Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 30.sayısını tam 1 yıl gecikmeyle yayınlayabildik. Bu sayının 29 Nisan-2 Mayıs 1997 tarihleri arasında Adana'da yapılan Ç.Ü.Jeoloji Mühendisliğinin 20.Yıl Sempozyumu bildirilerine ayrıldığını daha önce yayınlanan 31. sayımızın önsözünde okuyucularımıza duyurmuştuk. Bu sempozyumda sunulan çok sayıdaki bildirilerin hakemlere gönderilmesi, bazı düzeltmelerin uzun sürmesi, ayrıca maalesef az sayıda da olsa bazı yazarlarımızın kendilerine verilen süreye riayet etmemeleri gibi, elimizde olmayan sebeplerle bu gecikme kaçınılmaz olmuştur. Haziran ayında basılması düşünülen dergimiz 27 Haziran 1998 Adana Depreminin oluşturduğu şok etkisi ve panik sebebiyle 3 ay daha geç basılabilmiştir. Bütün bu sebeplere rağmen tolerans sınırlarını aşan gecikmemiz sebebiyle tüm yazarlarımızdan ve okurlarımızdan özür dileriz.

Bu sayımız 2 cilt olarak hazırlanmıştır. Birinci ciltte Genel Jeoloji ve Mühendislik Jeolojisi konularına yer verilmiştir. İkinci cilt ise Mineraloji, Petrografi, Maden Yatakları ve Jeokimya bildirileri için ayrılmıştır. Bu sayımızda toplam 69 adet makale yayınlanmıştır.

Bu özel sayının editörleri olarak bütün titizliğimize rağmen, kurallara tam uyulmadığı için hatalı baskı ve sayfa içindeki kapladığı alanı oransız olan bazı sayfalarımız için özür dileriz. Yazım kuralları her sayıda verilmektedir. Dergimize makale gönderen yazarlarımızın çalışmalarını bu kuralları gözönünde tutarak hazırlamaları baskı hatalarımızı minimuma indirmemiz için önemli olmaktadır.

Yerbilimleri/Geosound dergisinin 32. sayısının da dizimi büyük ölçüde tamamlanmıştır. Kısa bir süre sonra basılması planlanan bu sayının ardından 1998 yılının son sayısı olan 33. sayısı yayınlanacaktır. Bu sayımız için orijinal çalışmalarınızı bekler, yayın hayatımızı sürdürebilmemize yardımcı olan tüm kişi, kurum ve kuruluşlara teşekkürlerimizi sunarız.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

PREFACE

We were able to publish the 30th volume of Geoscience/Geosound one year late. Publication of this volume as proceedings of the Symposium on the 20th Anniversary of Geological Education at Çukurova University was noted in the preface of the 31 st volume. The late publication of this volume was caused by prolonged review and correction processes and overdue authors. The shock and panic of the June 27, 1998 earthquake caused an additional three month postponement of the volume originally planned to be published in June. We express our apology to our authors and readers for this late publication.

This issue is published in two volumes. While the first volume contains General Geology and Engineering Geology, the second volume includes Mineralogy, Petrography, Ore Deposits and Geochemistry articles. A total number of 69 articles are published in this volume.

As editors of this special issue, we apologise for misprints and improperly placed figures caused by authors not following the Guidelines for Authors. Guidelines for Authors is published in every issue. Authors following the Guidelines for Authors when submitting manuscripts to the journal minimize misprints and other publishing problems.

The preparation of the 32nd volume of Geoscience/Geosound has mainly been completed. shortly after publication of this volume, the 33rd volume, the last volume of 1998, will be published. We invite manuscripts of original studies and thank all individuals and institutions for their help continue to publish this journal.

Sincerely,

On Be Half of Editorial Board
Mesut ANIL
(Editor-in-Chief)

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Granitoyidlerdeki K- Feldispat Megakristallerinin Anlamı ve Önemi
The Signifiance and Importance of the K-feldspar Megacrists in Granitoids
Taner Ekici , Durmuş Boztuğ 507

Anatolid-Pontid Çarpışma Sisteminin Pasif Kenarında Yer Alan Yozgat Batolitinde Syn-colg ve Post-colg Granitoyid Birlikteliği /*The Coexistency of the Syn - Colg and Post - Colg Granitoids in the Yozgat Batholith from the Passive Margin of the Anatolide - Pontide Collision*
Taner Ekici , Durmuş Boztuğ 519

Yozgat Batoliti GB Kesimindeki (Şefaatli-Yerköy Arası) Monzonitik Birlikte Fraksiyonel Kristalleşme ve Magma Karışması (Magma Mingling / Mixing) Süreçleri /*Fractional Crystallization and Magma Mingling/ Mixing Processes in the Monzonitic Association in the Sw Part of the Yozgat Batholith (Şefaatli - Yerköy, SW Yozgat)*
Sibel Tatar, Durmuş Boztuğ 539

Bahçe-Haruniye (Adana) Ofiyolitine Bağlı Kromit Cevherleşmeleri
Cromite Deposits Belong to Ophiolitic Series of Bahçe - Haruniye (Adana) Province
Ender Sarıfakıoğlu, Mesut Anıl 563

Kop Kromitlerinin Aranmasında Kullanılabilecek Mineralojik-Petrografik ve Yapısal Kriterler / *Mineralogic, Petrograpic and Structural Criteria in the Exploration df Kopdag Chromite Deposits*
Hasan Kolaylı, Emin ÇİFTÇİ, Bilal ÖZDEMİR 581

Kop (Erzincan-Erzurum-Bayburt) Ultramafitlerinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri / *Mineralogical and Petrographical Properties of Kop Ultramafics (Erzincan-Erzurum-Bayburt)*
Hasan Kolaylı 589

Granitoyid Kayaçların Mineralojik Değişiminin Belirlenmesinde Yeni Bir Yaklaşım: Zigana Granitoyidi (Maçka-Trabzon)
A New Approach for the Determination of The Mineralogical Variation of Granitoid Rocks: Zigana Granitoid (Maçka-Trabzon)
Orhan KARSLI, M. Burhan SADIKLAR 601

Paleozoyik Yaşlı Gümüşhane Granitiyodi İçindeki Kalk-Alkalen Lamprofirlerin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri
Geological, Mineralogical and Geochemical Characteristics of Calc-Alkaline Lamprophyres in Paleozoic Aged Gümüşhane Granitoid
Faruk AYDIN, Cüneyt ŞEN , M.Burhan SADIKLAR 613

Bolu-Yedigöller Arasında Yüzeyleyen Alt Ordovisyen Öncesi Yaşlı Granitoyidlerin Jeokimyasal Değerlendirilmesi, B Pontidler / *Geochemical Evaluation of Pre-early Ordovician Granitoids Exposing Between Bolu-Yedigöller, W Pontides*
P. Ayda USTAÖMER, Erdinç KİPMAN 625

Kaçkar Batoliti Altıparmak Dağı-Soğanlı Dağı Arası (GD Çamlıhemşin -Rize) Kesiminin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik İncelenmesi / *Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Kaçkar Batholith in an Area Between Altıparmak Dağı and Soğanlı Dağı, SE Çamlıhemşin, Rize/ Turkey*
Yıldırım GÜNGÖR, Durmuş BOZTUĞ, Osman YILMAZ 637

Topuk-Göynükbelen Sokulumunun Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri, Bursa-Orhaneli, KB Anadolu / *The Mineralogical and Geochemical Characteristics of Topuk-Göynükbelen Pluton, Bursa-Orhaneli, NW Anatolia*
Yüksel ÖRGÜN , Atilla AYKOL 665

Ezine-Ayvacık Bölgesindeki Magma Kayalarının Jeokimyasal Özellikleri
Geochemical Properties of the Magmatic Rocks in the Ezine-Ayvacık Region, NW Anatolia
Zekiye KARACIK,Yücel YILMAZ 681

Terkedilmiş Maden Ocaklarındaki (Pb-Zn Yatakları) Ağır Metallerin Çevreye Etkisi / *The Effect of Heavy Metals in Abandoned Mine Workings (Pb-Zn Deposits) on Environment*
Adem ERSOY 695

Akarca Kireçtaşının (Dazkırı-Afyon) Mermer Olabilirliğinin Araştırılması
Investigation of Dazkırı- Afyon Limestone as a Marble
Servet KABASARI, Mustafa KUŞCU 707

Adana- Güvenç Formasyonundaki Sedimanların Mİneralojik ve Kimyasal Bileşimi / *Chemical and Mineralogical Composition of Sediments in Güvenç Village (Adana) Area*
Meltem SAYARSLAN , Fevzi ÖNER, Selim KAPUR 717

Murgul Cu Madeni Çevresinde Ağır Elementlerin Yanal Dağılımı ve Çevresel Kirlilik Üzerine Etkileri / *Lateral Distribution of Heavy Elements from the Murgul Cu Deposit and Their Impact on Environmental Pollution*
Miğraç AKÇAY , Necati TÜYSÜZ 725

Sivrihisar Neojen Göl Basenindeki Farklı Jİps Oluşumlarının Duraylı İzotoplara ($\delta^{18}o$; $\delta^{13}C$) Göre Ortamsal Yorumları / *Interpretation of Depositional Environments of Different Types of Gypsum Roks in Sivrihisar Lacustrine Basin Using Stable Isotopes ($\delta^{18}o$; $\delta^{13}C$)*
Zehra KARAKAŞ 743

Elazığ - Maden Bölgesi, Maden Çayı Boyunca Bakır için Biyojeokimyasal Anomalilerin İncelenmesi
Investigation of Biogeochemical Anomalies for Copper Along the Maden ÇayıValley, Maden-Elazığ
Zeynep ÖZDEMİR, Ahmet SAĞIROĞLU 755

Çakmak Trakit Porfirinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Yildızeli/Sivas / *Mineralogical-Petrographical and Geochemical Features of the Çakmak Porphiritic Trachyte, Yildızeli, Sivas, Central Anatolia / Turkey*
Musa ALPASLAN 765

İç Anadolu Alkali Plütonizmasındaki Korundağ ve Baranadağ Plütonlarında (D Kaman-KB Kırşehir) Silisçe Aşırı Doygun (Alkos) ve Silisçe Tüketilmiş Alkali (Alkus) Kayaç Birlikteliği / *The Coexistency of the Silica Oversaturated (Alkos) and Undersaturated Alkaline (Alkus) Rocks in the Kortundağ and Baranadağ Plutons from the Central Anatolian Alkaline Plutonism, E Kaman / NW Kırşehir, Turkey*
Nazmi OTLU, Durmuş BOZTUĞ 779

Aygörmez Dağı Napı (Pınarbaşı-Kayserİ) Devoniyen-Triyas Yaşlı Diyajenetik -Çok Düşük Dereceli Meta-Sedimanter Kayaçların Mineralojik ve Petrografik Özellikleri / *Mineralogic-Petrographic Characteristics of Devonian - Triassic Diagenetic -Very Low-grade Meta-sedimentary Rocks from Aygörmez Dağı Nappe, Pinarbaşı - Kayseri, Eastern Taurides*
Ömer BOZKAYA , Hüseyin YALÇIN 807

Dereli-Şebinkarahisar (Giresun Güneyi) Arasında Yüzeylenen Doğu Pontid Plütonizması Petrojenezinde Magma Karışımi, Fraksiyonel Kristalleşme, Kabuksal Kirlenme ve Kısmi Erime Süreçleri / *Magma Mingling/mixing, Fractional Crystallisation, Crustal Assimilation and Partial Melting Processes on the Petrogenesis of the Eastern Pontide Plutonism, Dereli - Şebinkarahisar (Giresun) Region, NE Turkey*
Sabah YILMAZ, Durmuş BOZTUĞ 833

Göksu Vadisi Boyunca Yüzeyleyen Miyosen Öncesi Tektono-Stratigrafik Birliklerin Stratigrafisi: Silifke Batısı (İçel) / *Stratigraphy of Pre-Miocene Tectono-Stratigraphic Units Along The Göksu Valley: West of Silifke (İçel)*
Ahmet TURAN 855

Diagenetic Development and Reservoir Characteristics of the Dolomites in the Tepearası Formation (SW of Beyşehir-Konya) / *Tepearası Formasyonu (GB Beyşehir - Konya) Dolomitlerinin Diyajenetik Gelişimi ve Rezervuar Karakterleri*
Ali SARI, Erdoğan TEKİN, Nurettin SONEL, İsmail BAHTİYAR 875

Trabzon Civarında Yer Alan Bazı Toprakların İyot Konsantrasyonları
The Concentration of Iodine Levels in Soils of the Trabzon Area
Emine TAŞHAN 891

Kırıkkale-Sulakyurt Plutonun Günlenme ve Alterasyon Dereceleri
Weathering and Alteration Degrees of Sulakyurt Pluton, Kırıkkale
Yusuf Kağan KADIOĞLU, Aydın ÖZSAN 901

Tuzhisar (Sivas) Kayatuzu Kristallerinde Sıvı Kapanım İncelemeleri
Fluid Inclusions Studies on the Rock Salts Crystals of Tuzhisar (Sivas)
Fuat CEYHAN, Osman KOPTAGEL, Ahmet EFE 911

İstanbul' daki Tarihi Eserlerde Kullanılan Bakırköy Kireçtaşına Atmosferik Parametrelerin Etkis i/ *The Effects of Atmospheric Parameters on the Bakırköy Limestone Used in the Historical Monuments in İstanbul*
Okay GÜRPINAR, Cemil SEYİS, Atiye TUĞRUL, İ. Halil ZARİF 923

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SALI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GRANİTOYİDLERDEKİ K- FELDİSPAT MEGAKRİSTALLERİNİN ANLAMI VE ÖNEMİ

Taner EKİCİ ve Durmuş BOZTUĞ
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas / Türkiye

ÖZET: *Megakristal veya megakrist terimi, herhangi bir jenetik anlam ifade etmeksizin, magmatik veya metamorfik kayaçların içerisinde bulunabilen ve kayacın genel tane boyundan oldukça büyük olan bileşenleri tanımlamak için kullanılmaktadır. Granitoyid plütonlarında sıkça rastlanan megakristaller ise başlıca K-feldispat bileşiminde olup fenokristal, ksenokristal, porfiroblast veya porfiroklast kökenli olma durumlarına göre kayacın jenezi hakkında önemli bilgiler vermektedir. Granitoyidlerdeki K-feldispat megakristalleri, önceleri, her ne kadar metamorfik süreçlerle oluşmuş porfiroblastlar olarak değerlendirilmişlerse de, özellikle son yıllarda bunların özşekillilik, sistematik bulunuş, yönlenme ve kümelenme, Ba içeriği, zonlanma, kapanım, ikizlenme, oblikleşme ve rapakivi mantolanması gibi özelliklerine dayanılarak magmatik kökenli oldukları ileri sürülmektedir. Diğer taraftan, bilindiği gibi, kayaç oluşturucu ana bileşenler arasında K-feldispat minerali, normal kristalizasyon sırasında hemen hemen en son evrelerde katılaşan bir mineraldir. Bu nedenle, normal herhangi bir magmatik katılaşma süreci içerisinde özşekilli K-feldispat megakristallerinin gelişimi beklenmez. Ancak, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ve homojen karışımı (magma mixing) şeklinde ortaya çıkan magma karşımı süreçlerine bağlı olarak gelişen çekirdeklenme/büyüme olayları sonucunda, K-feldispat mineralleri, granitoyid türü kayaçlarda ve/veya bunlardaki mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlarda (MME) megakristal boyutlarında da gelişebilmektedir. Bu nedenle, granitoyidlerde yürütülen çalışmalar sırasında, henüz arazi çalışmalarının başlangıcında görülebilen K-feldispat megakristalleri; ilgili granitoyid plütonunun jenezinde magma mingling/mixing süreçlerinin etkin olduğunun anlaşılmasına ve böylece mineralojik-petrolojik, tümkayaç jeokimyası, mineral kimyası, izotop jeokimyası ve jeokronolojik çalışmaların gerçekleştirilmesinde uygun örnekleme ve çalışma yöntemlerinin belirlenmesi bakımından önemli olacaklardır.*

THE SIGNIFIANCE AND IMPORTANCE OF THE K-FELDSPAR MEGACRİSTS IN GRANITOIDS

ABSTRACT: *The megacryst or megacrystal term has been non-geneticallı used to determine any crystal or grain in an igneous or metamorphic rock that is significantly larger than the surrounding groundmass or matrix. The megacrysts, frequently found in*

the granitoid plutons, can give some important genetic information whether they posses an origin of phenocrıst, xenocryst, porphyroblast or porphyroclast. However, these megacrysts in granitoids have been previously evaluated to be porphyroblasts which were formed by the metamorphic processes, they are recently considered to have an igneous origin on the basis of some features such as euhedralism, systematic occurrence, orientation and clustering, Ba content, zonation, inclusion, twinning, obliquiy and rapakivi mantle. On the other hand, normally, the K-feldspar mineral among the rock-forming major minerals is commonly known to have crıstallized towards the later stages of the solidification sequences of any magma. Therefore, such a mineral is not expected to be a euhedral megacryst in any igneous rock which has been formed by the normal solidification processes. But, the K-feldspar mineral, as a rock-forming constituent, can be developed as a euhedral megacryst in some granitoid rocks and their microgranular mafic magmatic enclaves (MME) under the special conditions of nucleation/growth rate due to mingling and mixing processes of co-eval felsic and mafic magmas. Thus, the presence of these tıpes of euhedral K-feldspar megacrysts can provide some valuable contributions into the planning of the suitable sampling and stuying methods on the mineralogy-petrology wholerock chemistry, mineral chemistry, isotope chemistry and geochronology of the granitoid plutons even at the beginning stages of any investigation on granitoids.

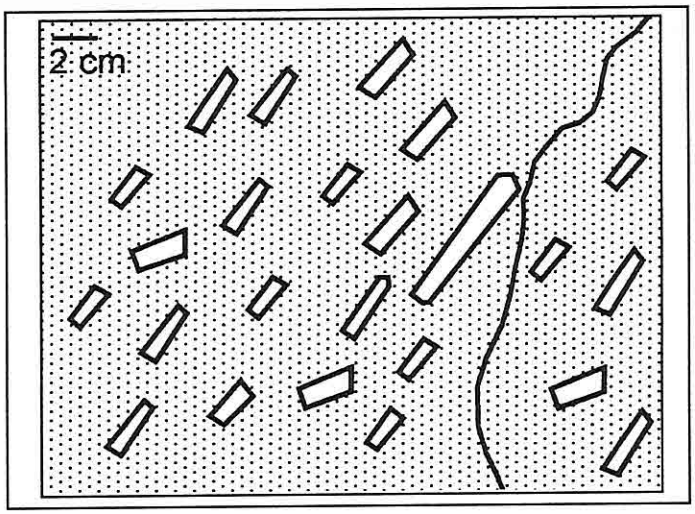
1. GİRİŞ

Megakristal terimi, herhangi bir jenetik anlamı ifade etmeksizin, içerisinde bulunduğu kayacın genel tane boyundan oldukça büyük olan (ortalama 2-8cm) bileşenleri tanımlamak için kullanılır. Megakristaller tipik olarak katı ayrışım lamellerine sahip olmalarından dolayı, bunlar, sadece tek bir feldispat mineralinden oluşan (hıpersolvus bileşim gösteren) bir kimyasal bileşim sergilemezler, bunun yerine çok az miktarlarda da olsa albit ve anortit gibi bileşenleri içerebilirler.

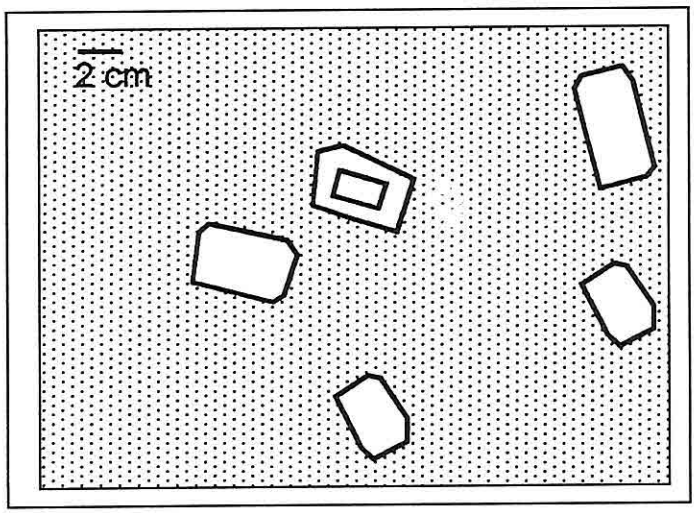
2. FENOKRİSTAL KÖKENİN KANITLARI

Özşekillilik: Granitoyidik kayaçlardaki K-feldispat megakristalleri genellikle özşekillidir (Bateman ve diğ., 1963; Schermerhorn, 1956a.b; Exley ve Stone, 1964; Wilshire, 1969; Brigham, 1984). Hatta bazen yüzeysel bozunma nedeniyle sınırları ortaya çıktığında bunların mükemmel özşekilli (panidiyomorf) oldukları görülür (Silvester, 1964; Nemec, 1975). (şekil 1,2). Metamorfik kayaçlarda ise özşekilli K-feldispat porfiroblastları nadiren bulunur ya da bulunmaz.

Megakristallerde Yönlenme ve Kümelenme: Granitoyidlerde birincil akma yapıları içinde yer alan K-feldispat



Şekil 1. Yönlenmiş K. feldispat megakristallerinin yakından görünümü.



Şekil 2. Zonlanmış K-feldispat megakristallerinin görünümü.

mineralleri çoğunlukla belirli yönde dizilim gösterirler (Örneğin., Quinn, 1944; Larsen, 1948; Martin, 1953; Kaitaro, 1956; Silvester, 1964; Elders, 1967; Phillips, 1968; Mehnert, 1968; Wilshire, 1969; Kerrick, 1969; Kawachi ve Sato, 1978; Le Bas, 1982).

Megakristallerin uzun eksenleri bir lineasyon meydana getirebilir (Örneğin., Sen, 1956) ve granitoıidler tipik olarak katı halde meydana gelmiş akma yapılarını (Örneğin, metamorfik diferansiyasyon) gösteren mikroyapısal özellikler göstermezler. K-feldispat

megakristallerindeki bu yönlenmeler bu kristallerin katı halde iken sıvı magma içerisinde daha kolay bir şekilde akması ile ortaya çıkmaktadır. (Şekil 1,2).

2.1. Hamurdaki K - Feldispatın ve K - Feldispat Mega Kristallerinin Ba İçeriği

K-feldispat megakristallerinin Ba içeriği, genellikle hamurdaki K-feldispatların Ba içeriğinden yüksektir (Kerrick, 1969; Emmermann, 1969; Kuryvial, 1976; Higigns ve Kawachi, 1977; Kawachi ve Sato, 1978; Vaniman, 1978; Michael, 1981; Brigham, 1984). Bu durum megakristallerin hamura göre daha yüksek bir kristalizasyon sıcaklığına sahip olduğunu göstermektedir.

2.2. Normal Büyüme Zonları

K-feldispat megakristallerinin çekirdek kısımlarının Ba içerikleri kenar kısımların Ba içeriklerinden genellikle yüksektir. Kenar kısımların Ba içerikleri, hamurda bulunan K-feldispat tanelerinin Ba içeriklerine benzemektedir (Higgins ve Kawachi, 1977, p.277; Long ve Luth, 1979, 1985; Brigham, 1984). Bu özellik K-feldispat megakristallerinin çekirdek kesimlerinin daha önce ve yüksek sıcaklıkta oluştuğunu göstermektedir (Higgins ve Kawachi, 1977; Michael, 1981; Mehnert ve Büsch, 1981)(Şekil 2).

2.3. Dalgalı Ba Zonlanması

Özşekilli bazı megakristaller dalgalı Ba zonlanması gösterirler. Yani Ba içeriği çekirdekten dışa doğru devamlı bir şekilde artma ve azalma gösterir. Bu dalgalanmanın, magma ortamında devamlı bir şekilde sıcaklık ve kimyasal bileşim değişikliğinden kaynaklandığı ileri sürülmektedir.

2.4. Megakristaller İçerisindeki Kapanımların Belirli Zonlarda Dizilimi

Birçok megakristal biyotit, hornblend, kuvars, apatit, zirkon, sfen ve zonlanmış plajiyoklaz kapanımları içerirler. Kapanımların büyük bir çoğunluğu (%80 veya daha fazlası), K-feldispat içerisinde, kristaloğrafik olarak kontrol edilen zonlarda dizilirler. Biyotitlerdeki (001) düzlemleri, plajiyoklazlardaki (010) ikiz düzlemleri ve plajiyoklaz, hornblend ve sfen gibi minerallerin uzun eksenleri, taşıyıcı megakristalin en yakın kenarına paralel ve yaklaşık olarak paralel dizilirler ve bu yüzden K-feldispat kristallerindeki özellikle (010), (001), (110), (1-10), (-201) ve (100) gibi önceden oluşmuş kristal yüzeylerine paralel olarak dizilirler. K-feldispat megakristali içinde kapanım olarak bulunan bu mineral taneleri, megakristalin dışında benzer şekilde yönlenme göstermezler. Megakristaller içindeki kapanımlar çok evreli bir büyümeyi göstermektedir.

2.5. Küçük Boyutlu Kapanımlar

Megakristallerdeki kapanımlar çevre kayaç içindeki aynı minerallerin tane boyundan daha küçüktür (Stone ve Austin, 1961; Booth, 1968; Kerrick, 1969; Wilshire, 1969; Higgins ve

Kawachi, 1977; Kawachi ve Sato, 1978). Bu durum, bunların, magmanın kristalizasyonunun erken evrelerinde magmaya girdiğini, K-feldispat megakristalinin içerisinde hapsedildikten sonra ise daha büyümediğini göstermektedir. (Higgins ve Kawachi, 1977). Eğer megakristaller, granitoyiddeki tüm bileşenlerin halihazırdaki boyutlarına ulaştıktan sonra porfiroblastlar olarak büyümüş olsalar idi, aynı minerallerin özşekilli kapanımlarının da büyük boyutlu olması beklenirdi. Ancak bu kapanımlar hamurdaki benzerlerine oranla daha küçük boyutlu olduğundan dolayı magmatik kökenli olarak çok evreli bir büyüme göstermişlerdir.

2.6. Plajıoklaz Kapanımlarının Özşekilliliği ve Zonlanması

K-feldispat megakristallerindeki plajiyokaz kapanımlarının en dış kenarları genellikle düzensiz biçimlidir (Quinn, 1944; Smithson, 1965; Smith, 1974), fakat iç kısımları özşekillidir. Quinn (1944), Hibbard (1965) ve Vance (1969) düzensiz biçimleri, muhtemelen taşıyıcı K-feldispattan ayrılan ayrışımlarla ilgili üzerleyen albitik büyümelere bağlamışlardır ve bu yüzden dış albitik zonların biçimlerinin, orjinal kapanım biçimlerinin göstergeleri olarak kullanılmamaları gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Quinn (1944), albitik kenarların özellikle mirmekitik büyümelerin olduğu yerlerde daha yaygın olduğunu belirtmiştir. Volkanik K-feldispatta plajiyoklaz kapanımlarının en dış kenarları tipik olarak özşekillidir. Bu durum, bunların daha düşük dereceli bir ayrışmaya sahip olduklarını göstermektedir. Vance (1969), böylece megakristallerdeki plajiyoklaz kapanımlarının özşekilli kristaller olarak ortama geldiklerini kabul etmektedir. Bu durum,yüksek dereceli metamorfik kayaçlarda bulunan K-feldispatlar içerisindeki yuvarlak şekilli plajiyoklaz kapanımlarıyla (Vernon, 1968, 1976) bir zıtlık oluşturmaktadır. Böylece, megakristallerin porfiroblasttan ziyade fenokristal oldukları bu özelliklerle de desteklenmiş olmaktadır.

2.7. Plajiyoklaz İnklüzyonlarının Zonlanması ve Bileşimsel Aralığı

Higgins ve Kawachi (1977), Hibbard (1965), Mehnert ve Büsch (1981) tarafından da tartışıldığı gibi, K-feldispat megakristallerinin merkezi kısımlarına yakın zonlu plajyoklaz kapanımlarının, megakristallerin kenarlarında bulunanlardan daha kalsik oldukları bilinmektedir. Örneğin, merkezi kısımlardaki plajiyoklaz kapanımlarının anortit içeriği %24 civarındayken, megakristalin kenarlarında bulunan plajiyoklaz kapanımlarının anortit içerikleri ise %16 civarındadır. Diğer taraftan, hamuru oluşturan plajiyoklazların anortit içeriği de megakristalin kenar kısımlarında bulunan plajyoklazların anortit içeriklerine benzemektedir (Higgins ve Kawachi, 1977). Bu durum, megakristallerin bir çoğunun hamura göre daha yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir.

2.8. Megakristallerde Basit İkizlenme

Granitoyid türü kayaçlardaki K-feldispat megakristallerinde basit ikizlenme çok yaygın olarak görülür (Quinn, 1944, Chapman ve diğ., 1944; Schermerhorn, 1956; Bateman ve diğ., 1963; Exley ve Stone, 1964; Booth, 1968; Phillips, 1968; Emmermann, 1969; Nemec, 1975; Kawachi ve Sato, 1978; Long ve Luth, 1979). Volkanik ve sığ derinlik sokulum kayaçlarındaki K-feldispat megakristalleri, yaygın olarak, basit ikizlenme gösterdiklerinden dolayı megakristallerde de gözlenen basit ikizlenme olayı magmatik kökeni destekleyen bir veri olarak desteklenmektedir.

Basit ikizlenme, metamorfik kayaçlardaki K-feldispatlarda çok daha az rastlanan bir özelliktir ve bazı petrolojistler granitoyidlerdeki megakristallerin yaygın birşekilde basit ikizlenme göstermelerine rağmen (Phillips, 1968; Kawachi ve Sato, 1978) hamurdaki K-feldispatın ise genellikle ikizlenme göstermediklerini belirtmişlerdir. Bu olayın olasılı nedeni şöyle açıklanmaktadır: Granitoyidlerin hamurundaki ve metamorfik kayaçlardaki K-feldispat tanelerinin çoğu diğer tanelerin üzerinde (megakristaller dahil) çekirdeklenirler ve bu nedenle bunlar sıvı içerisinde bağımsız kristaller oluşturmazlar. Bu nedenle, bu tür K-feldispat tanelerinin ikizlenme özellikleri yaygın olarak gelişmemektedir.

2.9. Bir Plüton İçindeki Sistematik Bulunuş

Bateman ve Chappell (1979) tarafından da belirtildiği gibi, kalkalkalin granitoyid plütonları içinde K-feldispat megakristalinin sistematik bulunduğu yaygındır ve bu özellik magmatik kökenli olduğunu desteklemektedir. K-feldispat megakristalleri kenar kesimlerdeki daha mafik bileşmdeki granitoyidlerde bulunmazlar. Fakat iç kesimlerdeki kayaçlarda görülmeye başlarlar ve tane boyları ve bollukları önce artar, daha sonra da tedrici olarak azalır ve iç kesimlerdeki ani basınç düşmesiyle oluşmuş granit porfir türü kayaçlarda ise birkaç megakristal halinde gözlenirler. Kayacın toplam K-feldispat içeriğinde herhangi bir önemli değişiklik olmaksızın, megakristalin boyutundaki ve bolluğundaki bu sistematik değişim, megakristallerin magmatik kökenli oldukları yolunda kuvvetli bir kanıt olarak kullanılmıştır (Bateman ve Chappell, 1979).

2.10. Rapakivi Mantolanması

Çok sayıdaki K-feldispat megakristallerinde oligoklaz bileşimli mantolar bulunmaktadır (Rapakivi mikrodokusu), fakat Shand (1949) tarafından belirtildiği gibi hamurdaki K-feldispat tanelerinde bu tür oligoklaz mantoları tipik olarak bulunmamaktadır. Eğer megakristaller katı bir kayaç içerisinde porfiroblast olarak büyümüş olsalardı, rapakivi mantolarını oluşturan sürecin ister istemez hamurdaki

K-feldispatları da etkilemesi gerekirdi (Shand, 1949). Bu olay, megakristallerin ve oligoklaz mantolarının hamurdaki K-feldispattan önce oluştuğunu göstermektedir.

3. MEGAKRİSTAL OLUŞUMU

Bir magma sisteminde K-feldispat megakristalleri kristalleşmeye başladığı anda ortamın % 60-70'i sıvıdır. Bu nedenle, daha önce oluşmuş olan küçük fenokristalleri hem itecek hem de kapanım olarak içerecek şekilde oluşurlar. Eğer K-feldispat megakristalinin bulunduğu magma sisteminde kendisinden önce kristal oluşmamışsa, kendisi oluşurken etrafına ısı yayacağından ortamda mevcut olan küçük kristal çekirdekciklerini eriterek onların kristalleşmesini engeller. Bazen de çekirdeklenmenin durduğu anda küçük kristaller oluşurlar, sonra megakristal zonlu büyümesine devam ettiğinde küçük kristalleri de kapanım olarak içerirler.

K-feldispat megakristallerinin sadece granitoyid türü kayaçlarda bulunması, buna karşılık diğer kayaçlarda bulunmamasının nedeni çekirdeklenme modeliyle ilişkilidir. Düşük çekirdeklenme hızı, megakristal oluşumuna eğilimlidir. Diğer taraftan, K - feldispat megakristallerinin çekirdeklerinde plajiyoklaz kapanımlarının ender olarak bulunması, K-feldispat fenokristallerinin henüz küçük fenokristaller olduğu aşamada, eriyikte plajiyoklaz kristallerinin nadir bulunuşuyla açıklanabilmektedir.

4. MİKROGRANÜLER DOKULU MAFİK MAGMATİK ENKLAVLARDAKİ (MME) K - FELDİSPAT MEGAKRİSTALLERİ'NİN KÖKENİ

K-feldispat megakristalleri magmatik kökenli enklavlarla (Mikrogranitoyid enklavlarıyla) birlik oluşturur şekilde görülmektedir.Bu enklavların kökeni daha çok felsik bir magma içerisine karışmış mafik magma damlacıkları şeklinde yorumlanmaktadır (Hibbard, 1981; Vernon, 1983, 1984; Reid ve diğ., 1983; Didier ve Barbarin, 1991). Bu durumda, bu megakristallerin, mafik magma damlacığı içerisinde felsik magmaya henüz karışmamışken bulunmaları gerekir. Bu görüşe seçenek olarak, eğer enklavlar katı kayaç parçacıkları olarak yorumlanırsa, bu megakristallerin, bu katı kayaçların içerisinde henüz parçalanmamışken bulunmaları gerekmektedir.

MME'ler içindeki K-feldispat megakristalleri, bu enklavları taşıyan granitoıidlerdeki K - feldispat megakristallerinden genellikle daha küçük ve daha az bolluktadır. Mikrogranitoyid enklavlarının, sıcaklığı aniden düşmüş bir magmadan itibaren kristalleşmeleri de bu megakristallerin magmatik kökenli olduğunu kanıtlamaktadır (Foto, 1-2).

Viskozite özelliği bakımından Newtonian karakterdeki felsik magmada gelişmiş olan K-feldispat kristal zerrecikleri, viskozite özelliği bakımından visko-plastik aşamada olan

mikrogranitoyid enklavını oluşturacak olan mafik magma damlacığının içerisine girerken bazen yoğun viskoziteden dolayı içeriye tam olarak nüfuz edemez. Bu durumda burada megakristal olarak büyümesini tamamladığında mikrogranitoyid enklavı ile taşıyıcı granitoyid arasındaki sınırda görülmektedir.

Granitoıidlerdeki K - feldispat megakristallerinin porfiroblast olduğunu ileri süren görüşlerin kabullenilmesini şu

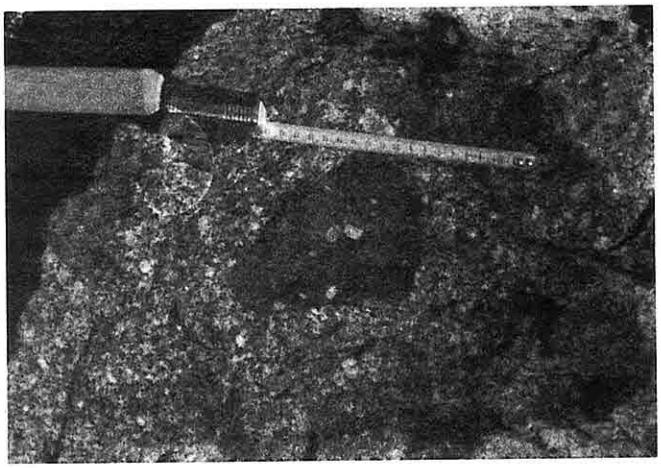


Foto 1. Mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav (MME) içerisinde bulunan K- feldspat megakristallerinin görünümü (Kaçkar Batoliti)

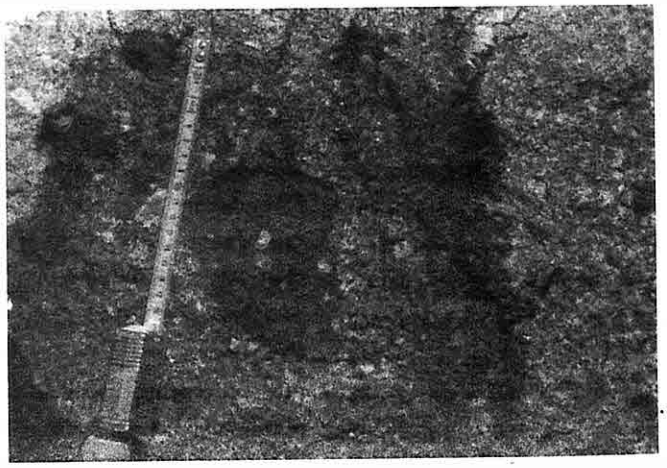


Foto 2. Mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav içerisinde bulunan K- feldspat megakristallerinin görünümü (Kaçkar Batoliti)

soru engellemektedir. Granityıidlerde katı halde difüzyon yoluyla porfiroblast halinde gelişen K-feldispat megakristalinin oluşumu sırasında niçin granitoyidin hamuru asla etkilenmemektedir. Oysa bilindiği gibi, metamorfik kayaçlarda porfiroblast gelişim sırasında kayacın hamuru da neomineralizasyon - rekristalizasyon sürecinden etkilenmektedir.

5. K - FELİSPAT MEGAKRİSTALLERİNİN JENETİK ÖNEMİ

Kayaç oluşturucu ana bileşenler arasında K-feldispat minerali, normal kristalizasyon sırasında hemen hemen en son evrelerde kristalleşen mineraldir. Bu nedenle, normal herhangi bir magmatik katılaşma sürecinde özşekilli K-feldispat megakristallerinin gelişimi beklenmez. Ancak eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ve homojen karışımı (magma mixing) şeklinde ortaya çıkan magma karışımı süreçlerine bağlı olarak gelişen çekirdeklenme / büyüme olayları sonucunda, K - feldispat mineralleri granitoiyid türü kayaçlarda ve/veya bunlardaki mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlarda (MME) megakristal boyutlarında da gelişebilmektedir.

6. SONUÇLAR

Sonuç olarak bu derleme çalışmasında K-feldispat megakristallerinin oluşum kökeni tartışmaya açılmış ve megakristallerin magmatik bir köken mekanizmasına sahip oldukları belirlenmiştir. Ayrıca bundan sonra granitoyid plütonlarında yürütülecek olan çalışmalarda megakristallerdeki yönlenmeler ölçülerek bunların bölgenin tektonizması ile olan ilişkileri ortaya çıkarılmaya çalışılacaktır.

7. KAYNAKLAR

Bateman, P.C., Clark, L.D., Huber, N.K., Moore, J.G. and Rinehart, C.D., 1963, The Sierra Nevada Batholith a sınthesis of recent work across the central part. U.S. Geol. Surv. Prof. Rap., 414-D: D1-D46.

Bateman, P.C. and Chappell, B.W., 1979, Crıtallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. Bull. Geol. Soc. Am., 90: 465-482.

Booth, B., 1968, Petrogenetic significance of alkali feldspar megacrysts and their inclusions in Cornibian granites, Nature, 217: 1036-1038.

Brigham, R.H., 1984, K-feldspar Genesis and Stable Isotope Relations of the Papoose Flat Pluton, Inyo Mountains, California. Unpubl. ph. D. thesis, Stanford Univ., 172 pp.

Chapman, C.A., Billings, M.P. and Chapmen, R.W., 1944, Petrology and structure of the Olivieran magma series in the Mount Washington Quadragle, New Hampshire. Bull. Geol. Soc. Am., 55: 497-516.

Didier, J., 1993, Granites and their Enclaves. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

Didier, J. and Barbarin, B., 1991,

Enclaves and Granite Petrology: Developments inPetrology, 13, Elsevier, Amsterdam.

Drugman, J., 1938, On some unusual twin-laws observed in the orthoclase crystals from Goodsprings, Nevada. Mineral. Mag., 25: 1-14.

Elders, W.A., 1967, Mantled feldspars from the granites of Wisconsin. J. Geol., 76: 37-49.

Emmermann, R., 1969, Genetic relations between two generations of K-feldspar in agranite pluton. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 111: 289-313.

Exley, C.S. and Stone, M., 1964, The granitic rocks of south-west England. Trans. R. Soc. Cornwall, 131: 131-184.

Exley, C.S. and Stone, M., 1982, Petrology of the granites and minor intrusions. In: D.S. Sutherland (Editor), Igneous Rocks of the British Isles, Wiley, Chichester, pp. 293-302.

Hibbard, M.J., 1965, Origin of some alkali-feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. Am. J. Sci., 263: 245-261.

Hibbard, M.J., 1981, The magma mixing origin of mantled feldspars. Contr. Mineral.Petrol., 76: 158-170.

Higgins, N.C. and Kawachi, Y., 1977, Microcline megacryst from the Green Lake Granodiorite, eastern Fiordland, New Zeland. N.Z.J. Geol. Geophıs., 20: 273-286.

Kaitaro, S., 1956, Central complex with radial lamprophyric dikes. Bull. Comm. Geol. Finl., 172: 55-65.

Kawachi, Y. and Sato, T., 1978, Orthoclase megacrysts in the Yakushima granite, southern Kyushu, Japan. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 132: 136-152.

Kerrick, D.M., 1969, K-feldspar megacrysts from aporphyritic quartz monzonite central Sierra Nevada, California. Am. Mineral., 54: 839-848.

Kuryvial, R.J., 1976, Element partitioning in alkali feldspars from three intrusive bodies of the central Wasatch Range, Utah. Bull. Geol. Soc. Am., 87: 657-660.

Lagache, M. and Carron, J.P., 1982, Zonation des elements en traces au cours de lacroissance des cristaux dans les bains silicates: l'exemple de Rb, Cs, Sr et Ba dans le sısteme Qz-Ab-Or-H2O. Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 2151-2158.

Larsen, E.S., 1948, Batholith and associated rocks of Lorona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles, southern California. Mem. Geol. Soc. Am., 29: 182 pp.

Le Bas, M.J., 1982, The Caledonian granites and diorites of England Wales. In: D.S. Sutherland, Igneous Rocks of British Isles. Wiley, Chichester, pp. 191-201.

Long, P.E., 1978, Experimental determination of partition coefficients for Rb, Sr and Ba between alkali feldpar and silicate liquid. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 833-846.

Long, P.E and Luth, W.C., 1979, Petrogenesis of microline megacrısts from Precambrian granitic rocks of the Dixon-Penuasco area, northern New Mexico. New Mexico Geol. Soc.

Guidebook. 30: 145-153.

Long, P.E and Luth, W.C., 1985, The origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: evidence from barium zoning and experimental measurement of barium partition coefficients. Am. Mineral. In press.

Marmo, V., 1971, Granite Petrology and Granite Problem. Elsevier, Amsterdam, 244 pp.

Martin, N.R., 1953, The structure of the granite massif of Flamnville, Manche, north-west France. Q.J. Geol. Soc. Lond., 108: 311-338.

Mehnert, K.R., 1968, Migmates. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

Mehnert, K.R., and Büsch, W., 1981, The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 140: 221-252.

Michael, P.J., 1981, Barium zonation in orthoclase: implications for criystallization and differentiation of granite (abstract). Trans. Am. Geopys. Union, 62: 438.

Nemec, D., 1975, Barium in K-feldspar megacrysts from granitic and syenitic rocks of the Bohemian Massif. Tschermaks Mineral Petrogr. Mitt., 22: 109-116.

Phillips, E.R., 1968, Some plutonic rocks from a northern part of the New England Batholith. Univ. Queesland Pap., Dept. Geol., 6: 159-206.

Phillips, G.N., Wall, V.J. and Clemens, J.D., 1981, Petroloy of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite. Can. Miner., 19: 47-63.

Pierozynski, W.J. and Henderson, C.M.B., 1978, Distribution of Sr, Ba and Rb between alkali feldspar and silicate melt. In: W.S. MacKenzie, Progress in experimental Petrology. Natural Environment Research Council Publications, Ser. D, 11: 40-46.

Quinn, A.W., 1944, Magmatic contrasts in the Winnipesaukee region. New Hampshire. Bull. Geol. Soc. Am., 55: 473-496.

Reid, J.B., Evans, O.C. and Fates, D.G., 1983, Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. Earth Planet. Sci. Lett., 66: 243-261.

Schermerhorn, L.J.G., 1956a, The granites of Trancoso (Portugal): astudy in microclinization. Am. J. Sc., 254: 329-348.

Schermerhorn, L.J.G., 1956b, Petrogenesis of a porphyritic granite east of Oporto (Portugal). Tschmermaks Mineral. Petrogr. Mitt., F.3, 4: 73-115.

Sen, S.L., 1956, Structures of the porphyritic granite and associated metamorphic rocks of the East Manbhum. Binar, India. Bull. Geol. Soc. Am., 67: 647-670.

Shand, S.J., 1949, Historı of a feldspar crystal. A contribution to the granite problem Bull. Geol. Soc. Am., 60: 1213-1214.

Smith, J.V., 1974, Feldspar Minerals, Vol. 2. Chemical and Textural Properties. Springger-Verlag, Berlin. 690 pp.

Smithson, S.B., 1965, Oriented plajioklase grains in K-feldspar

porhyroblasts. Contr. Geol., 4:63-68.

Stone, M. and Austin, G.C., 1961, The metasomatic origin of the potash feldspar megacrysts in the granites of Southwest England. J. Geol., 69: 464-472.

Silvester, A.G., 1964, The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway, III. Geology of the Vradal granite. Norsk Geol. Tidsskr., 44: 445-482.

Vance, J.A., 1969, On sınneusis. Contr. Mineral. Petrol., 24:7-29.

Vaniman, D., 1978, Crytallization history of sector-zoned microkline megacrysts from the Godani Valley pluton. Nigeria. Mineral. Mag., 42:443-451.

Vernon, R.H., 1968, Microstructures of high-grade metamorphic assemblages. Tectonophysics. 39: 439-452.

Vernon, R. H., 1976, Metamorphic Processes, Murbı, London, 247 pp.

Vernon, R.H., 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid anclaves in granites. J. roc. R. Soc. N.S.W., 116: 77-103.

Vernon, R.H., 1984, Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 309: 438-439.

Von Eckermann, 1936, The Loos-Hamra region. Geol. Fören. Stockholm Förh., 58: 29-343.

Wilshire, H.G., 1969, Mineral layering in the Twin Lakes Granodiorite, Colorado. Mem. Geol. Soc. Am., 115: 235-261.

Wilson, J.R., and Coats, J.S., 1972, Alkali feldspars from part of Galway granite, Ireland. Mineral Mag., 38: 801-810.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1997 | SAYI NO 30 | ISSN 1019-1003

ANATOLİD-PONTİD ÇARPIŞMA SİSTEMİNİN PASİF KENARINDA YER ALAN YOZGAT BATOLİTİNDE Syn-COLG ve Post-COLG GRANİTOYİD BİRLİKTELİĞİ

Taner EKİCİ ve Durmuş BOZTUĞ
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZ: *İç Anadolu'da yaklaşık 2000 km^2 lik bir alan kaplayan Yozgat batolitinin, Yozgat'ın hemen güneyinde yüzeylenen kesiminde Sarıhacılı lökograniti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu gibi değişik litodem birimleri tanımlanmıştır. Tüm bu birimler Topçu formasyonu (Alt-Orta Eosen) tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Saryhacılı lökograniti S-tipi, alumino, normatif korundlu, çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG) iki mikalı granitlerden; Lökköy ve Büyüklök monzogranitleri I-tipi, metalümino-kalkalkalin, normatif diyopsitli ve çarpışma sonrası (post-COLG) karakterli monzogranitlerden ve Başnayayla diyorit/gabrosu ise M-tipi, düşük K'lu toleyitik-kalkalkalin arasında geçiş özelliği gösteren ve çarpışma sonrası mafik magmatizmayı karakterize eden diyoritik (An<50) ve gabroyik (An>50) kayaçlardan oluşmaktadır. Lökköy ve Büyüklök monzogranitlerinde, eş yaşlı felsik ve mafik magmalar arasında gelişmiş magma mingling/mixing süreçlerinin kanıtları da izlenmektedir. Yukarıdaki veriler, bölgesel jeolojik konum içerisinde değerlendirildiğinde, Yozgat batolitinin petrojenetik ve jeodinamik evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilmektedir: Neo-Tetis'in kuzey kolu, Kretase sırasında, Pontidlerin altına ve kuzeye doğru dalmaktadır. Bu dalma-batma zonu boyunca okyanusal kabuğun tüketilmesinden sonra, Anatolidler (dar anlamda Kırşehir bloğu), Pontidler ile Ankara-Erzincan sütur zonu boyunca çarpışarak kenetlenmiştir.Bu kenetlenmeyi takiben, Yozgat batoliti, bu çarpışma sisteminin pasif kenarında yani Kırşehir bloğunun kuzey kesiminde yerleşmini tamamlamıştır .Batolitin oluşumunda, ilk önce, üst kabuk içerisinde çarpışmayla eş zamanlı olarak meydana gelen magmadan itibaren Saryhacılı lökograniti katılaşmıştır. Kabuk kalınlaşmasının daha ileri evrelerinde, alt ve orta kabuk derinliklerinde meydana gelen magmalardan itibaren Lökköy ve Büyüklök monzogranitleri oluşmuştur. En genç birim olan Başnayayla diyorit/gabrosunun ise kabuk kalınlaşmasını takip eden gerilme rejimi altında yükselmiş üst manto diliminin, litosferik incelmeye bağlı olarak adiyabatik dekompresyon sonucu kısmi erimeye uğramasıyla oluşan mafik magmadan itibaren katılaştığı ileri sürülebilmektedir.*

THE COEXISTENCY OF THE Syn - COLG and Post - COLG GRANITOIDS IN THE YOZGAT BATHOLITH FROM THE PASSIVE MARGIN OF THE ANATOLIDE - PONTIDE COLLISION

ABSTRACT:*The Sarıhacılı leucogranite, Lökköy K-feldspar megacrystalline monzogranite, Büyüklök monzogranite and Başnayayla diorite / gabbro have been determined as the lithodem units in the southern part of Yozgat city of the Yozgat batholith which covers an area of approximately 2000 km^2 in Central Anatolia, Turkey. All these lithodem units are unconformably overlaid by the Lower-Middle Eocene Topçu formation.The Sarıhacılı leucogranite is composed of syn-collisional two mica granites with S type, aluminous, and normative corundum characteristics. Lökköy and Büyüklök monzogranites, differing from each other that the former one typically includes K-feldspar megacrystals, are made up of post collisional I-type, metaluminous - calcalkaline, normative diopside and postcollisional monzogranites. These monzogranites also show the evidences of the magma mingling and mixing processes between the co eval felsic and mafic magmas. As to the Başnayayla diorite/gabbro, it consists of both of the dioritic (plagioclase with An<50) and gabbroic (An>50) rocks with post collisional M-type, transitional between low-K tholeiitic and calcalkaline in composition. When these data mentioned above are considered altogether in the regional geolgy context, one can suggest such a petrogenetic and geodynamic evolution model for the Yozgat batholith. After the consumption of the northern branch of the Neo-Tethys along a northward subduction zone, the Anatolides (sensu stricto the Kırşehir block) and Pontic basement have been collided with each other along the well-known Ankara-Erzincan suture zone. Following this juxtaposition, the Yozgat batholith was emplaced in the northern part of the Kırşehir block, i.e. in the passive margin of this convergence system. At first, the Sarıhacılı leucogranite has solidified from a supracrustal granitic magma generated as a syn-collisional magma. In the mature stages of the crustal thickening, the Lökköy and Büyüklök monzogranites have been derived from the lower to mid-crustal depth magma chambers. As the youngest unit, the Başnayayla diorite/gabbro has been crıstallized from a mafic magma generated by the partial melting of the upwelled upper mantle material under adiabatic decompression conditions due to tensional regime following the crustal thickening.*

1. GİRİŞ

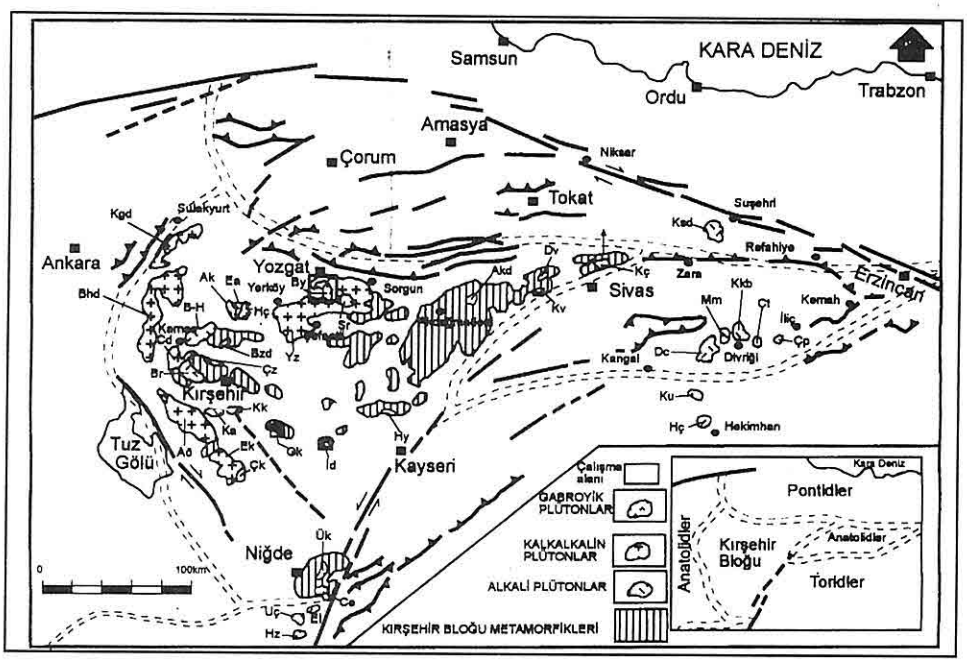
İç Anadolu bölgesinde, Kırşehir bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 1991) olarak tanımlanan ve başlıca Mesozoyik öncesi (Seymen, 1981) kıtasal kabuk

metasedimentlerinden oluşan kristalin kütle, aynı zamanda, Kretase-Tersiyer döneminde yerleşmiş oldukça farklı intrüzif kayaç çıkmaları da içermektedir. Farklı mineralojik - jeokimyasal karakteristikler sergileyen bu intrüzif kayaçların, farklı kaynak malzemelerin, farklı jeodinamik ortamlarda kısmi erimeye uğramaları sonucu oluşan magmalardan türedikleri ileri sürülmektedir (Erler ve Bayhan, 1993, 1995). Örneğin, bu intrüzif kayaçlar içerisinde Orta Anadolu ofiyolitleri ile ilgili plajiyogranitler (Göncüoğlu ve Türeli, 1993), yay magmatizması ile ilgili granitoyidler (Bayhan, 1990; Erler ve diğ., 1991), çarpışmayla ilgili granitler (Erler ve diğ., 1991; Göncüoğlu ve Türeli, 1994) ve çarpışma sonrası gerilme rejimi altında gelişen alkali plütonlar (Boztuğ ve diğ., 1994; Boztuğ, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997; Otlu ve Boztuğ, 1997) tanımlanabilmektedir. İç Anadolu plütonizması içerisinde gerek kapladığı alan, gerekse içerdiği kayaç çeşitleri bakımından hemen hemen en önemlisi olan Yozgat batolitinde ise yine oldukça farklı kayaçların bulunduğundan bahsedilmektedir. Örneğin Boztuğ (1991), Sorgun güneyinde yaptığı çalışmada, silisçe aşırı doygun alkalin karakterli ve I-tipi monzonitik bir birlik tanımlanırken; Erler ve diğ. (1991) ise Yozgat granitoyidinin S-tipi karakteristiklere sahip olduğunu ileri sürmektedir.

Bu çalışmanın amacı, Yozgat batoliti Yozgat ili güneyinde yüzeylenen kesiminin (Şekil 1) mineralojik - petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik incelemesidir (Ekici, 1997). Bu amaçla Yozgat ili güneyinde yaklaşık 150 km^2 lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, toplam 133 adet tümkayaç örneği alınmıştır. Bu örneklerin tamamının ince kesitleri yapılarak, Nikon -Labophot model alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta optik mineralojik yöntemlerle (MacKenzie ve Guilford, 1980; Erkan, 1994, 1995) mineralojik - petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. En taze ve karakteristik örnekler olarak seçilen toplam 23 adet tüm kayaç örneğinin ana ve eser element analizleri, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarlarında (MIPJAL) bulunan Rigaku - 3270 E-WDS model XRF spektrometresi ile USGS ve CRPG standartları (Govindaraju, 1989) eşliğinde (Tablo 1) yapılmıştır (Tablo 2).

2. JEOLOJİK KONUM

Yozgat batolitinde günümüze kadar yapılan tüm jeolojik çalışmalarda, batolitin yaşına ilişkin herhangi bir radyometrik yaş tayini çalışması olmadığından ve batoliti örten en yaşlı birimin de Alt Eosen yaşlı Topçu formasyonu (Ekici, 1997) olmasından dolayı, Ketin (1956) tarafından önerilen bilgiler de dikkate alınarak; Yozgat batolitinin Üst Kretase-Paleosen yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (Boztuğ, 1991; Ekici, 1997). Yozgat ili hemen



Şekil 1. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası.

Tablo 1. Standart olarak kullanılan örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları ve yayınlanan değerler.

		SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
CRPG	GSN	65.80	14.67	0.68	3.75	0.05	2.30	2.50	3.77	4.63	0.28
MİPJAL	GSN	67.96	15.31	0.65	3.56	0.06	2.62	2.35	4.01	4.69	0.34
CRPG	GA	69.90	14.50	0.38	2.83	0.09	0.95	2.45	3.55	4.03	0.12
MİPJAL	GA	69.71	15.33	0.36	2.45	0.09	1.41	2.36	3.53	4.23	0.15
CRPG	GH	75.80	12.50	0.08	1.34	0.05	0.03	0.69	3.85	4.76	0.01
MİPJAL	GH	67.08	11.33	0.06	1.32	0.05	0.60	0.82	3.17	4.45	0.02
USGS	SCO1	62.78	13.67	0.628	5.14	0.053	2.72	2.62	0.90	2.77	0.206
MİPJAL	SCO1	63.72	16.43	0.68	5.78	0.06	3.20	3.26	0.63	2.98	0.20
USGS	G-2	69.08	15.38	0.48	2.66	0.032	0.75	1.96	4.08	4.48	0.14
MİPJAL	G-2	70.59	16.06	0.46	2.42	0.03	1.28	1.90	4.20	4.55	0.14

		Nb	Zr	Y	Ba	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th
CRPG	GSN	21	235	19	1400	55	34	65	20	53	48	185	570	22	42
MİPJAL	GSN	19	227	19	1400	43	46	33	24	42	62	152	563	21	33
CRPG	GA	12	150	21	840	12	7	5	16	30	80	175	310	16	17
MİPJAL	GA	11	150	22	852	17	13	4	13	26	73	177	317	17	15
CRPG	GH	85	150	75	20	6	3	1	14	45	85	390	10	23	87
MİPJAL	GH	80	146	76	19	11	5	3	13	39	77	294	11	24	70
USGS	SCO1	11	160	17	570	68	27	10.5	28.7	31	103	127	174	15	9.7
MİPJAL	SCO1	12	160	29	584	54	21	6	28	41	105	105	169	18	4
USGS	G-2	15	309	16	1882	8.7	5	4.6	11	30	86	170	478	23	24.7
MİPJAL	G-2	12	311	27	1882	11	5	5	17	26	93	134	490	24	21

Tablo 2. Analizi yapılmış kayaç örneklerinin tüm kayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal sonuçları.
t Fe_2O_3=FeO + Fe_2O_3 ; majör oksitler %, iz elementler ppm cinsindendir.

