

İÇ ANADOLU GRÂNİTOYİD KUŞAĞINDAKİ ÇELEBİ SOKULUMUNUN JEOKİMYASI ve KÖKENSEL YORUMU

Geochemistry and Genetic Interpretation of the Çelebi Intrusion in the Inner Anatolian Granitoid Belt

HASAN BAYHAN, H.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

O Z İ iç Anadolu granitoid kuşağı, Kırşehir MasifTnin batı kenarında yer almaktadır. Kuşaktaki sokumlardan birini oluşturan Çelebi granitoidine ait 40' örneğin ana ve iz element kimyasal analizleri yapılarak jeokimyasal özellikleri ve kökeni, belirlenmeye çalışılmıştır.

Granit» granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars; monzodiyorit bfeşiminde ve kalkalkali karakterdeki inceleme alanı granitoidlerinin önemli köye. renkli minerallerini hornblend + biyotit + kUnopiroksen ve titanit oluşturmaktadır. Ben.zer mineralojik bileşime sahip, bolca artık malik kayaç kapanımları içerirler- ve I-tipi granitoid özelliğindedirler. K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Tn» U, Rb/Sr, La, Ce konsantrasyonları yüksek, K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları ise düşüktür.

.Bazı iz element içerikleri açısından volkanik yay çarpışma sonrası granitoidlere benzerlik gösteren Çelebi Granitoidinin, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre, kıtasal kabuk. ± manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluştuğu ileri sürülebilir.

A B S T R A C T I The inner Anatolian granitoid belt is situated at the western, proximity of the Kırşehir Massif.. Forty samples of Çelebi granitoid, which contains one of the intrusions in the belt., were analysed for major and trace elements. The geochemical properties and the origin of the intrusion are discussed.

Principal dark colored minerals of the granitoids in the area studied..., which have granitic, granodioritic... quartzmonzonitic, quartzmonzodioritic composition and calc-alkaline character, consist of hornblend + biotite ± clinopyroxene and titanite..

These intrusions contain abundant residual rock inclusions of similar mineralogical composition, and are of I-type granitoid character. They have a high concentration of K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, U, Rb/Sr, and a low concentration of K/Rb and Sr/Ba.

It can be claimed, that the Çelebi granitoid, which shows similarities to volcanic arc and post-collision granitoids in terms of the content of certain trace elements,, is formed through partial melting of the continental crust ± mantle material,, basing on its mineralogical-petrographical and geochemical properties.

GİRİŞ

Orta Anadolu Masifi olarak bilinen İç Anadolu'da bu kuşak şeklinde uzanan birçok granitoid sokulumları vardır. Bu kuşak içinde bulunan söz konusu sokulumlardan biri de Çelebi granitoididir. Çalışmanın konusunu oluşturan Çelebi granitoidi, Ankara'nın yaklaşık 100-130 km. güney doğusunda ve Çelebi-Hirfanlar-Kesikköprü yöresinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında ilk çalışmalar,, granitoid-mermer dokusunda gelişen ekonomik demir cevherleşmeleri ile ilgili olup, MTA Enstitüsü tarafından gerçekleştirilmiştir. Yörenin, Kırşehir Masifi'nin batısında bulunması, masifi konu alan bazı çalışmaların kapsamı içine girmesine neden olmuştur. Bu çalışmalar, inceleme alanını metamorfizma ve stratigrafi açısından irdelemektedirler (Seymen, 1981 ve 1984). **Bayhan** (1984)

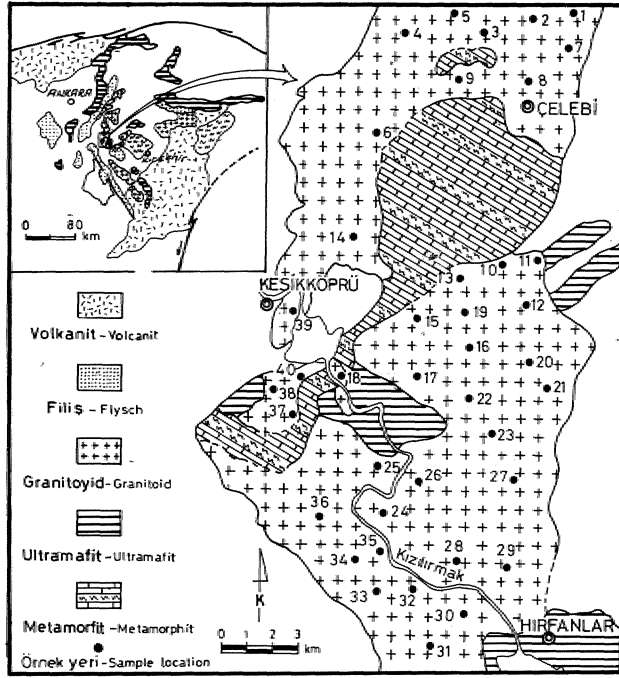
ise, granitoidler ile mermerlerin dokusunda gelişen skarn kuşağını ayrıntılı olarak incelemiştir.

Önceki çalışmalardan da görüleceği gibi, İç Anadolu'daki granitoid kuşağında yer alan sokulumlarla ilgili ayrıntılı çalışmalar bugüne dek yapılmamıştır. Bu nedenle, granitoid kuşağında yer alan sokulumlardan birisi olan Çelebi granitoidinin jeokimyasal ve petrojenetik incelenmesi, bu çalışmada amaç olarak seçilmiştir.

