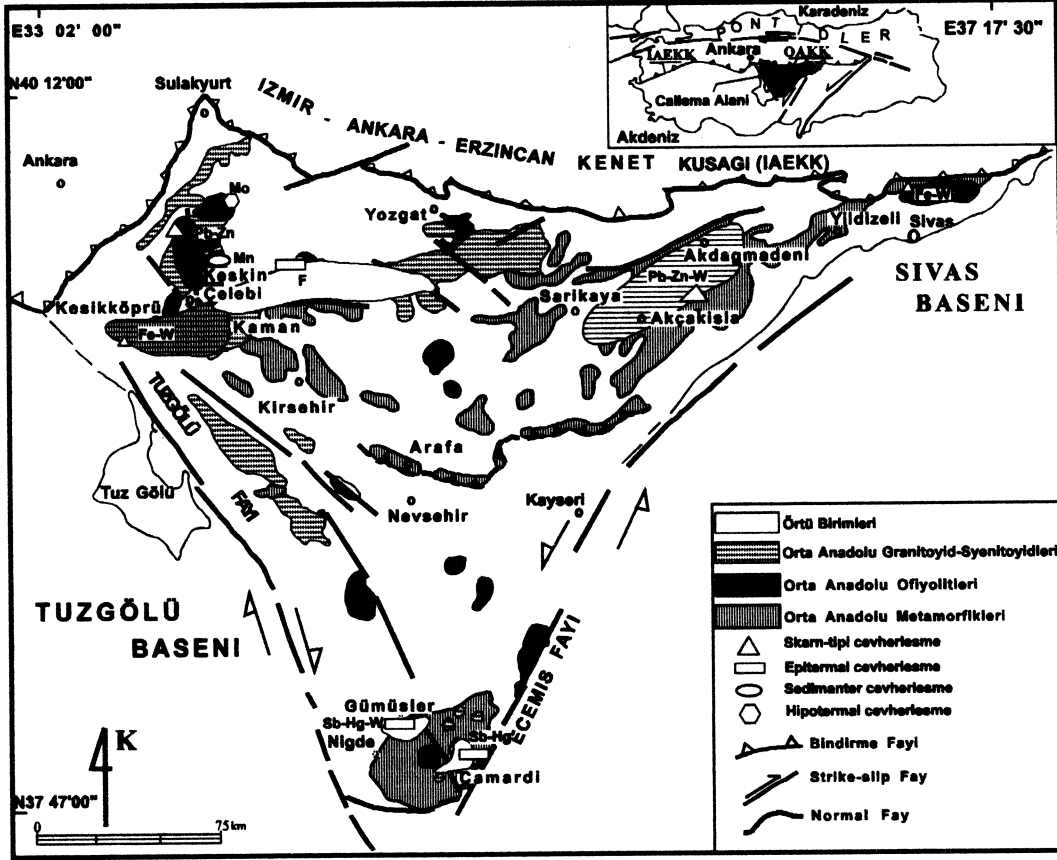


### 3.4. Sedimanter-volkanik yataklar

Bölgedeki yatakların erozyonel ve tektonik faaliyetler sonucu açılan havzalara aktarılması, kırıntılı kayaçlar içinde hem kimyasal hem de mekanik süreçlerle sedimanter yatakların oluşmasına yolaçmıştır. Bu tür yataklar genelde Mn ve Fe olmak üzere metalik; uranyum, tuz, kaolen, diatomit, bentonit ve kükürt olmak üzere endüstriyel hammadde yataklarıdır. Manganez yatakları Kırıkkale'nin GD'sunda Hüseyinbeyobası ve Keskin civarında yüzeylenmektedir. Uranyum yatakları Yozgat-Sorgun çevresinde Eosen klastikleri arasında bulunmaktadır.

Neotektonik dönemde etkili olmuş gerilme rejimiyle bağlantılı gelişen normal faylar, hem yeni havza açılmalarına sebep olmuş hem de doğrultuları boyunca yeni volkanik merkezlerin oluşmasına ve piroklastiklerin havzalara aktarımına neden olmuştur. Bu dönemdeki volkanizma faaliyetleri sonucunda piroklastikler içinde özellikle Nevşehir ve Kayseri yörelerinde perlit ve pomza yatakları oluşmuştur.