SARIHACILI

Örnek No	SiO2	Al2O3	TiO2	tFe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	AK/*LOI*	Toplam
TE-121	74.13	14.81	0.02	0.55	0.04	0.55	0.61	4.20	4.83	0.02	0.01	99.77
TE-123	74.62	15.21	0.04	0.55	nd	0.57	0.30	4.17	4.49	0.01	0.60	100.18
TE-125	74.73	14.88	0.03	0.31	nd	0.54	0.59	3.69	4.94	0.01	0.83	100.55

Örnek No	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-121	14	3	88	13	64	50	521	13	17	27	22	67	106	23
TE-123	21	4	83	12	43	31	471	34	17	23	30	76	85	230
TE-125	23	8	76	12	56	28	540	20	18	33	19	53	93	54

LÖKKÖY

Örnek	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	AK/*LOI*	Toplam
TE-4	66.18	16.33	0.45	4.25	0.09	1.81	4.20	3.25	4.18	0.17	0.63	101.54
TE-5	61.89	15.98	0.55	5.12	0.08	2.20	5.23	3.12	3.98	0.21	0.44	98.80
TE-6	64.88	15.38	0.54	3.98	0.06	2.17	4.24	3.35	4.17	0.18	0.97	99.92
TE-12	64.05	16.26	0.55	5.12	0.11	2.42	4.82	3.05	4.25	0.17	0.42	101.22
TE-15	67.90	16.62	0.40	2.90	0.05	1.30	3.18	3.38	4.60	0.11	0.60	101.04

Örnek	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-4	23	7	52	11	33	63	138	551	20	28	16	217	34	807
TE-5	23	4	37	9	32	67	113	527	18	26	18	241	35	792
TE-6	21	2	23	9	29	41	66	727	20	25	16	276	32	1023
TE-12	22	nd	24	13	42	84	150	590	18	23	17	221	33	827
TE-15	17	nd	45	12	30	66	09	663	20	25	16	263	38	1049

BÜYÜKLÖK

Örnek	SiO2	Al2O3	TiO2	tFe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	AK/*LOI*	Toplam
TE-8	67.44	17.03	0.42	2.77	0.04	1.35	3.64	4.05	4.04	0.13	0.54	101.45
TE-26	63.19	16.38	0.72	5.13	0.09	1.99	5.55	2.70	4.48	0.21	1.00	101.44
TE-29	63.70	16.34	0.67	5.31	0.13	1.86	4.90	2.72	4.63	0.24	0.57	101.07
TE-31	63.76	16.61	0.70	4.93	0.09	1.87	5.97	2.96	4.33	0.22	0.35	101.79

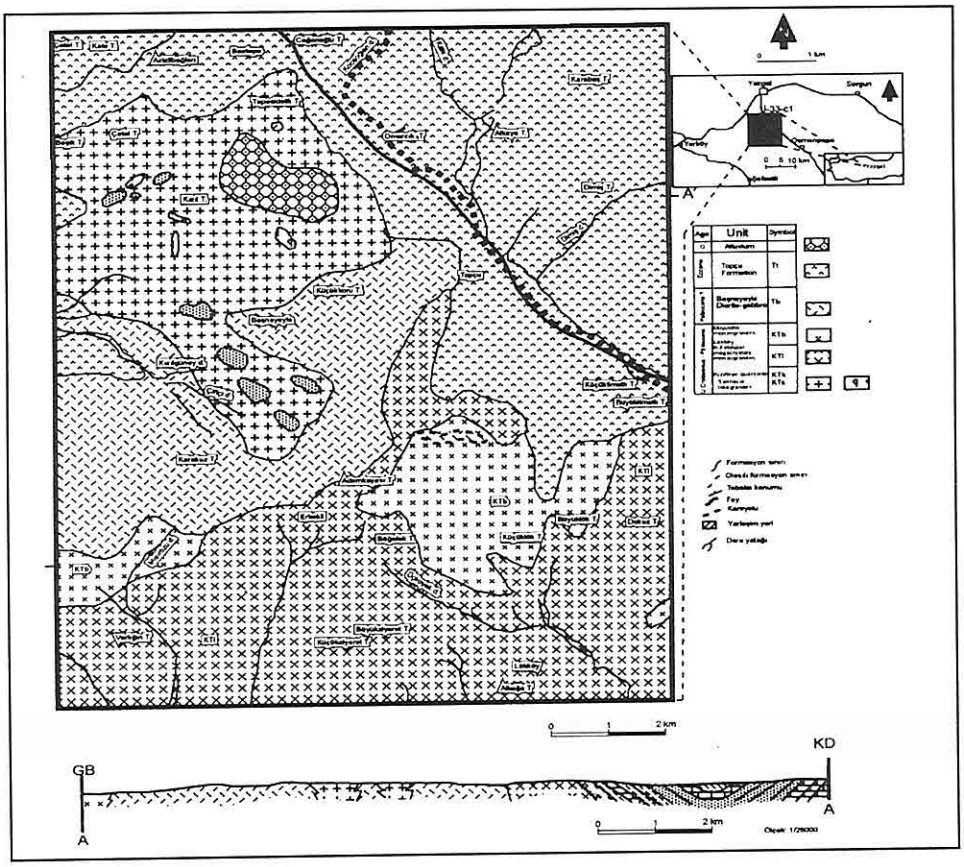
Örnek No	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-8	12	7	64	12	29	49	101	832	21	24	17	308	36	1098
TE-26	15	nd	26	10	28	81	119	791	18	21	19	305	34	1012
TE-29	15	nd	23	9	36	113	114	720	18	24	18	292	35	946
TE-31	18	nd	37	8	26	74	69	879	18	26	18	300	36	938

Tablo 2'nin devamı.

BAŞNAYAYLA												
Örnek	SiO2	Al2O3	TiO2	tFe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	AKLOI	Toplam
TE-1	57.94	14.98	0.63	7.74	0.18	4.53	8.32	3.57	0.24	0.11	0.67	98.91
TE-36	52.82	15.31	0.59	7.65	0.18	7.14	9.18	3.39	0.69	0.06	1.41	98.42
TE-50	49.73	14.19	0.51	8.12	0.16	8.35	15.06	1.25	0.07	0.06	0.57	98.07
TE-58	52.81	12.51	0.62	8.67	0.19	8.83	12.25	1.74	0.22	0.05	0.92	98.81
TE-64	51.60	15.66	0.92	8.71	0.20	6.60	11.20	2.72	0.20	0.11	0.65	98.57
TE-65	50.39	16.20	0.64	9.60	0.22	6.07	11.27	2.21	0.24	0.07	1.37	98.28
TE-73	50.12	12.23	0.26	6.52	0.14	11.06	15.93	0.75	0.03	0.01	1.81	98.86
TE-76	45.49	24.35	0.07	3.84	0.08	6.35	17.60	0.76	0.01	0.02	1.24	99.81
TE-79	52.62	18.13	1.47	7.28	0.21	3.91	9.79	3.66	0.18	0.71	0.53	98.49
TE-84	45.46	15.88	0.18	8.00	0.16	10.74	16.35	0.51	0.03	0.01	1.65	98.98
TE-90	62.01	15.95	0.61	6.43	0.16	4.28	7.87	3.94	0.39	0.10	0.11	101.85

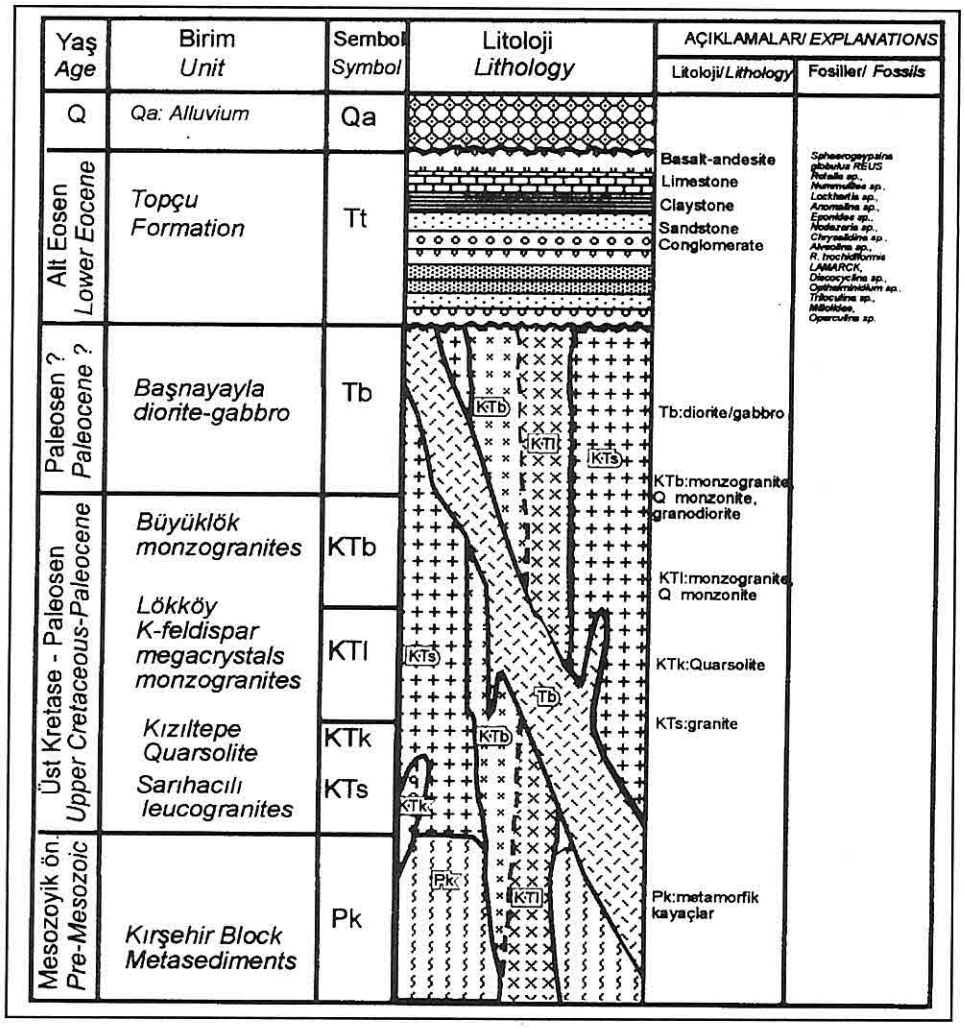
Örnek No	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-1	27	25	42	21	3	67	66	118	15	2	3	62	20	44
TE-36	126	52	20	9	6	63	62	145	13	nd	3	45	43	44
TE-50	380	60	20	29	4	59	50	108	12	nd	2	25	nd	8
TE-58	454	69	25	7	8	59	50	69	11	nd	2	34	9	9
TE-64	134	47	17	20	10	68	40	136	14	nd	3	62	13	30
TE-65	29	nd	18	15	6	58	46	84	14	nd	2	94	8	31
TE-73	390	125	26	99	4	51	42	89	11	nd	2	18	nd	220
TE-76	57	21	19	35	3	43	40	154	12	nd	2	19	nd	5
TE-79	10	nd	21	17	4	46	42	178	17	nd	2	40	15	17
TE-84	60	28	20	45	10	51	56	95	10	nd	2	14	nd	56
TE-90	36	9	29	12	6	61	37	135	15	nd	2	77	13	39

güneyindeki kesiminde yürütülen bu çalışmada, Yozgat batoliti içerisinde, yaşlıdan gence doğru, Sarıhacılı lökograniti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu gibi haritalanabilir dört litodem birimi tanımlanmıştır. Bu birimlerin tamamı Alt Eosen yaşlı ve volkanosedimanter karakterli Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2 ve 3). Sarıhacılı lökograniti daha çok çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimlerinde yüzlek vermektedir. Arazide el örneği düzeyinde çok açık renkli, orta-kaba taneli bileşenlerden oluşmakta olup, tanınabilen bileşenleri açık mat renkli kuvars, çubuğumsu prizmatik plajiyoklaz, levhamsı-pulsu biçimli biyotit ve muskovit minerallerinden oluşmaktadır. Başnayayla köyü ve civarında yüzlek veren Kızıltepe kuvarsoliti sadece Sarıhacılı lökograniti içerisinde intrüzif olarak yüzlek vermektedir. Arazide el örneği düzeyinde tamamen beyaz-mat renkli, çok ince taneli kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Lökköy



Şekil 2. Çalışma Alanının Jeoloji Haritası.

K-feldispat megakristalli monzograniti çalışma alanının daha çok güney kesimlerinde yer almakta olup, bu birimi arazi düzeyinde Büyüklök monzogranitinden ayıran en önemli özellliği, içerisinde 2-3 cm uzunluğunda ve 0.5-1 cm enindeki K-feldispat megakristallerinin bulunmasıdır. El örneği düzeyinde tanınabilen bileşenleri; kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend ve biyotit mineralleridir. Büyüklök monozgraniti ise arazide Lökköy birimi ile aynı özelllikleri sergilemekte olup, megakristal içermemesi ve tanesel dokulu olmasıyla tipiktir. Özellikle, Büyüklök tepe yöresinde, Lökköy birimindeki K-feldsipat mega kristallerinin tedrici olarak azalmasıyla Büyüklök monzogranitine geçilmektedir (Şekil 2). Lökköy ve Büyüklök birimleri içerisinde, en yaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen (magma mingling) karışımında mafik magma damlacıklarını / kabarcıklarını karakterize eden (Didier ve Barbarin, 1991; Fernandez ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar



Şekil 3. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti.

(MME) yaygın bir şekilde bulunmaktadır. Çalışma sahasının daha çok batı kesimlerinde Başnayayla köyü yöresinde yüzlek veren Başnayayla diyorit /gabrosunun Sarıhacılı lökograniti ile Büyüklök monzogranitini kestiği gözlenmiştir (Şekil 2, 3). Arazi düzeyinde koyu grimsi bir renk sunmakta olup, oldukça tıkız ve sert bir kayaçtır. Prizmatik biçimli plajiyoklaz mineralleri rahatlıkla tanınmaktadır. Tüm bu birimleri uyumsuzlukla örten volkano-sedimanter karakterdeki Topçu formasyonunun sedimanter birimleri kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşurken; volkanik kayaçlar ise bazalt ve ender olarak da andezit bileşimlidir. Topçu formasyonu

içerisinden alınan kayaç örneklerindeki fosiller bu birimin Alt Eosen yaşlı olduğunu göstermiştir (Şekil3).

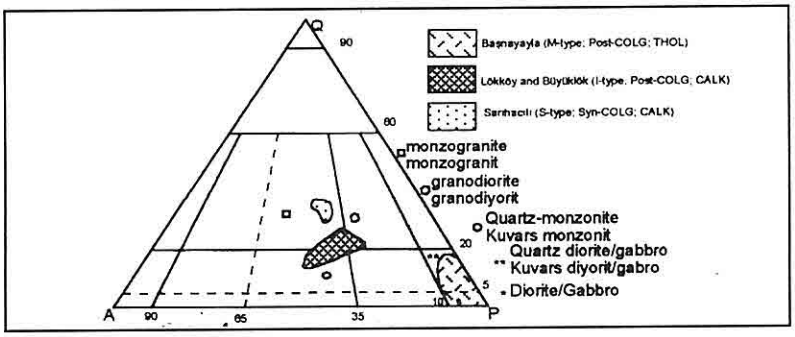
Haritalanan alandaki yegane yapısal jeolojik unsur, çalışma alanının KD kesimindeki Koyunluyusufözü deresi boyunca KB-GD yönünde uzanan bir faydan oluşmaktadır (şekil 2). Başlıca kataklastik kayaçların varlığıyla tanınabilen bu fayın karakteri, alüvyon örtüsünden dolayı belirlenememiştir.

3. MİNERALOJİK- PETROGRAFİK İNCELEME

Çalışma sahasındaki granitik birimler, Clark (1994) tarafından hazırlanmış NEWPET bilgisayar programı içerisindeki QAP üçgen diyagramında (Streckeisen, 1976) değerlendirildiğinde; Sarıhacılı biriminin tamamen monzogranit, Lökköy ve Büyüklök birimlerinin monzogranit, granodiyorit ve kuvars monzonit bölgelerinin birleşme noktalarında ve Başnayayla biriminin ise diyorit/gabro, kuvars dıyorit/kuvars gabro bölgelerinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 4).

Kayaç örneklerinin mikroskopik incelenmeleri sırasında gösterdikleri özellikler de, örneğin Sarıhacılı birimi kayaçlarında mafik mineral topluluğu olarak + bi, + mu bulunduğu, Başnayayla biriminde ise amfibol + plajiyoklaz ve piroksen + plajiyoklaz topluluklarını içeren kayaçların bulunduğu, dikkate alınarak bu birimler Sarıhacılı lökograniti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit /gabrosu olarak adlandırılmıştır.

Tipik olarak orta taneli bileşenlerden oluşan ve tanesel doku gösteren Sarıhacılı lökogranitinin kayaç oluşturucu ana bileşenleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, mikroklin, +biyotit, +muskovit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Lökköy K-feldsipat megakristalli monzograniti, K-feldispat megakristallerinin varlığıyla karakteristik olan porfirik doku göstermekte olup, kayaç oluşturucu ana bileşenleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, biyotit ve + öjit; tali bileşenleri ise titanit, apatit, zirkon ve allanitten oluşmaktadır.

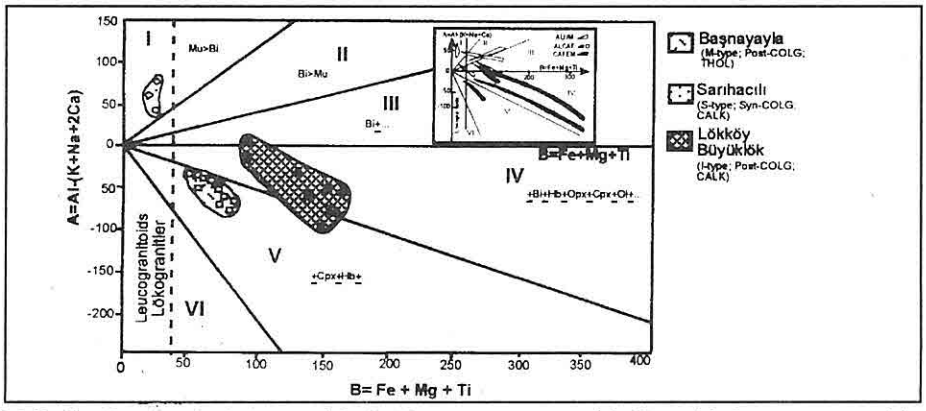


Şekil 4. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin Q-A-P isimlendirme diyagramındaki konumları.

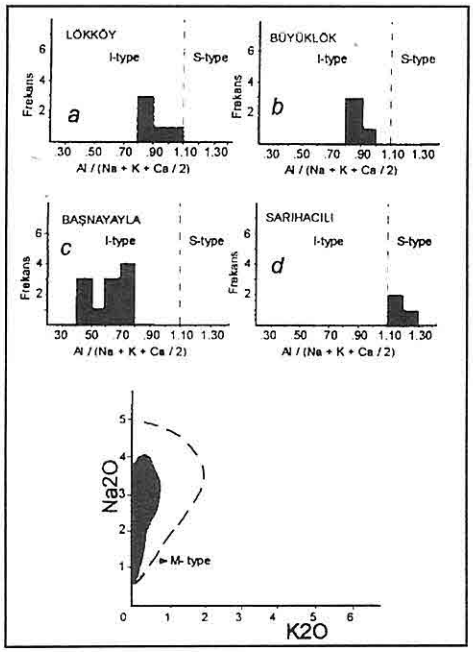
K-feldispat megakristalinin bulunmamasından dolayı tanesel doku gösteren Büyüklök biriminin kayaç oluşturucu ana bileşenleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, biyotit, +öjit; aksesuvar bileşenleri ise titanit ve apatit minerallerinden oluşmaktadır. Başlıca ofitik, subofitik ve tanesel doku gösteren Başnayayla birimi kayaçlarının ana bileşenleri ise hornblend + plajiyoklaz(An40-45) +kuvars ve öjit + plajiyoklaz (An55-60) + tremolit/aktinolit mineral topluluklarından oluşmaktadır. Bunlardan ofitik ve subofitik doku gösterip öjit + plajiyoklaz (An>50) mineral topluluğuna sahip olanlar gabro, diğerleri ise diyorit olarak tanımlanmıştır.

4. JEOKİMYASAL İNCELEME

Yozgat batolitini oluşturan litodem birimlerinden Sarıhacılı lökograniti ana ve eser element verilerine göre alümino (Şekil 5), normatif korund içeren, S-tipi (Şekil 6) ve iki mikalı lökogranitlerden oluşur. Bu birim, alümino topluluğun lökokratik ve sodi-potasik/sodik alt topluluğuna ait (Debon ve Le Fort, 1983) özelliklerini sergilemektedir (Şekil 7). Bu tür özellikler gösteren magmaların etkin bir şekilde kıtasal kabuk (üst kabuk; White ve Chappel, 1988) kökenli olduğu ileri sürülmektedir (Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977, 1988; Debon ve Le Fort, 1983; Boztuğ, 1989). Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti ise kafemik (Şekil 5), normatif diyopsit içeren, I-tipi (Şekil 6) ve kalkalkalin (Şekil 8,9) karakterlidir. Bu özellikleri gösteren magmaların ise kıtasal kabuk (alt veya orta kabuk; Chappel ve Stephens, 1988) ve manto kökenli malzemelerin kısmi erimesi sonucu oluşan magmaların homojen bir şekilde karışarak (magma mixing; Fernandez ve barbarin, 1991; Didier ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) hibridleşmesi ile ortaya çıktıkları belirtilmektedir.



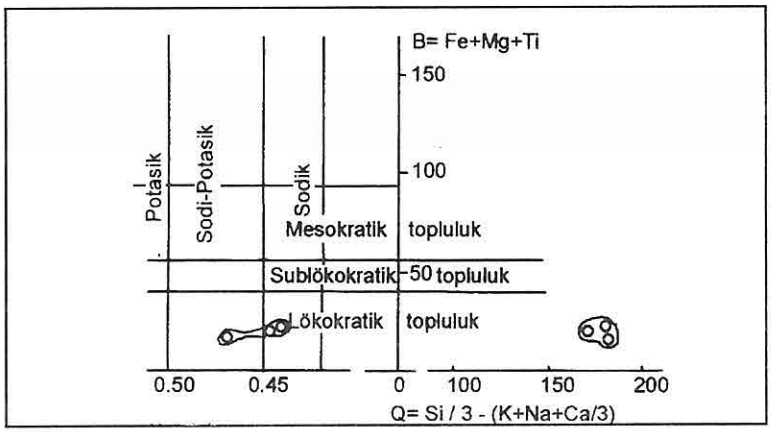
Şekil 5. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin A-B diyagramındaki konumları.



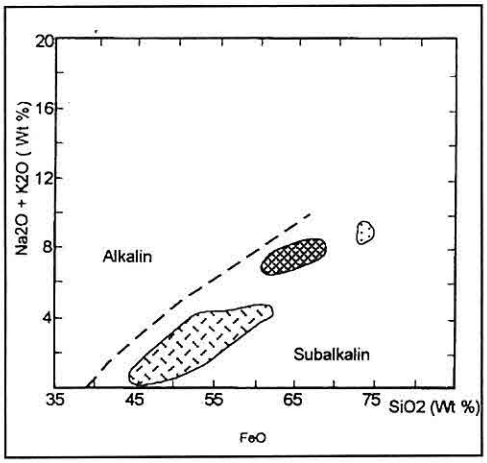
Şekil 6. Çalışma sahasındaki granitoyid birliklerinin ASI (mlüminyum saturasyon indeksi) değerlerinin frekans dağılımı (I-tipi ve S-tipi arasındaki sınır Chappel ve White (1974)'den alınmıştır.

(Debon ve Le Fort, 1983; Boztuğ, 1989; Clarke, 1992; Pitcher, 1993). Başnayayla diyorit/gabrosu ise düşük K'lu toleyitik (Şekil 8,9) ve M-tipi (Şekil 6) karakter sunmaktadır. Bu bileşimlerdeki kayaçların çoğunlukla manto kökenli malzemelerin kısmi erimesi sonucu meydana gelen (ancak çok az miktarlarda kıtasal kabuk malzemesi ile kirlenebilen veya hiç kirlenmeyen) magmalardan itibaren oluştukları bilinmektedir (White, 1979; Debon ve Le Fort, 1983; Chappel ve Stephens, 1988; Boztuğ, 1989; Pitcher, 1993).

Yukarıda sunulan mineralojik - petrografik ve tüm kayaç jeokimyası verilerine dayanarak, Sarıhacılı lökogranitinin tamamen üst kabuktan türemiş magmadan, Lökköy K-feldispat megakristalli monozgraniti ve Büyüklök monozgranitinin kıtasal kabuk kökenli magmanın daha hakim olduğu hibrid bir magmadan ve Başnayayla diyorit / gabrosunun ise üst mantodan türemiş bir



Şekil 7. Alümino karakter gösteren Sarıhacılı biriminin B-(K/Na+K) ve B-Q diyagramlarındaki konumları (Debon ve Le Fort, 1983).

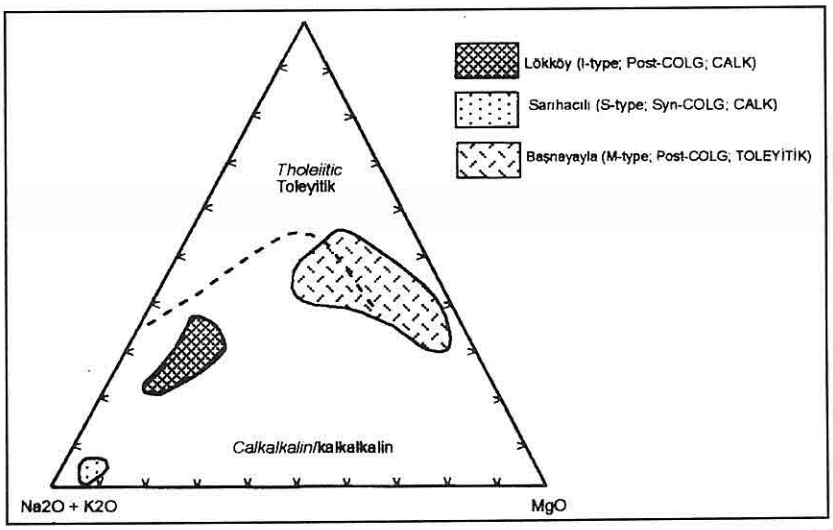


Şekil 8. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin $Na_2O+K_2O(W\%)$-SiO_2 diyagramındaki konumları.

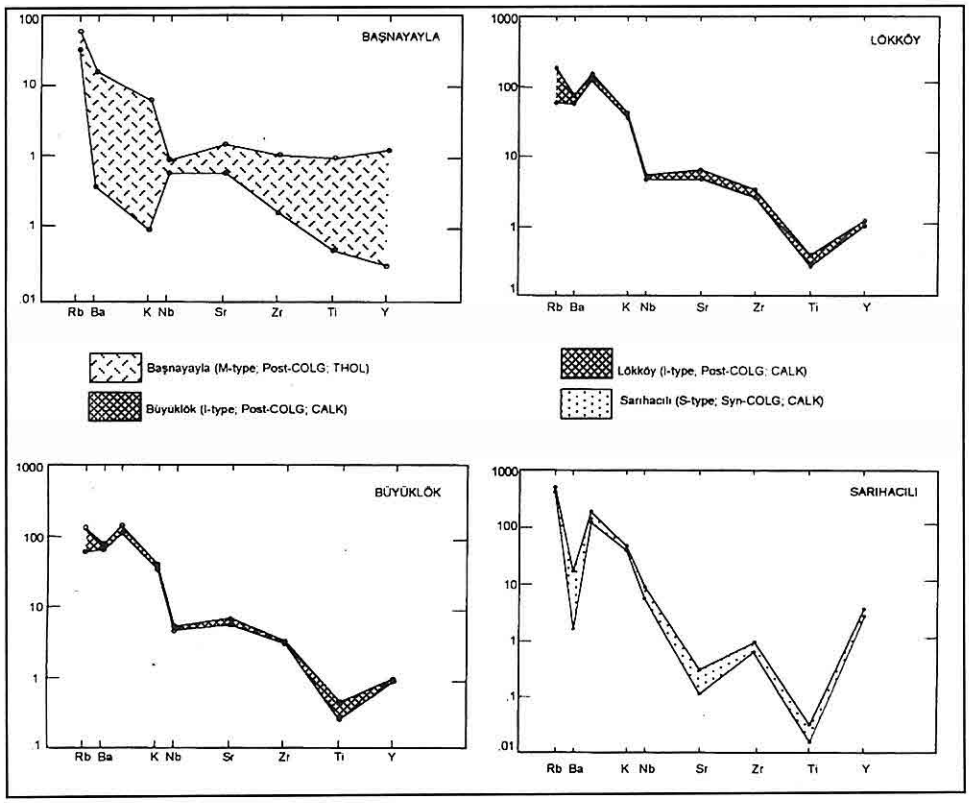
magmadan itibaren katılaştığı ileri sürülebilmektedir. Bu magma kaynakları içerisinde tamamen üst mantodan türemiş olan Başnayayla diyorit/gabrosu magma kaynağının yükselimi ve sokulumu sırasında kıtasal kabuk kayaçlarını asimile ederek kirlenebileceği de göz önüne alınmıştır. Bunun için, Başnayayla diyorit/gabrosu uyumsuz element içerikleri MORB'a (Clark, 1994 - Newpet bilgisayar programı) göre normalize edilerek incelenmiştir. Özellikle Rb, Ba ve K elementlerinde gözlenen artma (şekil 10 a, b, c, d), bu gabroyik magmanın kıtsal kabuğa ait kayaçları asimile ederek kirlenmeye uğradığını (Wilson, 1989) göstermektedir.

5. PETROJENEZ

Yukarıda da belirtildiği gibi,



Şekil 9. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin FeO-Na_2O+K_2O-MgO diyagramındaki konumları.



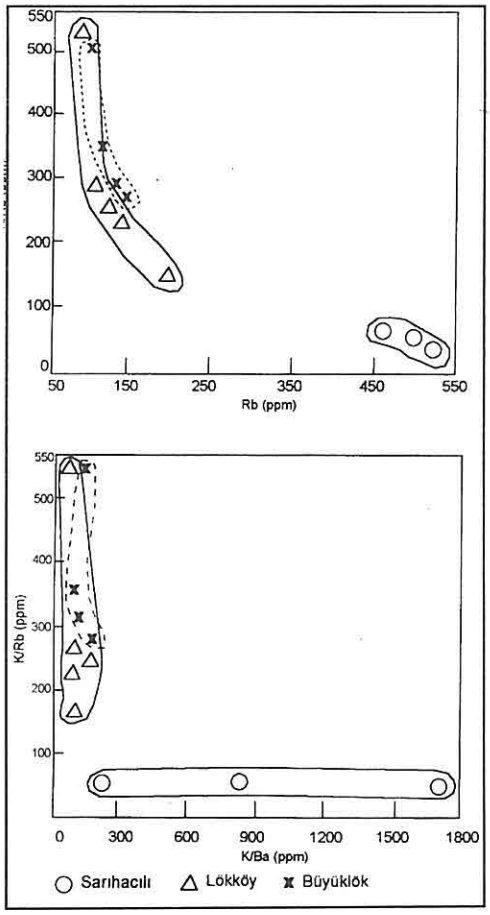
Şekil 10. Çalışma sahasındaki granitoyidik birimlerin MORB'a göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumları.
a) Lökköy b) Sarıhacılı c) Başnayayla d) Büyüklök

çalışma sahasındaki plütonik birimlerin üç değişk magma kaynağından türedikleri belirlenmiştir. Sarıhacılı lökograniti ile Başnayayla diyorit/gabrosu, sırasıyla, S-tipi ve M-tipi özellikli iki ayrı magma kaynağından türerken; Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ile Büyüklök monzograniti birimlerinin ikisi birden I-tipi özellik sergileyen üçüncü ve farklı bir magma kaynağından türemişlerdir.

Sarıhacılı lökogranitinde özellikle Pb'un yüksek olması bu kayaçları oluşturan magmanın, her ne kadar Lökköy ve Büyüklök birimlerini oluşturan magmanın fraksiyonlanması sonucu açığa çıkan lökokratik bir magma olabileceğini anımsatıyorsa da, Ba'un keskin negatif anomalisi ve Y'un yüksek değerler sunması bu hipotezin aksini savunmaktadır. Örneğin magmatik fraksiyonlanma sırasında ilk evrelerde oluşan minerallerce tüketilmeyen Rb, fraksiyonlanmanın sonlarına doğru açığa çıkan lökokratik bileşmli eriyiklerde artar (McCarthy ve Hasty, 1976). Böylece Rb,

elementi, çoğunlukla fraksiyonlanmanın geç evrelerinde kristalleşen K-feldispat mineralinde K elementi ile birlikte tüketilir (Wilson, 1989; s.17). Bu açıdan, Sarıhacılı lökograniti Lökköy ve Büyüklök birimlerinin fraksiyonlanma ürünü gibi görünebilir. Ancak K/Rb - Rb ve K/Rb- Ba değişim diyagramlarında bu durumun bu şekilde gelişmediği görülmüştür (Şekil 11). Bu durum spider diyagramı ile de desteklenmektedir. Çünkü Ba elementi de tıpkı Rb gibi K ile birlikte davranmakta (Mason ve Moore, 1982, s. 77) ve K-feldispat oluşumu sırasında K elementi ile kristal yapıya girerek tüketilmektedir (Wilson, 1989, s.17). Oysa şekil 10 a, b, c, d incelendiğinde, Sarıhacılı lökogranitinin Ba içeriğinin, Lökköy ve Büyüklök birimlerininkinden düşük olduğu görülmektedir. Böylece, bu birimlerin farklı magma kaynaklarından itibaren türemiş oldukları ortaya çıkmaktadır. Bu durum Y elementinin davranışı ile de desteklenmektedir. Çünkü, Y elementi magmanın fraksiyonlanması sırasında daha çok ilk evrelerde oluşan amfibol minerallerinin yapısına girerek tüketilmektedir (Wilson, 1989, s.17). Bu nedenle, normal fraksiyonlanma sırasında amfibol mineralleri içeren kayaçların Y içerikleri, geç evrelerde oluşan lökogranitlerinkinden yüksek olması beklenmektedir. Ancak şekil 10 a, b, c, d incelendiğinde bu durumun tam tersi görülmektedir.

Üç farklı magma kaynağının bulunduğu çalışma sahasındaki birimlerin farklı jeodinamik ortamlarda meydana gelip gelmedikleri de incelenmiştir. Bu inceleme kısmen jeokimyasal diyagramlar yardımıyla yapılırken asıl bu birimlerin jeolojik konumları ve bölgesel jeoloji içerisindeki konumları gözönüne alınmıştır. Örneğin, Batchelor ve Bowden (1985) tarafından yapılan R1-R2 diyagramında Sarıhacılı



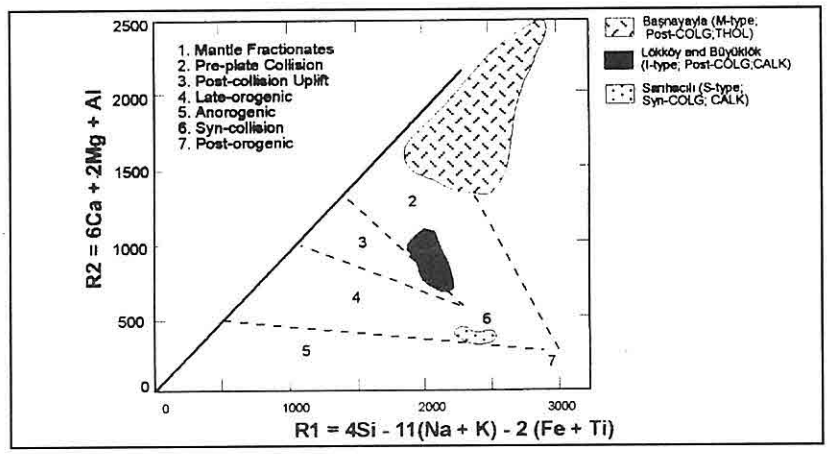
Şekil 11. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti ve Büyüklök monzograniti kayaç örneklerinin K/Rb (ppm)-Rb (ppm) ve K/Rb (ppm)- K / Ba (ppm) diyagramındaki konumları.

lökograniti çarpışmayla eşzamanlı, Lökköy ve Büyüklök birimleri çoğunlukla manto fraksiyonlanma ve kısmen de yay magmatizması bölgelerinde yer almışlardır (Şekil 12 a). Pearce ve diğ., (1984) tarafından önerilen eser element diyagramlarında ise Sarıhacılı lökograniti çarpışmayla eşzamanlı (syn-COLG) ve levha içi granitoyidleri (WPG); Lökköy ve büyüklök birimleri ise syn-COLG -VAG - ORG üçlü birleşme noktasına yakın bölgelerde konumlanır (Şekil 13). Diğer taraftan, Pearce ve diğ., (1984) eser elementlere dayandırdıkları jeotektonik ortam belirlemeye yönelik diyagramlarda, çarpışma sonrası granitoyidlerini (post-COLG) tam anlamıyla ayıramadıklarını ve bunların daha çok syn-COLG -VAG - ORG üçlü birleşim noktasına yakın yerlerde konumlandıklarını belirtmektedirler (Pearce ve diğ., 1984; s. 975).

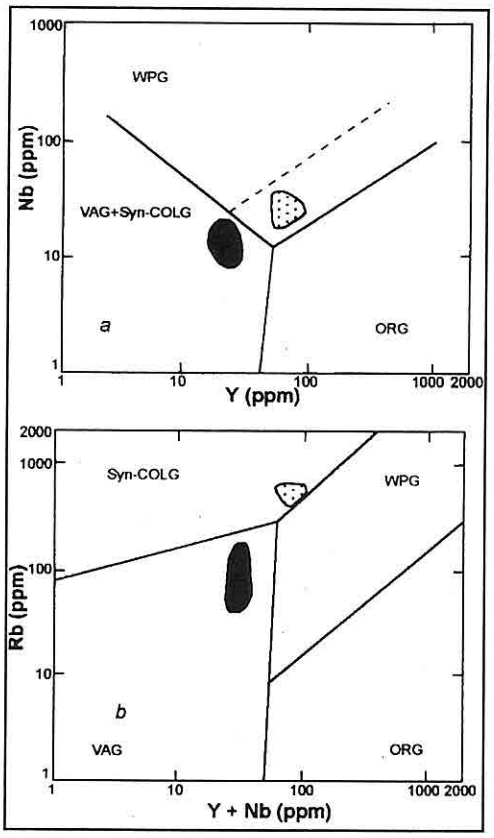
Bu veriler, Harrris ve diğ., (1986) tarafından belirtilen görüşlerin ışığında ve Yozgat batolitinin bölgesel jeolojik konumu içerisinde değerlendirildiğinde, Lökköy ve Büyüklök birimlerinin yay magmatizmasından ziyade çarpışma sonrası bir jeotektonik ortamda meydana gelmiş olabileceği görüşü ortaya çıkmaktadır. Çünkü dalma-batma zonu, yay magmatizması ve çarpışma sonucu gelişecek sütur zonu gibi jeolojik olaylar ancak batolitin kuzeyinde yer almaktadır. Örneğin, Ankara-Erzincan sütur zonu Yozgat batolitinin hemen kuzeyinde; Bu dalma-batma zonuna bağlı yay magmatizması ise bu sütur zonunun kuzeyinde (Pontidlerde) yer almaktadır.

6. JEODİNAMİK EVRİM

Bölgenin jeodinamik evrimine baktığımızda Santoniyen-Kampaniyen sırasında, Neo-Tetis'in kuzey kolu (Şengör ve Yılmaz, 1981) olarak



Şekil 12. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin jeotektonik ortam belirleyen R1-R2 diyagramındaki konumları.



Şekil 13. Sarıhacılı lökograniti, Lökköy monzograniti ve Büyüklök monzograniti kayaç örneklerinin a)Nb-Y ve b) Rb-(Y+Nb) diyagramındaki konumları.
Syn-COLG: Çarpışmayla eş zamanlı granitler, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri, WPG: Levha içi granitleri, VAG: Volkanik ada yayı granitleri.

okyanusal kabuk, Avrasya levhasının (Pontik temel) altına ve Anatolid - Avrasya (dar anlamda Pontidler) çarpışması ile İzmir - Ankara - Erzincan sütur zonunun oluşumunun gerçekleştiği düşünülmektedir . Bu arada çarpışmayla eşzamanlı (syn-COLG) olarak, pasif kenar konumdaki Anatolidlerin tabanında meydana gelen kısmi ergimeyle üst kabuktan itibaren felsik bileşenlerce zengin Sarıhacılı lökogranitinin oluştuğu ileri sürülebilmektedir. Daha sonra çarpışmaya bağlı olarak kabuk kalınlaşmasının ileri evrelerinde alt-orta kabuktaki kısmi ergimeden itibaren çarpışma sonrası (post-COLG) ve kalkalkalin karakterli Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti magması meydana gelmiştir. Sütur zonundaki bindirme tektoniği nedeniyle kabuk kalınlaşmasını takip eden evrede ise gerilme (tansiyon) rejimi altında litosferik incelme nedeniyle yükselmiş olan üst manto peridoditlerinin adiabatik dekompresyon mekanizması ile (Wilson, 1989; s. 74, şekil. 4.1) kısmi erimeye uğrayarak çarpışma sonrası ve düşük K'lu toleyitik-mafik özellikli Başnayayla diyorit/gabrosu magmasının oluştuğu düşünülmektedir.

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yozgat ili güney kesiminde Yozgat batoliti içerisinde yüzeylenen granitoyidlerin karşılaştırmalı incelenmesine yönelik olarak yürütülen bu çalışmada, elde edilen sonuçlar ve bundan sonra yapılacak olan çalışmaların yönlendirilmesi bakımından önemli görülen bazı öneriler şöyle sıralanabilir.

1. Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminde yürütülen bu çalışmada 150 km^2'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

2. İnceleme alanındaki plütonik kayaçlar ilk kez bu çalışmada farklı litodem birimleri halinde tanımlanarak haritalanmıştır. Bu birimler yaşlıdan gence doğru Sarıhacılı lökograniti (Üst Kretase - Paleosen ?), Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti (Üst Kretase - Paleosen ?), Büyüklök monzograniti (Üst Kretase - Paleosen ?), Başnayayla diyorit / gabrosu (Paleosen ?)'dur.

3. Sarıhacılı lökograniti alümino, lökokratik, sodi-potasik/sodik, S-tipi ve iki mikalı lökogranit; Lökköy K-feldispat megakristalli mnozograniti ve Büyüklök monzograniti birimleri kafemik, kalkalkalin, I-tipi ve monzogranit; Başnayayla diyorit/gabrosu ise kafemik, düşük K'lu toleyitik, M-tipi ve diyorit/gabro bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır.

4. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti birimlerinde gözlenen cm-dm boyutlarındaki yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli mikrogranüler mafik magmatik enklavlar (MME) ile Lökköy birimindeki K-feldispat megakristalleri eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (mingling) ve homojen karışımının (mixing) arazi kanıtları olarak değerlendirilmiştir.

5. Mixing olayının gerçekleşmiş olduğu, ayrıca, mikroskopik incelemelerde belirlenen bazı özel dokuların yanısıra eser element variogramları ile de desteklenmiştir.

6. Başnayayla diyorit/gabrosunda kabuksal kirlenmenin varlığı belirlenmiştir.

7. Sarıhacılı lökogranitinin çarpışmayla eş zamanlı (sın-COLG), Lökköy ve Büyüklök birimlerinin çarpışma sonrası (post-COLG) kalkalkalin ve Başnayayla diyorit/gabrosunun ise çarpışma sonrası (post-COLG) düşük K'lu toleyitik-mafik magmatizma kökenli oldukları belirlenmiştir.

8. Sarıhacılı lökogranitini oluşturan çarpışma olayının Anatolid-Pontid arasında gelişen çarpışma olayı olabileceği ileri sürülmektedir. Lökköy ve Büyüklök birimlerinin, bu çarpışmanın ileri evrelerindeki kabuk kalınlaşmasına bağlı orta-alt kabuktaki kısmi erime olayları ile oluşabileceği düşünülmektedir. Başnayayla diyorit/gabrosunun ise kalınlaşma sonrasında gelişen gerilme rejimine bağlı manto yükseliminin adiabatik dekompresyon (adiabatic decompression) koşulları altında kısmi erimeye uğraması sonucu gelişebileceği düşünülmektedir.

9. Çalışma sahasındaki granitik birimlerde şimdiye kadar jeokronoloji çalışması yapılmadığından dolayı granitik birimlere kesin yaş verilememektedir. Bunun için bölgede bir jeokronoloji çalışmasının yapılması önerilmektedir.

10. Mixing dokularını karakterize eden plajiyoklaz minerallerinin elektron mikroskop analiz yöntemi ile

incelenmesi önerilmektedir.

11. Bu birimlerde yürütülen tümkayaç ana ve eser element jeokimyası çalışmalarına ilave olarak tümkayaç nadir toprak elementleri (REE) jeokimyası ile mafik mineraller ve feldispat mineralleri üzerinde elektron mikroskop analiz (EMA) yöntemiyle mineral kimyası çalışmaları önerilmektedir.

12. Batolitin yükselme hızı ve ısısal geçmişinin incelenebilmesi için tümkayaç granitoyid örneklerinden ayrılacak olan apatit, zirkon ve titanit minerallerinde Fission Track (fizyon izleri) yöntemiyle radyometrik yaş tayini çalışmaları önerilmektedir.

8. KAYNAKLAR

Batchelor ve Bowden, 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. geol., 48, 43-55.

Bayhan, H, 1990, Ortaköy granitoyidlerinin (Tuz gölü) mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri. TÜBİTAK Projesi Raporu, TBAG-841,1505, (yayınlanmamış), Ankara

Boztuğ, D.,1989, Granitoyidler, M.T.A. Ankara, 138 s.

Boztuğ, D, 1991, Kırşehir bloğundaki Yozgat batoliti doğu kesiminin (Sorgun Güneyi) petrografisi, Ana element jeokimyası ve petrojenezi. Y.Ü. Yerbilimleri dergisi, (baskıda).

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y., 1994; İç-Doğu Anadolu alkalin provensindeki Kösedağ plütonu (Suşehri -KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve petrojenezi. T.J.K. Bült. C. 37, sayy 2, s. 1-14.

Boztuğ, D., 1997, Postcollisional alkaline plutonism in Central Anatolian, Turkey. (Submitted).

Boztuğ, D. ve Yılmaz, S., 1997, Some variabilities in the partial melting of the source and solidification processes of the melts in the genesis of the Central Anatolian (CA) post-collisional alkaline plutonism, Turkey. European Union of Geosciences (EUG) 9, Strasbourg - France, p. 502.

Chappel, B.W. ve Stephens, W.E., 1988, Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. Transactions of the Royal Soc. of Edinburg: Earth Sciences, 79, 71- 86.

Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: Pac. Geol., 8, 173-174.

Clarke, 1992, Granitoid Rocks. Chapman ve Hall. 283.

Clark, D., 1994, NEWPET: Memorial University of Newfoundland Departemnt of Earth Sci. Centre for Earth Resources Research St. John's, NF, Canada

Debon, F. ve Le Fort, P., 1983, A chemical-mimeralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal society of Edinburg: Earth sciences, 73, 135-149.

Didier, J ve Barbarin., 1991, Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.

Ekici, T., 1997, Yozgat Batoliti Yozgat Güneyi Kesiminin petrolojisi. Yüksek Lisans Tezi, 72s. C:Ü. Fen Bilimleri Enst. (yayınlanmamış).

Erler, A., Akyman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat Yörelerindeki Kırşehir Masifi Magmatik Kayaçlarının Petrolojisi ve Jeokimyası. Doğa-Tr. J. of engineering and environmental Sciences. 15 (1991), 76-100.

Erler, A ve Bayhan, H., 1993, Central Anatolian granitoids. Symposium for the 25t Anniversary of Earth Sciences at Hacettepe University, November 15-17, 1993, Beytepe-Ankara, Abstracts, 19-20.

Erler, A ve Bayhan, H., 1995, Orta Anadolu Granitoyidlerinin Genel Değerlendirilmesi ve Sorunları H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 17 (1995), 49-67.

Erkan, Y., 1994, Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi. TMMOB Jeol. Müh. Odası, Yayın No:42.

Erkan, Y., 1995, Magmatik Petrografi. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü. Ders Notları. 169 s.

Fernandez, A. N. and Barbarin, B., 1991, Relative rhology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interactions processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranuler enclaves: In: Didier, J. and Barbarin, B (eds), Enclaves Granite Petrology Dev. Yn petrology, 13, Elsevier, 263-275.

Govindaraju, K., 1989, 1989 coplitation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards Newsletter, 13, 1-113.

Göncüoğlu , M.C., Toprak, V., Erler, A. ve Kuşçu, Y., 1991, Orta Anadolu batı kesiminin jeolojisi, Bölüm I, Güney Kesim. TPOA rap. No: 2909, 195-203.

Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, T.K, 1993, Orta Anadolu Ofiyoliti Plajiyogranitlerinin Petrolojisi ve Jeodinamik Yorumu (Aksaray-Türkiye). Doğa -Yerbilimleri Dergisi / Tr. J. Of Earth Sciences, 2, 195-203.

Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, T.K, 1994, Alpine Collisional-Type Granitoids from Western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Journal of Kocaeli University, Earth Science Section, No:I, June, 1994, pp. 39-46.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, Y ve şengör, A.M.C., 1984, Paleo-tectonic evalution of the Tuz gölü basin complex, Central Turkey: Sedimantery record of a Neo-tethyan closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., (eds), The Geological Evalution of the Eastern Mediterranean, Balckwell Sci. Publ., Edinburg, 467-482.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. ve Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward, M.P. ve Reis, A.C., (eds), Collision Tectonics, Geological Society of London Spec. Publ. No: 19, 67-81.

Ketin, Y., 1956, Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin

Tektonik Durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. Sayı I, cilt VI, Ekim 1956.

Mason, B, ve Moore, C.B., 1982, Pryinciples of Geochemistry, John Wiley and Soons, New York.

Mc Carthy, T.S. ve Hasty, R.E., 1976, Trace element distribution patterns and their relation to crystallisation of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351-1358.

MacKenzie, W.S ve Guilford, C, 1980, Atlas of rock forming minerals in thin section.John Wiley and Soons, Inc, New York.

Otlu, N ve Boztuğ, D., 1997, İç Anadolu Alkali Plütonizmasındaki Kortundağ ve Baranadağ plütonlarında (D Kaman-KB Kırşehir) silisce aşırı doygun (Alkos) ve silisce tüketilmiş (Alkus) Alkali kayaç birlikteliği. Çukurova Üniversitesinin 20.Yıl Sempozyumu. Bidiri Özleri. S. 39

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 956- 983.

Pitcher, W.S., 1993, The Nature and Origin of Granite: Chapman and Hall, 321p.

Poisson, A., 1986, Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The Nèo-Tethysian oceanic trouhgs. Sci. De la Terre, Mem., 47, 311-328

Seymen, Y., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. T.J.K. Bül., 24, 101-108

Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12, 1- 33.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evalution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

White, A.J.R., ve Chappel, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.

White, A.J.R., ve Chappel, B.W., 1988, Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sciences, 79, 169-181.

White, A.J.R., 1979, Sources of granite magmas. Geol. Soc. Am. 1979 ann. Meeting, Abstracts with progr., 92 nd Ann. Meeting, San Diego, California, vol. no 7, p.539.

Wilson,M.,1989,IgneousPetrogenesis, London Unwin Hıman. 456 s.

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994, Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı.Türkiye'den bazı örnekler, Jeoloji Müh. Der. 44-45, 1-20.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

YOZGAT BATOLİTİ GB KESİMİNDEKİ (ŞEFAATLİ-YERKÖY ARASI) MONZONİTİK BİRLİKTE FRAKSİYONEL KRİSTALLEŞME VE MAGMA KARIŞMASI (MAGMA MINGLING / MIXING) SÜREÇLERİ

Sibel TATAR ve Durmuş BOZTUĞ
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: *Yozgat batoliti, Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yer almaktadır. Bu batolit S-tipi, çarpışmayla eş zamanlı iki-mikalı granitler; I-tipi, çarpışma sonrası, kalkalkalin, monzonitik birlik ve M-tipi, çarpışma sonrası, toleyitik mafik magmayı karakterize eden gabroyik / diyoritik birlikten oluşmaktadır. Bu birliklerden monzonitik birlik, kendi arasında haritalanabilir beş alt birime ayrılabilmektedir. Bunlar Cankılı monzogabro/monzodiyoriti, Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti, Adatepe kuvars monzoniti, Yassıağıl monzograniti ve Karakaya monzogranitidir. Bu alt birimlerden Karakaya monzograniti hariç, diğerlerinin tümü K-feldispat megakristalleri içermektedir. Bu beş alt birim, hem arazi, hem de mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri bakımından fraksiyonel kristalleşme (FC) ve magma mingling / mixing süreçlerinin iyi korunmuş kanıtlarını gösterirler. Bunlardan FC süreci, içten dışa doğru gelişmeyi karakterize edecek şekilde olup; Cankılı birimi batolitin en iç, Karakaya birimi ise en dış kesiminde yüzeylenmektedir. FC süreciyle ilk önce oluşan Cankılı monzogabro/monzodiyoritinin mafik mineral topluluğu cpx+amf(hornblend+hastingsit)+biyotitten oluşurken; Cankılı'dan hemen sonra katılaşan Akçakoyunlu ve Adatepe birimlerinin mafik mineralleri ise amf(hornblend+hastingsit)+cpx+biyotitten oluşmaktadır. İlerleyen FC sürecine bağlı olarak gelişen Yassıağıl ve Karakaya monzogranitlerinin mafik mineral toplulukları ise, sırasıyla, amf(hornblend+hastingsit)+biyotit+cpx ve biyotit+amf (hornblende +hastingsit)+cpx minerallerinden oluşmaktadır. Ana element oksit bileşenlerinden tFe_2O_3, MnO, MgO, CaO, TiO_2 ve P_2O_5 değerleri artan silis içeriğine bağlı olarak düşme; K_2O içeriği ise artma göstermektedir. Artan silis içeriğine bağlı olarak, eser elementlerden Co, Cu, Zn, Rb ve Ga mükemmel; buna karşılık Cr, Pb, Nb, Y, Zr ve Th elementleri ise zayıf FC trendi sergilemektedir. Sr ve Ba elementlerinin silise göre değişimi Cankılı'dan Karakaya'ya doğru mükemmel bir FC trendi tanımlamakla birlikte, özellikle Cankılı birimine ait bazı kayaç örneklerindeki feldispat minerallerinin alterasyonu ile belirginleşen Sr ve Ba mobilizasyonları bu trende uyumsuzluk gösterebilmektedir. FC sürecinin en güvenilir jeokimyasal göstergeleri ise K/Rb - Rb, K/Ba - Ba ve K/Rb - K/Ba variogramlarıdır. Arazide görülen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (MME), eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımını gösteren magma mingling sürecinin; antirapakivi, poikilitik/oikokristik feldispat, iri plajiyoklazlar içerisindeki küçük plajiyoklaz lataları, çivi başlarına benzer*

zonlar ile erime/çözünme dokuları olarak tanımlanan bazı mikroskopik özellikler ise bu magmaların homojen karışımını gösteren magma mixing sürecinin kanıtları olarak değerlendirilmektedir.

FRACTIONAL CRYSTALLIZATION AND MAGMA MINGLING/ MIXING PROCESSES IN THE MONZONITIC ASSOCIATION IN THE SW PART OF THE YOZGAT BATHOLITH (ŞEFAATLİ - YERKÖY, SW YOZGAT)

ABSTRACT: *The Yozgat batholith takes place in the passive margin of the Anatolide-Pontide convergence system. It includes both of the syn-collisional S-type, two-mica granites; post -collisional I - type, calcalkaline monzonitic association and post -collisional, M-type, tholeitiic gabroic / dioritic association. Among these associations, the monzonitic association is also subdivided into five mapable units such as Cankılı monzogabbro/monzodiorite, Akçakoyunlu quartz monzodiorite, Adatepe quartz monzonite, Yassıağıl monzogranite and Karakaya monzogranite. All these subunits, except the Karakaya monzogranite, include K - feldspar megacrysts. These five subunits represent some good evidences of the fractional crystallization (FC) and magma mingling / mixing processes by means of field, mineralogical - petrographical and geochemical characteristics. There is a good zonation in the field that the Cankılı monzogabbro/monzodiorite forms the core, and Karakaya monzogranite forms the rim. Mafic mineral assemblage of the Cankılı monzogabbro/monzodiorite, first product of FC process, consists of cpx+amph.(hornblende + hastingsite) + biotite. Those of Akçakoyunlu and Adatepe subunits, crystallized just after the Cankılı by FC during cooling of magma, are composed of amph (hornblende + hastingsite) +cpx+ biotite. As for the mafic minerals of the Yassıağıl and Karakaya subunits, solidified as final FC products comprise amph (hornblende + hastingsite) +biotite + cpx, and biotite+ amph (hornblende+ hastingsite) +cpx, respectively. The major element oxides such as tFe_2O_3, MnO, MgO, CaO, TiO_2 and P_2O_5 apparently decrease with the increasing silica content, whereas K_2O content increases. The trace elements like Co, Cu, Zn, Rb and Ga determine good FC trend, on the contrary Cr, Pb, Nb, Y, Zr and Th elements exhibit slightly FC trend versus silica content. Variations in the Sr and Ba elements versus silica also desribe recognizable FC trend from Cankılı to Karakaya units, although, some secondary mobilizations in the contents of these trace elements, particularly depletions in some Cankılı rock samples in which some feldspars show secondary alteration, do not fit well this trend. The most reliable variograms indicating FC trend are those of K/Rb versus Rb, K/Ba versus Ba and of K/Rb versus K/Ba. Some mafic microgranular magmatic enclaves (MME), commonly found in the field, are considered to be the evidences of the magma mingling*

process. There are also some microscopic textures called antirapakivi, poikilitic/oikocrystic feldspars, small lath shaped plagioclase within large plagioclase, spike zones in plagioclase and spongy cellular dissolution/melting textures in plagioclase indicating the magma mixing process.

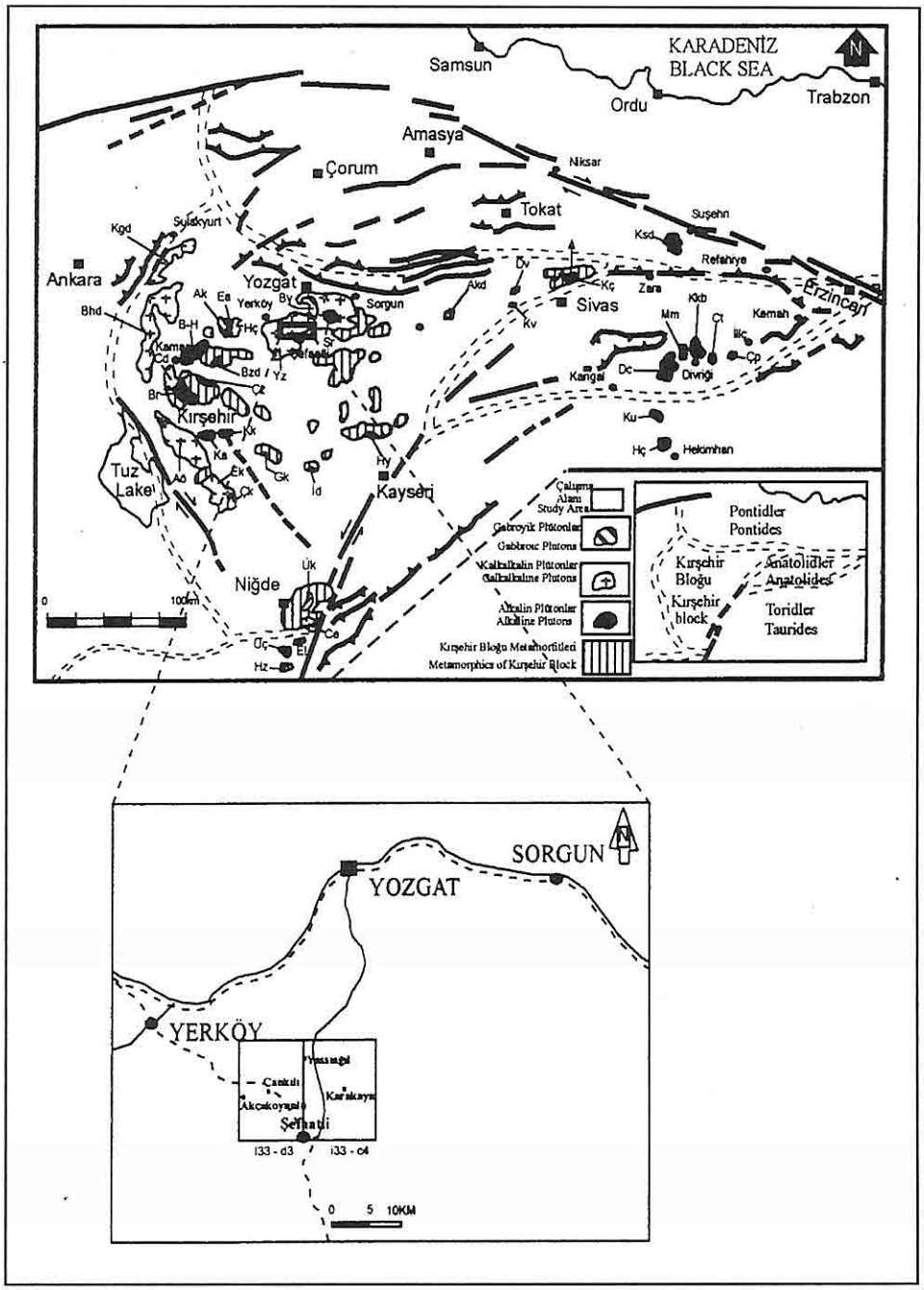
1. GİRİŞ

İç Anadolu bölgesindeki Üst Kretase -Tersiyer yaşlı çarpışma sonrası plütonizmanın (Boztuğ ve diğ., 1994; Göncüoğlu ve Türeli, 1994; Boztuğ, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997; İlbeyli ve Pearce, 1997) en büyük batolitini oluşturan Yozgat batolitinin, şu ana kadar yapılan çalışmaların ışığında oldukça farklı magma kaynaklarından türemiş kayaç birimlerinden oluştuğu ileri sürülmüştür. Örneğin, Sorgun güneyinde silisçe aşırı doygun alkalin bileşimli ve I-tipi monzonitik kayaçların (Boztuğ, 1991); Yozgat ilinin hemen güneyinde çarpışmayla eş zamanlı, S-tipi iki mikalı granitlerin (Sarıhacılı lökograniti), çarpışma sonrası kalkalkali magmatizmayı karakterize eden I-tipi monzogranitlerin (Lökköy ve Büyüklök monzogranitleri) ve çarpışma sonrası gerilme ortamında oluşan mafik-toleyitik magmatizmayı karakterize eden gabroyik / diyoritik kayaçların (Başnayayla diyorit/gabrosu) (Ekici, 1997; Ekici ve Boztuğ, 1997) varlığından bahsedilmekle birlikte Yozgat batolitinin genelde S-tipi granitik kayaçlardan meydana geldiği de (Erler ve diğ., 1991) belirtilmektedir.