Granitoid örneklerinin kimyasal analizleri, Freiburg Üniversitesi'nde (Freiburg-F.Almanya) XRF yöntemi ile yapılmış ve parametreler de aynı üniversitenin bilgi işlem, merkezinde hesaplanmıştır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında yer alan en eski litolojik birim.



Şekil 1. İnceleme alanının jeolojisi haritası
Figure 1. Geological map of the investigated area

metamorfittir (Şekil 1)., Metamorfitlerin de ana birimi, üst seviyelerde saf ve temiz, alt seviyelere doğru ise gnays ve şistlerle ağdalanmalar gösteren, mermerlerdir. Mermerler ince taneli ve granoblastik dokudadır, Granitoid sokulumunun neden olduğu rekristalizasyon sonucu, mermerlerin tane boyunda büyümeler (mm-cm mertebesinde) gelişmiştir. Şist dokusu gösteren kayalar, kalsilikatiksist ve kalksist özelliindedir. Gnaysik dokulu kayalarda, kordiyerit + sillimanit + biyotit (+K. feldispat+kuvars±plajiyoklas) mineral topluluğunun varlığını ifade eden Baykan (1984), bölgenin orta ve yüksek sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir.

Ultramafik kayalar, piroksenim hornblendit ve gabrolardan oluşmaktadır., Piroksenit ve gabrolarda yaygın uratlaşmalar gözlenmiştir. Gabrolarda yer yer belirgin, kümülat yapısı gelişmiştir. Metamorfitler üzerinde tektonik dokanakla bulunan ve Seymen (1984) tarafından Kar akaya Ultramafiti olarak tanımlanan birimin eşdeğeridir.

Eski birimleri sıcak dokanakla kesen. Çelebi, granitoidi, inceleme alanında geniş bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Seymen (1981) granitoidlerin yaşının, stratigrafik bulgulara göre Paleosen olması gerektiğini vurgularken, inceleme alanının, yakın civarında stratigrafik ve sedimentolojik çalışmalar yapan Görür (1981), Üst Mesozoik yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının granitoidlerden malzeme almadığını belirtmiştir.. Okay (1981) ise, Tersiyer ve Neojen tortul serilerinin, granitoidlerden malzeme aldığı ifade etmiştir.

Granitoid kütesinden kaynaklanan akışkanlarla

mermerler arasındaki tepkimeler sonucu dokanakta skarn zonu oluşmuştur.. Skarn oluşumunda difüzyon ve infiltrasyon süreçlerinin, etkin rol oynadığı, skarnlaşmanın yaklaşık 1.5 - 2 kbar basınç altında 675°C'den daha düşük sıcaklıklarda ve yüksek CO₂ konsantrasyonu (X_{CO₂}) (0.35) koşullarında başladığı ve azalan X_{CO₂} ile beraber 450°C'nin altına kadar devam ettiği Bayhan (1984) tarafından belirlenmiştir, -

PETROGRAFI

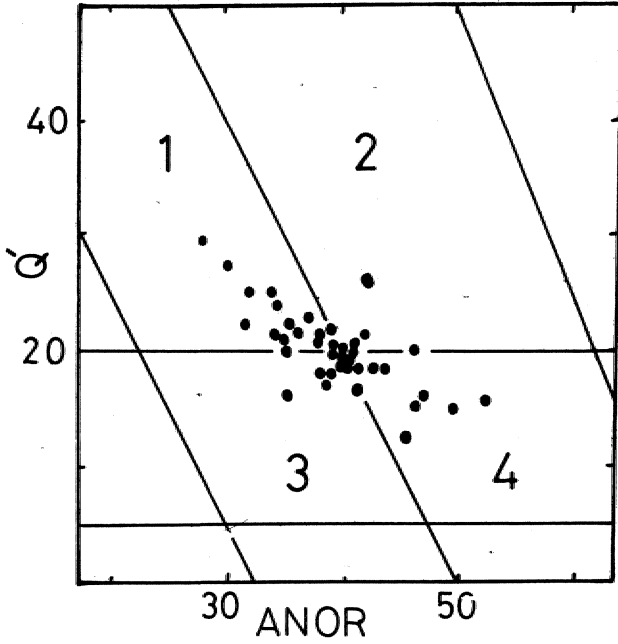
Granitoidler Eoyu renkli: mineral içeriklerine göre genellikle lökokratik ve mesokratik karakterlerde olup, orta ve iri tanelidirler. İri taneli olanlarında feldispat kristallerinin. Utyfklüğü yer yer 3 cm'e kadar çıkmaktadır. Hoiokristalin. tane.selden holokristalin porfirige %adar devamlı bir geçiş gösteren, yapıya, sahiptirler. Ana bileşen olarak plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend, biyotit ve klinopiroksen içeren, granitoidlerde tali bileşen olarak titanit, zirkon, apatit ve az miktarda allanit izlenmiştir.

Değişik tane iriliğindeki plajiyoklaslar, bütün örneklerde polisentetik ikizlenme ile birlikte az veya çok zonlu yapı gösterirler. Genellikle kristal kenarlarında- bazen de ortoklas kristallerinin, içine doğru bir körföz şeklinde gelişen, mikrokritik yapıya az da olsa rastlanmaktadır, Ayrıca plajiyoklaslarda serisitleşme ve epidotlapna da belirlenmiştir. Ortoklaslar,, daha çok karlsbad yasama göre ikizlenmiş olup, filmpertit veya iplikpertit lütfünde. pertitik dokunun yanı sıra yazıgranitik doku da gösterirler. Az miktarda. kUleşmişlerdir. Özşekilsiz kuvars kristalleri ise, çoğunlukla ara boşluklarda (hamurda) yer almaktadır.

