

İÇ ANADOLU GRANİTOYİD 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

ÖZ: İç Anadolu granitoyid kuşağı, Kırşehir Masifi'nin batı kenarında yer almaktadır. Kuşaktaki sokulumlardan birini oluşturan Çelebi granitoyidine ait 40 örneğin ana ve iz element kimyasal analizleri yapılarak jeokimyasal özellikleri ve kökeni belirlenmeye çalışılmıştır.

Granit, granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit bileşiminde ve kalkalkali karakterindeki inceleme alanı granitoyidlerinin önemli koyu renkli minerallerini hornblend + biyotit ± klinopiroksen ve titanit oluşturmaktadır. Benzer mineralojik bileşime sahip, bolca artık mafik kayaç kapanımları içerirler ve I-tipi granitoyid özelliğindedirler. K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, U, Rb/Sr, La, Ce konsantrasyonları yüksek, K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları ise düşüktür.

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

ABSTRACT: The Inner Anatolian granitoid belt is situated at the western proximity of the Kırşehir Massif. Forty samples of Çelebi granitoid, which constitutes 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 mineralogic 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 ± mantel material, basing on its mineralogical-petrographical and geochemical properties.

GİRİŞ

Orta Anadolu Masifi olarak bilinen İç Anadolu'da bir kuşak şeklinde uzanan birçok granitoyid sokulumları vardır. Bu kuşak içinde bulunan sözkonusu sokulumlardan biri de, Çelebi granitoyididir. Çalışmanın konusunu oluşturan Çelebi granitoyidi, Ankara'nın yaklaşık 100-130 km. güneydoğusunda ve Çelebi-Hirfanlar-Kesikköprü yöresinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında ilk çalışmalar, granitoyid-mermer dokanağında 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)

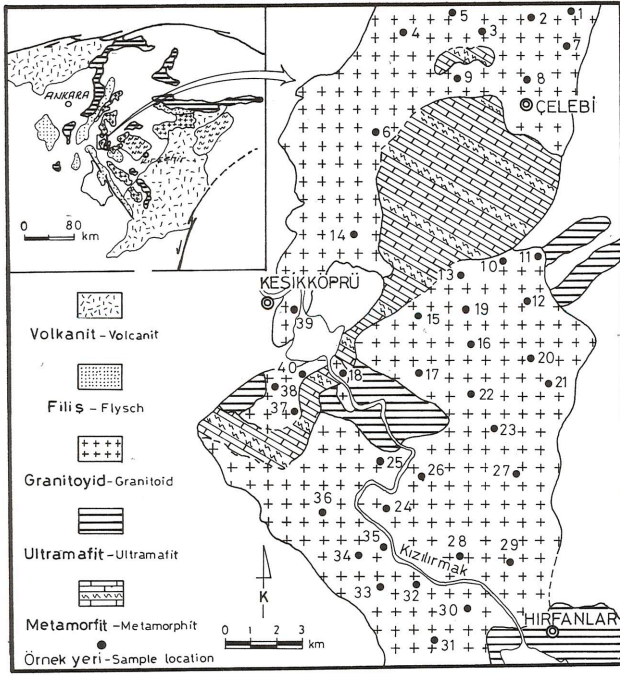
ise, granitoyidler ile mermerlerin dokanağında gelişen skarn kuşağını ayrıntılı olarak incelemiştir.

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

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

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında yer alan en eski litolojik birim,



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

metamorfitlerdir (Şekil 1). Metamorfitlerin de ana birimi, üst seviyelerde saf ve temiz, alt seviyelere doğru ise gnays ve şistlerle ardalanmalar 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 kalkışit özelliğindedir. Gnaysik dokulu kayalarda, kordiyerit + sillimanit + biyotit (+K. feldispat+kuvars±plajiyoklas) mineral topluluğunun varlığını ifade eden Bayhan (1984), bölgenin orta ve yüksek sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir.

Ultramafik kayalar, piroksenit, hornblendit ve gabrolardan oluşmaktadır. Piroksenit ve gabrolarda yaygın uralitleşmeler gözlenmiştir. Gabrolarda yer yer belirgin kümülat yapısı gelişmiştir. Metamorfitler üzerinde tektonik dokanakla bulunan ve Seymen (1984) tarafından Karakaya Ultramafiti olarak tanımlanan birimin eşdeğeri.

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 Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının granitoidlerden malzeme almadığını belirtmiştir. Okay (1981) ise, Tersiyer ve Neojen tortul serilerinin granitoidlerden malzeme aldığını ifade etmiştir.

Granitoid kütesinden kaynaklanan akışkanlarla

mermerler arasındaki tepkimeler sonucu dokanakta skarn zonu oluşmuştur. Skarn oluşumunda diffüzyon ve infiltrasyon süreçlerinin etkin rol oynadığı, skarnlaşmanın yaklaşık 1.5 - 2 kb 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

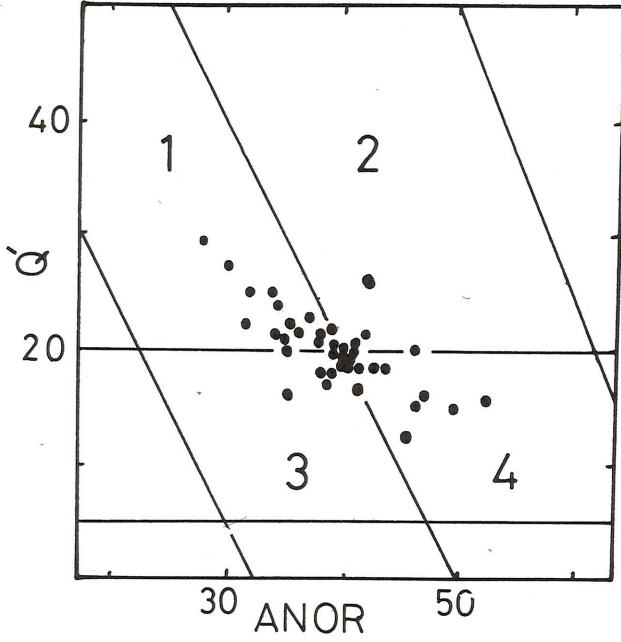
Granitoidler, koyu renkli mineral içeriklerine göre genellikle lökokratik ve mesokratik karakterlerde olup, orta ve iri tanelidirler. İri taneli olanlarında feldispat kristallerinin büyüklüğü yer yer 3 cm'e kadar çıkmaktadır. Holokristalin taneselden holokristalin porfiriğe kadar devamlı bir geçiş gösteren 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 mirmekitik yapıya az da olsa rastlanmaktadır. Ayrıca, plajiyoklaslarda serisitleşme ve epidotlaşma da belirlenmiştir. Ortoklaslar, daha çok karlsbad yasasına göre ikizlenmiş olup, filmpertit veya iplikpertit ütüünde pertitik dokunun yanı sıra yazıgranitik doku da gösterirler. Az miktarda killeşmişlerdir. Özşekilsiz kuvars kristalleri ise, çoğunlukla ara boşluklarda (hamurda) yer almaktadır.