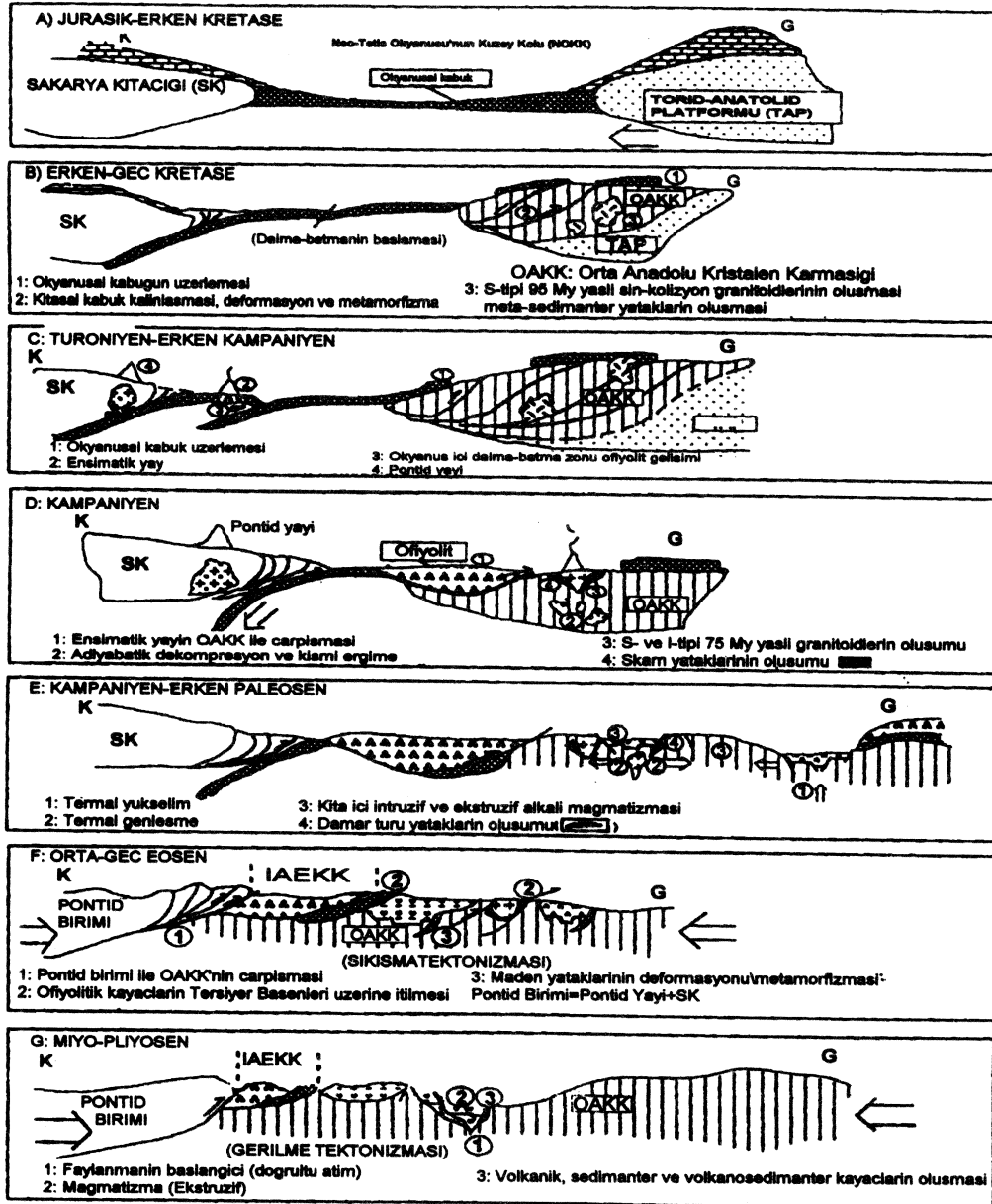


Şekil 2. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nda tespit edilen maden bölgeleri (Kuşcu ve Erler, 1998)

## 4. ORTA ANADOLU KRİSTALEN KARMAŞIĞI'NIN JEODİNAMİK EVRİMİ VE YATAKLARIN OLUŞMASI

OAKK'nın temelini oluşturan OAM olasılı Alt Paleozoyik-Alt Kratese yaşlı bir kıtasal kabuğu temsil eder ve Mesozoyik boyunca platform özelliği sunar. Bu platformun, Mesozoyik sonunda önce derinleşmesi ve ardından sıkışarak kalınlaşması çok evreli deformasyon ve metamorfizmaya (önce orta basınç-yüksek sıcaklık, sonra orta/düşük basınç-yüksek sıcaklık) uğramasına (Göncüoğlu, 1977) ve metamorfik kayaçların oluşmasına neden olmuştur. Metamorfik kayaçların protolitleriyle aynı zamanda oluşan volkanik ve sedimanter (eksalatif) kökenli çoğunlukla demir, kısmen baryumca zengin yataklar metamorfizmaya uğrayarak meta-sedimanter demir ve barit yataklarını oluşturmuşlardır (Şekil 3).

Mesozoyik sonrası derinleşme ve metamorfizma, kapanmaya başlayan İzmir-Ankara Okyanusuna ait ofiyolitik birimlerin OAM'nin platform tipi protolitleri üzerine yerleşmesi sonucudur. OAO içinde iki ana kütlelerin varlığından söz edilmektedir, (1) OAM ile deformasyon ve metamorfizmaya uğrayanlar (N-tipi okyanusal kabuk), ve (2) temel birimlerle tektonik ilişkili metamorfize olmamış ofiyolitik kütleler. İkinci tip ofiyolitlerin temel birimler üzerindeki bu ilişkisi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun (Neo-Tetisin Kuzey Kolu) kendi içinde (okyanus içi) dalma-batma zonları ile (supra-subduction) yitmeye başladığına işaret etmektedir (Göncüoğlu ve diğerleri, 1992;1993; Yalnız ve diğ., 1996). Bu olay sonucunda ofiyolitler OAM protolitleri üzerine itilip burada daha önce ilk tip ofiyolitlerin (N-tipi okyanusal kabuk)



Şekil 3. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın jeodinamik evrimi ve maden yataklarının oluşması (Göncüoğlu ve diğ., 1993; Kuşçu ve Erler, 1998)

yerleşimi ile başlayan kıtasal kabuk kalınlaşmasını arttırmış ve ilk evrede (95 My) gelişen S-tipi sin-kolizyon (çarpışma sırası) granitoidlerini de kesen (Şekil 3), Üst Kampaniyen yaşlı (yaklaşık 75 My; 70.7-71.8±1.1 My) (Göncüoğlu, 1986) S ve I-tipi özellikli (hibrid) kalkalkalen çarpışma sonrası granitoidlerinin oluşmasına yol açmıştır (Göncüoğlu ve diğ., 1993). İkinci tür granitoidler, metamorfik temelle birlikte bu temel üzerine yerleşen Alt Turoniyen-Alt Kampaniyen yaşlı epiofiyolitik örtüyü de sıcak dokanakla kesmektedir. OAKK'de görülebilen yatakların oluşumlarını doğrudan yada dolaylı yoldan ofiyolit üzerlemelerine ve bu üzerlemeler sonucunda oluşan granitoidlerle açıklamak mümkündür. Bölgede metamorfik kayaç-granitoid (ikinci faz, hibrid granitoidler) ikilisinin ilksel konumlarında bulunduğu her yerde yaygın skarn cevherleşmelerinin görülmesi de, bölgeye sokulum yapan granitoid kütleleri ile yakından ilgilidir (Şekil 3). Metalojenik açıdan bu iki granitoid kütesinden hangisinin skarnlaşmaya neden olduğu, skarnlar çevresinde görülen granitoidlerin her birisinde kesin yaş verileri olmadığı için saptanamıyorsa da, skarnlarla kökensel açıdan ilişkili granitoidler de yaygın alterasyonlar gözlenmesi ve başka bir granitoid kütle tarafından sıcak dokanakla kesilmemesi, skarn cevherleşmelerinin ikinci ve daha genç magmatizmaya ve onların ürünleri olan S-I tipli granitoidler sonucu oluştuğu öne sürülebilir.

Ofiyolit üzerlemesi sonrasında üst mantonun kısmi ergimesi, üzerindeki kalınlaşmış kıtasal kabuğun termal gevşeme ve çarpışma sonrası yükselmesine yol açarak, bölgede olasılı Geç Kretase-Erken Paleosen



sırasında gerilme rejiminin hakim olmasını sağlamıştır. Bu gerilme rejimi OAKK üzerinde normal fayların oluşmasına yol açmıştır. Özellikle DKD-BKB yönlü normal faylar boyunca yeraltına sızan meteorik sular, henüz soğumamış olan granitoidler tarafından ısıtılıp bazı iyonlar ve metalik elementlerce zenginleştirilip hidrotermal sıvılara dönüştürülerek tekrar yukarıya çıkarılmış ve bugün Niğde, Keskin ve Akdağmadeni ve Kaman yörelerinde mermer-gnays dokanakları, granitoid ve mermer çatlakları boyunca yaygın olarak gözlenen hidrotermal (epitermal, ksenotermal ve hipotermal) gözlenen Sb-hg, Sb-hg-W, Mo, Fe ve florit yataklarının oluşmasında etken olmuştur.