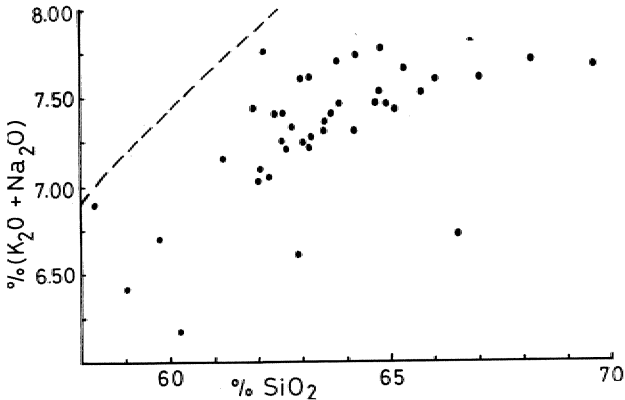
Biyopsitik-ojit karakterindeki klinopiroksenler, özellikle kristal kenarlarından, bazen de dilinim izlerinden itibaren kısmen veya tamamen, hornblende dönüşmüşlerdir. Bu nedenle, hornblendler içinde, artıklar halinde gözlenirler* Hornblendlerin yanı sıra biyotitin, de gözlenmesi» bozunmanın ilerlemesiyle biyotit oluşumunun gerçekleştiğine, işaret etmektedir. Koyu renkli, mineraller içinde en bol bulunanı,, hornblendlerdir. Açık sarımsı yeşil, yeşil ve kahvemsı yeşil renklerdeki bu mineraller, hastingsit karakterindedir, Piroksenlerden türemeleri nedeniyle de» çoğunlukla, piroksenleri, mantolamış olarak gözlenirler. Açık sarımsı kahverengiden kırmızımsı kahverengiye kadar değişen renklerdeki, biyotitler az kloritleşmişlerdir.

Tali bileşenler (titanit, zirkon» apatit ve allanit), özşekilli veya yan. özşekilli kristaller halinde olup» genellikle, diğer bileşenler içinde kapanımlar halinde, bulunurlar.

Granitoidler içinde, magmatik dokulu ve çapları 1-5 cm., bazen 10 cm/ye erişen, kayaç kapanımları gözlenmiştir.. Oldukça yuvarlaklaşmış ve granitoidlerle kesin dokanak gösteren bu kayaç kapanımından, holokristalin porfirik dokudadır.. Genellikle monzonit ve monzodiyorit, bazen de diyorit ve kuvars diyorit karakterinde



Şekil 2. Q'-ANOR diyagramında (Streckeisen ve Le Maitre, 1979) örneklerin dağılımları. 1: granit, 2: granodiyorit, 3: kuvars monzonit, 4: kuvars monzodiyorit
Figure 2. Distributions of samples in Q'-ANOR diagram (Streckeisen and Le Maitre, 1979). 1: granite, 2: granodiorite, 3: quartz monzonite, 4: quartz monzodiorite



Şekil 3. Alkali - SiO₂ diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesifli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.
Figure 3. Distributions of samples in alkali - SiO₂ diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies alkaline (upper) and subalkaline (lower) fields.

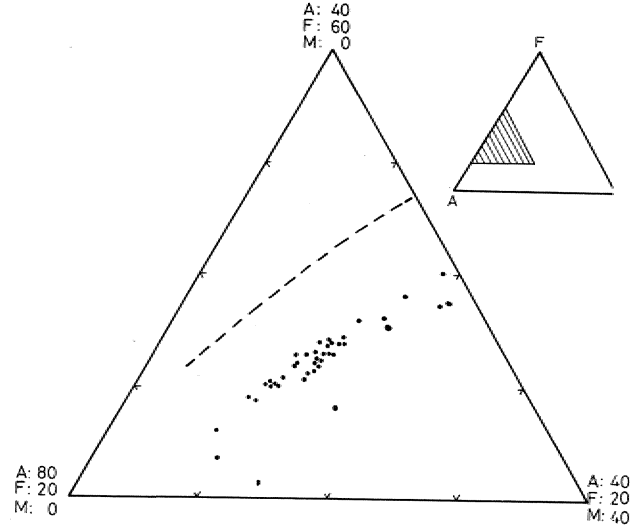
diller. Esas bileşenlerini plajiyoklas, ortoklas, hornblend, klinopiroksen, biyotit ve çok az miktardaki kuvars oluşturur. Titanit, zirkon ve apatit tali bileşenlerdir. Porfirik dokunun fenokristallerini çoğunlukla plajiyoklas, bazen de hornblend ve klinopiroksen oluşturur. Klinopiroksenler, az veya çok hornblendlere dânişmiştir. Granitoidlerde olduğu gibi, hornblend yine en yaygın gözlenen mafik bileşendir. (Granitoidler ile kayaç kapanımları mineralojik bileşimleri açısından karşılaştırıldığında, belirgin bir çakışmanın varlığı göze çarpar. Ancak kayaç kapanımından, mafik bileşen ve plajiyoklas açısından daha zengindir.

JEOKİMYA

Granitoidlere ait 40 örneğin ana ve iz element analizleri, yapılarak elde edilen değerler ile bu değerlerden hesaplanan ÖPW-Normları Çizelge 1 de verilmiştir. Analizi, yapılan örneklerin arazideki dağılımı da Şekil 1 de gösterilmiştir.