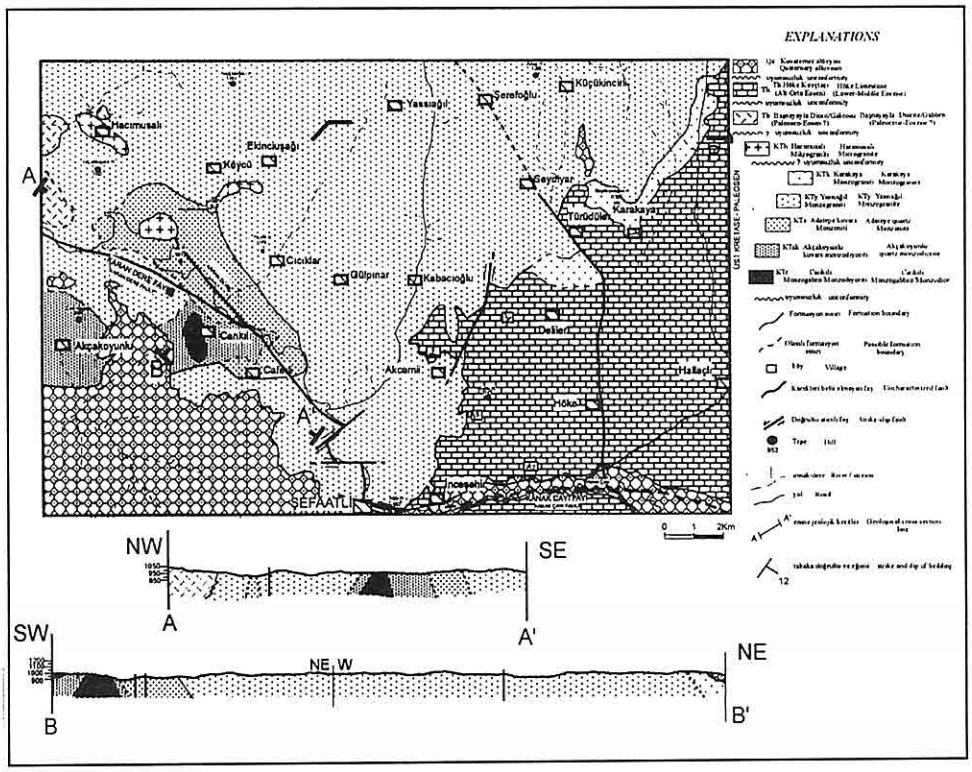
Bu çalışmanın amacı, Yozgat batoliti Şefaatli - Yerköy arası kesiminde (GB Yozgat) yüzeylenen intrüzif kayaç birimlerinin tanıtımı (Şekil 1) ve bunlar arasındaki monzonitik birliğin oluşumunda etkin olan fraksiyonel kristalleşme (FC) ve magma karışması (mingling/mixing) süreçlerinin arazi, mineralojik - petrografik ve jeokimyasal kanıtlarını sunmaktır. Bu amaç için, belirtilen bölgede yaklaşık 300 km^2 lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 2, 3). Haritalanan alandan alınan toplam 164 adet kayaç örneğinin 163 adetinin ince kesitleri yapılarak optik mineralojik yöntemlerle (Erkan, 1994, 1995; Hibbard, 1995) mineralojik - petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Mikroskopik incelemeler sonucunda en taze ve karakteristik olduğu kanısına varılan toplam 79 adet kayaç örneğinin tümkayaç ana ve eser element analizleri yapılmıştır. Kimyasal analizler, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal İnceleme Laboratuvarlarında (MİPJAL) bulunan Rigaku 3270 E-WDS model XRF spektrometresi ile USGS ve CRPG kayaç standartları(Govindaraju, 1989) eşliğinde gerçekleştirilmiştir (Tablo 1, 2).

2. JEOLOJİK KONUM

Yozgat batoliti SW kesimini oluşturan Şefaatli -Yerköy arası kesiminde, batoliti oluşturan intrüzif kayaçlar başlıca iki ana birlik halinde tanımlanabilmektedir. Bunlardan birincisi, içten-dışa doğru, Cankılı monzogabro / monzodiyoriti,

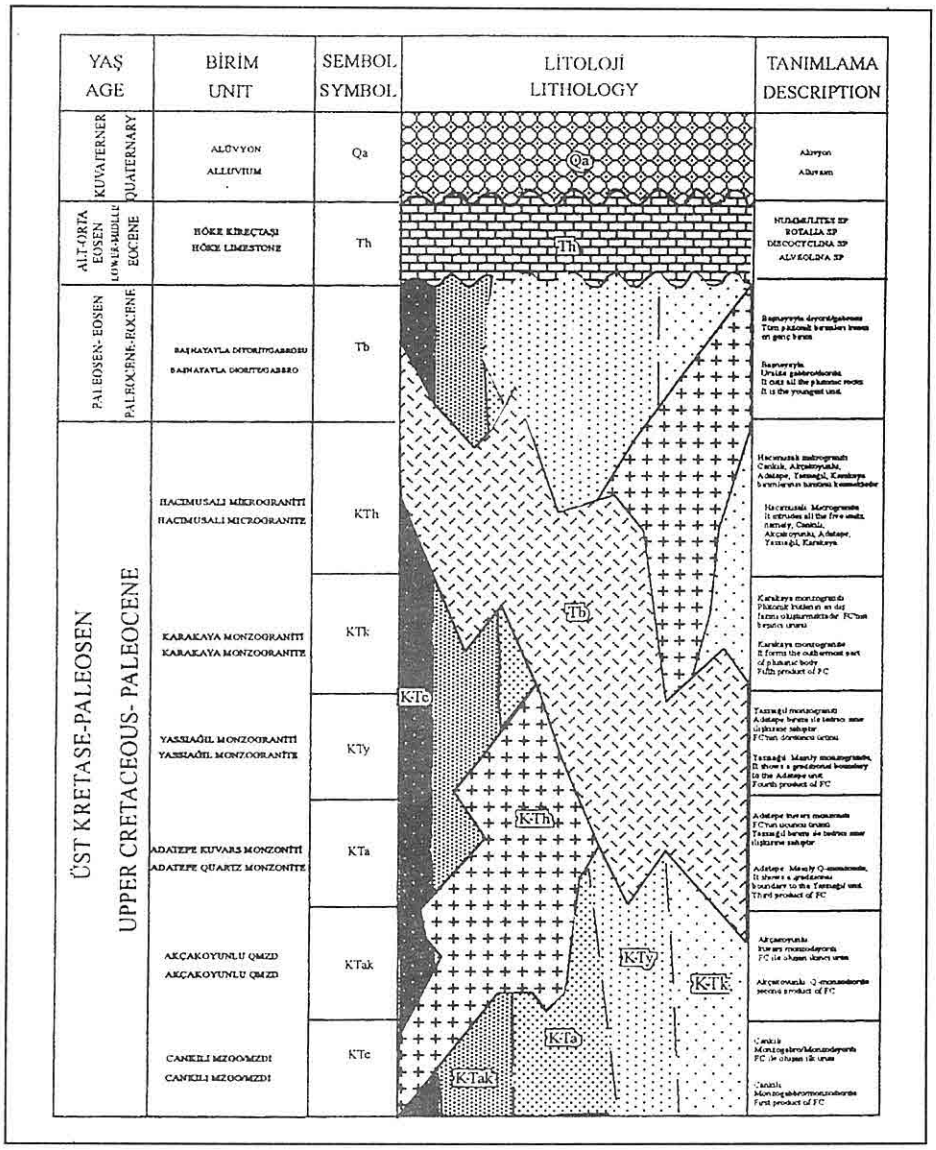


Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası (Bingöl, 1989).



Şekil 2. Yozgat Batoliti GB Kesimini Oluşturan Şefaatli-Yerköy Arasının Jeoloji Haritası.

Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti, Adatepe kuvars monzoniti, Yassıağıl monzograniti ve Karakaya monzogranitinden oluşan monzonitik birlik; diğeri ise Başnayayla diyorit / gabrosundan oluşan mafik intrüzif birliktir. Bunların dışında, monzonitik birliğe ait birimleri intrüzif dokanakla kesen Hacımusalı mikrograniti daha dar yayılıma sahip damar kayaçları şeklinde yüzelemektedir (Şekil 2, 3). Bu intrüzif karakterli kayaç birimlerinde herhangi bir radyometrik yaş tayini çalışması bulunmadığı gibi, bunların, intrüzif dokanakla keserek kontakt metamorfizmaya uğrattığı fosilli sedimanter birimler de bulunmamaktadır. Ancak, bunların yaşlarına ait tek bulgu, bu birimlerin tümünün, inceleme alanının hemen kuzeyinde Alt Eosen yaşlı Topçu formasyonu (Ekici, 1997; Ekici ve Boztuğ, 1997) ve inceleme alanında ise Orta-Üst Eosen yaşlı Höke kireçtaşı birimleri ile uyumsuz olarak örtüldüğüdür (Şekil 2, 3). Bu nedenle, bu magmatik kayaç birimlerinin yaşları birbirlerini kesme ilişkilerine ve ayrıca literatürdeki bilgilere (Ketin, 1955; Boztuğ, 1991; Erler ve diğ., 1991) göre şöyle değerlendirilmiştir: Monzonitik



Şekil 3. Yozgat Batoliti GB Kesimini Oluşturan Şefaatli-Yerköy Arasının Genelleştirilmiş Dikme Kesiti (ölçeksiz).

birlik, çalışma alanındaki en yaşlı intrüzif birlik olup, Üst Kretase - Paleosen (?) yaşlı olabileceği ileri sürülmektedir. Hacımusalı mikrograniti ve Başnayayla diyorit/ gabrosu, monzonitik birliğe ait birimleri kestiklerinden dolayı (Şekil 2) daha genç olarak değerlendirilmişlerdir. Diğer taraftan,

Tablo 1. C.Ü. MYPJAL'de analiz edilen AGV-1, STM-1, AC-E ve BE-N kodlu USGS ve CRPG kayaç standartlarının ana ve eser element analiz sonuçlarının, Govindaraju (1989) tarafından önerilen uluslararası kabüllenme değerleri ile karşılaştırılması.

		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
USGS	AGV-1	58.79	17.14	1.05	6.76	0.092	1.53	4.94	4.26	2.91	0.49
MIPJAL	AGV-1	58.84	15.79	1.05	6.51	0.09	1.27	4.48	3.89	2.88	0.43
USGS	STM-1	59.64	18.39	0.135	5.22	0.22	0.101	1.09	8.94	4.28	0.158
MIPJAL	STM-1	58.52	19.52	0.10	5.29	0.22	0.32	1.02	8.91	4.20	0.14
CRPG	ACE	70.35	14.70	0.11	2.53	0.058	0.03	0.34	6.54	4.49	0.014
MIPJAL	ACE	69.19	14.63	0.07	2.62	0.06	0.32	0.45	6.47	4.26	0.03
CRPG	BEN	38.20	10.07	2.61	12.84	0.20	13.15	13.87	3.18	1.39	1.05
MIPJAL	BEN	37.69	10.21	2.54	10.67	0.16	10.71	13.62	3.59	1.56	1.00

		Nb	Zr	Y	Ba	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th
USGS	AGV-1	15	227	20	1226	10	16	15	60	36	88	67	662	20	7
MIPJAL	AGV-1	12	221	16	1232	15	-	23	60	29	94	65	580	19	8
USGS	STM-1	268	1210	46	560	-	-	1	nd.	18	235	118	700	36	31
MIPJAL	STM-1	233	1176	41	605	-	-	18	7	22	219	111	698	33	36
CRPG	ACE	110	780	184	55	3	2	-	4	39	224	152	3	39	19
MIPJAL	ACE	116	835	152	49	8	-	9	8	43	231	158	6	42	26
CRPJ	BEN	100	265	30	1025	360	267	61	72	4	120	47	1370	17	11
MIPJAL	BEN	63	210	15	897	336	231	37	50	6	96	41	874	14	9

Açıklama/Explanation

Ana ve eser elementler, sırasıyla, % ağırlık ve ppm cinsinden verilmiştir/Major and trace elements are given in weight % and ppm, respectively.

tFe_2O_3 ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir/ tFe_2O_3 represent total iron oxide as ferric iron.

AK ateşte kayıp değerini gösterir/LOI represents loss on ignition.

Hacımusalı köyü yöresinde, Başnayayla diyorit/gabrosuna ait mafik damar kayaçları, Hacımusalı mikrogranitini keser durumda yüzeylendiğinden dolayı, Başnayayla diyorit / gabrosunun, çalışma alanındaki en genç intrüzif birim olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 2, 3). Bu gözlem, çalışma alanının hemen kuzeyinde Ekici (1997) ile Ekici ve Boztuğ (1997) tarafından yapılan gözlemler ile de uyumludur.

Çalışma alanındaki başlıca yapısal unsurlar faylardan meydana gelmektedir.

Tablo 2. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin tümkayaç ana ve eser element analiz sonuçları.

CANKILI MONZOGABRO/MONZODİYORİTİ / MONZOGABBRO/MONZODIORITE

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam
ST-65	54.10	17.10	0.90	7.20	0.10	3.50	8.50	3.10	3.00	0.50	0.70	98.70
ST-159	53.60	17.10	1.00	8.30	0.10	3.10	8.70	2.90	2.60	0.40	0.80	98.60

	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
ST-65	34	nd.	25	18	26	106	74	910	18	7	12	208	18	1451
ST-159	38	nd.	28	13	22	108	66	865	21	21	13	227	18	822

AKÇAKOYUNLU KUVARS MONZODİYORİTİ / QUARTZ MONZODIORITE

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Tfe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam
ST- 58	59.40	16.90	0.80	6.30	0.10	2.60	6.00	2.60	3.80	0.30	0.50	99.30
ST-61	57.38	16.12	0.76	7.40	0.14	3.14	6.25	2.82	3.63	0.27	0.94	98.90
ST-62	57.26	15.58	0.75	7.50	0.14	3.19	5.93	2.69	3.86	0.28	0.97	98.20
ST-64	56.90	15.60	0.80	7.90	0.20	3.50	6.60	2.70	3.40	0.30	1.00	98.90
ST-136	56.70	17.00	0.90	7.30	0.10	3.20	8.00	3.20	3.50	0.40	0.10	100.40
ST-160	54.70	17.30	0.90	7.00	0.10	3.10	8.30	3.20	3.10	0.40	0.90	99.00
ST-162	58.80	15.90	0.60	7.70	0.10	2.80	6.60	2.90	3.90	0.30	0.90	100.50

	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
ST-58	20	nd.	21	10	26	96	107	788	19	16	15	285	24	1358
ST-61	57	nd.	26	41	33	101	114	558	17	7	15	198	26	1054
ST-62	51	nd.	26	24	35	98	109	551	17	15	15	198	25	1163
ST-64	65	nd.	27	19	32	102	106	506	17	21	17	210	27	916
ST-136	21	nd.	24	12	32	104	97	979	19	7	10	210	19	1532
ST-160	34	nd.	24	14	25	102	80	971	21	17	10	206	19	1126
ST-162	24	nd.	25	15	38	97	90	598	18	14	16	236	29	1262

ADATEPE KUVARS MONZONİTİ / QUARTZ MONZONITE

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam
ST-106	62.20	15.60	0.50	5.30	0.10	1.90	4.50	2.70	5.00	0.20	0.90	98.90
ST-109	63.75	15.79	0.51	4.82	0.11	1.53	4.15	2.98	4.50	0.17	0.56	98.90
ST-114	62.58	13.87	0.71	7.31	0.13	2.82	5.10	2.71	3.55	0.27	0.46	99.50
ST-115	62.65	15.56	0.52	5.31	0.10	2.11	4.27	2.81	4.52	0.20	0.65	98.70

Tablo 2'nin Devamı.

ST-120	64.71	15.80	0.39	4.19	0.08	1.63	3.49	2.84	5.16	0.15	0.38	98.80
ST-122	63.40	15.10	0.42	4.38	0.09	2.10	4.03	2.69	5.36	0.18	0.89	98.60
ST-123	63.40	14.98	0.46	5.11	0.10	2.37	3.99	2.67	4.79	0.19	0.80	98.90
ST-124	61.20	15.50	0.70	6.50	0.10	2.10	4.90	2.80	4.20	0.20	0.60	98.80
ST-137	61.80	15.74	0.68	5.77	0.10	2.53	6.49	2.99	2.83	0.31	0.68	99.90
ST-138	55.10	16.57	0.89	7.45	0.12	3.37	7.93	3.14	2.97	0.41	0.70	98.70
ST-139	64.20	15.40	0.50	4.90	0.10	1.80	3.90	2.90	4.40	0.20	0.20	98.50
ST-145	61.50	15.50	0.70	5.40	0.10	2.40	5.10	2.40	4.10	0.20	1.30	98.70
ST-157	59.25	15.71	0.58	6.70	0.13	2.54	6.63	2.84	2.88	0.24	0.57	98.10
ST-161	63.87	16.19	0.42	4.40	0.08	2.40	3.36	2.87	5.58	0.17	1.32	100.70

	Cr	**Ni**	**Co**	**Cu**	**Pb**	**Zn**	**Rb**	**Sr**	**Ga**	**Th**	**Nb**	**Zr**	**Y**	**Ba**
ST-106	21	nd.	17	16	52	86	159	600	18	21	18	224	34	1186
ST-109	9	nd.	16	5	71	112	151	680	19	17	20	239	34	1280
ST-114	45	nd.	26	nd.	32	97	123	330	19	17	27	270	34	228
ST-115	36	nd.	18	13	47	86	157	491	18	27	24	222	34	851
ST-120	29	nd.	14	10	67	82	185	601	17	29	17	192	37	1098
ST-122	47	nd.	15	14	65	83	215	497	18	22	22	194	42	1040
ST-123	18	nd.	17	7	50	81	159	500	18	35	21	209	32	914
ST-124	11	nd.	21	5	43	99	106	670	18	20	25	248	32	1242
ST-137	25	nd.	20	8	28	98	82	867	19	14	10	211	19	995
ST-138	26	nd.	26	17	30	110	84	921	20	26	11	232	20	1058
ST-139	nd.	nd.	17	11	48	91	149	544	19	78	20	227	33	1027
ST-145	15	nd.	18	nd.	48	90	133	733	18	22	17	259	28	1201
ST-157	41	nd.	23	30	28	92	86	661	18	41	11	220	20	758
ST-161	11	nd.	15	6	47	76	170	578	18	20	25	210	35	1654

YASSIAĞIL MONZOGRANİTİ / MONZOGRANITE

Örnek No	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**TiO_2**	**tFe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	**AK**	**Toplam**
ST-1	62.68	17.45	0.45	3.96	0.09	2.02	4.88	3.09	4.79	0.25	0.34	100.00
ST-20	64.00	15.70	0.64	4.46	0.08	1.92	4.09	2.62	4.18	0.19	0.65	98.50
ST-21	64.20	15.30	0.50	4.30	0.10	1.70	4.00	2.50	4.70	0.20	1.00	98.50
ST-23	64.90	15.40	0.60	4.40	0.10	1.70	3.90	2.50	4.40	0.20	0.80	98.90
ST-30	62.00	16.00	0.50	4.60	0.10	1.90	4.30	2.90	4.90	0.20	1.50	98.90
ST-32	62.80	15.50	0.60	5.20	0.10	2.00	4.90	2.80	4.50	0.20	0.50	99.10
ST-47	66.94	15.38	0.54	4.33	0.08	1.81	3.60	2.56	4.40	0.17	0.54	100.40
ST-48	66.20	16.00	0.50	4.20	0.10	1.70	3.80	2.70	4.30	0.10	0.50	101.10
ST-70	64.84	16.63	0.48	3.73	0.08	1.74	4.45	3.41	4.41	0.23	0.19	100.20
ST-72	62.12	16.61	0.55	4.56	0.10	2.32	5.22	3.08	4.13	0.27	0.36	99.30
ST-73	64.10	16.38	0.50	4.04	0.07	1.43	4.08	2.93	4.42	0.18	0.37	98.50
ST-74	63.60	16.07	0.58	4.35	0.08	1.73	4.42	2.97	4.01	0.18	0.54	98.50
ST-87	60.66	16.21	0.52	4.61	0.09	2.38	5.09	3.22	4.16	0.25	1.58	98.80

Tablo 2'nin Devamı.

ST-113	64.50	16.40	0.50	4.00	0.10	1.90	4.30	3.00	4.30	0.20	0.20	99.40
ST-127	65.98	15.41	0.53	4.44	0.08	1.91	3.85	2.57	4.56	0.18	0.24	99.80
ST-129	67.21	15.77	0.52	4.25	0.08	1.80	3.63	2.63	4.63	0.16	0.73	101.40
ST-130	68.21	15.07	0.42	3.32	0.06	1.46	2.92	2.62	4.90	0.13	0.23	99.40
ST-131	68.10	15.80	0.50	4.00	0.10	1.70	3.60	2.80	4.40	0.10	0.30	101.40
ST-132	65.55	15.22	0.55	4.34	0.08	1.91	3.99	2.54	4.26	0.17	1.32	99.90
ST-133	62.73	15.96	0.69	5.01	0.08	2.18	4.61	2.60	4.22	0.19	0.87	99.10
ST-134	66.10	15.73	0.56	4.30	0.08	1.90	3.73	2.60	4.70	0.17	1.20	101.10
ST-140	62.99	16.64	0.59	4.33	0.08	1.62	4.55	3.09	3.75	0.19	1.02	98.90
ST-142	63.97	16.46	0.48	3.93	0.08	1.85	4.75	3.34	4.57	0.25	0.28	100.00
ST-148	66.00	15.52	0.52	4.21	0.08	1.72	3.99	2.60	4.40	0.17	1.05	100.30
ST-152	64.90	15.00	0.60	4.50	0.10	1.70	4.10	2.60	4.10	0.20	0.90	98.70
ST-153	67.20	16.01	0.50	3.84	0.07	1.57	3.56	2.70	4.71	0.15	1.09	101.40
ST-158	67.83	15.80	0.47	3.35	0.06	1.44	3.17	2.79	4.56	0.14	0.61	100.20

	Cr	**Ni**	**Co**	**Cu**	**Pb**	**Zn**	**Rb**	**Sr**	**Ga**	**Th**	**Nb**	**Zr**	**Y**	**Ba**
ST-1	7	nd.	14	10	34	69	176	920	19	14	14	230	33	1690
ST-20	26	nd.	15	10	44	84	148	684	20	16	16	237	30	1119
ST-21	32	nd.	14	7	47	81	156	667	18	17	15	225	32	1141
ST-23	21	nd.	15	6	43	83	144	656	21	16	17	233	31	1105
ST-30	23	15	15	16	70	82	160	574	16	24	19	209	32	1173
ST-32	22	nd.	17	9	46	81	149	566	20	17	17	223	32	917
ST-47	21	nd.	15	7	52	86	163	590	20	21	17	213	34	987
ST-48	22	nd.	14	8	56	84	160	629	18	19	16	224	34	982
ST-70	28	nd.	13	12	57	91	166	761	18	15	16	208	31	1246
ST-72	16	nd.	16	8	42	78	132	809	19	16	15	207	27	1263
ST-73	11	nd.	14	10	48	89	161	639	20	13	17	235	32	1182
ST-74	20	nd.	15	11	37	92	156	607	22	15	16	230	32	1086
ST-87	12	nd.	16	6	38	78	134	885	20	14	16	220	27	1170
ST-113	14	nd.	13	15	36	84	147	643	20	15	14	190	26	1300
ST-127	34	nd.	15	8	61	83	156	629	18	17	16	215	33	1084
ST-129	11	nd.	14	6	55	82	165	640	16	74	16	226	32	992
ST-130	18	nd.	15	11	48	93	131	742	20	16	13	256	27	1119
ST-131	17	nd.	13	9	46	85	165	636	17	35	18	247	34	896
ST-132	25	nd.	15	12	42	83	156	622	19	22	21	242	32	887
ST-133	24	nd.	17	8	49	89	140	745	19	16	20	259	29	1339
ST-134	10	nd.	15	5	44	83	158	646	16	36	18	235	33	1198
ST-140	18	nd.	15	11	48	93	131	742	20	16	13	256	27	1119
ST-142	21	nd.	13	12	42	81	170	805	18	34	18	234	32	1111
ST-148	18	nd.	14	8	51	82	156	646	19	59	16	233	32	1084
ST-152	22	nd.	15	nd.	36	85	146	632	19	15	16	239	33	974
ST-153	16	nd.	13	8	55	82	160	682	20	23	13	228	31	1013

Tablo 2'nin Devamı.

ST-158	19	nd.	11	6	47	78	186	626	21	23	15	249	34	972

KARAKAYA MONZOGRANİTİ / MONZOGRANITE

Örnek No	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**TiO_2**	**tFe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	**AK**	**Toplam**
ST-29	68.90	14.99	0.42	2.95	0.05	1.29	2.69	2.60	4.90	0.13	0.61	99.50
ST-31	68.70	15.70	0.50	3.20	0.05	1.40	3.40	2.70	4.50	0.10	1.00	101.30
ST-34	67.75	15.73	0.49	3.28	0.06	1.55	3.17	2.77	4.68	0.16	0.81	100.50
ST-35	66.81	15.31	0.48	3.10	0.05	1.46	3.19	2.72	4.69	0.14	0.61	98.60
ST-44	67.66	15.61	0.53	3.47	0.06	1.52	3.49	2.63	4.60	0.16	0.62	100.40
ST-50	67.29	14.98	0.47	3.02	0.05	1.29	3.09	2.69	4.59	0.14	0.55	98.20
ST-55	68.09	15.73	0.47	3.21	0.06	1.55	3.52	2.76	4.56	0.16	0.36	100.50

	Cr	**Ni**	**Co**	**Cu**	**Pb**	**Zn**	**Rb**	**Sr**	**Ga**	**Th**	**Nb**	**Zr**	**Y**	**Ba**
ST-29	30	nd.	10	8	54	74	196	531	19	16	14	219	33	932
ST-31	28	nd.	11	7	38	76	183	608	20	18	16	229	33	835
ST-34	34	nd.	11	8	52	77	194	634	20	17	17	236	35	1014
ST-35	28	nd.	10	7	47	77	189	578	20	15	14	235	31	1011
ST-44	23	nd.	12	6	38	78	180	628	21	58	17	248	33	967
ST-50	21	nd.	10	10	38	76	184	597	21	11	15	239	33	1051
ST-55	34	nd.	11	8	38	75	180	644	20	18	21	246	34	940

Diğer açıklamalar için Çizelge 1'e bakınız/ See Table 1 for other explanations.

İnceleme alanının SW kesiminde Karandere vadisi boyunca gözlenen ve karakteri belirlenemeyen Karandere fayı, haritalanan alanın en önemli fayı olarak değerlendirilmiştir. Bu fay, zaman zaman doğrultu atımlı faylarla da ötelenmektedir (Şekil 2). İnceleme alanının doğusunda, Şerefoğlu- Seydiyar - Türüdüler köyleri arasında NW - SE ve daha sonra N-S doğrultusunda uzanan fayın da karakteri belirlenememiştir (Şekil 2).

3. PETROGRAFİ VE TÜMKAYAÇ JEOKİMYASI

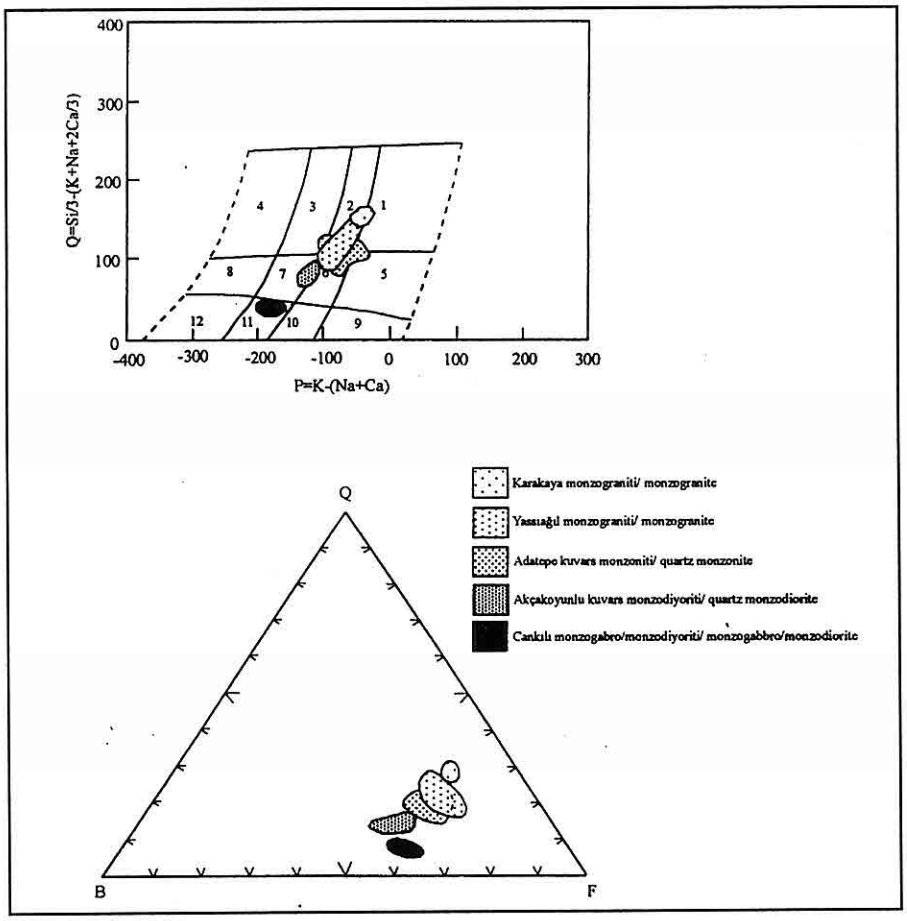
Yozgat batoliti SW kesimini oluşturan çalışma alanındaki monzonitik birlik, daha önce de belirtildiği gibi, alttan üste doğru, Cankılı monzogabro / monzodiyoriti, Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti, Adatepe kuvars monzoniti, Yassıağıl monzograniti ve Karakaya monzograniti olarak haritalanabilir beş alt birime ayrılmaktadır. Tümkayaç ana element analiz sonuçlarından elde edilen

kimyasal isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları Şekil 4 de verilen bu alt birimlerden Karakaya monzograniti hariç, diğerlerinin tümü, zaman zaman 5-6 cm'ye kadar ulaşabilen K-feldispat megakristallerinin varlığıyla karakteristik olan porfirik doku göstermektedir. Karakaya monzograniti ise tipik olarak tanesel dokulu ve orta tane boylu kayaçlardan oluşmaktadır. Cankılı monzogabro/monzodiyoriti kayaçlarının ana felsik bileşenleri plajiyoklaz, ortoklaz ve +kuvarstan oluşurken; mafik mineralleri ise öjit, amfibol (çoğunlukla hornblend ve daha az miktarda hastingsit) ve biyotitten oluşmaktadır. Öjit minerallerinin denge kristalleşmesi ile amfibole dönüştüğünü karakterize edecek şekilde, bazı amfibol minerallerinin çekirdeklerinde öjitler bulunmaktadır. Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti ile Adatepe kuvars monzoniti birimlerinin mineralojik bileşimleri birbirlerine benzemekte olup plajiyoklaz + ortoklaz + kuvars + hornblend + hastingsit + öjit + biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Ancak, Adatepe birimi felsik bileşenlerinde kuvars miktarı biraz daha fazladır. Akçakoyunlu kuvars monzodiyoritinde, ayrıca, öjit minerallerinin denge kristalleşmesi ile amfibol ve hatta biyotite dönüşümü de gözlenmektedir. Yassıağıl ve Karakaya monzogranitleri ise yine birbirlerine benzer mineralojik bileşim (kuvars+plajiyoklaz+ortoklaz+ hornblend + hastingsit + biyotit + öjit) sergilemekle birlikte; Karakaya birimi tanesel dokulu ve mafik mineral topluluğunda biyotit mineralinin amfibolden fazla olmasıyla karakteristiktir. Bu birimlerden Yassıağıl'da öjitlerin amfibole dönüşümü; Karakaya'da ise kuvars ve ortoklaz arasında gelişmiş olan grafik doku karakteristik özellikler olarak izlenmektedir.

Yozgat batoliti SW kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlerin tipik jeokimyasal özelliklerine göz atıldığında; bunların kalkalkalin (Şekil 5), kafemik (Şekil 6) ve normatif diyopsit içeren I-tipi (Şekil 7) karakteristiklere sahip oldukları görülmektedir.

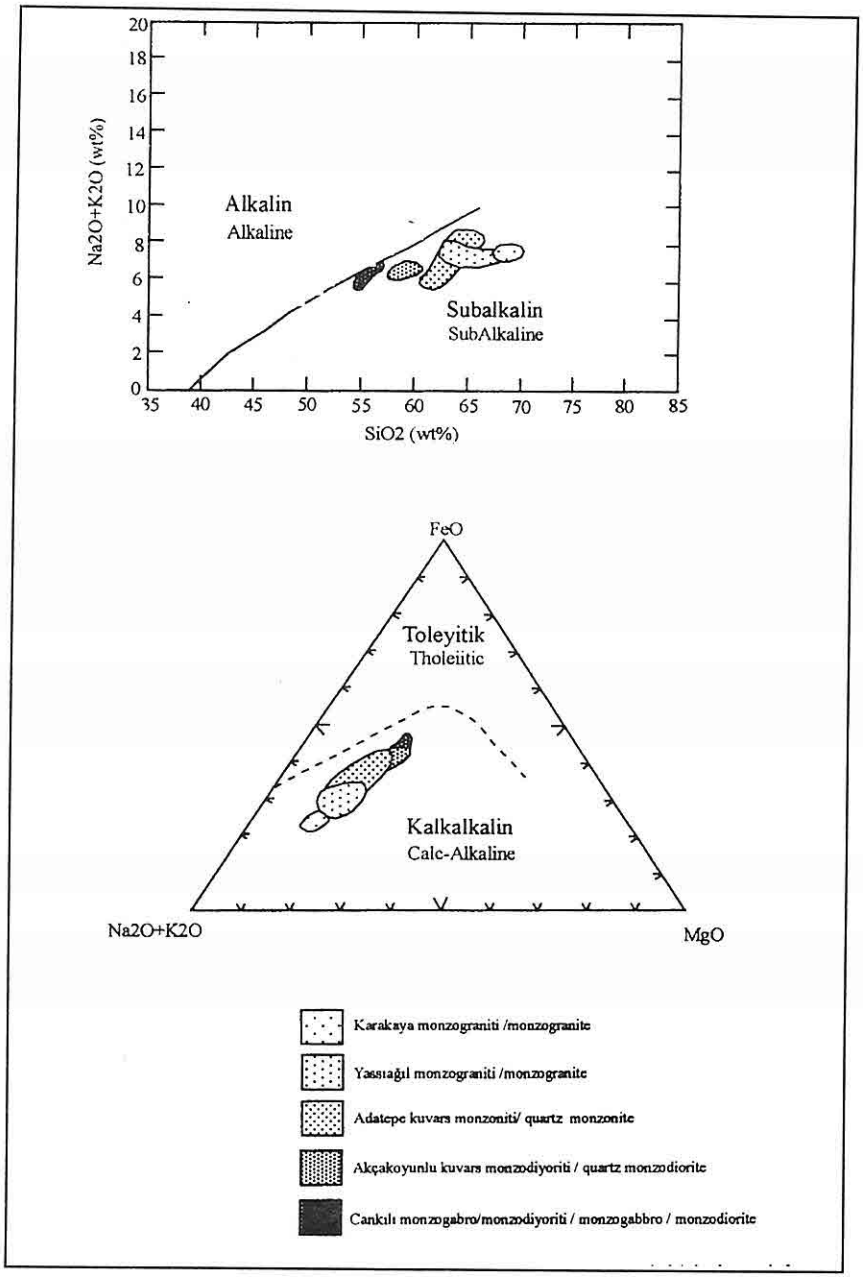
4. FRAKSİYONEL KRİSTALLEŞME

Kompozit bir batolit olan Yozgat batolitindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlerden Cankılı monzogabro /monzodiyoriti haritalanan alanda çekirdek konumunda yüzeylemekte olup; dışa doğru ilerlendikçe Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti, Adatepe kuvars monzoniti, Yassıağıl monzograniti ve en dışta ise Karakaya monzogranitinin diziliminden oluşan kabaca bir zonlanma gözlenmektedir (Şekil 2). Bu alt birimler arasındaki sınırların özellikle tedrici geçişli olması (özellikle Karandere vadisi içerisinde Kaderverdi yöresinin yaklaşık 1 km doğusunda Adatepe kuvars monzoniti ile Yassıağıl monzograniti arasındaki sınırın tedrici özellikte olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir) ve mafik mineral içeriklerindeki cpx →amf → bio azalım trendleri, ilk bakışta

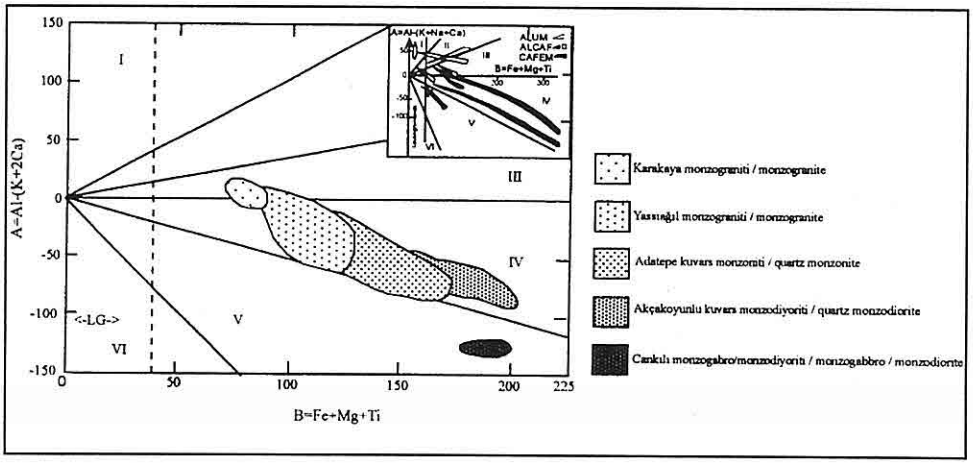


Şekil 4. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin kimyasal isimlendirme diyagramındaki (Debon & Le Fort,1983) konumları.

monzonitik birliği oluşturan hibrid magma kaynağının katılaşması sırasında FC sürecinin egemen olduğunu vurgulamaktadır. Arazi verileri ve mafik mineral içeriklerine göre sezinlenen FC sürecinin varlığı, Harker variogramlarıyla da kanılanmıştır. Her bir birimin çeşitli ana ve eser element içerikleri, SiO_2 içeriğine göre değerlendirildiğinde; ana elementlerden TiO_2, Al_2O_3, tFe_2O_3, MgO, CaO, P_2O_5'in artan SiO_2'ye göre azaldığı gözlenmektedir (Şekil 8). K_2O içeriğinin SiO_2 içeriğine göre değişimine bakıldığında ise artan K_2O içeriğine karşı SiO_2 içeriğinde de bir artışın varlığı gözlenmekte ve FC sürecini kanıtlamaktadır (Şekil 9). Ancak Adatepe kuvars monzonitinin K_2O içeriğinin, diğer birimlerden farklı olarak



Şekil 5. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin toplam alkaliler - silis diyagramında ve AFM üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları.



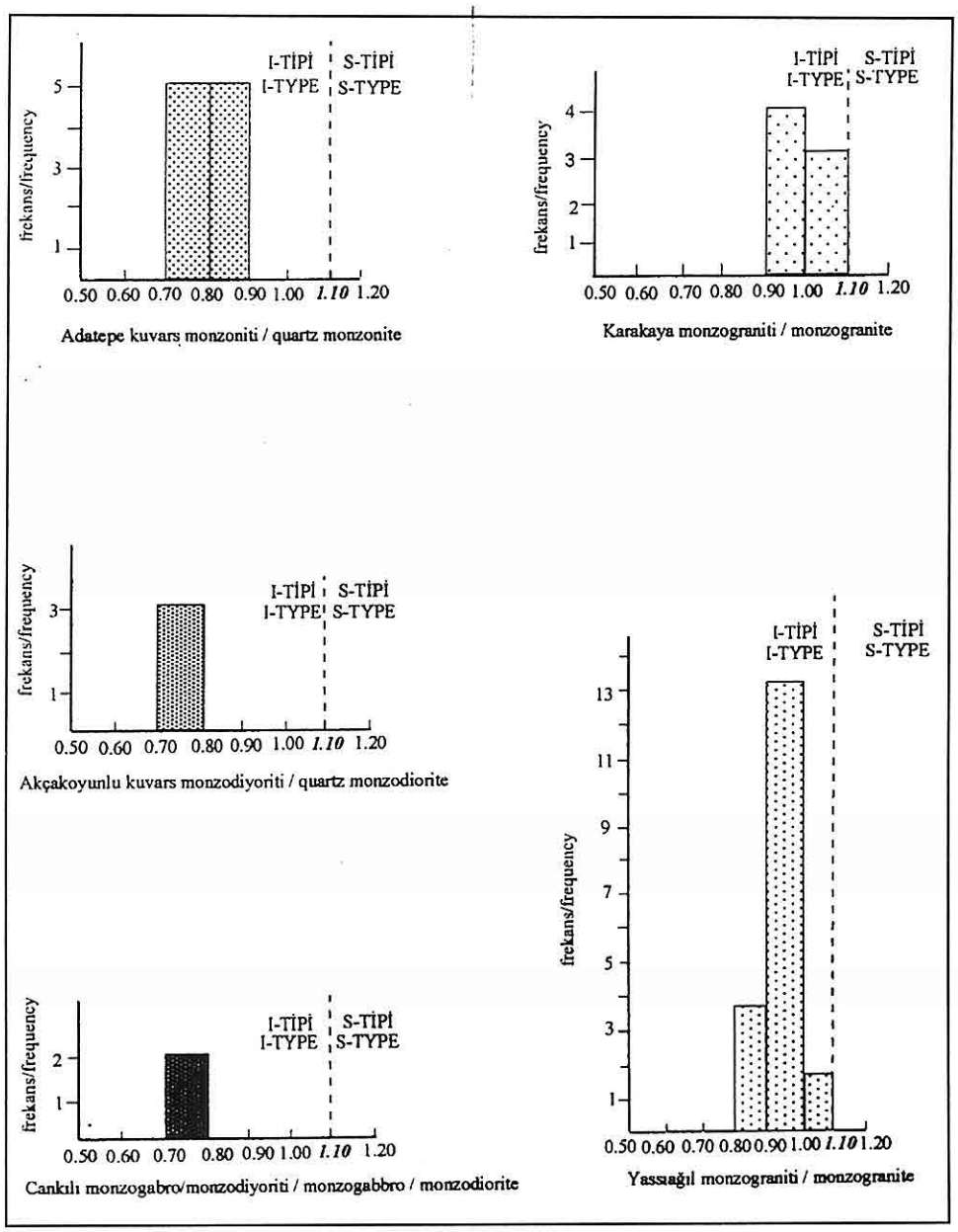
Şekil 6. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin karakteristik mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları.

% 3 ve % 5.5 arasında değiştiği gözlenmektedir. Bu durumun, K -f eldispat megakristallerindeki düzensiz artışdan kaynaklanabileceği gibi, örnekleme sırasındaki analitik hatalardan (örnek içerisinde K - feldispat megakristallerinin az veya çok oluşundan) kaynaklanabileceği de düşünülmektedir. FC süreci, ayrıca, granitik magmaların katılaşması sırasında karakteristik uyumsuz element olarak davranan Rb ve Ba elementlerinin (Jakes ve White, 1970, 1972; Mc Charthy ve Hasty, 1976; Wilson, 1989) K elementine göre davranışları ile de desteklenmektedir. Örneğin, Şekil 9 da görülen K/Rb-Rb ve K/Rb-K/Ba variogramlarında, şu ana kadar sunulan diğer tüm diyagramlarda olduğu gibi, Cankılı monzogabro/monzodiyoritinden Karakaya monzogranitine doğru gelişen bir FC sürecinin varlığı açık bir şekilde gözlenmektedir.

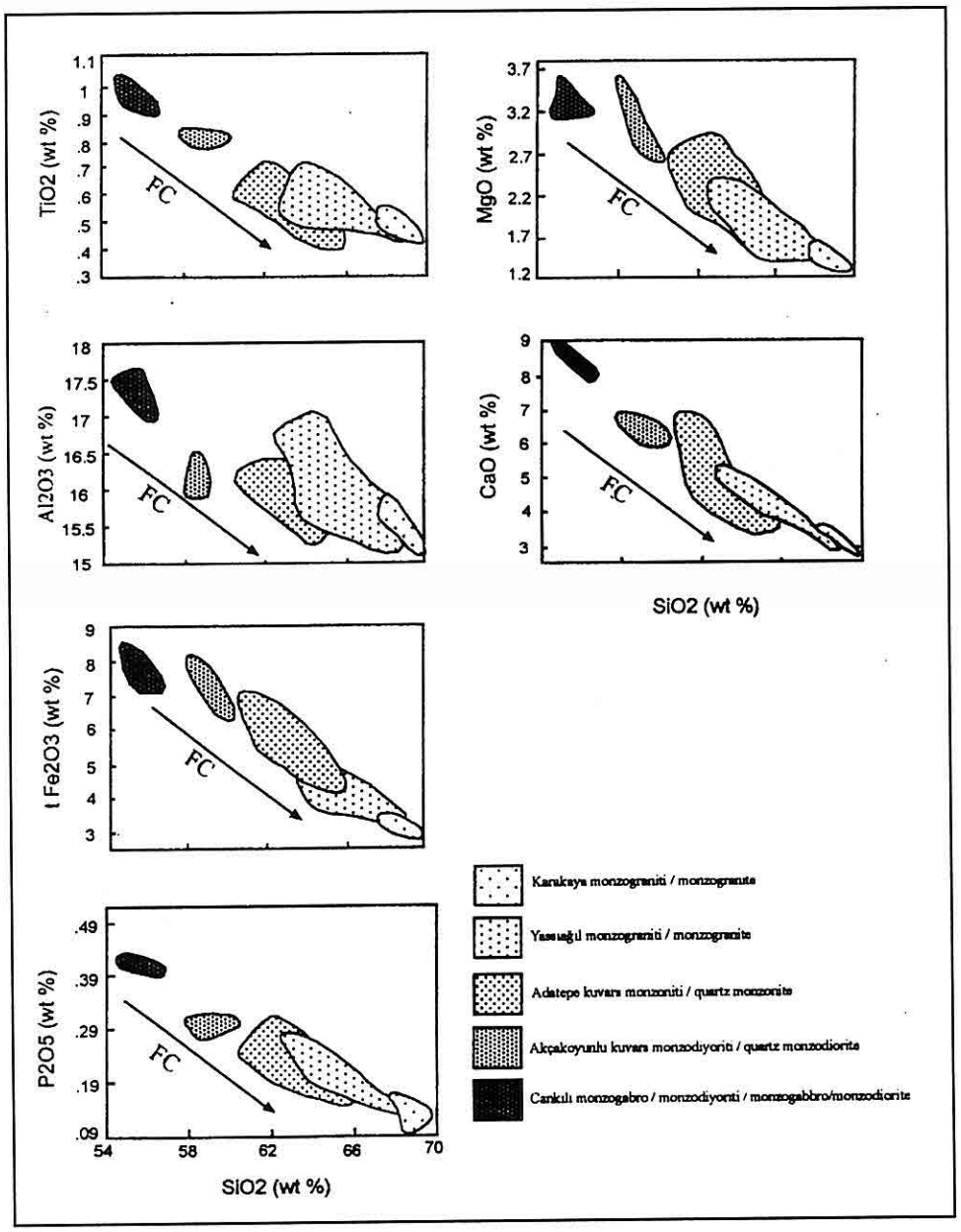
Diğer taraftan, bu birimlerin eser element içeriklerinin SiO_2'ye göre olan değişim diyagramlarında artan SiO_2 içeriğine göre Co ve Zn gibi elementlerde azalma; Rb ve Pb gibi elementlerde ise artış saptanmıştır (Şekil 10). Burada dikkat edilmesi gereken bir nokta ise, Adatepe kuvars monzonitinin K_2O içeriğindeki dalgalanmanın (Şekil 9), Rb içeiriğinde de hissedilir bir biçimde gözlenmesidir (Şekil 10). Çünkü, yaygın bir şekilde bilindiği gibi, herhangi bir magmanın katılaşması sırasında ana elementlerden K ile eser elementlerden Rb daima birlikte davranmaktadır (Wilson, 1989; Mason ve Moore, 1982).

5. MAGMA KARIŞMASI (MAGMA MINGLING / MIXING)

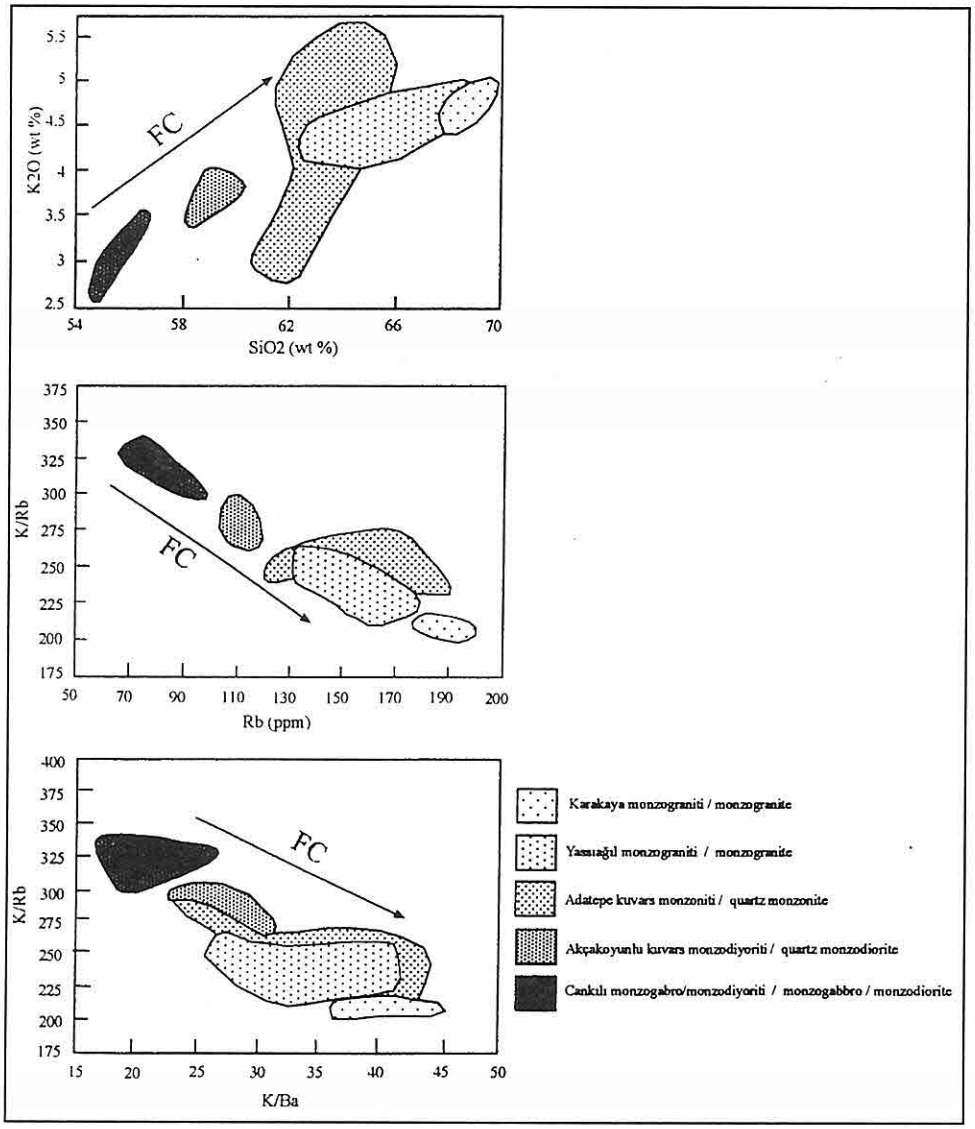
Yozgat batoliti SW kesiminde yüzeylenen monzonitik birliğe ait alt



Şekil 7. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin ASI (Alüminyum Saturasyon İndeksi; White ve Chappel, 1988) değerlerinin frekans dağılımı. I ve S tipi kayaçları ayıran sınır Chappel ve White (1974)'ten alınmıştır.

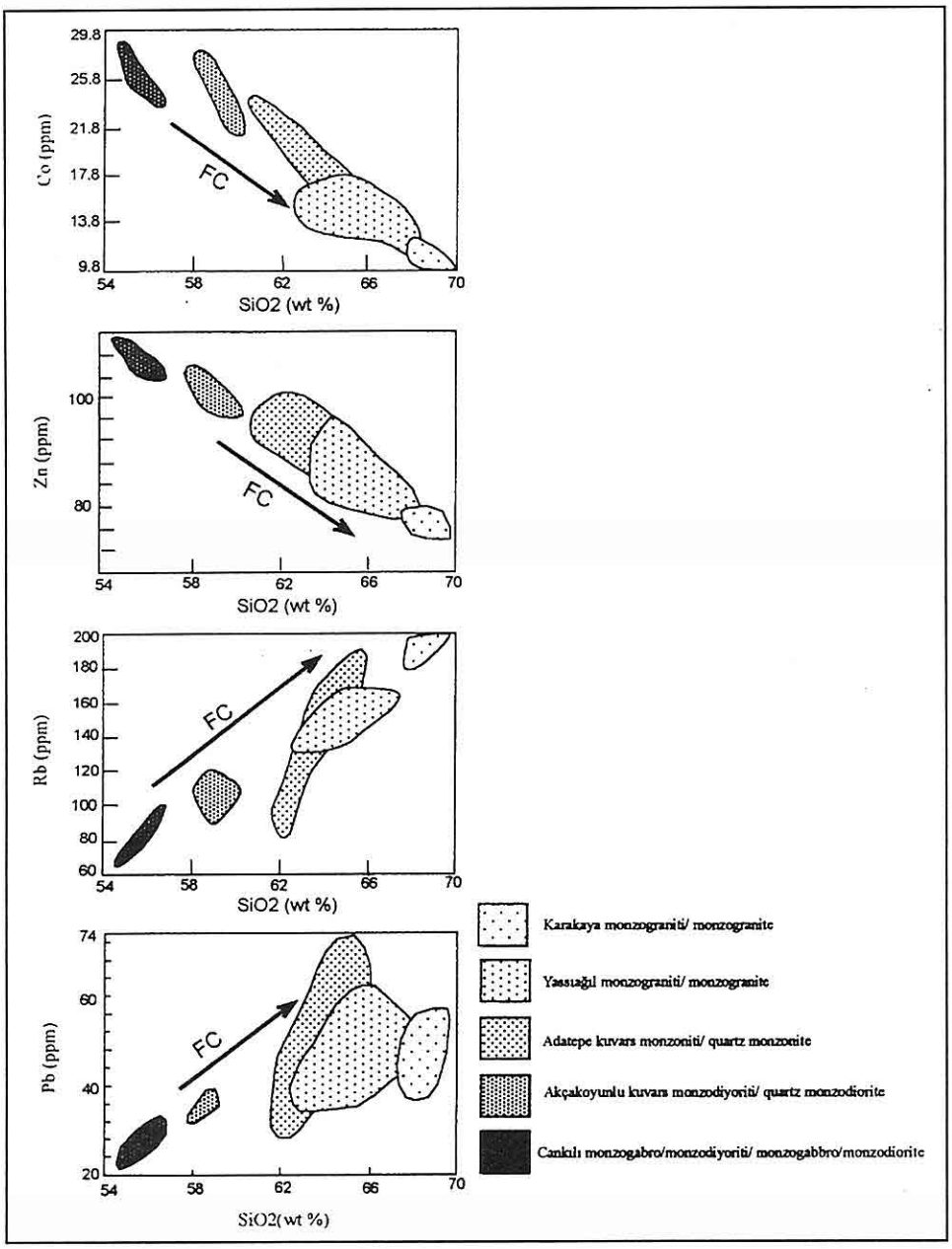


Şekil 8. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin ana elementlerinden TiO_2, Al_2O_3, tFe_2O_3, P_2O_5, MgO ve CaO içeriklerinin SiO_2 içeriğine karşı değişimini gösteren Harker diyagramları. FC oku, fraksiyonel kristalleşme yönünü gösterir.



Şekil 9. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin K_2O-SiO_2 , K/Rb - Rb ve K/Rb - K/Ba değişim diyagramlarındaki konumları. FC oku, fraksiyonel kristalleşme yönünü gösterir.

birimleri oluşturan magma kaynağının, eşyaşlı (co-eval) felsik ve mafik magmaların karışarak meydana getirdikleri hibrid bir magma kaynağı olduğuna ilişkin gözlemler, arazi çalışmaları, mikroskopik dokusal



Şekil 10. Yozgat batoliti GB kesimindeki monzonitik birliği oluşturan alt birimlere ait kayaç örneklerinin eser elementlerinden Co, Zn, Pb ve Rb içeriklerinin SiO_2 içeriğine karşı değişimini gösteren Harker diyagramları. FC oku, fraksiyonel kristalleşme yönünü gösterir.

incelemeler ve eser element jeokimyası verilerine dayanmaktadır.

Arazide yapılan çalışmalarda, monzonitik birliğin tüm alt birimlerinde yaygın olarak görülen cm-dm boyutlu ve genellikle yuvarlağımsı - elipsoyidal biçimli mikrogranüler mafik magmatik enklavlar (MME), eşyaşlı magmalardan visko -plastik özellikli mafik olanının, Newtonian davranış aşamasında olan felsik magma ile karıştığında; aradaki viskozite farklılığından dolayı aniden katılaşarak felsik magmatik kayaçlar içerisinde mafik magma damlacıklarını/ kabarcıklarını karakterize eden oluşuklar olarak (Didier ve Barbarin, 1991; Fernandez ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) değerlendirilmiştir. Böylece, MME oluşuklarının gözlenmesi, henüz arazi çalışmalarının başlangıcında, bu kayaçların oluşumunda eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen bir şekilde karışmalarının (magma mingling) kanıtı olarak yorumlanmıştır. Benzer şekilde, Karakaya monzograniti hariç diğer tüm birimlerde görülen ve zaman zaman 5-6 cm'ye kadar ulaşabilen K - feldispat megakristalleri de eşyaşlı mafik ve felsik magma kaynakları arasında bir karışımın (mingling/mixing) gerçekleştiğini (Vernon, 1986; Pitcher, 1993; Ekici ve Boztuğ, 1997) göstermektedir.

Sadece mikroskopik incelemelerde saptanabilen ve ancak Newtonian davranış gösteren eşyaşlı felsik ve mafik magmaların homojen bir şekilde karışmaları (magma mixing) sonucu gelişebileceği ileri sürülen (Hibbard 1991, 1995) bazı özel doku çeşitleri, Yozgat batoliti SW kesimini oluşturan monzonitik birliğin alt birimlerinin hemen hemen tamamında görülmektedir. Bu dokular plajiyoklaz etrafında K-feldispat gelişimiyle karakteristik olan antirapakivi mantolanması, plajiyoklaz içerisinde görülen mafik mineral inklüzyonları, plajiyoklaz minerallerinde gelişen erime/çözünme yapıları, plajiyoklaz minerallerindeki çivi başlarına benzer yamalar, bıçağımsı biyotitlerdir.

Viskozite özellikleri bakımından Newtonian davranış aşamasında olan eşyaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışmaları (magma mixing) sonucu meydana gelen hibrid magmalardan itibaren oluşan kayaçlardaki eser element/eser element oranlarının birbirlerine göre olan değişim diyagramlarında daima hiperbolik trendlerin elde edildiği bilinmektedir (Cox ve diğ., 1984; Albaréde, 1996; Tatar, S; Boztuğ, D; Ekici, T; Otlu, N, 1997). Yozgat batoliti SW kesimindeki monzonitik birliğe ait HFS/HFS - LIL/LIL eser element oranlarının kullanıldığı diyagramlarda da hiperbolik trendler elde edildiğinden dolayı magma mixing sürecinin jeokimyasal kanıtları olarak değerlendirilmiştir.

Sonuç olarak, bütün bu verilere göre, kompozit karakterli Yozgat batolitinin oluşumunda, eşyaşlı felsik ve mafik magmaların karışarak (magma mingling / mixing) meydana getirdikleri hibrid bir monzonitik magma kaynağının katılaşması sırasında etkin olan FC süreci

ile Cankılı monzogabro/ monzodiyoriti → Akçakoyunlu kuvars monzodiyoriti → Adatepe kuvars monzoniti → Yassıağıl monzograniti → Karakaya monzograniti birimlerinin oluştuğu ileri sürülebilmektedir.

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yozgat batoliti, Orta Anadolu'daki batolitlerin en önemlilerinden birisini oluşturmaktadır. Çünkü bu batolit, farklı zamanlarda, farklı jeodinamik ortamlarda, farklı kaynak kayaçların farklı derecelerde kısmi erimeye uğramaları sonucu oluşan farklı magmaların katılaşması ile meydana gelmiş olan kompozit bir batolittir (Boztuğ, 1991; Erler ve Bayhan, 1995; Ekici ve Boztuğ, 1997). Bu kompozit batolitteki monzonitik birliği oluşturan alt birimlerde yürütülen arazi çalışmalarının yanısıra mineralojik - petrografik ve jeokimyasal çalışmalar; monzonitik birliği oluşturan magmanın eşyaşlı felsik ve mafik magmaların karışması sonucu meydana gelen hibrid bir magma olduğunu ve bu magmanın katılaşması sırasında FC sürecinin etkin olduğunu ortaya koymuştur.

Dar anlamda Yozgat batolitinin, geniş anlamda ise Kırşehir bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 1991) olarak tanımlanan magmatik-metamorfik kayaç kompleksinin jeolojik evriminin daha iyi açıklanabilmesi için (örneğin, Anatolid - Pontid çarpışması sonucu güneydeki Anatolidlere bindiren Pontid segmentinin yol açabileceği terslenmiş metamorfizma "reversed metamorphism" ürünü olup olamayacağının açıklanabilmesi için) ivedilikle yapılması önerilen çalışmalar şunlardır:

Metamorfik ve magmatik kayaçlarda uygun yöntemlerle mutlak yaş tayini ve izotop jeokimyası çalışmaları.

Batolitte yürütülecek olan tümkayaç REE ve mineral kimyası analizleri ile mixing ve FC süreçlerinin jeokimyasal modelleme çalışmaları.

7. KAYNAKLAR

Albaréde, F., 1996, Introduction to Geochemical Modelling, Cambridge University Press, pp. 543.

Barbarin, B. and Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 145-153.

Bingöl, E., 1989, 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. MTA Yayını, Ankara.

Boztuğ, D., 1991, Kırşehir bloğundaki Yozgat batoliti Doğu kesiminin (Sorgun güneyi) Petrografisi, ana element jeokimyası ve petrojenezi. İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri, 8,1-2, (baskıda).

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y., 1994, İç-doğu Anadolu alkalin provensindeki Kösedağ plütonu (Suşehri -KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve petrojenezi. T.J.K. Bült. C. 37,sayı 2, s. 1-14.

Boztuğ, D., 1997, Post-collisional acentral AnatolIan Alkaline Plutonism, Turkey.

