımıyla incelemiştir. Buna göre alt birlik kayalarını, gözlü gnays, amfibol şist seviyeleri içeren biyotit şistler ile bunları kesen granitik gnays ve amfibolit-prasinitler oluşturur. Üst birlik kaya topluluğunu, distenli kuvarsit damarlı muskovit şist ile kalkıştmermer birimleri oluşturmaktadır. Araştırmacı, iki birim arasında uyumsuz bir ilişkinin bulunduğu görüşündedir. Erdem (1994)'e göre metamorfikler, ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizması ile gerileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir. Bunlardan amfibolit fasiyesi metamorfizmasını, Maastrichtiyen'deki İspendere ve Guleman ofiyolitlerinin üzerlemesine bağlı olarak yorumlarken, yeşilşist fasiyesi metamorfizmasını Orta Eosen'deki Maden kompleksinin volkanizması ile ilişkilendirmektedir. Çalışmacı, metamorfiklerin petrolojisine yönelik bulgularında, amfibolitlerin orto (magmatik) kökenli ol-

duğunu ve duraylı iz elemet dağılımlarına göre levha içi bazalt/toleyitik bazalt bölgesine düştüğünü belirtmektedir. Benzer şekilde gnays olarak tanımladığı kayaların, yine orto (magmatik) kökenli olduğunu ve çarpışma ve yay bölgelerini temsil ettiğini belirtir.

Keban-Malatya metamorfitlelerinde yapılan çalışmalar, bu kayaların düşük dereceli metamorfizma ile temsil edilen yaygın metakarbonatlar olduğu yönündedir. Kipman (1981), Keban bölgesindeki çalışmalarında, Keban metamorfitlelerinin mermer, rekristalize kireçtaşı, kalkşist, kalkfillit ve meta-konglomeralardan oluştuğunu belirtmektedir. Kalkşistler içerisinde bulunduğu fosil bulgusuna göre, Keban metamorfitlelerinin Permo-Karbonifer-Triyas yaşında olduğu ve bu metamorfitlelerin Geç Kretase-Paleosen yaşlı alkalice zengin magmatitler tarafından kesildiği görüşünü ifade eder. Bingöl (1984)'e göre, Keban metamorfitleleri mermer ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Araştırmacı, Üst Paleozoik-Alt Tersiyer yaşlı olarak düşündüğü Keban metamorfitlelerinin, Üst Maastrichtiyen öncesi düşük dereceli metamorfizmaya sahip olduğu yorumunu yapar. Karaman vd. (1993) ise, Malatya metamorfitlelerinin amfibolit ve yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya maruz kaldığını ve olasılıkla Alt Jura'da metamorfize olduğunu belirtir. Yılmaz (1999)'da, Malatya metamorfitlelerinin yüksek diyajenez-çok düşük metamorfizma koşullarını yansıttığı ve almandin-amfibolit ve yeşilist fasiyesindeki mineral parajenezlerine sahip olduğu görüşündedir. Bazı çalışmalarda Keban metamorfitlelerinin bölgesel ve kontakt metamorfizma izleri taşıdıkları belirtilmektedir (Asutay 1985). Asutay (1985)'a göre, Üst Kretase esnasında Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzeye, Keban Levhası altına

doğru dalımı ile gelişen Baskil magmatikleri (Koniasiyen-Santoniyen), Keban karbonatlarında kontakt metamorfizmaya neden olmuş ve böylece piroksen-hornfels fasiyesi kayaları ve skarn kayalarını oluşturmuştur. Bölgesel metamorfizması ile ilgili olarak da, parajenez itibariyle düşük dereceli metamorfizmanın (yeşilist) kuvars-albit-klorit alt fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını belirtmektedir. Yazgan (1984), bölgede bilinen orojenik olaylar zinciri içinde ilk sıkışma hareketlerinin Turoniyen'de başladığını, Keban karbonatlarının da olasılıkla Turoniyen-Alt Maastrichtiyen (Senoniyen) zaman aralığında metamorfizmaya uğradığı görüşündedir. Yılmaz vd. (1987) ise, masifin metamorfizmasını ofiyolit naplarının yerleşmesine bağlamış ve buna göre metamorfizmanın Üst Kretase'de meydana geldiğini belirtmiştir.

İnceleme alanı, Bitlis masifinin batı uzantısı olarak yorumlanan Pütürge metamorfitleleri ve Keban-Malatya metamorfitlelerinin bir bölümünü içerir. Buradaki gözlem ve incelemelerimiz, bu metamorfitlelerde çalışan araştırmacıların sonuçları ile benzerlikleri olmakla birlikte belirgin farklılıklar ve/veya bahsedilmeyen sonuçları da içermektedir. Bitlis metamorfitlelerinde yapılan çalışmaların önemli bir bölümünde, metamorfitlelerin amfibolit fasiyesi metamorfizmasından bahsedilse de, metamorfitlelerde Şengün (1993) dışında sillimanit minerali oluşumundan söz edilmemektedir. Bu mineralin varlığı, bölgedeki metamorfizmanın sillimanit zonunu temsil edecek metamorfizma koşuluna (sıcaklık-basınç) eriştiğini göstermektedir. Sillimanit minerallerinin oluşumu, Pütürge metamorfitlelerinin yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına yaklaştığını

göstermektedir. Pütürge civarındaki metamorfite irdeleyen Erdem (1994), bu alanda yaygın granat, stavrolit, disten mineral oluşumlarını dikkate alarak, bölgedeki metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesi koşullarını temsil ettiği sonucuna varmıştır. Stavrolit ve disten minerallerinin birlikte bulunuşu, pelitlerde orta amfibolit fasiyesini belirtmektedir. Orta amfibolit fasiyesi koşulları, basıncın 6-8 kbar ve sıcaklığın 600-670 °C olduğu sıcaklık-basınç koşulları ile temsil olunmaktadır. Bu koşulların tipik mineral birlikteliği ise, disten + granat + biyotit + oligoklaz + kuvars (\pm muskovit) olup, disten egemen $AlSiO_2$ mineralidir (Barker 1990). Yüksek amfibolit fasiyesi ve granulit fasiyesine geçiş koşullarında, basınç 7-9 kbar ve sıcaklık ise 670-800 °C'dir. Bu koşullarda muskovitler, K-feldispatı oluşturmak için reaksiyona girerken, aynı zamanda distenlerin yerini özellikle fibrolit sillimanitler almaktadır (Barker 1990). Buna göre, Pütürge metamorfite ve onun doğu uzantısı konumundaki Bitlis metamorfiteinin, yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşmış olduğunu önermekteyiz. Bu durum, metabazik kökenli kayalar ile de desteklenmektedir. Metabazitler, yeşilsist fasiyesi koşullarında aktinolit, stipnomelan, klorit, epidot ve albit mineralleri içerirken, amfibolit fasiyesi koşullarına eriştiğinde, bu mineraller giderek azalmakta ve yerini hornblend, granat ve Ca-plajiyoklazlara bırakmaktadır (Yardley 1989). Yeşilsist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişi (epidot-amfibolit fasiyesi), aktinolit parçalanarak hornblende ve albitin parçalanarak oligoklaza dönüşümü belirtmektedir. Bu geçiş zonu 370-420 °C sıcaklıklarda, plajiyoklaz + epidot + klorit + Ca-amfibol (aktinolit + hornblend) + kuvars +

spinel mineral birlikteliği ile temsil olunmaktadır (Barker 1990). Yüksek sıcaklıklarda mineral birlikteliği, plajiyoklaz (An_{20-50}) + hornblend + klorit + spinel + ilmenit olarak izlenmektedir. Yüksek basınçlarda ise mineral birlikteliği, oligoklaz + hornblend + epidot + rutil (\pm kuvars \pm granat) olarak gelişmektedir. İnceleme alanı içerisindeki amfibolitlerde, plajiyoklaz, hornblend ve granat minerallerinin varlığı, amfibolit fasiyesi metamorfizma koşulları ile temsil olunmaktadır.

Petrografik incelemeler, pek çok mineralde gerileyen metamorfizma etkilerini ortaya koymaktadır. Örneğin, granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine, biyotit minerallerinin klorit minerallerine, disten minerallerinin muskovit minerallerine, kloritoyid minerallerinin klorit minerallerine, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümleri belirgindir. Bu durum, Pütürge metamorfiteinin yüzeylemesi sırasında ve/veya daha genç olaylar ile gerileyen metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır. Her iki sürecin de etkisi olduğu düşünülmektedir.

Bölgedeki metamorfiteerde bahsedilen önemli ayrıntılardan biri, çekirdek-örtü (Çağlayan vd. 1984; Şengün 1993) veya alt ve üst birlik (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990; Erdem 1994) ayrımlarıdır. İnceleme alanında yüzeyleyen Pütürge metamorfiteinin ilksel stratigrafik dokanakları silinmiş, kendi içerisinde kıvrımlanmış ve çok sayıda tektonik dilimler gelişmiştir. İnceleme alanı içerisinde, çekirdek-örtü veya alt-üst birlik ayrımını doğrulayacak bulgular bulunmamaktadır.

İnceleme alanının diğer metamorfik birimini oluşturan Malatya metamorfikleri, Pütürge metamorfikleri ile benzer yapısal özellikte, kıvrımlı ve çok sayıda tektonik dilimlerden oluşmaktadır. Yoğun metakarbonat kökenli oluşu ile Pütürge metamorfiklerinden belirgin olarak ayrılmaktadır. Diğer önemli ayırdım ise, iki metamorfik birim arasındaki metamorfizma karakteridir. Pütürge metamorfikleri amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşan metamorfizma karakteri sergilerken, Malatya metamorfikleri yeşilşist fasiyesi ile temsil olunmaktadır. Bu durum, çoğu araştırmacıların görüşleri ile uyumlu gözükmektedir.

İnceleme alanı içerisindeki tüm veriler değerlendirildiğinde şu sonuçlara varılmıştır:

1. Pütürge metamorfiklerinin petrografik incelemeleri metamorfiklerin mika şist/mika gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays, kuvarso-feldispatik mika gnays, kuvarsitik şist/kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayalardan oluştuğunu ortaya koymaktadır. Bu kayalar Barrovien zonunu temsil eden indeks minerallerden (Örn. granat, stavrolit, disten, sillimanit) biri veya birkaçını içermektedir. Elde edilen mineral birliktelikleri, Pütürge metamorfiklerinin bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında geliştiğini ortaya koyar. Bu durum Pütürge metamorfiklerinin ~700 °C sıcaklık ve 9 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~25 km kabuk derinliğinde gelişmiş olabileceği sonucunu ortaya koyar.
2. Malatya metamorfikleri yaygın olarak

metakarbonatlardan, az oranda pelitik/pisamitik ve metabazit türü kayalardan oluşmaktadır. Petrografik incelemeler Malatya metamorfiklerinin mermer, sleyt, fillit ile şist türü kayalardan oluştuğunu ortaya koymaktadır. Şist ve fillitlerdeki kloritoyid, epidot ve tremolit/altinolit mineralleri bu birimlerin metamorfizma özelliği ile ilgili ipuçları vermektedir. Bu minerallerin birliktelikleri, Malatya metamorfiklerinin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~15 km derinliklere kadar uzandığını belirtmektedir.

3. Bölgesel ilerleyen metamorfizma, gerileyen metamorfizma tarafından üzerlenmiştir. Farklı süreçlerden bahsedilebilir olması yanında, Pütürge metamorfiklerinin gerileyen metamorfizmasını, bu metamorfiklerin yüzeye çıkma (exhumation) süreci meydana getirmektedir. Ayrıca, inceleme alanı içerisinde metamorfikler kendi içinde tektonik dilimlenme dahil farklı yapıları içermektedir. Ancak özellikle Pütürge metamorfiklerinde, literatürde bahsedildiği şekliyle çekirdek-örtü veya alt-üst birlik ayırdımını temsil eden yapısal bir stratigrafi bulunmamaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu makale Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde gerçekleştirilen Yüksek Lisans Tezini kapsamaktadır. Arazi çalışmaları MTA Genel Müdürlüğünde yürütülen proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, proje yürütücüsü Yavuz Bedi (MTA) başta olmak üzere tüm proje çalışanlarına teşekkürlerini sunarlar.

Yazarlar makaleye yapıcı katkılarından dolayı Üner Çakır'a (Hacettepe Üniversitesi) teşekkürlerini sunar. Ayrıca Ergun Gökten'e (Ankara Üniversitesi), Kadir Dirik'e (Hacettepe Üniversitesi) ve Cemal Tunoğlu (Hacettepe Üniversitesi) ile ismi belirtilmeyen hakeme teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

SE Turkey contains the southeast Anatolian suture zone including several tectonic elements that have been formed by the closing of the Neo-Tethys ocean and the collision of the Anatolian micro-continent with the Africa/Arabian continent in the Late Cretaceous to Tertiary period (Fig. 1). The region contains several massifs whose lithology, deformation and metamorphic features can be compared to each other (Fig. 1b).

Bitlis massif is one of most studied massifs (Bitlis, Pütürge, Keban, Malatya, Engizek ve Binboğa metamorphites) to have been exhumed along the SE Anatolian belt. Several researchers agree that the Bitlis massif is Precambrian-Paleozoic in age (Boray 1975; Erdoğan and Dora 1983; Çağlayan et al. 1984; Göncüoğlu and Turhan 1984; Şengün 1984; 1993). Studies have especially focused on the structure and/or metamorphism of this massif; it has been divided into two parts, referred to as the ancient basement and epimetamorphic units (Yılmaz 1975), as the core and cover (Çağlayan et al. 1984; Şengün 1993), or as the lower and upper units (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu and Turhan 1984; Genç 1990).

The Pütürge massif that appears as a western continuation of the Bitlis massif has similar geologic features (Yazgan and Chessex 1991; Erdem 1994; Erdem and Bingöl 1997).

According to Yazgan and Chessex (1991), the Bitlis and Pütürge massifs include a penetrative regional metamorphism of Barrovian, from greenschist to upper amphibolite, that might be related to the arc-continent collision and ophiolitic obduction in Campanian. Similar to the Bitlis massif, Pütürge metamorphites were divided into two units: a lower unit and an unconformably overlying upper unit, by Erdem (1994). According to Erdem (1994), while the lower unit contains augen gneiss and biotite schist inter-layered with the amphibole schist, granitic gneiss and amphibolite-prasinite, the upper unit includes muscovite schist with kyanite quartzite, and calc-schist and marble, which in these metamorphites display progressive amphibolite facies metamorphism and regressive greenschist facies metamorphism.