Granitoidlerin orta ve M taneli olması, mikroskop altında modal mineralojik bileşimlerinin sağlıklı şekilde belirlenmesine, olanak vermemiştir. Bu nedenle adlandırılmaları, kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan CIPW - Normları kullanılarak, Streckeisen ve Le Maitre'ye (1979) göre yapılmıştır. Şekil 2 de görüleceği gibi granitoidler, granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit özellikindedirler.

Örneklerin SiO₂ içerikleri % 58.32 - % 69.66 arasında değişmekte olup, asidik ve ortaç karakterdedirler. Nisbeten yüksek toplam alkali, içeriklerine (ortalama % 7.30) rağmen alkali - SiO₂ diyagramında (Şekil 3) subalkali alanda yer alırlar, örnekler AFM diyagramına (Şekil 4) taşındıklarında, kalkalkali nitelikte oldukları gözlenir.

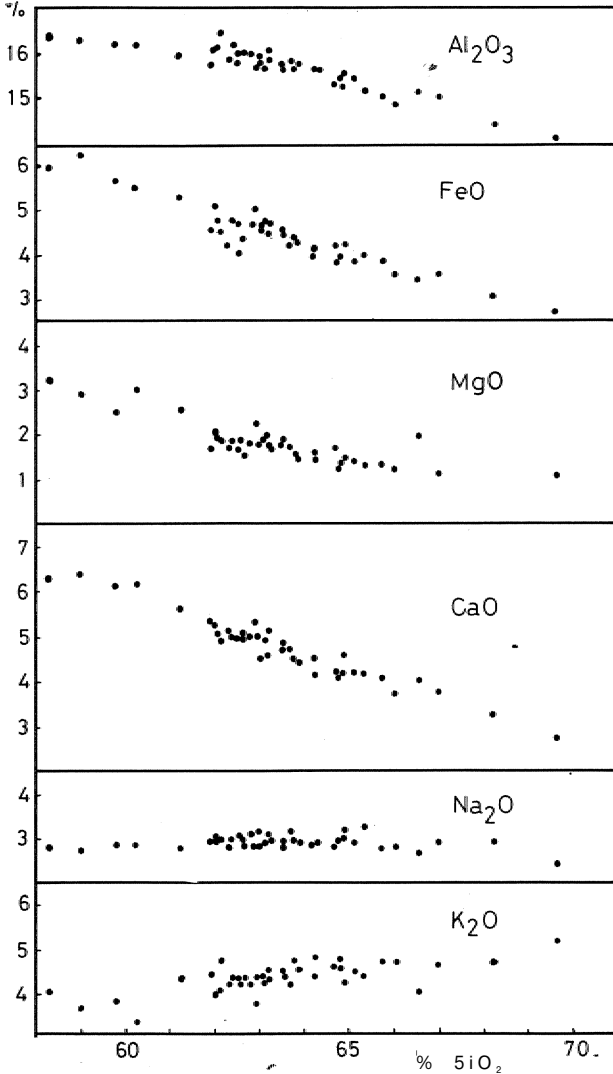


Şekil 4. AFM' diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesifli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.
Figure 4. Distributions of samples in APM diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies tholeiitic (upper) and calc-alkaline (lower).

Oksitlerin değişimini belirlemek için ana element analiz, sonuçları diğer oksitler - SiO₂ diyagramına (Şekil 5) taşınmıştır. SiO₂ artışına bağlı olarak, Al₂O₃, toplam FeO, MgO, CaO da düzenli, azalma, K₂O de ise artış gözlenmektedir. Oksitlerin düzenli değişimi, fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaktadır. Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O) moleküller oranlarının 1.1'den küçük olması, granitoidlerin metalümin karakterinde (Sæand, 1950) olduklarını göstermektedir.

İri kanyonlar olarak bilinen Ba, Rb ve Sr'un konsantrasyonları, yüksek CaO ve K₂O değerlerine uygun olarak yüksektir (Çizelge 1). Bilindiği gibi, Ba ve Rb, Klu mineraller, Sr ise - Calu mineraller (özellikle Plaji-

yoklaş tarafından tutulur. Rb, hem Sr hem de Ba ile genel olarak negatif bir ilişki içindedir (Şekil 6b, c). Bu durum, ayrımlaşma yönünde "artış gösteren Rb"un daha çok K-feldispatlar (ortoklas) tarafından tutulduğunu göstermektedir. Aynımlaşmanı belirteci olarak da bilinen K/Rb oranı, Rb ile negatif ilişkilidir (Şekil 6a).



Şekil 5. SiO₂'e karşı diğer oksitlerin değişim diyagramı

Figure 5. Variation diagram of the other oxides versus SiO₂

Yüksek değerli katyonlardan Zr, 136 ppm ile 179 ppm arasında değişim gösterir. Hf 4-6 ppm, Th 15-42 ppm, U 5-8 ppm, Nb 10-19 ppm arasında değerlere sahiptir, Zr tipi olarak bilinen, bu katyonlardan. Zr, Rb ile negatif ilişkilidir (Şekil. 6e),. Dolayısıyla magmatik farklılaşma yönünde Zr azalmıştır. Bir başka ifade ile Zr, farklılaşmanın ilk evrelerinde minerallerin yapısına girmistir (özellikle zirkonun). Bu durum, mikroskop altında özşekilli zirkon, kristallerinin gözlenmesi ile de uyumludur.

Magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde, eriyikten ayrılma eğilimi gösteren ferromagneziyen elementlerinden

Ni, Cu ve Pb değerleri düşükken, Cr (119-222 ppm), V (51-131 ppm) ile Zn (30-88 ppm) değerleri değişken ve yüksektir (Çizelge 1). V'un Rb ile negatif ilişki göstermesi (Şekil 6d) magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde ferromagneziyen mineraller tarafından tutulduğuna işaret eder.