Boztuğ, D., Yilmaz-Şahin, S., Otlu, N. and Tatar, S. (eds), 1997, Proceeding of the TÜBİTAK- BAYG / NATO D Programme on " Alkaline Magmatism (thearetical considerations and a field excursion in Central, Anatolia", October 2-11, 1997, Dept. of Geological Engineering, C.Ü. Sivas, p. 105-146.

Boztuğ, D. ve Yılmaz, S., 1997, Some variabilities in the partial melting of the source and solidification processes of the melts in the genesis of the Central Anatolian (CA) postcollisional alkaline plutonism, Turkey. European Union of Geosciences (EUG) 9, Strasbourg-France, p. 502.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types, Pac. Geol., 8, 173-174.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1984, The Interpretation of Igneous Rocks.London: George Allen and Unwin, pp. 450.

Debon F. and Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal society of Edinburg: Earth sciences, 73, 135-149.

Didier, J. and Barbarin, B., 1991, Enclaves and granite petrology: Devolopments in petrology No. 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.

Ekici, T., 1997, Yozgat Batoliti Yozgat Güneyi Kesiminin Petrolojisi. C.Ü. Fen Bilimleri Ensitütüsü Yüksek Lisans Tezi, (yayınlanmamış), 75 s. 1 ek.

Ekici, T. ve Boztuğ, D., 1997, Anatolid - Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yer alan Yozgat batolitinde Syn-COLG ve Post-COLG Granitoyid Birlikteliği. Ç.Ü. Jeoloji müh. 20. Yıl Sempozyumu, Bildiri özeti, s. 217, Adana

Erkan, Y., 1994, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri. TMMOB Jeoloji Mühendisliği Odası Yayınları: 42. s.405.

Erkan, Y., 1995, Magmatik Petrografi. Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ders Notları, s.169.

Erler, A. Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A., ve Önen, P., 1991, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası. Doğa - Tr. J. of Engineering and Environmental Sci., 15, 76-100.

Erler, A. ve Bayhan, H., 1995, Orta Anadolu Granitoidleri' nin genel değerlendirilmesi ve sorunları. Yerbilimleri 17, 49-67.

Fernandez, A.N. and Barbarin, B. 1991, Relative rhology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves: In: Didier, J. and Barbarin, B.(eds), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, 263-275.

Govindaraju, K., 1989, Compilation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards newsletter, 13, 1-113.

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu,

Y., Erler, A. ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi. TPAO Rapor No: 2909.

Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, T.K., 1994, Alpine collisional-type granitoids from Western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Jour. Of Kocaeli Univ., Earth Sci., No. 1, pp. 39-46.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, Y. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimantary Record of a Neo-Tethyan Closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 467-482.

Hibbard, M. J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems: In Didier, J. and Barbarin, B (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.

Hibbard, M. J., 1995, Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall. 587pp.

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971., A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Can. Jour. Earth. Sci., 8, 523-548.

İlbeyli, N. and Pearce, J., 1997, Petrogenesis of the collision - related Central Anatolian Granitoids, Turkey. European Union of Geosciences (EUG-9), Strasbourg - France, pp. 502.

Jakes, P. and White, A. R. J., 1970, K/Rb ratios of rocks from Islands arcs. Geochim. et. Cosmochim. Acta, 34, 849-856.

Jakes, P. and White, A. R. J., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks and orogenic areas. Bull. Geol. Soc. Am., 83, 29-40.

Ketin, İ, 1955, Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin Tektonik Durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. Sayı I, cilt VI,

Mason, B. and Moore, C. B., 1982, Principles of Geochemistry, John Wiley and Soons, New York, 344 p.

Mc Charty, T. S. and Hasty, R. A., 1976, Trace element distribution patterns and their relation to crystallization of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351- 1358.

Pitcher, W.S., 1993, The Nature and origin of Granite. Chapman and Hall, 321 p.

Poisson, A., 1986, Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The neo-Tethysian oceanic troughs. Sci.de la terre, Mem., 47, 311-328.

Tatar, S., Boztuğ, D., Ekici, T. and Otlu, N., 1997, Outward fractional crystallization and magma mingling/mixing processes in the SW part of the Yozgat Batholith, Central Anatolia, Turkey. European Union of Geosciences (EUG-9), Strasbourg - France, p.460.

Vernon, R. H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites Phenocrysts, not porphyroblasts:Earth-Sci.Rev.,23,1-63.

White, A. R.J. and Chappel, B.W., 1988, Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Folt Belt. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences, 79, 169-181.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, London Unwin Hyman. pp. 456.

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994, Granitoyid petrojenezinde magma mingling / mixing kavramı, Jeoloji Mühendisliği, 44-45, 1-20.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

BAHÇE-HARUNİYE (ADANA) OFİYOLİTİNE BAĞLI KROMİT CEVHERLEŞMELERİ

Ender SARIFAKIOĞLU
M.T.A., Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir/Türkiye
Mesut ANIL
Ç.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Haruniye-Bahçe (Adana) arasındaki inceleme alanında Paleozoyik yaşlı istif yer alır. Bu istifin üzerine Mesozoyik yaşlı Amanos Grubu karbonat kayaları yüzeyler. Yerleşim yaşı Üst Kretase olan ofiyolitik seri, alttaki birimlerle tektonik dokanaklıdır. Paleosen-Eosen yaşlı Hacıdağ Formasyonu, Ofiyolitik seri üzerinde diskordanslıdır. Ofiyolitik serinin ve Hacıdağ Formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen yaşlı Kızıldere Formasyonu ve sahanın muhtelif yerlerinde küçük mostralar şeklinde rastlanan Oligosen-Miyosen bazaltları bulunmaktadır.*

Genellikle serpantinleşmiş harzburjit içinde çoğu kez dunitik bir zarfla çevrili düzensiz damar/band, adese ve saçınımlı kromitlere rastlanır. Kompakt, nodüler, saçınımlı ve bandlı kromitlerden yapılan parlak kesitler Maden mikroskobunda incelenmiştir. Parlak kesitler üzerinde yapılan incelemelerde kromit kristalleri içinde veya onların kırık ve çatlaklarında, ya da dünitik gang içinde birincil pendlandit, millerit, heazlowoodit gibi nikelsülfür mineralleriyle, özellikle ikincil manyetitlere rastlanılmaktadır. Aynı örneklerden yapılan parlak kesitler üzerinde mikroprop analizleri yapılarak elde edilen sonuçlar çeşitli jeokimyasal diyagramlarla değerlendirilmiştir. Alüminyumca zengin olduğu saptanan kromitlerin, kökensel olarak podiform tipde oldukları görülmüştür. Bahçe bölgesinde görülen kromitlerin bu özellikleri ile Akdeniz Bölgesindeki ofiyolitlere bağlı diğer kromit yataklanmaları arasında büyük benzerlik olduğu söylenebilir.

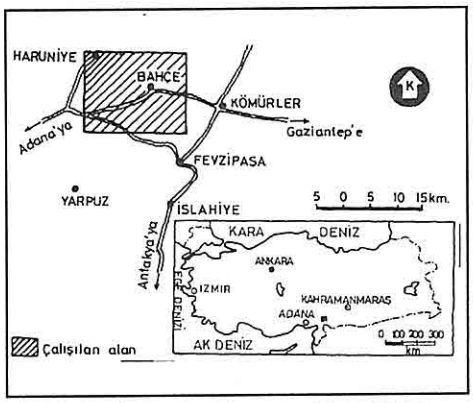
CROMITE DEPOSITS BELONG TO OPHIOLITIC SERIES OF BAHÇE - HARUNIYE (ADANA) PROVINCE

ABSTRACT: *The study area is located in the Haruniye-Bahçe (Adana) and consists of Paleozoic aged formations. Mesozoic aged carbonates of Amanos group overlie on the Paleozoic formations. Ophiolitic series are in Upper Cretaceous age and exhibit a tectonic contact with the lower units. Paleocene-Eocene aged Hacıdağ formation deposited with a unconformity on the Ophiolitic series. Miocene aged Kızıldere formation overlies unconformably to the older Hacıdağ formation. Oligocene bazalts are found in small places of the study area. Generally chromite mineralisation occurs in*

the harzburgites surrounded with dunitic bands and they are usually in lenticular and disseminated form. The petrographic study of the chromite ore has been carried out on polished blocks using a reflected light microscope. The same samples were analysed to assess the geochemistry using micro-probe method. The samples were examined in detail and applied together with physical (macroscopic) properties to establish mineral assemblage of the ore and the paragenetic sequence of mineral development. Primary sulphide minerals such as pentlandite, millerite, heazlevoodite and secondary magnetite have developed in fissures and fractures of the cromite crystals and dunite gangue. The study showed that aluminium rich chromite was podiform type in origin. It may be said that there is close similarities between the main characteristics of the chromites in the study area and the other chromites associated with ophiolite series in the Mediterranean region.

1.GİRİŞ

Adana İli' nin 137 km doğusunda bulunan ve yaklaşık 221 km^2'lik alanı kaplayan inceleme alanında (Şekil 1), Amanos dağ yükseliminde Paleozoyik yaşlı Kardere Formasyonu, Kızlaç Formasyonu, Akçadağ Grubu, Bahçe Formasyonu, Kırtaş Kuvarsit Üyesi ve Hasanbeyli Formasyonundan oluşan bir istif gözlenir (Sarıfakıoğlu, 1993). Amanos Grubu'na ait karbonat kayaları Paleozoyik yaşlı istif üzerinde açılı

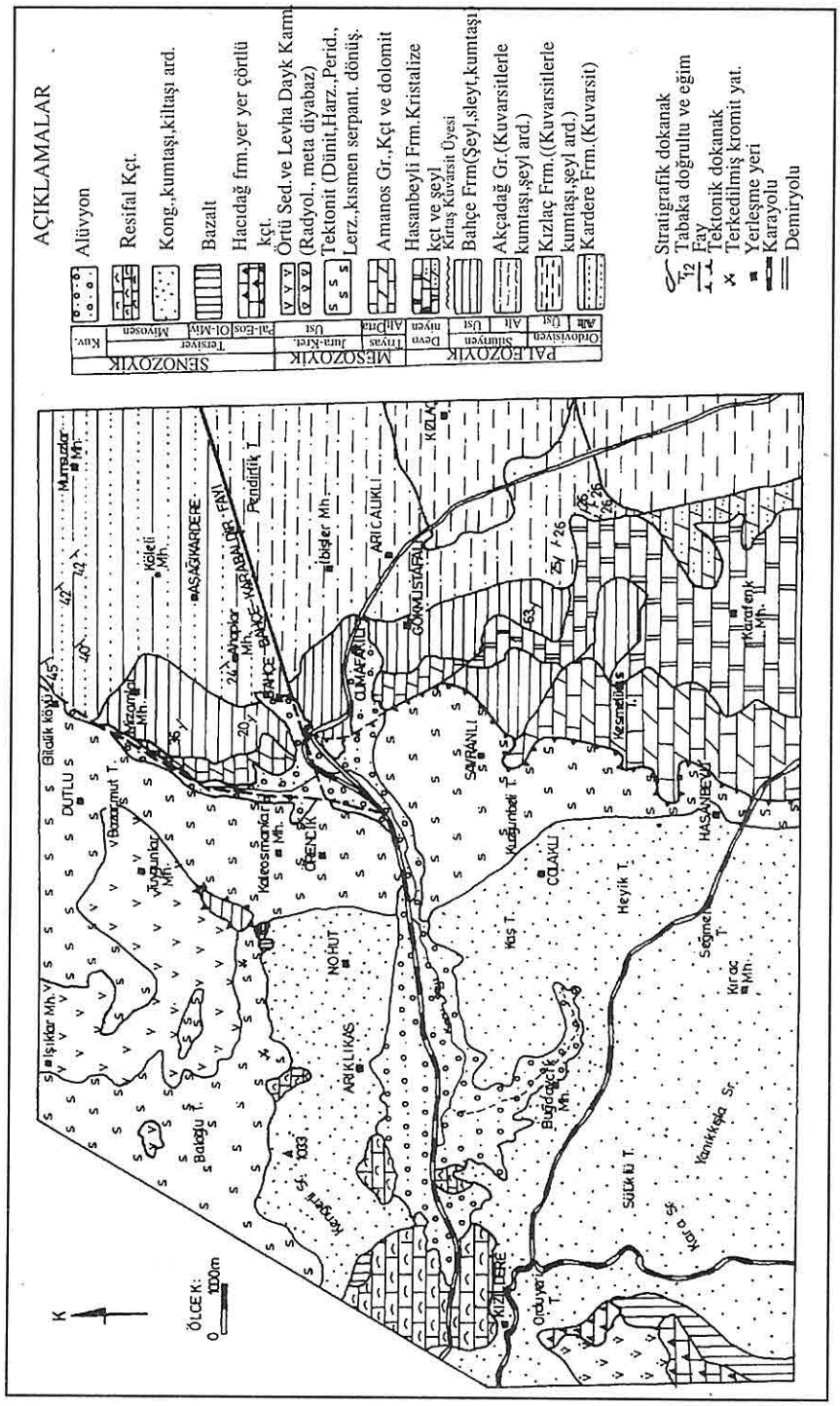


Şekil 1. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası.

diskordanslı olup, bunların üzerine Üst Kretase'de (Kampaniyen sonrası - Üst Mestriştyen öncesi) ofiyolitik seri bindirme ile yerleşmiştir. Ofiyolitik seri üzerine açılı diskordansla Poleosen - Eosen yaşlı Hacıdağ Formasyonu ve Miyosen yaşlı Kızıldere Formasyonu gelmektedir. Kuvaterner yaşlı taraça ve alüvyonlar ise dere yatakları boyunca gözlenir (Şekil 2).

Ofiyolitik seri, alttan üste doğru kısmen veya tamamen serpantinleşmiş harzburjitler ile bunlarla ardalanmalı dunitlerden oluşan tektonitler, gabrolardan oluşan kümülatlar ve bunları kesen dolerit-diyabaz daykları ile örtü sedimanlarından radyolarit ve sileksitlerden oluşmuştur (Sarıfakıoğlu ve Anıl, 1994).

İnceleme alanında ekonomik değeri olan cevherleşmeler kısmen veya tamamen serpantinleşmiş ultrabazik kayaçlarla kökensel ilişkilidir. Petrografik gözlemlerde ultrabazik kaya türü olarak kısmi ve ileri derecede



Şekil 2. Çalışma Alanının Jeoloji Haritası(Sarıfakıoğlu ve Anıl, 1994).

serpantinleşmiş harzburjit, dunit ve lerzolit tesbit edilmiştir (Sarıfakıoğlu ve Anıl, 1995). Sahada yaygın olarak izlenen bu kayaçlar, podiform tipi kromit yatakları içerir.

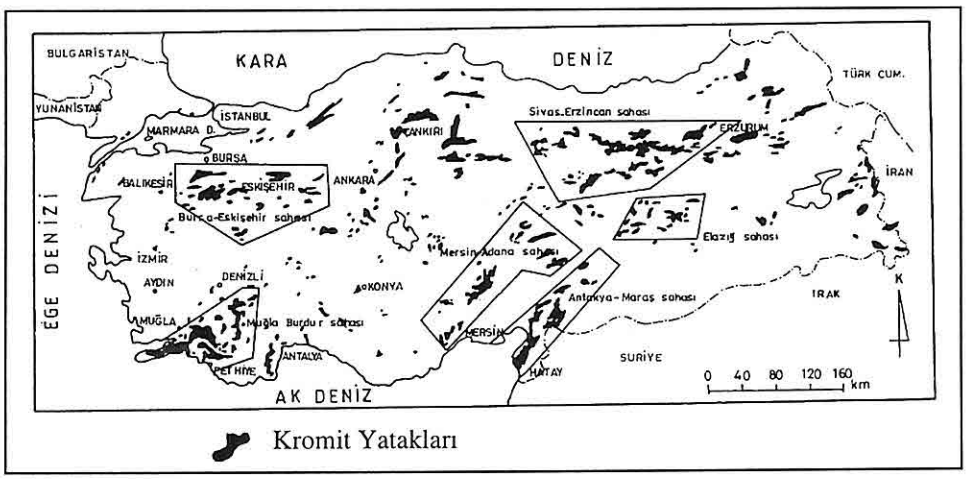
2. KROMİT YATAKLARININ GENEL ÖZELLİKLERİ

Alpin (Podiform) tipi olarak nitelendirilen Türkiye'deki kromit yatakları, Anadolu' yu doğu-batı yönünde kateden başlıca üç metalojeni kuşak içerisinde bulunur. Kromit yataklarının yoğunlaştığı bölgeler; Elazığ Bölgesi, Muğla-Burdur Bölgesi, Bursa - Eskişehir Bölgesi, Mersin - Adana Bölgesi, Sivas - Erzincan Bölgesi ve Hatay - Kahramanmaraş Bölgesi' dir (Şekil 3).

Haruniye-Bahçe (Adana) ilçeleri arasında yer alan çalışma sahasındaki kromit yatakları Hatay - Kahramanmaraş bölgesinde yeralmaktadır.

Çalışma alanında; Keller Köyü, Mercanlar Köyü, Kocatarla Tepe, Selamlar Köyü, Aygır Köyü, Savranlı köyü ve Hasanağa Tepe civarında ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitik tektonitler içerisinde yer alan kromit yatakları ileri derecede serpantinleşmiş dunitik ince bir kılıf ile çevrilidir. Kromit cevheri genellikle masif (kompakt) tipte olup, nodüler, saçınımlı (dissemine) ve ince bandlar şeklinde gözlenmektedir.

Masif tipi cevherde, çoğunluğu özşekilsiz olan iri kromit kristalleri gözlenmektedir. Gang minerallerini ise



Şekil 3. Alpin (Podiform) Kromit Yataklarının Türkiye'deki Konumu.

serpantin grubu mineralleri oluşturur. Masif tipli cevher diğer cevher tiplerine nazaran daha alt kesimlerde rastlanılmaktadır. Çalışma alanında Keller Köyü (Bahçe) dolayında gözlenen cevherleşme genellikle masif ve saçınımlı türdeki yataklanmalardır.

Bölgedeki kromit aramaları mostra madenciliği şeklinde yürütülmüş olup, bölgede 10' dan fazla ruhsat sahası bulunmasına rağmen önemli sayılabilecek madencilik faaliyeti

gerçekleştirilmemiştir. İşletilebilir boyutlardaki kromit mostraları kuyu, yarma ve basit galeriler açılarak çıkarılmış ve faaliyetler daha çok krom piyasasının yüksek olduğu zamanlarda yoğunlaşmıştır.

Sahada bulunan kromit yataklarının hepsinde gözlenen saçınımlı kromitler, cevherce zengin zonlar ile serpantinleşmiş peridotitler arasında geçiş oluşturur. Bu cevher tipinde gang minerali olarak serpantinleşmiş olivin hakimdir. Küçük kromit kristalleri anakayaç içerisinde dağınık halde bulunur.

Bandlı kromitler de hemen her ocakta görülmekte olup, kromit oranı %20'yi geçmeyen kromitli dünit bantlarıyla %2' in altında Cr_2O_3 içeren steril dünit bandlarının ardalanmasıyla özellik taşırlar. Bu bandlar da tektonizmadan epeyce etkilendiklerinden yanal devamlılıkları oldukça sınırlıdır.

3. CEVHER TİPLERİ VE MİKROSKOPİK GÖZLEMLER

Bölgedeki kromit cevherleşmeleri içinde en yaygın tip kompakt (masif) kromitlerdir. Bunların çoğu tektonik zonlar içinde milonitik bir özellik kazanmış olup, kromit içerikleri de oldukça yüksektir (% 35-52 Cr_2O_3). Nodüler kromite oldukça seyrek rastlanır ve bu cevher tipi ileri derecede serpantinleşmiş dünit içinde genellikle heterojen ve çoğu deforme olmuş nodüller gösterirler. Bandlı kromit yer yer görülür ve bu bandların kalınlıkları 3-5 cm ile nadiren 10 cm'den daha büyüktür. Çoğu 1 mm'nin altındaki öz ve yarı öz şekilli kromit kristallerinden oluşan cevher bandlarıyle fıstık yeşili rengli serpantinize dünit bandlarının ardalanmaları ile karakteristiktir. Saçınımlı kromit ise en yaygın cevher tipi olup, düşük tenörü sebebiyle fazla rağbet görmemiştir.

3.1. Kompakt (Masif) Kromit

Bu cevher tipine hemen her ocakta rastlanır. Kromit kristallerinin oldukça düzenli bir şekilde dağılımı dikkat çeken kompakt kromitlerin fay aralığına sıkışarak ezilmiş zonlara yerleşenlerinde metalik bir görünüm hakimdir. Elmas testereyle kesildiklerinde kromit kristallerinin dokanakları çıplak gözle görülmeyecek kadar deforme olmuş oldukları anlaşılır. Tektonizma sırasında oluşan ve cevheri kateden kılcal çatlakların ise tamamen krizotil ve lizardit tarafından doldurulduklari görülmektedir.

Kompakt kromitlerden yapılan parlak kesitlerin maden mikroskobundaki incelemelerinde kromit kristallerin oldukça deforme oldukları görülmüştür. Kristallerin çeperlerinden ve çatlaklarından başlayarak manyetitleştikleri (Levha I, Şekil 1-2) görülmekte olup, bu çatlaklar içinde veya kristaller içinde kapanım halinde nikelsülfür minerallerine rastlanmıştır. En çok pendlandit (Levha I, Şekil 3) 'in gözlendiği kompakt kromitlerde yer yer heazlewoodit (Levha I, Şekil 4-5), millerit gibi minerallere de rastlanmaktadır (Levha I, Şekil 6).

LEVHA I

Şekil 1. Masif Kromitlerde (Cr) görülen kataklazma ve manyetitleşmeler (m). Kataklazmaya bağlı olarak manyetitleşmenin çeperden başlayarak geliştiği açıkça görülmektedir. Maden Mikroskopu (yağda).

Şekil 2. Benzer olayın detay görüntüsü. Kromit (Cr) kristallerinin çatlak ve çeperlerden başlayarak gelişen manyetitleşmeler (m). Maden Mikroskopu (yağda).

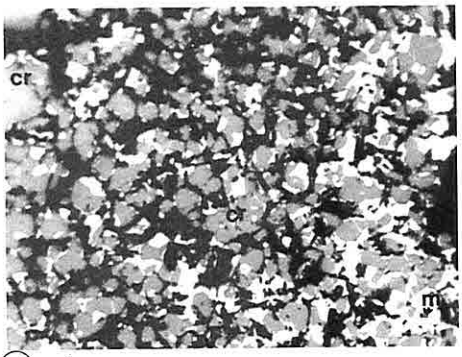
Şekil 3. Gerek Kromit (Cr) kristalleri içinde ve gerekse serpantinlişmiş gang içinde izole olarak pendlandit (p) kristallerine rastlanılır. Kromitin içinde paralel bir dağılım gösteren kılcal damarların manyetit (m) ile dolduğu görülmektedir. Maden Mikroskopu (yağda).

Şekil 4. Heazlevoodit (h). Manyetit (m) içinde irili ufaklı kapanımlar şeklinde gelişmiştir. Alt kısım da kromspinel (Cr) görülmektedir. Maden Mikroskopu (yağda).

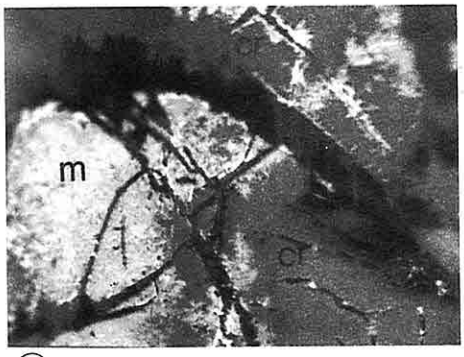
Şekil 5. Tamamen serpantinleşmiş gang içinde izole haldeki heazlevoodit (h), açık krem rengiyle dikkat çekmektedir. Maden Mikroskobu (yağda).

Şekil 6. Millerit (m) çubuğu. Genellikle gang içinde iğnecikler şeklinde görülmüştür. Sağ tarafta ise kromit (Cr), kromspinel ve kristallerin çeperlerinde gelişen manyetitleşmeler görülmektedir. Maden Mikroskobu (yağda).

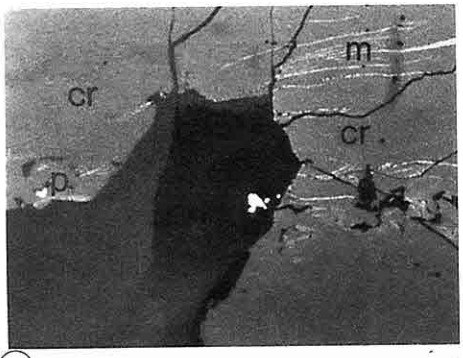
LEVHA I



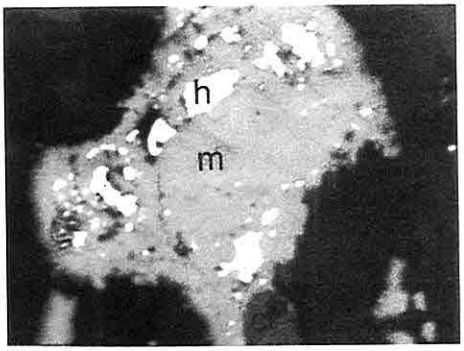
1 — 1mm



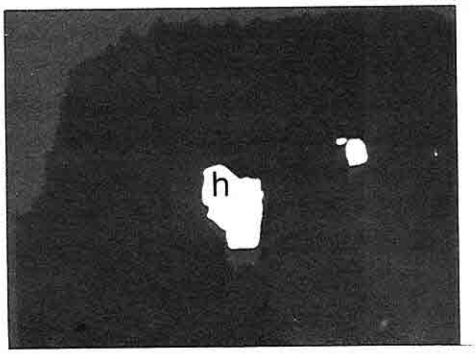
2 — 0.1 mm



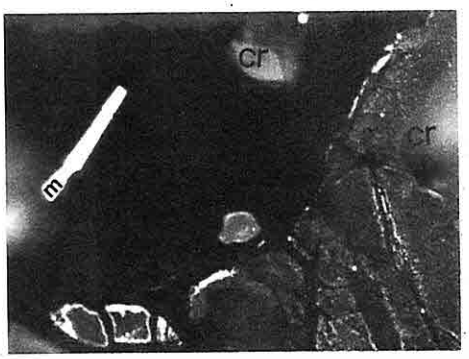
3 — 0.1 mm



4 — 0.1 mm



5 — 0.1 mm



6 — 0.1 mm

3.2. Bandlı veya Şeritsel Kromit

Bahçe-Haruniye bölgesinde çok yaygın olmamakla beraber dünitik gang içinde ritmik bir ardalanma gösteren ve kalınlıkları 1-20 cm arasında değişen bandlı kromitler de görülmektedir. Tektonizma etkili olduğu için bu bölgede yanal devamlılıkları oldukça sınırlıdır. Esas olarak olivin'den oluşan ve ancak % 1-2 kromit içeren steril bandlarla, daha çok kromitten oluşan koyu renkli bandların tekrarlanması şeklindeki bu cevher tipi en fazla % 20 Cr_2O_3 içerdiği için madenciler açısından önemsenmemektedir. Kompakt kromitlere göre daha az deforme oldukları ve çoğu 0,2 -1 mm arasındaki öz şekilli kromitlerden oluşmuş olan bu bandlarda gang minerali olarak serpantinleşmiş olivin görülür.

Mikroskopik gözlemlerde de benzer durumların görüldüğü bandlı kromitlerde olivinlerle kromit kristallerinin dokanakları dilinimlidir. Çoğu kez bir diğerinin içinde kapanmalar halinde görülmüştür. Bu durum tipik bir eşkristalleşmeyi gösterir (Reuber, 1982).

3.3. Saçınımlı (Dissemine) Kromit

Saçınımlı kromit hem kompakt, hem bandlı ve hem de nodüler kromit cevherlerinin görüldüğü ocaklarda görülen en yaygın cevher tipidir. Dünitik ana kayaç ·içine irili ufaklı kromit kristallerinin düzensiz dağılımıyle oluşmuş bu tip cevherlerin ekonomik önemleri yoktur. Kromit kristallerinin boyutları 0,2 mm ile 1mm arasında değişmekte olup, çoğu yarı ve özşekilli kristallerden oluşur. Ana kayaçla beraber deformasyon görmüşlerse de, kompakt ve nodüler kromitlere göre ilkselliklerini daha çok koruyabilmişlerdir.

Mikroskopik incelemelerde % 70-90 arasında olivin, % 1-2 enstatit ve klinopiroksenden oluşan dünit, kromit kristallerinin ana kayacını oluşturur. Gerek kromit kristallerinde ve gerekse piroksenlerde lineasyon doğrultusuna az çok paralellik gözlenir. Saçınımlı kromitlerde genellikle dünitik gang içinde izole pendlandit görülmüştür. Ancak diğer nikel sülfür mineralleri daha seyrektir. Manyetitleşme de yaygın değildir.

3.4. Nodüler Kromit

Bahçe bölgesinde nodüler kromit oldukça seyrektir. Ancak bazı ocaklarda hetorojen boyutlu ve çoğu deforme olmuş nodül içeren cevhere rastlanmaktadır. Aşırı deformasyon sebebiyle dünitik gang içinde mobil hale geçmiş nodüler kromite de yer yer fay zonlarında rastlanmaktadır. Boyutları 0,5 cm arasında değişen nodüllerin foliasyon yönünde uzadıkları ve bazen yönelme gösterdikleri anlaşılmaktadır.

Nodüler kromitin magma odasında birden çok kromit kristalinin segregasyon yoluyla magma odası taban meyilinin artmasıyle üst üste kaymasıyle oluştukları bilinmektedir (Thayer, 1969). Öte yandan yalnızca ofiyolitik komplekslerde görülen nodüler kromitlerin magma odasındaki aşağıya doğru inen ve türbülanslı bir sirkülasyon sırasında kristallerin birbiri üzerinde büyümesi ile oluştuğu ileri

sürülmektedir (Borchert, 1964; Thayer, 1969; Juteau, 1975; Leblanc ve diğerleri, 1981). Aynı şekilde Leblanc (1980) bazı nodüllerin kromit kristallerinin etrafını çeviren silikat sıvısı içinde filizlenme ve büyüme sonucu oluşabileceğini vurgulamaktadır.

Nodüler kromit cevherlerinden yapılan parlak kesitlerde de öteki cevher tiplerinde olduğu gibi nikel sülfür minerallerinden pendlandit, millerit ve heazlevoodit ve awaruit (josephinite) gibi minerallere rastlanmıştır.

4. KROMİTLERİN KİMYASI

Bahçe-Haruniye arasındaki ofiyolitler içinde düzensiz bir yataklanma gösteren kromit cevherlerinden hazırlanan parlak ince kesitler Milano (İtalya) ve Nancy (Fransa) Üniversitesi mikroprop laboratuvarlarında analiz edilmiştir. Milano'da Simens Autoscan Stec, Nancy'de ise Camebax marka mikroproplar üzerinde alınan noktasal analizler Minfile (Affifi et Essene, 1988) ve Spinello-1 (Della Giusta, 1990, sözlü görüşme) proğramları kullanılarak kristal boyutundaki kimyasal içerikler, katyonik değerler ve rasyo oranları Çizelge 1'de verilmiştir.

Bahçe-Haruniye ofiyolitleri içindeki ekonomik değer taşıyan kromit cevheri daha çok kompakt kromittir. Bu sebeble noktasal analizlerin çoğu (A-D) masif özellikteki bu kromitlere aittir. Saçınımlı (E) ve nodüler (F) kromitlere ait az sayıda mikroprop analizi de Tablo 1'de yer almıştır.

Analiz sonuçlarından da açıkça görüleceği üzere kompakt kromitlerde Cr_2O_3 değerinin oldukça yüksek (52.60-60.3) değerlerde seyretmesi bu tip cevherlerin tektonizma sebebiyle şebeke yapısını zorlayacak derecede sıkıştığını ve ileri derecede masifleştiğini göstermektedir. Saçınımlı kromitlerde oldukça düşen (43.35-44.27) bu kromit içeriğinin nodüler kromitte tekrar yüksekliği (58.26-59.21) görülmektedir. Çizelge'den çıkarılacak bir başka sonuç ise üç değerli katyonlardan Cr ile Al arasında belirgin bir negatif ilişkinin varlığıdır.

4.1. Bahçe-Haruniye Kromitlerinin Jeokimyası

Çizelge 1'deki . değerler kullanılarak değişik diyagramlarda sözkonusu kromitler incelenmiştir. Bu diyagramlar Stevens (1944)'in klasik üçgen prizması, Irvin (1967) kökensel yorum diyagramı, Dickey (1975)'in üçdeğerli katyonlar dağılımını gösteren üçgen diyagramı ve birim hücre boyutuyla kimyasal içerik arasındaki ilişkiyi belirleyen diyagramlardır.

4.1.1. Stevens (1944) Spinel Prizması Diyagramı

Bahçe - Haruniye kromitlerinin kompakt, saçınımlı ve nodüler kromitlerine ait noktasal analizleri temsil eden noktaların birim hücre içindeki iki değerli katyonların (toplamı 8), üç değerli katyonlara (toplamı 16) göre daha uzun bir aks boyunca dağıldığı görülmektedir (Şekil 4). Öte yandan Cr ve Al arasında (Fe^{3+} sabitken) geniş bir

Tablo 1. İnceleme alanından alınan masif kromit kristalleri üzerinde gerçekleştirilen mikroprop analizleri, katyonik değerleri, rasyo oranları ve birim hücre boyutları.

Element Katyonik değ. ve Rasyolar	Nokta Referansları									
	89-A/3	89-A/6	89-A/9	89-A/10	89-A/11	89-A/14	89-A/15	89-A/16	89-B/1	89-B/2
SiO_2	0.18	-	90.13	-	0.21	0.15	0.04	0.16	0.15	0.10
TiO_2	0.06	0.18	0.24	0.05	0.19	0.21	0.08	0.07	0.09	0.07
Al_2O_3	11.96	12.04	11.09	11.85	11.96	12.01	12.17	11.98	15.04	14.90
Cr_2O_3	60.30	58.88	59.96	58.97	58.72	58.60	57.99	58.01	54.40	54.89
Fe_2O_3	1.90	3.20	2.94	3.73	2.64	2.83	3.10	3.20	4.25	3.90
FeO	10.96	10.24	10.23	9.96	11.05	10.36	11.01	10.85	12.53	12.92
MnO	0.08	0.14	0.11	0.10	0.21	0.13	0.07	0.25	0.18	0.09
MgO	14.25	15.21	14.36	14.23	14.90	12.26	14.26	14.20	14.30	14.18
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.08	0.11	-	0.26	0.12	0.13	0.20	0.15	0.12	0.10
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.77	100.00	99.06	99.15	100.00	96.68	98.92	98.87	101.06	101.15
Si	0.05	-	0.03	-	0.05	0.04	0.01	0.04	0.04	0.02
Ti	0.01	0.03	0.05	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01
Al	3.60	3.60	3.37	3.59	3.58	3.77	3.69	3.64	4.42	4.38
Cr	12.18	11.79	12.23	12.00	11.78	12.34	11.79	11.81	10.73	10.83
$Fe+^3$	0.37	0.61	0.57	0.72	0.50	0.57	0.60	0.60	0.80	0.73
$Fe+^2$	2.34	2.17	2.21	2.14	2.34	2.31	2.37	2.34	2.61	2.70
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02
Mg	5.43	5.74	5.52	5.46	5.64	4.87	5.47	5.45	5.32	5.28
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.02	0.02	-	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
0	32.13	32.03	32.16	32.17	32.02	32.42	32.07	32.09	32.03	32.01
Cr/Fe	4.19	3.95	4.10	3.90	3.85	3.99	3.70	3.72	2.93	2.94
Cr/Al	6.52	6.32	6.99	6.43	6.35	6.88	6.16	6.26	4.67	4.76
Cr/R_2O_3	0.75	0.74	0.76	0.74	0.74	0.74	0.73	0.73	0.67	0.68
Al/R_2O_3	0.22	0.23	0.21	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.28	0.27
Mg/RO	0.70	0.72	0.71	0.72	0.70	0.68	0.70	0.70	0.67	0.66
$Fe+^3/Fe^{+2}+Fe^{+3}$	0.14	0.22	0.21	0.25	0.18	0.20	0.20	0.21	0.23	0.21
Cr/Cr+Al	0.77	0.77	0.78	0.77	0.77	0.77	0.76	0.76	0.71	0.71
$A^o(d)$	8.29	8.29	8.29	8.28	8.29	8.27	8.29	8.28	8.28	8.28

(Tablo 1'in devamı)

Element Katyonik değ. ve Rasyolar	Nokta Referansları									
	89-B/3	89-B/5	89-B/6	89-A/10	89-B/11	89-B/12	89-C/1	89-C/3	89-C/4	89-C/5
SiO_2	0.12	0.11	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08	0.07	40.05	0.11
TiO_2	0.08	0.09	0.20	0.12	0.13	0.12	0.13	0.17	0.06	0.12
Al_2O_3	15.10	14.90	14.78	14.50	14.28	13.96	16.05	15.96	15.28	16.27
Cr_2O_3	54.36	53.99	54.67	55.11	54.96	55.21	52.60	53.21	54.20	53.01
Fe_2O_3	4.02	4.02	3.35	3.85	3.91	3.69	4.57	4.05	4.11	3.98
FeO	12.09	12.11	12.84	12.29	13.21	13.98	14.31	14.90	14.92	14.21
MnO	0.29	0.07	0.11	0.10	0.10	0.16	0.10	0.11	0.11	0.11
MgO	14.40	14.50	13.95	14.29	14.20	14.35	13.54	13.93	14.01	13.69
CaO	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.09	0.09	0.03
NiO	-	0.06	0.14	0.11	0.09	0.05	0.11	0.16	0.15	0.10
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	100.47	99.86	100.15	100.50	101.02	101.65	101.52	102.65	102.98	101.63
Si	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
Ti	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Al	4.46	4.42	4.39	4.29	4.21	4.10	4.71	4.62	4.42	4.76
Cr	10.77	10.75	10.90	10.95	10.88	10.87	10.35	10.34	10.52	10.39
$Fe+^3$	0.76	0.76	0.64	0.73	0.74	0.69	0.86	0.75	0.76	0.74
$Fe+^2$	2.53	2.55	2.71	2.58	2.77	2.91	2.98	3.06	3.06	2.95
Mn	0.06	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	5.38	5.44	5.24	5.35	5.30	5.33	5.02	5.10	5.13	5.06
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ni	-	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
0	32.04	32.01	32.03	32.03	31.97	31.88	32.00	31.90	31.88	32.00
Cr/Fe	3.04	3.02	3.03	3.08	2.89	2.81	2.51	2.52	2.56	2.62
Cr/Al	4.65	4.68	4.78	4.91	4.97	5.11	4.24	4.31	4.58	4.21
Cr/R_2O_3	0.67	0.67	0.68	0.69	0.69	0.69	0.65	0.66	0.67	0.65
Al/R_2O_3	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.26	0.30	0.29	0.28	0.30
Mg/RO	0.68	0.68	0.66	0.67	0.66	0.64	0.63	0.62	0.62	0.63
$Fe+^3/Fe^{+2}+Fe^{+3}$	0.23	0.23	0.19	0.22	0.21	0.19	0.22	0.20	0.20	0.20
Cr/Cr+Al	0.71	0.71	0.71	0.72	0.72	0.73	0.69	0.69	0.70	0.69
$A^o(d)$	8.28	8.28	8.28	8.28	8.28	8.28	8.28	8.27	8.27	8.28

(Tablo 1'in devamı)

Element Katyonik değ. ve Rasyolar	Nokta Referansları									
	89-D/1	89-D/2	89-D/3	89-D/4	89-D/5	89-D/6	89-D/9	89-D/11	89-D/12	89-D/13
SiO_2	0.07	0.11	-	0.05	0.13	-	0.18	0.21	0.08	0.11
TiO_2	0.06	0.07	0.42	0.18	0.11	0.13	0.21	0.15	0.16	0.16
Al_2O_3	12.26	15.89	9.98	10.26	9.87	11.15	12.22	11.98	12.07	12.33
Cr_2O_3	58.02	54.42	57.97	58.39	58.99	58.02	57.29	59.95	57.88	58.75
Fe_2O_3	2.10	1.98	3.37	4.80	4.26	4.23	3.86	3.26	5.18	2.93
FeO	13.92	12.76	11.98	11.84	11.57	12.29	12.36	12.07	12.21	11.03
MnO	0.11	0.20	0.32	0.26	0.51	0.15	0.14	0.16	0.20	0.25
MgO	13.36	14.40	14.57	14.07	14.33	14.17	13.75	13.95	14.05	13.96
CaO	-	0.08	0.16	0.01	0.06	-	0.11	0.12	-	-
NiO	0.01	0.06	1.14	0.15	0.11	0.07	0.13	0.09	0.17	0.18
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.91	99.97	99.91	100.01	99.94	100.21	100.25	101.94	102.00	99.70
Si	0.02	0.03	-	0.01	0.03	-	0.05	0.05	0.02	0.03
Ti	0.01	0.01	0.08	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03
Al	3.70	4.69	3.02	3.11	2.99	3.36	3.67	3.55	3.57	3.72
Cr	11.77	10.77	11.76	11.88	12.00	11.73	11.55	11.91	11.49	11.88
$Fe+^3$	040	0.37	0.65	0.93	0.82	0.81	0.74	0.62	0.98	0.56
$Fe+^2$	2.98	2.67	2.57	2.55	2.49	2.63	2.64	2.54	2.56	2.36
Mn	0.02	0.04	0.07	0.06	0.11	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05
Mg	5.10	5.38	5.57	5.40	5.49	5.40	5.23	5.23	5.26	5.32
Ca	-	0.02	0.04	0.00	0.02	-	0.03	0.03	-	-
Ni	0.00	0.01	0.24	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
0	31.96	31.96	31.79	32.01	31.96	31.98	32.07	32.12	32.07	32.14
Cr/Fe	3.23	3.29	3.28	3.18	3.37	3.17	3.07	3.52	3.02	3.78
Cr/Al	6.12	4.43	7.51	7.36	7.72	6.73	6.06	6.47	6.20	6.16
Cr/R_2O_3	0.74	0.68	0.76	0.75	0.76	0.74	0.72	0.74	0.72	0.74
Al/R_2O_3	0.23	0.30	0.20	0.20	0.19	0.21	0.23	0.22	0.22	0.23
Mg/RO.	0.63	0.67	0.68	0.67	0.68	0.67	0.66	0.67	0.67	0.69
$Fe+^3/Fe^{+2}+Fe^{+3}$	0.12	0.12	0.20	0.27	0.25	0.24	0.22	0.20	0.28	0.19
Cr/Cr+Al	0.76	0.70	0.80	0.79	0.80	0.78	0.76	0.77	0.76	0.76
$A^0(d)$	8.29	8.27	8.29	8.30	8.29	8.30	8.28	8.28	8.29	8.28

(Tablo 1'in devamı)

Element Katyonik değ. ve Rasyolar	Nokta Referansları									
	89-D/14	89-D/15	89-D/16	89.E.1	89.E.2	89.E.3	89.E.4	89.F.1	89.F.2	89.F.3
SiO_2	0.20	70.10	0.20	0.08	0.03	-	0.04	-	0.20	-
TiO_2	0.11	0.07	0.11	0.12	0.59	0.60	0.62	0.12	0.15	0.06
Al_2O_3	15.96	14.27	14.20	25.64	16.53	19.20	18.21	12.60	11.60	11.39
Cr_2O_3	54.10	54.12	53.98	43.35	45.68	46.70	44.27	58.26	58.70	59.21
Fe_2O_3	4.21	4.20	3.99	3.52	8.50	6.49	8.47	3.01	2.95	3.29
FeO	13.96	13.79	14.01	11.07	12.60	11.36	12.27	11.70	12.36	10.62
MnO	0.07	0.20	0.07	0.25	0.17	0.30	0.21	0.20	0.08	0.14
MgO	14.02	14.20	14.20	16.21	15.30	14.29	13.90	14.50	12.79	15.06
CaO	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07	0.03	0.07	-	-	-
NiO	0.11	0.10	0.11	0.21	0.20	0.90	0.51	0.18	0.08	0.10
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	102.68	101.08	100.90	100.50	99.67	99.87	98.57	100.57	98.91	99.87
Si	0.05	0.03	0.05	0.02	0.01	-	0.01	-	0.05	-
Ti	0.02	0.01	0.02	0.02	0.11	0.11	0.12	0.02	0.03	0.01
Al	4.62	4.21	4.19	7.17	4.86	5.62	5.42	3.75	3.56	3.42
Cr	10.49	10.71	10.70	8.13	9.01	9.16	8.84	11.64	12.09	11.92
$Fe+^3$	0.78	0.79	0.75	0.63	1.60	1.21	1.61	0.57	0.58	0.63
$Fe+^2$	2.87	2.89	2.94	2.20	2.63	2.36	2.59	2.47	2.69	2.26
Mn	0.01	0.04	0.01	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03
Mg	5.13	5.30	5.31	5.73	5.69	5.29	5.24	5.46	4.97	5.71
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	-	-	-
Ni	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.18	0.10	0.04	0.02	0.02
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
0	32.01	31.89	31.89	32.00	31.85	32.11	32.07	32.00	32.19	31.99
Cr/Fe	2.68	2.71	2.70	2.67	1.98	2.39	1.96	3.56	3.44	3.84
Cr/Al	4.37	4.90	4.91	2.19	3.57	3.14	3.14	5.96	6.54	6.72
Cr/R_2O_3	0.66	0.68	0.68	0.51	0.58	0.57	0.56	0.73	0.74	0.75
Al/R_2O_3	0.29	0.27	0.27	0.45	0.31	0.35	0.34	0.23	0.22	0.21
Mg/RO	0.64	0.64	0.64	0.72	0.68	0.69	0.67	0.69	0.65	0.71
$Fe+^3/Fe^{+2}+Fe^{+3}$	0.21	0.21	0.20	0.22	0.39	0.34	0.38	0.19	0.18	0.21
Cr/Cr+Al	069	0.72	0.72	0.53	0.65	0.62	0.62	0.76	0.77	0.78.
$A^o(d)$	8.28	8.29	8.28	8.21	8.22	8.16	8.19	8.27	8.27	8.28

AÇIKLAMALAR

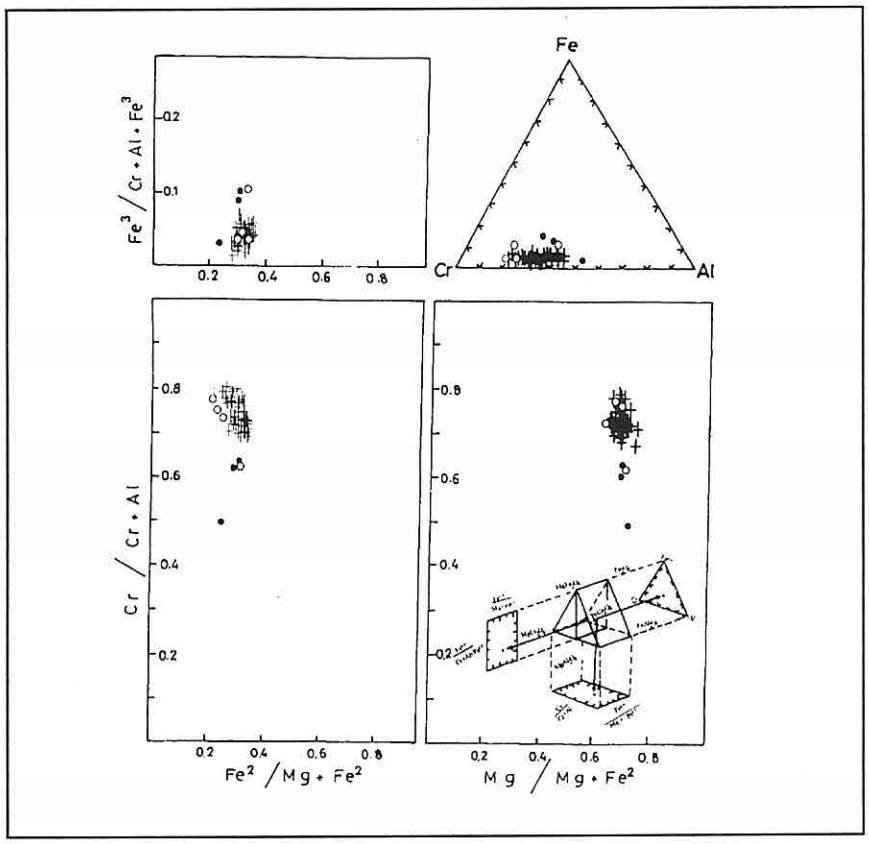
Tüm analizler kromit kristalleri üzerindeki önceden reperlenmiş noktalarda gerçekleştirilmiş, toplam yüzdelerde ± % 2' lik tolerans sınırları kullanılmıştır. Rasyo değerleri için;

$$\frac{Cr}{Fe} = \frac{\% Cr_2O_3 \times 68.42}{\% (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) \times 77.77} \qquad \frac{Cr}{Al} = \frac{\% Cr_2O_3 \times 68.42}{\% Al_2O_3 \times 52.94} \qquad \frac{Mg}{RO} = \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn}$$

$$\frac{Al}{R_2O_3} = \frac{Al}{Cr + Al + Fe^{3+}} \qquad \frac{Cr}{R_2O_3} = \frac{Cr}{Cr + Al + Fe^{3+}}$$

formülleri kullanılmıştır.

Birim hücre boyutları Prof.Dr.Della GIUSTA'nın geliştirdiği Spinello-1 bilgisayar proğramı ile hesaplanmıştır.

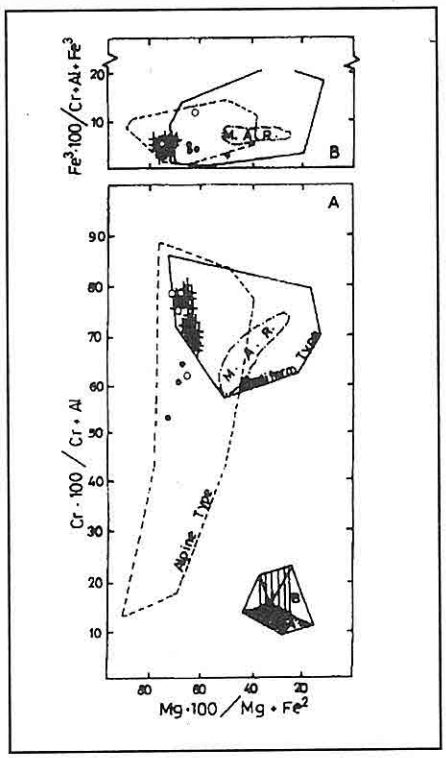


Şekil 4. İnceleme Alanına Ait Kromitlerin Stevens (1944) Spinel Prizmasındaki dağılımı

değişim gözlenmektedir. Buna karşılık Mg ve Fe^{2+} arasında birbirinin yerini alma (substitution) oldukça sınırlı kalmıştır. Aynı diyagramda nodüler ve kompakt kromitlerin Cr_2O_3 içerikleri yaklaşık olduğundan benzer dağılım gösterirken, saçınımlı kromitlerdeki düşük Cr_2O_3 içeriği çok belirgindir.

4.1.2. İrvin (1967) Diyagramı

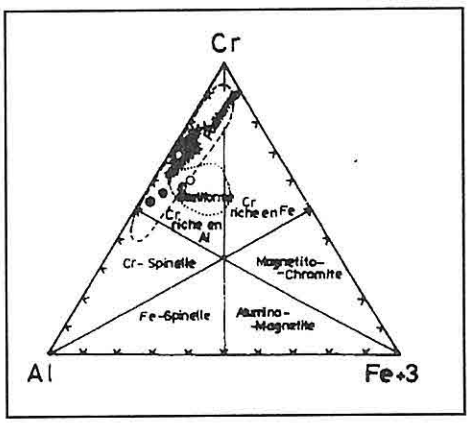
İki değerli katyonların üç değerli katyonlar karşısındaki dağılımlarının bir fonksiyonu olarak Bahçe - Haruniye kromitlerinin durumları karşılaştırılmalı olarak bu diyagramda incelenmiştir. Bu diyagramda kompakt, saçınımlı ve nodüler kromitlere ait temsili noktaların daha çok podiform ve stratiform tiplerin üst üste bulunduğu alana kümelendikleri görülmektedir (Şekil 5). Bu diyagramlarda M.A.R (Mid-Atlantic Ridge)'ye ait kromitlerin temsil edildiği bölge olarak yer almıştır. Bu diyagramda da yine 3 değerli katyonların 2 değerli katyonlara oranında daha geniş bir alanda dağıldıkları görülmektedir.



Şekil 5. Bahçe - Haruniye Kromitlerinin Irvin (1967) Diyagramındaki Dağılımı ve Okyanus Ortası Kromitleriyle Karşılaştırılması

4.1.3. Stevens (1944)' in Kimyasal Değişim ve Dickey (1975)'in Podiform ve Stratiform Alanlarını Gösteren Birleştirilmiş Diyagramı

Bu diyagramda kromit spineli içindeki 3 değerli katyonların dağılımlarına göre kimyasal değişim ve kökensel yoruma imkan tanıyan bir değerlendirme yapılmıştır. İnceleme alanına ait kromitlerin Al'ca zengin kromit bölgesinde kaldığı ve tip olarak podiform kromit özelliği gösterdiği anlaşılmıştır (Şekil 6).



Şekil 6. Bahçe - Haruniye Kromitlerinin Stevens (1944) ve Dickey (1975) Üçgen Diyagramındaki Durumları

4.1.4. Birim Hücre Boyutu Diyagramı

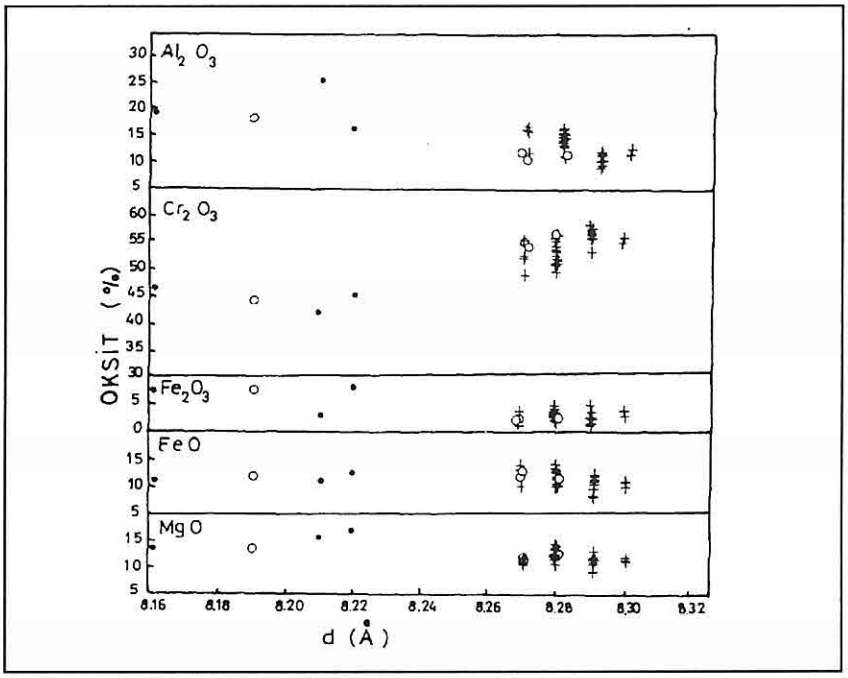
Sözkonusu kromitlerin birim hücre boyutları Princivale ve diğerleri (1989) Computer programı kullanılarak hesaplanmıştır. Tetraedrik ve oktaedrik sitlere ait a ekseni uzaklıkları hesaplanırken oktaedrik sitde yalnızca Cr, Al, Fe^{3+}, Ni ve Ti gibi katyonların bulunduğu varsayılmıştır.

Aynı şekilde tetraedrik sitde de yalnızca Mg, Fe^{2+}, Si, Mn değerleri kullanılmıştır.

Buna göre Bahçe-Haruniye arasındaki ofiyolitlere bağlı olarak görülen kromitlerin birim hücre boyutları Cr_2O_3 içeriklerine göre 8.16 A° ve 8.30 A° arasında değişmektedir. Bu diyagramda Al ile Cr arasında çok açık bir negatif koralasyon görülmektedir (Şekil 7).

5. SONUÇLAR

1. Çalışma alanı, Doğu Akdeniz



Şekil 7. İnceleme Alanındaki Çeşitli Kromitlerin Birim Hücre Boyutu ile Al_2O_3, Cr_2O_3, Fe_2O_3, FeO ve MgO Arasındaki İlişkisi.

Bölgesinde, Türkiye'de yüzeyleyen başlıca üç ofiyolit kuşağından Peri-Arap (Güney Ofİyolit Kuşağı) içerisinde bulunan Kızıldağ Ofiyolitinin Haruniye-Bahçe (Adana) ilçesi arasında kalan kısmını kapsar.

2. Arazide, ofiyolitik seriye ait tektonik grubu kayaçlardan genellikle serpantinleşmiş harzburjitler içerisinde, dunitik bir zarfla çevrili olarak düzensiz damar, adese ve saçınımlı kromit yataklarına rastlanılır.

3. Başlıca kompakt (masif) kromit cevherleşmenin yanısıra saçınımlı, nodüler ve bandlı kromit cevherleşmeleri de gözlenir.

4. Yapılan mineralojik çalışmalarda kromit cevherine eşlik eden çok az veya eser miktarda nikelsülfür minerallerinden Pendlandit, Heazlewoodit, Millerit, Awaruit (Josephinite) de tespit edilmiştir.

5.Kromit örnekleri üzerinde yapılan mikroprop analizlerinin çeşitli diyagramlarda değerlendirilmesi sonucunda, Bölge kromitlerinin Akdeniz Bölgesinde ofiyolitlere bağlı diğer kromit yataklanmalarına büyük bir benzerlik gösterdiği, kökensel olarak podiform tipte, Al'ca zengin kromit cevherleşmeleri olduğu saptanmıştır. Birim hücre boyutlarının Cr_2O_3 içeriği ile doğru orantılı olarak arttığı, buna karşılık Al_2O_3 arttıkça düştüğü görülmüştür. Buna

karşılık MgO, FeO, Fe_2O_3 yüzdeleriyle birim hücre boyutu arasında önemli bir bağıntı görülmemiştir.

6. KAYNAKLAR

Afifi A. et Essene E., 1988. Minfile: A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. American Miner., 73:446-448.

Aumento F. and Loubat,U.,1971. The Mid-Atlantic Ridge Near 45°N. XVI. Serpantinized Ultramafic Intrusions. Can. J. Earth Sciences, 8:631-663

Borchert,H., 1964. Principles of the genesis and enrichement of chromite ore deposits. Paris Org. Econ. Coop. Develop., p.175-202

Dickey J.S. Jr., 1975. A hypothesis of origine for podiform chromite deposits. Geochem. Cosmochim. Acta, 39: 1061-1074.

IrvineT.N., 1967. Chromium spinel as petrogenic indicator: part 2. Petrologic application. Can.J. Earth Sciences, 4: 71-103.

Juteau Th.,1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie. Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanigue téthysienne. Sci. Terre, Mém.,32, 692 p.

Leblanc M.,1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: Sem investigation. Miner. Deposita, 15: 201-210.

Leblanc M.,Cassard D. et Juteau Th.,1981. Cristallisation et déformation des orbicules de chromite. Miner. Deposita, 16: 269-282.

Princivalle F., Della Giusta A. et Carbonin S., 1989. Comparative crystal chemistry of spinels from same suites of ultramafic rocks. Mineral. Petrol., 40: 117-126.

Reuber I., 1982. Générations successives de filons grenus dans le complexe ophiolitique d'Antalya (Turquie): origine, évolution et mecanismes d'injection des liquides. Thèse , Univ. Strasbourg, 246 p.

Sarıfakıoğlu, E., 1993. Bahçe-Haruniye (Adana) dolayındaki ofiyolitik serinin petrografisi, jeokimyası ve bu seriye bağlı kromit yataklarının metalojenezi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeo. Müh. Anabilim Dalı. Doktora Tezi. 221s.

Sarıfakıoğlu, E., ve Anıl, M., 1994 Bahçe (Adana) dolaylarında yüzeyleyen Oligosen-Miyosen bazaltlarının petrografisi, petrokimyası ve mineral kimyası. Ç.Ü. 15. yıl Sempozyumu, 149-168.

Sarıfakıoğlu, E., and Anıl, M.,1995. Petrography and Geochemistry of ophiolite series of Bahçe (Adana). IESCA.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1997 | SAYI NO 30 | ISSN 1019-1003

KOP KROMİTLERİNİN ARANMASINDA KULLANILABİLECEK MİNERALOJİK-PETROGRAFİK VE YAPISAL KRİTERLER

Hasan KOLAYLI
K.T.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü,Trabzon/Türkiye
Emin ÇİFTÇİ
Dep. of Geology & Geophysics, Un. of Missouri-Rolla, MO 65401, USA
Bilal ÖZDEMİR
K.T.Ü., Toprak Bölümü.,Ordu /Türkiye

ÖZET: *Kopdağı kromit yatakları ekonomik olarak dünitler içerisinde yer alırlar. Olivin kristallerinde forsterit oranının artışı, piroksen ve aksesuar kromit yüzdesinin azalması, kemererit ve uvarovit ikincil minerallerinin beraberliği, yoğun serpantinleşme ve çek-ayır tekstürün varlığı cevhere yaklaşımı ifade eder. Ekonomik kromit yatakları dünit-harzburjit tedrici geçiş zonunun 600-800 m altında ve en çok 200 m kalınlığındaki saf dünitik zon içerisinde yeralır. Krom yataklanmaları hemen hemen aynı doğrultuya sahip olup ((N60-70E)-(S60-70W)) eğimleri NW'ya, dalımları ise NE'ya doğrudur. Cevheri parçalayan faylar NE ve NW duruşludur. Bu fayların yatay ve düşey atımları batıya doğru artar.*

MINERALOGIC, PETROGRAPIC AND STRUCTURAL CRITERIA IN THE EXPLORATION OF KOPDAG CHROMITE DEPOSITS

ABSTRACT: *Chromite deposits of Kopdağı (Erzincan-Erzurum) occure economically within dunitic rocks. Increasing of the forsterite percent in olivine crystal, decreasing of pyroxene and accossory chromite crystal percent, presence of uvarovite and kammerrerite minerals together, and heavy serpantinisation and pull- apart texture in dunitic rocks indicate the zone of chromite occurance. Economic chromite deposits are located at 600-800 m below the dunite- harzburgite transition zone .The pure dunitic zone have a thickness of 200 m. Chromite deposits have almost similar strike (N60-70E)-(S60-70W)) a dip towards NW, and plunge NE . Faults within ore bodies have positions of NE and NW vertical and horizontal slip of these faults increase towards west.*

1. GİRİŞ

Kopdağı (Erzincan-Erzurum) kromit yatakları aynı adlı ultramafitler içerisinde yer alır. Bu bölge, içerdiği 20'den fazla yatak ve 40'dan fazla zuhur ile Türkiye'nin en önemli kromit provenslerinden birini oluşturur.