The Keban-Malatya metamorphites is dominantly composed of meta-carbonates with low-grade metamorphism. In the Keban region these metamorphites contain marble, recrystallized limestone, calc-schist, calc-phyllite, and meta-conglomerate (Kipman 1981). According to the author and on the basis of some fossil evidence, the Keban metamorphites is Permo-Carboniferous in age and is cut by Late Cretaceous-Paleocene alkaline-intrusions. Bingöl (1984) interpreted the Keban metamorphites as affected by low-grade metamorphism before the Upper Maastrichtian. On the other hand, according to Karaman et al. (1993), the Malatya metamorphites display amphibolite and greenschist facies metamorphism and were metamorphosed in the Lower Jurassic.

The study area is situated between Çelikhan and Malatya (Fig. 1c, 2), comprising

rocks that are parts of the Pütürge metamorphites, the Maden complex and the Malatya metamorphites (Fig. 2). Mafic and felsic intrusion exposures that cut the rocks of the Pütürge metamorphites and the Maden complex are locally seen. The Pütürge metamorphites consist of gneiss, schist, quartzite, marble and amphibolite, and their mineral compositions are suggestive of a pelitic/semi-pelitic, psammitic metabazitic, metagranitic and metacarbonatic protolith (Fig. 3). The Maden complex is characterized by sedimentary and volcanic rocks. It is composed of metamudstone (slate), metamicrite and volcanic rock. Recrystallized limestone/marble constitutes the dominant rock type of the Malatya metamorphites. A lesser amount of phyllite and schist with psammitic and metabazitic protolith alternates with recrystallized limestone/marble.

Erdem (1994), who studied in the vicinity of the Pütürge, suggested that the Pütürge metamorphites is represented by mid-amphibolite facies metamorphism, because of the presence of garnet, staurolite and kyanite minerals. The stable coexistence of staurolite and kyanite allows temperature and pressure conditions of 600-670 °C and 6-8 kbar; in these conditions, kyanite is a dominant Al_2SiO_5 polymorph (Barker 1989). In the upper amphibolite facies, and passing into the granulite facies, muscovite usually reacts to form K-feldspar and kyanite is superseded by fibrolitic sillimanite in temperatures of the order of 670-800 °C and pressure of order of 7-9 kbar (Barker 1989). The presence of metamorphic index minerals (garnet, staurolite, kyanite, sillimanite) or mineral assemblages in the Pütürge metamorphites within the study area is diagnostic of a metamorphism that reached

upper amphibolite facies conditions.

The results of our field and petrographical studies can be summarized as follows:

1. The study area includes two main metamorphic units, the Pütürge and Malatya metamorphites (Fig. 2). The Pütürge metamorphites consist of mica schist/mica gneiss (quartz + feldspar + biotite + muscovite ± opaque ± apatite ± tourmaline ± sphene ± zircon ± epidote), garnet mica schist/ garnet mica gneiss (quartz + feldspar + biotite + muscovite + garnet ± staurolite ± kyanite ± sillimanite ± opaque ± apatite ± tourmaline ± sphene ± zircon ± epidote), calc-silicatic schist/calc-silicatic gneiss (quartz + plagioclase + epidote + amphibole + carbonate + muscovite ± sphene ± garnet ± opaque), quartzo-feldspathic mica gneiss (quartz + plagioclase + mica ± apatite ± tourmaline ± rutile ± zircon), marble (calcite ± diopside ± scapolite ± muscovite ± quartz ± epidote ± opaque), quartz schist/quartzite (quartz ± mica ± plagioclase ± epidote ± apatite ± zircon ± sphene ± opaque), amphibolite (hornblende + plagioclase ± quartz ± epidote ± garnet ± apatite ± sphene ± opaque) with mineral assemblages, which suggest that the conditions reached the sillimanite grade. Index minerals (e.g. staurolite, kyanite, sillimanite) indicate attainment of amphibolite-facies metamorphic conditions. This study thus estimates the peak temperature and pressure of the Pütürge metamorphites as ~700 °C and 9 kbar, respectively, which estimates imply a depth of approximately 25 km (Fig. 4). Thick metacarbonates inter-

layered with metapelite/metampsamite and metambazite layers constitute the Malatya metamorphites in the study area. The dominant lithology is marble and the lesser is slate/phyllite (chlorite + serizite + opaque \pm quartz \pm plagioclase \pm chloritoid \pm epidote \pm rutile) and schist (chlorite + serizite + muscovite + quartz \pm plagioclase \pm chloritoid \pm epidote \pm rutile \pm opaque). The presence of chloritoid, epidote and tremolite/actinolite minerals in the Malatya metamorphites suggests a temperature of ~ 500 °C and a pressure of approximately 6 kbar, which coincides with a ~ 15 km depth (Fig. 4).

2. Minerals in metamorphic rocks within the study area display a variable retrograde stage. Evidence of the retrograde stage includes chlorite and biotite overprinting garnet, chlorite, biotite and tremolite/actinolite overgrows on hornblende, chlorite overprinting biotite and chloritoid, and kyanite locally replaced by muscovite. We interpreted this as indicating that the formation of the products of retrograde metamorphism had close relationships for the exhumation process of metamorphites and that neo-tectonic events occurred in the region.
3. One of the suggestions is that the Bitlis and Pütürge metamorphites contain two-separated parts, called core and cover (Çağlayan et. al 1984; Şengün 1993) or the lower unit and upper unit (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990; Erdem 1994). Our field observations indicate that the characteristics of the protolith

of the Pütürge metamorphites were mainly erased, it containing common folding and several tectonic slices. Therefore, there is no evidence of the core-cover or lower unit-upper unit tectono-stratigraphy which were mentioned in earlier studies.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Asutay, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, Doktora Tezi, 156 s (yayınlanmamış).
- Barker, A.J., 1990., Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie&Son Limited, New York, 170 p.
- Bingöl, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the eastern Taurus region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 209-217.
- Boray, A., 1975. Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması. Türkiye Jeoloji Bülteni, 18, 81-84.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A., 1984. Structural setting of the Bitlis massive. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 245-254.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin, 84, 3137-3180.
- Erdem, E. 1994. Pütürge (Malatya) metamorfitlelerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, Doktora Tezi, 119 s.
- Erdem, E. ve Bingöl, A.F., 1997. Pütürge (Malatya) masifindeki gnaysların petrografik ve petrolojik özellikleri. Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu, 217-227.
- Erdoğan, B. ve Dora, O.Ö., 1983. Bitlis masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu. Türkiye Jeoloji Bülteni, 26, 133-144.
- Flöttmann, T., 1991. Fibrolitic sillimanite in retrograd shear zones of the Central Schwarzwald basement (Southwest Germany): Deformation-dehydration interaction: microstructural implications. Journal of Metamorphic Geology, 9, 162-175.
- Genç, S., 1990. Bitlis masifi, Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöresi metamorfitlelerinin petrografisi, metamorfizması ve kökeni. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 1-14.
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis metamorphic belt. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 237-244.
- Grambling, J.A., 1981. Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region,

- New Mexico. *American Mineralogist*, 66, 702-722.
- Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, Southeastern Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1078-1088.
- Helvacı, C., 1983. Bitlis masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayaların petrojenizi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 26 (2), 117-132.
- Helvacı, C. and Griffin, W.L., 1984. Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 403-413.
- Hempton, M.R., 1984. Results of detailed mapping near leak Hazar (Eastern Taurus Mountains). *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 223-228.
- Hsu, L.C., 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, İ., Kadıncık, G., Yılmaz, H. ve Kılınc, F., 1993. Malatya-Doğanşehir-Çelikhan dolayının jeolojisi. MTA Derleme No: 9587, 57 s.
- Kerrick, D.M., 1990. The Al₂SiO₅ polymorphs. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 22, 406 s.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20-34.
- Kipman, E., 1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şarījayı. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 1, 75-81.
- Mason, R., 1975. Bitlis masifinin tektonik durumu. *Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Özetler*, 31-41.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, I.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 361-374.
- Miyashiro, A., 1972. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen&Unwin, London, 492 p.
- Özgül, N. and Turşucu, A., 1984. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 173-180.
- Özkaya, İ., 1982. Upper Cretaceous plate rupture and development of leaky transcurrent fault ophiolites in SE Turkey. *Tectonophysics*, 88, 103-116.
- Perinçek, D., 1979. Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçalı area (Adıyaman province). *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri B44*, 127-147.
- Perinçek, D., 1980. Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Tektonik Evrimin Kıta Üzerinde Çökelen İstiftteki Etkileri. *Türkiye 5. Petrol Kongresi Bildirileri*, 77-93.
- Ricou, L.E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984. The Mesozoic organization of the Taurides: one or several oceanic basins. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 349-360.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 1-74.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengün, M., 1984. Tatvan güneyinin (Bitlis masifi) jeolojik/petrografik incelenmesi. *Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara, Doktora Tezi*, 157 s.
- Şengün, M., 1993. Bitlis masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. *MTA Dergisi*, 115, 1-13.
- Vidal, O., Goffe, B., Bousquet, R. and Parra, T., 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 25-39.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4th ed., Springer-Verlag, New York, 348 p.
- Wintsch R.H. and Andrews, M.S., 1988. Deformation induced growth of sillimanite:'stress' minerals revisited. *Journal of Geology*, 96, 143-161.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, New York, 248 p.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 199-208.
- Yazgan, E. and Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 3 (1), 1-42.
- Yılmaz, H., 1999. Doğu Toroslar'da Sürgü (Doğanşehir-Malatya) çevresinin jeolojisi. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 16 (1), 95-106.
- Yılmaz, O., 1975. Cacas bölgesi (Bitlis masifi) kayalarının petrografik ve stratigrafik incelemesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 18, 33-40.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Yıldırım, M., 1987. Güneydoğu Anadolu'da Triyas sonu tektonizması ve bunun jeolojik anlamı. *Türkiye 7. Petrol Kongresi*, 65-77.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. *Türkiye 9. Petrol Kongresi*, 296-306.

Makale Geliş Tarihi : 12 Ekim 2009

Kabul Tarihi : 8 Mart 2011

Received : October 12th, 2009

Accepted : March 8th, 2011



Çan Jeotermal Alanı'nın Hidrojeokimyasal ve Hidrojeolojik İncelenmesi *Hydrogeochemical and Hydrogeological Investigation of the Çan Geothermal Field*

Ozan DENİZ¹, Alper BABA² ve Gültekin TARCAN³

¹Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Çanakkale/Türkiye

²İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, Urla-İzmir/Türkiye

³Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Yerleşkesi, 35160,
Buca-İzmir/Türkiye

(e-posta: ozandeniz@comu.edu.tr)

ÖZ

Çan Jeotermal Alanı, Türkiye'nin kuzeybatısında bulunan Biga Yarımadası'nın orta bölümünde yer alır. Çan çevresinde gözlenen baskın kaya tipi volkanitlerden oluşur. Bu kayalarda ayrışma zonları ve kil mineralleri oldukça yaygındır. Bunun yanında bölgede gözlenen diğer jeolojik birimler tortul kayalar, düşük dereceli metamorfizmler ve alüvyondan oluşur. Jeolojik birimler bölgedeki tektonik aktivite nedeniyle yaygın olarak kırık zonları içerir. Termal sular yüzeye bu kırık zonları yoluyla ulaşır.

Çalışma alanında gözlenen litolojiler arasında alüvyon en verimli akiferdir. Bu birimdeki sondajların verimleri 5-30 L/s arasındadır. Bu birimin transmissibilitesi ve geçirimsizlik katsayısı sırasıyla 50-421 m²/gün ve 1.01-16.8 m/gün arasındadır. Yeraltı suyu derinliği 0.1-8.3 m arasında değişmektedir.

IAH (1979)'da verilen su sınıflandırma yöntemine göre termal sular Na-Ca-SO₄ tipinde, soğuk sular Ca-Mg-HCO₃ tipinde ve kar örnekleri karışık tipte sulardır. Sıcak suların sıcaklık, elektriksel iletkenlik ve pH değerleri ortalamaları sırasıyla 44.4°C, 2941 µS/cm ve 6.9'dur. Jeotermal sistemin rezervuar akışkan sıcaklığını tahmin etmek için jeotermometre eşitlikleri kullanılmış ve 46-203°C arasında değişen sıcaklıklar elde edilmiştir. δD, δT ve δ¹⁸O izotop analizleri Çan bölgesindeki termal suların meteorik kökenli ve en az 45-50 yıllık olduğunu göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Jeotermal, yeraltı suyu jeokimyası, Çan

ABSTRACT

The Çan Geothermal Field is located on a central part of the Biga Peninsula in northwest Turkey. Volcanics are the dominant rock type in this region. Alteration zones and clay minerals are very common in these rocks. Sedimentary rocks, low-grade metamorphics and alluvium are other geological units observed around Çan. These units include common fracture zones because of the tectonic activity in the region. Thermal waters have reached the surface via these fracture zones.

Alluvium is the most productive aquifer in all geological units. Wells drilled in this unit yield between 5-30 L/s. The transmissibility and permeability coefficients of this unit are of 50-421 m²/day and of 1.01-16.8 m/day, respectively. In this aquifer, groundwater depth changes between 0.1 and 8.3m. According to the IAH (1979) water classification, these thermal waters are of the Na-Ca-SO₄ type, the cold waters are of the Ca-Mg-HCO₃ type and the snow samples are of a mixed water type. Geothermal waters have a meteoric origin. The mean temperature, electrical conductivity and pH of the thermal waters have values of 44.4 °C, 2941 µS/cm and 6.9, respectively.

Geothermometer equations were used for prediction of reservoir fluid temperatures of the geothermal system and temperature values were obtained between 46 and 203 °C. δD, δT and δ¹⁸O isotope analysis shows that thermal waters in the Çan region have a meteoric origin and are a minimum of 45-50 years old.

Key words: Geothermal, groundwater geochemistry, Çan

GİRİŞ

Biga Yarımadası jeotermal kaynaklar bakımından oldukça zengin bir bölgedir. Çan Sıcak Su Kaynağı'nın bulunduğu Çan İlçesi Çanakkale'ye 75 km mesafede olup Biga Yarımadası'nın orta kesiminde bulunur. Çan, Kocaçay Deresi kenarında kurulmuş, tarihi milattan öncesine dayanan eski bir yerleşim yeridir. İlçe merkezinde uzun yıllar kaynak olarak çıkış yapmış ancak 1953 Yenice depremi sonrasında debisi düştüğü için zamanla sondajlar yapılarak kullanılmaya devam eden sıcak su kaynağı, genelde romatizmal rahatsızlıkları ve cilt hastalıkları olanların tedavi amacıyla tercih ettikleri bir sıcak su kaynağıdır.