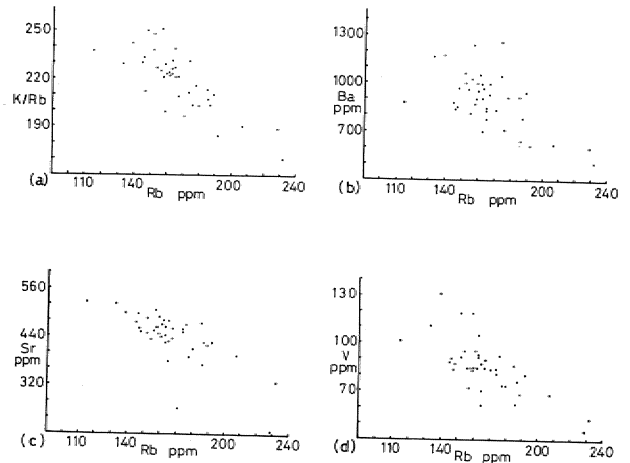
Y değeri 17-30 ppm. arasında, değişmekte olup 26 ppm'lik ortalaması, ortalama 30 ppm Y içeren kabuksal malzemeye, benzerlik gösterir. Hafif nadir toprak elementlerinin değerleri, La 43-72 ppm, Ce 42-105 ppm. (oldukça değişken) ve Nd için 6-29 ppm'dir. Ortalama La (55 ppm) ve Ce (81 ppm) değerleri, ortalama 30 ppm La ve 60 ppm Ce içeren kabuksal malzemeye (Taylor, 1967) göre yüksektir.

TEKTONİK KONUM

Pearce ve diğerleri (1984), çeşitli tektonik ortamlarda, yerleşmiş granitoidlerin iz element jeokimiyalarını inceleyerek bir sınıflama modeli önermişlerdir; önerilen modele göre granitoidler:

- Okyanus sırtı granitoidleri (ORG)
- Volkanik yay granitoidleri (VAG)
- Levha içi granitoidleri (WPG)
- Çarpışma granitoidleri (COLG)

şeklinde dört ana gruba, her ana grup da kendi içinde alt bölümlere ayrılmaktadır.



Şekil 6. Bazı iz elementlerin değişim diyagramları

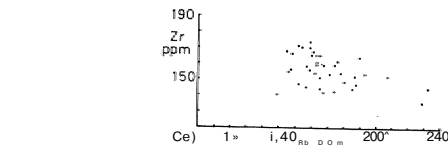
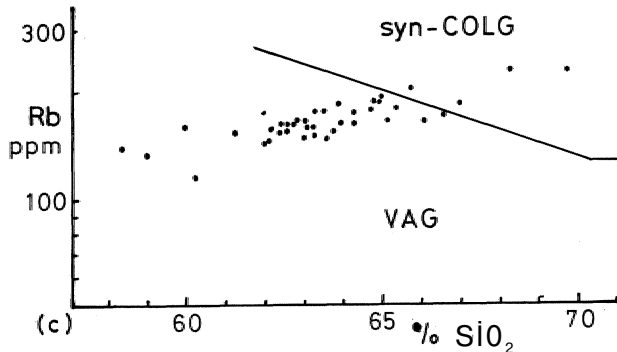
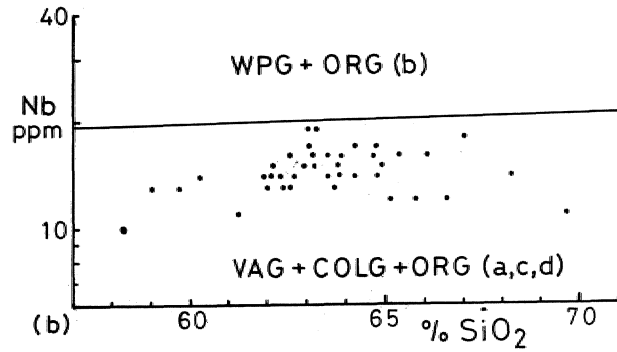
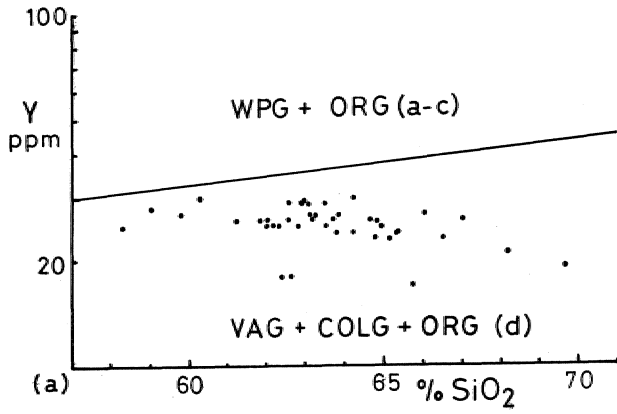


Figure 6. Variation diagrams of the some trace elements

Bazı iz elementlerin SiO₂ ile olan değişimleri, granitoidlerin yukarıda belirtilen tektonik konumlarının belirlenmesinde önemli bir yer tutar. İnceleme alanı grani-

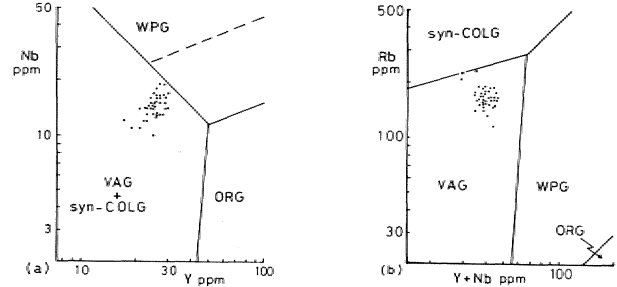


Şekil 7. SiO₂ - Y (a), SiO₂ - Nb (b), ve SiO₂ - Rb (c) ayırtman diyagramlarında (Pearce ve diğerleri, 1984) örneklerin dağılımları. WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri, VAG: volkanik yay granitoidleri, COLG: çarpışma granitoidleri, syn-COLG: çarpışma sonrası granitoidleri.