Kop bölgesinde 1983 yılından beri 10 milyon tonun üzerinde kromit üretimi yapılmıştır. Böylesine potansiyeli yüksek sahada bilinen yataklar yanında bilinmeyen birçok yatağın daha varlığı kuvvetle muhtemeldir. Bu amaçla, bu çalışmada bilinen ve işletilen yatakların mineralojik-petrografik ve yapısal özellikleri ortaya konmuş, tespit edilen bu özelliklerin aynı bölgede bilinmeyen diğer yatakların aranmasında kriter olarak kullanılmaları önerilmiştir.

Türkiye'de ve Dünyada bu güne kadar Alpin tip kromitlere ait bir çok araştırmalar yapılmıştır (Thayer, 1969 ; Dick ve Bullen, 1984 ; Boudier ve Nicolas, 1986 ; Leblanc ve Temagouth, 1989 ; Engin ve diğ. , 1983 ; Üşemezsoy, 1986 ; Paktunç, 1990 ; Özpınar ve Bilgin, 1996). Kop bölgesinde bugüne kadar kromit aramalarına yönelik çalışmalar ise son derece azdır. İlk kez Kaaden (1962), daha sonra da MTA (1966, 1979,1981) tarafından değişik zamanlarda aramalara yönelik çalışmalar yapılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

Bayburt-Aşkale arasında kalan bölgede Paleozoik-Pliyosen aralığına ait çok değişik kayaç grupları yüzeylenir. Anılan bölgede genel jeolojik amaçlı birçok çalışmalar yapılmıştır (Ketin, 1951; Ağralı ve diğ., 1965; Faure, 1967; Ağar, 1975; Korkmaz ve Baki, 1984; Keskin ve diğ., 1989). İnceleme alanında da yine benzer şekilde değişik yaş ve türde kayaçlar mevcuttur. Bunlar Paleozoik yaşlı metamorfitler (gnays, amfibolitşist, mikaşist), Liyas, Jura-Alt Kretase, Üst Kretase, Eosen ve Miyosen yaşlı tortullar ve ultramafik kayaçlardan (dünit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenit) ibarettirler. Okyanus ortası sırtlarda gelişen kalın izotropik gabrolar ve kalın dayk kompleksleri ile yastık lav ve derin deniz çökellerinin olmayışı, bu ultramafitlerin okyanus ortası sırtlarda gelişemeyeceğini gösterir. Nitekim yapılan bir takım çalışmalarla bunların okyanus ortası sırtlara değil, kıta kabuğuna sokulmuş subkontinental peridotit (ve piroksenit) olduklarını gösterir (Aslaner ve Kolaylı, 1996). Ekonomik kromitlere ev sahipliği yapan bu peridotitlerin kıta kabuğuna yerleşim yaşı Liyas öncesi, yüzeylenme yaşı ise Alt Kretase sonu-Üst Kretase öncesidir (Kolaylı 1996).

3. KOP KROMİTLERİNİN ARANMASINDA KULLANILABİLECEK KRİTERLER

3.1. Genel Jeolojik ve Petrografik Kriterler

Kop bölgesinde ekonomik kromit yatakları sadece dünitler içerisinde bulunur.

Dünitik kütlenin kalınlığı 600-1000m arasında değişip saf (pure) dünitten

(modal olarak %1'den az piroksen) piroksenli dünite (en çok % 8-10 piroksen) değişim gösterir. Saf dünitler 200m genişliğinde ve dünitik zonun tabanında yer alır. Üst seviyelere doğru piroksen oranı artar. Büyük rezervli kromit yatakları dünit-harzburjit geçiş zonunun 600-800m altında bulunan 200 m genişliğindeki bu saf dünitik zon koridorunda bulunur. Buradaki kromit yataklarının rezervleri bir kaç bin ton'dan 500 bin ton'a değişim gösterir. Piroksenli dünit içerisinde değişik seviyelerdeki saf dünitlerde yer alan krom kütleleri ise en çok bir kaç ton'luk rezerv ile zuhur mertebesindedir. Harzburjit ve ve lerzolit içerisindeki kromitlerin rezervleri 1000 ton'u geçmediği gibi dağılımları da aşırı düzensizdir.

Cevher kütleleri ile dünit içerisindeki bazı klinopiroksenit mercekleri arasında mekan birliği vardır. Dünit zonunun batısında kromit kütleleri genellikle klinopiroksenit kütlelerinin bir kaç 10 m üzerinde, dünit zonunun doğusunda ise bu kütlelerin altında bulunur. Klinopiroksenit kütlelerindeki büyüme cevhere yaklaşımı işaret eder.

Cevher zonunu kapsayan saf dünitler genelde pull-apart (çek-ayır) tekstürlüdürler. Bunlar mikroskop altında yoğun otoklastik ve ağsal strüktür göstermeleri ve genelde yüksek derece serpantinleşmeleri ile diğerlerinden ayrılırlar. Aşırı serpantinleşmeye uğrayan piroksenli dünitlerde ise ağsal strüktür yanında kafes strüktürü de mevcuttur. Bu özellik krom aramalarında dikkate alınarak kafes strüktür gösteren serpantinleşmiş dünitlerde büyük rezervli yataklar beklenmemelidir.

Cevher dokusu da cevher aramalarında genellikle klavuz bir kriterdir. Dünitlerdeki masif veya masif-saçınımlı cevher genelde büyük yataklanmalara, bantlı-saçınımlı cevher ise küçük zuhurlara işaret eder. Harzburjitlerdeki cevher genellikle masif ve yüksek kromlu, lerzolitlerdeki ise genelde bandlı yapıda ve yüksek alüminyumludur.

Dünit içerisindeki kromitlerin tenörleri % 28 - 48 Cr_2O_3, harzburjit içerisindekilerin % 44-56 Cr_2O_3, lerzolit içerisindekilerin ise % 20-36 Cr_2O_3 arasında değişir.

Dünit içerisinde masif saçınımlı do-kudaki cevher genelde büyük, bantlı-saçınımlı dokudaki cevher küçük rezervlidir.

3.2. Mineralojik Kriterler

Cevher zonunu içeren saf dünitlerde diğer piroksenli dünitlere oranla bir takım mineralojik farklılıklar mevcuttur. Bu fark-lılıklar hem mineral kimyası, hem de mineral içeriği bazındadır.

Saf dünitlerde olivinlerin forsterit içeriği % 92 civarındadır. Krom yataklarının 70-80 m civarına kadar bu oran hemen hemen sabittir. Ancak cevher içermeyen piroksenli dünitlere doğru bu oran nispeten azalarak % 89 Fo'ya kadar düşmektedir.

Modal olarak saf dünitlerde piroksen % 1'i geçmez. Bu değer krom yataklarının 70-80 m altında ve üstünde, yani cevheri çevreleyen bir zonda hemen hemen sabittir. Cevheri çevreleyen bu zonun

dışında yani stratigrafik olarak daha üst seviyelere doğru piroksen mineralleri giderek artan bir şekilde kendini gösterir. En üst seviyelerde ise ince bir lerzolit bandından sonra piroksen mineral-lerinin hakim olmasıyla piroksenit/olivinli piroksenit yığışımlarına geçiş gösterirler. Piroksenli dünitlerde piroksenler hem ortopiroksen, hem de klinopiroksenerden ibarettir. Alt seviyelerde (yani modal olarak çok az piroksen içeren) genelde piroksen cinsi enstatit, daha üst seviyelerde ortopiroksenler azalmakta yerini klinopiroksenlerden diyopsite (% 8-10) bırakmaktadır. İnce lerzolitik bantlardaki piroksen tamamen diyopsittir. En üst seviyedeki piroksenit yığışımları % 10-20 kadar olivin içerip piroksen cinsleri lerzolit bantlarındaki gibi diyopsittir. Dünitlerde aksesuar olarak bulunan kromitlerin dağılımları kromit yataklanmalarına klavuzluk edecek şekildedir. Saf dünitler içerisindeki aksesuar kromit çok az (% 1'den az) iken üst seviyelere doğru bu oran giderek % 5'e kadar yükselir. Genelde özşekilsiz olan aksesuar kromitlerdeki alüminyum oranı tavan seviyelere doğru (yani cevherden uzaklaştıkça) artar.

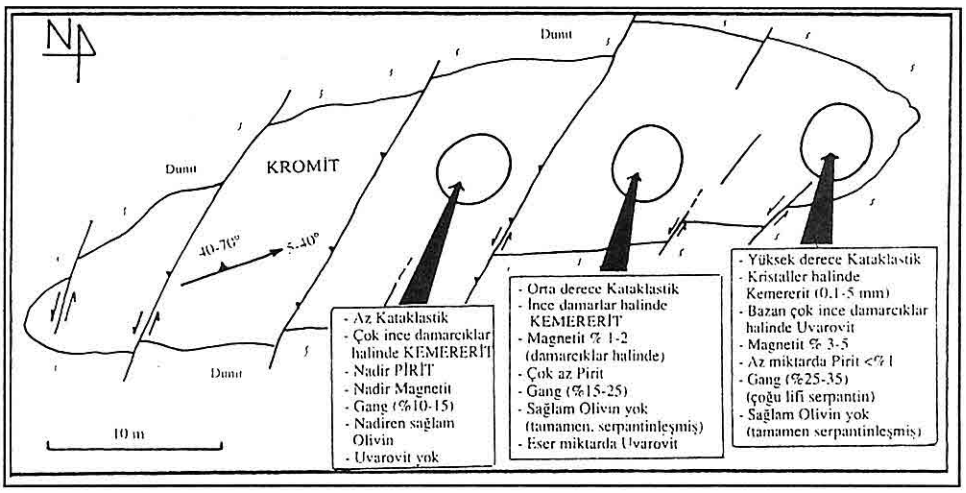
Krom yatakları ihtiva eden dünitlerde serpantinleşme son derece yoğundur. Bu yoğunluk piroksenli dünitlere doğru azalır. Serpantin cinsi genelde lizardit, krizotil a ve krizotil g', yoğun kırık hatlarında ise kısmen antigorit şeklindedir.

Mikroskop ölçeğinde kroma ev sahipliği yapan dünitlerde olivin kristalleri genellikle uzanım gösterirler. Bu kristallerin uzun eksenleri daima kromit yataklarının uzun eksenlerine paralellik gösterir. Bu durum yönlü petrografik örneklerin alınmasıyla cevhere yaklaşımda kullanılabilir.

Krom açısından ikinci derece öneme sahip harzburjitlerde krom yataklanmaları ile ana kaya içindeki olivin yüzdesi ve bileşim oranında belli bir bağıntı tespit edilememiştir. Bu kayaçlarda olivinlerin forsterit içeriği % 88-91 Fo arasında değişip dağılımları dü-zensizdir. Bu kayaç içindeki enstatit oranı % 10-50 arasında değişir. Enstatit oranının düş-tüğü alanlarda kromun artacağı şekilde bir genelleme yoktur.

Ultramafitlerde ikincil olarak gelişen uvarovit ve kemererit ilk bakışta kromit yatağının büyüklüğü hakkında bilgi verir. Sebebi tam olarak açıklanamamış olmakla beraber kemererit ve uvaroviti birlikte içeren kromit yatakları orta-büyük rezervli (1.103-5.105 ton) ve orta-iyi derece (%30-44 Cr_2O_3) tenörlü, sadece uvarovit ihtiva eden most-ralarda rezervlerin küçük (en çok 1x103 ton) fakat tenörlerinin yüksek (%40-52 Cr_2O_3) olduğu belirlenmiştir. Dolayısıyla sadece uva-rovitli cevherlerde büyük rezerv beklenmemelidir.

Dünitlerde merceğimsi bir cevher kütlesinde mikroskobik ölçekte yapılan bir çalışma sonucu mineralojik bir zonlanma tespit edilmiştir (Şekil 1). Buna göre kütlenin merkezi kısmında nadiren pirit ve magnetit mevcutken kenarlara doğru pirirt % 1, magnetit ise %5'e kadar yükselir. Yine merkezi kısımlarda



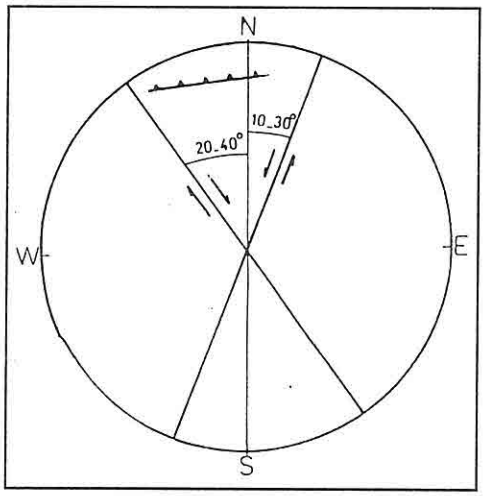
Şekil 1. Dünit İçerisindeki Bir Kromit Kütlesinde Merkezden Dışa Doğru Mineralojik ve Yapısal Değişimler.

kemererit çok ince damarcıklar şeklinde olup uvarovit bulunmazken, kenarlara doğru kemererit miktarı ile kemererit kristal boyu artmakta ve ince damarcıklar şeklinde uvarovit gelişmektedir. Benzer şekilde kütle merkezlerine yakın olanlarda korunmuş olivin kristalleri mevcut iken kenar kısımlarda bunlar tamamen serpantine dönüşmüştür. Gang (serpantinit) miktarında önemli bir değişiklik gelişmekte olup, merkezden kenara doğru yaklaşık iki kat kadar bir artış sözkonusudur. Cevher kütlesi içerisinde, kromit kristallerinin kimyasal bileşiminde de bir takım değişiklikler mevcuttur. Cevher kütlesinin merkezi kısımlarındaki kromit kristallerin dış zondaki kristallere nazaran MgO ve Cr_2O_3 bakımından daha zengindir. Buna karşılık, kenar zondaki kromit kristallerinin Al_2O_3 ve FeO miktarları iç zondaki kristallere oranla daha fazladır. Böylece cevher kütlelerinde merkezden dışa doğru gelişen bu mineralojik ve kimyasal değişiklikler faylarla atılan (kaybolan) cevher kütlelerinin miktarı hakkında kabaca bilgi verebilir.

3.3 Yapısal Kriterler

Kop bölgesinde tüm metamorfik, tortul ve magmatik kayaçlarda ortak bir yapısal özellik mevcuttur. Bütün bu kayaçların genel doğrultuları (N60-70E)-(S60-70W) şeklindedir. İkinci bir ortak yanları tabaka yüzeyi, şistozite ve pirimer magmatik bantlaşmaların eğimleri hemen hemen aynı tarafa yani, NW'ye doğrudur. Üçüncü bir ortak yanları da kendi içlerinde bile SE'ye doğru bindirmiş olmalarıdır. Dolayısıyla gelişen verev atımlı fay sistemleri N20-30E doğrultusunda sol yönlü ve N30-40W doğrultusunda sağ yönlüdür (Şekil 2).

Cevheri parçalayan faylar genellike (N10-30E)/(40-80NW) ve (N20-40W)/(70-80NE) doğrultusundadırlar (Şekil 3).



Şekil 2. Kop Bölgesinde Gelişen Sağ ve Sol Yönlü Ters Fayların Bindirme ile Birliktelikleri.

Bu verev atımlı fayların yatay ve düşey atım miktarları Kop bölgesinde doğuya doğru azalır. Batı bölgesinde yatay atım 150-200 m, düşey atım 20-30 m arasında değişirken doğudaki yatay atım 30-40 m, düşey atım da 5-10 m'ye kadar düşer .

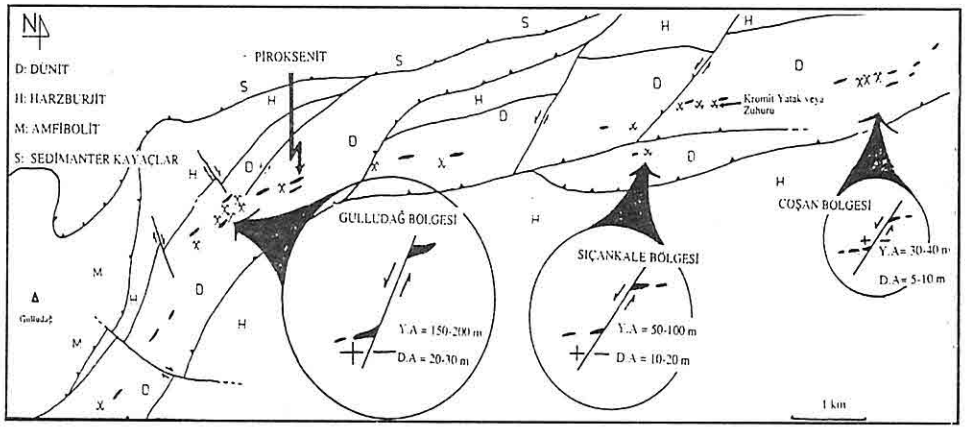
Kromit kütlelerinin eğim ve doğrultuları içerisinde bulundukları ultramafitlerle aynıdır. Ayrıca ilave olarak peridotitlerde gözlenemeyen bazı çizgisel yapılar kromit kütlelerinde belirgindir. Uzanım gösteren kromit kütlele-rinin dalımları 10-50° ile NE'ye doğrudur. Bu durum mikroskopta da gözlenmiş olup uzanım gösteren olivin kristallerinin ve aksesuar kromit kristallerinin yönelimleri cevher küt-lelerinin yönelimleri ile paralellik gösterirler.

4. SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile, Türkiye Kuzey Ultramafit kuşağında yer alan Kop ultra-mafitleri içerisindeki Alpin tip kromit yataklarının aranmasında kullanılabilecek bir takım kriterler elde edilmiştir. Elde edilen bu kriterler mineralojik, petrografik ve yapısal anlamda olup, benzer şekilde diğer kromit provenslerindeki aramalarda tatbik edilebilirler.

5. TEŞEKKÜR

Yazarlar araştırmalarının her



Şekil 3. Kop Bölgesinde Dünitler İçerisinde Cevher Kütlelerini Birinci Derecede Etkileyen Sol Yönlü Ters Fayların (oblik) Atımlarının Batıdan Doğuya Doğru Değişimleri.

aşamasında katkılarından dolayı Prof. Dr. Mustafa ASLANER ve Birlik Madencilik A.Ş. yetkililerine teşekkür ederler.

6. KAYNAKLAR

Ağar, Ü., 1975, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit)bölgesinin jeolojisi. İÜ, Fen Fak. Doktora Tezi, İstanbul, 159 s.

Ağralı, B. ve diğ., 1965, Bayburt bölge-sinde Dogger mevcudiyetinin palinolojik yolla ispatı, MTA Derg. 65, 32-42.

Aslaner, M., ve Kolaylı, H., 1996, Kop Dağları (Erzincan- Erzurum) Ultramafitlerinin paleojeotektonik konumuna analitik bir yaklaşım, KTÜ. Jeol. Müh. 30. Yıl Semp. Bil. Kit. 240-249, Trabzon.

Boudier, F. ve Nicolas, 1986, Harzburgite and subtypes in ophiolitic and oceanic environments, Earth Planet. Sci. Lett. , 76, 84-92.

Dick, H.J.B. ve Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abysal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, Contrib. Mineral. Petrol., 85, 54-76.

Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1983, Guleman(Elazığ) krom yatakları ve peridotit birimin genel jeolojik konumu ve yapısal özellikleri, MTA Derg., 96, 77-100.

Faure, D., 1967, Çoruh Nehri ile Karasu Çayı arasındaki stratigrafik seri ve Bayrburt - Aşkale tektonigi hakkında geçici rapor. No. 4099, MTA, Ankara.

Kaaden, G., (1962) Ziraat Bankası Kromit şirketi adına Kopdağ batısındaki kromit ruhsatlarının değerlendirilmesi, MTA yayını, Ankara.

Keskin, İ., ve diğ. , 1989, Bayburt dolayının jeolojisi, Der. No. 2994, MTA, Ankara.

Ketin, İ., 1951, Über die Geologie der Gegand von Bayburt in nordost Anatolien. Rev. Fac. Sc. Üniv. Bd. 16, 113-127, İstanbul.

Kolaylı, H., (1996), Kop dağları (Erzincan-Erzurum-Bayburt) ültramafik ve mafik kayaçlarının jeolojik, petrolojik ve metalojenik incelemesi, KTÜ Fen. Bil. Ens., Doktora Tezi, (yayınlanmamış), Trabzon.

Korkmaz, S., ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, TJK, 5,107-115, Ankara.

Leblanc, M. ve Telagoult, A., 1989, Chromite pods in a lherzolite massif (Coto, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the western Mediterranean Alpine Belt, Lithos, 23, 153-162.

MTA, (1966), Chromite deposits of Turkey, MTA yayını, Ankara.

MTA-Japon Ekibi, (1979), Geological survey of Kopdağ in eastern Turkey (phase II), MTA yayını, Ankara.

MTA, Japon Ekibi, (1981), Report on geological survey of Tunceli and Kopdağ areas, Eastern Turkey (Phase III), MTA yayını, Ankara.

Özpınar, Y. ve Bilgin, A., 1996, Kozlar (Beyağaç - Denizli), Karaismailler (Kelekçi - Denizli) arası ofiyolitlerinin petrografisi ile bunlara bağlı kromit yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelemesi. Geosound, 28, 157-177.

Thayer, T.P, 1969, Gravity differantiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits, Econ. Geol. Monogr. 4, 132-146.

Paktunç, A.D., 1990, Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle, Ore Geol. Rev., 5,211-222.

Üşümezsoy, Ş., 1986, Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üze-rine yeni bir yaklaşım, Jeol. Müh. Derg., 29, 47-60.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1997 | SAYI NO 30 | ISSN 1019-1003

KOP (ERZİNCAN-ERZURUM-BAYBURT) ULTRAMAFİTLERİNİN MİNERALOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Hasan KOLAYLI
KTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü , Trabzon/Türkiye

ÖZET: *Kop ultramafitleri 50-60 km boyunda, 10-15 km genişliğinde ve K70D doğrultusunda uzanım gösteren bir masiftir. Bu masif başlıca dünit, harzburjit ve lerzolitlerden, daha az oranda da verlit, ortopiroksenit, klinopiroksenit ve vebsteritlerden oluşur.*

Bütün peridoditlerde panksenomorf granüler, lerzolit ve verlitlerde buna ilaveten poikilitik strüktür mevcuttur. Özellikle tektonik hatlara yakın alanlarda otoklastik strüktür gösterirler. Mineral parajenezleri şu şekildedir:

Dünit: olivin ± enstatit ± ojit + kromit ± magnetit ± krizotil ± talk + klinoklor + brusit

Harzburjit :olivin+enstatit + hipersten± diyopsit ± diyallaj + kromit ± magnetit ± krizotil ± klinoklor

Lerzolit: olivin + enstatit + hipersten + pijonit ± ojit + bitovnit ± hidrogrosular + kromit ± krizotil + brusit ± magnetit şeklindedir.

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL PROPERTIES OF KOP ULTRAMAFICS (ERZİNCAN-ERZURUM-BAYBURT)

ABSTRACT: *Kop ultramafics, that 50-60 km long, 10-15 km wide and lie N70E direction, form a massive. While dunite, harzburgite and lherzolite made up to main part of massive, wherlite, orthopyroxenite, clinopyroxenite and websterite are seen lesser amounts.*

Despite peridotic rocks have panksenomorf granular texture, lherzolite and wherlite is shown poikilitik texture in addition. Autoklastic texture is commonly seen near tectonic lines. Mineral paragenesis of studied rocks are following:

Dunite:olivine ± enstatite ± augite + chromite ± magnetite ± chrysotile ± talc + clinochlore + brucite

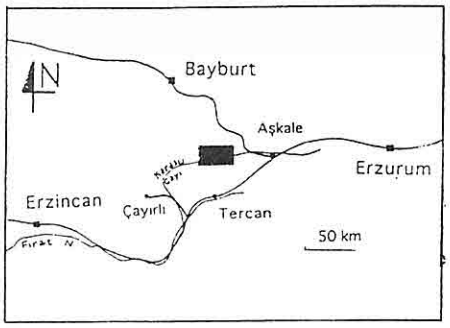
Harzburgite: olivine+ enstatite + hyperstene± diopside ± diallage + chromite ± magnetite ± chrysotile ± clinochlore

Lherzolite: olivine + enstatite + hyperstene + pigeonite ± augite + bitownite ± hydrogrossular + chromite ± chrizotil + brucite ± magnetite .

1. GİRİŞ

Kop dağı ultramafitleri Erzincan-Erzurum-Bayburt illeri sınırları içerisinde (Şekil 1), Pon-tidler ile Anatolitlerin ortak noktasında yeralır (Ketin, 1966). Bu ultramafitlerin yaklaşık 2/3'lük bir bölümü (700 km^2) inceleme alanını oluşturur. 1/25000 ölçek bazında yapılan jeolojik harita ışığında bu bölgenin mineralojik ve petrografik özellikleri açığa çıkarılmıştır. 400'den fazla örneğin ince kesiti polarizan mikroskopta incelenmiş, bir kısmının da mikroprob analizi yapılmıştır. Ayrıca ultramafitlere ait bir kısım serpantinit örneğinin de DTA analizleri yapılmıştır. Ultramafitlerin sınıflamasında modal analiz sonuçları kullanılarak Streckeisen (1967) diyagramları esas alınmıştır. Bu çalışmada, Kop ultramafit-lerinin tabandan üst seviyelere doğru mineralojik, strüktürel ve petrografik değişimleri ele alınacaktır. İnceleme alanında veya bu alanı ilgilendiren yakın sahalarda değişik zamanlarda ve değişik amaçlı birtakım çalışmalar yapılmıştır. Bunların çoğu genel jeolojik amaçlıdır (Ketin, 1951; Gattinger, 1962; Wedding, 1963; Ağralı, 1965; Faure, 1967; Burşuk, 1975; Ağar, 1975; Altıparmak ve diğ., 1982; Korkmaz ve Baki, 1984; Keskin ve diğ., 1989).

İncelenen bölgeye yakın sayılabilecek ultramafik alanlarda da birçok araştırıcı çalışmıştır. 100 km kadar doğuda Sakaltutan (Erzurum) ofiyolitlerinde Yılmaz ve diğ. (1988), 50 km güneybatıda de Buket ve Ataman (1982) çalışmışlardır. Kop bölgesinde kromit aramalarına yönelik çalışmalar ise Kaaden (1962), MTA (1966, 1979, 1981) tarafından yapılmıştır.

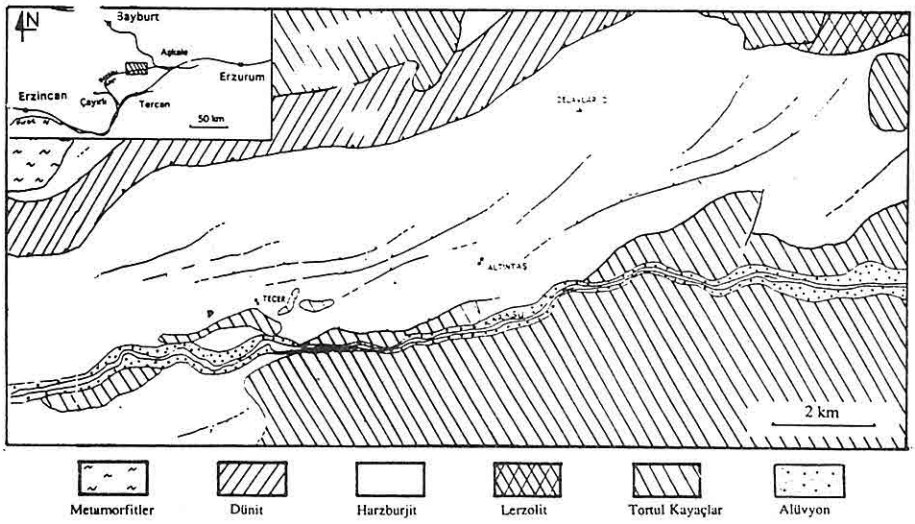


Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası.

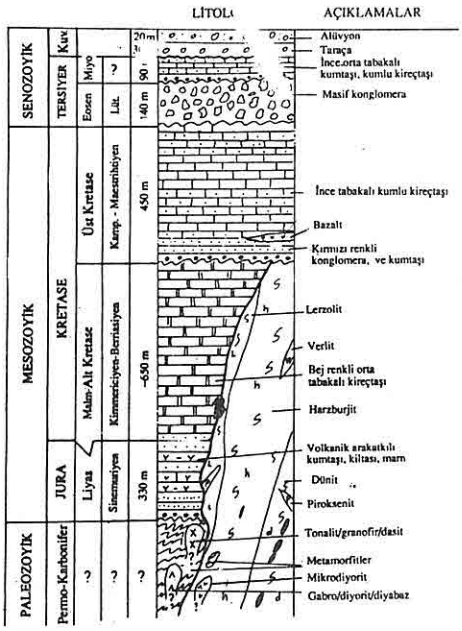
2. GENEL JEOLOJİ

Kop bölgesi genelde ultramafik, daha az oranda da tortul, metamorfik ve diğer magmatik kayaçlardan oluşur. Bölgede hakim olan ultramafitler KD-GB doğrultusunda uzanım gösterir (Şekil 2). Boyu genişliğinin 4-5 katı kadar olan bu ultramafitlerin genel magmatik yığışımlarının eğimi 40-70° ile KB'ya, Karasu çayı güneyinde ise kısmen GD'ya doğrudur.

Kop bölgesinin en yaşlı kayaçları Paleozoyik yaşındaki metamorfitler (gnays, amfibolit ve mikaşist)'den oluşur. Bu kayaçlar üzerine taban konglomerası ile Liyas yaşlı volkano tortul seri oturur. Malm-Alt Kretase yaşlı tortular da aynı şekilde Liyas yaşlı birimler üzerine gelirler. Burada Dogger'in varlığı tartışma konusudur. Alt Kretase ile Üst Kretase, Üst Kretase ile de Eosen ve Miyosen tortuları arasynda açısal uyumsuzluk mevcuttur (Şekil 3).



Şekil 2 Kop Ultramafitlerinin Basitleştirilmiş Jeolojik Haritası.



Şekil 3. Kop Ultramafitlerinin Genelleştirilmiş Jeolojik Dikme Kesiti (Kolaylı, 1996).

Ultramafitlerin metamorfitlerle olan sınırı ilksel olarak magmgtik dokanaklıdır. Yani ultramafitler kıtasal kabuğun bir bölümünü oluşturan metamorfitler içerisine büyük bir intrüzyon halinde sokulum yapmışlardır (Kolaylı, 1996). Ancak yoğun deformasyondan dolayı bu sınır tektonik gözükür. Aynı şekilde ultramafitlerin Malm-Alt Kretase tortuları ile olan sınırı da tektoniktir. Karasu çayı güneyinde Üst Kretase tortuları ultramafitler üzerine taban konglomerası ile otururlar. Ancak hem Liyas hem de Malm-Alt Kretase kırıntılı tortuları içerisinde ultramafik kayaç çakıllarına rastlanılmaması ve ultramafitlerin Metamorfitler içerisine sokulum yapması bunların yükselme (intrüzyon) yaşının Paleozoyikten genç, yüzeyleme yaşının da Üst Kretaseden önce olduğunu gösterir.

Ultramafitlerin en alt seviyelerinde

dünitler yer alır. Bunları üste doğru sırasıyla harzburjit, lerzolit ve verlitler izlerler. Amfibolitlerle olan kontaklarında ve çok dar alanlarda mela gabrolar yer alır. Söz konusu bu ultramafik istif piroksenit dayklarıyla kesilmişlerdir.

3. ULTRAMAFİTLERİN MİNERALOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Kop ultramafik kayaçları peridotit (dünit, harzburjit, lerzolit ve verlit) ve piroksenitlerden (ortoproksenit, klinopiroksenit ve vebsterit) ibarettir. Ancak yayılım alanı olarak peridotitler ultramafik masifin tamamına yakınını oluştururlar. Mineralojik tayinlerde genelde polarizan mikroskoptan, kısmen de (serpantin minerallerinin tespitinde) DTA ve XRD analizlerinden faydalanılmıştır.

3.1. Peridotitler

Genelde dünit, harzburjit, lerzolit ve çok az oranda da verlitlerden oluşurlar. Olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen miktarlarının değişimi ile birbirlerine geçiş gösterirler.

3.1.1. Dünit

Ültramafitlerin en alt birimini oluşturan dünitler 1-2 km genişliğinde ve 16 km boyunda bir alanda yüzeylenip diğer ültramafitlere nazaran son derece serpantinleşmişlerdir. Taze kırık yüzeyleri alacalı gri, ayrışmış yüzeyleri kirli beyazdır. Tamamen serpantinite dönüşen bölgelerde ise beyaza yakın açık bej renklidirler. Makroskobik olarak çek-ayır (pull-apart) tekstürlüdürler. Primer magmatik bantlaşması çıplak gözle hemen hemen hiç görülmez. Yönlü örneklerin mikroskopta incelenmesi ile magmatik bantlaşmanın varlığı ve duruşu belirlenmiştir. İçerdikleri önemli kromit yataklarının konumları da magmatik bantlaşmanın konumunu tespit etmede önemli bir faktördür. Genel olarak K70D/60 KB duruşu olan bu kayaçların ilksel konumları yoğun deformasyondan dolayı yer yer bozulmuştur.

Mikroskop altında daima panksenomorf taneli kısmen de magmatik yığışım strüktürü sunarlar. Tektonik hatlara yakın alanlarda görülen otoklastik strüktür (Şekil 4) kuşkusuz magmanın tam katılaşmadan yerleşimi sırasında gelişmiştir (Aslaner 1982). Tamamen serpantinleşmiş kısımlarında ikincil olarak ağsal strüktür gösterirler. Mineral parajenezleri şu şekildedir;

Birincil parajenez; Olivin ± enstatit ± ojit +kromit

İkincil parajenez; krizotil a + krizotil g ± talk ± kalsit + klorit + klinoklor ± magnetit + brusit + manyezit şeklindedir. Olivin: Dünit içerisinde modal olarak %90-95 oranında mevcuttur. Kristal tane boyu 1-3 mm arasında değişir. Ksenomorf kristaller defor-masyondan dolayı onlarca küçük kristallere bölünmüş, çatlaklarında serpantin mineralleriyle birlikte magnetit gelişmiştir. Sağlam olivin kristallerinin mikroprob analiz sonuçlarına göre cinslerinin forsterit (ortalama %92 fo) olduğu belirlenmiştir (Tablo 1).

Şekil 4. (a) Dünitlerdeki Birincil Pankse-nomorf Taneli ve (b) İkincil Otoklastik Strüktür (ÇN, 1 cm= 197 mikron).

Enstatit: Kayaçta ortalama % 1-2, en çok %5 oranında bulunur. Kristaller tamamen özşekilsiz (ksenomorf) dir. Genelde kırık, dilinim ve kenarları boyunca serpantinleşerek krizotile, nadiren de bütünüyle serpantinleşerek bastite dönüşmüştür.

Tablo 1. Dünit içindeki olivin kristallerinin mikroprob analizleri

	1	2	3	4	5
SiO_2	41.22	40.81	40.91	40.88	41.02
FeO	7.8	8.23	8.43	7.37	7.23
MnO	0	0.04	0.0	0.63	0.06
MgO	50.75	50.96	50.66	50.98	51.09
Top	99.97	99.94	99.90	99.86	99.40
% Fo	92.06	91.68	91.46	92.02	92.64

Ojit : Olivin kristalleri arasında, eser miktarda ve özşekilsiz olarak bulunur. Nispeten sağlam ve ayrışmasızdır.

Serpantin mineralleri: Olivin ve piroksenlerin kısmen veya tamamen ayrışma ürünü olarak, kristallerin çatlak ve dilinimleri arasında veya kenarları boyunca gelişmişlerdir. İkincil olarak gelişip, kayaca ağ strüktürü verirler. Genelde lizardit krizotil a 2Vz=40) ve krizotil g (2Vx=10-40) türündedir.

Tektonik hatlara yakın alanlarda nadiren antigorit (ng-np=0.005, 2Vx=50°) şeklindedir. Bazen da piroksen kristallerinin tamamen bozuşması ile bastite dönüşmüşlerdir.

Kromit: Kayacın ortalama olarak % 2-3'ünü oluştururlar. Genelde yarı öz şekilli, kısmen de öz şekilsizdirler. Kenarları ve kırıkları boyunca magnetite dönüşmüşlerdir.

Magnetit: Hem silikat minerallerinin hem de kromitin ayrışma ürünü şeklindedirler.

Klinoklor: İkincil olarak, genellikle magnetit kristalleri etrafında ve magnetit kristal yüzeyine dik olarak gelişmişlerdir. Miktarları serpantinleşme ile doğru orantılıdır.

Kalsit: Genellikle tortul kayaçlara yakın alanlardaki serpantinitlerde çatlak dolgusu şeklinde görülmüştür.

Brusit: Nispeten bol miktarda ve ikincil olarak görülür.

3.1.2 Harzburjit

İnceleme alanında yüzeylenen peridoditlerin yaklaşık % 85'ini oluşturup 10-15 km genişliğinde ve 35 km'den daha uzun bir alanda

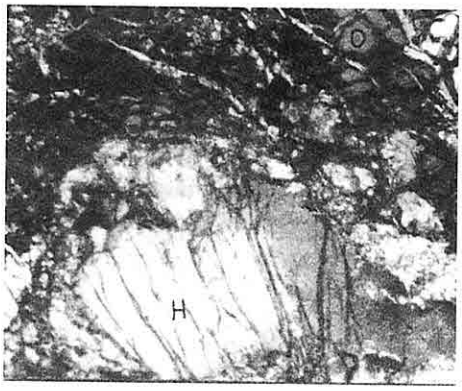
yüzeylenirler. Taze kırık yüzeyi renkleri koyu yeşilimsi gri, ayrışma yüzeyleri ise kahverengidir. Tamamen serpantinleşmiş alanların rengi ise çok açık gridir.

Harzburjitlerde bulunan magmatik bantlaşma gözle pek ayırt edilemez. Ancak yer yer bantlı ve saçınımlı kromit zuhurlarının duruşundan ve yönlü kesitlerden hareketle primer magmatik bantlaşmanın konumu be-lirlenebilmiştir. Primer magmatik bantlaşma genelde K60D/(10-40)KB, kısmen de K60D/(20-50)GD'dur.

Mikroskopta daima panksenomorf taneli, yer yer de buna ilaveten bantlı ve otoklastik strüktür sunarlar (Şekil 5). Otoklastik strüktür daha çok fay hatlarına yakın alanlarda görülür. Aşırı serpantinleşmiş alanlarda kafes strüktür gösterirler Mineral parajenezi şu şekildedir;

Birincil olarak: olivin + enstatit + hipersten ± diyopsit ±diyallaj + kromit

İkincil olarak: krizotil a + krizotil g ± antigorit ± klinoklor ± brusit + talk +kalsit ± bovlenjit + magnetit şeklindedir.



Şekil 5. Harzburjitlerde Otoklastik Strüktür (ÇN, 1 cm = 197 mikron).

Enstatit: Harzburjitlerde hakim mineral olarak % 10-50 oranında bulunur. Genelde özşekilsiz nadiren de yarı öz şekillidirler. Kristal Boyutları 1-5 mm arasında değişir. Yoğun deformasyondan dolayı genelde 9°'ye kadar eğik sönme gösterirler. Bundan dolayı da henüz tamamen soğumamış ve ağdalı halde iken deformasyona uğradıkları (veya intrüzyon yaptıkları) kanaatine varılmıştır. Kısmen dilinimleri boyunca ekssolüsyon ürünü olarak klinopiroksen ihtiva ederler.

Özellikle dilinimleri boyunca serpantinleşmeleri ile ikincil olarak gelişen kafes strüktürü sunarlar. Mikroprob analiz sonuçları Tablo 2'de sunulmuştur. Buna göre enstatit içerikleri % 79.6-91.8 arasındadır (Şekil 6).

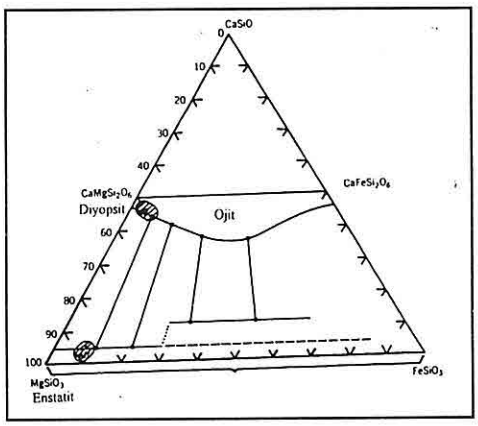
Olivin: Modal olarak % 10 ila 50 oranında bulunur. Tamamen ksenomorf kristaller halindedirler. Kırık ve kenarları boyunca kısmen veya tamamen serpantinleşmişdir.

Yoğun deformasyondan dolayı birçok küçük kristallere ayrılıp daima dalgalı sönmelidir. Genelde yuvarlağımsı kısmen de oval kristaller halinde bulunurlar. Bu durumda kristallerin uzun ekseni primer bantlaşmaya paraleldir. Mikroprob analiz sonuçlarına göre cinslerinin % 90.80-91.70 fo ile forsterit olduğu belirlenmiştir (Tablo 3).

Diyallaj: En çok %1 oranında bulunur. Karakteristik olarak üç yönlü dilinimiyle diğer piroksenlerden ayrılır. Diğer

Tablo 2. Harzburjit İçerisindeki Ortopiroksenlerin Mikroprob Analiz Değerleri

	1	2	3	4
SiO_2	56.57	53.06	57.84	57.08
Al_2O_3	1.13	0.61	0	0.49
TiO_2	0	0	0	0
FeO	6.86	8.86	5.30	5.09
MnO	0	0	0	0
MgO	32.58	32.37	35.82	35.2
CaO	2.28	4.61	0.31	1.07
Top	99.42	99.51	99.27	98.93
% En	85.6	79.6	91.8	90.7
% Fs	10.1	12.3	7.6	7.3
% Wo	4.3	8.1	0.6	3.0
	6	**7**	**8**	**9**
SiO_2	56.94	56.39	56.91	56.89
Al_2O_3	1.63	1.67	1.08	1.24
TiO_2	0	0	0	0
FeO	4.57	5.10	5.48	5.18
MnO	0	0	0	0
MgO	35.07	35.25	34.87	35.15
CaO	1.52	0.99	0.63	0.49
Top	99.73	99.40	98.97	98.95
% En	90.5	90.8	90.8	91.6
% Fs	6.6	7.3	8.0	7.5
% Wo	2.9	1.9	1.2	0.9



Şekil 6. Kop Ultramafitleri İçerisindeki Piroksenlerin Kimyasal Sınıflaması

Tablo 3 Harzburjit İçerisindeki Olivinlerin Mikroprob Analiz Değerleri .

	1	2	3	4	5
SiO_2	40.89	40.95	41.47	41.30	40.83
FeO	8.97	8.69	7.85	8.74	8.17
MnO	0.35	0.45	0.31	0.46	0.32
MgO	49.79	49.64	50.29	49.49	50.97
Top	100.0	99.73	99.92	99.99	100.2
% Fo	90.80	91.10	91.70	90.98	91.60

minerallere oranla daha az serpantinleşmişdir.

Hipersten: Kayaç içinde modal olarak % 5-10 oranında bulunur. Öz şekilsiz ve genelde bükülmüş kristaller halindedirler. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir.

Diyopsit: Modal olarak %3-4 oranında bu-lunur. Genelde olivin ve enstatitlerin arasında özşekilsiz olarak görülür. Olivin ve ortopiroksenlere oranla daha az serpantinleş-mişlerdir. Mikroprob analiz sonuçları Tablo 4, kimyasal sınıflaması ise Şekil 6'da sunulmuştur.

Serpantin mineralleri: Harzburjitlerde hem olivin hem de piroksenlerin ayrışması ile gelişmişlerdir. Olivin çatlaklarında ve kenarlarında gelişerek ağsal, piroksen dilinim ve kenarlarında gelişerek de kafes strüktürü oluştururlar. Genellikle krizotil (a ve g) türünde, tektonik hatlara yakın alanlarda da nadiren antigorit bileşimindedir. Yapılan mikroskobik incelemelerle olivin çatlak-larında gelişen krizotil minerallerinden krizotil a'nın krizotil g'ya nazaran sağlam olivin kısmında yeraldığı, dolayısıyla da krizotil a'nın krizotil g'dan daha önce oluştuğu belirlenmiştir .

Tablo 4. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin mikroprob analiz değerleri.

	1	2	3	4
SiO2	53.76	52.73	54.47	53.53
TiO2	0	0	0	0.11
Al2O3	0.79	1.07	0.7	0.53
Cr2O3	0.38	0.45	0.42	0.35
FeO	1.57	1.66	1.50	1.58
MnO	0.23	0.15	0.15	0
MgO	18.7	18.93	18.92	18.86
CaO	23.59	23.32	23.83	23.57
Na2O	0.98	1.62	0	1.25
Top	100.0	99.93	99.84	99.78
5	6	7	8	
SiO2	53.19	53.07	53.85	53.62
TiO2	0.18	0	0	0
Al2O3	1.0	0.86	0.68	1.17
Cr2O3	0.67	0.62	0.66	0.76
FeO	1.92	1.51	1.72	1.29
MnO	0.21	0	0	0
MgO	18.69	19.12	19.0	19.06
CaO	23.27	23.92	24.02	23.58
Na2O	0.76	0.75	0.96	0.33
Top	99.89	99.85	100.8	99.81

Klinoklor: Tıpkı dünitlerde olduğu gibi harzburjitlerde de miktarları serpantinleşme ile artar. Genelde magnetit mineralleri etrafında bulunurlar.

Kalsit: Tektonik hatlara yakın alanlarda görülür.

Magnetit: Hem olivin hem de piroksenlerin ayrışma ürünü şeklinde bulunurlar. Miktarları ser-pantinleşme ile artar.

3.1.3 Lerzolit

Peridoditlerin en üst seviyelerinde yer alan lerzolitler inceleme alanının KD'sunda yüzeylenirler. Makroskobik olarak harzburjitlerden ayrılmaları hemen hemen imkansızdır. Ancak mikroskopta klinopiroksen artışı ile tedrici olarak harzburjitlerden ayrılırlar. Amfibolitlerle magmatik dokanak oluşturan lerzolitler üst seviyelerde % 5'e kadar plajiyoklas içerirler. Nadiren düşük tenörlü ve düşük rezervli saçınımlı yapıda kromit zuhurları içerirler. Genel primer magmatik bantlaşmalar diğer ultramafitlerde olduğu gibidir.

Mikroskopta panksenomorf taneli, pösilitik ve nadiren de bantlı strüktür gösterirler. İkincil olarak da otoklastik strüktür sunarlar (Şekil 7).

Olivin : Hakim mineral olarak % 40-60 oranında bulunur. Yoğun deformasyon izleri taşıyıp dalgalı sönmelidirler. Kırık ve çatlakları boyunca krizotile dönüşmüştür. Mikroprob analiz sonuçları Tablo 5'de sunulmuştur.

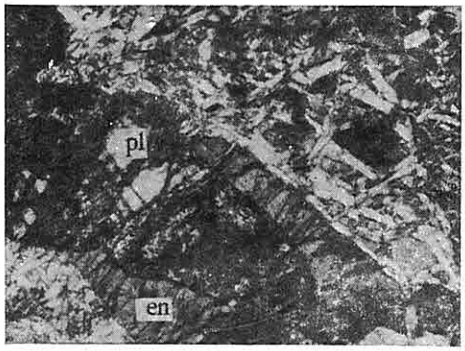
Enstatit: Modal olarak 10-40 oranında bulunur. Genelde öz şekilsiz olup kısmen veya tamamen serpantinleşmişlerdir. Ekssolüsyon ürünü olarak klinopiroksen içerirler.

*Hipersten:*Modal olarak % 6-14 oranında bulunur. Yer yer bastitleşmişlerdir.

Pijonit: % 5-12 oranında bulunup daima dalgalı sönmelidirler. Orto piroksenlere oranla daha az serpantinleşmişlerdir (Tablo 6).

Ojit: Çok az miktarda tespit edilmiştir.

Bitovnit: En çok % 5 oranında bulunur. Kısmen veya tamamen ayrışarak izotrop olan hidrogranata dönüşmüştür. Genelde olivin ve ortopiroksenleri pösilitik olarak sararlar. Lerzolitlerde ikincil olarak gelişen serpantin, kalsit, magnetit, brusit ve klinoklor tıpkı harzburjitlerde olduğu gibi mikroskobik özellik sunar. Bu



Şekil 7. Lerzolitlerde pösilitik strüktür (ÇN, en: enstatit, oj: ojit, ol: olivin, pl: plajiyoklas, 1 cm= 197 mikron).

Tablo 5. Lerzolit içerisindeki olivinlerin mik-roprob analiz değerleri.

	1	2	3	4	5
SiO_2	41.46	40.75	42.06	40.64	41.04
FeO	7.99	7.92	8.86	8.13	7.89
MnO	0.14	0.16	0.35	0.33	0.06
MgO	50.41	50.76	48.64	50.86	50.46
Top	100.0	99.59	99.91	99.96	99.45
% Fo	91.83	91.90	90.70	91.60	91.80

Tablo 6. Lerzolit içerisindeki klinopirok-senlerin mikroprob analiz değerleri.

	1	2	3
SiO_2	53.59	53.89	53.44
Al_2O_3	1.17	1.21	1.24
TiO_2	0	0.17	0
FeO	1.93	2.12	2.13
MnO	0	0	0
MgO	18.65	18.67	18.99
CaO	23.03	22.88	22.77
Top	98.37	98.94	98.57

kayaçlarda diğerlerinden farklı ve ikincil olarak hid-rogranat ortaya çıkar.

3.1.4 Verlit

İnceleme alanın KD'sunda lerzolitler içerisinde çok dar bir alanda (100x300 m) yüzeylenirler. Makroskobik olarak lerzolit ve harzburjitlerden ayırt edilemezler. Mikroskopta klinopiroksen miktarının artışı, ortopiroksenlerin %5'in altına düşmesiyle lerzolitlerden ayrılırlar. Mikroskopta genelde panksenomorf granüler, yer yer de pösilitik (poikilitik) strüktür gösterirler. İkincil olarak da otoklastik strüktüre sahiptirler. Mineralojik özellikleri anılanlar dışında lerzolitlere benzer.

3.2 Piroksenitler

Ültramafik birlik içerisinde en son ürün olarak bulunan bu kayaçlar peridotitleri keserek yüzeylenmişlerdir. Petrografik anlamda ortopiroksenit, klinopiroksenit ve vebs-terit alt gruplarına ayrılırlar.

3.2.1 Ortopiroksenit (hiperstenit)

Tek tip mineralden oluşan bu kayaçlar harzburjitlerin üst seviyelerinde ve onlar içerisine sokulum yapmış olarak gözükürler. 40x120m'lik bir alanda yüzeylenen bu kayaçlar oldukça iri kristalli olup kristal boyutları 1-12 cm arasında değişir. Makros-kobik olarak taze kırık yüzey renkleri yeşil, ayrışma yüzeyi renkleri kahvedir. Kristaller doleritik strüktürü andıracak şekilde dizinim gösterirler.

Mikroskobik olarak hipersten kayacın % 95-98'ini oluşturur. Çok az oranda (%2-5) ojit bunlara eşlik eder. İkincil olarak krizotil g, pennin, vermikülit, klinoklor ve magnetit içerirler.

Tablo 7. Diyopsitit içerisindeki diyopsit minerallerinin mikroprop analiz değerleri.

	1	2	3	4
SiO_2	53.43	54.26	55.47	55.14
Al_2O_3	0.40	0	0	0.49
TiO_2	0.29	0	0.1	0
FeO	1.68	1.84	1.68	1.43
MnO	0.21	0.13	0	0
MgO	18.43	19.08	19.14	18.13
CaO	23.80	22.91	23.3	24.42
Top	98.24	97.22	99.69	99.61

3.2.2 Klinopiroksenitler

3.2.2.1 Diyopsitit

Başlıca dünit içerisinde görülmekle beraber kısmen de harzburjit ve lerzolitler içerisinde bulunurlar. Boyutları 0.5x1 m'den 20x50 m'ye değişen dayklar şeklinde bulunurlar. Taze kırık yüzey renkleri açık elma yeşili olup oldukça fazla serpantinleşmişlerdir. Genellikle dünit içerisinde, dünit-harzburjit tedrici geçiş zonunun 600-700 m kadar altında bir hat boyunca yoğunlaşmışlardır. Daykların uzun eksenleri birbiri-ne paraleldir. Yüzeyleme alanlarında dayk boyunun genişliğine oranı 2.5-3'dür. Kristal boyutları 0.1-0.8 cm arasıda değişir. Makroskobik olarak dünitler içerisinde bulunanlar doleritik strüktürü andıracak şekilde dizinim gösterirler. Mikroskopta subotomorf (yarı özşekilli) taneli yer yer de posilitik strüktür sunarlar.

Diyopsit: Kayaç içinde modal olarak % 75-98 oranında bulunur. % 5-90 oranında serpantinleşmiş (bastitleşmiş) tir. Olivin ve hipersten ihtiva eden diyopsititlerde genellikle bu mineralleri çevrelerler. Sıkça dalgalı sönme gösteren bu minerallerde nadiren yönlenme görülür. Mikroprob analiz sonuçları Tablo 7'de sunulmuştur.

Olivin (Forsterit): Klinopiroksenitler içerisin-de % 3-5 oranında bulunur. Tamamına yakını serpantinleşmiştir. Genelde piroksenler tarafından pösilitik olarak çevrelenirler.

Enstatit: Modal olarak % 3-10 oranıda bulunur. Genellikle bastitleşmişlerdir.

Yer yer eksolüsyon ürünü olarak klinopiroksen lamelleri içerir.

Ojit: En çok % 1-2 oranında bulunup özşekilsizdirler.

Krizotil g: Ağ ve damarcıklar şeklinde hem klinopiroksen hemde diğer minerallerin çatlaklarında bulunur.

Magnetit: Kayaçta en çok % 5 oranında bulunup miktarları serpantinleşme ile artar.

Ayrıca ikincil olarak diyopsititlerde hidrogranat, kalsit, vermikülit ve klinoklor mevcuttur.

3.2.2.2 Diyallajit

Karasu çayı güneyinde Çırmıt köyü'nün 1 km GB'sında 10x30 m'lik bir alanda dayk şeklinde bulunur. Harzburjitleri keserek yüzeylenmişlerdir. Çıplak gözle diğer piroksenitlerden farklı olarak kristallerde üç yönlü dilinim gözlenmesi ile diğer piroksenitlerden ayrılırlar. Kristal boyutları 3-7 cm arasında değişir. Koyu zeytin yeşili renkte olup diğer piroksenitlere nazaran çok daha az ayrışmışlardır.

3.2.3 Vebsterit

Genellikle harzburjitlerin orta ve üst

seviyelerinde dayklar şeklinde yüzeylenirler. Boyutları ortalama 5x15 m'dir. Çıplak gözle diyallajit hariç diğer piroksenitlerden ayırt edilemezler. Kristal boyutları 2-5 mm'dir. Olivin genelde az miktarda olmasına rağmen bazan % 20'ye kadar ulaşır ve "olivinli vebsterit" adını alırlar. Mikroskopta ksenomorf ve subotomorf taneli, yer yer de pösilitik strüktür gösterirler.

Olivin (% 55 fo): Modal olarak % 3-20 oranında mevcuttur. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir.

Enstatit: Modal olarak % 8-40 oranında bulunur. Miktarları olivinle ters orantılıdır. Pösilitik olarak hortonolit içerir. Klinopiroksenlere nazaran biraz daha öz şekillidir. Dilinimleri boyunca ekssolüsyon ürünü mineral içerirler.

Diyopsit-Ojit: Modal olarak % 60-80 oranında bulunur. Ortopiroksenlere nazaran biraz daha öz şekilsizdir. Pösilitik olarak ortopiroksen ve olivinleri çevrelerler.

Vebsteritlerde ikincil olarak krizotil, magnetit, klinoklor ve nadiren de kalsit mevcuttur.

4. SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile Kop Ultramafitlerinin dünit, harzburjit, lerzolit ve piroksenitlerden oluştukları belirlenmiştir. Söz konusu bu ultramafik masif normal bir okyanus kabuğunda (ofiyolitlerde) bulunan izotropik gabro, dayk kompleksleri ve yastık lavlar bakımından eksiklidir. Bunun yanında geniş ve izotropik dünit zonu içermesiyle doğuda Sakaltutan, güneyde Tanyeri ve GB'da Refahiye ofiyolitik kayaçları ile bir takım farklılıklar sunarlar.

5. TEŞEKKÜR

Yazar, bu çalışmada katkılarından dolayı Prof. Dr. Mustafa ASLANER'e ve Paşabahçe mikrokimya analiz laboratuvar şefi Jeo Müh. Bülent ARMAN'a teşekkür eder.

6. KAYNAKLAR

Ağar, Ü., (1975), Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) böl-gesinin jeolojisi, Doktora tezi, Y:Ü Fen Fak., İstanbul.

Ağralı, B., (1965), Bayburt bölgesinde Dogger mevcudiyetinin palnolojik yolla ispatı, MTA Derg., 65, 32-42.

Altıparmak, S. ve diğ., (1982), Demirözü Permo-Karbonifer yaşlı birimlerin çökel or-tamı ve taşkömür oluşumları, MTA, Ankara.

Aslaner, M., (1983), Kor ve kor kırıntılı kayaçlar, KTÜ, Müh-Mim Fak., No.23, Trabzon.

Buket, E., ve Ataman, G., (1982) Erzincan Refahiye ültramafik ve mafik kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri, Yerbilimleri, 9, 5-17

Burşuk, A., (1975) Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelemesi, Doktora tezi, İTÜ Fen Fak., İstanbul.

Faure, D., (1967), Çoruh nehri ile Karasu çayı arasındki stratigrafik seri ve Bayburt-Aşkale Tektoniği, MTA yayını, Ankara.

Gattinger, T. E., (1962), Explanatory text of the geological map of Turke Trabzon,1:500.000, MTA yayını, Ankara.

Kaaden, G., (1962) Ziraat Bankası Kromit şirketi adına Kopdağ batısındaki kromit ruhsatlarının değerlendirilmesi, MTA yayını, Ankara.

Keskin, Y., (1989), Bayburt dolayının jeo-lojisi, MTA yayını Ankara.

Ketin, İ., (1951), Über die Geologie der Gegand von Bayburt in nordost Anatolien. Rev. Fac. Sc. Üniv. Bd., 16, 113-117.

Ketin, İ., (1966), Tectonic units of Anatolia, MTA bull.,66, 23-24.

Kolaylı, H., (1996), Kop dağları (Erzincan-Erzurum-Bayburt) ültramafik ve mafik kayaçlarının jeolojik, petrolojik ve metalojenik incelemesi, KTÜ Fen. Bil. Ens., Doktora Tezi, (yayınlanmamış), Trabzon.

Korkmaz, S., Baki, Z., (1984), Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, TJK Bül., 5, 107-115, Ankara.

MTA, (1966), Chromite deposits of Turkey, MTA yayını, Ankara.

MTA-Japon Ekibi, (1979), Geological survey of Kopdağ in eastern Turkey (phase II), MTA yayını, Ankara.

MTA-Japon Ekibi, (1981), Report on geo-logical survey of Tunceli and Kopdağ areas, Eastern Turkey (Phase III), MTA yayını, Ankara.

Streckeisen, A., (1967), Classification and nomenclature of igneous rocks, Njb. Miner. Abh., 197, Stutgard.

Wedding, H., (1963), Beitrare zur Geologie der Kelkit linie und zur stratigraphie des jura im Gebiet Kelkit -- Bayburt, MTA derg. 61, 31-37.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 1997 | SAYI NO | 30 | ISSN 1019-1003

GRANİTOYİD KAYAÇLARIN MİNERALOJİK DEĞİŞİMİNİN BELİRLENMESİNDE YENİ BİR YAKLAŞIM: ZİGANA GRANİTOYİDİ (MAÇKA-TRABZON)

Orhan KARSLI
KTÜ-GMF, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Gümüşhane/ Türkiye
M. Burhan SADIKLAR
KTÜ., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/ Türkiye

ÖZET: *Granitoyid kayaçların mineral içerikleri, mineral birliktelikleri ve minerallerin plüton içerisindeki dağılımları, bu kayaçların sınıflandırılmaları açısından önemlidir. Bu nedenle, plütonun içerdiği bazı ferromagnezyen ve opak minerallerin belirli lokasyonlardaki bolluklarının belirlenmesi gerekmektedir.*

Buna örnek olmak üzere Zigana Granitoyidi (Maçka-Trabzon) içerisindeki granit, granodiyorit, tonalit, kuvarslı siyenit, monzonit, kuvarslı monzonit ve kuvarslı monzodiyorit bileşimli kayaçlardan 30 noktadan alınan örneklerin modal analizleri yapılmıştır. Bu örnek yerleri için x, y koordinatları oluşturularak, hornblend, piroksen, biyotit ve opak minerallerinin bu noktalardaki bollukları bilgisayar yardımıyla belirlenmeye çalışılmştır.

Elde edilen veriler yardımıyla, hornblend, biyotit, piroksen ve opak mineraller gibi bileşenlerin plüton içerisinde daha çok iç kısımlarda yoğunlaştıkları anlaşılmıştır.

A NEW APPROACH FOR THE DETERMINATION OF THE MINERALOGICAL VARIATION OF GRANITOID ROCKS: ZIGANA GRANITOID (MAÇKA-TRABZON)

ABSTRACT: *Mineral contents, mineral assemlages and its variations of the granitoid rocks is important for classifiying of the rocks. For this reason, abudance of ferromagnesian and opaque minerals in known location must be determined.*

As an examples to the description above, the modal analyses of thirty examples within Zigana Granitoid (Maçka-Trabzon) which is composed of granite, granodiorite, tonalite, quartz syenite, monzonite, quartz monzonite and quartz monzodiorite have been done. Determining x, y coordinations for this points, the density of hornblende, pyroxene, biotite and opaque minerals in this points have been tried to define with computer program.