Eosen sonrasında, gerilme rejimini izleyen ikinci bir sıkışma rejimi sırasında temelden sıyrılan metamorfik ve ofiyolitik kütlelerin yeni basenler üzerine ters yada bindirme fayları boyunca aktarılması (Göncüoğlu ve diğ., 1995) sonucunda daha önce oluşmuş skarn ve hidrotermal yataklar bölgesel deformasyonla yeşilsist-olası üst yeşilsist fasiyesinde bir metamorfizmaya uğramıştır. Bu deformasyonun ilerleyen aşamalarında kalkopirit remobilize olarak oluşmuş mikro yada makro çatlaklarda zenginleşerek düşük rezervli bakır yataklarını oluşturmuştur. Özellikle piritçe zengin yataklarda (Madsan epitermal yatakları, Keskin skarn yatakları) bu metamorfizmanın izlerini çok açık bir şekilde görmek mümkündür (Kuşçu ve Erler, 1994; Kuşçu ve Demirci, 1995).

Bölge, neotektonik dönem boyunca aktif olan gerilme rejimleri etkisinde kalarak (Toprak, 1994; Dirik ve Göncüoğlu, 1995) yeni ve genç fayların denetiminde yaygın erozyon ve sedimantasyona uğramış ve bugünkü sedimanter ve endüstriyel hammadde yatakları bu olaylar sonucunda oluşmuştur. Yine aynı dönemde, özellikle Pliyosen zamanında etkili olan normal faylar, Orta Anadolu Volkanik provensinin oluşumunda etkin rol oynayarak karmaşığın güney kesimlerinde (Nevşehir civarı) yoğunlaşan bazı volkanik, volkano-sedimanter yatakların oluşmasını sağlamışlardır.

## 5. METALOJENİK BÖLGELER

Jeolojik ve yapısal özellikleri her detayı ile bilinen ve sınırladığı alan içinde kimyasal, jenetik özellikleri aynı ya da benzer yatakları barındıran bölgelere "metalojenik bölge" adı verilir. Bu tanıma uygun olarak OAKK içinde yer alan maden yatakları kimyasal bileşimleri ve oluşumları gözönüne alınarak 8 metalojenik gruba ve 12 metalojenik birime bölünmüştür. Her bölgenin kimyasal bileşimi ve yatak türü bölgeyi sınırlayan "maden bölgesi sınırı" (metalojenik provens) çizgileri üzerinde belirtilmektedir (Şekil 2). Bu çalışmada tanımlanan Orta Anadolu metalojenik grupları şunlardır; Fe, Fe-W, F, Mo, Pb-Zn, Pb-Zn-W, Mn bölgesi, Sb-Hg, ve Sb-Hg-W gruplarıdır. Sedimanter ve volkanosedimanter yataklar kendi aralarında çok geniş coğrafi dağılım göstermeleri ve belli bölgeler içinde sınırlanamamaları nedeniyle ayrı maden bölgeleri olarak ayırtlanmamıştır.

## KAYNAKLAR

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T.K. ve Kadioğlu, Y.K., 1993, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications, *Geological Journal*, 28, 371-382.
- Arni, P., 1939. Relations entre la structure regionale et les gisements mineraux et petroliferes de l'Anatolie, *Bull. Inst. Mineral Research Explorat.*, 4, 29-36.
- Aydoğanlı, E., 1978, Türkiye volfram envanteri, M.T.A. yayını, No.170, 35s.
- Bayhan, H., 1984. Kesikköprü skarn kuşağının (Bala-Ankara) mineralojisi ve petrojenezi, *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri*, 11, 45-58.
- Bircan, A. ve Aydoğanlı, E., 1969, Türkiye cıva envanteri, M.T.A. yayını, No.143, 52s.
- Dirik, K. ve Göncüoğlu, M.C., 1995, Neotectonic characteristics of the Central Anatolia: Second International Turkish Geology Workshop "Work in progress on the Geology of Turkey", Abstracts, Sivas, 29.
- Erler, A., Akıman, O., Unan C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaların petrojolojisi ve jeokimyası, *Doğa Türkiye Mühendislik ve Çevre Bilimleri Dergisi*, 15, 76-100.
- Erler, A. ve Bayhan, H., 1995. Anadolu Granitoidleri'nin genel değerlendirilmesi ve sorunları. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Erler, A., ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Reviews*, 38, 714-726.
- Gizaw, A.T., 1992, Geology and mineral deposits of Gümüşler area, (Niğde, Turkey). Y. Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 143 s (yayınlanmamış).
- Gökçe, A. ve Spiro, B., 1991, Sulfur isotope study of source and deposits of stibnite in Turhal area, Turkey, *Mineralium Deposita*, 26, 30-33.

- Gökçe, A., 1984, Turhal antimuan yatakları çevresinde antimon jeokimyasal dağılımı, Cumhuriyet Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 1/1, 61-72.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des Westlichen Niğde Massivs, Üniv. Bonn, Doktora Tezi, 181s (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., 1986, Geochronological data from the southern part of the Central Anatolian Massif, M.T.A. dergisi, 105/106, 83-97.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşçu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney kesim: O.D.T.Ü., AGUDÖS raporu, 140s.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, G.M.V., Yalınz, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta kesim: O.D.T.Ü., AGUDÖS raporu, 76s
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, G.M.V., Olgun, E., Yalınz, K., Kuşçu, İ., Köksal, S., ve Dirik, K., 1993, Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer Baseninin jeolojik evrimi: O.D.T.Ü., AGUDÖS raporu, 104s.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Olgun, E., Kuşçu, İ. ve Kozlu, H., 1995, Evolution of Central Kızılırmak Basin; a prototype of Tertiary basins in Central Anatolia: European Union of Geosciences 8, TERRA Abstracts, 192, Strasburg.
- Höll, R., 1977, Early Paleozoic ore deposits of the Sb-Hg-W formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation, Klemm, D.D. ve Schneider, H.J. (ed) *Time and Strata Bound Ore Deposits' de*, Springer-Verlag, Heidelberg, 169-198.
- İleri, S., 1975, Antimonit kristallerinde bükülme ve ikizlenme, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 18, 127-130.
- Kuşçu, İ., ve Erler, A., 1992. Geology and mineralogy of the Madsan Antimony deposit (Çamardı-Niğde), Yerbilimleri (Geosound), 21, 1-15.
- Kuşçu, İ. ve Erler, A., 1994, Deformation of stibnites in the Madsan antimony veins (Niğde Massif, Turkey): An implication on P-T conditions of local deformation: 16. International Mineralogical Association, Abstracts, 227, Pisa.
- Kuşçu, İ., ve Erler, A., 1998. Mineralizations in collision related setting: Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Reviews, 40, 552-565.
- Kuşçu, İ. ve Demirci, C. Y., 1995, Tectonostratigraphy of the Keskin area, Kırıkkale, Turkey: 2. International Symposium on the Geology of Eastern Mediterranean Region, Abstracts, 14, Jerusalem.
- Kuşçu, İ., 1997. Geochemical and mineralogical comparison of skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts, Central Anatolia, Turkey. Doktora Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 192 s (yayınlanmamış).
- Kuşçu, İ., ve Erler, A., 1999. Orta Anadolu'daki bazı skarnların sınıflanmasında piroksen bileşiminin kullanılması: Akdağmadeni ve Akçakışla yöresi skarnları, 52. Türkiye Jeoloji Kurultay Bildirler Kitabı (Bu sayı)
- Mitchell, A.H.G. ve Garson, M.F., 1981. Mineral Deposits and Global Tectonic Setting, Academic Press, Londra, 405 s.
- Maucher, A., 1976, The strata bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits (discussed with examples from the Mediterranean region), Hand book of Strata Bound and Stratiform Ore Deposits' de, 7, Elsevier, Amsterdam, 477-503.
- Oral, K., 1971, Türkiye demir envanteri, M.T.A. yayını, No. 145, 364s.
- Seymen, İ., 1982. Kaman dolayında Kırşehir Masifinin jeolojisi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 164 s.
- Sezer, İ., 1979, Türkiye antimon envanteri, M.T.A. yayını, No. 178, 55s.
- Sözen, A., 1977, Geological investigation of the genesis of the cinnabar deposits of Kalecik/Karaburun (Turkey), Klemm, D.D. ve Schneider, H.J. (ed) *Time and Strata Bound Ore Deposits' de*, Springer-Verlag, Heidelberg, 205-220.
- Toprak, V., 1994, Central Kızılırmak Fault Zone: Northern Margin of Central Anatolian Volcanics, Turkish Journal of Earth Sciences, 3, 29-38.
- Ulu, Y., 1996, Fluid inclusion studies on the fluorite deposits of Kaman (Kırşehir) region, Yüksek Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 134s (yayınlanmamış).
- Yalınz, M.K. Floyd, P.A., ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: Geochemical evidence from the Sarıkaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine, 60, 697-710.
- Yıldız, M.C., 1978, Türkiye' de bazı cıva yataklarının oluşum ve mukayesesi, M.T.A. yayını, No. 173, 91s.