Figure 7 Distributions of samples in SiO₂ - Y (a), SiO₂ - Nb (b) and SiO₂ - Rb (c) discriminant diagrams (Pearce and et al., 1984). WPG: Within plate granitoids, ORG: ocean ridge granitoids, VAG: volcanic arc granitoids, COLG: collision granitoids, syn-COLG: sp-collision granitoids.

toydleri Y ve Nb değerleri açısından VAG COLG ORG alanında yer alırlar. Başka, bir ifade ile Y açısından WPG ve ORG (a-c)'den, Nb açısından, da yine WPG ve ORG (b)'den daha dışık değerlere sahiptirler (Şekil 7a > b).

Rb'un SiO₂ ile olan değişimi, çarpışma sırası granitoidleri (syn-COLG) ile ada yayı granitoidleri (VAG) arasında iyi bir ayırtman özelliğine sahiptir (Pearce ve diğerleri, 1984). Bu açıdan, Çelebi granitoid-



Şekil 8. Nb-Y (a) ve Rb-(Y+Nb) (b) ayırtman diyagramlarında (Pearce ve diğerleri, 1984) örneklerin dağılımları. WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri, syn-COLG: çarpışma sırası granitoidleri VAG: volkanik yay granitoidleri. Figure 8 Distributions of samples in Nb-Y (a) and Rb-(Y+Nb) (b) discriminant diagrams (Pearce and et al., 1984). WPG: within plate granitoids, ORG: ocean ridge granitoids, syn-COLG: sp-collision granitoids, VAG: volcanic arc granitoids.

leri değerlendirildiğinde « çarpışma sonrası granitoidler » (post-COLG) olduğu gibi, genellikle VAG kısmen de (dört örnek) syn-COLG alanında yer aldıkları gözlenir (Şekil 7c).

Yukarıda belirtildiği gibi Nb, Y ve Rb değerleri tektonik ortamın belirlenmesinde önemlidir. Ancak SiO₂ ile olan değişimleri, okyanus sırtı granitoidleri (dalma, zomı yönünde) ile çarpışma sonrası granitoidlerin (post-COLG) volkanik yay granitoidlerinden ayrılmasına olanak vermemektedir. Bozunmaya karşı kararlı olan Nb ve Y elementlerinin kendi, aralarındaki değişimleriyle, ORG granitoidlerinin diğerlerinden (özellikle VAG) ayırtılmaları mümkün olmaktadır. İncelenen örneklerin Nb-Y diyagramında VAG ve syn-COLG alanında yer aldıkları Şekil 8'de gözlenmektedir. Örnekler, Rb-(Y+Nb) diyagramına taşındıklarında ise volkanik yay granitoidleri (VAG) alanının üst kesimlerinde toplanırlar (Şekil 8b).

PETROJENEZ

Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi, granitoidler mineralojik olarak koyu renkli minerallerden hornblend + biyotit ± piroksen ve tali minerallerden tita-nil içermektedir. Ayrıca magmatik dokulu ve belirgin dokanıklı, genellikle yuvarlaklaşmış granitoidlere göre daha ince taneli, ve malik mineralce zengin kayaç kapanımları mevcuttur. Kimyasal olarak % 2.46 - 3.26 arasında değişen Na₂O, geniş dağılım gösteren SiO₂, normatif di ve L1'den küçük moleküler Al₂O₃ / (U⁺ + K²⁺ + Ca^o) oranına sahiptir, SiO₂'e karşı diğer oksitlerin, değişimi de düzenlidir. Belirtilen bu verilere göre, incelenen granitoidlerin; Chappel ve White (1974) ile White ve Chappel (1977) tarafından tanımlanan I-tipi granitoidler ohfüğü, başka bir deyişle magmatik kayaçların bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan itibaren, kristalleştikleri ileri sürülebilir.

Günümüzde granitic kayaçların kökeni, üzerindeki tartışmalar, genel olarak üç grupta toplanmaktadır (Wyllie, 1981):

- Sulu çözeltiler, veya katı haldeki difüzyon sonu

1965) bölümsel ergimesi, incelenen granitoidlerin yüksek K, Rh, Sr, Ba, Zr, Th, U, Rb/Sr, dtişik K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonlarını açıklayamaz.

Wyllie (1973, 1981) ile Stem ve Wyllie (1981) yapÇıkan deneysel çalışmalarda granitoidlerin aktif tektonik, bölgelerde Jclasal kabuğun bölümsel ergimesiyle oluşan suya doygun primer granit magmasından itibaren oluşabileceğini göstermişlerdir. • Ancak., Çelebi granitoidinin kıtasal kabuğa göre yüksek La ve Ce içermesi, malik bileşenlerde yoğunlaşma gösteren- Vca zengin, olması, Siö²⁺'in % 5832'ye kadar düşerek ortaç bileşimli kayaçların oluşması,, suya doygunluk, bölümsel ergimeye çok az da olsa mantonun katıldığına işaret edebilecek verilerdir. Belirtilen 'açıklamaların ışığında Çelebi granitoidinin, kıtasal kabuk ± manto- malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonucu titredığı ifade edilebilir.