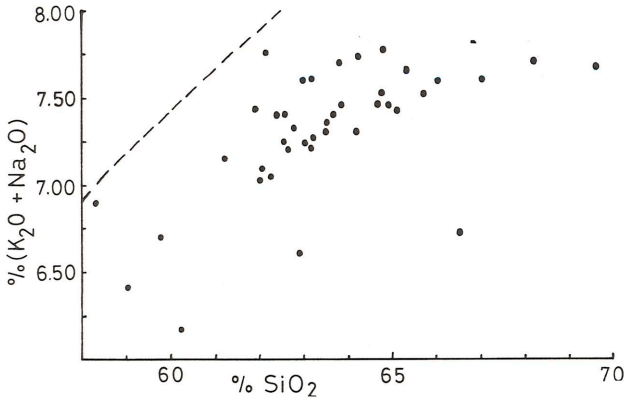
Diyopsitik-ojit karakterindeki klinopiroksenler, özellikle kristal kenarlarından, bazen de dilinim izlerinden itibaren kısmen veya tamamen hornblende dönüşmüşlerdir. Bu nedenle, hornblendler içinde artıklar halinde gözlenirler. Hornblendlerin yanı sıra biyotitin de gözlenmesi, bozunmanın ilerlemesiyle 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 kahverengiyeye kadar değişen renklerdeki biyotitler az kloritleşmişlerdir.

Tali bileşenler (titanit, zirkon, apatit ve allanit), özşekilli veya yarı 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 kapanımları, 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. Kesikli 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.

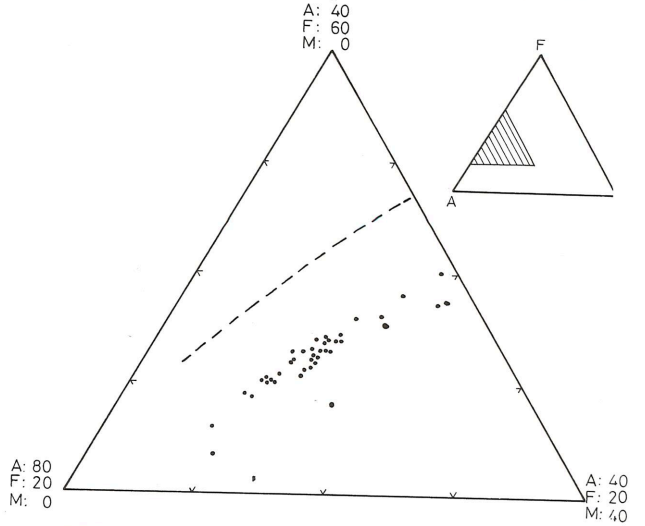
dirler. Esas bileşenlerini plajiyoklas, ortoklas, hornblend, klinopiroksen, biyotit ve çok az miktardaki kuvars oluşturur. Titanit, zirkon ve apatit tali bileşenlerdir. Porfirik dokunun fenokristallerini çoğunlukla plajiyoklas, bazen de hornblend ve klinopiroksen oluşturur. Klinopiroksenler, az veya çok hornblendlere dönüşmüştür. 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 kapanımları, 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 CIPW-Normları Çizelge 1 de verilmiştir. Analizi yapılan örneklerin arazideki dağılımı da Şekil 1 de gösterilmiştir.

Granitoidlerin orta ve iri 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 özelliindedirler.

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.

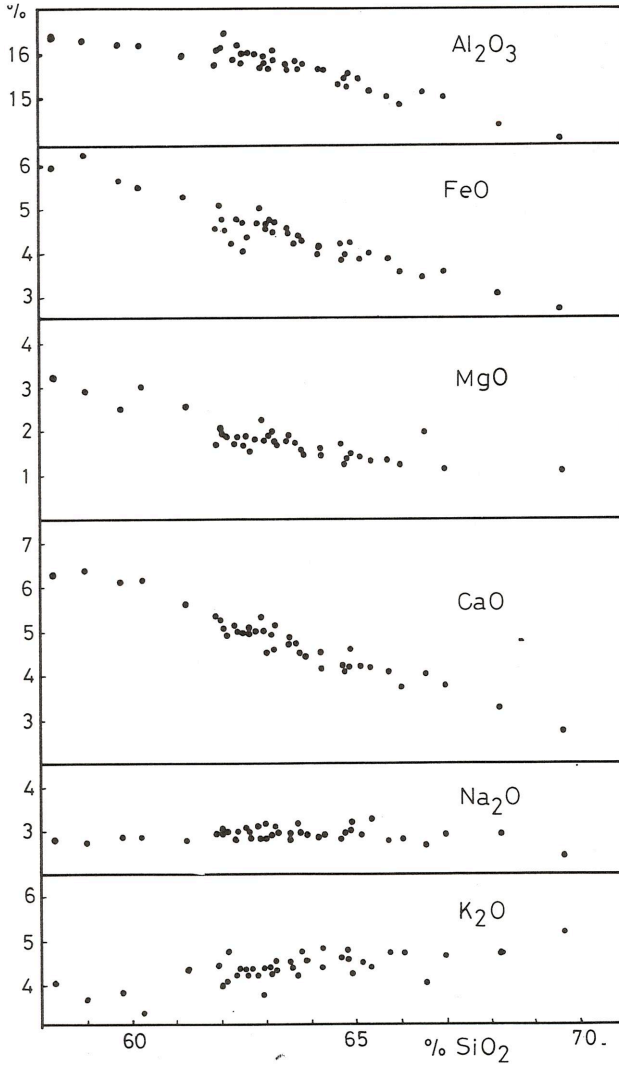


Şekil 4. AFM diyagramında (Irvine and Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesikli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.
Figure 4. Distributions of samples in AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies tholeiitic (upper) and calc-alkaline (lower).