Using the obtained data, in the pluton, biotite, honblende, pyroxene and opaque minerals increase to center of pluton.

1. GİRİŞ

Magmatik kayaçların mineralojik değişimlerinin incelenmesine ve yorumlanmasına yönelik hazırlanan bu çalışmaya, Zigana Granitoyidi örnek olarak seçilmiştir. Örnek plüton, Sümela-Maçka yöresinde yaklaşık 55 km^2 lik bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Çalışmanın ana amacı, granitoyid kayaçlar içindeki koyu renkli (ferromagnezyen) ve opak minerallerin bolluk açısından değişimini bilgisayar yazılımı yardımıyla irdelemek buna bağlı olarak gelişen mineral zonlanmasını belirlemektir.

Zigana Granitoyidi ile ilgili çalışmalar oldukça sınırlıdır. Plütonun stratigrafik konumunun ve mineralojik değişiminin belirlenmesine yönelik ilk çalışma Gülibrahimoğlu (1985) tarafından yapılmıştır. MTA ve JICA (1985), yöredeki plütonların yaşlarının saptanmasına yönelik çalışmasında, K-Ar yöntemini kullanmış ve bu kayaçlar için Eosen sürecine karşılık gelen yaşlar elde etmiştir. Karslı ve Sadıklar (1996), granitoyidin stratigrafik konumunu, mineralojisini ve petrolojisini incelemiş, granitoyidin ters zonlanmalı bir plüton olduğunu ortaya koymuştur.

2. JEOLOJİ

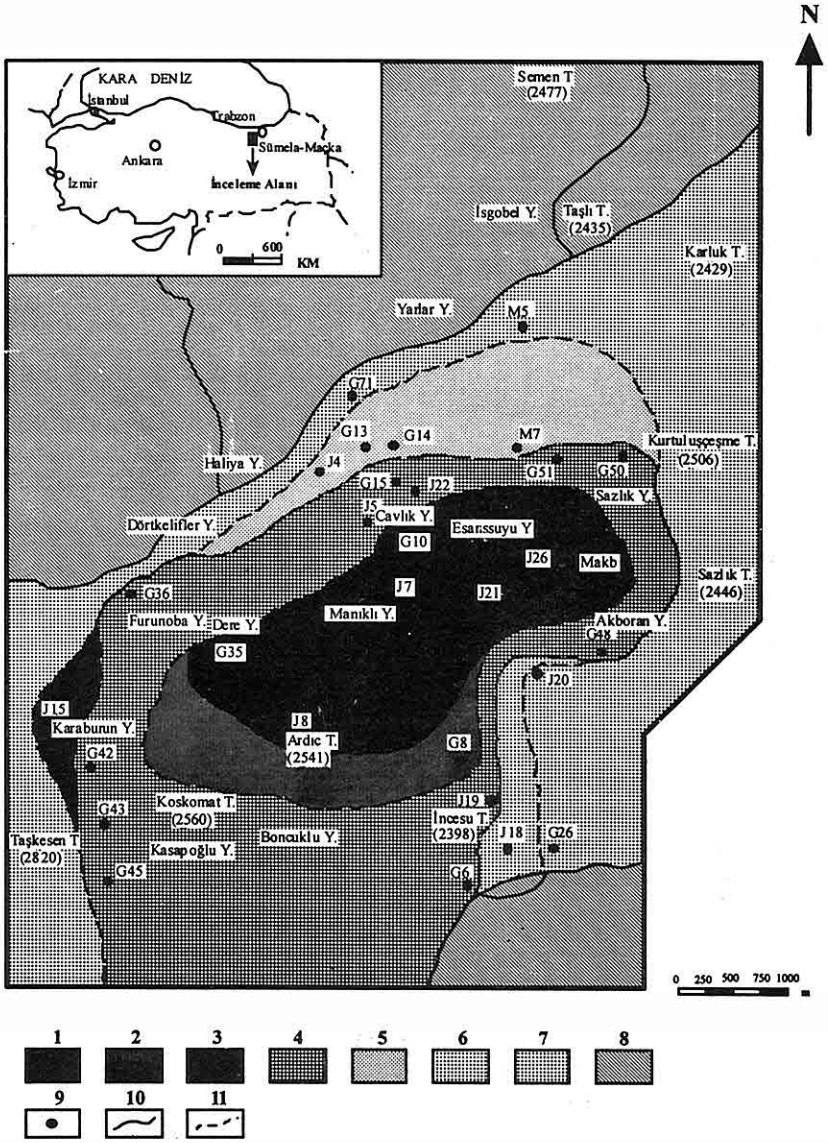
Bu çalışmaya örnek olarak seçilen Zigana Granitoyidi, Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı magmatik kayaçların oluşturduğu volkanik yay ortamında yer almaktadır. Plüton, kuzeyde Üst Kretase yaşlı andezit-bazalt ve piroklastitleri ile dasit ve dasitik piroklastitler ile sınırlıdır; güneyde ise Liyas yaşlı andezit-bazalt ve piroklastitleri ile Dogger-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarını kesmiştir. KD-GB yönünde, elips şeklinde yüzeyleme veren plütonun diğer kenarları örnek saha içine alınmamıştır (Şekil 1).

3. ZİGANA GRANİTOYİDİ'NİN MİNERALOJİSİ

Eosende oluştuğu belirlenen bu plüton, oldukça farklı mineralojideki kayaç gruplarından oluşmaktadır. Modal mineralojik QAP (Streckeisen, 1976) bileşimine göre Zigana Granitoyidi, granit, granodiyorit, tonalit, kuvarslı siyenit, monzonit, kuvarslı monzonit ve kuvarslı monzodiyorit türü kayaçlardan meydana gelmiştir (Şekil 1). Plütonu oluşturan bu farklı mineralojik bileşimdeki kayaçlarda, ters zonlanmalı bir plüton özelliğinde olduğu (Karslı ve Sadıklar, 1996) belirlenmiştir. Plütondan alınan örneklerin mikroskobik incelenmesinde esas mineral olarak kuvars, ortoklas, andezin, hornblend, biyotit ve piroksen, tali mineral olarak da sfen, epidot, klorit mineralleri tayin edilmiştir.

Kuvars: Genellike 1-1.5 mm arasında öz şekilsiz taneler halindedir. Yer yer alkali feldispatlar ile iç içe büyüme gösterir.

Plajiyoklas: Uzun latalar şeklindeki plajiyoklasları genellikle % 34-40 An içerikli andezinler oluşturmaktadır. Albit türü ikizlenmelere oldukça sık rastlanmaktadır. Plütonun kenar zonundaki kayaçlar içerisinde zonlu



Şekil 1. Zigana Granitoyidi'nin Zonlanma Haritası. 1: Kuvarslı monzodiyorit; 2: Kuvarslı monzonit; 3: Monzonit; 4: Granodiyorit; 5: Kuvarslı siyenit; 6: Tonalit; 7: Granit; 8: Yan kayaç; 9: Örnek alım yeri; 10: Formasyon sınırı; 11: Kesin olmayan kayaç sınırı.

yapılar halindedirler. Ayrışma ürünleri epidot ve serizitlerdir.

Ortoklas: Küçük ve öz şekilsiz taneler halindedirler. Yer yer karlsbad türü ikizlenmeler sunarlar. Killeşme oldukça yaygındır. Dış zon kayaçlarında yaygın yazı tekstürü mevcutur.

Hornblend: Granitoyidin en yaygın koyu renkli (mafik) mineralleri yeşil hornblendlerdir. Bunların kırık ve çatlakları boyunca opak mineraller gelişmiştir. Bazen oldukça öz şekilli taneler halindedirler.

Biyotit; Plütonun iç zon kayaçlarında, alterasyondan etkilenmemiş, kısmen kenarları yenmiş uzun latalar ve opak mineraller ile iç içe geçmiş haldedirler.

Piroksen: Küçük, öz şekilsiz taneler biçimindeki piroksenlerin bir kısmı çeşitli etkileşimler ile amfibollere dönüşmüştür.

Epidot: Kenar zondaki kayaçlar içinde, küçük, öz şekilsiz taneler halinde, genellikle yüksek röliyefleri ile oldukça belirgin magmatik epidotlar mevcuttur.

Sfen: Bazen ağsı yapılı bazen de mızrak biçimli küçük sfen kristalleri gözlenmiştir. Özellikle magmatik epidotların bol olduğu kayaçlarda toplanmışlardır.

Klorit: Plüton içerisinde oldukça az gözlenen mineralerden birisidir. Genellikle kenar zonu kayaçları içerisinde öz şekilsiz dağınık taneler şeklindedir.

4. YÖNTEM

Yaklaşık KD-GB yönünde, elipsoid şeklinde yüzeylenen Zigana Granitoyidinin farklı noktalarından elde edilen 30 örneğin modal analizleri yapılmıştır. Analizler sonucunda 30 ayrı biyotit, hornblend, piroksen ve opak minerallerin çoklukları irdelenmeye çalışılmıştır. Örneklerin derlendiği 30 noktanın X ve Y koordinat değerleri belirlenerek irdeleme "Surfer 6.0" yazılımı yardımıyla yapılmıştır (Tablo 1). İrdeleme sırasında yazılımın esasını teşkil eden enterpolasyon mantığ ndan kaynaklanan problem, yani yak aşık elipsoidal bir alanın değerlendirilmesi beklenirken dikdörtgen şekilli bir alanın irdelenmesi hatası, yan kayaçlardaki değerlerin 0 kabul edilmeleriyle düzeltilmiştir. Bu durumda yine enterpolasyon mantığıyla yaklaşık olarak 0 anomali değerinin granitoyidin sınırlarından geçtiği kabullenilmiştir. Aynı şekilde verilerin değerlendirildiği alan içinde (granitoyidin sınırları içinde) de enterpolasyondan kaynaklanan hatalar oluşmuş ve bu hatalar da yok edilmeye çalışılmıştır.

Modal analizler ile elde edilen verilerin değerlendirilmesi, bu yazılımın iki ve üç boyutlu konturlama esasına dayandırılmaktadır. Belirli zonlarda elde edilen mineral bolluklarının daha önceden belirlenen kayaç gruplarıyla ilişkili olarak nasıl değiştikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca bu değişimler için minerallerin kendi aralarında da değişim irdelemeleri yapılmıştır. Bunun için her mineralin diğer mineraller ile değişimleri incelenmiştir.

Tablo 1. Örnek plütona ait koyu renkli mineral içerikleri ve koordinat değerleri. Haritadaki D lokasyonları yankayaçlar için hesaplanmış, mineral içerikleri "0" kabul edilmiştir. F lokasyonları ise plütonda irdelenen mineralleri içermeyen kayaçlar içindedir ve değerleri "1"kabul edilmiştir

	Q	Biy	Hor	Pir	Opk	Koordinatlar		Kayaç Adı
No	(%0)	(%0)	(%0)	(%0)	(%0)	Y(m)	X(m)	
G15	110	50	90	40	30	100187.5	57535.5	Kuvarslı monzodiyorit
G48	210	1	40	1	20	98525	59562	Granodiyorit
J7	110	70	50	60	10	99112.5	57525	Kuvarslı monzodiyorit
G71	200	10	20	1	1	100975	57200	Granit
J15	40	1	90	10	20	97900	54400	Monzonit
J4	180	30	30	1	10	100312.5	56925	Kuvarslı siyenit
J19	300	1	80	10	20	97200	58662.5	Granodiyorit
J21	80	50	40	120	20	99087.5	58312.5	Kuvarslı monzodiyorit
J20	200	1	40	10	1	98487.5	58950	Granit
M5	180	1	30	20	10	101575	58850	Granit
M7	140	20	70	20	20	100487.5	58750	Kuvarslı siyenit
G51	100	70	90	40	10	100437.5	59137.5	Kuvarslı monzodiyorit
G26	290	1	20	20	1	96787.5	59125	Granit
J13	100	30	30	160	50	97737.5	55537.5	Kuvarslı monzodiyorit
G36	180	30	20	50	20	99075	55112.5	Granodiyorit
Mak	120	10	20	110	40	99287.5	59737.5	Kuvarslı monzodiyorit
J26	140	90	60	50	10	99437.5	58800	Kuvarslı monzodiyorit
G10	90	90	50	90	30	99537.5	57575	Kuvarslı monzodiyorit
G8	80	30	10	70	20	97650	58287.5	Kuvarslı Monzonit
J5	220	1	40	30	20	99875	57275	Granodiyorit
G6	220	50	20	40	20	96212.5	58225	Granodiyorit
J18	230	1	10	50	1	96850	58700	Tonalit
G35	120	1	30	50	40	98525	55850	Kuvarslı monzodiyorit
G42	80	1	140	50	20	97535.5	54812.5	Kuvarslı monzonit
G50	230	1	20	30	40	100450	59737.5	Granodiyorit
J22	210	50	20	160	50	100050	57600	Tonalit
G14	340	1	30	30	10	100512.5	57537.5	Granodiyorit
G13	320	1	20	1	10	100475	57350	Granit
G45	300	1	60	10	20	96500	55025	Granodiyorit
G43	300	20	30	80	30	97025	54950	Granodiyorit

5. UYGULAMALAR VE YORUMLAMA

5.1. Biyotit Minerallerinin Değişimi ve Yorumlanması

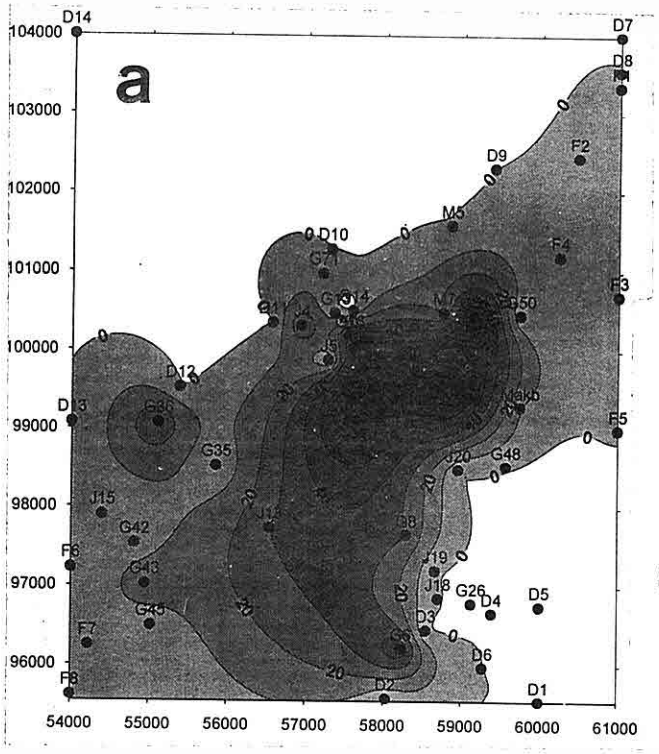
Biyotit minerallerinin maksimum yığılımları genellikle bir noktaya yakındır. Yani maksimum değişim, birkaç noktada gözlenmemektedir (Şekil 2a, 2b). Granitoyidin kenar zonlarından iç zonlara doğru düzenli bir artış mevcuttur. Ters zonlanmalı bir plüton

olduğu kabul edilen Zigana Granitoyidi'nin (Karslı ve Sadıklar, 1996) iç zonlarında, dış zon kayaçlarına göre daha az kuvars içeren, kuvarslı monzodiyorit ve kuvarslı monzonit bileşimli kayaçlar bulunur (Karslı, 1996). McBirney ve diğ., (1985); Barker ve McBirney (1985)'in zonlu plütonlara yönelik çalışmalarına göre bu plütonun ters zonlanmalı plüton modellemesine uyduğu ve en genç kayaçların en iç zonda oluştukları anlaşılmıştır. Bu oluşuma göre maksimum biyotit yığışımının gözlendiği lokasyonlar, genç magmatik faza karşılık gelen kayaçlar içerisindedir. Biyotit miktarının artışı, azalma-artma şeklinde olmayıp maksimum değere doğru sürekli ve düzenli bir artış göstermektedir. Bu olay düzenli bir magmatik hareketliliğin varlığının kanıtı sayılabilir. Farklı mineraloji ve kimyadaki biyotitler, farklı magmatik ortam ve bileşimdeki magmatik fazlara karşılık geldiklerinden (Mahmood, 1985), doğal olarak biyotit miktarındaki değişim ile kayaç mineralojisi ve jeokimyasının da farklılaşacağı düşünülmektedir. Biyotit anomali verileri değerlendirilirken, orta kısımdaki artışa benzer küçük bir artışın da plütonun batı kesiminde belirginleştiği gözlenmiştir (Şekil 2a, 2b). Bu yönelim de, plütonun ortasındaki yönelim gibi, son bir magmatik faza karşılık gelebilir. Yani bu noktanın da plütonun oluşumu sırasında magma yükselim noktalarından birisi olabileceği düşünülebilir. Bu ikinci veri diğer ferromagnezyen minerallerin surfer 6.0 yazılımına göre irdelenmeleri ile daha da netleşecektir.

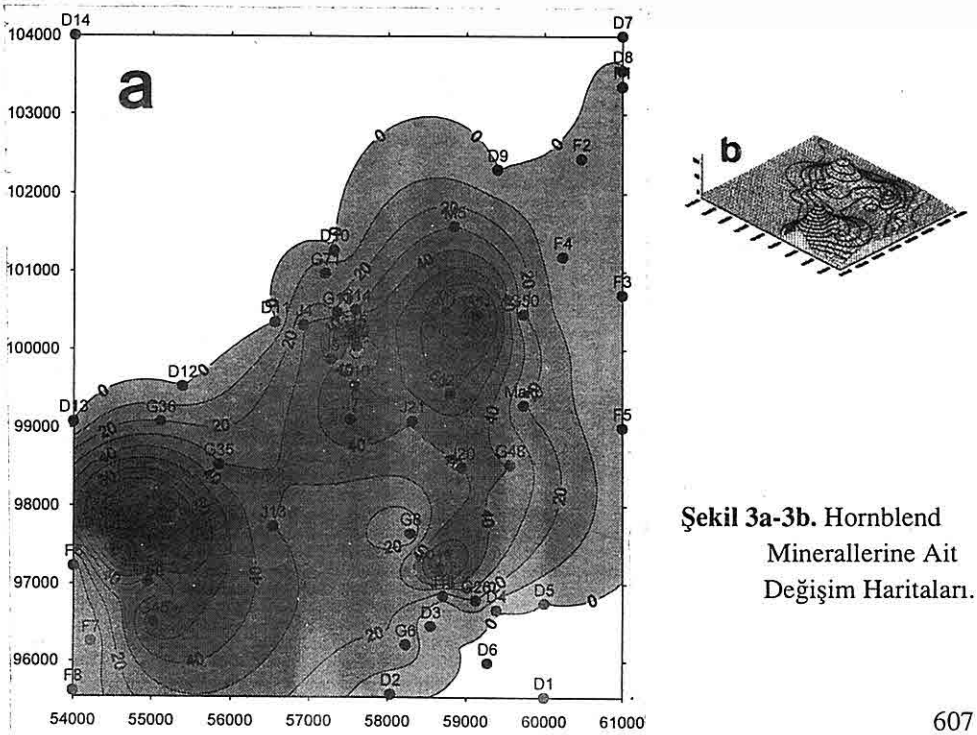
5.2. Hornblend Minerallerinin Değişimi ve Yorumlanması

Plüton içerisinde bulunan diğer ferromagnezyen minerallere göre modal olarak en bol mineraller hornblendlerdir. Hornblendlerdeki modal artışlar, maksimum değerlerine doğru biyotitlerdeki gibi düzenlilik gösterirler. Bu maksimumlar, genellikle plütonun iç zon kayaçlarında oluşmuşlardır (Şekil 3a, 3b). KD'daki maksimum değer, dış zon kayaçlarına göre daha az silisli kuvarslı monzodiyoritler içerisinde oluşurken, GB'daki maksimum değer de monzonitler içindedir. Farklılaşan kayaç mineralojisi ile plütonun iç kısmına doğru farklı iki noktada maksimuma ulaşan hornblend değerleri, bu plütonda yine biyotitlerdeki gibi birden fazla ve kısa aralıklı tekrarlanmalarla magmatik sokulumun olabileceğini vurgulamaktadır (Şekil 3b). Minerallerin modal değerlerindeki düzenli artışlar, mafik magmatik kütlelerin magma odasından ayrılarak kendi içinde sokulum yapan dayk sistemleri şeklinde (Bateman, 1984; Castro, 1987) gelişmiş olabileceğini gösterir. Bu düzenli artışlar, plütonu oluşturan magmalardaki kirlenmenin (Kontaminasyon) oldukça az, ya da hiç olmadığını yansıtabilir.

Çeşitli plüton sokulum modellemelerine göre (Pitcher, 1979; Koyaguchi, 1985; Freund ve Tait, 1986), zonlu plütonlarda plütonu meydana getiren iç zon



Şekil 2a-2b. Biyotit Minerallerine Ait Değişim Haritaları.



Şekil 3a-3b. Hornblend Minerallerine Ait Değişim Haritaları.

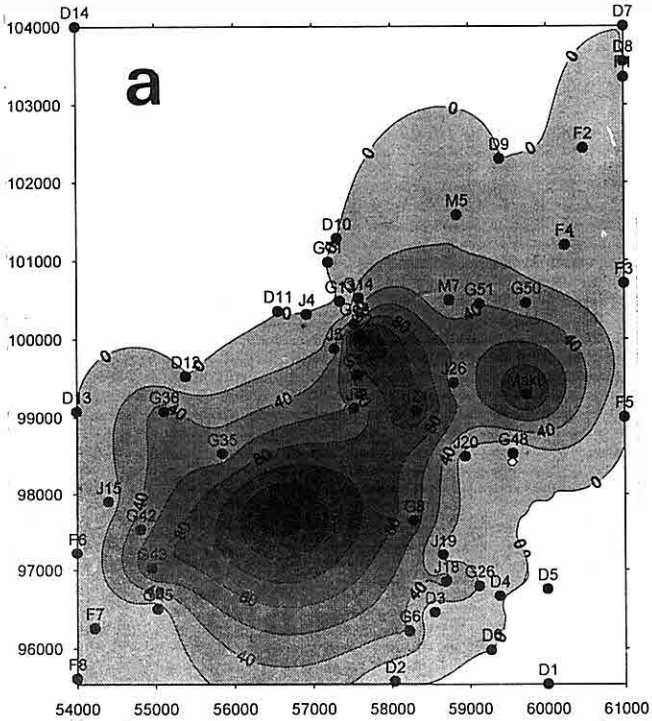
kayaçlarının (genç magmatik faz) dış zon kayaçlarına göre daha yüksek sıcaklıklarda ve daha yoğun magmaların sokulumlarıyla meydana geldikleri anlaşılmıştır. Bu veri ışığı altında, hornblend minerallerindeki bolluk maksimumları daha sıcak ve yoğun kökenli bir magmanın oluşumundaki çoğalmanın yönünü belirtmektedir.

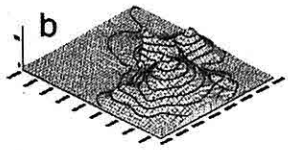
5.3. Piroksen Minerallerinin Değişimi ve Yorumlanması

Diğer ferromagnezyen minerallerde olduğu gibi piroksen minerallerinin bollukları, maksimum değerlere doğru düzenli olarak artmaktadır. Maksimum anomaliler genellikle granodiyoritler ve kuvarslı monzodiyoritler içindedir (Şekil 4a, 4b). Piroksen minerallerindeki değişimler, genellikle hornblend ve opak mineral değişimleriyle benzerlikler göstermektedir. Bu oluşum, plütonu oluşturan magmanın düzenli bir şekilde farklılaştığını ve kristallendiğini, kristallenmenin iç zonunda daha sonra gerçekleştiğini vurgular. Bu veri, plütonda kirlenmenin etkili olmadığını gösterebilir.

5.4. Opak Minerallerin Değişimleri ve Yorumlanması

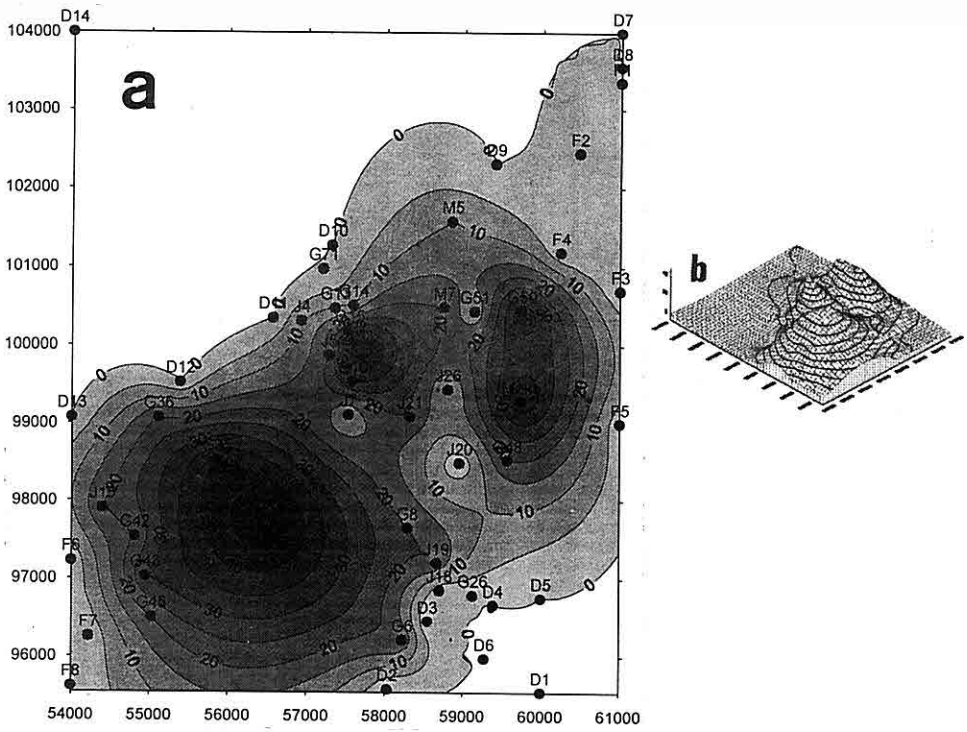
Plüton içinde farklı üç noktada maksimumlar gösteren opak mineraller, genellikle granitoyidin iç zondaki kuvarslı monzodiyoritler ve granodiyoritler içinde yoğunlaşmışlardır.





Şekil 4a-4b. Piroksen Minerallerine Ait Değişim Haritaları.

(Şekil 5a, 5b). Bu mineraller, plüton içindeki diğer ferromagnezyen minerallerin düzenli artışlarıyla pozitif doğrusal bir ilişki içindedir. Granitoyidi oluşturan kayaçların opak mineralleri, genellikle diğer ferromagnezyen koyu renkli mineralleri ile iç içe bir doku sunmaktadırlar. Dolayısıyla maksimum



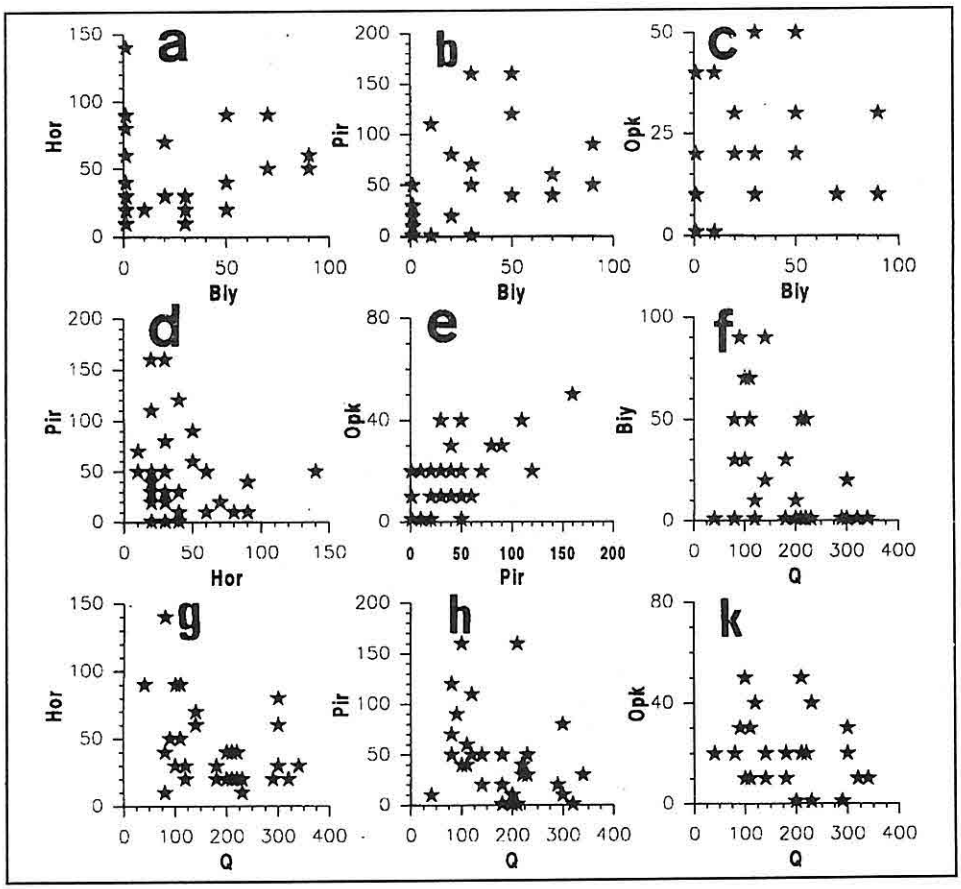
Şekil 5a-5b. Opak Minerallerin Değişim Haritaları.

piklerin diğer minerallerdeki gibi benzerlik göstermesi beklenen bir sonuçtur.

6. KOYU RENKLİ MİNERALLERİN DEĞİŞİM İLİŞKİLERİ

Zigana Granitoyidi'nin içerdiği ferromagnezyen ve opak mineraller kendi aralarında zayıf ilişkiler gösterirler (Şekil 6). Biyotit minerallerinin modal olarak artışlarıyla, hornblend, piroksen ve opak mineralleri bollukları artarken (Şekil 6a, b ve c), plütonun silis içeriğinde azalma görülür (Şekil 6f, g, h, k). Hornblendler ile piroksen ve kuvars arasında zayıf negatif ilişkiler vardır (Şekil 6d). Piroksen minerallerinin artışıyla opak mineraller, plütondaki diğer değişimlere göre daha kuvvetli bir şekilde pozitif olarak gelişmiştir (Şekil 6e). Aynı şekilde piroksen ve opak minerallerin kuvars ile olan negatif ilişkileri de zayıftır (Şekil 6h ve 6k).

Plüton içindeki üç koyu renkli mineral kendi aralarında pozitif zayıf ilişkiler gösterirken, yanlızca piroksen ile hornblendler kendi aralarında negatif ilişkiler göstermektedirler.



Şekil 6. Plütona Ait Minerallerin Değişim Diyagramları.

7. SONUÇ

Bu çalışma sırasında plütonun içerdiği koyu renkli (ferromagnezyen) ve opak minerallerin plüton içerisindeki değişimleri "Surfer 6.0" yazılımı ile irdelenmiştir. Bu irdeleme sırasında değişimleri irdelenen, biyotit, hornblend, piroksen ve opak minerallerin plütonun merkezine doğru modal olarak çoğaldığı belirlenmiştir. Bu çoğalma genellikle düzenli bir şekilde iç zondaki kayaçlara doğru gelişmiştir. Plütonun iç zonlarındaki kayaçlara doğru düzenli olarak artan bu minerallere karşı kuvars içeriği azalmaktadır. Minerallerin göstermiş olduğu bu düzenli artış, plütonun oluşumunda kirlenmenin (Kontaminasyon) zayıf yada hiç oluşmadığı magmatik süreçteki soğuma ve kristallenmenin düzenli olabileceğini vurgular.

8. TEŞEKKÜR

Yazarlar, bu çalışma sırasında, "Surfer 6.0 bilgisayar yazılımı"nın kullanımında yardımlarını esirgemeyen Arş. Gör.

Fevzi Karslı'ya teşekkürü borç bilirler.

9. KAYNAKLAR

Barker, B.H. ve McBirney, A.R., (1985). Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. J. Volcanol. Geotherm. Res., 24, 55-82

Bateman, R., (1984). On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. Tectonophysics, 110, 211-231

Castro, A., (1987). On granitoid emplacement and related structures. A review. Geol. Rundsh., 76, 101-124

Freund, A. ve Tait, S.R., (1986). The entrainment of high viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits. Bull. Volcanol., 48, 325-339

Gülibrahimoğlu, İ., (1985). Maçka Güney Yöresinin Jeolojik Etüdü. M.T.A. Raporu, Rapor No: 314, Trabzon, (Yayınlanmamış)

Karslı, O., ve Sadıklar, M.B., (1996). Mineralogy and Genesis of Zigana Granitoid (Trabzon, NE-Turkey). European Journal of Mineralogy, Abstracts, 8, 133

Karslı, O., (1996). Zigana Granitoyidi'nin (Maçka - Trabzon) Mineralojik ve Jenetik Açıdan İncelenmesi. KTÜ . Fen Bilimleri Enstitüsü, Y. Lisans Tezi, Trabzon.

Koyaquchi, T., (1985). Magma mixing in a conduit. J. Volcanol. Geotherm. Res., 25, 365-369

Mahmood, A., (1985). Emplacement of the zoned Zaer Plüton, Morocco, Geol. Soc. London, 136, 627-662

McBirney, A.R., Barker, B.H. ve Nilson, R.H., (1985). Liquid fractionation. Part I: basic principles and experimental simulations. Ibid, 24, 1-24

M.T.A. ve J.I.C.A., (1985). The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Expoloration of Gümüşhane Area, M.T.A., Ankara, (Yayınlanmamış)

Pitcher, W.S., (1979). The natura, ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol. Soc. London, 136, 627-662

Streckeisen, A., (1976). To Each Plutonic Rock its Name, Earth Scien. Rev., 12, 1-13

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

PALEOZOYİK YAŞLI GÜMÜŞHANE GRANİTİYODİ İÇİNDEKİ KALK-ALKALEN LAMPROFİRLERİN JEOLOJİK, MİNERALOJİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Faruk AYDIN
Niğde Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde / Türkiye
Cüneyt ŞEN ve M.Burhan SADIKLAR
K.T.Ü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon / Türkiye

ÖZET: *Kalk-alkalen lamprofir daykları Gümüşhane Granitoyidi Kuzey Plütonu'nun merkezine yakın Karamustafa Köyü civarında, kuvarslı mikrodiyorit ve monzogranit içine yerleşmişlerdir. Farklı magmatik kayaçlarla dokanak ilişkili olan lamprofirler petrografik olarak kendi aralarında da farklılık gösterirler. I. grup lamprofirler (kuvarslı mikrodiyorit içinde) siyahımsı yeşil renkli, ince taneli ve % 47-65 yeşil hornblend içeren kayaçlardır. Buna karşın II. grup lamprofirler (monzogranit içinde) koyu yeşil-siyah renkli, porfiritik dokulu ve % 35-43 bazaltik hornblend içerirler. Her iki grup, kendilerini çevreleyen kayaçlardan mafik mineral içeriklerinin bolluğu ile ayrılırlar. Petrografik olarak farklılık sunan bu iki grubun ana ve iz element içerikleri benzerlik göstermektedir. Analizi yapılan lamprofirlerin Mg-numaraları ve Ni içerikleri, bunların birincil magmalara göre farklılaşmaya uğradığını belirtir. Uyumsuz element bollukları bu kayaçların yitimle ilişkili olabileceklerini göstermektedir.*

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF CALC-ALKALINE LAMPROPHYRES IN PALEOZOIC AGED GÜMÜŞHANE GRANITOID

ABSTRACT: *Calc-alkalen lamprophyre dikes near Karamustafa village in the center of Northern Pluton of Gümüşhane Granitoid are located in quartz microdiorite and monzogranitic rocks. Lamprophyres observed into two different host rocks show slightly different petrographical features. Grup I rocks (within quartz microdiorite) are blackish-green colored, fine grained and consist of 47-65 percent green hornblend, whereas Grup II rocks (within monzogranite) are dark-green black colored, porphyritic textured and contain 35-43 percent basaltic hornblend. Both grups can be distinguished from their host rocks with abundant mafic mineral contents. Despite their petrographical differences, these two grups have similar chemical compositions. Mg-numbers and Ni contents of analysed lamprophyres indicate that they are differentiated compared to primary magmas. Abundances of incompatible elements show that rock might be related subduction.*

1. GİRİŞ

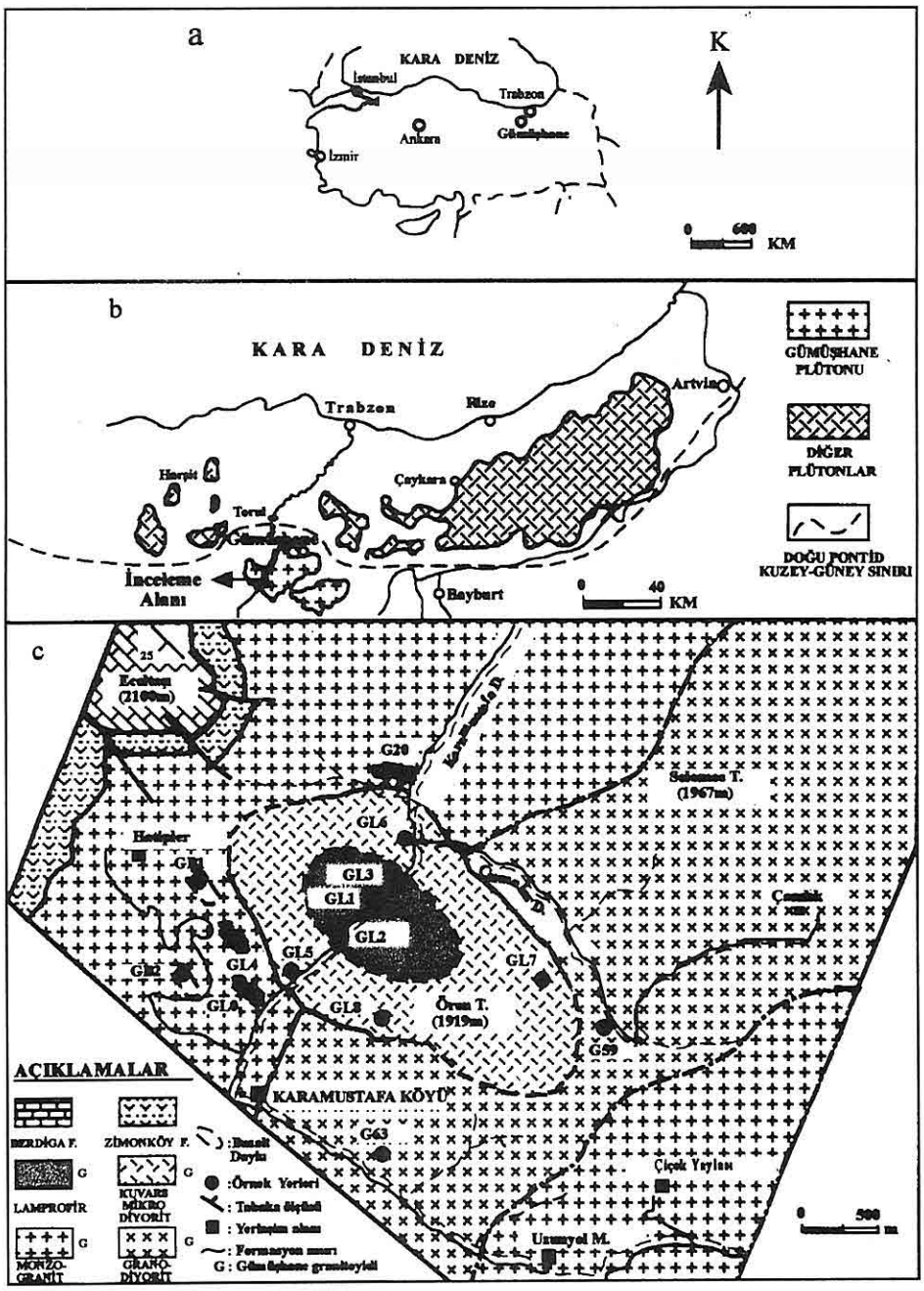
Gümüşhane ve çevresinde yüzeyleyen Gümüşhane Granitoyidi, Doğu Pontid lerin Güney Zonu'nda yer almakta (Şekil 1b) ve Alt Paleozoyik veya daha yaşlı birimleri (fillat, grafit şist, mikaşist, kuvarsit, kuvars fillat ve gnays) kesmektedir. Gümüşhane Granitoyidi ilk defa Çoğulu (1970) tarafından ayrıntılı incelenmiş ve Üst Paleozoyik (ort. 300 my, Permo-Karbonifer) yaşı verilmiştir. Başlıca iki büyük plütondan (Kuzey Plütonu yaklaşık 30x15 km; Güney Plütonu yaklaşık 20x10 km boyutlarında) oluşan Gümüşhane Granitoyidi (Şekil 1b) kalkalkalen bir sokulumdur ve özellikle monzogranit, granodiyorit, kuvarsmonzogranit, granofir ve aplitlerden oluşmaktadır. İncelenen lamprofirler kuzeydeki plütonun merkezinde yer alır (Şekil 1b).

Çalışma sahasının (Karamustafa Köyü kuzeyi) temelinde yer alan Gümüşhane Granitoyidi'ni bazaltik ve dasitik kayaçlar kesmektedir. Yörede tespit edilen en geniş yayılımlı bazik kütle Karamustafa Köyü'nün yaklaşık 500 m kuzeyindedir (Şekil 1c). Bu kütle ilk defa Çoğulu (1970) tarafından "Çatmalar Amfiboliti" olarak tanımlanmıştır. Aydın (1996) tarafından incelenen kütle mikrodiyorit olarak yeniden tanımlanmıştır. Ancak mikrodiyoritten yapılan detaylı mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları, kuvars ve silis içeriğinin (özellikle kenar zonlarda) yüksek olduğunu göstermiş, bu nedenle de birime kuvarslı mikrodiyorit adının verilmesi uygun görülmüştür.

Kalk-alkalen lamprofirler, kuvarslı mikrodiyoritin merkezinde küçük bir intrüzyon şeklinde ve kuvars mikrodiyoritin de kesmiş olduğu Gümüşhane Granitoyidi'nin bir zonu olan monzogranit içinde dayklar şeklinde bulunmaktadır. İnceleme alanındaki lamprofir daykları hacimsel olarak önemsizdir; buna rağmen bu tür kayaçların jenetik olarak magmatik petrografideki yerleri karmaşık olduğundan ayrıntılı olarak incelenmiştir.

2. LAMPROFİRLERİN KONUMU VE YAN KAYAÇ İLİŞKİSİ

İnceleme alanında Gümüşhane Granitoyidi ve ilişkili dört farklı kaya türü (monzogranit, granodiyorit, kuvarsmikrodiyorit ve lamprofirler) tespit edilmiştir (Şekil 1c). Bunlardan monzogranitler ile granodiyoritler yayılımı en fazla olan kayaçlardır. Monzogranitler genellikle Karamustafa Köyü'nün ve Solomos Tepe'nin batısında, granodiyoritler ise doğusunda yüzeylenirler. Granodiyoritler Uzunyol Mahalle'si ve Çiçek Yaylası civarında tekrar monzogranitlere geçerler. Kuvars mikro - diyoritler Karamustafa'nın yaklaşık 500 m kuzeyinde, KB-GD yönünde (uzun ekseni 2.5 km ve kısa ekseni 1.2 km olan bir elips şeklinde) ve Çatmalar Deresi boyunca uzanmaktadır. İnceleme konusunu oluşturan lamprofirlere kuvarsmikrodiyoritin merkezinde onun konumuna paralel küçük bir sokulum şeklinde ve kuvarsmikrodiyoritin kuzey ve güneyinde monzogranit içinde dayklar



Şekil 1. İnceleme Alanının (Karamustafa/Gümüşhane) Yer Bulduru ve Jeoloji Haritası.

şeklinde rastlanmıştır (Şekil 1c). Bu lamprofir dayklarının doğrultuları kuvarsmikrodiyoritin doğrultusuna yaklaşık olarak paraleldir. Ayrıca Karamustafa Köyü'nün yaklaşık 1 km kuzeybatısında yüzeylenen iki adet bazalt daykı da kuvarsmikrodiyorit ile lamprofir dayklarına paralel olarak uzanmaktadır.

Kuvarslı mikrodiyorit monzograniti ve granodiyoriti net bir şekilde keserken, kuvarslı mikrodiyorit ile merkezinde bulunan lamprofir arasında belirsiz bir sınır ilişkisi vardır (Şekil 1c). Belirsizliğin nedenleri her iki kayaç tipinin koyu renkli, masif yapılı ve mikrokristalli oluşu ve hemen hemen aynı derecede ayrışmaya uğramış olmasıdır. Monzogranit içinde yer alan lamprofir ve bazalt dayklarının kalınlıkları birkaç metre civarında olup, uzunlukları ayrışma ve yoğun bitki örtüsünden dolayı en fazla 5-10 metreye kadar takip edilebilmektedir.

3. LAMPROFİR VE YAN KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ

Karamustafa Köyü civarında yüzeyleyen magmatik kayaçların modal analizleri yapılmış ve sonuçlar Tablo 1'de verilmiştir. Monzogranitler ve granodiyoritler (G59 ve G63) orta-iri taneli, açık renkli kayaçlardır. Buna karşın kuvarslı mikrodiyoritler (GL5 ve GL6) ince taneli koyu renkli kayaçlar olup; lamprofirlere (GL1, GL2, GL3, GL4 ve G20) göre koyu renkli minerallerce daha fakir, açık renkli minerallerce daha zengin kayaçlardır (Tablo 1). Monzograniti kesen bazalt daykları (GB1) ise plajiyoklas ve yeşil hornblendin yanında ojit, nadiren de biyotit ve lösit mineralleri içermekte olup, hyalo-mikrolitik-porfirik ve yer yer kümülofirik bir strüktür gösterirler.

Arazide farklı kayaçlarla dokanak ilişkili bulunan lamprofirlerin, yapı ve doku özellikleri ve mineral içerikleri de farklıdır. Kuvarsmikro-diyoritin merkezindeki (Şekil 1c) I. grup lamprofirler, sokulumun merkezi kısımlarında ince-orta taneli, kenarlarda ise küçük kristalli yapılıdır. Buna karşın monzogranitler içindeki lamprofir daykları (II. grup, Şekil 1c) genellikle porfiritik strüktür sunarlar. Her iki lamprofir grubu makroskobik olarak siyahımsı-yeşilden siyaha değişen renkler gösterirler ve baskın koyu renkli minerali amfiboldür.

Genel olarak, her iki gruba ait örnekler mikroskop altında incelendiğinde, iri kistallerde kataklastik (genellikle kırıklı, bazen kenarları ve merkezi yenmiş ve parçalanmış) ve pösilitik (özellikle iri hornblendlerin plajiyoklas, biyotit ve ikincil faz küçük iğnemsi hornblend içermesi) dokular ve plajiyoklaslarda yoğun bir alterasyon gözlenir.

I. grup lamprofir örnekleri (GL1, GL2 ve GL3) içindeki yeşil hornblend mineralleri bazen iri ve prizmatik kristaller bazen de küçük ve uzun kristaller şeklinde olup, açık sarımsı-yeşilden koyu yeşile kadar değişen renklenmeler (pleokroizma) gösterirler ve sönme açıları 11° ile 16° arasında bulunur. Bazı iri hornblend kristalleri ayrışarak genelde biyotit ve

Tablo 1. Karamustafa Yöresindeki Lamprofirler ve İlişkili Magmatitlerin Model Analiz Sonuçları.

	I. grup lamprofirler (kuvarsmikrodiyorit içindeki)	II. grup lamprofirler (monzogranit içindeki dayklar)	Kuvarsmikrodiyorit	Monzogranit	Granodiyorit	Bazalt daykları
Ornek No	GL1, GL2, GL3	GL0, GL4, GL20	GL5 ve GL6	G63	G53 ve G59	GB1 ve GB2
Strüktür	mikrogrönü	mikrogrönü-porfirik	ince taneli	orta-iri taneli	orta-iri taneli	Hyalo-mikrolitik porfirik
Mineraloji	Y.Hornblend % 47-65 Plajiyoklas % 6-10 Biyotit % 2-4 *matriks* K-feldispat % 21-25 Kuvars % 0-5 Kalsit % 0-2 Klorit % 1-3 Opak min. % 1-3	Bazaltik Horn. % 35-43 Plajiyoklas % 37-41 Biyotit % 2-3 *matriks* K-feldispat % 6-12 Kuvars % 4-5 Kalsit % 1-4 Klorit % 0-3 Opak min. % 0-4	Y. Hornblend % 10-15 Plajiyoklas % 54-60 Biyotit % 8-11 Kuvars % 9-15 Klorit % 1-3 Opak min. % 1-3	Y. Hornblend % 3 Plajiyoklas % 41 Biyotit % 1 Kuvars % 19 K-feldispat 33 Muskovit % 1 Opak min. % 2	Y. Hornblend % 4-9 Plajiyoklas % 43-46 Biyotit % 2-6 Kuvars % 19-25 K-feldispat % 20-22	Plajiyoklas Ojit Y.Hornblend *nadiren*, Biyotit Lösit K-feldispat SiO_2 ürünleri (Bolluk sırasına göre)

opak minerallerin nadiren de epidotların bulunduğu ikincil bir mineral grubuna dönüşmüştür. Az miktarda bulunan plajiyoklasların anortit içerikleri serizitleşmiş olduklarından dolayı saptanamamıştır. Matriksi daha küçük hornblend, K-feldispat, kuvars, kalsit, klorit, demir oksit ve opak mineraller oluşturur. Yer yer iri kalsit kristallerine ve yabancı özşekilsiz iri kuvars kristallerine rastlanmıştır. Söz konusu kuvarslar monzogranit ve granodiyoritten alınmış olabilirler.

Bazaltik hornblend, II. grup lamprofir örneklerinin (GL0, GL4 ve GL20) en belirgin özelliğidir ve bazen iri prizmatik kristaller bazen de küçük ve uzun kristaller şeklinde mikroskobik olarak gözlenirler. Açık kahverengiden-koyu kahverengiye değişen renklenmeler gösterirler ve sönme açıları genellikle 10° civarındadır. İri hornblend kristallerinin içinde küçük plajiyoklas, biyotit ve yer yer de kuvars tanelerine rastlanmıştır. Bazı hornblend kristallerinin ayrıştığı, daha küçük parçalara bölündüğü ve yer yer de demir oksite dönüştükleri tespit edilmiştir. Açık renkli mineral olarak plajiyoklaslar baskın olup, hornblendlere göre daha küçük kristallidirler ve yoğun bir şekilde serizitleşmişlerdir. Matriksteki mineraller I. grup lamprofirlerle aynı olmakla birlikte farklı bolluk değerlerine sahiptirler (Tablo 1).

4. LAMPROFİRLERİN ANA VE İZ ELEMENT JEOKİMYASI

4.1. Analiz ve Yöntem

Jeokimyasal analiz için alınan 250-500 gram arasındaki kayaç örnekleri kırıcılarda öğütülmüş, çeyrekleme yöntemiyle alınan 50 gramlık kısım tane boyutunun küçültülmesi amacıyla havanda ezilmiştir. Daha sonra örnekler el presinde sıkıştırılarak 3,9 cm çapında ve 0,6 cm kalınlığında tablet haline getirilmiştir. Örneklerin ana ve iz element içerikleri KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Rigaku RIX 1000 X-ışınları spektrometresiyle yapılmıştır.

4.2. Ana ve İz Element Jeokimyası

Karamustafa yöresindeki magmatik kayaçların ana ve iz element kimyası Tablo 2'de verilmiştir. Petrografik açıdan farklılık sunan Karamustafa lamprofirlerinin ana ve iz element içerikleri benzerlikler göstermektedir. Genel olarak lamprofirler ilişkide bulunduğu magmatik kayaçlarla karşılaştırıldığında düşük silis (% 47-53 SiO_2) ve fosfor (% 0-0.07 P_2O_5), yüksek Al_2O_3 (% 11.8-15.2), MgO (% 7.6-11.5) ve Na_2O (% 2.3-4.3), orta-yüksek K_2O (% 0.8-2.4) içeriğine sahiptirler.

Lamprofirler çalışma alanındaki diğer magmatik kayaçlarla Harker diyagramlarında (SiO_2 diğer oksitlere karşı) karşılaştırılmıştır (Şekil 2); buna göre granitik kayaçlardan lamprofirlere doğru MgO, TiO_2, CaO, FeOt ve MnO artarken SiO_2 azalmakta, K_2O, Al_2O_3 ve Na_2O artarken SiO_2 de artmaktadır. İnceleme alanındaki bazalt daykın lamprofirlerle ilişkisi Na_2O, K_2O ve CaO daykında K_2O ve CaO içeriği lamprofirlere göre oldukça yüksekken,

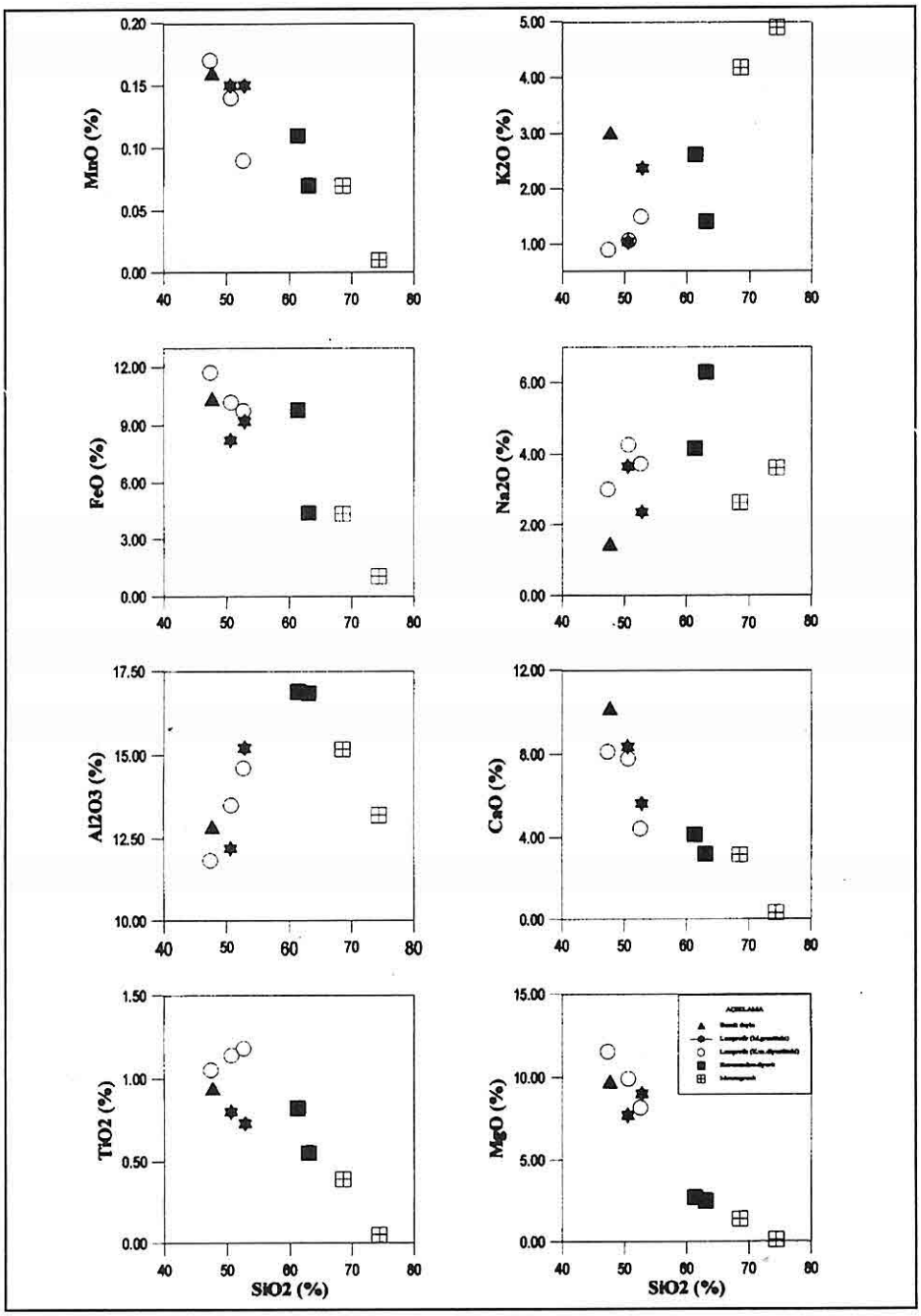
Tablo 2. Karamustafa Yöresindeki Magmatitlerin Ana ve İz Element İçerikleri.

Ornek No	GL1	GL2	GL3	GL4	G20	GL5	GL6	GB1	G63	G59
SiO_2	47.37	52.65	50.66	52.82	50.57	63.08	61.35	47.69	74.40	68.58
TiO_2	1,05	1,18	1,14	0,73	0.80	0,55	0,82	0,94	0,05	0.39
Al_2O_3	11,83	14,62	13,49	15,21	12.19	16,84	16,89	12,86	13.20	15,18
FeO^t	11,70	9,74	10,16	9,19	8.22	4,40	9,75	10,38	1.06	4,36
MnO	0,17	0,09	0,14	0,15	0.15	0,07	0,11	0,16	0.01	0,07
MgO	11,53	8,15	9,89	8,99	7.69	2,47	2,68	9,74	0.10	1,39
CaO	8,11	4,41	7,79	5,60	8.34	3,15	4,10	10,19	0.31	3,13
Na_2O	3,01	3,73	4,26	2,36	3.65	6,28	4,16	1,46	3.61	2,63
K_2O	0,89	1,49	1,06	2,37	1.03	1,40	2,61	3,01	4.89	4,17
P_2O_5	0,02	-	0,04	-	0.07	-	0,22	0,07	0.01	0,08
LOI	2,28	3,31	2,35	3,00	3.30	1,50	2,27	3,35	1.51	1,07
Toplam	97,96	99,37	100,98	100,42	96.01	99,74	104,96	99,85	99.15	101,05
Mg No	0,52	0,48	0,52	0,52	0.48	0,38	0,23	0,51	0,09	0,26
BIYLE(LILE)										
Rb	53	81	56	120	42	85	56	71	183	163
Sr	275	223	212	274	233	232	341	294	23	160
Ba	164	179	154	757	301	337	897	195	239	725
ADE (HFSE)										
Th	<5	6	5	<5	5	14	20	5	31	23
Zr	94	91	102	136	106	142	239	86	110	173
Nb	6	<5	5	8	7	13	11	6	14	8
Y	42	37	33	66	34	28	20	51	12	27
NTE (REE)										
La	15	6	65	43	52	20	-	38	30	23
Ce	18	23	20	45	18	32	45	62	67	52
KE ve SE										
Cr	279	145	297	69	220	84	38	28	32	39
Ni	51	38	58	16	60	31	9	52	10	8
Cu	<5	48	7	21	25	29	-	194	12	12
Pb	<5	9	<5	6	5	48	59	49	40	22
Zn	94	85	73	116	90	41	102	77	26	28

Açıklama: BIYLE (LILE): Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler, ADE (HFSE): Aşırı duyarlı elementler, NTE (REE): Nadir toprak elementler, KE ve SE: Kalkofil ve siderofil elementler. FeOt: Toplam demir FeO cinsinden, ana elementler yüzde ağırlık ve iz elementler ppm cinsinden verilmiştir. Mg nosu: (Mg/ Mg + 0.9 x FeOt), LOI (loss of ignition): Ateş kaybı, GL1- GL3: Kuvarsmikrodiyorit içindeki lamprofirler, GL4 ve G20: Monzograniti kesen porfiritik lamprofirler, GL5 ve GL6: Kuvarsmikrodiyorit, GB1: Bazalt daykı, G63 ve G59: Granodiyorit.

hariç, genelde benzerlikler sunar. Bazalt daykında K_2O ve CaO içeriği lamprofirlere göre oldukça yüksekken, Na_2O içeriği çok düşüktür.

Karamustafa lamprofirleri Rock'ın (1987) hazırladığı K_2O+Na_2O karşı SiO_2



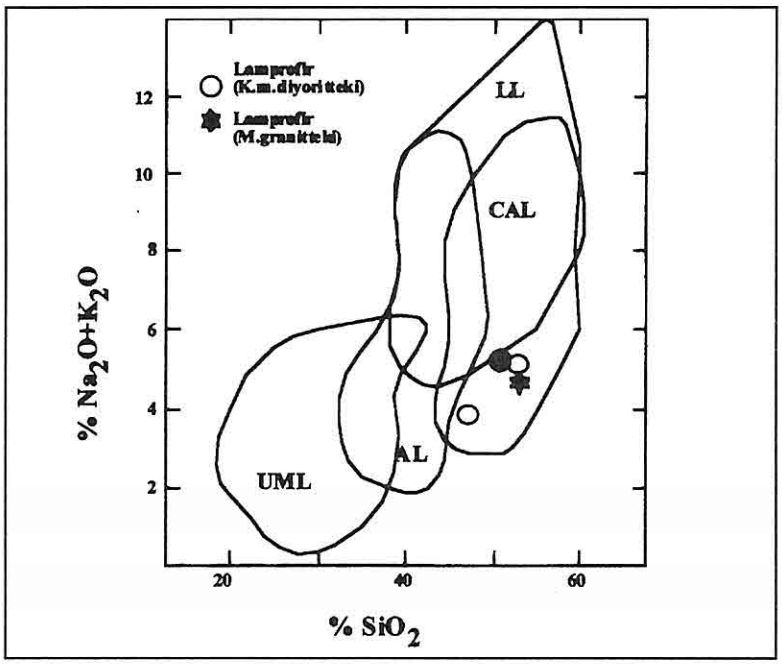
Şekil 2. Karamustafa Lamprofirlerinin Diğer Magmatitlerle Karşılaştırmalı Ana Element - SiO_2 (Harker diyagramı) Değişim Diyagramları.

diyagramına aktarıldığında kalk-alkali lamprofir (CAL) alanına düşmektedirler (Şekil 3).