KAPSAM VE YÖNTEM

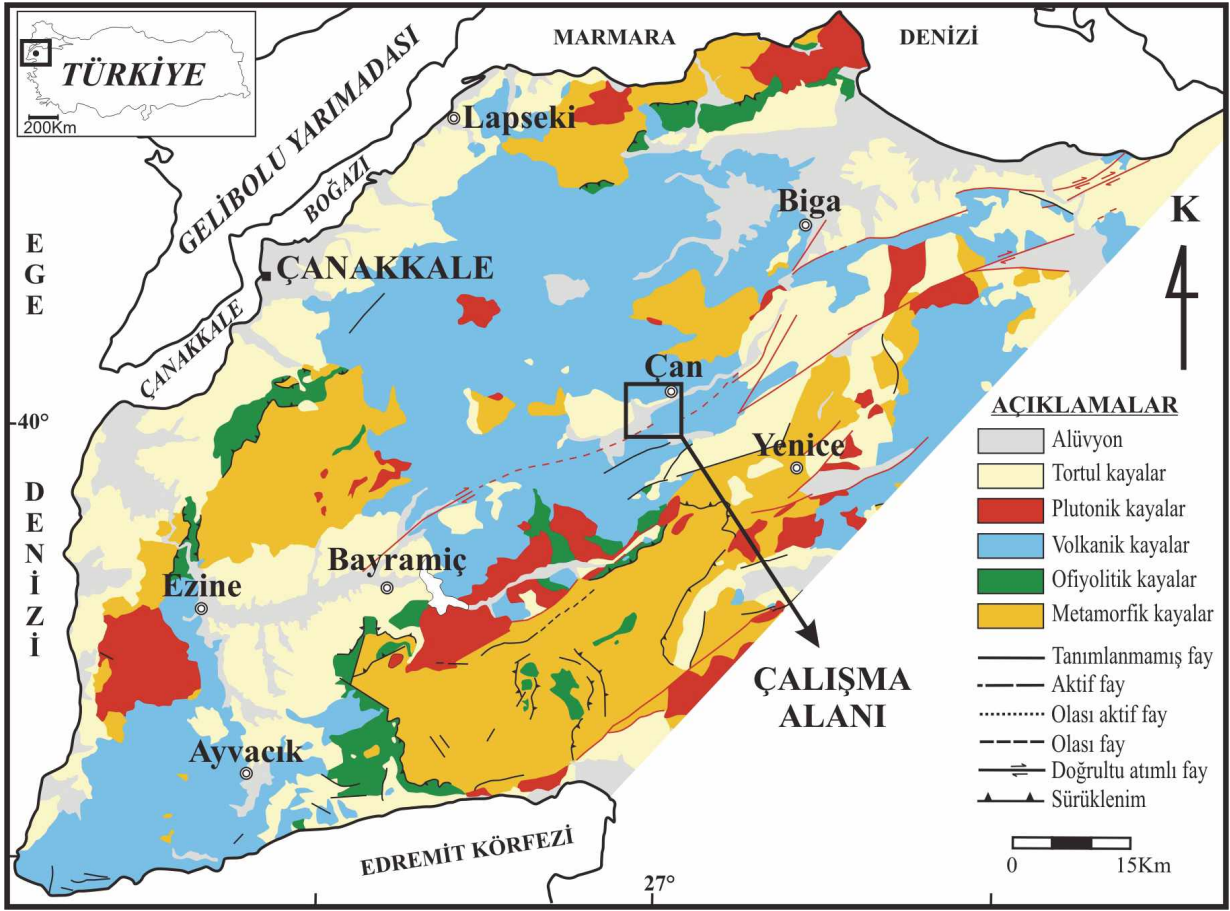
Bu çalışmada Çan Sıcak Su Kaynağı ve çevresindeki soğuk su kaynaklarının incelenmesi için 2006-2008 yılları arasında arazi ve laboratuvar çalışmaları yürütülmüştür. Arazi çalışmalarında Çan ilçe merkezinde bulunan ve tek bir sondajdan beslenen Çan Kaplıcası'ndan 6 dönem periyodik sıcak su örnekleme yapılmıştır. Aynı zamanda, sıcak su kaynağı çevresindeki soğuk su kaynakları ve içme ya da kullanma suyu temini amacıyla açılmış sondajlardan da su örnekleme yapılmıştır. Arazi çalışmalarında su örnekleme yapılırken, EC (elektriksel iletkenlik), pH, ORP (oksidasyon-redüksiyon potansiyeli), T (sıcaklık), S (tuzluluk) ve HCO₃ parametreleri arazide kaynak, çeşme ve sondaj başında

ölçülmüştür. HCO₃ derişimi titrasyon yöntemi ile hesaplanmıştır. 0,1 M'lık HNO₃ çözeltisi kullanılarak su örneğinin pH'ı 4,3'e düşene kadar harcanan çözelti miktarına göre HCO₃ miktarı belirlenmiştir. EC ve S ölçümü WTW TetraCon@325-3 probu ile, pH ve T ölçümü WTW SenTix41 probu ile ve ORP ölçümü WTW CellOx@325 probu ile WTW340i marka çok parametrelili ölçüm cihazı ölçülmüştür. Arazi çalışmalarında kullanılan "probe"lar buffer solüsyonları ile günlük kalibrasyonları yapılarak ölçümler alınmıştır. SO₄ ölçümleri taşınabilir Lamotte marka kolorimetre ile yapılmıştır. Su örnekleri 0.45µ gözeneklilikte filtre ile süzülerek polietilen şişelere alınmıştır. Su örneklerinin kimyasal analizleri ACME Analitik Laboratuvarında (Kanada), Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Hidrojeoloji Laboratuvarında (SO₄), izotop içerikleri DSİ Ankara TAKK İzotop Laboratuvarında (²H ve ¹⁸O) ve Hacettepe Üniversitesi Hidrojeoloji Mühendisliği Bölümü Kütle Analiz Laboratuvarında (³H) yaptırılmıştır. Kimyasal analiz sonuçları Aquachem3.7 (Calmbach 1997), Watch2004 (Bjarnason 1994) ve Grapher (Golden 2005) programları kullanılarak değerlendirilmiştir.

JEOLOJİ VE TEKTONİK

Genelde KD-GB yönlü tektonik unsurları barındıran bir yapıya sahip Biga Yarımadası'nda, magmatik ve metamorfik kayaçlar geniş alanlar kaplar (Şekil 1). Biga Yarımadası'nın temelini Geç Karbonifer-Erken Triyas yaşlı Kazdağ Metamorfitleri oluşturur (Yaltrık ve Okay 2004). Bu kayaçların üzerinde, tektonik olarak yerleşmiş, arkozik kumtaşları, grovaklar, bazaltik kayaçlar, tüfler, aglo-

meralar ve kireçtaşlarından oluşan Geç Permiyen-Erken-Orta Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ve metamorfizma geçirmiş epiklastik-piroklastik kökenli litolojilerden ve bunları kesen metagranodiyoritlerden oluşan Triyas yaşlı Kalabak Birimi'ne ait kayaçlar bulunur. Jurasik'te çökelen tortulların üzerine Geç Kretase'de ofiyolitik kayaçlardan oluşan bir melanaj gelmiştir. Bölgede Tersiyer, Orta Eosen neritik kireçtaşları ve bunların üzerine uyumlu gelen volkanik ara katkılı Geç Eosen türbiditleriyle başlar. Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve aşınma evresi olmuş ve yarımada'nın güneyindeki Orta Eosen-Oligosen istifini tümüyle aşınmıştır. Bölgede Erken-Orta Miyosen'de volkanik kayaçlarla eşyaşlı bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan tortullar meydana gelmiştir. Oligosen-Miyosen döneminde kalkalkalen magmatizma bölgeyi etkilemiş, ayrıca andezit, dasit, riyolit ve asidik tüfler geniş alanlara yayılmıştır. Biga Yarımadası'nda volkanizmaya bağlı olarak Geç Oligosen-Erken Miyosen aralığında oluşmuş, genellikle granodiyoritik bileşimli sığ sokulumların varlığı bilinmektedir (Duru ve diğ. 2007, Siyako ve diğ. 1989). Tersiyer'de gerilme tektoniğiyle şekillenen havzalarda genellikle karasal tortullar yoğun bir volkanizma eşliğinde oluşmuştur. Geç Miyosen volkanizması sonlanırken, fluvial klastikler Biga Yarımadası'nın kuzeyinde çökelmiştir. Pliyo-Kuvaterner'de Biga Yarımadası'nda çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl bileşimli fluvial çökeller ile gölsel karbonatlar oluşmuş ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Siyako ve diğ. 1989).



Şekil 1. Biga Yarımadası'nda gözlenen ana kaya grupları (MTA 2002'den sadeleştirilmiştir) ve çalışma alanının yeri.

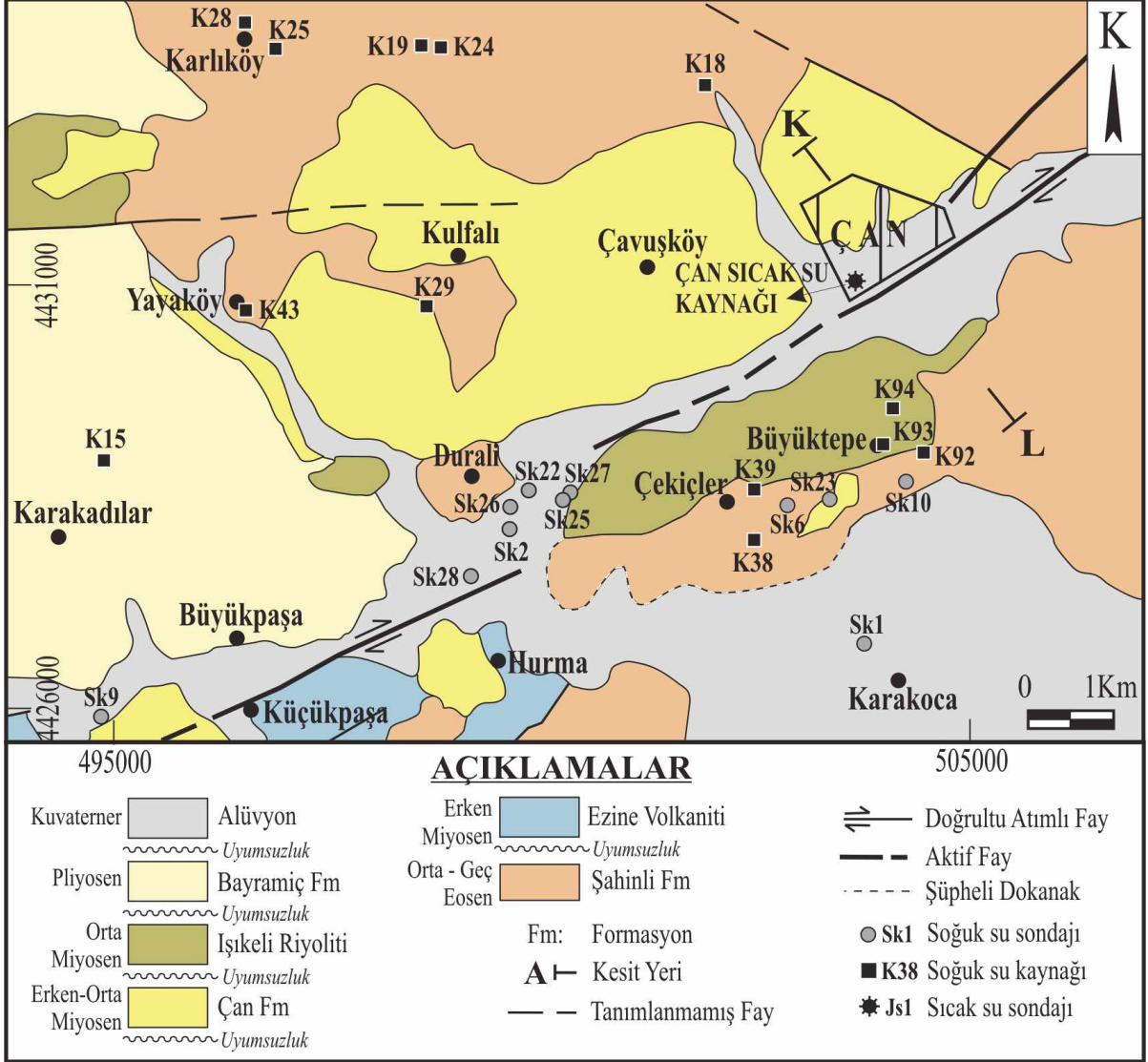
Figure 1. Main rock types in the Biga Peninsula (simplified from MTA 2002) and location of the study area.

Çan çevresinde gözlenen jeolojik birimler alttan üste doğru Orta-Geç Eosen yaşlı bazalt, bazaltik-andezitik lav, piroklastikler ve volkanoklastiklerden oluşan, yer yer ayrılmış kesimler içeren Şahinli Formasyonu ile başlar. Bu formasyonun üzerinde Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı, bazı kesimleri ayrılmış andezit, bazaltik-andezitik lav ve piroklastiklerden oluşan Hallaçlar Volkaniti bulunur. Bunları üzerleyen Erken Miyosen yaşlı Ezine Volkaniti, gri, yeşil ve siyahımsı renkli, K-feldispath andezit, trakiandezitik lav ve piroklastiklerden oluşur. Bu volkanik istifin üzerindeki bitümlü

şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömür seviyeleri içeren Erken-Orta Miyosen yaşlı karasal istif Siyako ve diğ. (1989) Çan Formasyonu adını vermişlerdir. Çan Formasyonu üzerinde bulunan Orta Miyosen yaşlı Işıklı Riyoliti, beyazımsı-gri renkli, riyolitik tuf, ignimbirit, perlit türü piroklastikler ve lavlardan oluşur (Dönmez ve diğ. 2005). Biga Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner döneminde çökelmiş çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan fluvial çökeltiler ve gösel karbonatlar Siyako ve diğ. (1989) tarafından Bayramiç Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon, kızıl-kahverengi

çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilen alüvyon yelpazesi, örgülü ve menderesli akarsu çökellerinden oluşur. Tüm jeolojik bi-

rimleri uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı alüvyon örter (Şekil 2).