## ORTA ANADOLUDAKİ BAZI SKARNLARIN SINIFLANMASINDA PİROKSEN BİLEŞİMLERİNİN KULLANILMASI: AKÇAKIŞLA VE AKDAĞMADENİ YÖRESİ SKARNLARI

### USE OF PYROXENE COMPOSITIONS IN CLASSIFICATION OF SOME SKARNS IN CENTRAL ANATOLIA: SKARNS IN AKÇAKIŞLA AND AKDAĞMADENİ REGIONS

İlkay KUŞCU, Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 68100 Aksaray  
Ayhan ERLER, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 06531 Ankara

#### ÖZET

Bu çalışma, Akdağmadeni ve Akçakışla bölgelerinde gözlenen granat-piroksen skarnlarında tespit edilen piroksenler üzerinde yapılmış olan mikroprob analizleriyle ilgilidir. Analiz verileri wollastonit (Wo), enstatit (En) ve ferrosilit (Fs) uç bileşenleri açısından yeniden hesaplanmıştır. Piroksenler Akdağmadeni bölgesinde hedenberjit ve diyopsid, Akçakışla bölgesinde Hedenberjit, diyopsit ve ojit olarak sınıflandırılmaktadır. Radarbaca ve Çiçeklitepe'de gözlenen piroksenler diyopsit alanına, Bayramali'deki piroksenler ise hedenberjit alanına düşmektedir. Akçakışla bölgesinde (Barajdoğusu ve Özgebaca zuhurları) gözlenen piroksenler hem hedenberjit hem de diyopsit alanında dağılım göstermektedirler. Hedenberjit ve diyopsit alanına düşen piroksenler skarn sistemlerinde bileşimlerindeki Mg-Fe-Mn içeriklerine göre tekrar sınıflandırılmıştır. Bu sınıflamaya göre Bayramali zuhurundaki piroksenler genellikle johansenitik, Çiçeklitepe ve Radarbaca zuhurları ise diyopsit ve hedenberjit arasında bir bileşime sahiptir. Akçakışla bölgesindeki piroksenler çoğunlukla diyopsidik olup, hem hedenberjit hem de diyopsit köşeleri arasında yaygın bir dağılım göstermeleri nedeniyle kısmen diyopsidik kısmen de hedenberjittir.

Çalışılan bölgelerdeki piroksenlerin Mg-Fe-Mn diyagramındaki dağılımıyla, dünyada çalışılmış skarn piroksenlerinin dağılımının karşılaştırılması, piroksenlerin bileşimi ve skarnın içerebileceği baskın metal arasında bazı korelasyonlar sağlamaktadır. Böyle bir korelasyon, Akdağmadeni bölgesi skarn piroksenlerinin dağılımlarının dünyadaki Pb-Zn skarnlarıyla (Bayramali), W-Cu skarnlarıyla (Çiçeklitepe) ve W, Pb-Zn skarnlarıyla (Radarbaca), Akçakışla bölgesi skarn piroksenlerinin dağılımlarının dünyadaki Cu-Fe skarnlarıyla (Barajdoğusu ve Özgebaca) benzer dağılımlar gösterdiklerini ortaya koymaktadır. Böyle bir benzerlik, çalışılan skarnların piroksen bileşimlerine göre Akdağmadeni bölgesinde W, Pb-Zn ve Cu (?), ve Akçakışla bölgesinde ise Cu ve Fe skarnları olarak sınıflandırılacaklarını, Pb-Zn cevherleşmeleri içerdiği bilinen bu skarnların en azından Pb-Zn yanında W (Akdağmadeni), Cu ve Fe (Akçakışla) cevherleşmeleri de içermeleri gerektiğini ortaya koymaktadır.

#### ABSTRACT

This study deals with microprobe analyses of pyroxenes from the garnet-pyroxene skarns around Akdağmadeni and Akçakışla districts. The pyroxene analyses were recalculated in terms of wollastonite (Wo), enstatite (En) and Ferrosillite (Fe) end-members. The pyroxenes in Radarbaca and Çiçeklitepe plot in the diopside field while those in the Bayramali plot in the hedenbergite field. The pyroxenes in the Akçakışla

district (Barajdoğusu and Özgebaca) display a scattered distribution between hedenbergite and diopside fields of the diagram. The pyroxenes that plot in the hedenbergite and diopside fields are further classified depending on their Mg-Fe and Mn contents. The pyroxenes in the Bayramali are classified mainly as johannsenitic (the typical mineral of the Pb-Zn sulfide associations in the skarn systems), those in Çiçeklitepe and Radarbaca are classified as partly diopsidic to partly hedenbergitic. The pyroxenes in Akçakışla, on the otherhand, are classified mainly as diopsidic (typical mineral of the Cu skarns), and show a scattered distribution between hedenbergite and diopside, and hence are of partly diopsidic to partly hedenbergitic (typical pyroxene association of the world-class Cu-Fe skarns)