Oksitlerin değişimini belirlemek için ana element analiz sonuçları diğer oksitler - SiO₂ diyagramına (Şekil 5) taşınmışlardır. SiO₂ artışına bağlı olarak, Al₂O₃, toplam FeO, MgO, CaO de düzenli azalma, K₂O de ise artış gözlenmektedir. Oksitlerin düzenli değişimi, fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaktadır. Al₂O₃ / (CaO+Na₂+K₂O) moleküler oranlarının 1.1'den küçük olması, granitoidlerin metalümino karakterinde (Shand, 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, K'lu mineraller; Sr ise Ca'lu mineraller (özellikle Plaji-

yoklas) 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. Ayrımlaşmanın 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 kasyonlardan 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 kasyonlardan Zr, Rb ile negatif ilişkilidir (Şekil 6e). Dolayısıyla magmatik farklılaşma yönünde Zr azalmıştır. Bir başka ifade ile Zr, farklılaşmanın ilk evrelerinde minerallerin yapısına girmiştir (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.

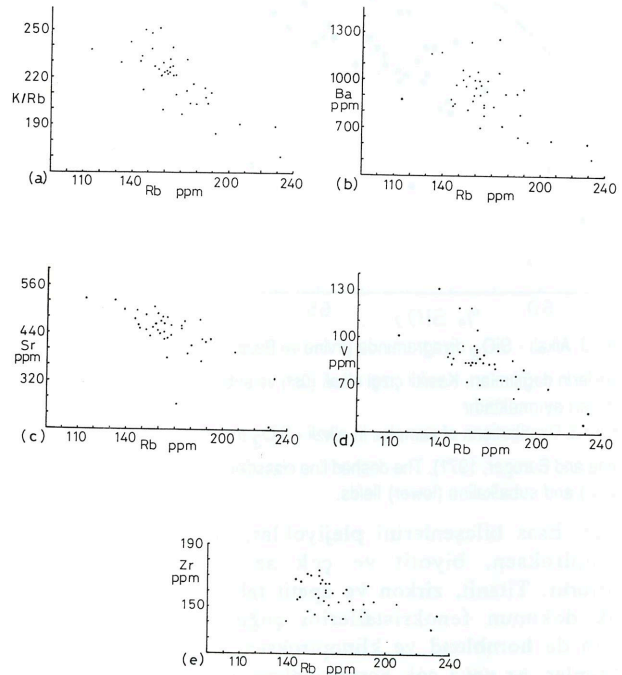
Y değeri 17-30 ppm arasında değişmekte olup 26 ppm'lik ortalaması, ortalama 30 ppm Y içeren kabuksal malzemeye benzerlik gösterir. Hafif nadir toprak elementlerinin değerleri, La 43-72 ppm, Ce 42-105 ppm (oldukça değişken) ve Nd için 6-29 ppm'dir. Ortalama La (55 ppm) ve Ce (81 ppm) değerleri, ortalama 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 jeokimyasalını inceleyerek bir sınıflama modeli önermişlerdir. Önerilen modele göre granitoidler:

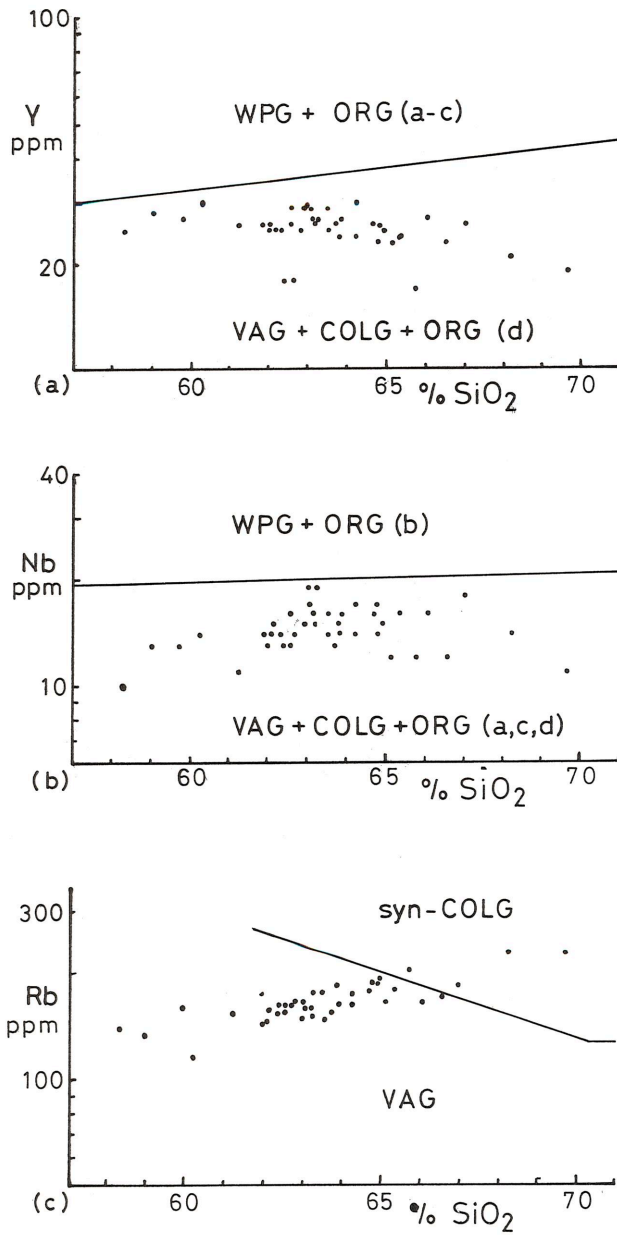
- Okyanus sırtı granitoidleri (ORG)
- Volkanik yay granitoidleri (VAG)
- Levha içi granitoidleri (WPG)
- Çarpışma granitoidleri (COLG)