TARTIŞMALAR ve SONUÇ

İç Anadolu Granitoid Kuşağındaki sokulumlardan birisi olan Çelebi granitoidi, lökokratik ve mezokratik karakterde olup, orta ve iri tanelidirler. Bu nedenle, mikroskop altında modal mineralojik bileşimlerine göre adlandırılmaktadır. Granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit özelliğinde olan granitoidlerde mafik mineral, olarak hornblend + biyotit ± piroksen ve titanit görülmüştür. Ayrıca genellikle yuvarlaklaşmış ve beligin dokanıklı, çapları yaklaşık 4-10 cm arasında değişen bol miktarda, mafik kay aç kapanından içerirler, Malik kayaç kapanından ile gramitoidler arasında mineralojik bileşim açısından büyük benzerlik vardır. Elde edilen verilerin ışığında söz konusu mafik kayaç kapanından sürüklenmiş bölümsel ergime artıkları olarak yorumlanmalıdır.

Kimyasal açıdan kalkalkali nitelikte olan Çelebi Granitoidi, mineralojik bileşimleri yapı-dokulan ve yine kimyasal, özelliklerine göre, Chappel ve White. (1974) tarafından tanımlanan. I-tipi granitoiddir.

Oksit değişimleri düzenli olup fraksiyonel kristallenmeyi yansıtabilecek niteliktedir. İz element, değerleri açısından yüksek K, Rb, Sr, Ba, Nb, Th, U, Rb/Sr, La, Ce ile düşük K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları içerirler. Yukarıda belirtilen özellikler, incelenen granitoidlerin kıtasal kabuk ± manto* malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi ile oluştuğuna işaret etmektedir.

Çalışmada, granitoidlerin tektonik konumları da belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla Pearce ve diğerleri. (1984) tarafından önerilen modelden yararlanılmıştır., önerilen sınıflamalarda, incelenen granitoidlerin genelde volkanik yay granitoidleri alanında yer aldıkları gözlenmiştir- (Şekil 7, 8). Ancak, Pearce ve diğerleri. (1984) önerdikleri modelde volkanik yay granitoidlerini çarpışma sonrası granitoidlerden ayır amamı şıardır. Çünkü, her iki tektonik ortamda bulunan granitoidler manto ve kabuk kökenli olabilmekte ve benzer mineralo-

jik-kimyasal özellikler gösterebilmektedir.

İç Anadolu'nun tektonik gelişimiyle ilgili yakın zamanlarda yapılan çalışmalar gözden geçirildiğinde, granitoidler "ile ilgili birbirinden, farklı" iki gelişim ayırtedilebilmektedir. Bunlardan birisi; Neotetis'in kuzey kolunun Pontidler'in altına dalarak tüketilmesi sonucu, Pontidler'in, Anatolid-Torid Platformuyla çarpışmasıdır. Çarpışma Şengör ve Yılmaz'a (1983) göre Erken Eosen'de, Çapan ve diğerleri'ne (1983) göre ise, Geç-Senoniyen'de olmuştur, Çarpışmayı Kampaniyerideki kalkalkali volkanizma ve plütonizma izlemiş ve daha sonra Kırşehir- MasifTnin Pontid Bloğu'na göre saat ibrelerinin tersi yönünde dönmesi (Çapan ve diğerleri, 1983) sonucu, Kırşehir MasifTnin kenarında yer alan granitoid kuşağı bugünkü konumunu kazanmıştır. İkinci, Erken Jura'da Menderes-Toros ve Kırşehir' blokları, Eskişehir yakınlarında İzmir-Ankara kenet zonuna birleşen iç Torid kenet zonu ile ayrılmıştır, iç Torid Okyanusu Mastroihtiyen'den. Paleosen boyunca Kırşehir Masifi ile dalma zonu oluşturmuş ve sonuçta, And tipi kıta yay plütonikleri (granitoid kuşağı) olmuştur (Görür ve diğerleri, 1985).

İlk görüşe göre granitoidlerin, Pontidler ve Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışmasıyla Kırşehir Bloğu'nun kalınlaşması ve kıtasal kabuk ±manto malzemesinin bölümsel ergimeye uğrayarak meydana getirdiği magmadan itibaren, türemesi gerekmektedir, örneklerin Rb-SiO₂ ve yüksek Ba, Rh, Sr, Zr, Th, U ile dışık K/Rb içermesi, bileşimlerinde koyu renkli mineral olarak hornblend + biyotit + klinopiroksen bulunması nedeniyle, And tipi kıta yaylarına benzerlik gösterdiği, de ileri sürülebilir. Bu durumda ikinci görüş ağırlık kazanmaktadır.

Elde edilen veriler Çelebi granitoidinin çarpışma sonrası granitoidi veya volkanik yay granitoidi olduğunu belirgin kılmamaktadır, iç Anadolu granitoid kuşağındaki diğer plütonlar üzerine yapılacak jeokimyasal ve izotop çalışmaları, konuya açıklık getirilmesine katkıda bulunacaktır.

KATKI BELİRTME

Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından HÜAF 85-01-010-13 numaralı proje olarak desteklenen bu çalışmanın laboratuvar çalışmaları Freiburg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsünde (F.Almanya) yapılmıştır.