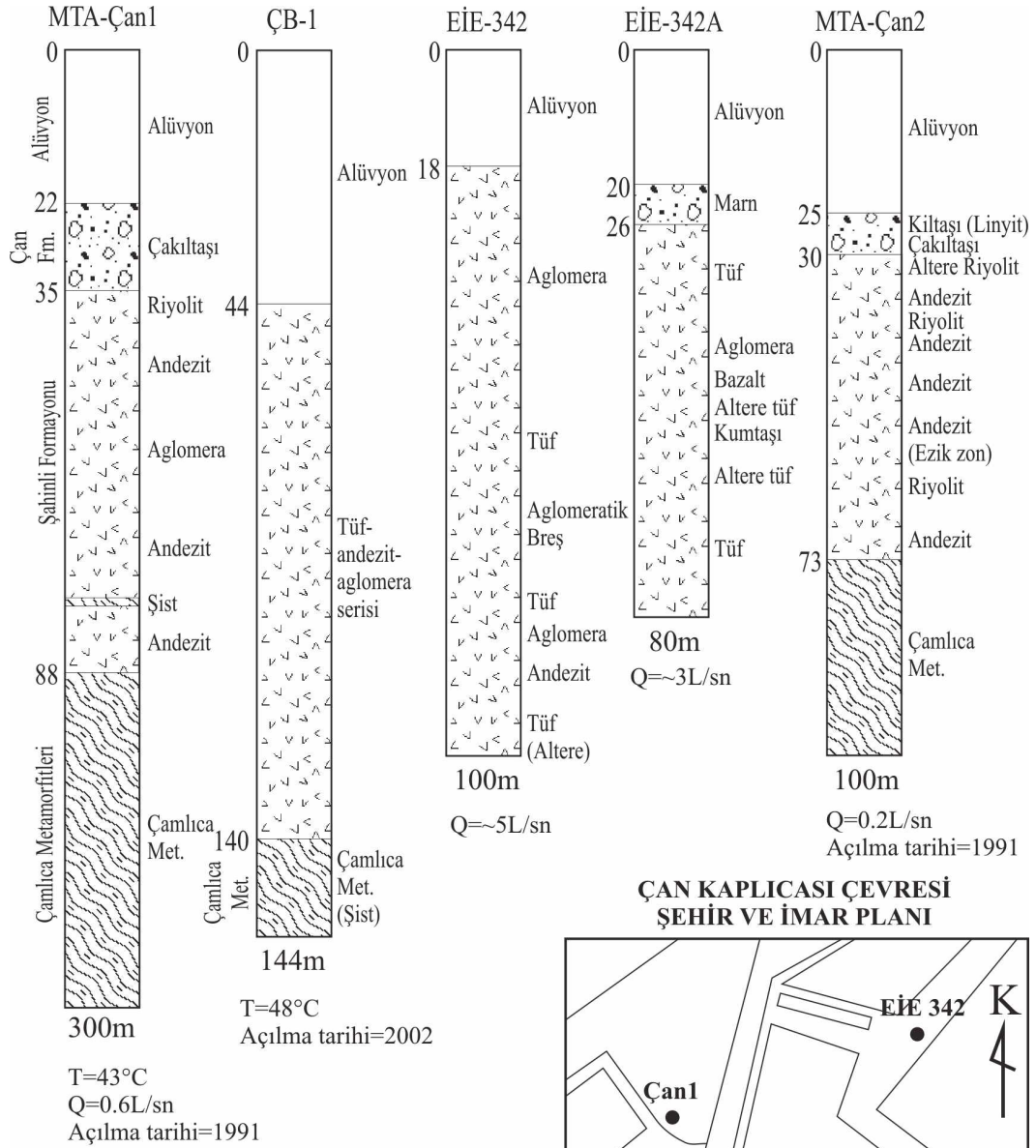


Şekil 2. Çalışma Alanı'nın jeolojisi (Duru ve diğ. 2007; Dönmez ve diğ. 2008'den değiştirilerek hazırlanmıştır) ve su örneklerinin lokasyonları.

Figure 2. Geology of the study area (modified from Duru et al. 2007; Dönmez et al. 2008) and locations of the water samples.

Şekil 3'te verilen Çan1 ve Çan2 sondajlarında geçilen Kretase veya daha yaşlı Çamlıca Metamorfileri, Çan'ın KD'sunda çalışma alanı dışında bir bölgede gözlenir ve

başlıca yeşil-kahverenkli, ince taneli, foliasyonlu fillat ve şistlerden oluşur (Duru ve diğ. 2007). Şekil 3'te verilen sondajlardan yararlanılarak çizilen Çan Jeotermal Alanı'ndaki bi-



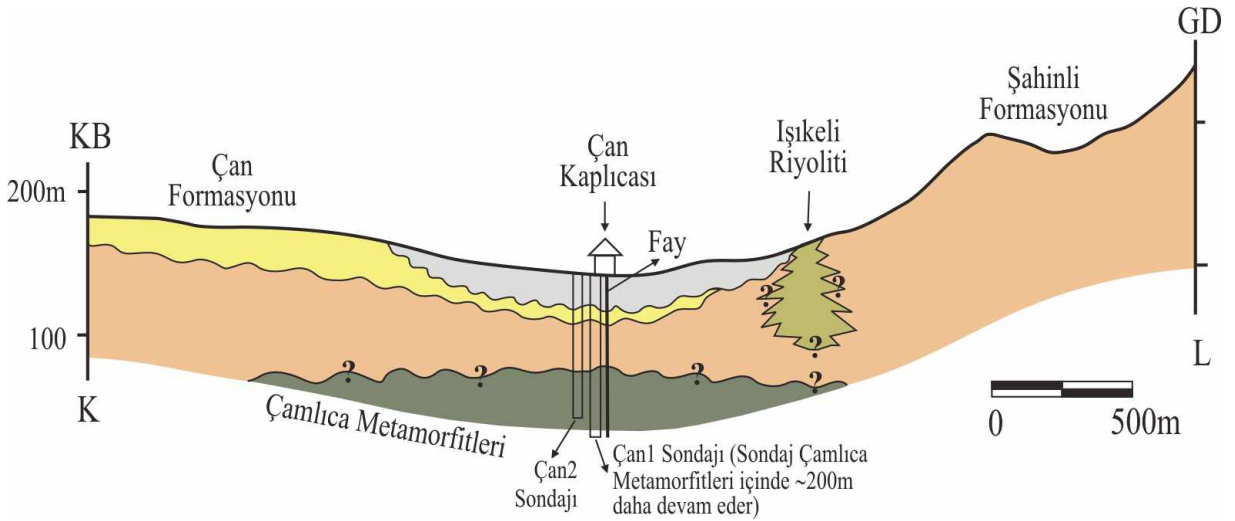
ÇB-1 logu Önder (2002)'den, diğer loglar ve sondaj lokasyonları değiştirilerek Erzeneoğlu ve Şaroğlu (1993)'ndan, T, Q ve açılma tarihleri Öktü ve Dilemre (1997)'den alınmıştır. EİE-342A nolu sondajın lokasyonu belirlenememiştir. Logların 100m'den derin kısımları için ölçek küçültülmüştür. Fm: formasyonu.

Şekil 3. Çan Sıcak Su Kaynağı çevresindeki sıcak su sondajları.

Figure 3. Hot water wells around the Çan geothermal field.

rimlerin jeolojik durumunu gösteren K-L kesiti Şekil 4'de verilmiştir. Kesit hattında alüvyon ve Çan Formasyonu'nun kalınlığı oldukça incedir. Daha altta bulunan Şahinli Formasyonu'na ait litolojiler riyolit, altere riyolit, andezit ve aglomeradan oluşur. Bu kayaların altında 88 m'den sonra Çamlıca Metamorfitleri'ne ait kayalar yer alır. Sondaj verilerine göre volkaniklerdeki ayrışma zonları ve litolojiler çok kısa mesafelerde değişmekte olup, farklı

seviyelerde ezik zonlar bulunmaktadır. Bölgedeki kayalar tektonik aktivitenin yoğunluğu nedeniyle çok sayıda süreksizlik zonları içerir. Çan Sıcak Su Kaynağı'nın Kocaçay'daki sağ yönlü doğrultu atımlı faya bağlı bir açılma çatlağından çıktığı ve kaynak alanı çevresinde başka açılma çatlaklarının da olduğu belirtilmiştir (Erzeneoğlu ve Şaroğlu, 1993).



Şekil 4. Çan Jeotermal Alanı'nın Jeolojik Kesiti (Kesit yeri için Şekil 2'ye bakınız).

Figure 4. Geological cross section of the Çan geothermal field (see Figure 2 for location of the cross section).

HİDROJEOLOJİ

Çalışma alanında gözlenen jeolojik birimler arasında alüvyon, verimi en yüksek akiferdir. Alüvyon blok, çakıl, kum, silt ve kilden oluşmaktadır. Bu malzemelerin taneler arası gözeneklilik ve geçirimsizliği yüksektir. Çan İlçesi ve bölgedeki fabrikaların su ihtiyaçları bu birimde açılmış ve verimleri 5-30 L/s arasında değişen sondajlardan karşılanmaktadır. Sondajların bir bölümünün kuyu raporlarında yer alan pompaj testlerine ait veriler kullanılarak Theis yöntemi ile akiferin

transmissibilitesi (T) ve geçirgenlik katsayısı (K) hesaplanmıştır. Buna göre akiferin transmissibilitesi 50-421 m²/gün, geçirgenliği 1.0-16.8 m/gün arasındadır. Şahinli Formasyonu'nun dasitik tüflerinden beslenen Sk1'de T değeri, alüvyonda açılmış sondajların T değerlerine göre oldukça düşüktür. En yüksek T değeri kumlu çakıldan oluşan alüvyon tabakasında açılmış olan Sk22 sondajına aittir. Bu sondajda T değeri 421 m²/gün hesaplanmıştır. Bu değer alüvyonun bölgedeki T değerinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir. Alüvyondaki soğuk

su kaynaklarının ortalama debileri 0.10 L/s civarındadır. Ayrıca alüvyonda kullanma suyu temini için açılmış birçok keson kuyu bulunmaktadır.

Şahinli Formasyonu'na ait andezit, tuf, aglomera ve bazaltlar değişik oranlarda ayrılmış ve tektonizmadan etkilenerek ikincil gözeneklilik kazanmışlardır. Bu kayalar, boşlukları yer yer kalsit-kuvars ve diğer ikincil minerallerle doldurulmuş halde bulunabilirler. Bölgedeki silisleşmiş volkanitler çatlaklı akifer özelliği taşır. Bu birimdeki çatlakların eğimleri 70-90° arasında değişir. Şahinli Formasyonu'ndaki soğuk su kaynaklarının verimi 0.01-1.00 L/s arasındadır. Formasyonda açılmış sondajların verimleri 1.00 L/s gibi düşük değerlerdedir. Bu formasyondaki tuf ve aglomeralardan fazla su alınamamaktadır. Çalışma alanındaki volkanik birimler içinde en verimli kaynakların bulunduğu kayalar Hallaçlar Volkaniti'ne aittir. Bu volkaniklerdeki tüflerin ve lavlarının çoğu alterasyona uğramış, büyük bir bölümü de silisleşmiştir. Tüflerin bazı kesimlerindeki boşluklar hidrotermal kuvars damarları ile doldurulmuştur. Bu litolojiden çıkan kaynakların debileri arazi gözlemlerine göre 0.00-2.00 L/s arasındadır. Bu özellikleri nedeniyle volkanik birimlerin tamamına yakını, az su içeren çatlak akiferleridir. Çamlıca Metamorfileri fillat ve şistlerden oluştuğundan akifer özelliği düşüktür. Bu metamorfiter ve üstündeki Şahinli Formasyonu için Çan Sıcak Su Kaynağı'nın hazne kayaları olduğu

düşünülmeyle beraber, bu iki litolojiden beslenen Çan1 (Q=0.6 L/s) ve Çan2 (Q=0.2 L/s) sondajlarının debileri oldukça azdır.

Çan Formasyonu içinde bulunan kömürlü seviyelerin olduğu istif tabanda konglomera ile başlar ve üste doğru kum, kil ve siltten oluşan litolojiler gözlenir. İstifin gözenekliliği yüksek olmasına karşın transmissibilitesi düşüktür. Bu nedenle yeraltı suyu bakımından verimsizdir. Formasyon içinde istifin kabalaştığı konglomeratik düzeyler ve yer yer gözlenen faylar yeraltı suyu içerebilir. Çan Formasyonu'ndaki soğuk su kaynaklarının verimi arazi gözlemlerine göre 0.00-0.04 L/s arasındadır. Bu formasyondaki sondajların debileri 1.00-3.00 L/s arasında değişmektedir.

Bayramiç Formasyonu'nda, altta çakıltaşı ile başlayıp üste doğru incelen kesimlerindeki çakıltaşı ve kumtaşı seviyeleri yeraltı suyu içerir. Bu formasyondan çıkan su kaynaklarının verimi arazi gözlemlerine göre 0.01-0.45 L/s'dir.

Çan Sıcak Su Kaynağı çevresinde gözlenen kayalardan Çan Formasyonu'na ait tortulların özellikle ince taneli ve killi düzeyleri sistemin örtü kayacı olarak kabul edilebilir. Şahinli Formasyonu'nun aglomera, tuf ve andezitleri ile Çamlıca Metamorfileri'ndeki şistlerin tektonizma ve ayrışma ile ikincil gözeneklilik kazanmış düzeyleri jeotermal sistemin muhtemel hazne kayalarıdır.

Çalışma alanında periyodik örnek alınan su noktalarının analiz sonuçları incelendiğinde soğuk suların suda çözülmüş toplam katı madde miktarının kurak dönemde yağışlı döneme göre daha yüksek değerlerde olduğu görülmektedir (Çizelge 1). Bunun sebebi, yeraltı sularının kurak dönemde beslenmesinin azalması ve debilerinin düşmesine bağlı olarak yeraltında kalış sürelerinin artması olabilir. Sıcak suların periyodik kimyasal analizleri incelendiğinde suda çözülmüş toplam katı madde miktarının genellikle sıcaklıkla paralel gittiği ve bu suların yüzeye doğru hareketi sırasında üst kesimlerde soğuk yeraltı suları ile karışarak derişimlerinde ve sıcaklıklarında düşüşlerin olduğu düşünülmektedir. Çan Jeotermal Alanı'ndaki su döngüsünü ve ana kaya gruplarını gösteren şematik kavramsal model, bu alanda yapılan jeolojik çalışmalardan ve Şekil 3'deki sondaj loglarından yararlanarak hazırlanmıştır (Şekil 5). Çan Havzası'na düşen yağış suları ve Kocaçay'daki yüzey suları geçirimsizliği yüksek alüvyon akiferden ve tektonizma nedeniyle ikincil gözeneklilik kazanmış kayaçların boşluklarından derinlere doğru süzülmekte ve ısıdıktan sonra Kocaçay dere yatağındaki doğrultu atımlı fay hattı boyunca yüzeye çıkmaktadır.

Çalışma alanından alınan su örnekleri Piper Diyagramı'na (Piper 1944) yerleştirildiğinde soğuk ve sıcak suların farklı kesimlerde yoğunlaştığı görülmektedir. Kar örnekleri havzaya giren meteorik su olarak bir uç bileşen şeklinde düşünüldüğünde su-kayaç etkileşiminden önceki derişimi yansıttığı varsayılabilir. Buna göre sıcak suların % bileşenlerinin bulunduğu alan Na-K-SO₄

bakımından zenginleşmeyi ve soğuk suların % bileşenlerinin bulunduğu alan Ca-Mg-HCO₃ bakımından zenginleşmeyi göstermektedir. Sk1 sondajı ve K43 kaynağına ait soğuk su, kar örnekleri gibi karışık sular sınıfındadır (Şekil 6).