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

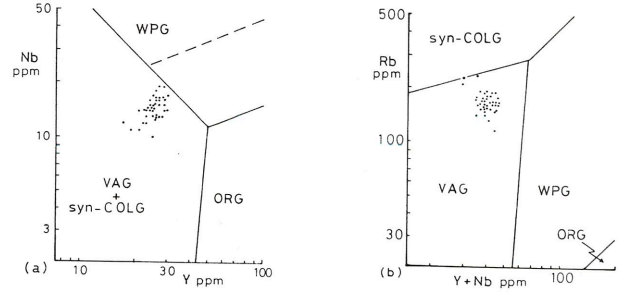
Bazı iz elementlerin SiO₂ ile olan değişimleri, granitoidlerin yukarıda belirtilen tektonik konumlarının belirlenmesinde önemli bir yer tutar. İnceleme alanı grani-



Şekil 7. SiO_2 - Y (a), SiO_2 - Nb (b), ve SiO_2 - 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 SiO_2 - Y (a), SiO_2 - Nb (b) and SiO_2 - 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: syn-collision granitoids.

toyidleri 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 düşük değerlere sahiptirler (Şekil 7a, b).

Rb'un SiO_2 ile olan değişimi, çarpışma sonrası 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 sonrası 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: syn-collision granitoids, VAG: volcanic arc granitoids.

leri değerlendirildiğinde, çarpışma sonrası granitoidlerinde (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 SiO_2 'le olan değişimleri, okyanus sırtı granitoidleri (dalma zonu 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 VG) ayırt edilmeleri mümkün olmaktadır. İncelenen örneklerin Nb-Y diyagramında VAG ve syn-COLG alanında yer aldıkları Şekil 8a'da 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 nit içermektedir. Ayrıca magmatik dokulu ve belirgin dokanaklı, genellikle yuvarlaklaşmış, granitoidlere göre daha ince taneli ve mafik mineralce zengin kayaç kaplanımları mevcuttur. Kimyasal olarak % 2.46 - 3.26 arasında değişen Na_2O , geniş dağılım gösteren SiO_2 , normatif di ve 1.1.'den küçük moleküler $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ oranına sahiptir. SiO_2 '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 olduğu, başka bir deyişle magmatik kayaçların bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan itibaren kristalleştikleri ileri sürülebilir.