Analizlerin yapılmasında gösterdiği kolaylık, eleştiri ve katkıları için Prof.Dr. Jörg Keller'e teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- B AYHAN JL, 1984, Kesifcöprü Skaro kuşağının (Bala/Ankara) mineralojisi ve petrojenezi: Yerbilimleri» 11, 45-57...
CHAPPEL, B.W. ve WHITE, AXR., 1974» Two contrasting granites types: Pacific Geol., 8, 173-174.
ÇAPAN, U, LAUER J.P. ve WHITTCHURCH JL, 1983, Ankara Melanjı (Orta Anadolu): Telis kapanışım, belirlemede önemli bir eleman: Yerbilimleri» 10, 35-43.

- ENGEL,A.E.J., ENGEL,, CG. ve HAVENS,, R.G., 1965,, Chemical Characteristics of oceanic basalts and upper mantle: Geol. Soc. Amer, BuE., 76-719-734
- GAST,P.W., 1965, Terrestial ratio of potassium to rabadim und compositions of the earth's mantle; Science, 147., 858-860.
- GREENLAND,L*P., 1970» An equation, for trace element distribution, during magmatic crystallization: Amer.. Mineral... 55, 455-465.
- GÖRÜRJf., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: Türkiye Jeol Knr. 35.BiLTek.Kurultayı, iç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65.
- GGRÜR,N,,,, OKTAY, F.Y., SEYMEN, İ. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1985, Palaeotectonic évolution of the Toz gölü basu complex, Central Turkey: Sedimentary record of a neo-tethyan closure: The geological evolution of 'the eastern Mediterranean. Ed: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson., special publication, No. 17., 81-96.
- HANSON» G.M., 1978, 'The application of trace elements, to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: Earth Planet. SciLetL, 38, 26-43.
- MART,,S.R.,, BROOKS.C, KROGH,T.E., DAVIS, G.L. ve NAVA, D., 1970, Anciend and Modem, volcanic rocks:: A. trace element model: Earth. Planet.. SeLLet., 10, 17-28.
- HERMANN, A.G.,, 1974, Yttrinm and lanthanides,. In: Handbook of geochemistry. Ed.: K.H. Wedepohl, II-4 Springer-Verlag, Berlin.
- IRVINE, LN. ve BARAGAR, W,R,A., 1971, A .guide to the chemical classification, of 'the. commen volcanic, locks: Can J. Earth Sei., 8, 52S-548.,
- OKT.AY.F.Y, 1981, Savcübüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul öculsflnun jeolojisi ve sedjmentolojisi: İTÜ Maden Fak.ilt.esl, Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış, 175 s.
- PEARCEJ.A.,, HARRIS, N.B,W. ve TRINDLE, A,G,, 1984, Trace alement discrimination, diagrams for the 'tectonic interpretation of granitic rocks: Jour,Petrol., 25, 956-983.
- ROLUNSON.H.R. ve WINDLEY, B.F., 1980., An Archaean, gram-litegrade tonalke-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland.; Geochemistiy and origin: Con.tr. Mineral. Petrol., 72. 265-281.
- SEYMENJ., 1981,-Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir Massif around Kaman (Kırşehir-Turkey): Bull. Geol, Soc. Turkey, 24, 96-101.
- SEYMEN,İ., 1984, .Kırşehir Masifi metamocfMerinin jeoloji evrimi. Türkiye JeolKur., Ketin Simpozyumu, 133-148.
- SHAND,S.L, 1950, Eruptive rocks: Thomas Murby, 4th ed., London., 488 pp..
- SHAW, D.M., 1968» A review of KJrb fractionation trends by covariance analysis; Geochhn. Cosmochim. Acta., 32» 573-601.
- SHAW,, D.M., 1970» Trace element fractination during anatexis: Geochim. Cbs.moclim... Ada» 34, 237-243.
- STERN', C.R. ve WYLUE, P.J., 1981, Phase relationships of I-type granite with H2O to 35 kilobars: The Dinkel Lakes Biotitegannite from the Sierra Nevada. Batholite: I. Geophys. Res., 86, 10412-10422..
- STRECKEISEN,A. ve LE MAITRE» R.W., 1979,, A chemical approximation to tLe modal QAPF classification of the igneous rocks; N. Jb. Miner., Abh., 136, 169-206.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye'de terisin, evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Je-ölKof.,» Yerbilimleri özel Dizisi, No 1, 75 s,
- TARNEYJ. ve WINDLEY. B.F., 1977» Chemistry, thermal gra-dients and evaluation of the lower crust: J.Geol.Soc. London, 134, 153-172.
- TATSUMOTOJM., HEDGE, CE., ve ENGEL,, A.E.J., 1965., K, Rb, Sr, H.,. ü., aed the ratio of Sr^{87} / Sr^{86} in. oceanic tholeiitic basalt: Science, 150, 886-888..
- TAYLOR.S.R., 1967, 'The origin, and .growth of continents:: Tectonophysics, 4, 17-34..
- WHITE, A.J.R. ve CHAPPEL, B.W., 1977, Ultrametamoiphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- WHnTAKER,EJ.W. ve MUNTUS, R., 1970, Ionic radius for rase in geochemistry: Geochim. Cosmochim. Acta, 34., 945-056.
- WYLLJEJ'J., 1973, Experimental petrology and global tectonics; A preview: tectonophysics, 17, 189-209.,
- WYLLIE, P.J., 1981, Experimental 'petrology of subduction andésites» and batholiths: Trans., Geol. Soc. S. Arf., 84, 281-291.