Doğal suları sınıflandırmada değişik araştırmacılar tarafından ortaya atılmış ve halen kullanılan birçok diyagram bulunmaktadır. Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı (Giggenbach 1988) da bu tür diyagramlardan biridir. Basit bir diyagram olan Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı suları bir ölçüde kökensel bazda sınıflandırmaya yarar (Nicholson 1993). Bu üçgen diyagram, örnekler arasındaki göreceli ilişkiyi hızlı bir şekilde görmeyi sağlayan bir ön değerlendirme verir. Çalışma alanındaki Çan Sıcak Su Kaynağı'ndan alınan su örnekleri bu diyagrama aktarıldığında SO₄ köşesine yakın bir kesimde, bölgeden alınmış soğuk su örnekleri ise HCO₃ köşesine yakın bir alanda yer alır (Şekil 7). Derin jeotermal sularda SO₄ derişimi genellikle düşüktür fakat H₂S'in oksitlenmesi ile bu miktar artar ve çok düşük pH'a sahip sular oluşur. Bu tip sularda çözülmüş CO₃'ün genellikle CO₂ gazı olarak çözültiden uzaklaşmış olmasından dolayı HCO₃ ya yoktur yada düşük derişimlerde gözlenir (Nicholson 1993). Çalışma alanındaki sıcak suların pH değerleri 6.65-7.08 arasındadır ve 241-341 mg/L arasında değişen HCO₃ derişimlerine sahiptir. Bu sebeplerle SO₄'ün kaynağının H₂S'in "oksitlenmesi" yada Şekil 7'deki üçgen diyagramda görülen "buharla ısınmış sular" şeklinde olmadığı, köken belirleme için S izotopu analizleri yapılması gerektiği düşünülmektedir.

Çizelge 1. Su örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (1/3)
Table 1. Chemical analysis results of water samples (1/3)

Örnek no	TS266																
	Üst	Js01	Js01	Js01	Js01	Js01	Js01	Js01	Js01	Js01	K15	K15*	K18*	K19	K24	K25	K28*
Örnekleme tarihi	Oca.06	Ağu.06	Mar.07	Tem.07	Şub.08	Haz.08	Tem.07	Şub.08	Tem.07	Şub.08	Ağu.07	Şub.08	Şub.08	Şub.08	Şub.08	Nis.07	
pH	6.90	6.90	6.65	6.90	6.95	7.08	7.56	6.92	7.29	7.23	7.29	6.97	7.17	7.25	7.50		
T (°C)	41.0	50.0	46.1	48.0	41.1	40.2	21.1	9.1	16.2	22.5	12.7	11.8	10.1	13.1			
Eh (mV)					-135.0	155.8	91.4	151.5	-20.8	2100	596	755	562	573			
EC (µS/cm)	3180	3490	3002	3003	2590	2380	791	650	770	2100	74.40	26.55	43.08	23.06	31.85		
Na (mg/L)	574.58	558.03	575.94	517.81	342.00	345.85	71.86	46.08	76.28	74.40	1.80	2.29	1.51	4.27	0.81		
K (mg/L)	27.84	20.86	27.01	21.54	16.67	17.30	3.21	1.34	1.48	83.93	91.87	65.61	80.52	69.26	67.78		
Ca (mg/L)	231.55	219.89	238.30	199.68	183.00	212.72	76.02	70.22	83.93	19.10	22.14	26.39	17.85	19.52			
Mg (mg/L)	21.31	23.02	23.30	19.60	22.74	23.80	16.46	14.37	17.71	24	33	57	22	7			
Cl (mg/L)	221	186	203	168	161	130	44	35	11	24	65	23	36	21	12		
SO ₄ (mg/L)	1278	1265	1274	1127	930	979	39	32	69	380	291	335	301	342			
HCO ₃ (mg/L)	276	275	341	279	201	295	339	311	439	380	49.1	55.2	38.4	23.3			
SiO ₂ (mg/L)	34.8	36.1	38.2	30.9	44.5	28.3	18.7	21.4	42.2	49.1	0.048	0.044	0.145	0.050			
B (mg/L)	5.837	3.742	4.050	4.222	3.084	2.584	0.207	0.114	0.035	0.011	0.007	0.011	0.001	0.001			
Li (mg/L)	1.291	1.014	1.146	0.983	0.940	0.687	0.037	0.027	0.010	0.011	0.000	0.005	0.001	0.002			
Mn (mg/L)	0.434	0.360	0.499	0.378	0.388	0.379	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Fe (mg/L)	5.300	1.860	2.090	0.483	0.672	5.158	<0.010	0.015	<0.010	0.080	0.030	<0.010	<0.010	<0.010			
Ni (mg/L)	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.001	0.776	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al (mg/L)	0.023	0.021	<0.010	<0.001	0.036	0.800	0.007	0.021	0.002	<0.001	0.024	0.015	0.060	0.004			
As (mg/L)	0.100	0.017	0.101	0.028	0.025	0.087	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001			
Σanyon (meq/L)	39.5	38.0	39.9	34.9	26.6	28.4	8.4	6.7	9.0	9.5	6.3	6.3	8.1	6.1			
Σanyon (meq/L)	37.4	36.1	37.8	32.8	27.2	28.9	7.6	6.8	9.0	8.3	6.2	7.8	6.0	6.1			
e (%)	2.8	2.6	2.7	3.1	-1.2	-0.8	4.8	0.0	0.4	6.8	1.2	1.7	0.6	2.9			
TDS (mg/L)	2406.6	2320.1	2392.6	2094.7	1709.4	1755.3	400.6	342.2	429	470.6	367.6	464.3	331.6	305.9			
Su Tipi (iyon>%20)	Na-Ca-SO4	Na-Ca-SO4	Na-Ca-SO4	Na-Ca-SO4	Na-Ca-SO4	Na-Ca-SO4	Ca-Na-HCO3	Ca-Na-HCO3	Ca-Na-HCO3	Ca-Na-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3

*: Baba ve diğ. (2008)'den alınmıştır, **1: 17-06/28 (2001) nolu DSİ kuyu kütüğünden alınmıştır, **2: 17-06/30 (2001) nolu DSİ kuyu kütüğünden alınmıştır, **3: 17-06/32 (2001) nolu DSİ kuyu kütüğünden alınmıştır, **4: 17-06/33 (2001) nolu DSİ kuyu kütüğünden alınmıştır, **5: 17-06/41 (2004) nolu DSİ kuyu kütüğünden alınmıştır. Kuyu renk ile verilmiş sayılar TS266 (2005)'ya göre izin verilen en yüksek değeri aştığını belirtir.

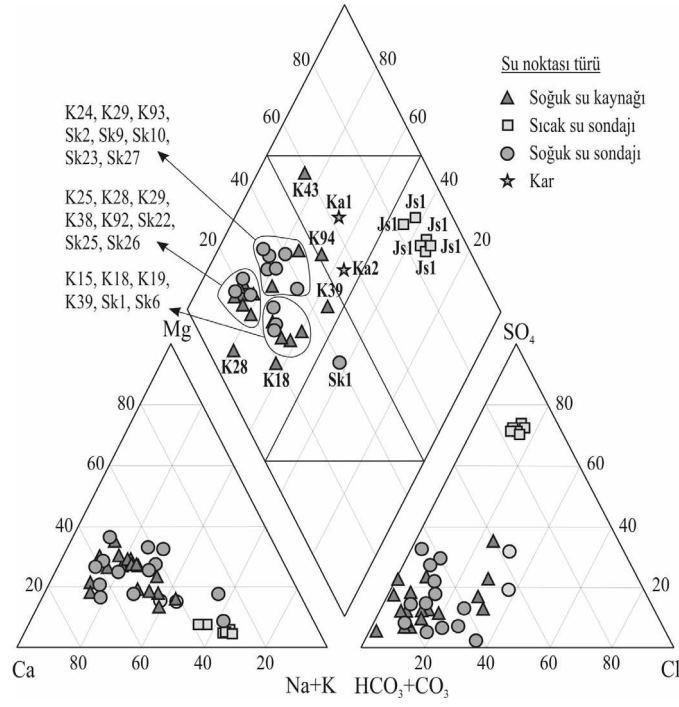
Çizelge 1. Su örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (2/3)
Table 1. Chemical analysis results of water samples (2/3)

Örnek no	K28*	K29*	K38	K39*	K39*	K43*	K92	K93	K94	Sk01	Sk01	Sk01
Örnekleme tarihi	Ağu.07	Ağu.07	Şub.08	Nis.07	Ağu.07	Ağu.07	Şub.08	Şub.08	Şub.08	Tem.07	Şub.08	Şub.08
pH	7.63	7.62	7.60	6.63	6.01	6.37	7.03	6.85	6.31	5.66	7.51	7.52
T (°C)	24.9	13.2	19.0	11.7	15.4	28.0	22.5	6.9	13.7	11.0	17.5	19.1
Eh (mV)		-39.7	135.0	52.6				98.0	129.0	164.0	125.0	77.4
EC (µS/cm)	571	584	562	135	253	227	1899	360	1668	492	635	700
Na (mg/L)	31.50	21.57	21.30	33.24	21.58	19.40	74.00	13.61	77.02	31.63	47.64	90.94
K (mg/L)	1.00	0.62	0.80	12.39	8.40	8.80	7.40	1.01	98.04	9.21	0.85	0.94
Ca (mg/L)	69.77	88.35	84.98	133.02	22.48	15.99	224.38	51.55	123.72	35.68	58.86	36.49
Mg (mg/L)	19.73	15.84	15.23	39.11	3.36	3.24	88.18	7.53	40.46	10.73	22.27	14.55
Cl (mg/L)	25	5	16	47	9	25	215	12	150	45	47	66
SO ₄ (mg/L)	15	61	28	28	24	11	372	19	98	42	15	42
HCO ₃ (mg/L)	273	297	280	590	95	70	576	185	472	123	279	252
SiO ₂ (mg/L)	33.9	17.6	20.8	56.4	50.0	54.4	31.5	47.4	62.7	55.9	30.8	45.1
B (mg/L)	0.072	0.028	0.032	0.048	0.051	0.047	0.274	0.056	0.402	0.202	0.026	0.045
Li (mg/L)	0.001	0.031	0.034	0.020	0.010	0.009	0.133	0.013	0.007	0.010	0.003	0.011
Mn (mg/L)	0.001	0.000	0.000	0.002	0.014	0.005	0.000	0.011	0.016	0.002	0.006	0.009
Fe (mg/L)	<0.010	<0.010	<0.010	<0.010	0.010	<0.010	<0.010	0.238	0.053	0.010	0.059	0.136
Ni (mg/L)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
Al (mg/L)	0.001	0.002	0.004	0.011	0.009	0.005	0.001	0.313	0.015	0.019	0.055	0.127
As (mg/L)	0.001	0.003	0.005	0.003	0.012	0.012	0.004	0.003	0.017	0.001	0.001	0.001
Σanyon (meq/L)	6.5	6.7	6.5	11.6	2.6	2.1	22.0	3.8	15.4	4.3	6.9	7.0
Σanyon (meq/L)	5.5	6.3	5.6	11.6	2.3	2.1	23.3	3.8	14.0	4.2	6.2	6.9
e (%)	8.6	3.2	6.9	0.3	5.4	1.4	-2.9	0.8	4.7	1.4	5.0	1.0
TDS (mg/L)	470.1	343.9	467.9	628.7	165.7	163.3	1592.4	237.1	878.9	284.8	356.9	361.3
Su Tipi (iyon>%20)	Ca-Mg-Na-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	Na-Ca-HCO ₃ -Cl	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Cl	Ca-HCO ₃	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -Cl	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -Cl	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -Cl	Na-Ca-HCO ₃ -Cl

Çizelge 1. Su örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (3/3)

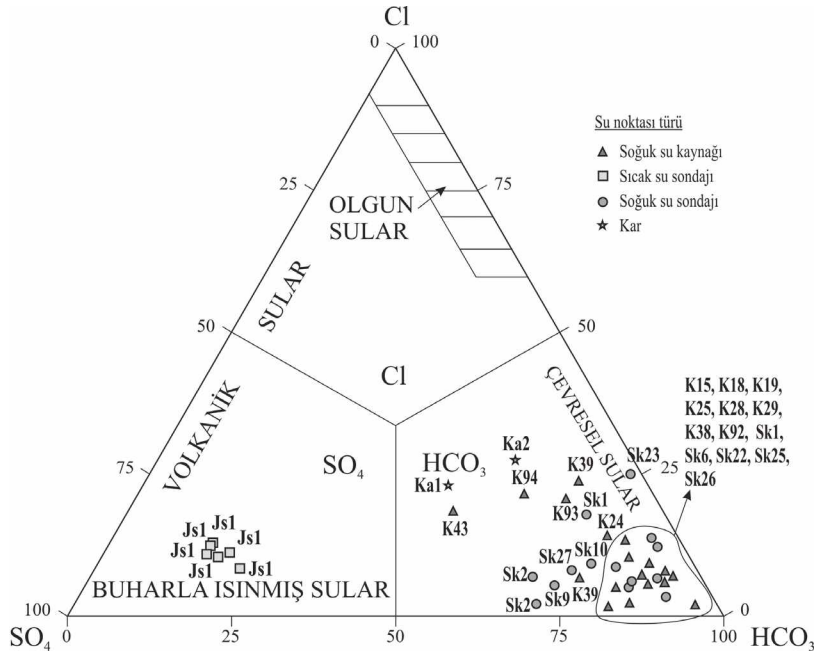
Table 1. Chemical analysis results of water samples (3/3)