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

- Sulu çözeltiler, veya katı haldeki difüzyon sonu

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	60.25	62.93	63.54	59.04	59.79	61.26	62.17	63.09	69.66	63.18	64.25	64.70	62.82	66.54	63.53	67.03	65.75	62.32	66.05	68.21
TiO ₂	.60	.54	.44	.64	.56	.50	.47	.52	.30	.50	.40	.43	.45	.46	.46	.35	.37	.49	.35	.30
Al ₂ O ₃	16.19	15.70	15.67	16.28	16.22	15.91	16.47	15.75	14.09	15.64	15.63	15.31	15.98	15.12	15.75	15.02	15.04	15.84	14.84	14.39
Fe ₂ O ₃	.56	.95	1.80	2.53	2.39	2.14	1.55	1.50	.04	1.28	1.79	1.12	1.97	.26	1.55	1.24	1.40	2.18	1.47	1.18
FeO	4.97	4.13	2.89	3.97	3.49	3.34	3.09	3.29	2.67	3.55	2.49	3.18	2.87	3.19	3.09	2.47	2.59	2.23	2.23	2.00
MnO	.11	.11	.10	.15	.12	.12	.10	.10	.05	.10	.09	.09	.09	.05	.10	.08	.09	.09	.09	.07
MgO	3.00	2.24	1.85	2.91	2.50	2.55	1.87	1.89	1.13	2.00	1.47	1.71	1.82	2.00	1.82	1.16	1.37	1.72	1.26	1.00
CaO	6.14	5.35	4.88	6.39	6.14	5.61	4.91	4.53	2.74	4.96	4.16	4.24	5.02	4.06	4.65	3.77	4.09	5.16	3.71	3.29
Na ₂ O	2.88	2.83	2.85	2.76	2.87	2.79	2.98	2.84	2.46	2.92	2.88	2.86	3.11	2.68	2.90	2.96	2.77	2.82	2.83	2.96
K ₂ O	3.28	3.76	4.45	3.67	3.82	4.36	4.75	4.38	5.21	4.29	4.85	4.60	4.21	4.04	4.46	4.64	4.75	4.22	4.75	4.74
P ₂ O ₅	.17	.16	.14	.23	.19	.18	.15	.16	.09	.15	.13	.14	.15	.12	.15	.11	.13	.15	.13	.10
H ₂ O	1.45	.94	.99	1.20	1.15	.92	1.15	1.02	.93	.80	1.05	1.15	1.02	1.21	1.09	.96	.73	1.46	1.51	.85
CO ₂	.20	.09	.07	.11	.22	.21	.14	.12	.11	.23	.12	.09	.06	.13	.09	.06	.12	.82	.07	.08
plam-total	99.80	99.73	99.67	99.88	99.46	99.89	99.80	99.12	99.48	99.61	99.31	99.63	99.57	99.86	99.64	99.85	99.20	99.50	99.29	99.17
İz Elementler (ppm)-Trace elements (ppm)																				
Ba	847	845	992	1164	997	1061	1241	900	600	947	1257	904	934	830	966	637	620	960	824	508
Rb	115	147	167	133	159	152	157	159	229	160	174	178	167	171	148	186	207	154	165	232
Sr	526	462	436	523	491	450	508	447	208	441	454	390	460	263	453	369	394	434	379	327
Zr	145	156	159	179	170	171	158	173	136	165	142	154	142	153	167	152	152	170	151	145
Th	20	25	24	16	18	16	24	25	30	29	25	25	25	19	26	39	38	29	37	42
U	7	6	6	5	7	7	5	8	8	6	6	5	7	4	5	5	5	8	7	7
Hf	5	6	5	6	6	6	5	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4
Nb	14	15	14	13	13	11	15	17	11	16	14	16	13	12	16	18	12	14	16	14
Ni	12	15	14	23	21	26	12	14	16	12	13	9	19	27	12	14	11	18	5	13
Cr	189	181	165	142	171	180	156	146	196	146	185	171	131	222	173	164	142	141	136	192
V	101	83	84	111	119	119	72	83	51	84	81	74	89	83	87	62	68	95	61	53
Cu	8	15	12	14	10	21	7	8	6	5	5	6	3	2	2	2	5	11	2	-
Pb	40	46	44	26	32	42	43	43	37	54	41	25	16	36	45	46	52	45	45	45
Zn	80	76	66	86	67	70	59	63	43	56	53	52	51	30	50	53	55	66	56	42
Ga	17	15	13	16	15	14	15	16	12	15	14	14	14	15	14	14	14	15	14	14
Y	30	29	25	28	27	26	25	29	19	27	24	26	25	23	29	26	17	25	27	21
La	55	59	49	53	56	45	49	56	55	52	56	56	72	49	60	63	59	43	55	44
Ce	84	91	84	73	55	73	72	99	65	105	79	78	96	73	96	74	79	91	81	75
Nd	24	21	23	16	12	21	15	29	6	26	11	24	20	16	23	19	17	28	20	14
K/Rb	237	212	221	229	199	238	251	229	189	223	231	215	209	196	250	207	190	227	239	170
Rb/Sr	.219	.318	.383	.254	.324	.338	.309	.356	1.101	.363	.383	.456	.368	.650	.327	.504	.525	.355	.435	.709
Sr/Ba	.621	.547	.440	.449	.424	.409	.497	.347	.466	.361	.431	.493	.317	.469	.579	.635	.452	.460	.644	
Ce _N /Y _N	5.9	6.5	6.8	5.6	4.2	6.8	5.9	7.0	6.9	8.0	7.0	6.4	7.8	6.5	6.8	6.1	9.3	7.5	6.1	7.3
A/CNK ^a	.83	.85	.85	.81	.81	.81	.87	.90	.97	.84	.88	.87	.85	.93	.87	.89	.87	.85	.90	.90
JIPW Normları - JIPW Norms																				
q	12.26	16.56	17.26	11.71	12.82	13.53	13.60	17.11	26.64	16.29	18.28	18.50	15.84	22.59	16.97	22.19	21.01	18.49	21.94	24.73
Or	19.39	22.29	26.37	21.70	22.70	25.78	28.08	26.08	30.92	25.42	28.85	27.26	24.95	23.88	26.43	27.43	28.26	25.07	28.26	28.20
ab	24.38	23.95	24.13	23.36	24.38	23.62	25.23	24.22	20.91	24.81	24.55	24.30	26.41	22.60	24.64	25.05	23.62	23.96	24.13	25.23
an	21.65	19.12	16.94	21.23	20.22	18.05	17.63	17.45	12.11	17.00	15.50	15.42	17.31	17.36	16.86	14.05	14.73	18.19	13.86	12.14
di	5.38	4.87	4.89	6.75	6.33	5.93	4.01	2.78	0.22	4.33	2.98	3.47	5.19	0.98	3.89	2.95	3.90	1.08	2.76	2.59
hy	12.68	9.29	5.50	8.39	6.92	7.23	6.49	7.52	7.20	7.68	4.84	6.93	5.09	9.47	6.46	4.51	4.95	5.43	4.27	3.57
mt	0.81	1.28	2.61	3.67	3.48	3.10	2.25	2.19	.06	1.86	2.61	1.63	2.86	.38	2.25	1.80	2.05	3.18	2.15	1.71
il	1.14	1.03	.84	1.22	1.06	.95	.89	.99	.57	.95	.76	.82	.86	.87	.87	.67	.70	.93	.67	.57
ap	.40	.38	.33	.55	.45	.43	.36	.38	.21	.36	.31	.33	.36	.28	.36	.26	.31	.36	.31	.24
cc	.46	.21	.16	.25	.50	.48	.32	.27	.25	.52	.27	.21	.14	.30	.21	.14	.27	1.87	.16	.18

a) A/CNK: moleküler oran Al₂O₃ / (CaO + K₂O + H₂O)
A/CNK: molecular ratio Al₂O₃ / (CaO + K₂O + H₂O)

Çizelge 1. Çelebi granitoidinin ana element iz element ve CIPW normatif bileşimleri

kabuğun metasomatik dönüşümü

- Bazaltik magmanın diferansiyasyonu
- Kabuksal malzemenin bölümsel ergimesi

Örneklere ait ince kesitler üzerinde yapılan mikroskobik incelemelerde metasomatik değişimlerin gözlenememesi, incelenen granitoidler için metasomatize teorisinin geçersizliğini vurgulamaktadır.