By comparing the composition and distribution of the pyroxenes from the studied skarns in the Mg-Fe-Mn diagram with those of the world-class pyroxenes, a broad correlation between the composition of pyroxene and the dominant metal that skarn contains is obtained. This correlation indicates that the compositional distribution of the pyroxenes in the Akdağmadeni display a distribution pattern similar to pyroxenes from the world-class Pb-Zn skarns (Bayramali), W-Cu skarns (Çiçeklitepe), and W, Pb-Zn skarns. Similarly, the the compositional distribution of the pyroxenes in the Akçakışla display a distribution pattern similar to pyroxenes from the world-class Cu-Fe skarns (both Barajdoğusu and Özgebaca). It is here proposed that the skarns are classified on the basis of their pyroxene compositions as W, Pb-Zn, Cu (?) at Akçakışla and Cu-Fe skarns at the Akçakışla districts, and it is emphasized that the skarns known to be associated with Pb-Zn mineralizations, should also be associated with W (at Akdağmadeni), and Cu-Fe (at Akçakışla) mineralizations as well.

## 1. GİRİŞ

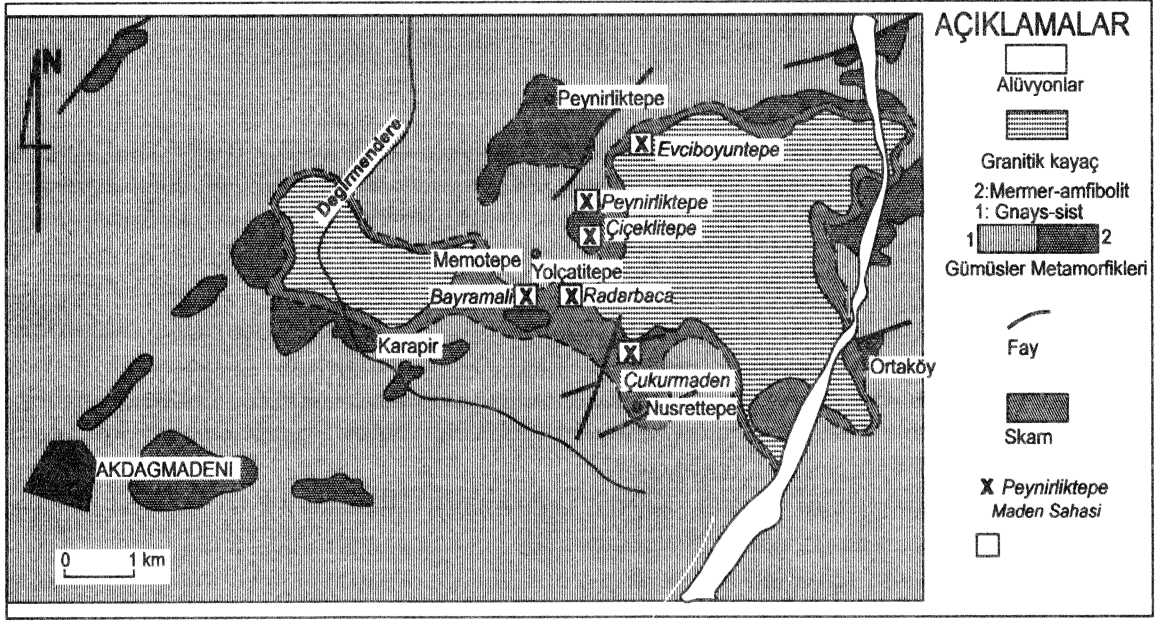
Ekonomik skarn yataklarının çoğu kalsik (kalsiyumlu) skarnlarda bulunur (Sağiroğlu, 1982; Kuşcu, 1997). Bu yataklar metal bileşimi ve diğer jeokimyasal özellikleriyle bölgesel değişiklikler sunarlar. Skarnlardaki granat ve piroksen, en önce oluşan metasomatik ürünleri temsil eder ve bu minerallerin bileşimleri ve diğer aksesuar mineral birlikelikleri skarnların metal içerikleriyle ilgili bazı ipuçları taşır. Einaudi ve Burt (1982), skarnları metal bileşimlerine göre Cu, Fe, Zn-Pb, W ve Sn olmak üzere 5 değişik gruba ayırarak bu grupların herbirinde farklı bileşimlerde piroksenlerin bulunduğunu belirtmiştir. Johansenit bileşimli piroksenler Zn-Pb skarnlarında gözlenen piroksenlerken, diyopsit ve ferrosilit ise Cu ve Fe skarnlarında bulunan piroksenlerdir (Meinert, 1987; Newberry ve diğ., 1991; Nakano ve diğ., 1994; Kuşcu, 1997; Kuşcu ve Erler, 1998).

Burt (1972) den sonra literatürde yayınlanan makaleler (Shimazaki, 1980; Kwak ve Tan, 1981; Shimuzu ve Iiyama, 1982; Meinert, 1983; 1984; 1987; Shimazaki, 1988, Nakano ve diğerleri, 1994, vb.) incelendiğinde, skarn yatağı sınıflaması ve tanımlamasının skarn mineralojisiyle yakından ilgili olduğu görülmektedir. Benzer olarak, bu çalışmanın amacı Akdağmadeni ve Akçakışla yörelerindeki skarnların piroksen mineral topluluklarını ve bileşimlerini kullanarak bölgelerdeki yatakları bu bileşimlere göre sınıflamak ve yeni metallerin aranmasına yönelik bazı öneriler sunmaktır. Bu amaçla Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içinde yeralan Akdağmadeni ve Akçakışla yörelerinde bulunan 9 skarn zuhurundan alınan örnekler petrografik, mineralojik ve jeokimyasal olarak incelenmiştir. Çalışma piroksenlerin hem petrografik hem de jeokimyasal analizlerine dayalıdır.