Örnek no	SK01	SK02*	SK02*	SK06	SK09	SK10	SK22**3	SK23**5	SK25**2	SK26**4	SK27**1	Ka01	Ka02	
Örneklenme tarihi	Haz.08	Nis.07	Ağu.07	Haz.08	Şub.08	Şub.08	Mar.01	Haz.04	Tem.01	May.01	Şub.01	Şub.08	Şub.08	
pH	7.44	7.21	7.26	7.26	7.26	6.74	6.75	7.58	7.26	7.48	7.79	7.40	6.30	
T (°C)	22.4	17.4	18.9	22.2	22.2	15.5	15.9	13.8	13.8	13.8	14.3	14.3	7.9	
Eh (mV)	234.0	-16.6		22.2	179.0	123.0						258.5	271.5	
EC (µS/cm)	618	767	655	1140	574	956	618	1614	733	612	864	26	25	
Na (mg/L)	48.12	38.34	35.10	82.03	21.02	41.09	19.08	109.89	33.80	17.47	30.00	1.89	2.08	
K (mg/L)	0.71	2.93	2.90	4.18	1.96	1.99	1.17	8.99	3.80	1.17	2.20	0.95	0.26	
Ca (mg/L)	62.33	92.97	84.81	114.25	72.78	128.49	86.57	120.04	102.20	70.14	108.60	2.58	1.79	
Mg (mg/L)	21.04	24.37	20.89	53.56	14.32	20.55	22.00	63.08	25.30	29.78	32.10	0.51	0.41	
Cl (mg/L)	49	10	28	61	17	51	23	216	22	24	35	3	3	
SO ₄ (mg/L)	18	137	96	86	69	78	46	13	38	26	80	4	2	
HCO ₃ (mg/L)	338	350	253	555	214	385	328	628	284	331	308	6	6	
SiO ₂ (mg/L)	30.7	24.2	27.0	40.1	31.2	55.5	<1.000				<1.000	1.3	0.5	
B (mg/L)	0.032	0.105	0.075	0.157	0.067	0.078	0.14					0.005	0.013	
Li (mg/L)	0.004	0.004	0.004	0.098	0.014	0.008						0.001	0.000	
Mn (mg/L)	0.003	0.008	0.006	0.058	0.001	0.002			0.000		0.000	0.017	0.006	
Fe (mg/L)	<0.010	0.086	<0.010	0.503	0.058	0.024			0.000		0.000	0.187	0.016	
Ni (mg/L)	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003			0.000		0.000	0.024	0.000	
Al (mg/L)	0.017	0.006	0.001	0.047	0.023	0.016			0.000		0.000	0.075	0.031	
As (mg/L)	0.001	0.002	0.002	0.010	0.001	0.002			0.000		0.000	0.001	0.003	
Σkatyon (meq/L)	7.0	8.4	7.6	13.9	5.8	10.0	7.0	16.2	8.7	6.7	9.4	0.3	0.2	
Σanyon (meq/L)	7.3	8.9	6.9	12.6	5.4	9.4	7.0	16.7	6.1	6.6	7.7	0.3	0.2	
e (%)	-2.4	-2.7	4.4	4.7	3.2	3.0	0.0	-1.5	18.1	0.7	10.0	3.4	-0.8	
TDS (mg/L)	367.2	444.5	413.9	696.7	329.3	762.9	353.3	1209.5	441.9	331.3	552.3	17.2	12.6	
Su Tipi (iyon>%20)	Ca-Na- Mg-HCO3	Ca-Mg- Na-HCO3	Ca-Mg- Na-HCO3	Ca-Mg- Na-HCO3	Ca-Mg- HCO3-	Ca-HCO3	Ca-Mg- HCO3	Ca-Mg- Na-HCO3- Cl	Ca-Mg- HCO3	Ca-Mg- HCO3	Ca-Mg- HCO3	Ca-Na- HCO3-Cl-	Na-Ca- HCO3-Cl-	



Şekil 6. Su örneklerinin Piper Diyagramı'nda gösterimi.

Figure 6. Plot of water samples in Piper Diagram.

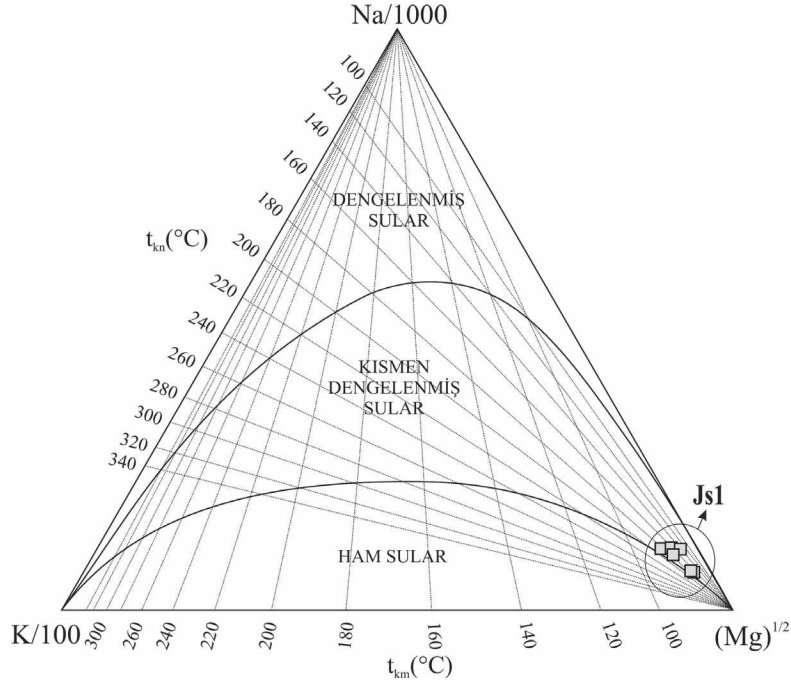


Şekil 7. Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramında sıcak su örneklerinin gösterimi.

Figure 7. Plot of hot water samples in Cl-SO₄-HCO₃ trilinear diagram.

Na, K ve Mg'un hidrotermal sulardaki göreceli bolluklarına dayanarak Giggenbach (1988) suları "ham sular", "kısmen dengelenmiş sular" ve "dengelenmiş sular" olarak üç gruba ayırmıştır. Dengelenmiş sular terimi, söz konusu tüm bileşenleri bakımından dengede olan suları belirtir. Na-K-Mg diyagramının

avantajı dengelenmiş suların, dengelenmemiş suların ayırtılabilmesidir (D'Amore ve Arnórsson, 2000). Bu amaçla çalışma alanından alınan sıcak su örneklerinin verileri Na-K-Mg üçgen diyagramına yerleştirildiğinde bu sular kısmen dengelenmiş sular sınıfında yer alır (Şekil 8).



Şekil 8. Na-K-Mg üçgen diyagramında sıcak su örneklerinin konumu.

Figure 8. Plot of hot water samples in Na-K-Mg trilinear diagram.

Suların Mineral Doygunlukları (SI)

Minerallerin suda doygunluklarının bir ölçüsü olan mineral doygunluk indekslerinin hesaplanması ile üretim ve iletim aşamasında oluşabilecek olası çökeller önceden tahmin edilebilir ve böylece üretim ve malzeme kaybı olmadan alınabilecek önlemler belirlenebilir (Tarcan, 2002). Çan Sıcak Su Kaynağı'ndan alınan sıcak su örneklerine ait kimyasal analiz sonuçları kullanılarak adularya, anhidrit, kalsit, mikroklin, amorf silis, kalsedon ve

kuvars mineralleri için yüzey sıcaklığındaki ve 50-100-150-200°C'lerdeki doygunluk indeksi değerleri Watch2004 (Bjarnason 1994) kimyasal türleştirme programında hesaplanmıştır. Hesaplamalara göre, sıcak sulara tüm örnekleme dönemlerinde, yüzey koşullarında doygunluk üstü değerlerde bulunan mineraller, mikroklin, kalsedon ve kuvarstır. Anhidrit ve amorf silis yüzey koşullarında tüm örneklerde doygunluk altı değerlerdedir. Hazne şartlarına yaklaştıkça ısınma ile birlikte çö-

zünürlüğü artan mineraller kalsit ve anhidrit, ısınma ile birlikte çökelme eğilimine giren mineraller ise mikroklin, albit, kuvars, kalsedon ve adularyadır. Tüm sıcaklık derece-

lerinde kalsit, suda doygunluk üstü değerlerdedir. Amorf silis, yüzeyde olduğu gibi hazne koşullarında da daima doygunluk altı değerlerde izlenmektedir (Çizelge 2).

Çizelge 2. Bazı minerallerin doygunluk indeksi (SI) değerleri.

Table 2. Saturation Index (SI) values of some minerals.

Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri					Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri				
Dönem	50	100	150	200	Dönem	50	100	150	200
Ocak 2006					Ağustos 2006				
Adularya	0.328	-1.997	-3.587	-4.552	Adularya	-0.111	-2.439	-4.029	-4.994
Anhidrit	-0.054	0.394	0.874	1.360	Anhidrit	-0.126	0.319	0.793	1.273
Kalsit	0.167	0.797	1.476	2.132	Kalsit	0.337	0.969	1.653	2.321
Mikroklin	2.110	-0.621	-2.520	-3.715	Mikroklin	1.671	-1.063	-2.962	-4.157
Amorf silis	-0.715	-1.022	-1.262	-1.452	Amorf silis	-0.812	-1.119	-1.36	-1.551
Kalsedon	0.061	-0.399	-0.756	-1.039	Kalsedon	-0.036	-0.496	-0.854	-1.138
Kuvars	0.396	-0.139	-0.564	-0.897	Kuvars	0.299	-0.236	-0.662	-0.996
Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri					Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri				
Dönem	50	100	150	200	Dönem	50	100	150	200
Mart 2007					Temmuz 2007				
Adularya	-0.153	-2.301	-3.847	-4.778	Adularya	-0.331	-2.657	-4.245	-5.205
Anhidrit	-0.214	0.245	0.741	1.249	Anhidrit	-0.15	0.304	0.790	1.282
Kalsit	-0.013	0.638	1.348	2.052	Kalsit	0.118	0.757	1.443	2.097
Mikroklin	1.629	-0.925	-2.780	-3.941	Mikroklin	1.451	-1.281	-3.178	-4.368
Amorf silis	-0.679	-0.984	-1.221	-1.408	Amorf silis	-0.768	-1.075	-1.315	-1.505
Kalsedon	0.097	-0.361	-0.715	-0.995	Kalsedon	0.008	-0.452	-0.809	-1.092
Kuvars	0.432	-0.101	-0.523	-0.853	Kuvars	0.343	-0.192	-0.617	-0.950
Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri					Farklı sıcaklıklardaki (°C) SI değerleri				
Dönem	50	100	150	200	Dönem	50	100	150	200
Şubat 2008					Haziran 2008				
Adularya	0.656	-1.676	-3.261	-4.213	Adularya	1.464	-0.904	-2.497	-3.454
Anhidrit	-0.197	0.265	0.759	1.259	Anhidrit	-0.138	0.315	0.798	1.289
Kalsit	0.049	0.690	1.368	2.003	Kalsit	0.404	0.989	1.649	2.281
Mikroklin	2.438	-0.300	-2.194	-3.376	Mikroklin	3.246	0.472	-1.430	-2.617
Amorf silis	-0.611	-0.918	-1.158	-1.346	Amorf silis	-0.808	-1.116	-1.357	-1.547
Kalsedon	0.165	-0.295	-0.652	-0.933	Kalsedon	-0.032	-0.493	-0.851	-1.134
Kuvars	0.500	-0.035	-0.460	-0.791	Kuvars	0.303	-0.233	-0.659	-0.992

Jeotermometri

Kimyasal ve izotop jeotermometreleri, jeotermal kaynakların araştırılması ve geliştirilmesi için belki de en önemli jeokimyasal araçtır. Bu

jeotermometreler üretim sırasındaki gözlemlerde haznenin üretime verdiği tepkiyi görmek için çok önemli bir unsurdur. Jeotermometri, araştırma sürecinde rezervuar sıcaklıklarını tahmin etmek için kullanılır (D'Amore ve

Arnórsson, 2000). Çan Sıcak Su Kaynağı'nın geldiği hazne kaya koşullarındaki akışkanın sıcaklığını tahmin etmek için çeşitli çözünürlük jeotermometreleri kullanılmıştır (Çizelge 3). Çan Sıcak Su Kaynağı için silis jeotermometresi 46-98°C arasında, Na/K jeotermometresi 102-183°C arasında ve Na/Li jeotermometresi 110-203°C arasında değerler vermiştir. Çözünürlük jeotermometreleri birlikte değerlendirildiğinde, sonuçlarda tam bir uyum olmadığı görül-

mekte ve geniş bir sıcaklık aralığı (46-203°C) elde edilmektedir. Bu durum, su-kayaç etkileşim süresi, soğuma, kaynama ve yükselim sırasında akışkanın hızı gibi koşulların jeotermometre sonuçlarını etkilediği izlenimini yaratmaktadır. Buna karşın silis ve Na-K-Ca jeotermometreleri 46-99°C arasında değişen, birbirleri ile örtüşen hazne akışkan sıcaklık değerleri vermektedir (Çizelge 4).

Çizelge 3. Bu çalışmada kullanılan çözünürlük jeotermometreleri.

Table 3. Solubility geothermometers used in this study.

Jeotermometre türü	Kaynak	Çizelge 4'deki sıra numarası
Silis jeotermometresi		
$t^{\circ}\text{C} = [1309/(5.19 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (SiO ₂ , buhar kaybı yok)	Fournier (1977)	1
$t^{\circ}\text{C} = [1522/(5.75 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (SiO ₂ , 100°C'de maksimum buhar kaybı)	Fournier (1977)	2
$t^{\circ}\text{C} = [1032/(4.69 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (Kalsedon)	Fournier (1977)	3
$t^{\circ}\text{C} = [1000/(4.78 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (α -Kristobalit)	Fournier (1977)	4
$t^{\circ}\text{C} = [781/(4.51 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (Opal)	Fournier (1991)	5
$t^{\circ}\text{C} = [731/(4.52 - \log\text{SiO}_2)] - 273$ (Amorf silis)	Fournier (1977)	6
($t < 250^{\circ}\text{C}$ ve SiO ₂ derişimi mg/Kg'dır)		
Na/K Jeotermometresi		
$t^{\circ}\text{C} = 856/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.857] - 273$	Truesdell (1976)	7
$t^{\circ}\text{C} = 833/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.780] - 273$	Tonani (1980)	8
$t^{\circ}\text{C} = 933/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.993] - 273$	Arnórsson ve diğ. (1983)	9
$t^{\circ}\text{C} = 1319/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.699] - 273$	Arnórsson ve diğ. (1983)	10
$t^{\circ}\text{C} = 1217/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.483] - 273$	Fournier (1979)	11
$t^{\circ}\text{C} = 1178/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.470] - 273$	Nieva ve Nieva (1987)	12
$t^{\circ}\text{C} = 1390/[\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.750] - 273$	Giggenbach ve diğ. (1983)	13
($t < \sim 120^{\circ}\text{C}$ ve Na, K derişimi mg/Kg'dır)		
Na/Li Jeotermometresi		
$t^{\circ}\text{C} = 1000/[\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.389] - 273$ Cl < 0.3 mol/Kg	Fouillac ve Michard (1981)	14
$t^{\circ}\text{C} = 1195/[\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.130] - 273$ Cl > 0.3 mol/Kg	Fouillac ve Michard (1981)	15
$t^{\circ}\text{C} = 1590/[\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.779] - 273$	Kharaka ve diğ. (1982)	16
(İlk iki eşitlikte Na/Li derişimleri mol/Kg, son eşitlikte ise mg/Kg'dır)		

Çizelge 4. Jeotermometre sonuçları.**Table 4.** Geothermometer results.