Magmatik kristalizasyon ve bölümsel ergimedede, iz elementlerin dağılımları Shaw (1970) ve Greenland (1970) tarafından incelenmiştir. Fraksiyonel kristallenme yönünde Rb'un artış göstermesi gerekir. Ancak, ortalama 5.9 ppm Rb içeren bazaltik bir malzemeden (Hart ve diğerleri, 1970) ortalama 167 ppm Rb içeren (incelenen granitoidler) bir malzemenin fraksiyonel kristalleşme ile türeme olasılığı çok azdır. Çünkü, ana malzemeye göre yaklaşık 28 misli (CL / CO = 167 / 5.9 ≈ 28.3; Hanson,

1978'e göre) Rb zenginleşmesi gerekmektedir. Ayrıca bazaltik malzemeler yüksek oranda (>500) K/Rb oranı içermektedir (Engel ve Engel, 1964; Gast, 1965; Tatumoto ve diğerleri, 19657. Diğer taraftan, diferansiyasyon yönünde K/Rb oranının az da olsa azaldığı bilinmektedir (Shaw, 1968). Dolayısıyla, diferansiyasyonla yüksek K/Rb oranından düşük K/Rb oranına (incelenen granitoidlerin ortalama K/Rb oranı 219) erişilmesi de güçtür. Bunun yanı sıra bazaltik bir magmanın diferansiyasyonu ortaç-asidik ürünlerin yanında bazik ürünleri de vermesi gerekmektedir. İnceleme alanında ise diferansiyasyonla oluşmuş bazik ürünlere rastlanamamıştır. Bu nedenlerle bazaltik magmanın diferansiyasyonu da incelenen granitoidlerin oluşumu için geçerli olamaz.

İnceleme alanındaki granitoidlerin kökenini açıklarken, onların ve içlerindeki artık kayaç kapanımlarının mineralojik bileşimleri gözden tutula-

Çizelge 1'in devamı
Table 1. continued

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	64.78	65.34	64.93	64.23	65.12	62.58	63.70	63.81	63.26	63.88	63.04	64.80	62.57	62.08	63.22	62.02	62.67	61.94	58.32	62.42
TiO ₂	.38	.38	.40	.49	.41	.45	.43	.42	.46	.43	.45	.38	.48	.49	.47	.50	.44	.47	.53	.46
Al ₂ O ₃	15.26	15.15	15.56	15.61	15.43	16.04	15.82	15.66	15.84	15.76	15.91	15.44	15.79	16.12	16.08	16.05	16.01	15.73	16.35	16.18
Fe ₂ O ₃	1.37	1.64	1.70	1.24	1.50	1.71	1.92	1.78	1.98	1.88	1.79	1.55	1.49	1.51	1.37	1.97	2.20	1.36	2.75	2.28
FeO	2.58	2.49	2.70	2.84	2.47	3.13	2.46	2.74	2.91	2.66	2.91	2.54	3.14	3.36	3.23	3.29	2.31	3.29	3.48	2.71
MnO	.09	.09	.10	.07	.08	.10	.08	.10	.10	.09	.10	.09	.10	.10	.10	.11	.09	.11	.11	.11
MgO	1.29	1.35	1.52	1.63	1.42	1.69	1.75	1.57	1.76	1.48	1.78	1.40	1.88	1.91	1.77	2.04	1.56	1.69	3.20	1.84
CaO	4.13	4.19	4.61	4.54	4.22	4.98	4.73	4.49	5.14	4.46	4.99	4.14	4.99	5.10	4.61	5.29	5.03	5.39	6.28	4.99
Na ₂ O	2.94	3.26	3.19	2.87	2.91	3.05	3.17	2.94	2.96	2.92	3.19	2.98	3.03	2.98	3.06	3.01	2.85	3.00	2.83	3.01
K ₂ O	4.58	4.40	4.26	4.43	4.52	4.34	4.23	4.75	4.31	4.54	4.39	4.79	4.21	4.10	4.54	4.01	4.34	4.43	4.05	4.38
P ₂ O ₅	.13	.13	.14	.14	.11	.14	.14	.15	.16	.15	.16	.13	.15	.16	.15	.17	.14	.14	.20	.15
H ₂ O	1.61	.92	.76	.97	1.14	1.13	1.38	1.13	.82	1.10	.90	1.15	1.19	1.29	1.07	1.00	1.32	1.37	1.41	1.10
CO ₂	.11	.11	.09	.29	.13	.22	.06	.08	.11	.06	.08	.06	.20	.14	.10	.09	.30	.47	.27	.12
Toplam-total	99.25	99.45	99.96	99.35	99.46	99.67	99.62	99.81	99.41	99.69	99.45	99.22	99.34	99.77	99.55	99.26	99.32	99.78	99.75	99.75
İz Elementler (ppm)-Trace elements (ppm)																				
Ba	778	675	612	898	839	1049	1025	911	707	697	776	941	864	836	998	873	992	1043	1173	961
Rb	187	180	192	163	165	161	156	185	176	163	165	189	158	146	152	145	162	174	139	163
Sr	426	411	427	427	429	471	456	475	471	444	481	419	464	498	487	477	482	457	500	465
Zr	147	148	153	165	144	167	145	144	161	160	165	164	156	155	147	168	154	159	141	159
Th	37	38	38	24	24	21	26	35	37	38	37	30	26	24	26	18	23	26	15	19
U	8	6	7	6	8	8	6	8	7	5	8	8	5	7	6	6	7	5	7	6
Hf	5	5	5	5	5	6	5	5	5	5	6	5	5	6	5	6	5	6	5	6
Hb	17	16	15	17	12	13	13	15	19	16	19	14	16	14	15	13	14	14	10	13
Ni	11	14	14	12	11	13	11	7	11	10	12	10	8	10	10	12	10	15	43	12
Cr	50	163	146	171	198	155	122	147	142	142	142	154	171	136	161	169	150	149	146	119
V	76	73	80	91	70	95	84	86	92	92	87	68	84	90	91	88	84	84	131	105
Cu	2	4	21	76	12	9	7	4	8	5	13	5	9	6	4	7	12	14	10	12
Pb	45	60	52	44	57	39	35	48	43	46	37	58	41	36	43	33	39	80	32	42
Zn	54	66	60	45	57	59	48	61	59	58	54	66	67	59	59	58	53	88	59	58
Ga	14	15	15	15	15	15	16	14	15	14	15	15	16	15	15	16	15	16	15	15
Y	26	24	25	30	23	26	24	27	27	29	23	29	25	27	26	23	26	25	25	23
La	56	59	69	55	44	53	52	70	60	57	57	49	56	57	60	61	54	63	44	49
Ce	48	86	116	84	42	83	80	102	82	83	72	77	91	94	98	82	82	73	81	75
Nd	8	24	33	24	7	24	18	29	17	20	16	14	27	26	28	20	15	13	20	11
K/Rb	203	203	184	226	227	224	225	213	203	231	221	210	221	233	248	230	222	211	242	223
Rb/Sr	.439	.438	.450	.382	.385	.342	.342	.389	.374	.367	.343	.451	.341	.293	.312	.304	.336	.381	.278	.351
Sr/Ba	.548	.609	.698	.476	.511	.449	.445	.521	.666	.637	.620	.445	.537	.596	.488	.548	.486	.438	.426	.484
Ce _N /Y _N	3.9	7.6	9.5	5.9	3.2	6.8	6.5	9.0	6.2	6.3	5.5	6.8	6.5	7.7	7.4	6.8	6.2	6.0	6.6	6.7
A/CNK ^a	.89	.85	.85	.87	.89	.90	.91	.87	.83	.89	.83	.87	.85	.86	.85	.85	.85	.81	.80	.86
CIPW Normları - CIPW norms																				
q	19.68	19.34	18.45	18.91	20.11	15.55	17.12	17.08	16.76	18.19	15.16	18.56	15.87	15.40	15.37	15.25	17.79	14.73	9.73	15.55
or	27.26	26.13	25.18	26.31	26.84	25.72	25.00	28.14	25.48	26.96	26.02	28.44	25.07	24.36	26.90	23.77	25.84	26.31	23.95	25.95
ab	25.06	27.68	27.00	24.38	24.72	25.91	26.83	24.98	25.06	24.81	27.01	25.32	25.82	25.31	25.90	25.57	24.30	25.48	23.96	25.48
an	15.04	13.83	15.56	16.81	15.81	17.38	16.50	15.57	17.29	16.64	16.22	14.73	17.21	18.68	16.79	18.57	18.21	16.52	20.04	17.79
di	3.36	4.54	4.79	2.54	3.03	4.23	4.61	4.33	5.30	3.48	5.78	3.86	4.49	4.00	3.74	5.01	3.31	5.38	6.59	4.29
hy	4.71	3.91	4.51	6.37	4.84	5.92	4.49	4.86	4.93	4.78	4.91	4.53	6.46	7.14	6.77	6.44	4.19	5.96	8.25	5.04
mt	2.00	2.38	2.47	1.80	2.18	2.48	2.79	2.58	2.87	2.74	2.60	2.25	2.18	2.21	1.99	2.86	3.21	1.97	3.99	3.31
il	.72	.72	.76	.93	.78	.86	.82	.80	.87	.82	.86	.72	.91	.93	.89	.95	.84	.89	1.01	.87
ap	.31	.31	.33	.33	.26	.33	.33	.36	.38	.36	.38	.31	.36	.38	.36	.40	.33	.33	.47	.36
cc	.25	.25	.21	.66	.30	.50	.14	.18	.25	.14	.18	.14	.46	.32	.23	.21	.68	1.07	.61	.27