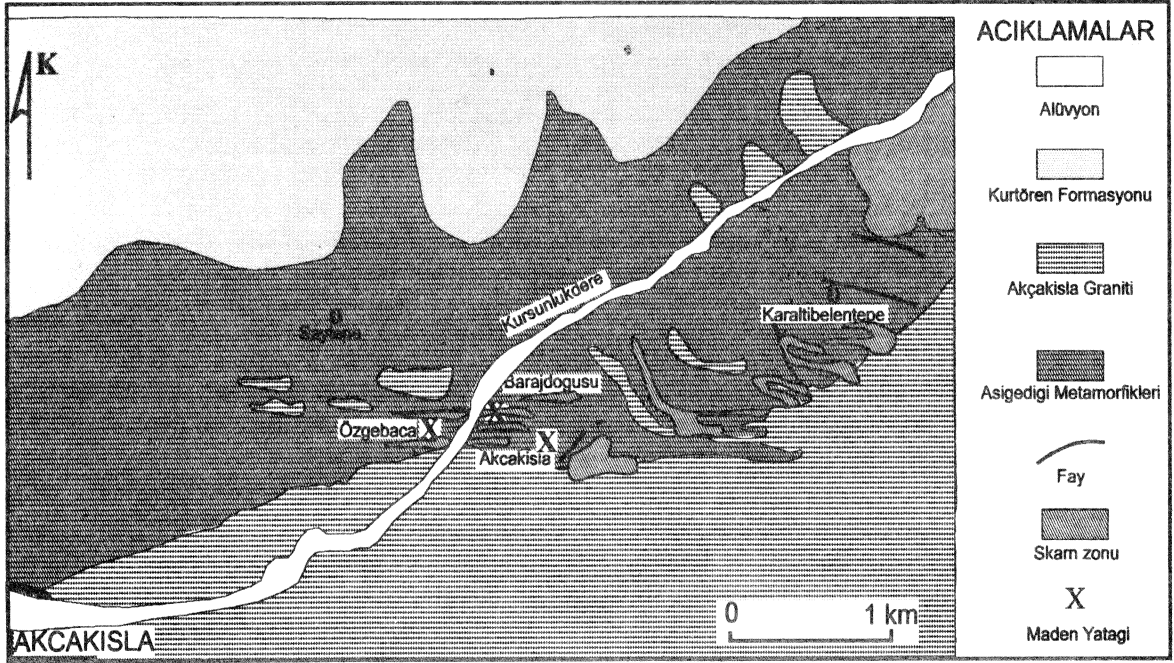
Çalışmaya konu olan skarn yatakları Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içinde yaygın yüzlekleri olan mermerlerle yakından ilişkilidir. Bu yataklar Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nde Akçakışla ve Akdağmadeni bölgelerinde yer almaktadır. Bu yataklara ait mineral kimyası çalışmaları Sağiroğlu (1982) ve Kuşcu (1997) tarafından yapılmıştır. Bu bölgeler içinde yeralan toplam 6 zuhur bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Akdağmadeni bölgesinde Bayramali, Çiçeklitepe, Evciboyuntepe ve Radarbaca olmak üzere toplam 4 zuhur (Şekil 1); Akçakışla bölgesinde Akçakışla, Barajdoğusu ve Özgebaca olmak üzere toplam 2 zuhur (Şekil 2) çalışılmıştır.

## 2. SKARNLARIN MİNERALJİSİ VE PETROGRAFİSİ

Akdağmadeni ve Akçakışla bölgesi skarn zonlarının mineralojisi, mineral tipleri ve minerallerin birbirleriyle ilişkileri açısından oldukça basittir. Bu skarnlar, dünyada örneği çokca görülen Pb-Zn ekzoskarnlarının tipik mineral topluluklarını içermektedir. Ekzoskarnlar çalışılan bölgelerde en yaygın skarnlar olarak içerdikleri



Şekil 1. Akdağmadeni bölgesinin jeoloji haritası (Tülümen, 1980'den basitleştirilerek)



Şekil 2. Akcakışla bölgesinin jeolojik haritası (Ergintav, 1987'den değiştirilmiştir)



baskın minerale göre granat-piroksen ve epidot skarnları olarak sınıflandırılmıştır. Skarnlar bazen izole mermer mostralarında da gözlenmiştir, fakat daha önce yapılmış yeraltı çalışmaları bu tür skarnların yeraltında intrüzif kayaçlarla dokanakta olduğunu ortaya koymaktadır (Kuşcu, 1997).

### 2.1. Granat-piroksen skarnlar

Granat-piroksen skarnları Radarbaca (Akdağmadeni), ve Barajdoğusu, Özgebeca (Akçakışla) zuhurlarında gözlenmektedir. Bu zuhurlarda granat kayaca kahverengi-yeşilimsi noktalı bir görüntü verecek kadar yoğundur. Granat-piroksen skarnları esas olarak granat, ona eşlik eden klinopiroksen ve kuvars içermektedir. Bazı epidot skarnlarında da granat ve piroksen gözlenmektedir fakat bunlarda granat, epidot ve kalsite dönüşen ikincil öneme sahip mineraller olarak gözlenmektedir.

Granat-piroksen skarnlarının mineral toplulukları, prograd (ilerleyen) skarn aşamasının ürünleridir. Bu minerallere ek olarak, manyetit, hematit, pirotin, ve pirit gibi mineraller de gözlenmektedir. Bunların oluşumu granat ve piroksenlerle eşzamanlı ya da onlardan hemen sonradır (Kuşcu, 1997). Granat-piroksen skarnlar yukarıda sayılan minerallerden başka retrograd (gerileyen) skarn aşamasında alterasyonla oluşan epidot, kalsit ve kuvars minerallerini de içermektedir.

Piroksenler çoğunlukla yarıözşekilli yada özşekilsiz, nadiren özşekilli, ince ya da orta taneli granatları ornatan prizmatik kristaller ya da granular topluluklar olarak bulunur (Kuşcu, 1997). Piroksenler çoğunlukla bozunmuş olup skarnlaşmanın retrograd aşamasında piroksenlerin çoğu epidot ve tremolite dönüşmüştür. Evciboyuntepe, Bayramali ve Barajdoğusu zuhurlarında çok az da olsa taze piroksen bulunmaktadır. Epidotlar, granat-piroksen skarnları içinde piroksen ve granata göre azdır, ama bu mineraller üzerinde onların alterasyon ürünleri olarak bulunurlar. Yeşil ya da sarı renkli özşekilsiz kristaller halinde bulunurlar ve kırmızı-mavi sarımsı çift kırılma gösterirler.

### 2.2. Epidot skarnları

Akdağmadeni ve Akçakışla bölgelerinde baskın mineral olarak epidot içeren en yaygın skarnlar epidot skarnları olarak adlandırılmıştır. Epidot skarnları epidot, piroksen, volastonit, tremolit, kalsit, klorit, kuvars, sfalerit, galena, kalkopirit ve pirit II içermektedir. Bu skarnlar içinde önce oluşan skarn mineral toplulukları (prograd aşama ürünleri) daha sonra sisteme giren hidrotermal çözeltilerle reaksiyona girerek epidot skarnlarını oluşturan minerallere dönüşmüş olarak bulunurlar (Retrograd aşama ürünleri).