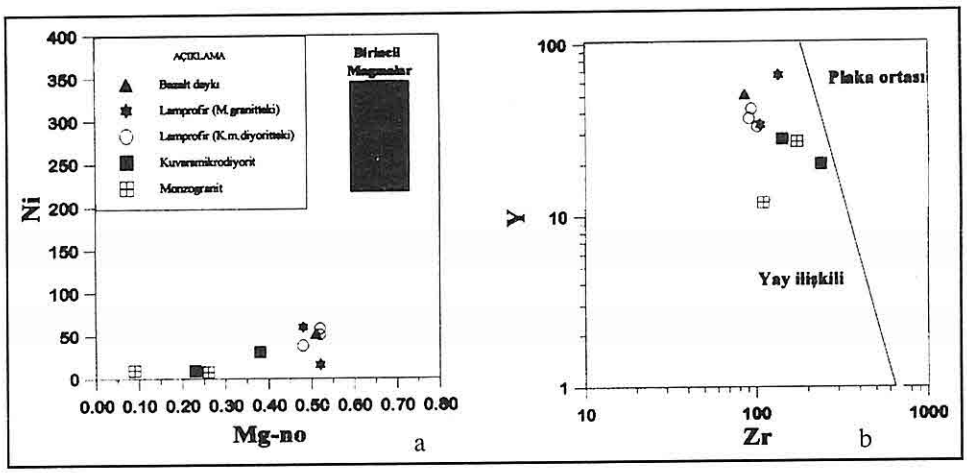
İz element içeriği açısından bazalt daykı ile lamprofirler ve kuvarsmikrodiyoritler genelde birbirine benzemektedir (Tablo 2). Karamustafa magmatik kayaçları Ni - Mg-numarası (Mg/Mg + 0.9 x FeOt) diyagramına (Wyman ve Kerrich, 1993) yerleştirildiğinde, ana magma kaynağından çok daha düşük Ni içeriğine ve Mg numarasına sahip bir alanda yer alırlar (Şekil 4a). Aynı şekilde Y-Zr diyagramına (Müller ve diğ., 1992) aktarıldıklarında, yay ilişkili alana düştükleri (Şekil 4b) ve dolayısıyla yitimle ilişkili olabilecekleri tespit edilmiştir. Ayrıca ilksel mantoya göre normalleştirilmiş Spider diyagramı (Şekil 5) lamprofirlerin büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (BIYLE; ing.: LILE) zenginleşmiş olduğunu ve negatif Nb, P ve Ti anomalilerini göstermektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

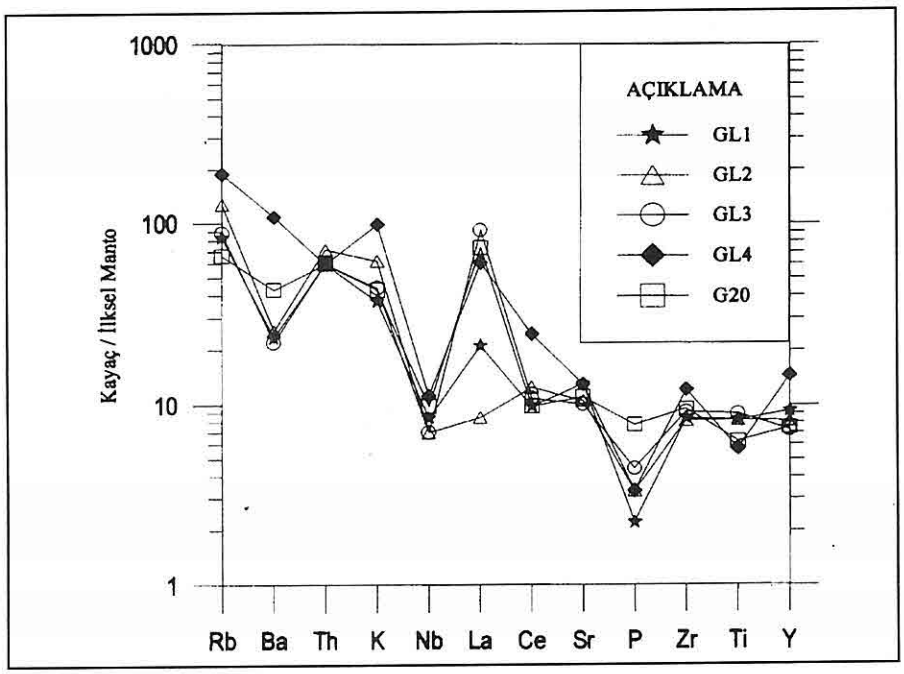
Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoyidi'ni kesen kalk - alkalen lamprofirler (? spessartit) petrografik ve mineralojik açıdan farklı iki gruba ayrılmıştır. Bunlardan kuvarsmikrodiyoriti kesen lamprofirleri (I. grup) ince taneli bir yapıya sahip olduğu, genelde yeşil hornblend ve



Şekil 3. Karamustafa Lamrofirlerinin Na_2O+K_2O-SiO_2 Diyagramındaki (Rock, 1987) Konumları. (CAL: Kalk-alkali, AL: Alkali, UML: Ultramafik Lamp., LL: Lamproitler).



Şekil 4. a) Karamustafa Magmatitlerine Ait Ni-Mg-no Diyagramı (Wyman ve Kerrich, 1993'den değiştirilerek); b) Y-Zr diyagramı (Müller ve diğ., 1992'den değiştirilerek).



Şekil 5. Karamustafa Lamprofirlerinin İlksel Mantoya Göre Normalleştirilmiş Spider Diyagramı (GL1, GL2 ve GL3: Kuvarsmikrodiyorittekiler; GL4 ve G20: Monzogranittekiler).

kısmen de biyotit ve plajiyoklas içerdiği belirlenmiştir. Monzograniti kesenler (II. grup) ise I. grubun tersine porfiritik bir yapıya sahip olup, bazaltik hornblend ve daha fazla oranda plajiyoklas içerirler. Lamprofirlerin ve kuvarsmikrodiyoritin granitik kayaç kapanımları ve yabancı kuvars kristalleri içermesi, lamprofirlerdeki iri hornblend kristallerinin kataklastik ve pösilitik bir yapıya sahip olması, söz konusu kayaçların granitik kayaçlarla bulaşmasına (kontaminasyon) işaret etmektedir.

Kuvarsmikrodiyoritler ise lamprofirlere göre daha küçük taneli, kuvars içeriği çok daha fazla ve koyu renkli mineralleri daha az olan kayaçlardır. Kuvarsmikrodiyorit ve lamprofirler arasındaki mineral birlikteliğinin benzer olması, farklılığın tane büyüklüğünden ve mineral oranlarından kaynaklanması bu iki çeşit kayaç grubunun, farklılaşmayla oluşmuş olabileceklerine işaret etmektedir. Ana element-SiO_2 değişim diyagaramları (Şekil 2) incelendiğinde, SiO_2 - MgO, FeO, MnO, CaO, TiO_2 ve K_2O diyagramlarındaki negatif yönsemeler, mineral ayrımlaşmasında sırasıyla; hornblend, plajiyoklas, biyotit ve Fe-Ti oksitlerin (örneğin, ilmenit) rol oynadıklarını göstermektedir. SiO_2 - Al_2O_3 ve Na_2O diyagramlarında, lamprofirlerden kuvars mikrodiyorite kadar görülen pozitif yönsemeler plajiyoklas ve hornblendin mineral ayrımlaşmasında etkin rol aldığını, fakat daha sonra bu yönsemenin granite doğru azalma eğiliminde olması plajiyoklas ve hornblendin mineral farklılaşmasında önemini kaybettiğini belirtmektedir.

Lamprofirlerin ve kuvarslı mikrodiyoritin ilksel magmalara göre çok düşük Cr, Ni, ve Mg-numarasına sahip olması (Tablo 3 ve Şekil 4a), bunların büyük ölçüde farklılaşmaya uğradığını göstermektedir. Karamustafa yöresindeki lamprofirlerin ilksel mantoya göre normalleştirilmiş Spider diyagramındaki (Şekil 5) Rb, Ba, Th ve K gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerin (BIYLE) diğer elementlere (NTE ve ADE) göre daha çok zenginleşmesi ve negatif Nb, P ve Ti anomalileri yitimle ilişkili olabileceklerinidüşündürmektedir.

Genel olarak lamprofir türü kayaçların kökeni petrojenetik açıdan tam olarak aydınlatılmış değildir. Ancak uçucularca zengin bir magmadan oluştukları bir çok yazar tarafından kabul edilmektedir (Morrison, 1980; Mauger, 1988; Rock ve diğ., 1988). Kalk-alkalen lamprofirlerin Erken Paleozoyik'ten beri oluşmakta olan tüm kıtalarda yaygın oldukları saptanmış (Wyman ve Kerrich, 1989a) ve bunların genelde yitimle ilişkili ergimenin ürünleri olarak oluşabilecekleri belirtilmiştir (Currie ve Williams 1993; Greenough ve diğ., 1993). Tüm bu çalışmalarda nadir toprak element jeokimyası, mineral kimyası, duraylı ve duraysız izotop analizleri karmaşık petrolojik olayları çözerek, kökene ait ip uçlarının bulunmasında veri olarak kullanılmaktadır. Karamustafa lamprofirlerinin kökenlerini ve geçirmiş oldukları petrolojik olayları eldeki

verilerle tam olarak anlamak mümkün değildir. Ancak bu konudaki çalışmalar devam etmektedir.

6. TEŞEKKÜR

Yazarlar, katkı ve yardımlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Mehmet Arslan`a teşekkür eder.

7. KAYNAKLAR

Aydın, F., 1996, Karamustafa ve Hasköy (Gümüşhane) Yöresindeki Barit Yataklarının Mineralojik ve Jenetik Açıdan İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Currie, K. L. ve Williams, P. R., 1993, An Archean Calc Alkalin Lamprophyre Suite, Northeastern Yilgarn Block, Westren Australia, Lithos, 31, 35-50.

Çoğulu, E., 1970, Gümüşhane ve Rize Plütonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.

Greenough, J. D., Owen, J. V. ve Ruffman, A., 1993, Noble Metal Concentrations in Shoshonitic Lamprophyres: Analysis of the Weekend Dikes, Eastern Shore, Nova Scotia, Canada, Journal of Petrology, 34, 1247-1269.

Mauger, R. L., 1988, Geochemical Evidence for Sediment Recyling from North Carolina (U.S.A.) Minettes, Can. Mineralogist, 26, 133-141.

Morrison, G. W., 1980, Characteristics and T ectonic Setting of the Shoshonitic Rock Association, Lithos, 13, 97-108.

Müller, D., Rock, N.M.S. ve Groves, D. I., 1992, Geochemical Discrimination Between Shoshonitic and Potassic Volcanic Rocks in Different Tectonic Settings: a Plot Study, Mineralogy and Petrology, 46, 259-289.

Rock, N.M.S., 1987, Origin of Lamprophyres: An Overview. In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton (Editors), Alkaline Igneous Rocks, Geol. Soc. London Spec. Publ., 30, 191-226.

Rock, N. M. S., Gaskarth, J. W., Henney, P. J. ve Shand, P., 1988, Late Caledoniyen Dike Swarm of Northern Britain: Some Preliminary Petrogenetic and Tectonic Implications of Their Province-Wide Distribution and Chemical Variation, Can. Mineralogist, 26, 3-22.

Wyman, D. A. ve Kerrich, R., 1989a, Archean Lamprophyre Dikes of the Superior Province, Canada: Distribution, Petrology and Geochemical Characteristics, J. Geophys. Res., 94, 4667-4696.

Wyman, D. A. ve Kerrich, R., 1993, Archean Shoshonitic Lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: Petrogenesis, Age, and Tectonic Setting, Journal of Petrology, 34, 1067-1109.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

BOLU-YEDİGÖLLER ARASINDA YÜZEYLEYEN ALT ORDOVİSYEN ÖNCESİ YAŞLI GRANİTOYİDLERİN JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRİLMESİ, B PONTİDLER

P. Ayda USTAÖMER ve Erdinç KİPMAN
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: *Bolu kuzeyinde, Bolu-Yedigöller arasındaki sınırlandırılmış alanda, İstanbul Paleozoyik İstifi ile, istifin temelini oluşturan yüksek dereceli metamorfik (Sünnice Grubu), mağmatik (Bolu Granitoyid Kompleksi) ve volkanik (Çaşurtepe Formasyonu) kayaçlar yüzeylenirler. Bolu Granitoyid Kompleksi çalışma alanı dışında da devamlılığı olan farklı bileşim ve boyutlardaki çok evreli mağmatizmanın ürünü bir gurup intrüzif kayaçdan oluşur ve çalışma alanı içinde, batıda Tüllükiriş Plütonu, doğuda ise Kapıkaya Plütonu olmak üzere iki ayrı intrüzif kütle ile temsil edilir.*

Bu çalışmanın esas konusunu oluşturan bu iki kütle esas olarak tonalit ve granodiyorit bileşiminde ve I-tipi intrüzyonlardır. Ancak zonal olarak daha felsik ve mafik bileşenleri ile, yerel olarak kabuksal kirlenme bileşenine bağlı olarak S-tipi granitoyidlerin karakteristiklerini taşımaktadırlar. Kimyasal özellikleri bunların volkanik yay tipi granitoyidler olduklarını (VAG) ve yitimin erken dönemlerine karşılık gelen, olgunlaşmamış bir yayın ürünü olduklarına işaret eder. Ayrıca plütonların dokusal ve kimyasal özellikleri, bu intrüzyonların sığ derinliklerde kristallenmiş subvolkanik, kalk-alkali karakterli intrüzyonlar olduğunu göstermektedir.

Plütonlar, yüksek dereceli metamorfikleri (Sünnice Grubu) KKD-GGB gidişli geniş bir hat boyunca (Karadere Fayı) tektonik olarak üzerlerler. Volkanik kayaçlar (Çaşurtepe Formasyonu) ile Tüllükiriş Plütonu intüzif, Kapıkaya Plütonu ise tektonik dokanaklı olarak görünür. Bütün bu mağmatik ve metamorfik kayaçlara ait çakıllar, Işığandere Formasyonu olarak adlandırılan ve İstanbul Paleozoyik Serisi'nin Alt Ordovisyen yaşlı taban düzeylerine karşılık gelen kırıntılı birim içinde saha ve mikroskop ölçeğinde tanınabilmektedir. Bu nedenle mağmatizma yaşı Alt Ordovisyen öncesi şeklinde kesinlik kazanmıştır. Mağmatizmanın gelişimine yol açan yitim prosesleri de göz önüne alınarak, bu dönem Kadomiyen orojenezi ile açıklanmaktadır.

GEOCHEMICAL EVALUATION OF PRE-EARLY ORDOVICIAN GRANITOIDS EXPOSING BETWEEN BOLU-YEDİGÖLLER, W PONTIDES

ABSTRACT: *The Palaeozoic of İstanbul sequence and its basement lithologies made up of high grade metamorphics (the Sünnice Group), magmatic (the Bolu Granitoid Complex) and volcanic rocks (the Çaşurtepe Formation) are exposed between the*

Bolu-Yedigöller area, to the north of Bolu. The Bolu Granitoid Complex comprises of a group of intrusive rocks of variable composition and size, generated through multiple episodes of magmatism and is represented by two separate intrusive bodies within the study area, the Tüllükiriş Pluton in the west and the Kapıkaya Pluton in the east.

These two intrusives, forming the subject of this study, are of mainly tonalite and granodiorite in composition and of I-type intrusions. More felsic and mafic compositional varieties, however, forming zones within the plutons and, locally, S-type granitoidic characteristics due to crustal contaminations do also occur. Chemical characteristics of the granitoids indicate that these are volcanic arc-type granitoids (VAG) and are products of immature arcs developed during early stages of a subduction. Furthermore, textural and chemical characteristics of the plutons show that these are subvolcanic intrusions, emplaced at shallow depths and are calc-alkaline in composition.

The plutons tectonically overlie the high grade metamorphics (the Sünnice Group) along the NNE-SSW trending Karadere Fault. The Tüllükiriş Pluton intrudes the volcanic rocks (the Çaşurtepe Formation) but the Kapıkaya Pluton is in tectonic contact with them. Clasts of all these three magmatic and metamorphic rocks are present within the detritic sediments, termed the Işığandere Formation, that corresponds to Lower Ordovician basal units of the Palaeozoic of İstanbul. Therefore, the age of the magmatism can be constrained as pre-Early Ordovician with confidence. When subduction processes responsible from this magmatism is taken into account, this period of time should correspond to Cadomian orogeny.

1. GİRİŞ

İnceleme bölgesi Bolu ilinin kuzey kesiminde Bolu ile Yedigöller Milli Parkı arasında yer alan yaklaşık olarak 250 km^2'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu alan içinde "İstanbul Paleozoyik İstifi" olarak adlandırılmış (Abdüsselamoğlu, 1977), Paleozoyik yaşlı sedimenter kayaçlar ile, bu kayaçların tabanında açığa çıkan mağmatik ile, yüksek ve düşük dereceli metamorfik kayaçlardan oluşan üç farklı birim yüzlek verir. İstanbul Paleozoyik İstifi'nin günümüze kadar yaygınca çalışılmış olmasına rağmen, istifin tabanını oluşturan ve bu çalışmaya konu olan mağmatik kaya topluluğu (Bolu Granitoyid Kompleksi - BGK; Mugan - Ustaömer, 1992) günümüze kadar ayrıntılı olarak çalışılmamış, bu nedenle de çok az bilgi sağlanabilmiştir.

Bolu Granitoyid Kompleksi, Batı Pontidlerde Düzce - Karabük arasında yüzeyleyen ve bir kısmı (özellikle çalışma alanı içerisinde, Bolu-Yedigöller arasında ki sınırlandırılmış alanda) "İstanbul Paleozoyik İstifi" tarafından örtülen, farklı bileşim ve boyutlardaki mağmatik kayaçların genel adıdır. BGK çalışma bölgesi içinde batıda Tüllükiriş Plütonu (Biberoğlu, 1984), doğuda ise

Kapıkaya Plütonu (P.A. Ustaömer, 1996) olmak üzere iki ayrı intrüzif kütle ile temsil edilir ve bu plütonların jeokimyasal değerlendirilmesi bu çalışmanın esas konusunu oluşturmaktadır.

BGK'ne ait intrüzyonların tabanında inceleme bölgesi içinde KD-GB gidişli geniş bir bindirme zonu (Karadere Fayı) içinde amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya etkin kalmış, Prekambriyen yaşlı Sünnice Grubu (Biberoğlu, 1984) kayaçları yer alır. Sünnice Grubu (Biberoğlu, 1984) kayaçları ile aynı tektonik hat boyunca dokanakta olan diğer birim ise, düşük dereceli metamorfizmaya uğramış (yeşil şist fasiyesi) volkanik kayaçlardan oluşan Çaşurtepe Formasyonu (P.A. Ustaömer, 1996)'dur. Kapıkaya Plütonu'nun batı sınırı boyunca tektonik dokanaklı olarak görüldüğü Çaşurtepe Formasyonu kayaçları, Tüllükiriş Plütonu tarafından kuzey sınırları boyunca sıcak dokanaklar ile kesilir. Yukarıda da ifade edildiği gibi bütün bu birimler İstanbul Paleozoyik İstifi'nin taban düzeyine karşılık gelen Alt Ordovisyen yaşında kırıntılı sedimenter bir birim (Işığandere Formasyonu; Görmüş, 1980) tarafından uyumsuzlukla örtülürler (Şekil 1).

2. GRANİTOYİDLERİN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Granitoyidlerin genelinde tonalit ve granodiyorit bileşimi egemendir. Ancak değişen mineral oranları ile zonal olarak daha mafik (gabroya kadar varan) veya daha felsik (kuvarsça zengin granitoyidlere kadar varan) bileşimleri de söz konusudur. Esas mineral bileşimleri kuvars+ plajioklas+ alkali feldspat+ biyotit+ klorit± muskovit± aktinolit ± serizit± epidot bileşimine sahip kayaçlar, iz oranda zirkon, sfen, allanit, mağnetit ve titanomağnetit, apatit ve ilmenitlerden oluşur.

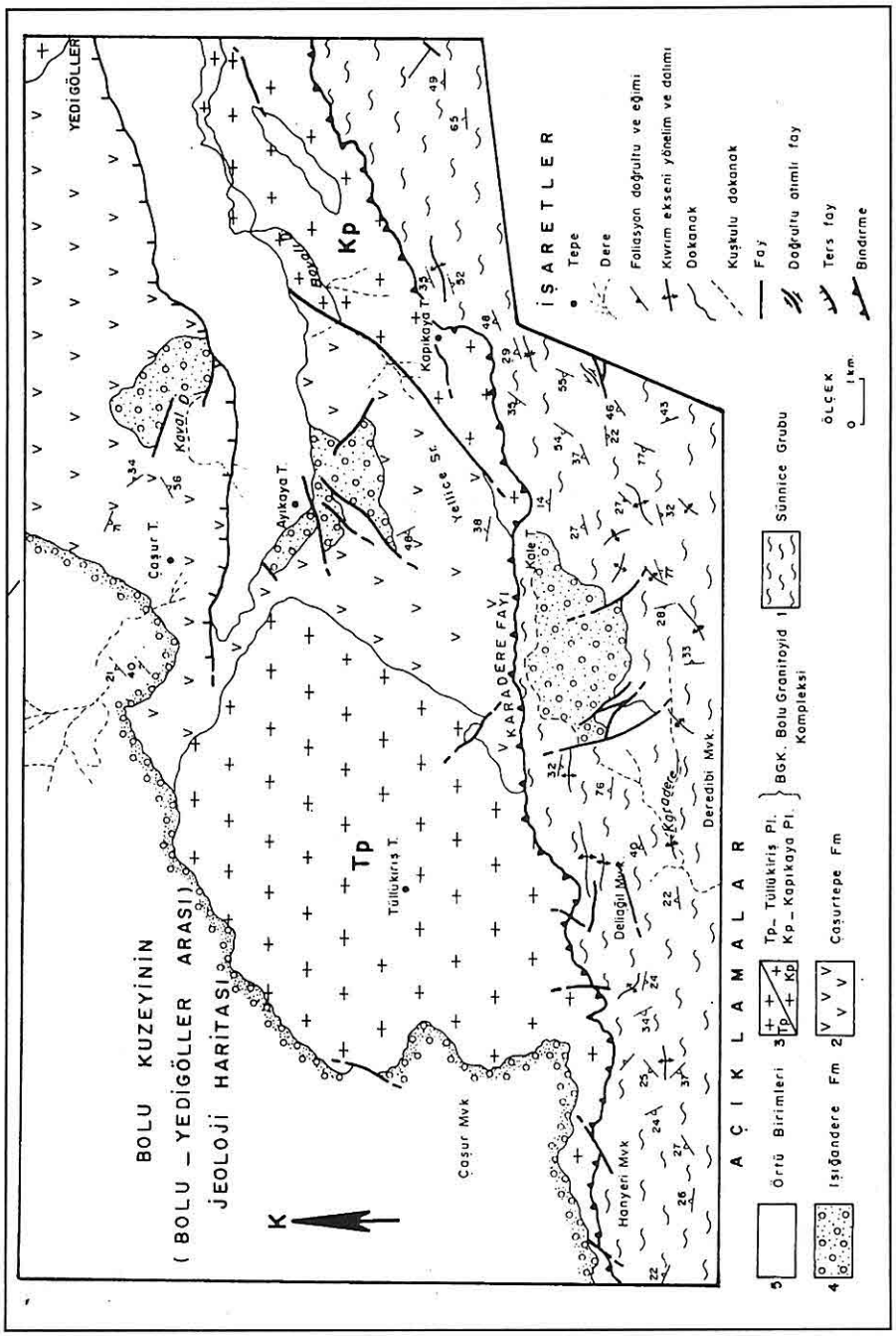
Plütonik kayaçların genel dokusu hipidyomorfik granüler olarak özetlenebilir. Ancak plütonların genelinde alterasyon ve deformasyonlar etkili olmuş, hatta yerel olarak ilksel doku ve bileşimlerininin tanınamayacak derecede değişmesine yol açmıştır.

Tüllükiriş Plütonunun daha felsik bir bileşime sahip olduğu kuzey kesiminde yer yer alkali feldspat ve kuvars minerallerinin birlikte büyümesi ile gelişmiş granofirik doku gelişimi söz konusudur.

3. GRANİTOYİDLERİN JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRİLMESİ

Granitoyidlerin kimyasal olarak değerlendirilmesi için majör ve iz element analizleri XRF tekniği kullanılarak Edinburgh Üniversitesi laboratuarlarında yapılmış ve sonuçlardan seçilen temsili bir gurup veri Çizelge I'de sunulmuştur.

İnceleme bölgesindeki granitoyidler öncellikle I- ve S-tipi ayırt diyagramlarında değerlendirilmiş, normatif korund ve diyopsit'e karşı A/CNK diyagramı üzerinde değerlendirildiklerinde esas olarak I-, daha az oranda da S-tipi granitoyidlerin



Şekil 1. İnceleme Bölgesi Jeoloji Haritası (P.A.Ustaömer, 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).

karakteristiklerini taşıdıkları görülmüştür (Şekil 2a). Granitoyidlerin bazı özellikleri Chappel ve White (1974)'ın tanımladığı I- ve S-tipi granitoyidlerin karakteristikleri ile karşılaştırıldığında, granitoyidlerin molar Al_2O_3/ (Na_2O+K_2O+CaO) oranları S-tipi granitoyidlerde tanımlandığı gibi > 1.1 iken, Na_2O yüzdesi I-tipi granitoyidlerde kabul edildiği gibi > % 3.2, K_2O yüzdesi ise S-tipi granitoyidlere uymayacak şekilde % 2'nin altında kalmaktadır. Ayrıca normatif korund ve diyopsit de (normatif korund genellikle < % 1, normatif diyopsit ise korundumun "0" değerlerine karşılık giderek artan değerler sunar) genellikle I-tipinde kabul edilen değerler ile uyumluluk gösterir. Ayrıca inceleme bölgesindeki granitoyidlerde mikroskop altında belirlenen birarada gelişen muskovit ve biyotitlerden oluşan mika minerallerinin S-tipi granitoyidlerin iki mikalı granitoyid kavramına değil, plütonların etkin kaldıkları şiddetli alterasyonlar da göz önüne alınarak I-tipi granitoyidlerde hidrotermal alterasyonların etkisiyle gelişmiş ikincil oluşumlara uygunluk gösterdiği düşünülmektedir (P.A. Ustaömer, 1996).

Benzer şekilde Pasifik çevresindeki Mesozoyik-Senozoyik yaşlı kıta kenarı yaylarından derlenen veriler, aynı yitim zonu üzerinde aktif kenardan artan uzaklığa ve azalan yaş ilişkisine bağlı olarak bazı bileşimsel değişimler açığa çıktığını, her iki gurup arasında karışım sağlayan ara üyelerin varlığını göstermektedir. Buna göre ergimenin erken dönemlerinde açığa çıkan mağma daha çok I-tipinin karakteristiklerini gösterirken, daha sonraki fazlarda açığa çıkan mağma S-tipi granitoyidlere daha fazla benzerlik sunar (Brown ve diğerleri, 1984). Bu ise I ve S tipi mağma kavramının uygulamadaki güvenilirliği ile, yay olgunluğu ve plütonun aktif kenara uzaklığı tartışmalarını başlatmıştır.

Şekil 2b'de Bolu kuzeyindeki mağmatik kayaçlar, güncel yitim zonlarından seçilen bazı örnekler (EPD:Erken Panama Diyoritleri; GPD:Geç Panama Diyoritleri; SN:Sierra Nevada Batoliti; PKB:Peru Kıyı Batoliti gibi) ile (Batı Pasifikde kıta kenarı yayından gelen veriler ile) karşılaştırılmış, özellikle de yitimin erken döneminin ürünleri olan "Erken Panama Diyoritleri" 'ne yakın trendlere sahip oldukları görülmüştür (Batı Pasifik yay mağmatizmasına ait veriler Brown ve diğerleri, 1984'den alınmıştır).

Yitim ile gelişen bir yayın olgunluğunu belirlemek amacıyla, Rb/Zr oranına karşılık Nb diyagramı (Brown ve diğerleri, 1984) üzerinde değerlendirildiklerinde iz element verilerinin de ana oksit bileşenleri ile uyumlu oldukları ve yitimin erken dönemlerinde gelişen mağmatizmaya karşılık geldikleri görülmektedir (Şekil 2c).

Plütonların ana element bileşenleri kullanılarak yapılan değerlendirmeler, iz element verileri ile de uyumluluk gösterir. Granitoyidlerden sağlanan iz element verileri özellikle Pearce ve

diğerleri (1984) tarafından geliştirilmiş tektonik ayırt diyagramlarına yerleştirildiğinde VAG (Volkanik Yay Granitleri) alanında yer alırlar ve yitim zonları üzerinde gelişmiş bir kökene işaret ederler (Şekil 2d).

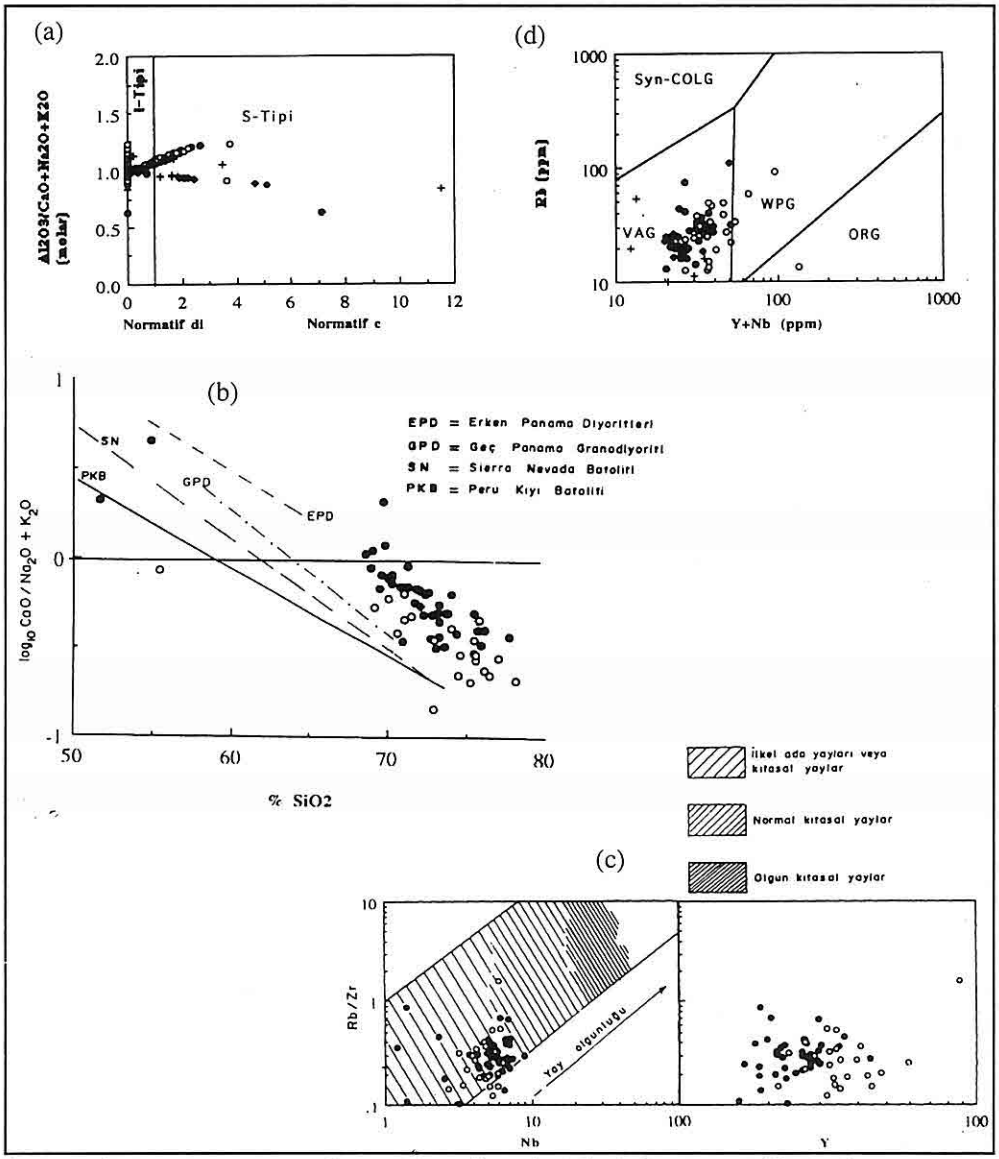
Mağmatik kayaçların kimyasal analizlerinde hareketle CIPW (Cross, Iddings,. Pirsson ve Washington, 1903) normatif bileşimleri ve normatif değerleri kullanılarak DI (*Diferansiasyon Indeksi)*, CI (*Kristalizasyon Indeksi*), WI (*Ayrışma Indeksi*), SI (*Katılaşma Indeksi*), MI (*Mafik Indeks*), FI (*Felsik Indeks*), LI (*Larsen Indeksi*) gibi petrolojik parametreler, GRPET olarak adlandırılan granitoyidlerde grafiksel ağırlıklı değerlendirmeleri gerçekleştirmek üzere geliştirilmiş bir hazır program (Yavuz ve Gültekin, 1994) yardımıyla hesaplanmıştır (Tablo 1). DI, CI, SI değerlerinin % SiO_2 karşısındaki davranışları incelendiğinde CI ve SI indekslerinin benzer trendler sundukları ve artan % SiO_2 içeriği ile ters orantılı bir davranış içinde oldukları görülür. Buna karşılık DI indeksi artan % SiO_2 değerlerine karşılık artan bir trend sunar (Şekil 3).

Kapıkaya Plütonu için plüton içinde CI, SI, FI ve WI parametrelerinin değişimini gösteren ve normatif değerlerden hareketle aynı plüton için I- ve S- tipi granitoyid alanlarını ayıran kontur haritaları çizilmiştir. Buna göre plüton içinde I-tipi granitoyid alanları plütonun güney kesiminde, S-tipi granitoyid alanları ise kuzey kesiminde yer alır. CI ve SI I-tipi granitoyid alanlarında, yani kuzeyden güneye doğru yükselmiş görünür. Buna karşılık FI S-tipi granitoyid alanlarında, yani plütonun kuzeyinde artış sergiler. WI ise özellikle batı alanlarda yüksek olup, bu dokanak plütonların volkanik kayaçlar ile dokanakta olduğu, şiddetli deformasyonlara ve alterasyonlara etkin kaldığı kesimdir (Şekil 4).

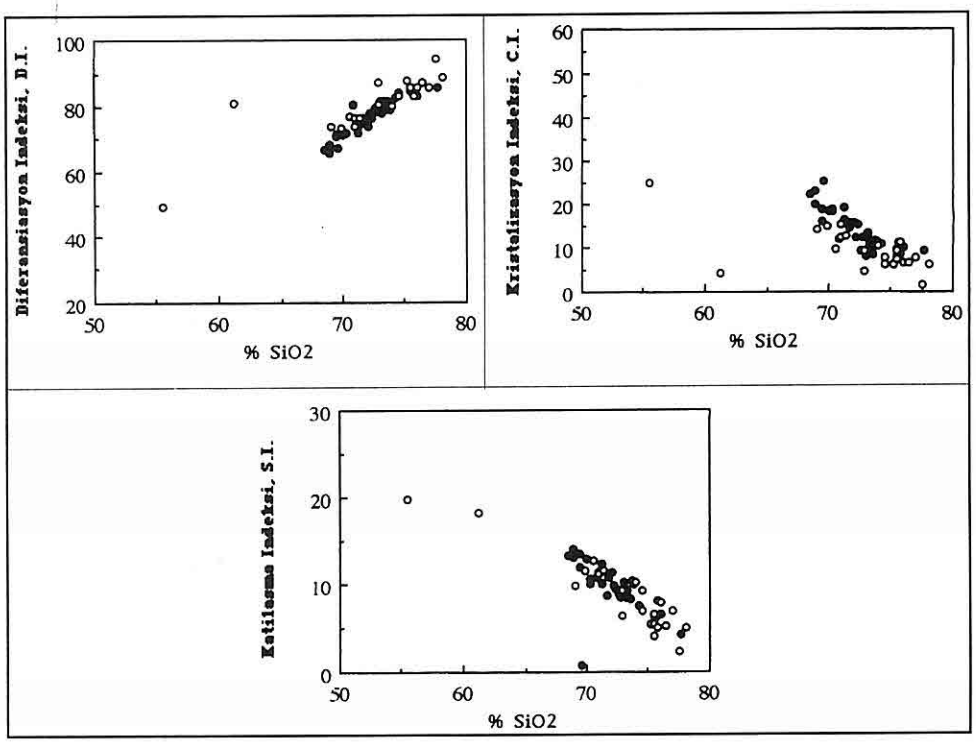
Kayaçların normatif bileşenlerinden hareketle, Q-ab-or üçgen diyagramları üzerinde gb-tr (gabroyik-tronjemitik) ve ca (kalk-alkali) olmak üzere iki ayrı trend görülmektedir. Özellikle suya doygun mağmalar için deneysel petrolojik verilerden sağlanan farklı basınç alanları gösterilmiştir. Diyagram üzerinde incelenen veriler, kümeler oluşturacak şekilde biraraya geldikleri için belirgin bir trend (gb-tr veya ca) sergilemezler. Q-ab-or üçgen diyagramı üzerinde özellikle 1 Kb ve üzerinde yer alan düşük basınç alanlarında yoğunlaşarak bir nokta kümesi oluşturdukları görülür (Şekil 5a). Normal koşullarda 2 Kb'lık (0.2 GP) düşük basınçların kabukta 0-6 km. arasında değişen sığ derinliklere karşılık geldiği bilinmektedir. Ancak plütonlar AFM üçgen diyagramı üzerinde belirgin bir kalk-alkali trend gösterirler (Şekil 5b).

4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Esas olarak tonalit ve granodiyorit bileşimindeki granitoyidlerin, ana mineral oranlarındaki değişimlere bağlı olarak yerel olarak granit (dar anlamda), diyorit ve hatta gabroyik bileşimleri de belirlenmiştir. Gerek arazi gözlemleri,



Şekil 2. a) Plütonların normatif korund ve diyopsit değerlerine karşı A/CNK diyagramı (White ve Chappel, 1977). Kapıkaya Plütonu'na ait örnekler içi dolu daireler, Tüllükiriş Plütonu'na ait örnekler içi boş daireler ile gösterilmiştir; **b)** (%SiO_2'e karşı Log10 CaO/Na_2O+K_2O diyagramı) yitim ile ilişkili kıta kenarı yaylarının ürünlerinin hendekten artan uzaklığa ve azalan yaş ilişkisine bağlı olarak majör oksit karakteristiklerinin değişimini göstermektedir. Burada da görüldüğü gibi açığa çıkan mağma hendekten artan uzaklığa ve mağmatik fazın ilerleyen aşamalarına göre daha alkali-kalsik ve siliçe zengin bir karakter kazanmaktadır (Brown ve diğ., 1984); **c)** Plütonların Nb ve Y'a karşı Rb/Zr Diyagramı (Brown ve diğ., 1984) **d)** Plütonların Y+Nb diyagramı (Pearce ve diğ. 1984).



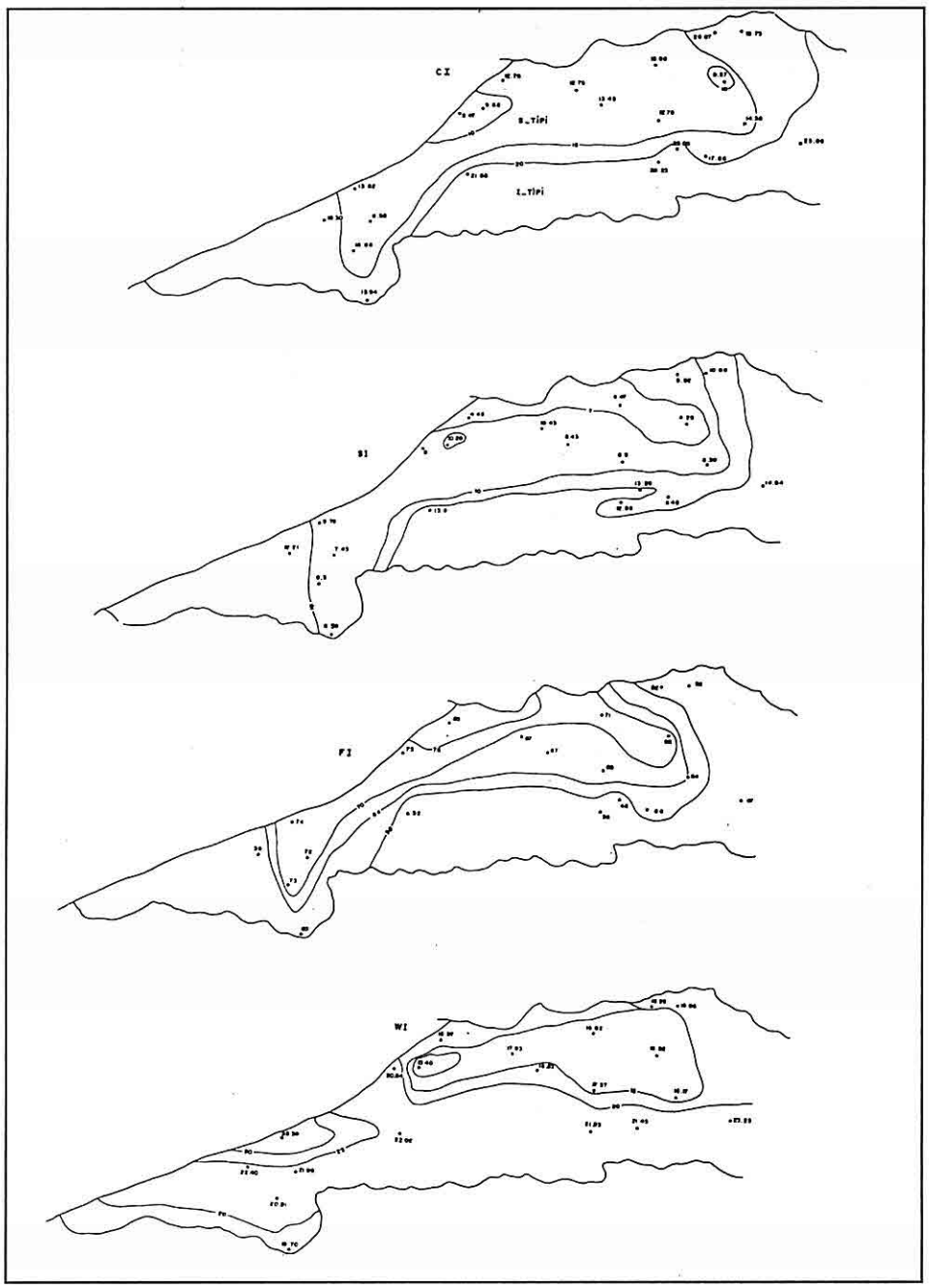
Şekil 3. Plütonların %SiO_2'e Karşı DI, CI ve SI Diyagramları.

gerekse granofirik doku gelişimi ile kendini gösteren dokusal özellikleri ve normatif mineral bileşimlerinden sağlanan veriler plütonların sığ derinliklerde kristallenmiş subvolkanik karakterli intrüzyonlar olduğunu doğrulamaktadır. Granitoyidler esas olarak I-tipi intrüzyonlar olmakla birlikte, yerel olarak kabuksal kirlenme bileşenine bağlı olarak S-tipi granitoyidlerin karakteristiklerini taşımaktadırlar. Kimyasal karakteristikleri bunların volkanik yay tipi granitoyidler olduklarını (VAG) ve yitimin erken dönemlerine karşılık gelen, olgunlaşmamış bir yayın ürünü olduklarına işaret eder (P.A. Ustaömer, 1996).

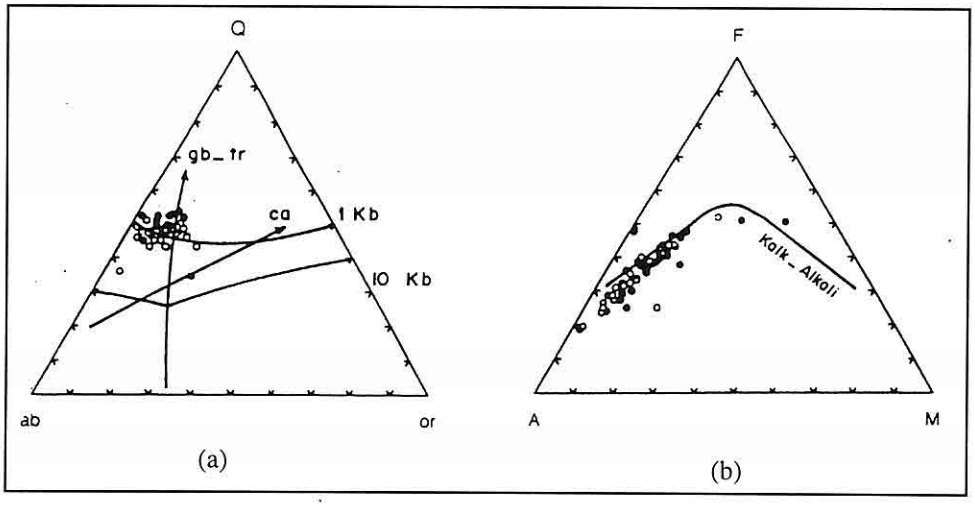
Bölgede yüzeylenen mağmatik ve volkanik kayaçların yaşları konusunda daha önceki çalışmalar sonucunda bir fikir birliği sağlanamamıştır (Aktimur ve diğerleri, 1983; Yazman ve diğerleri, 1984; Aydın ve diğerleri, 1987; Cerit, 1990; Erendil ve diğerleri, 1991). Bu çalışma ile sözü geçen mağmatizmanın yaşı daha önceki çalışmalar sonucunda önerilen yaşlardan farklı olarak, Alt Ordovisyen öncesi (Kadomiyen) olarak kesinlik kazanmıştır (P.A. Ustaömer ve Kipman, 1997).

Tablo 1. Granitoyidlerin Kimyasal Analiz Sonuçları.

Örnek No *	91-22	91-27	93-56	93-58	94-91	94-106	94-121	93-40	93-44	93-63	94-62	94-69	94-72	94-87
SiO2	73.22	70.82	73.81	72.32	71.23	68.89	71.18	69.03	75.78	74.58	73.06	73.93	72.81	75.49
TiO2	0.26	0.31	0.34	0.36	0.41	0.44	0.33	0.40	0.21	0.23	0.17	0.37	0.33	0.32
Al2O3	13.56	14.53	12.86	13.36	14.05	14.30	13.37	14.48	12.81	12.39	11.87	12.38	13.22	12.14
Fe2O3*	2.84	2.73	3.47	3.42	3.97	4.93	4.09	4.77	2.38	3.97	2.07	3.82	3.97	3.32
MgO	0.86	1.19	0.89	0.85	0.91	1.41	1.23	1.10	0.38	0.70	0.42	1.02	0.95	0.63
CaO	2.12	2.48	2.31	3.08	3.95	4.02	3.33	2.90	2.27	1.53	1.21	2.13	1.89	1.51
Na2O	3.62	4.07	3.36	3.60	3.63	3.49	3.52	3.80	4.43	4.58	4.11	4.00	4.29	4.20
K2O	2.08	3.03	1.25	1.20	0.67	0.92	1.23	1.49	0.50	0.73	1.75	1.15	1.06	13.58
MnO	0.07	0.04	0.04	0.07	0.10	0.10	0.08	0.08	0.03	0.08	0.03	0.05	0.06	0.03
P2O5	0.05	0.07	0.05	0.06	0.08	0.08	0.06	0.06	0.02	0.03	0.00	0.05	0.06	0.04
LOI	1.38	1.35	1.08	1.09	0.71	1.16	1.25	1.51	0.69	0.55	0.85	0.77	0.95	0.85
Toplam	100.06	100.62	99.45	99.41	99.70	99.74	99.66	99.63	99.48	99.36	100.50	99.67	99.59	99.89
Sc	6.30	6.90	15.50	12.40	14.50	23.30	11.60	12.70	10.50	8.40	3.80	13.70	9.20	10.10
Ba	852.50	704.20	269.50	574.00	274.40	411.50	376.10	352.10	230.40	479.00	467.80	200.80	275.10	358.40
V	40.70	36.10	37.30	37.10	52.90	76.10	65.20	57.80	19.30	3.70	21.40	47.90	49.30	31.30
La	11.20	12.20	8.30	11.30	11.50	8.20	22.50	11.80	20.60	58.40	11.40	10.90	7.40	13.80
Ce	32.30	40.70	35.50	29.70	16.70	18.70	36.40	26.10	51.10	132.70	19.40	23.20	5.30	24.40
Nd	7.90	11.70	12.70	12.90	5.00	6.80	16.30	8.80	17.80	51.40	7.90	16.50	6.10	13.90
Cu	57.00	4.70	26.40	3.80	7.70	7.60	87.60	26.30	3.30	13.60	6.00	20.70	35.00	6.90
Zn	43.50	48.70	29.80	28.80	41.00	36.00	33.20	54.70	16.20	13.90	13.40	29.60	34.40	16.00
Pb	4.70	13.30	3.00	5.30	1.90	3.30	8.20	6.70	6.40	4.80	2.20	5.20	5.70	4.50
Th	5.60	8.20	1.10	1.10	0.40	0.30	1.70	1.70	2.30	7.00	3.30	1.90	1.10	1.90
Rb	40.90	73.40	27.90	27.10	16.00	23.10	31.10	33.90	12.80	59.30	49.20	31.10	23.60	27.20
Sr	109.80	174.50	62.50	134.20	173.20	184.00	142.20	110.00	122.00	20.70	47.80	59.70	111.00	66.60
Y	19.90	20.40	27.80	34.40	21.40	27.70	26.10	33.90	31.30	58.90	31.30	35.10	23.40	43.20
Zr	96.70	106.90	107.60	73.80	51.90	75.70	103.90	97.50	102.50	226.40	90.50	114.10	73.50	142.50
Nb	6.60	6.10	6.00	5.20	3.80	4.30	5.40	4.20	5.40	6.40	6.10	4.10	3.20	5.00
Q	37.68	27.61	42.47	38.16	36.47	32.71	35.81	31.88	42.13	34.93	43.42	39.01	37.14	40.69
c	1.63	0.20	1.92	0.68	0.35	0.43	0.33	1.51	0.91	1.37	1.02	0.80	1.74	1.11
or	12.49	18.08	7.53	7.23	4.01	5.54	7.41	9.01	3.00	4.38	10.39	6.89	6.37	8.14
ab	31.12	34.77	28.98	31.07	31.13	30.08	30.37	32.91	38.01	39.35	34.95	34.33	36.92	35.98
an	10.38	12.01	11.38	15.23	19.38	19.83	16.48	14.36	11.30	7.53	6.03	10.42	9.18	7.35
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hy	5.33	5.85	6.00	5.86	6.62	9.04	7.71	8.12	3.55	6.36	3.32	6.69	6.80	5.13
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	0.77	0.73	0.94	0.93	1.07	1.34	1.11	1.30	0.64	1.07	0.55	1.03	1.08	0.90
il	0.49	0.59	0.66	0.70	0.79	0.85	0.64	0.78	0.40	0.44	0.32	0.71	0.64	0.62
ap	0.12	0.17	0.12	0.14	0.19	0.19	0.14	0.15	0.05	0.07	0.00	0.12	0.14	0.10
A/CNK	1.12	1.00	1.16	0.57	1.01	1.02	1.01	1.10	1.07	1.12	1.09	1.06	1.14	1.09
A/NK	1.65	1.46	1.87	0.74	2.10	2.12	1.88	1.84	1.64	1.49	1.37	1.58	1.61	1.45
Fi	0.73	0.74	0.67	0.83	0.52	0.52	0.59	0.65	0.68	0.78	0.83	0.71	0.74	0.79
Mi	0.77	0.70	0.80	0.80	0.81	0.78	0.77	0.81	0.86	0.85	0.83	0.79	0.81	0.84
Si	9.15	10.80	9.93	4.46	9.92	13.11	12.21	9.86	4.94	7.02	5.03	10.21	9.25	6.63
Ci	11.67	13.96	12.70	28.25	20.67	21.88	18.30	15.93	11.78	8.65	6.72	11.99	10.67	8.30
Di	80.05	79.69	77.48	87.50	70.68	67.11	72.20	72.13	82.00	81.90	88.34	79.13	79.09	83.78
Wi	25.48	35.39	18.97	105.53	18.26	22.02	22.40	23.13	11.08	12.04	19.13	18.07	16.52	17.16
Li	20.66	20.23	19.18	27.96	15.58	13.53	16.31	15.73	20.73	19.39	24.07	18.83	18.52	21.06
Ai	2.72	2.84	2.59	2.56	2.35	2.23	2.46	2.55	3.85	4.85	4.38	3.46	3.63	4.20
			Fi:Felsik ind.			Si:Katılaşma ind.			Di:Diferansiasyon ind.				Li:Larsen ind.	
			Mi:Mafik ind.			Ci:Kristalizasyon ind.			Wi:Ayrışma ind.				Ai:Alkali ind.	



Şekil 4. Kapıkaya Plütonu İçin CI, SI, FI, WI'leri ile, I-S Tiplerinin Geçişlerini Gösteren Kontur Haritaları.



Şekil 5. a) Plütonların Normatif Q-ab-or Üçgen Diyagramı; **b)** Plütonların AFM Üçgen Diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

5.TEŞEKKÜR

Bu çalışma İ.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir (Proje No : 593/171193). İ.Ü. Araştırma Fonu'na sağlamış oldukları destek için teşekkür ederiz. Ana ve iz element analizlerinin Edinburgh Üniversitesi'nde yapılmasını sağlayan Prof. Dr. Alastair H.F. Robertson'a ve bu makaleyi okuyarak yorumları ile katkıda bulunan Dr. Timur Ustaömer' e ayrıca çok teşekkür ederiz.

6. KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu , M.Ş. (1977). The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze Region, Explanatory Text and Excursion Guide Book: 4th Colloq. on Geology of the Aegean Region, Excursion 4: Western Anatolia and Thrace. İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul, 16 s.ş

Aktimur, T., Algan, Ü., Ateş, S., Oral, A., Ünsal, Y., Karatosun, H., Öztürk, V., Sönmez, M. (1983). Bolu ve yakın çevresinin yerbilim sorunları ve muhtemel çözümleri. MTA Arşivi, Rapor No.1385, Ankara.

Aydın , M. , Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., Özçelik, Y. (1987). Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 30 , 1-14.

Biberoğlu, S. (1984). Yığılca (Bolu) güneydoğusunun jeolojisi. Yüksek Lisans tezi (yayınlanmamış). İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 104 s.

Brown, G.C., Thorpe, R.S. ve Webb, P.C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of Geological Society of London, 141 , 413-426.

Cerit, O. (1990). Bolu Masifinin jeolojik ve tektonik incelenmesi. Doktora

tezi (yayınlanmamış). H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 217 s.

Chappel, B.W. ve White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V. ve Washington, H.S. (1903). Quantitative classification of igneous rocks. University of Chicago Press.

Erendil, M., Aksay, A., Kuşçu, İ., Oral, A., Tunay, G., Temren, A. (1991). Bolu Masifi ve çevresinin jeolojisi. MTA Arşivi, Rapor No.9425, Ankara.

Görmüş, S. (1980). Yığılca (Bolu NW) yöresinin jeolojik incelenmesi. Doktora tezi (yayınlanmamış). Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. 210 s.

Irvine, T. N. ve Baragar, , W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

Mugan - Ustaömer, P. A. (1992). Tectonic setting and emplacement of the Bolu Granitoid Complex, W Pontides, N Turkey. Abstract, Keele. Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, G.T. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25 (4), 956- 983.

Ustaömer, P.A.M. (1996). Bolu-Yedigöller granitik kayaçlarının petrojenezi. Doktora tezi (yayınlanmamış). İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 197 s.

Ustaömer, P.A. ve Kipman, E. (1997). Remnant of a pre-Early Ordovician Cadomian active margin in W Pontides, N Turkey. Abstract, EUG9 Meeting, Strasbourg, s. 382.

White, A.J.R. ve Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.

Yavuz, F., Gültekin, A.H. (1994). GRPET:Granitoyidlerde grafiksel ağırlıklı bilgisayar uygulamaları. Yerbilimleri, 24, 67-82.

Yazman, K.M., Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, O., Demir, O. ve Çokuğraş, R. (1984). Sakarya -Çamdağ, Akçakoca - Kaplandededağ, Ereğli -Orhandağ, Bolu-Sünnicedağ ve Mengen yörelerinin jeolojisi. TJK 38. Bilimsel Teknik Kurultayı Bildiri özetleri.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1997 | SAYI NO 30 | ISSN 1019-1003

KAÇKAR BATOLİTİ ALTIPARMAK DAĞI-SOĞANLI DAĞI ARASI (GD ÇAMLIHEMŞİN -RİZE) KESİMİNİN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROJENETİK İNCELENMESİ*

Yıldırım GÜNGÖR
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye
Durmuş BOZTUĞ
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas / Türkiye
Osman YILMAZ
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul / Türkiye

ÖZET: *Doğu Karadeniz bölgesinde, Ordu-Artvin arasında sahil çizgisinin 20-30 km güneyinde, yaklaşık 30-40 km eninde ve 400 km uzunluğunda bir zon içerisinde, D-B doğrultulu olarak Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter birimi kesen ve birbirlerinden bağımsız olarak yüzeylenen çok sayıdaki plütonik kayaç çıkmaları Kaçkar batolitini oluşturur. Bu çalışmada, Kaçkar batolitinin ortalama topoğrafik yüksekliği 2000-4000 m arasında değişen Altıparmak Dağı ve Soğanlı Dağı arasında kalan kesimi incelenmiştir. Üst Kretase yaşlı bazik volkanikleri sıcak dokanakla kesen ve albit - epidot -tremolit/aktinolit hornfels türü kontakt metamorfik kayaçların yanısıra demirli skarn cevherleşmeleri de oluşturan Kaçkar batoliti, 1/25.000 ölçekte Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti, Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti, Marselavat granodiyoriti ve Sasmistal mikrograniti gibi haritalanabilir dört litodem birimine ayrılmıştır. Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar, üç farklı magmatik evrenin olduğunu göstermiştir. CAFEM-CALK ve I-tipi karakteristiklere sahip birinci magmatik evrede Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti, ikinci magmatik evrede fraksiyonel kristalleşme ile Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoriti; ALUM ve S-tipi karakteristiklere sahip son evrede ise lökokratik bileşimli Sasmistal mikrograniti oluşmuştur. İkinci evre birimlerinin Doğu Pontid yay magmatizmasının plütonik eşdeğerlerini, üçüncü evrenin ise çarpışmayla eş zamanlı olarak meydana gelen lökokratik felsik eriyiği karakterize ettiği düşünülmektedir. Birinci magmatik evrenin ürünü olarak meydana gelen Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti ise, kabuksal malzemenin daha fazla etkin olduğu bir kökeni işaret etmektedir. İkinci evre birimleri tarafından kesilmiş olarak görülmesi yay plütonizmasına ait olabileceğini düşündürmekle birlikte, mutlak yaşının ikinci evre birimlerinden genç olduğunun belirlenmesi durumunda çarpışmayla ilgili olabileceği de ileri sürülebilecektir.*

* Bu çalışma İ.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir.

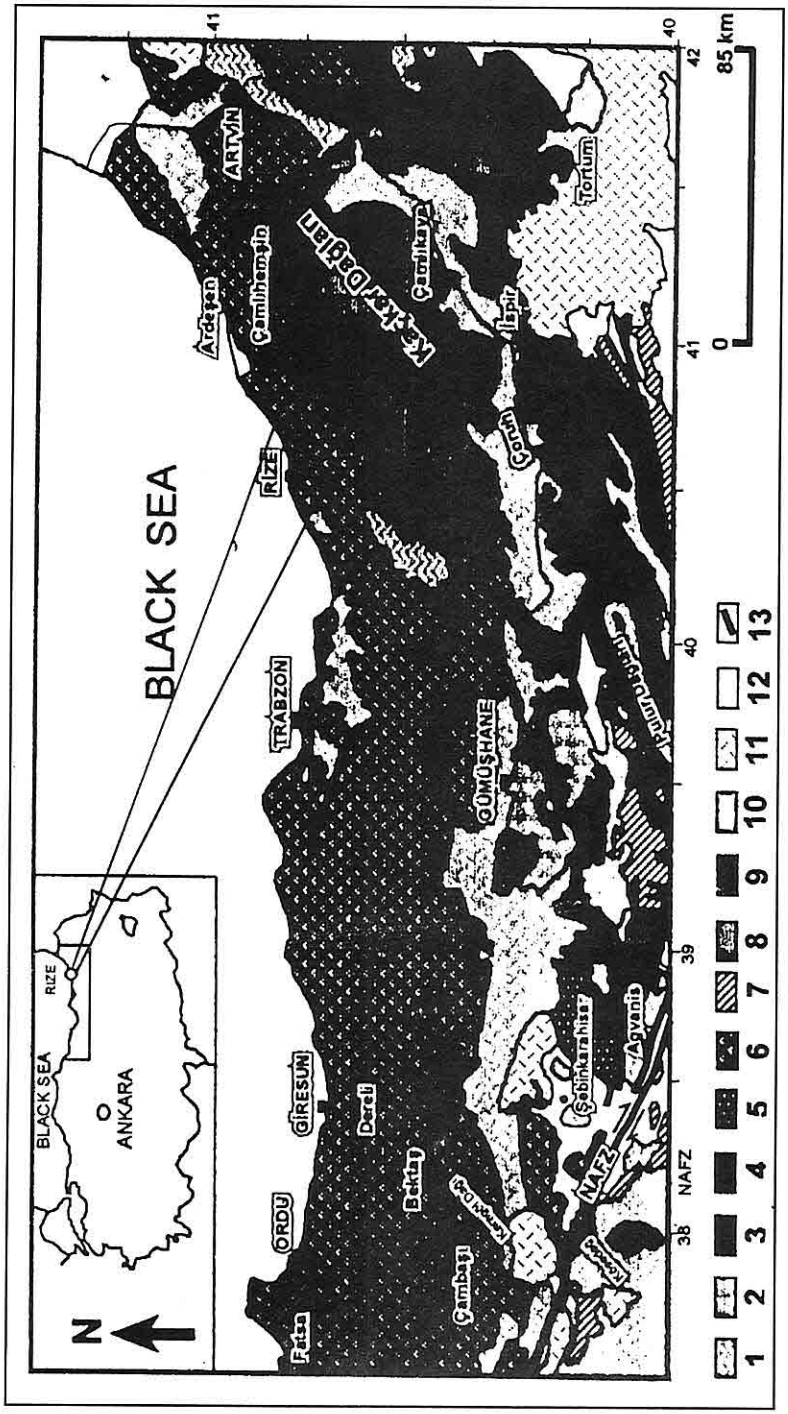
PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE KAÇKAR BATHOLITH IN AN AREA BETWEEN ALTIPARMAK DAĞI AND SOĞANLI DAĞI, SE ÇAMLIHEMŞİN, RIZE/ TURKEY

ABSTRACT: *Numerous plutonic bodies constitute the Kaçkar batholith in an E-W rectangular area, 30-40 km in width and 400 km in length, between Ordu and Artvin towns, 20-30 km far away from the Black Sea coastal line in the eastern Black Sea region of Turkey. These discrete bodies are exposed to be emplaced within the Upper Cretaceous volcano-sedimentary unit. This paper deals with the Altıparmak Dağı and Soğanlı Dağı part of the Kaçkar batholith where the average altitude ranges from 2.000 m to 4.000 m. The Kaçkar batholith intrudes the basic volcanics and transformes them into albite - epidote - tremolite/actinolite hornfelses in addition to some skarn type ferriferous occurrences in this region. During the geological mapping to the scale of 1/25.000, the Kaçkar batholith in this area has been subdivided into four lithodem units such as Ayder K-feldspar megacrystalline monzogranite, Halkalıtaş quartz monzodiorite, Marselavat granodiorite and Sasmistal microgranite.*

Mineralogical-petrographical and geochemical studies reveal that there are three distinctive magmatic stages in this part of the batholith. The first stage with the characteristics of CAFEM/CALK and I-type has yielded the Ayder K-feldspar megacrystalline monzogranite. The Halkalıtaş and Marselavat units, representing the CAFEM/CALK and I-type features similar to that of first stage, have been derived from the fractional crystallisation of a single magma source. The leucocratic Sasmistal microgranite is formed from the third magmatic stage which shows an ALUM and S-type compositional feature. Among these magmatic stages, the second and third stages are considered to be part of Eastern Black sea arc magmatism and syn-collisional magmatism, respectively. As for the first stage, the continental crustal contribution is dominant in its genesis. It can be suggested to be part of arc magmatism because of having been intruded by the second stage. However, it should be pointed out that its certain setting could only be clarified by means of absolute age dating in future works.