a) A/CNK: moleküler oran $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$
A/CNK: molecular ratio $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$

Table 1. Major element, trace element and CIPW normative compositions of Çelebi granitoid

maz. Çünkü, her ikisi de çok benzer mineralojik bileşime sahiptir. Bilindiği gibi plajiyoklas, alkali feldispat ve biyotit büyük iyon yarı çapına sahip bazı iz elementlerin dağılımında önemli rol oynarlar. Rb ile Ba biyotit ve K-feldispat, Sr ise plajiyoklas tarafından tutulur. Dolayısıyla bölümsel ergime olayında, biyotit ve K-feldispatın artık fazda az bulunmaları veya fazla miktarda bölümsel ergimeye uğramaları, ana malzemeye göre eriyiğin daha düşük K/Rb ve Sr/Ba, daha yüksek Rb/Sr oranına sahip olmasına neden olur. Çünkü, her iki mineralde ergiyiğe Rb ve Ba boşaltılır. Diğer taraftan artık fazda plajiyoklasın varlığı da, eriyikdeki Rb/Sr oranını yükseltir. Bu noktadan hareketle, yüksek K, Rb, Sr, Ba Rb/Sr ile düşük K/Rb ve Sr/Ba değerlerini bölümsel ergime sonucu verebilecek ana malzemenin K-feldispat + plajiyoklas + biyotit içermesi gerekmektedir.

Özellikle orta ve ağır nadir toprak elementlerin

dağılımına etki eden piroksen ve hornblendlerin artık fazla zenginleşmesi, eriyiğin söz konusu elementlerce fakirleşmesine neden olur. Yün jeokimyasal davranışı ağır nadir toprak elementlere benzerlik göstermektedir (Whittaker ve Muntus, 1970). Bu nedenle Y, kayaçların kökenini belirlemek amacıyla ağır nadir toprak elementlerin monitörü olarak kullanılmaktadır (Tarney ve Windley, 1977; Rollinson ve Windley, 1980). İncelenen granitoidlerin Herman (1974)'e göre normalleştirilmiş Y_N değeri 9-15, Ce_N / Y_N değeri ise 3.2 - 9.3 arasında değişmektedir. Bu değerler, granitoidlerin ana malzemeye göre ağır nadir toprak elementlerce zenginleşmediğini veya mafik minerallerin bölümsel ergimeye çok az uğradığını göstermektedir. Diğer taraftan düşük K (1000 ppm), Rb (10 ppm), Ba (10 ppm), Th (0.2 ppm) ve U (0.1 ppm) içeren üst mantonun (Engel ve diğerleri,

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

Wyllie (1973,1981) ile Stern ve Wyllie (1981) yaptıkları deneysel çalışmalarda granitoidlerin aktif tektonik bölgelerde kıtasal kabuğun bölümsel ergimesiyle oluşan suya doymun primer granit magmasından itibaren oluşabileceğini göstermişlerdir. Ancak, Çelebi granitoidinin kıtasal kabuğa göre yüksek La ve Ce içermesi, mafik bileşenlerde yoğunlaşma gösteren V'ca zengin olması, SiO₂'in % 58.32'ye kadar düşerek ortaç bileşimli kayaların oluşması, suya doymunluk, 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 türediği 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 adlandırılmamış dolayısıyla CIPW-Normlarına göre sınıflandırılmıştır. Granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit özelliğinde olan granitoidlerde mafik mineral olarak hornblend + biyotit ± piroksen ve titanit görülmüştür. Ayrıca, genellikle yuvarlaklaşmış ve belirgin dokanaklı, çapları yaklaşık 4-10 cm arasında değişen bol miktarda mafik kayaç kapanımları içerirler. Mafik kayaç kapanımları ile granitoidler arasında mineralojik bileşim açısından büyük benzerlik vardır. Elde edilen verilerin ışığında, söz konusu mafik kayaç kapanımları sürüklenmiş bölümsel ergime artıkları olarak yorumlanmalıdır.