## 3. MİNERAL KİMYASI

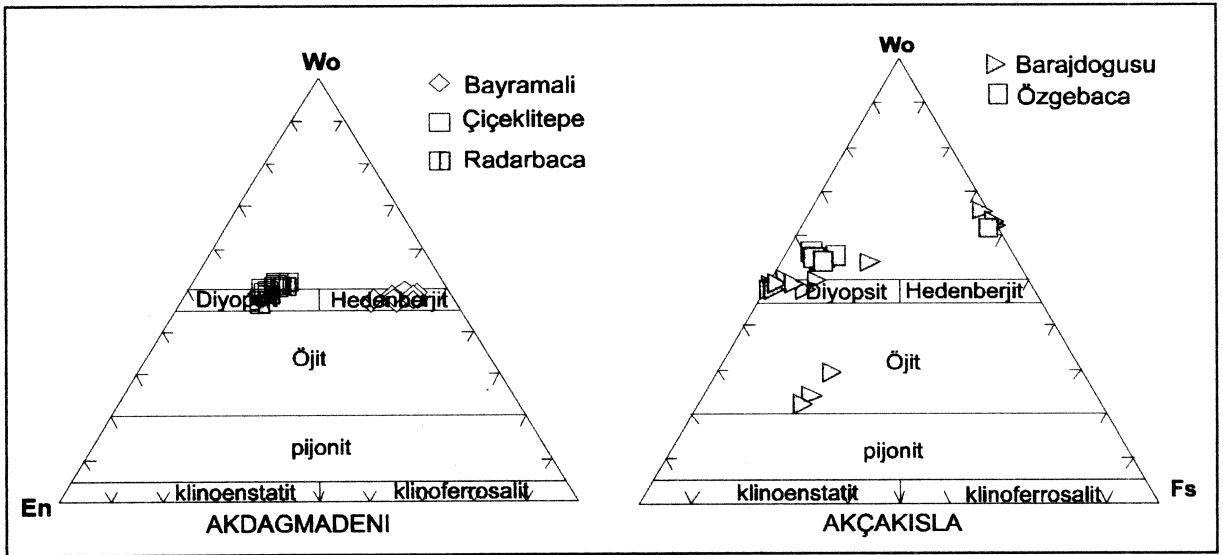
Piroksenler skarn sistemleri içinde ya prograd (ilerleyen) ya da daha sonraki olaylar sonucu tamamen altere olmuş topluluklar halinde bulunurlar. Skarn sistemlerinde geçirdikleri evrim, skarn mineralleri ve skarn oluşturan hidrotermal çözeltiler arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesine yardımcı olabilecek ipuçlarına sahiptir (Einaudi ve diğ., 1981; Nakano ve diğ., 1994; Einaudi, 1982; Jamtveit ve diğ., 1993). Bu nedenle, bu çalışmada taze piroksenler yanında, altere olanları da elektron mikroprob (EMP) analizine tabi tutulmuştur. EMP analizleri İngiltere'de Keele Üniversitesi Yerbilimleri Bölümünde yapılmıştır. Piroksenler  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  açısından analiz edilmişlerdir.

### 3.1. Piroksenler

Burt (1972), Meinert (1980) ve Einaudi ve diğerleri (1981)' in çalışmalarını takiben, Einaudi ve Burt (1982) ve Nakano ve diğerleri (1994), piroksen bileşimiyle skarnın içerdiği baskın metal arasındaki ilişkiyi ortaya koymuştur. Bu araştırmacılar, skarnlardaki johansenitik (Mn) piroksenlerin daha çok Pb-Zn skarnlarında, diopsidik (Mg)-ferrosalitik (Fe) piroksenlerin ise daha çok Cu-Fe yataklarında bulunduğunu göstermişlerdir. Skarn mineralojisi üzerine yapılan pek çok çalışma bu ilişkiyi doğrular niteliktedir (Einaudi ve diğerleri, 1981; Einaudi, 1982; Yun ve Einaudi, 1982; Meinert, 1987; Newbery ve diğerleri, 1991; Nakano ve diğerleri, 1994). Akdağmadeni, Akçakışla ve Keskin bölgelerindeki skarnlar, Pb-Zn skarnları olarak bilinmektedir. Bu çalışmada ele alınan piroksenlerin bileşimi Akdağmadeni ve Akçakışla bölgelerindeki skarnların Pb-Zn skarn olup olmadıklarının anlaşılması açısından özel bir öneme sahiptir.

Piroksenlerin EMP verileri volastonit (Wo), enstatit (En) ve ferrosilit (Fs) uç bileşenleri açısından Minpet 2.0 adlı yazılım kullanılarak yeniden hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda volastonitin Akdağmadeni bölgesinde %46.18-%51.52 (en düşük değer Radarbaca, en yüksek değer ise Çiçeklitepe zuhurunda gözlenmiştir), Akçakışla bölgesinde 0.0-%61.04 arasında değiştiği saptanmıştır. Enstatit, Akdağmadeni bölgesinde %6.50-%37.85 (en düşük değer Bayramali, en yüksek değer ise Radarbaca zuhurunda gözlenmiştir) ve Akçakışla bölgesinde 0.0-%58.83 (en düşük ve en yüksek değerler Barajdoğusu zuhurunda gözlenmiştir) arasındadır. Ferrosilit Akdağmadeni bölgesinde %15.35-%44.10 (en düşük değer Radarbaca ve Çiçeklitepe, en yüksek değer ise Bayramali zuhurunda gözlenmiştir), Akçakışla bölgesinde % 1.37-%37.98 (en düşük ve en yüksek değerler Barajdoğusu zuhurunda gözlenmiştir).

Piroksenler, Morimoto ve diğerleri (1988)'nin En-Fs-Wo üçgen diyagramındaki dağılımlarına göre Akdağmadeni bölgesinde hedenberjit ve diyopsid, Akçakışla bölgesinde hedenberjit, diyopsid ve ojit olarak sınıflandırılmaktadır (Şekil 3). Piroksenler Akdağmadeni bölgesinde (Radarbaca ve Çiçeklitepe zuhurları) gözlenen piroksenler diyopsid alanına, Akçakışla bölgesinde (Barajdoğusu ve Özgebaca zuhurları) gözlenen piroksenler hem hedenberjit hem de diyopsid alanına düşmektedirler (Şekil 3). Hedenberjit ve diyopsid alanına düşen piroksenlere Ca-piroksenleri adı verilir ve bu tür piroksenler skarn sistemlerinde bileşimlerindeki Mg-Fe-Mn içeriklerine göre diyopsid hedenberjit ve johansenit olarak tekrar sınıflandırılırlar. Ancak, çalışılan skarnlarda Na ve Al piroksen bileşimleri içinde minör elementler olarak buldukları için, Mg/Fe, Fe/Mn veya Mg/Mn oranları diyopsit/hedenberjit, hedenberjit/johansenit veya diyopsit/johansenit oranlarından biraz daha farklı sonuçlar verebilmektedir. Dolayısıyla, Mg/Mn/Fe oranları diyopsit/johansenit/hedenberjit oranlarına göre skarn piroksenlerinin bileşimini daha pratik temsil etmektedir. Bu nedenle skarn piroksenlerinin sınıflamasında üçgen diyagramın köşelerinde diyopsit yerine Mg, johansenit yerine Mn ve hedenberjit yerine de Fe kullanılması uygun görülmüştür. Benzer metod, Nakano ve diğerleri (1994)'nde de uygulanmıştır. Bu sınıflama köşelerini Mg, Fe ve Mn'nin oluşturduğu üçgen bir diyagram yardımıyla yapılır (Şekil 4). Akdağmadeni bölgesinde piroksenler zuhurlara göre farklı bölgelerde dağılım göstermektedir (Şekil 4). Bayramali zuhurundaki piroksenler genellikle johansenite yakın, Çiçeklitepe ve Radarbaca zuhurları ise diyopside yakın dağılım göstermektedir. Akçakışla bölgesindeki piroksenler ise hem hedenberjit hem de diyopsid köşeleri arasında yaygın bir dağılım göstermektedir.