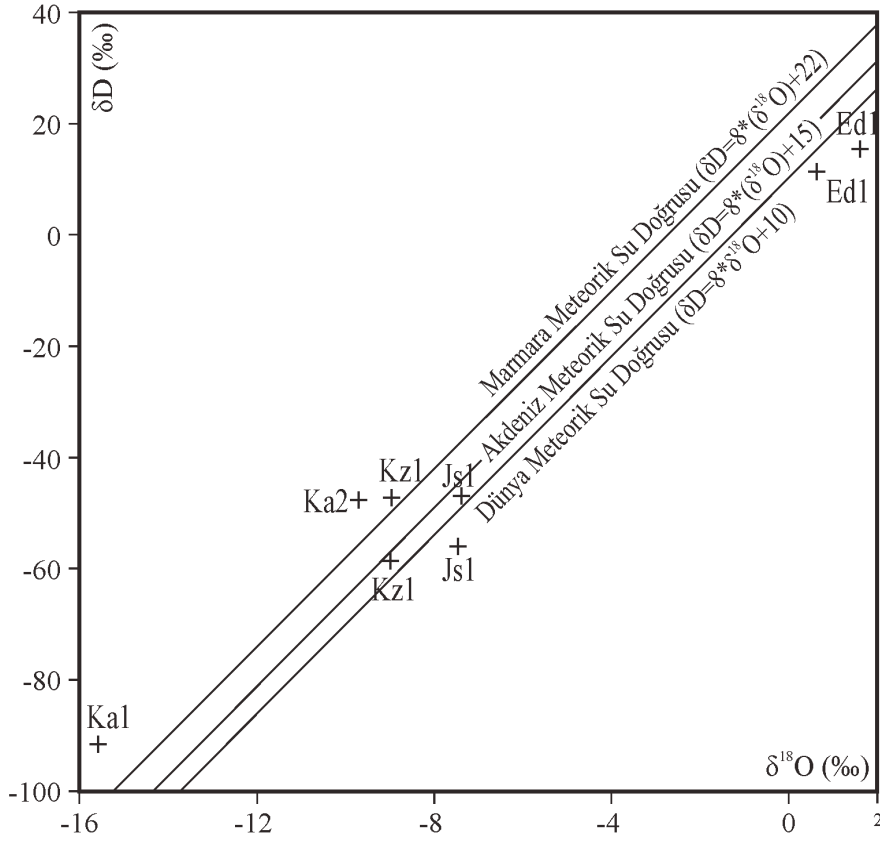
Örnek No	T (°C)	Jeotermometre eşitliği (formüller sıra no'suna göre Çizelge 3'de verilmiştir)															
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Js01	41	86	89	55	*	*	*	121	125	131	***	162	150	181	124	**	191
Js01	50	87	90	56	*	*	*	102	104	112	***	145	134	164	110	**	179
Js01	46	90	92	59	*	*	*	119	122	129	***	160	148	178	116	**	184
Js01	48	81	84	49	*	*	*	109	112	120	***	152	140	171	113	**	181
Js01	41	97	98	66	46	*	*	122	125	132	***	162	150	181	139	**	203
Js01	40	77	81	46	*	*	*	124	127	134	***	164	152	183	116	**	184

*: Jeotermometre değeri, ölçülen yüzey sıcaklığı kadar ya da daha düşük çıktığından kullanılmamıştır, **: Cl<0.3 mol/Kg olduğundan bu formül geçerli değildir, ***:jeotermometre değeri, formülün geçerli olduğu sıcaklık aralığında değildir.

İzotop Analizleri

Jeotermal akışkanların H ve O izotop bileşimleri sadece akışkanın kökenine bir yaklaşım sağlamakla kalmayıp, aynı zamanda akışkanın yeraltı dolaşımı sırasında maruz kaldığı fiziko-kimyasal süreçleri açıklamada da kullanılmaktadır. $\delta D-\delta^{18}O$ diyagramında meteorik su çizgisinin sol kısmında kalan örneklerde yoğunlaşma (buhar fazının sıvı fazda kondense olması), çizginin sağ kısmında ise buharlaşma (ani basınç düşmelerine bağlı olarak) ve kayaç-akışkan etkileşimi süreçlerinin, izotop bileşimi üzerindeki etkileri görülür (Güleç ve Mutlu 2002). Birçok bölge için bölgesel yağışlardan yola çıkılarak hazırlanmış yerel meteorik su doğruları mevcuttur. Bu çalışmada $\delta D=8(\delta^{18}O)+10$ denklemi ile tanımlanan (Craig 1961) Dünya Meteorik Su Doğrusu'nun yanında, Çan Havzası'nı etkileyen yağışlar için hazırlanmış $\delta D=8*\delta^{18}O+22$ formülü ile verilen Marmara Meteorik Su Doğrusu (Eisenlohr 1995) ve $\delta D=8*(\delta^{18}O)+15$ şeklinde ifade edilen Akdeniz Meteorik Su Doğrusu (Gat ve Garmi 1970)'da $\delta D-\delta^{18}O$ diyagramında çizilmiştir.

Şekil 9'da çalışma alanındaki sular için hazırlanan $\delta D-\delta^{18}O$ diyagramında suların konumları görülmektedir. Kz1 nolu soğuk su örneği, çalışma alanı dışında, havzanın en güney kesiminde beslenme alanındaki bir kaynaktan alınmıştır. Ka1 ve Ka2 nolu örnekler Şubat 2008'de Çan Havzası'nda oluşan kar yağışının ardından alınmıştır. $\delta D-\delta^{18}O$ diyagramında, soğuk su kaynağına ait örnek ile sıcak su örneklerinin yukarıda verilen meteorik su doğruları üzerinde ve bunların arasında yer almaları sıcak suların meteorik kökenli olduğunu göstermektedir. Taylor (1974) ve Sheppard (1981)'e göre magmatik suların $\delta^{18}O$ içerikleri ‰ +5.5 ile +13 arasında, metamorfik suların $\delta^{18}O$ içerikleri ‰ +3 ile +25 arasındadır (Güleç ve Mutlu 2002). Çalışma alanındaki sulara $\delta^{18}O$ değerlerinin -7 ile -16 arasında olması, bu suların kökeninin magmatik ya da metamorfik olmadığını belirtmektedir. Sıcak suların $\delta^{18}O$ değerlerinin soğuk sulara göre daha yüksek olması suların yer altı dolaşımını sırasında yan kayaçlar ile etkileşimde bulunmalarıyla ilişkilidir (Güleç ve Mutlu 2002).



Şekil 9. Su örneklerinin δD - $\delta^{18}O$ diyagramındaki yeri.

Figure 9. Plot of water samples in δD - $\delta^{18}O$ diagram.

Meteorik suların δD ve $\delta^{18}O$ içerikleri örneklerin alındığı bölgenin enlemi ve deniz seviyesinden olan yüksekliği ile doğru orantılı olarak değişir (Güleç ve Mutlu 2002). Bu durum çalışma alanındaki sularda da gözlenmektedir. Ka1 ve Ka2 nolu örneklerinin alındığı noktalar karşılaştırıldığında Ka1 520 m kotunda, Ka2 190 m kotundadır. Ayrıca bu örneklerden Ka1'in bulunduğu enlem değeri Ka2'ye göre daha büyüktür. Bu sebeplerle Ka1 nolu örneğin δD ve $\delta^{18}O$ içeriği Ka2 nolu örneğe göre daha düşüktür.

Okyanuslardaki buharlaşma süreci (hafif izotopların buhar fazına geçmesi) ve

bunu takiben bulutlarda meydana gelen yoğunlaşma (kondense olma) süreci sonucunda, meteorik yağışlar ile oluşan yüzey suları, deniz suyuna oranla daha düşük δD ve $\delta^{18}O$ değerlerine sahiptir (Güleç ve Mutlu 2002). Çanakkale'deki deniz suyunun izotopik bileşimini temsil etmesi ve farklı kökenli sularla karşılaştırma yapılabilmesi için, Ege Denizi'nden iki dönem deniz suyu örnekleri (Ed1) alınmıştır. Çalışma alanındaki meteorik kökenli sıcak ve soğuk suların geçirdiği buharlaşma-yoğunlaşma süreçleri nedeniyle δD ve $\delta^{18}O$ değerleri, deniz suyuna göre daha düşüktür (Şekil 9, Çizelge 5).

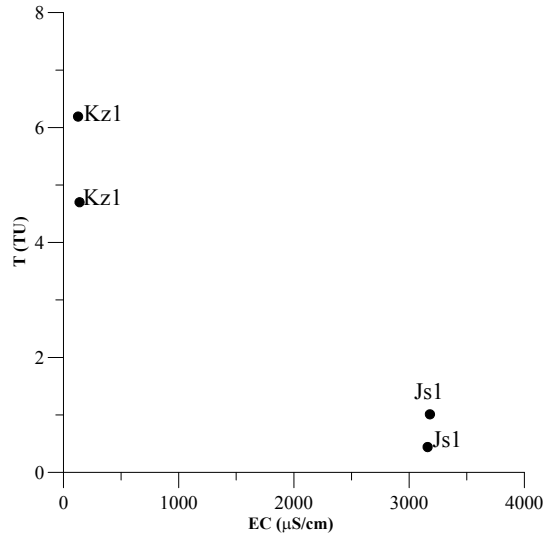
Çizelge 5. Bazı su örneklerinin izotop analizi sonuçları.**Table 5.** Isotope analysis results of some water samples.

Örnek No	Açıklama	Tarih	Türü	δD (‰)	T (TU)	$\delta^{18}O$ (‰)	EC ($\mu S/cm$)	Cl (mg/L)	T (°C)
Js1	Çan	Eyl.05	Sıcaksu	-56.11	0.44	-7.49	3160	201	45.5
Js1		Oca.06	Sıcaksu	-47.85	1.01	-7.55	3180	221	41.0
Kz1*	Kızılelma	Eyl.05	Soğuksu	-47.54	6.19	-8.99	127	6	14.0
Kz1*		Oca.06	Soğuksu	-57.51	4.70	-8.96	140	7	6.9
Ka1	Alanköy	Şub.08	Kar	-91.49		-15.58	26	3	7.9
Ka2	Bardakçılar	Şub.08	Kar	-47.94		-9.73	25	3	9.9
Ed1*	Kestanbol	Eyl.05	Deniz suyu	11.43	2.02	0.64	56600	26326	
Ed1*		Ağu.07	Deniz suyu	15.56	1.33	1.59	55400	24648	

*:Baba ve diğ. (2008)'den alınmıştır.

Tritiyumun yarılanma ömrü 12.43 yıldır ve hidrojeolojide yaş tayini için kullanılmaktadır. Tritiyum, doğal oluşumunun yanında, termo-nükleer testler sonucunda da oluşmaktadır. Özellikle 1952'den sonra başlayan nükleer testleri takiben artan T oranı, 1963'te bu testlerin durdurulmasından sonra giderek azalmaya başlamıştır. 1952 yılı öncesinde yağış suyundaki T miktarı yaygın olarak 5 TU kadardır. 1952 yılı öncesine ait yeraltı sularında tritiyum miktarı "0" (pratikte <0.5

TU) iken, 1952 sonrasında önemli miktarlara erişmiştir (pratikte >10TU). Bu suların karışımı ile tritiyum miktarı 0.5-10 TU olan sular gözlenmektedir (Mazor 2004). Çan Havzası için 1963 yılı öncesinde yeraltı sularındaki tritiyum miktarı net bilinmemesine karşın yukarıda verilen değerler dikkate alınarak 10 TU olduğu kabul edildiğinde, bunun günümüze kadar gelen miktarı aşağıda eşitlik (1)'de verilen bozunma denklemine göre şöyle hesaplanır (Kendall ve Caldwell 2006):

**Şekil 10.** Su örneklerinin T (tritium)-EC diyagramındaki yerleri.**Figure 10.** Plot of water samples in T (tritium)-EC diagram.

$$A_1 = A_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

A_1 : Güncel trityum miktarı (TU), A_0 : Başlangıçtaki trityum miktarı, λ : Trityumun yarılanma süresi (0.056 yıl^{-1}), t : Başlangıçtan herhangi bir t anına kadar geçen süre (yıl).

Yukarıdaki formüle göre $t=2010-1963 \Rightarrow 47$ yıl için $A_1 = 0.72$ TU olarak hesaplanır. Buna göre 0.72 TU'dan fazla trityum içeren sular, nükleer testlerden sonra oluşmuş meteorik suların yeraltı sularına karıştığını işaret eder. Çan Sıcak Su Kaynağı'na ait suların trityum değerleri iki dönemin birinde 0.72 TU'dan daha düşüktür. Bu sebeple, kaynağa ait sıcak suların kökeni meteorik olup normalde nükleer testlerden etkilenmemiş ve 45-50 yıldan daha yaşlı sulardır ancak bu suların yüzeye yükselimleri sırasında, soğuk sularla karışmaları nedeniyle trityum değerlerinde artış olmaktadır. İki dönem arasında suların sıcaklıklarındaki fark bu görüşü desteklemektedir. Kz1 nolu soğuk su kaynağına ait trityum değerlerine göre bu su kütlesi, nükleer testlerden sonra yeraltı sularına karışmış meteorik kökenli sudur. Çizelge 5'te görüldüğü gibi jeotermal suların, yeraltında kalış süreleri ve sıcaklıkları soğuk sulara göre yüksektir. Bu nedenle yüksek oranda su-kayaç etkileşimine maruz kaldıklarından EC değerleri yüksek ve yeraltında kalış sürelerinin uzunluğu nedeniyle trityum değerleri düşüktür (Şekil 10).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çan Sıcak Su Kaynağı ve çevresinde gözlenen jeolojik birimler alttan üste; Orta-Geç Eosen yaşlı Şahinli Formasyonu, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Hallaçlar Volkaniti, Erken Miyosen yaşlı Ezine Volkaniti, Erken-Orta Miyosen yaşlı Çan Formasyonu, Orta Miyosen

yaşlı Işıklı Riyoliti, Pliyosen yaşlı Bayramiç Formasyonu ve tüm birimleri örten Kuvaterner yaşlı Alüvyon'dur. Sondaj loglarında Sahinli Formasyonu'nun altında Kretase veya öncesi yaşa sahip Çamlıca Metamorfileri bulunur. Çan Sıcak Su Kaynağı için, Çan Formasyonu'na ait ince taneli tortullar örtü kayacıdır. Şahinli Formasyonu'nun aglomera, tuf ve andezitleri ile Çamlıca Metamorfileri'nin tektonizma ve ayrışma ile ikincil gözeneklilik kazanmış düzeyleri jeotermal sistemin muhtemel hazne kayalarıdır.

Çalışma alanındaki jeolojik birimler arasında alüvyon diğer birimlere göre oldukça verimli bir akiferdir. Verimleri 5-30 L/s arasında değişen sondajların kuyu testlerinden Theis yöntemi ile akiferin transmissibilitesinin $50-421 \text{ m}^2/\text{gün}$ arasında ve geçirgenliğinin $1.0-16.8 \text{ m/gün}$ arasında olduğu hesaplanmıştır. Diğer jeolojik birimler ikincil gözenekliliğe bağlı olarak oluşmuş çatlak akiferi özelliği taşır.