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

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 ayıramamışlardır. 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 ayrıtedilebilmektedir. Bunlardan birisi; Neotetis'in kuzey kolunun Pontidler'in altına dalarak tüketilmesi sonucu Pontidler'in, Anatolid-Torid Platformu'yla çarpışmasıdır. Çarpışma, Şengör ve Yılmaz'a (1983) göre Erken Eosen'de, Çapan ve diğerleri'ne (1983) göre ise, Geç Senoniyen'de olmuştur. Çarpışmayı Kampaniyen'deki kalkalkali volkanizma ve plütonizma izlemiş ve daha sonra Kırşehir Masifi'nin Pontid Bloğu'na göre saat ibrelerinin tersi yönünde dönmesi (Çapan ve diğerleri, 1983) sonucu, Kırşehir Masifi'nin kenarında yeralan granitoid kuşağı bugünkü konumunu kazanmıştır. İkincisi, Erken Jura'da Menderes-Toros ve Kırşehir blokları, Eskişehir yakınlarında İzmir-Ankara kenet zonuna birleşen İç Torid kenet zonu ile ayrılmıştır. İç Torid Okyanusu Mastroihtiyen'den Paleosen boyunca Kırşehir Masifi ile dalma zonu oluşturmuş ve sonuçta And tipi kıta yayı 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, Rb, Sr, Zr, Th, U ile düşük 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. İç 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 araştırmanın 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

- BAYHAN,H., 1984, Kesikköprü Skarn kuşağının (Bala/Ankara) mineralojisi ve petrojenezi: *Yerbilimleri*, 11, 45-57.
CHAPPEL,B.W. ve WHITE, A.J.R., 1974, Two contrasting granites types: *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
ÇAPAN,U.Z., LAUER J.P. ve WHITECHURCH,H., 1983, Ankara Melanji (Orta Anadolu): Tetis kapanışını belirlemede önemli bir eleman: *Yerbilimleri*, 10, 35-43.

- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. ve HAVENS, R.G., 1965, Chemical Characteristics of oceanic basalts and upper mantle: Geol. Soc. Amer. Bull., 76-719-734
- GAST, P.W., 1965, Terrestrial ratio of potassium to rubidium and 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.
- GÖRÜR, N., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: Türkiye Jeol. Kur. 35.Bil.Tek.Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65.
- GÖRÜR, N., OKTAY, F.Y., SEYMEN, İ. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1985, Palaeotectonic evolution of the Tuz gölü basın complex, Central Turkey: Sedimentary record of a neotethyan 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.N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: Earth Planet. Sci.Lett., 38, 26-43.
- HART, S.R., BROOKS, C., KROGH, T.E., DAVIS, G.L. ve NAVA, D., 1970, Ancient and Modern volcanic rocks: A trace element model: Earth Planet. Sci.Lett., 10, 17-28.
- HERMANN, A.G., 1974, Yttrium and lanthanides. In: Handbook of geochemistry. Ed: K.H. Wedepohl, II-4 Springer-Verlag, Berlin.
- IRVINE, I.N. ve BARAGAR, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can.J. Earth Sci., 8, 523-548.
- OKTAY, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimentolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış, 175 s.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. ve TRINDLE, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Jour.Petrol, 25, 956-983.
- ROLLINSON, H.R. ve WINDLEY, B.F., 1980, An Archaean granulite grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and origin: Contr. Mineral. Petrol., 72, 265-281.
- SEYMEN, İ., 1981, Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir Massif around Kaman (Kırşehir-Turkey): Bull. Geol. Soc. Turkey, 24, 96-101.
- SEYMEN, İ., 1984, Kırşehir Masifi metamorfizlerinin jeoloji evrimi Türkiye Jeol.Kur., Ketin Simpozyumu, 133-148.
- SHAND, S.J., 1950, Eruptive rocks: Thomas Murby, 4th ed., London, 488 pp.
- SHAW, D.M., 1968, A review of K,Rb fractionation trends by covariance analysis: Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 573-601.
- SHAW, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis: Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-243.
- STERN, C.R. ve WYLLIE, P.J., 1981, Phase relationships of I-type granite with H₂O to 35 kilobars: The Dinkel Lakes Biotitegranite from the Sierra Nevada Batholite: J. Geophys. Res., 86, 10412-10422..
- STRECKEISEN, A. ve LE MAITRE, R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh., 136, 169-206.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye'de tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeol.Kur., Yerbilimleri Özel Dizisi, No 1, 75 s.
- TARNEY, J. ve WINDLEY, B.F., 1977, Chemistry, thermal gradients and evaluation of the lower crust: J.Geol.Soc. London, 134, 153-172.
- TATSUMOTO, M., HEDGE, C.E. ve ENGEL, A.E.J., 1965, K, Rb, Sr, Th, U, and the ratio of Sr⁸⁷ / Sr⁸⁶ 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, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- WHITTAKER, E.J.W. ve MUNTUS, R., 1970, Ionic radius for use in geochemistry: Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 945-956.
- WYLLIE, P.J., 1973, Experimental petrology and global tectonics: A preview: tectonophysics, 17, 189-209.
- WYLLIE, P.J., 1981, Experimental petrology of subduction andesites, and batholiths: Trans. Geol. Soc. S. Afr., 84, 281-291.