1. GİRİŞ

Pontid Tektonik Birliğinin (Ketin 1966) doğu kesiminde, Çamlıhemşin (Rize) - Yusufeli (Artvin)- İspir (Erzurum) sınırları içinde, Kaçkar Batolitinin en yüksek kesimlerini oluşturan Kaçkar Dağlarını da içine alan Tortum G 46 a2, a3 paftalarını kapsayan çalışma alanı, yaklaşık 280 km^2 dir (Şekil 1). Kaçkar Batoliti, Doğu Karadeniz bölgesinde, Ordu -Artvin arasında 30 - 40 km genişliğinde 400 km uzunluğunda bir zon içerisinde Üst Kretase yaşlı volkano sedimanter birimi kesen ve birbirlerinden bağımsız olarak



Şekil 1. Çalışma Alanınn Yer Bulduru Haritası (Gattinger ve diğ. (1962) tarafından yapılan 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından basitleştirilerek alınmıştır). 1. Ayırtlanmamış metamorfik kayaçlar (Paleozoyik), 2. Gümüşhane graniti (Pleozoyik), 3. Jura - Kretase sedimentleri, 4. Alt Kretase sedimentleri, 5. Üst Kretase sedimentleri, 6. Üst Kretase volkano sedimanter birim, 7. Üst Kretase ofiyolitik melanj, 8. Granitoyid (Üst KRetase - Tersiyer, 9. Gabro/diyorit (Üst Kretase - Tersiyer), 10. Orta Eosen volkano sedimanter birim, 11. Neojen volkanitleri, 12. Neojen sedimentmeri, 13. Fay (NAFZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu).

yüzeylenen çok sayıdaki plütonik kayaç çıkmalarından oluşmaktadır. Çalışma alanı Doğu Karadeniz'in karakteristik engebeli yapısını yansıtmaktadır. Oldukça yüksek zirveler ve derin yarılmış vadiler, çalışma alanının hakim morfolojisini oluşturmaktadır. Pontid tektonik birliğinde günümüze kadar bir çok çalışma yapılmasına rağmen, bu çalışmaların büyük bir çoğunluğu sahil kesiminde kalmakta, ulaşımı zor olan bölgelerde fazla çalışma gözlenmemektedir. Çalışma alanına komşu bölgelerde Çoğulu (1975), Taner (1979), Gedikoğlu ve diğ, (1979), Tokel (1973,1977, 1981,1983, 1985), Bektaş, (1983) Bektaş ve diğ, (1984, 1987), Nalbantoğlu ve diğ, (1988) Korkmaz ve Gedik (1988), Gedik ve diğ, (1992), Genç ve Güven (1994) tarafından yapılan çalışmalar Doğu Pontidler'in evrimine önemli katkılarda bulunmuştur.

Bu çalışmanın amacı, bölgede yüzeylenen granitoyidlerin 1 / 25 000 ölçekli jeolojik haritalamasını yaparak, elde edilen petrografik ve litojeokimyasal verilerin de desteğiyle, bölgenin jeotektonik evrimine katkıda bulunmaktır. Bugüne kadar sadece granit olarak işaretlenen bu bölgede, granitoyidlere yönelik olarak yapılacak olan ayrıntılı haritalamanın, Doğu Pontid'lerin tektonomagmatik evrimine ışık tutacağına kuşku yoktur. Çamlıhemşin (Rize) - Yusufeli (Artvin) - İspir (Erzurum) arasında kalan çalışma alanında yüzeylenen granitoyidlerin; ilk aşamada saha ilişkilerinin belirlenmesi için 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasının yapılması, daha sonra ise mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik özelliklerinin ortaya konması amaçlanmıştır. Bu amaçla gerek Gattinger ve diğ. (1962) tarafından yapılan 1/ 500. 000 ölçekli Trabzon paftasında, gerekse Bingöl (1989) tarafından yapılan 1/ 2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nda tamamen kırmızı renkle gösterilerek granit olarak adlandırılan magmatik kayaçların, arazide çıkma düzeyinde sundukları dokusal özellik ve mineralojik bileşimlerine göre farklı fasiyeslere ayrılması (Bateman ve Nokleberg, 1978 ; Bateman ve Chappel, 1979; Barnes, 1983; Thorpe ve Brawn, 1986), hedeflenmiştir. Bu fasiyes ayrımı, daha sonra mikroskobik ve jeokimyasal olarak ortaya konularak, ortaya konulan farklı granitoyid fasiyeslerinin, bir magma kaynağındaki fraksiyonel kristalleşme sonucu mu oluştukları, yoksa farklı magma kaynaklarının ürünü mü oldukları açıklanmaya çalışılmıştır.

2. STRATİGRAFİ

Çamlıhemşin (Rize)- İspir (Erzurum)- Yusufeli (Artvin) sınırları arasında kalan ve Kaçkar Dağlarını içine alan çalışma alanında, egemen litostratigrafi ve litodem birimleri bazik volkanik kayaçların hakim olduğu Hemşindere Formasyonu ve bu volkanik kayaçları sıcak dokanakla kesen I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K - feldispat megakristalli monzograniti, II. Magmatik evrenin ürünü olan Halkalıtaş kuvars - monzodiyoriti ve Marselavat

granodiyoriti ile III. Magmatik evrenin ürünü olan Sasmistal mikrogranitidir (Şekil 2 , Şekil 3)

2.1. Hemşindere Formasyonu

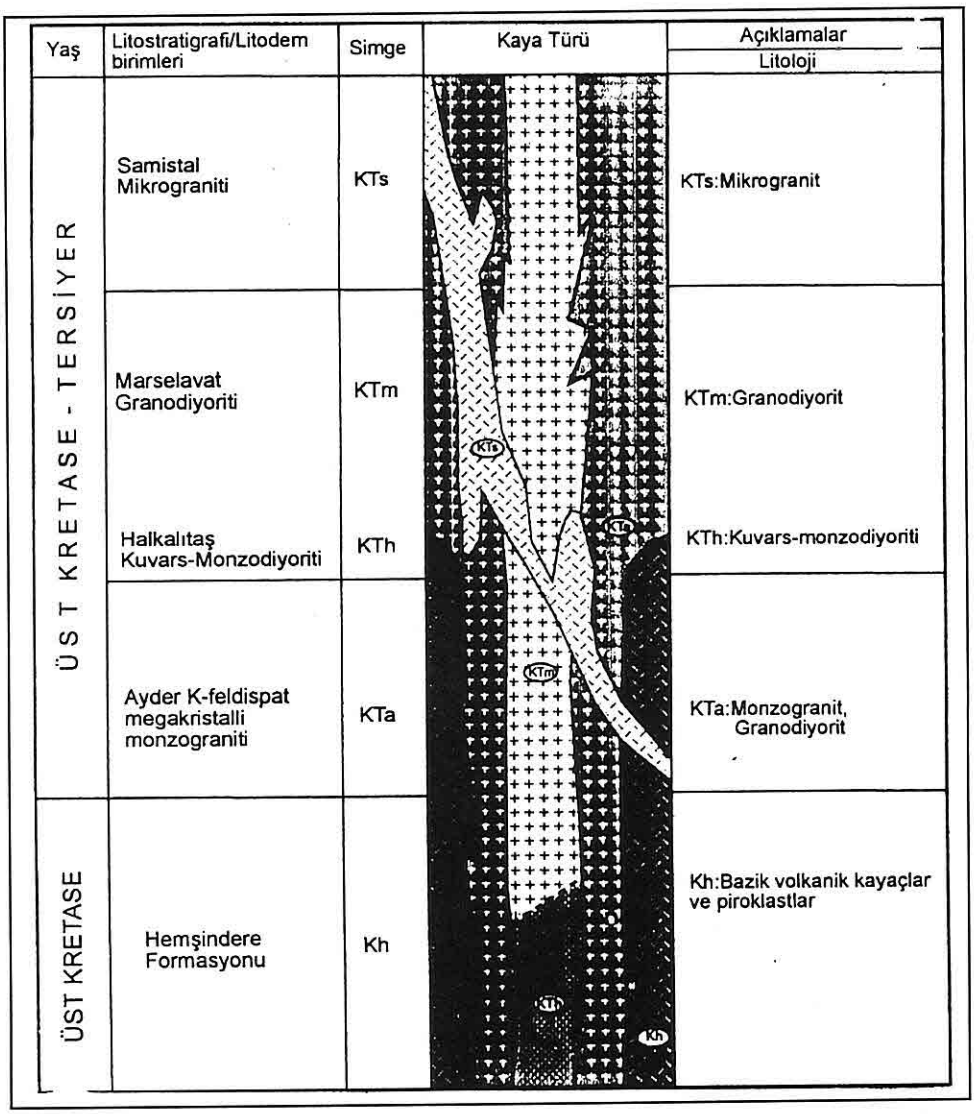
Çalışma alanında KD- GB yönünde geniş bir yayılım gösteren bazik volkanik kayaçlar Altıparmak Dağı (3492 m.), Kaçkar Dağı (3932 m.) ve Soğanlı Dağı (3527 m.) gibi oldukça yüksek ve sarp bir topoğrafyayı oluşturmaktadır Çalışma alanında yüzeylenen bu bazik volkanik kayaçlar Korkmaz ve Gedik (1988) tarafından tanımlanan Hemşindere Formasyonunun en yüksek kesimlerini oluşturmaktadır. İsmini, en iyi gözlendiği yer olan Hemşindere'den alan bu birimin bazı seviyelerinde yer alan kırmızı renkli kireçtaşlarından alınan örneklerdeki fosil bulgularına dayanılarak Hemşindere Formasyonuínun yaşı Santoniyen - Alt Meastrihtiyen olarak belirlenmiştir (Korkmaz ve Gedik, 1988).

Kalınlığı 3500 - 5000 metre arasında değişen Hemşindere formasyonunun çalışma alanı içinde yer alan kesimlerinde egemen litoloji bazik volkanik kayaçlar olmakla birlikte az miktarda andezit, tüf ve piroklastikler de gözlenmektedir. Mikroskop altında hipokristalin porfirik doku, hipohiyalin porfirik doku ve holokristalin porfirik doku göstermektedirler. Genellikle siyah renkli olmakla birlikte hidrotermal alterasyondan etkilenen bazı kesimlerde yoğun kloritleşme nedeniyle yeşilimsi, yoğun hematitleşme nedeniyle de kırmızımsı görüntüler sunabilmektedirler.

I. Magmatik Evre

I. magmatik evre Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti ile temsil edilmektedir. Çalışma alanının doğusunda yer alan Ayder Yaylası bu birimin tipik olarak en iyi gözlendiği yer olduğundan bu isim verilmiştir. Çalışma alanında K- G yönünde geniş bir yayılım göstermektedir. Özellikle Tortum G 45 a2 paftasının büyük bir kısmı bu birim tarafından kaplanmaktadır.

Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti, arazide el örneği düzeyinde pembe renkli, 05-3 cm boyutlarında iri K- feldispat kristalleri içermesi nedeniyle diğer birimlerden hemen ayırt edilmektedir. Makro gözlemlere göre granodiyorit ve monzogranit olarak tanımlanan bu birim, yapılan petrografik ve litojeokimyasal çalışmalar sonucunda monzogranit olarak isimlendirilmiştir. Ayder K - feldispat megakristalli monzograniti, eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımının (magma mingling) ve homojen karışımının (magma mixing) arazide makro düzeyde delilleri olan mafik magmatik enklav (MME) ve K-feldispat megakristalleri içermektedir. Mafik magmatik enklavların büyüklükleri 1 - 10 cm arasında değişmektedir. Mafik magmatik enklavlar bazan erken kırık dolguları (sin plütonik dayk) şeklinde gözlenmektedir. K- feldispat mega kristalleri de 1-3 cm arasında değişen büyüklüklerde gözlenmektedir. Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti Hemşindere Formasyonu'nu kesmekte, II. Magmatik

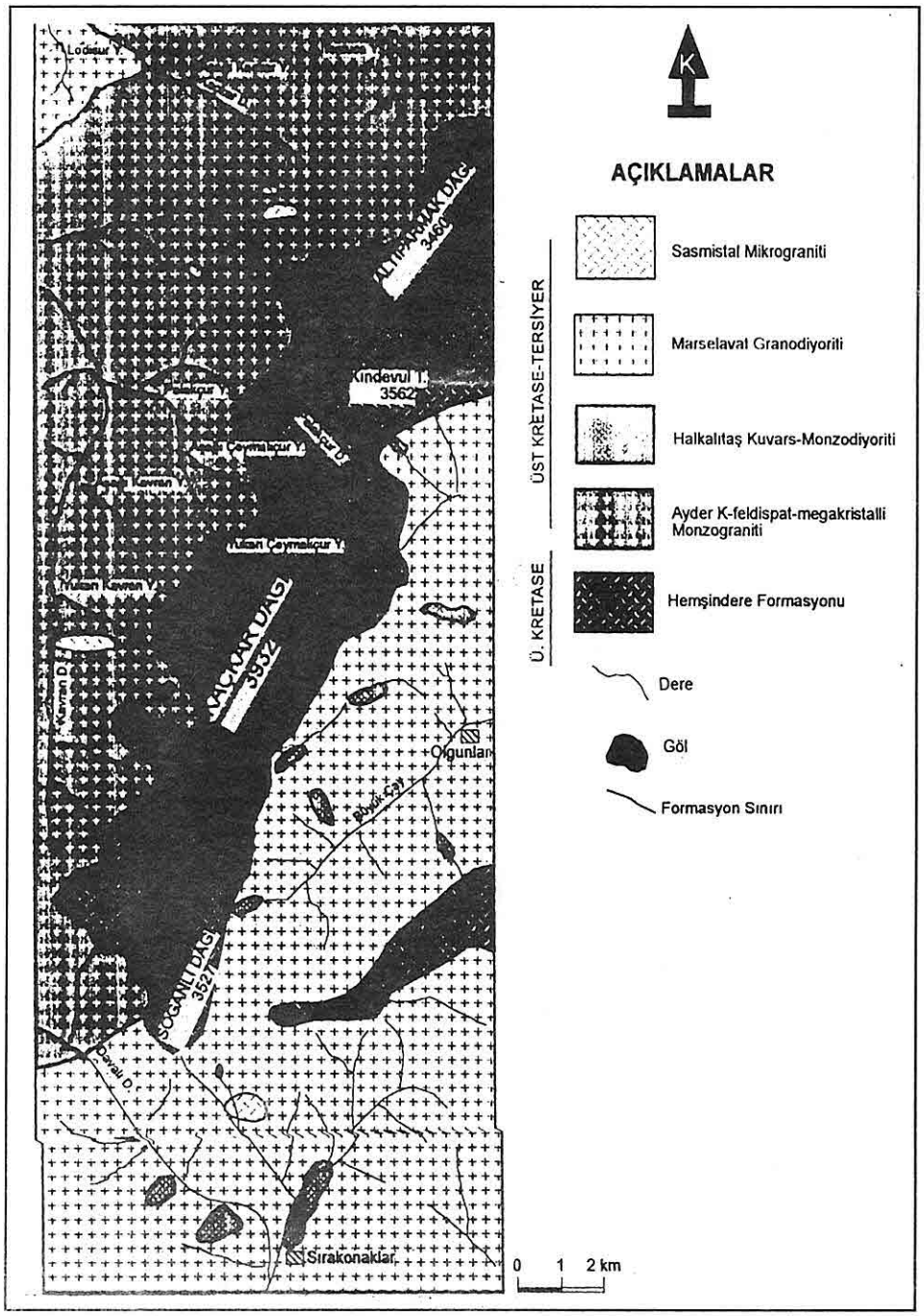


Şekil 2. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Sütun Kesiti.

evrenin ürünleri tarafından da kesilmektedir.

II. Magmatik Evre

Saha çalışmaları sonucunda I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitini kestiği için stratigrafik olarak bu birimden daha genç olarak kabul edilen II. magmatik evre, iki farklı mineralojik bileşime sahip kayaç grubu tarafından temsil edilmektedir. Bu birimlerden ilki Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti, ikincisi ise kuvars monzodiyorite oranla daha



Şekil 3. Çalışma Alanının Jeoloji Haritası.

felsik bileşime sahip Marselavat granodiyoritidir.

II.magmatik evrenin ilk ürünü olan Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti, ismini çalışma alanının dışında kalan Halkalıtaş Yaylasından almıştır. Bu birim çoğunlukla vadilerde gözlenmektedir. Kındevul tepenin GD'sunda, Kındevul Dere içinde, Büyükçay Vadisi ve Davalı Dere Vadisinde, Marselavat granodiyoriti içinde küçük mostralar şeklinde gözlenmektedir. El örneği düzeyinde açık renkli mineral olarak plajiyoklas, K-feldispat ve az kuvars, koyu renkli mineral olarak da amfibol ve biyotit gözlenmekte olup, orta iri taneli ve koyu yeşil görünümüyle kerekteristiktir. Bazı kesimlerinde dissemine pirit - kalkopirit içeren Halkalıtaş kuvars Monzodiyoriti, çalışma alanında Marselavat granodiyoriti ile 1/25.000 ölçekte haritalanamayacak ölçüde dereceli geçişler göstermektedir.

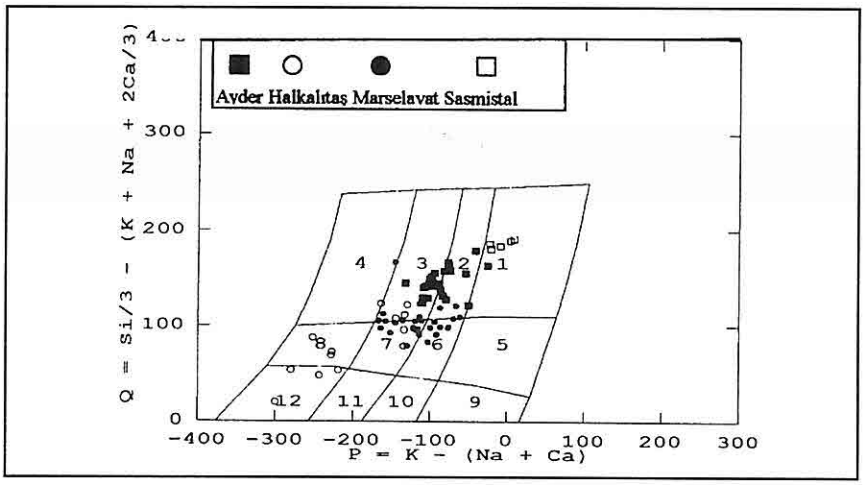
II. magmatik evrenin en yaygın ürünü Marselavat granodiyoritidir. İsmini çalışma alanın dışında kalan Marselavat Yaylasından almıştır. Çalışma alanında oldukça geniş yayılım gösteren Marselavat granodiyoriti Tortum G 46 a2 paftasının KB ucunda Lodiçur Yayla civarında ve Kındevul Tepe- Kargeke Tepe arasında yüzeylenmektedir. Tortum G 46 a3 paftasında ise KD - GB yönünde Dübe Vadisi, Büyükçay Vadisi, Ahpuni Dere ve Davalı Dere Vadisinde geniş yayılım göstermektedir. El örneği düzeyinde granodiyorit ve kuvars monzonit olarak adlandırılan bu birim yapılan petrografik çalışmalar sonucunda granodiyorit olarak isimlendirilmiştir. El örneği düzeyinde kuvars, K-feldispat ve plajiyoklaz mineralleri gözlenmektedir. Marselavat granodiyoriti içinde az da olsa eş yaşlı felsik ve mafik nagmaların heterojen karışımının sahadaki kanıtı olan mafik magmatik enklavlara (MME) da rastlanmaktadır. II. Magmatik evrenin en felsik ürünü olan Marselavat granodiyoriti, çalışma alanın en genç birimi olan III. Magmatik evrenin ürünü Sasmistal Mikrograniti tarafından intrüzyona uğratılmıştır.

III. Magmatik Evre

Bu magmatik evre çalışma alanının en genç ürünü olan Sasmistal mikrograniti tarafından temsil edilmektedir. Sasmistal mikrograniti, ismini çalışma alanının batı sınırında yer alan ve çalışma alanı dışında kalan Sasmistal Yayladan almıştır. El örneği düzeyinde ince tanelidir ve boşluk dolgusu şeklinde turmalin içerir. Küçük taneli bileşenlerin hakimiyeti ve açık pembe görünümü karakteristiktir. Çalışma alanında yüksek tepelerin sırt ve zirve kesimlerinde apofizler şeklinde yüzeylenmektedir. Çalışma alanındaki tüm birimleri intrüzif dokanakla kesmektedir. Özellikle Yukarı Kavran Yaylasının KB sında Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitini kestiği çok net olarak gözlenmektedir. Sasmistal mikrograniti II. magmatik evrenin ürünü olan Marselavat granodiyoritini de Soğanlı Dere de kesmektedir.

3. MİNERALOJİ- PETROGRAFİ

Çalışma alanında yüzeylenen üç magmatik evreye ait birimlerin Debon ve Le Fort (1983) adlandırma diyagramındaki konumları Şekil 4' de görülmektedir. Kayaçların kimyasal bileşimlerinden yola çıkılarak yapılan bu adlandırmada, I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K - feldispat megakristalli monzograniti bu diyagramda granodiyorit (gd) ve adamellit (ad) sınırları içinde dağılım göstermektedir. Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda monzogranit ismi verilmiştir. II. Magmatik evrenin ilk ürünü olan Halkalıtaş kuvars - monzodiyoriti granodiyorit (gd), diyorit / gabro (di/go), Marselavat granodiyoriti ise kuvars - monzodiyorit (qmzd), kuvars- monzonit (qmz), granodiyorit (gd) ve adamellit (ad) alanları içinde yer almaktadır. III. magmatik evrenin ürünü olan Sasmistal mikrograniti ise granit (gr) alanı içinde yer almaktadır. Çalışma alanında oldukça geniş yer kaplayan 1. Magmatik evrenin ürünü olan Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti K-feldispat megakristalleri ile belirginleşen porfirik doku göstermektedir. Mafik mineral içeriği hb+ bi + Cpx. dir. Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti içinde gözlenen ve boyutları yer yer 10 -15 cm ye çıkan yuvarlağımsı - elipsoyidal biçimli mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (MME) ve iri K- feldispat megakristalleri, eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ve homojen karışımının (magma mixing) arazi kanıtları olarak değerlendirilmişitir.



Şekil 4. Magmatik Evrelerin Kayaç Örneklerinin Debon ve Le Fort (1983) isimlendirme Diyagramındaki Konumları. 1-granit; 2-adamellit; 3-granodiyorit; 4-tonalit; 5-kuvars siyenit; 6- kuvarsmonzonit; 7- kuvars monzodiyorit; 8-kuvars diyorit; 9-siyenit; 10-monzonit; 11- monzogabro /monzodiyorit; 12- gabro/diyorit/ anortozit.

Mixing olayı, Poikilitik K- feldispat, Antirapakivi, bıçağımsı biyoitit ve iğnemsi apatit gibi bazı özel mixing dokuları ile desteklenmiştir.

Halkalıtaş kuvars-monzodiyoriti orta taneli olup tipik tanesel doku göstermektedir. Mafik mineral içeriği cpx + hb + bi dir. Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti içinde denge kristalizasyonu ile cpx - hb dönüşümü izlenmektedir. Arazi düzeyinde magma minglingi gösteren mafik mikogranüler enklavlara az da olsa rastlanmaktadır. Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda Antirapakivi ve iğnemsi apatit gibi özel mixing dokuları gösterdiği gözlenmiştir. Arazide çıkma düzeyinde Marselavat granodiyoritinin içinde, fraksiyonel kristallenme ile oluşmuş olarak gözlenir.

Marselavat granodiyoriti orta tanelidir. Tipik tanesel dokuludur. Mafik mineral içeriği hb+ bi + cpx dir. Yapılan çalışmalarda honblend çekirdeğinde korunmuş cpx denge kristallenmesi gözlenmiştir. Antirapakivi, poikilitik K-feldispat gibi özel mixing dokuları gözlenmektedir. Aynı magmanın ilk fraksiyonel kristallenme ürünü olarak oluşan Halkalıtaş kuvars-monzodiyoriti ile tedrici geçiş gösterir.

Çalışma alanındaki tüm diğer birimleri kestiği için en genç birim olarak kabul edilen III. magmatik evrenin ürünü Sasmistal mikrograniti çoğunlukla ince, yer yer de ince - orta tanelidir. Tamamen kuvars + feldispat (plj + K-feldispat) minerallerinden oluşur. Çok az miktarda biyotit içerebilir. Sasmistal mikrograniti Ayder K-feldispat monzograniti ve Merselavat granodiyoritini kesen damar kayaçları halindedir.

4. TÜMKAYAÇ JEOKİMYASI

İnceleme alanında yüzeylenen magmatik kayaçların litojeokimyasal özellikleri, ana ve iz element jeokimyasına dayanılarak incelenmiştir. Tümkayaç jeokimyası çalışmalarından önce yapılan petrografik çalışmalarla, alterasyondan etkilenmemiş temiz örnekler seçilerek meydana gelebilecek analiz hataları minimuma indirilmeye çalışılmıştır.

4.1. Ana Element Jeokimyası

Çalışma alanında yüzeylenen ve üç farklı magma kaynağından türediği düşünülen litodem birimlerinin ana element analiz sonuçları Tablo 1, 2 ,3, 4 de verilmiştir. Çalışma alanında Üst Kretase yaşlı Hemşindere Formasyonuna sokulum yapan I. magmatik evrenin ürünü Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti ile II. magmatik evrenin ürünleri olan halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoriti, Debon ve Le Fort (1983) tarafından tanımlanan magmatik kayaçların magma tipini belirlemeye yönelik "indeks mineraller" diyagramında (A-B diyagramı), kafemik (CAFEM), III. Magmatik evrenin ürünü olan Sasmistal mikrograniti ise Alümüno (ALÜM) özellik göstermektedir (Şekil 5). Üç magmatik evreye ait litodem birimlerinin Maniar ve Piccoli (1989) diyagramındaki konumlarına (Şekil 6) göre II. magmatik evre ürünleri

Tablo 1. I. Magmatik Evrenin Ürünü Olan Ayder K- Feldispat Megakristalli Monzogranitinin Tümkayaç Ana Element Analiz Sonuçlar (% ağırlık).

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Toplam
YG.93-1	67.93	14.94	0.37	2.49	0.07	1.11	2.68	3.94	3.67	0.17	1.16	98.53
YG.93-2	68.56	15.10	0.36	2.39	0.06	1.24	2.67	3.90	3.59	0.18	1.43	99.48
YG.93-3	69.78	14.40	0.35	2.18	0.06	1.19	2.73	3.80	3.71	0.16	1.05	99.41
YG.93-4	68.83	14.85	0.36	2.29	0.06	1.20	2.77	3.90	3.60	0.19	1.23	99.28
YG.93-5	67.76	15.10	0.42	2.48	0.07	1.58	2.90	3.94	3.54	0.19	1.08	99.06
YG.93-6	67.63	15.09	0.42	2.74	0.07	1.41	3.11	4.18	2.90	0.20	1.18	98.93
YG.93-7	67.93	14.87	0.39	2.41	0.07	1.55	2.84	3.79	4.47	0.18	0.34	98.84
YG.93-14	67.42	15.25	0.37	2.64	0.06	1.44	2.79	4.21	3.67	0.19	1.40	99.44
YG.93-16	68.47	14.93	0.36	2.33	0.06	1.40	2.76	3.91	3.82	0.17	0.68	98.89
YG.93-23	67.38	15.38	0.40	2.63	0.06	1.82	3.03	4.00	3.82	0.19	0.53	99.24
YG.93-42	69.92	14.66	0.33	2.01	0.05	1.13	2.23	3.44	4.59	0.14	0.35	98.85
YG.93-45	64.96	15.30	0.59	3.51	0.09	2.13	3.94	3.57	3.64	0.24	1.25	99.22
YG.93-51	66.47	16.10	0.33	2.08	0.06	1.20	2.72	3.73	4.16	0.17	1.76	98.78
YG.93-52	68.05	15.18	0.36	2.34	0.07	1.48	2.70	3.75	3.90	0.16	1.03	99.02
YG.93-53	67.55	15.07	0.44	2.60	0.07	1.73	3.09	3.89	3.52	0.18	0.91	99.05
YG.93-64	67.79	15.34	0.37	2.38	0.06	1.41	2.84	3.81	3.72	0.16	1.49	99.37
YG.94-56*	67.09	15.58	0.47	3.18	0.06	2.31	3.03	3.25	5.14	0.18	0.46	100.75
I-86	67.82	15.29	0.34	2.18	0.07	1.41	2.72	3.80	4.08	0.16	1.35	99.22
I-87	67.90	14.80	0.38	2.62	0.07	1.60	2.92	3.75	3.71	0.17	0.59	98.51
I-88	69.03	15.12	0.33	2.10	0.04	1.29	2.17	3.78	3.81	0.13	1.03	98.83
I-89	70.60	14.84	0.32	2.16	0.05	1.13	2.10	3.72	3.86	0.13	0.43	99.34
K-84	70.96	14.62	0.36	2.36	0.06	1.13	2.42	3.68	4.14	0.15	0.11	99.99
K-85	71.55	14.55	0.31	1.78	0.04	0.86	1.85	3.18	5.19	0.12	0.15	99.58
K-86	69.58	15.09	0.35	2.23	0.05	1.28	2.62	3.95	3.62	0.15	0.45	99.37
K-87	73.03	14.00	0.22	1.27	0.04	0.58	1.55	3.45	4.63	0.08	0.23	99.08
K-89	71.54	14.94	0.28	1.82	0.05	0.85	2.08	3.83	4.04	0.10	0.18	99.71

tFe_2O_3 represents total iron oxide as ferric iron; LOI, loss on ignition.

Tablo 2. II. Magmatik Evrenin Ürünü Olan Halkalıtaş Kuvars Monzodiyoritinin Tümkayaç Ana Element Analiz Sonuçları (% ağırlık).

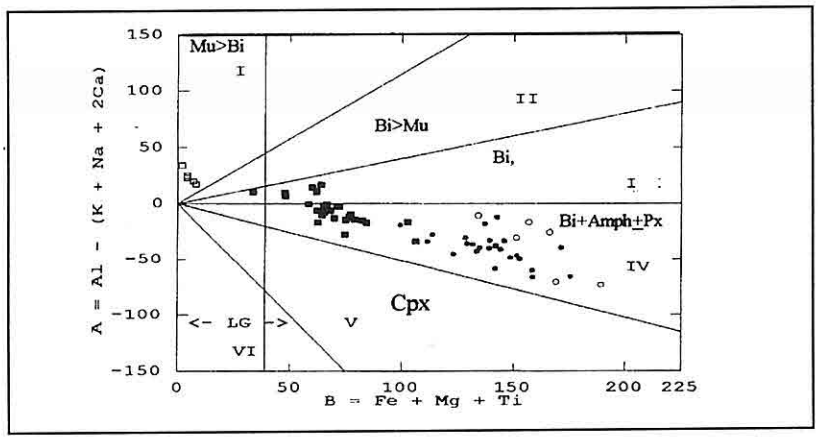
Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Toplam
A-136*	52.54	18.98	0.69	7.70	0.17	5.13	9.00	3.83	0.39	0.24	0.91	99.58
A-138*	51.19	19.12	0.82	7.83	0.18	4.53	9.22	4.40	0.59	0.25	1.00	99.13
A-139*	54.32	16.85	0.64	7.37	0.15	5.21	6.83	4.00	1.81	0.22	1.22	98.53
YG.93-76	53.39	16.16	0.59	6.25	0.12	4.75	3.47	3.81	2.64	0.16	1.73	99.07
YG.03-88	53.96	17.34	0.58	7.03	0.14	4.95	7.89	3.41	0.48	0.12	2.69	98.80
YG.93-89	60.41	16.03	0.65	5.88	0.13	3.24	4.61	3.62	2.74	0.15	1.64	99.10
K-102*	55.26	16.92	0.82	8.36	0.17	4.55	7.19	3.87	1.32	0.26	0.67	99.39
K-104*	64.56	16.00	0.63	4.61	0.14	2.74	3.70	3.96	3.04	0.15	1.28	100.31
K-107*	61.07	16.52	0.68	5.19	0.13	3.04	4.62	3.69	3.31	0.15	0.99	99.39
K-108*	61.64.	15.54	0.64	5.15	0.15	3.30	5.05	3.59	2.10	0.17	1.46	98.79
YG.94-37*	52.73	18.84	0.82	8.04	0.18	4.59	9.18	3.31	1.36	0.33	1.53	100.91
YG.94-60*	59.03	16.40	0.70	5.41	0.13	3.62	5.93	3.18	3.62	0.27	1.10	99.39
YG.94-64*	56.60	18.09	0.70	6.79	0.16	3.80	7.82	3.64	1.47	0.32	0.93	100.32
YG.94-66*	62.50	16.32	0.57	4.42	0.14	2.62	4.74	3.65	3.22	0.25	0.66	99.09

tFe_2O_3 represents total iron oxide as ferric iron; LOI, loss on ignition.

Metalümino, III. magmatik evre ürünü olan Sasmistal mikrograniti peralümino özellikler sunmaktadırlar. Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti ise peralümino ve metalümino bölgenin ortasında kalmaktadır. Irvıne ve Baragar (1971) Toplam alkaliler - silis (TAS) diyagramında (Şekil 7) subalkalen özellik, yine Irwıne ve Baragar (1971) AFM üçgeninde ise (Şekil 8) Kalkalkelen özellik sunmaktadırlar. Her üç magmatik evreye ait birimlerin Harker (1909) diyagramlarındaki konumlarına bakacak olursak (Şekil 9 a, b, c, d, e, f, g, h,), II. magmatik evreye ait birimlerin TiO_2, Fe_2O_3, MnO, Al_2O_3, MgO, CaO gibi ana element oksitlerce birinci ve ikinci magmatik evreya ait birimlere oranla yüksek değerler sunduklarını görmekteyiz. Na_2O da herhangi bir

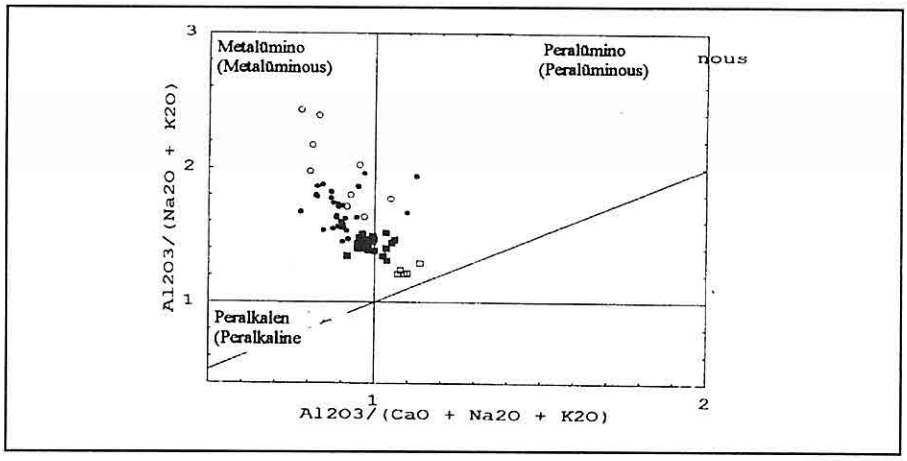
Tablo 3. II. Magmatik Evrenin Ürünü olan Marselavat Granodiyoritinin Tümkayaç Ana Element Analiz Sonuçları (% ağırlık).

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Toplam
YG.93-59	62.60	15.59	0.67	4.38	0.09	3.24	4.08	2.92	4.66	0.23	0.59	99.05
YG.93-72	64.12	15.44	0.48	4.66	0.13	3.23	3.16	3.73	1.70	0.17	1.71	98.53
A-3*	62.18	15.85	0.55	4.02	0.11	3.31	4.19	3.23	4.42	0.24	2.03	100.13
A-4*	63.27	16.14	0.55	3.67	0.08	3.00	3.91	3.29	4.75	0.22	0.13	99.01
A-5*	62.28	16.63	0.58	4.01	0.09	3.03	4.77	3.51	4.02	0.24	0.26	99.42
A-6*	62.00	16.47	0.68	5.07	0.10	3.21	5.14	3.26	3.81	0.24	0.38	100.36
A-141*	60.89	15.63	0.62	6.20	0.16	3.56	5.80	3.50	2.43	0.16	0.96	99.91
G-1*	64.97	15.48	0.54	3.28	0.08	2.52	3.57	3.20	5.01	0.21	0.32	99.18
G-2*	64.21	15.83	0.57	3.58	0.08	2.85	4.33	3.37	4.35	0.23	0.21	99.61
G-4*	63.56	16.04	0.62	3.93	0.09	2.97	4.30	3.71	3.65	0.26	0.58	99.71
G-5*	66.53	15.44	0.54	3.26	0.07	2.68	3.47	3.27	4.75	0.21	0.53	100.75
G-6*	63.79	16.21	0.63	4.20	0.08	3.02	4.31	3.51	4.27	0.27	0.58	100.87
G-7*	62.23	16.72	0.63	4.90	0.10	3.03	5.02	3.40	3.77	0.25	0.29	100.34
G-8*	63.39	16.35	0.62	4.69	0.10	2.95	4.86	3.29	3.83	0.25	0.40	100.73
G-9*	61.22	16.11	0.66	5.28	0.11	3.33	5.80	3.24	3.02	0.25	0.18	99.20
YG.94-11*	58.15	16.51	0.70	6.30	0.15	5.26	2.83	4.68	2.04	0.19	2.75	99.56
YG.94-13*	62.11	16.82	0.60	4.57	0.10	2.83	4.77	3.88	2.46	0.16	1.23	99.53
YG.94-14*	56.58	14.61	0.63	6.28	0.12	5.92	5.56	3.06	3.42	0.23	3.14	99.55
YG.94-23*	62.46	14.86	0.61	4.57	0.09	4.17	4.24	2.92	3.99	0.25	1.81	99.97
YG.94-30*	60.87	15.43	0.68	5.44	0.14	3.15	5.55	3.47	2.70	0.19	0.98	98.60
YG.94-35*	60.60	18.19	0.69	4.83	0.09	2.93	5.23	3.71	2.94	0.20	0.86	100.27
YG.94-41*	62.42	16.76	0.59	4.02	0.08	3.28	4.44	3.33	4.49	0.25	0.68	100.34
YG.94-53*	60.93	16.22	0.65	4.58	0.11	3.41	5.25	3.18	3.62	0.25	0.57	98.77
YG.94-54*	61.76	15.96	0.65	4.71	0.11	3.20	5.29	2.93	3.65	0.28	0.16	98.70
YG.94-59*	62.33	16.16	0.64	4.42	0.09	3.15	4.72	3.49	4.44	0.26	0.19	99.89
YG.94-69*	65.87	16.23	0.44	3.29	0.10	2.10	3.97	3.68	3.62	0.17	0.40	99.87

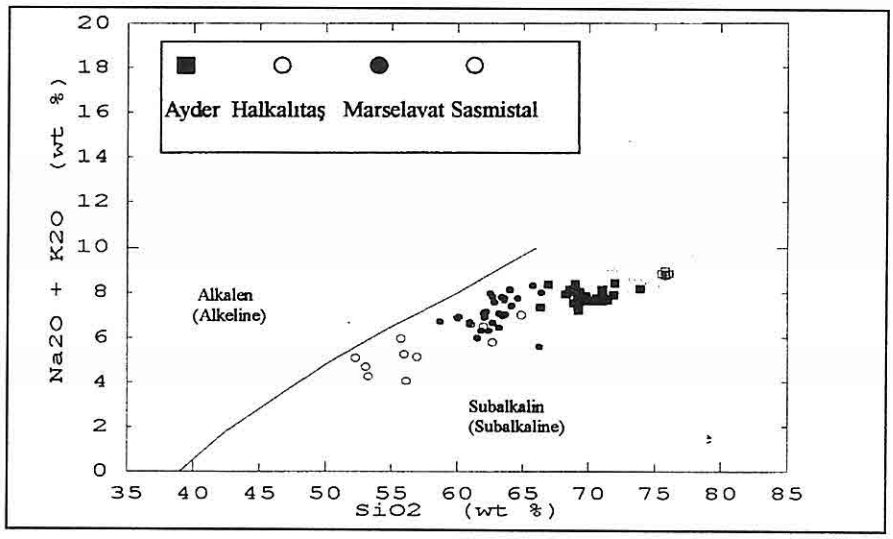


Şekil 5. Magmatik Evrelerin Kayaç Örneklerinin Karakteristik Mineraller Diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) Konumları. I. II. ve III. bölgeler peralümino; IV. V. ve VI. bölgeler metalümino bileşimlidir.

değişiklik gözlenmemekte, K_2O da ise tam tersi bir durum göze çarpmaktadır. II. magmatik evreye ait Halkalıtaş kuvars- monzodiyoritinin K_2O içeriği son derece düşüktür, Marselavat granodiyoirti ile Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitinin K_2O içeriği, Marselavat granodiyoriti ile hemen hemen birbirlerine yakın değerler sunmaktadırlar. En yüksek K_2O oranı III. magmatik evreye ait Sasmistal mikrogranitine aittir.



Şekil 6. Magmatik Evrelerin Maniar ve Piccoli (1989) Diyagramındaki Konumları.



Şekil 7. Magmatik Evrelerin Kayaç Örneklerinin Irvine ve Baragar (1971) Toplam Alkaliler -silis (TAS) Diyagramındaki Konumları.

4.2. İz Element Jeokimyası

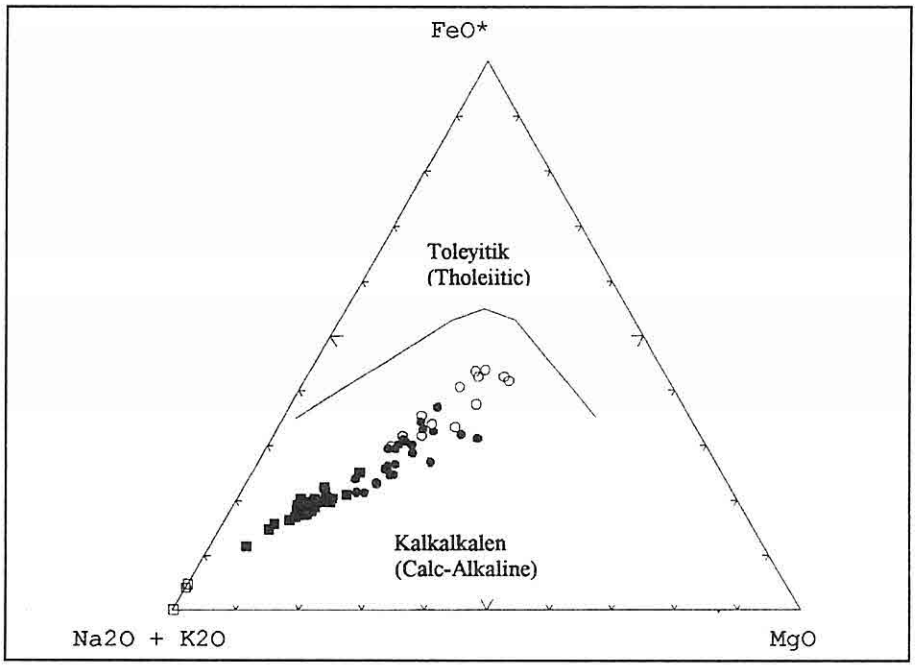
İz element jeokimyası verilerinin değerlendirilmesine geçmeden önce önce uyumsuz (incompatible) veya uyumlu (compatible) element kavramı üzerinde durmak gerekir. Magmanın katılaşması sırasında, herhangi bir elementin, kristalleşerek magmadan ayrılan herhangi bir katı faza geçerek magmadan uzaklaşması, bu elementin bu mineral için uyumlu olduğunu gösterir. Bu durumda, bu elementin bu mineral için geçerli olan ve D indisi ile gösterilen ayrımlanma katsayısı (partition

coefficient) numerik olarak 1 değerinden büyüktür. Diğer taraftan, bunun tam tersi olarak kristal faza girmeyerek kalıntı magmada zenginleşmesi durumunda ise bu element bu mineral için uyumsuz olup, D değeri 1 den küçüktür. Böylece, herhangi bir elementin uyumlu veya uyumsuz olarak tanımlanması, bu elementin herhangi bir mineraldeki konsantrasyonunun, o elementin o mineral ile denge durumunda bulunan magmatik eriyikteki konsantrasyonuna oranı ile ifade edilir. Bu oran 1 den büyükse uyumlu, küçükse uyumsuz denilir. Bu ilişki şu şekilde formülize edilir.

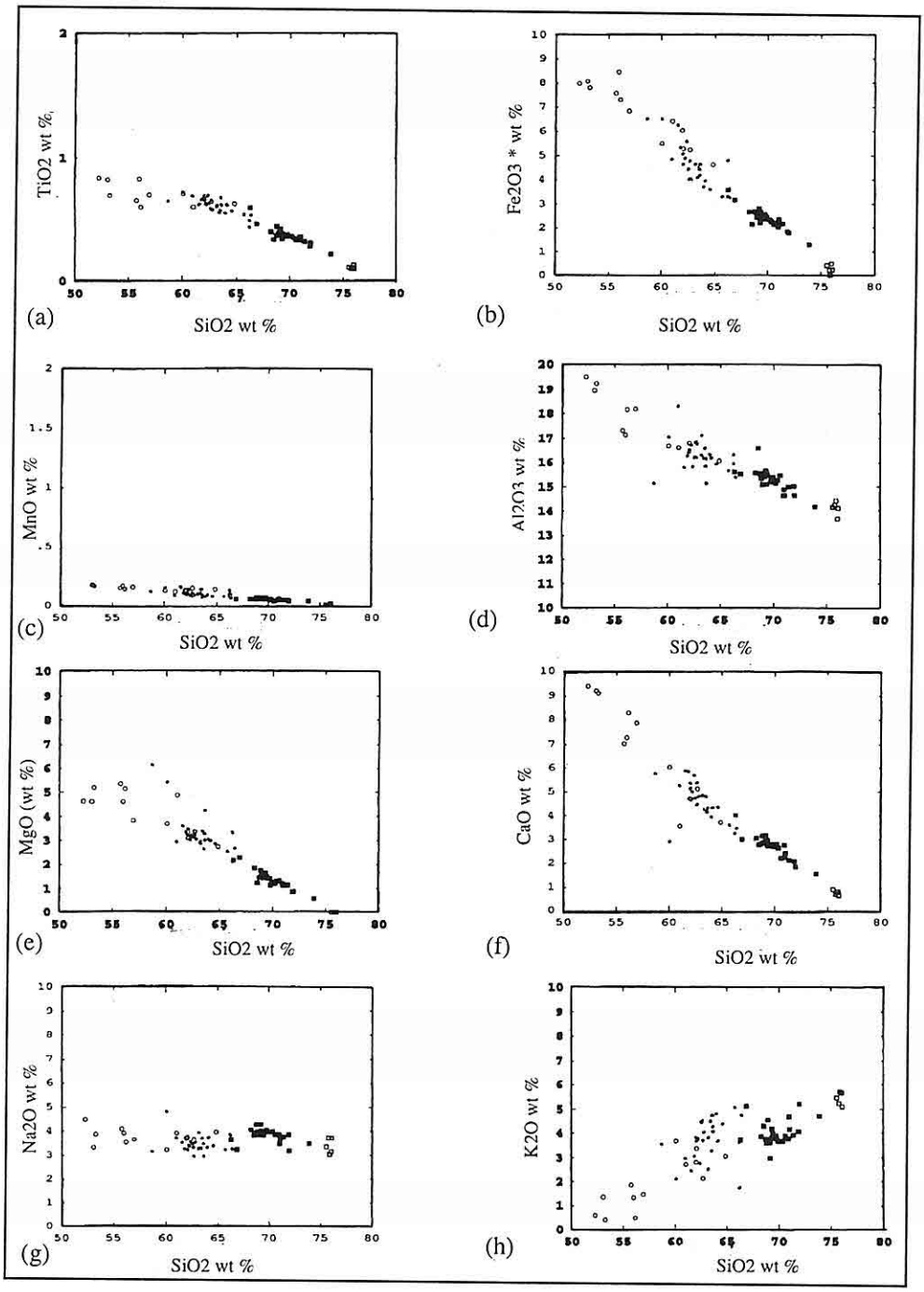
D = Herhangi bir elementin herhangi bir mineraldeki konsantrasyon / aynı elementin bu mineral ile dengede bulunan magmatik eriyikteki konsantrasyon.

D< 1 değerindeki elementler uyumsuz element olarak adlandırılırlar. Bu elementler ergime ve kristallenme sürecinde ergiyik fazında zenginleşirler. Bu tip elementler, yani normal manto mineralleri ile (olivin, piroksen, spinel ve garnet) uyumsuz olan elementler K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th, hafif nadir toprak elementleri (LREE) dir.

D>1 değerinde olan elementlere ise uyumlu elementler denir (Örn. Manto kayaçlarını oluşturan mineraller için Ni, Cr). Bu elementler, kısmi ergime sırasında oulşan magmatik eriyiğe geçme yerine kalıntı katıda kalmayı tercih ederler. Diğer taraftan, mafik magmanın



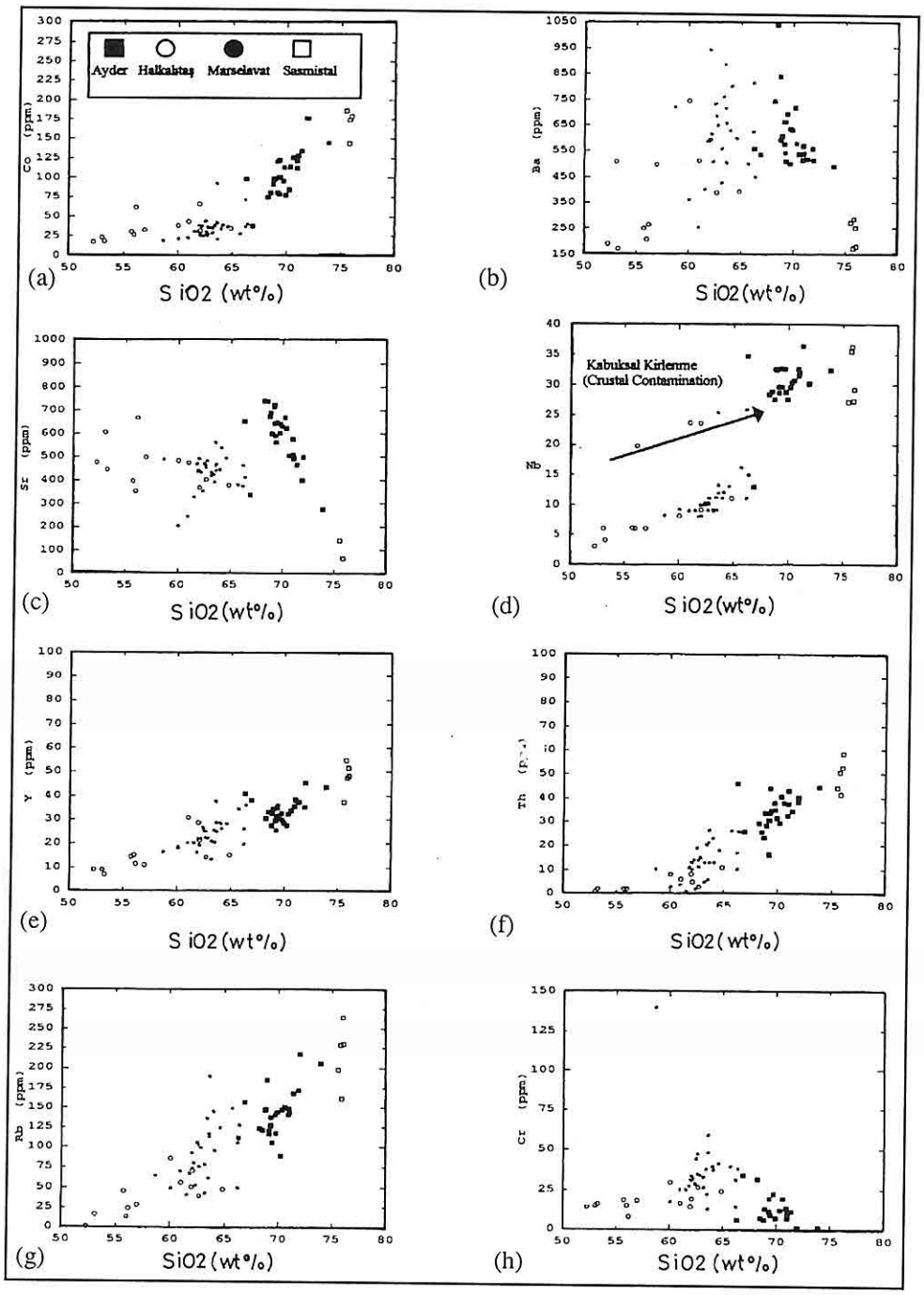
Şekil 8. Magmatik Evrelerin Irvine ve Baragar (1971) AFM Diyagramındaki Konumları.



Şekil 9. a,b,c,d,e,f,g,h . Ana Elementlerin SiO_2 İçeriğine Göre Değişim Diyagramları.

katılaşması sırasında ise, bu elementler, yine ilk önce oluşan katı fazların bünyesine girerek magmadan uzaklaşma eğilimi gösterirler. Kayaç yapıcı ana mineraller ile magmatik ergiyik arasındaki iz element dağılım katsayısı, çok geniş aralıklarda dağılım gösterir. Bu tür bazı birey veya grup elementler magmatik diferansiyasyon sürecinde yer alan minerallerin saptanmasında kullanılabilir (Wilson, 1989). Bu elementlerden Ni, Co ve Cr a ait yüksek değerler (Örneğin Ni = 250 - 300 ppm, Cr = 500 - 600 ppm) peridotitik mantodan kaynaklanan ilksel magmanın en önemli göstergeleridir. Kayaç serileri içinde Ni azalması (ve daha az Co yayılımı), olivin ayrımlaşmasını işaret eder. Cr miktarındaki azalma ise Cpx veya spinel ayrımlaşmasına işaret eder. V ve Ti elementleri ergime ve kristalizasyon süreçlerinde birbirlerine paralel davranış gösterirler. V ve Ti, Fe-Ti oksitlerin ayrımlaşmasına işaret eden oldukça kullanışlı göstergelerdir. V ve Ti birbirlerine değersel olarak uzaklaşan bir davranış gösterdiklerinde Ti, sfen veya rutil gibi bazı yan fazlar içine katılabilmektedirler. Zr ve Hf elementleri klasik uyumsuz elementlerdir. Ana manto fazına kendiliğinden geçmezler. Buna rağmen bu elementler sfen ve rutil gibi gibi yan fazlarda Ti yerine geçebilirler. Ba elementi ise K- feldispat, hornblend ve biyotit içinde K un yerini alabilir. Ba içeriğinde veya K/Ba oranındaki değişmelerle bu fazlardan birinin üzerindeki rolünü de gösterebilir. Rb elementi de K-feldispat, hornblend ve biyotitde K'un yerine geçebilir. K/Rb oranları, petrojenezde bu fazların rolü hakkında olası göstergeler sağlayabilir. Sr elementi Plajiyoklazlarda Ca un, K-feldispatlarda K un yerini alabilir. Sr veya Ca/Sr oranı sığ düzeylerde, plajiyoklaz içeriğinin saptanmasının iyi bir göstergesidir. Sr manto koşullarında daha çok uyumsuz element olarak davranış gösterir. Y elementi ise ağır nadir toprak elementlerine (LRRE) benzer olarak genellikle uyumsuz davranış gösterir. Granat ve amfibollerde, çok az olarak da piroksenlerde kendine yer bulmuştur. Sfen veya apatit gibi yan fazların varlığı, Y'un bollluğu açısından önemli bir rol oynar ve bu fazlarda önemli zenginleşmeler gösterir (Wılson, 1989).

Çalışma alanında yüzeylenen üç magmatik evreye ait iz element analiz sonuçları Çizelge 5, 6, 7, 8 de verilmiştir. Her üç magmatik evreye ait birimlerin SiO_2 ye karşı Co, Ba, Sr, Nb, Y, Th Rb ve Cr (Şekil 10 a, b, c,d, e,f ,g, h) diyagramlarındaki konumlarına bakıldığında özellikle SiO_2 - Rb diyagramı, üç magmatik evrenin, sanki fraksiyonel kristalenme ile oluşmuş tek bir magma kaynağından türemiş oldukları izlenimi veren bir trend göstermektedir. Oysa SiO_2 - Sr, SiO_2 - Nb ve SiO_2 - Y diyagramlarında bu durumun tersini görmekteyiz. SiO2 - Nb diyagramında magmatik evreler çok net bir şekilde ayrıldığı gibi, özellikle yay magmatizması sonucunda oluştuğu düşünülen II. magmatik evre birimlerine



Şekil 10. a,b,c,d,e,f,g,h . iz elementlerin SiO_2 içeriğine göre değişim diyagramları.

ait örneklerin bir kısmında Nb oranı yüksek çıkmaktadır. Bu durumun kıtasal kabuktan kirlenmeyle meydana geldiği düşünülmektedir. Yine SiO_2 - Y diyagramında da magmatik evrelerin tek bir magma kaynağından türemediği görülmektedir. Bilindiği gibi Y erken evrelerde amfibolîün bünyesine girerek tüketilmektedir. Oysa SiO_2 - Y diyagramında bu durumun tersi gözlenmektedir. Eğer bu üç evre birbirinin fraksiyonel kristelenmesi sonucu oluşmuş olsaydı, Sasmistal mikrogranitinin Y değerleri en az olmalıydı. Oysa tam tersi bir durum söz konusudur. Diğer taraftan, Ba elementinin, kısmen daha yüksek sıcaklıklarda oluşan feldispatların bünyesine girerek magmadan uzaklaştığı (Vernon, 1986) göz önüne alındığında; Sasmistal mikrogranitindeki düşük Ba içeriğinin, sanki, geç evrede oluşan düşük sıcaklıklı feldispatlarla ilgili olabileceğini de düşündürmektedir. Bu durumda, Sasmistal mikrograniti, II. magmatik evrenin en son katılaşma ürünü olan geç evre lökogranitleri olarak değerlendirilebilir. Yukarıda bahsedildiği gibi, SiO_2 - Rb diyagramı da böyle bir değerlendirmeyi desteklemektedir. Ancak, çalışma alanının dışında (batı kesimlerinde) oldukça geniş alanlarda yüzlek veren Asniyor lökograniti ile korele edilebilmesi ve Şekil 10 da görüldüğü gibi diğer bazı eser element içerikleri bakımından II. faz birimleri ile uyumsuz dağılım sergilemesi nedeniyle, Sasmistal mikrograniti, III. magmatik evre adı altında farklı bir faz olarak değerlendirilmiştir.

Magmatik evrelerin K/Rb- Rb diyagramındaki (Şekil 11a), konumları da çalışma alanındaki birimlerin tek bir magma kaynağından itibaren geliştiğini düşündürmektedir. Bu durumu K/Rb-K/Ba (Şekil 11b) diyagramında taşıdığımızda, Sasmistal mikrogranitinin farklı bir magma kaynağı olarak ayrıldığı görülmektedir. Bu durum saha çalışmalarıyla da denetlenmiştir. Bu diyagramda da I. ve II. magmatik evre birimleri tek bir magma kaynağı olarak görülmektedir. Son olarak bu birimlerin SiO_2- Zr diyagramındaki (Şekil 11c) konumları, Wilson (1989) tarafından ortaya konan fraksiyonel kristallenme gidişiyle üst üste binmiş durumdadır. Bu durum, ana element oksit verileri ve saha gözlemlerine dayanılarak, fraksiyonal kristallenme ile oluştuğu düşünülen II. magmatik evreye ait son fraksiyonel kristallenme kanıtıdır. SiO_2 - Zr diyagramı, aynı zamanda I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitinin farklı bir magma kaynağından itibaren oluştuğunun güzel bir örneğini sunmaktadır. Ayder K - feldispat megakristalli monzograniti ve Sasmistal mikrograniti SiO_2 - Zr diyagramında Wilson (1989) tarafından verilen fraksiyonel kristallenme trendine uyum göstermemekte ve fraksiyonel kristallenme trendini kesen bir bir trend sunmaktadırlar. Aynı şekilde, Nb-Zr diyagramı da üç farklı magmatik evrenin varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 12). Diğer taraftan, ikinci magmatik evreye