Çan Havzası'nda yeraltı suyu derinliği $0.1-8.3 \text{ m}$ arasında değişmektedir. Kış ve yaz arasındaki derinlik farkı $0.1-3.8 \text{ m}$ arasındadır. Yeraltı suyu derinliği genel olarak topoğrafya ile uyumludur. Yaz aylarında havzanın alüvyon kesiminde bulunan sondajlar daha yoğun çalışmakta ve su seviyesini düşürmektedir.

Bölgedeki sıcak sular Na-Ca-SO₄ tipindedir ve kısmen dengelenmiş (Na-K-Mg üçgen diyagramına göre) buharla ısınmış sular (Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramına göre) olarak tanımlanmıştır. Soğuk su kaynakları ve sondajlar genelde Ca-Mg-HCO₃ su tipinde ve kar örnekleri karışık su tipindedir. Çalışma alanındaki sıcak sularda Na, K, SO₄, B, Mn, Fe ve As derişimleri ile soğuk sularda bazı

örneklerde As, Fe, Al, Ni ve Mn derişimleri TS266-İnsani Tüketim Amaçlı Sular Yönetmeliği'ne göre izin verilen maksimum değerleri aşmaktadır. Bu suların içme amacıyla tüketilmesi sağlık problemi yaratabilir.

Sıcak suların mineral doygunluk indeksi hesaplamalarına göre yüzey koşullarında albit, mikroklin, kalsedon ve kuvars doygunluk üstü değerlerde, anhidrit ve amorf silis doygunluk altı değerlerdedir. Sıcaklık artışı ile çözünürlüğü artan mineraller kalsit ve anhidrit, sıcaklık artışı ile çökeltme eğilimine giren mineraller mikroklin, albit, kuvars, kalsedon ve adularyadır. Hazne şartlarında kalsit, suda doygunluk üstü değerlerdedir. Amorf silis, yüzeyde olduğu gibi hazne koşullarında da doygunluk altı değerlerdedir. Sıcak sulara uygulanan çözünürlük jeotermometreleri eşitliklerinden hazne akışkan sıcaklığı için geniş bir aralık (46-203°C) elde edilmiştir.

Sıcak sular meteorik kökenli olup, 45-50 yıldan daha yaşlı sulardır, ancak bu sular yüzeye çıkışları sırasında soğuk sularla karıştığından trityum değerleri artmaktadır. İncelenen kaynaktaki sıcak sular yeraltında kalış sürelerinin uzunluğu ve sıcaklıkları sebebiyle su-kayaç etkileşimi fazla olan sular olduğundan, EC değerleri artmış, trityum değerleri düşmüştür.

KATKI BELİRTME

Ozan Deniz'in doktora tezinin bir bölümünü içeren bu çalışmanın su örneklemeleri ve arazi çalışmaları CAYDAG-104Y082 nolu TÜBİTAK projesi tarafından desteklenmiştir. Yazarlar bu katkılarından dolayı TÜBİTAK'a teşekkür eder.

EXTENDED SUMMARY

This study includes a part of Ozan Deniz's PhD thesis. The aim is to determine the hydrogeochemical and hydrogeological characteristics of the thermal and cold groundwater in the Çan district and its surroundings. Detailed field and laboratory studies were carried out for this purpose. Electrical conductivity, oxidation-reduction potential, pH, salinity and bicarbonate concentration of the water were measured in-situ in the years 2006-2008. 6 hot water samples were taken from the Çan Hot Spring at different times. Cold groundwaters were sampled around the hot spring, and the chemical components of these waters were measured in the ACME Canada Laboratory and the Çanakkale Onsekiz Mart University Hydrogeology, Geological Engineering Department's laboratory. Isotopic components were analyzed in the DSİ Ankara TAKK Isotope Laboratory (^2H ve ^{18}O) and in Hacettepe University Hydrogeology Department's Mass Analysis Laboratory of (^3H). Chemical analysis results were evaluated using Aquachem3.7 (Calmbach 1997), Watch2004 (Bjarnason 1994) and Grapher (Golden 2005) softwares.

Çan is located on a central part of the Biga Peninsula in northwest Turkey. The peninsula is bounded by the Marmara Sea to the north, the Dardanelles to the northwest and the Aegean Sea to the southwest. This area is affected by a branch of the North Anatolian Fault Zone and many geothermal areas are found in the peninsula. The Çan Geothermal Field is one of them and it has been used for bathing and therapeutic purposes for many years. There are several geothermal wells near the spa building but only one is currently used for thermal water production.

The basement rocks of the Biga Peninsula are composed of Late Carboniferous - Early Triassic aged metamorphic rocks named the Kazdağ Metamorphics. The Late Permian-Early-Middle Triassic aged Karakaya Complex and Triassic aged Kalabak Unit were settled on these metamorphic, which has a tectonic boundary. Volcanic and sedimentary rock series cover these rocks in the peninsula. Several rock types are seen around the Çan Hot spring. Çamlıca metamorphics are the basement rocks in the study area. These rocks have been overlain by several volcanic and sedimentary formations. From bottom to top these formations are: the Middle-Late Eocene Şahinli Formation, the Late Oligocene-Early Miocene Hallaçlar Volcanics, the Early Miocene Ezine volcanics, the Early-Middle Miocene Çan Formation, the Middle Miocene Işıkeli Rhyolite, the Pliocene-Quaternary Bayramiç Formation and the Quaternary alluvium. Alteration zones and clay minerals are very common in volcanic rocks in the area. Geological formations include common fracture zones due to the tectonic activity in the region. Hot waters ascend to the surface via an extensional fracture related to a dextral strike-slip fault system in the Çan Hot Spring.

Alluvium is the most productive aquifer in all geological units. Wells drilled in this unit yield between 5-30 L/s. The transmissibility (T) and permeability (K) coefficients of the alluvium were calculated using some aquifer pumping test reports of the wells. Calculations were done using the Thies method. According to the calculations, the transmissibility and permeability coefficients are of 50-421 m²/day and 1.0-16.8 m/day, respectively. Clayey and fine grained layers of the Çan Formation are accepted as cover rocks of the geothermal

system in the Çan region. The probably reservoir rocks of this system are the agglomerate, tuff and andesite levels of the Şahinli Formation and schists which demonstrate a second porosity via tectonism and the weathering processes of Çamlıca Metamorphics.

Groundwater levels in the wells were measured in both dry and rainy seasons in the Çan Basin. According to these measurements, the groundwater depth changes between 0.1 and 8.3 m, and the depth difference between winter and summer is 0.1-3.8 m.

Thermal and cold groundwater samples were taken from many water points in the Çan district and its surroundings. Results of some previous studies' chemical analyses were used. The values of the mean temperature (T), electrical conductivity (EC) and pH of the thermal waters were 44.4 °C, 2941 µS/cm and 6.9, respectively. Cold groundwaters including wells and springs have different physical properties from those of the thermal waters. The mean T, EC and pH of these waters were 15.9 °C, 730 µS/cm and 7.1. The water requirements of the city center and factories are supplied from drilling wells.

According to the water classification method of the IAH (1979), the thermal waters in our study area are of the Na-Ca-SO₄ type, the cold waters are of the Ca-Mg-HCO₃ type and the snow samples are of the mixed water type. Geothermometer equations were used to predict the reservoir fluid temperatures of the geothermal system and the temperature values obtained lay between 46 and 203 °C.

Isotope analyses ($\delta^{18}\text{O}$, δD , T) results were plotted in δD - $\delta^{18}\text{O}$ diagram. The location of the thermal waters was found to be around the Global Meteoric Water Line

$(\delta D=8*(\delta^{18}O)+10)$ and *Marmara Meteoric Water Line* ($\delta D=8*(\delta^{18}O)+15$) in the diagram. This result shows that geothermal waters have a meteoric origin. A conceptual model was prepared for the *Çan Geothermal System*. In this model, meteoric waters enter the groundwater system via percolation to the ground, the tritium contents of these waters being about 5 TU. After these waters are heated by conductive heating at depth, for a minimum 45-50 years, they ascend to the surface as thermal water with a lower tritium content (<0.72 TU).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1513-1532.
- Baba, A., Gündüz, O., Save, D., Gürdal, G., Bozcu, M., Sulun, S. ve Özcan, H., 2008. Çan Kömür Havzası'ndaki madencilik faaliyetlerinin tıbbi jeoloji açısından değerlendirilmesi. TÜBİTAK proje no: 106Y041, (yayınlanmamış).
- Bjarnason, J.O., 1994. The speciation program WATCH, upgrade version 2.3 (January 2004) Orkustofnun, Reykjavik. 7pp.
- Calmbach, L., 1997. AquaChem Computer Code-Version 3.7.42, Waterloo Hydrogeologic. Canada.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- D'Amore, F. ve Arnórsson, S., 2000. Geothermometry. S. Arnórsson, (Ed.), *Isotopic And Chemical Techniques In Geothermal Exploration, Development And Use* içinde (152-199). International Atomic Energy Agency, Vienna, 351 s.
- Dönmez, M., Akçay, E. A., Genç, Ş. C. ve Acar, Ş., 2005. Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *MTA Dergisi*, 131, 49-61.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Duru, M., Ilgar, A., ve Pehlivan, Ş., 2008. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları-Ayvalık-H17 paftası. MTA Yayın No: 98, 27 s.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A. E., 2007. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları-Ayvalık-İ17 paftası. MTA Yayın No: 98, 36 s.
- Eisenlohr, T., 1995. Die Thermalwässer der Armutlu-Halbinsel (NW Türkei) und deren Beziehung zu Geologie und aktiver Tektonik. Dissertation, ETH Zurich No: 11340, 165 s.
- Erzeneoğlu, Z. ve Şaroğlu, F., 1993. Çan (Çanakkale) Kaplıcası sıcak su sondajı yer belirleme çalışması. MTA Rapor No: 42897, (yayınlanmamış).
- Fouillac, C. ve Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, *Geothermics*, 10, 55-70.
- Fournier, R. O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- Fournier, R. O., 1979. Geochemical and hydrological considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 1-16.
- Fournier, R. O., 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. F. D'Amore (Ed.), *Applications of Geochemistry In Geothermal Reservoir Development* içinde (37-69). UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, 408 s.
- Gat, J. R. ve Garmi, L., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3039-3048.
- Giggenbach, W. F., Confiantini, R., Jangi, B. L. ve Truesdell, A. H., 1983. Isotopic and chemical composition of Partabi Valley geothermal discharges, northwest Himalaya, India, *Geothermics*, 12, 199-222.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2749-2765.
- Golden Software, 2005. Grapher Trial Version 5.00. Golden Software Inc., Colorado-USA.
- Güleç, N. ve Mutlu, H., 2002. Jeotermal alanlarda izotop jeokimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar Yaz Okulu Ders Notları içinde (74-103), Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, 301 s.
- IAH (International Association of Hydrogeologists), 1979. Map of Mineral and Thermal Water of Europe Scale: 1:500000, United Kingdom.
- Kendall, C. ve Caldwell, E. A., 2006. Fundamentals of isotope geochemistry. C. Kendall ve J. J. McDonnell, (Eds.), *Isotope Tracers In Catchment Hydrology* (4. Baskı) içinde (51-84), Elsevier, The Netherlands, 839 s.
- Kharaka, Y. K., Lico, M. S. ve Law, L. M., 1982. Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 588.
- Mazor, E., 2004. *Chemical And Isotopic Groundwater Hydrology* (3.Baskı). Marcel Dekker Inc., New York, 453 s.
- MTA, 2002. 1/500000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No1 ve No7. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Nicholson, K., 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 263 s.

- Nieva, D. ve Nieva, R., 1987. Development in geothermal energy in Mexico, part 12-A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. Heat recovery systems and CHP, 7, 243-258.
- Öktü, G. ve Dilemre, A., 1997. Türkiye termal ve mineralli sular envanteri-Çanakkale. MTA Rapor No: 10393, 62 s.
- Önder, İ., 2002. Çan Jeotermal Alanı sıcak su aramaları jeofizik rezistivite (DES) ve SP-türev etütleri raporu, 10 s. (yayınlanmamış).
- Piper, A. M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Transactions - American Geophysical Union, 25, 914-923.
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaları'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1, 183-199.
- Sheppard, S. M. F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. D. T. Rickard ve F.E. Wickman (Eds.), Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures. Physics and Chemistry of the Earth, 13/14, 419-445.
- Tarcan, G., 2002. Jeotermal su kimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar Yaz Okulu Ders Notları içinde (230-271), Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, 301 s.
- Taylor, H. P., Jr., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 69, 843-883.
- Tonani, F., 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. Adv. Eur. Geoth. Res. Second Symp., Strasbourg, 428-443.
- Truesdell, A. H., 1976. Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration. 2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 1975, 1, liii-lxxix.
- TS266, 2005. İnsani Tüketim Amaçlı Sular. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- Yaltrrak C. ve Okay, A.İ., 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi. İTÜ Dergisi, 3 (1), 67-79.
- 17-06/28, 2001. TEAŞ sondajı DSİ kuyu kütüğü. Çanakkale.
- 17-06/30, 2001. TEAŞ sondajı DSİ kuyu kütüğü. Çanakkale.
- 17-06/32, 2001. TEAŞ sondajı DSİ kuyu kütüğü. Çanakkale.
- 17-06/33, 2001. TEAŞ sondajı DSİ kuyu kütüğü. Çanakkale.
- 17-06/41, 2004. Çan-Büyüktepe sulama suyu sondajı DSİ kuyu kütüğü. Çanakkale.

Makale Geliş Tarihi : 7 Haziran 2010
Kabul Tarihi : 8 Mart 2011

Received : June 7th, 2010
Accepted : March 8th, 2011

Türkiye Jeoloji Bülteni'ne 2009 Yılında sunularak sonuçlandırılan makalelerin değerlendirilmesine Yazı İnceleme Kurulu dışında katkıda bulunanlar

Followings are the names of the contributors in addition to the Editorial Board for the papers submitted to the Geological Bulletin of Turkey and evaluated in 2009

BATI Zühtü
ÇAKIR Üner
DEMİRCAN Huriye
ERDEM Nazire
İSLAMOĞLU Yeşim
MUTLU Halim
ŞİMŞEK Şakir
YAĞMURLU Fuzuli

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos-Aralık 2010 Cilt 53 Sayı 2-3
August-December 2010 Volume 53 Number 2-3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Ferkan ŞİPAHİ, M. Burhan SADIKLAR

Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi ve Kütle Değişimi
The Alteration Mineralogy and Mass Change of the Zigana (Gümüşhane)

Volcanics of NE Turkey.....97

Özlem ŞAHİN, Veysel IŞIK

Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi

Petrology of Metamorphic and Magmatic rocks in the Vicinity of Çelikhan (Adıyaman), Turkey..... 129

Ozan DENİZ, Alper BABA ve Gültekin TARCAN

Çan Jeotermal Alanı'nın Hidrojeokimyasal ve Hidrojeolojik İncelenmesi

Hydrogeochemical and Hydrogeological Investigation of the Çan Geothermal Field.....159

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özetleri:

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

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence 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