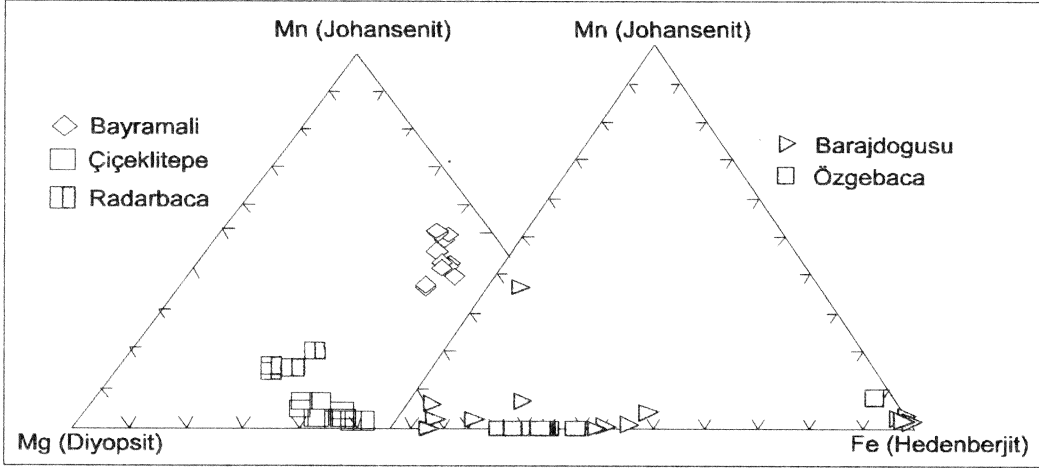
Şekil 3. Çalışılan bölgelerdeki piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki (Morimoto ve diğ., 1988) dağılımları.

#### 4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışılan bölgelerdeki klinopiroksenlerin toplam alkali bileşimleri, literatürdeki skarn piroksenlerinin ortalama Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O bileşimlerinden (%0.02-0.11 Brijraj ve diğ., 1988; ve %0.0-1.15 Nakano ve diğ., 1994) oldukça

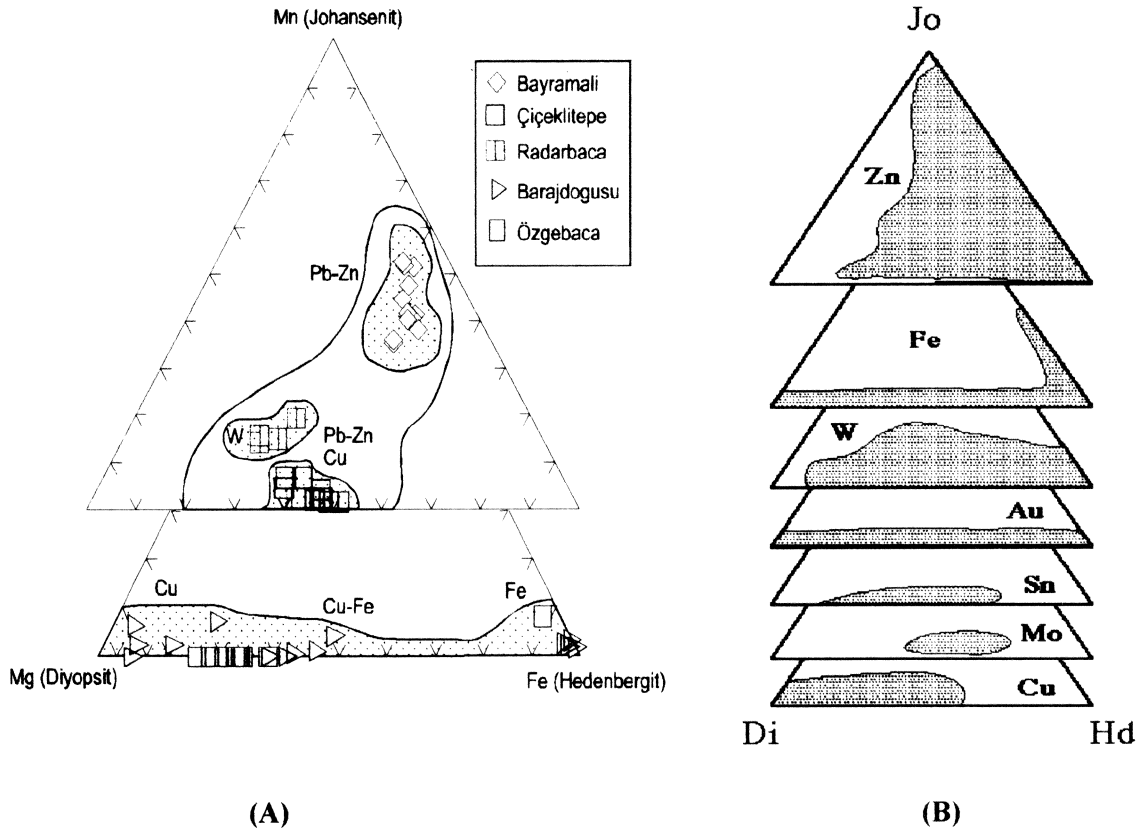


yüksektir. Bu da piroksenlerdeki toplam demirin  $Fe^{+3}$  olarak bulunabileceğini göstermektedir (Brijraj ve diğ., 1988). Diyopsit, bileşiminde bulunan demirin +3 değerlikli (ferrik,  $Fe^{+3}$ ) ve hedenberjit de +2 değerlikli (ferrus,  $Fe^{+2}$ ) olmasını tercih ettiği için, alkalilerce zengin sistemlerde yani çalışma alanındaki piroksenlerde olduğu gibi % mol diyopsid, % mol hedenberjite göre daha baskındır (Brijraj ve diğ., 1988'de de önerildiği gibi). Bu çalışma kapsamında ele alınan piroksenlerin toplam alkali değerleri %0.0- 2.17 arasında değişmektedir. Ayrıca, piroksenlerdeki  $Na_2O/Al_2O_3$  oranları farklı zuhurlarda farklı değerlere sahiptir. Örneğin, Barajdoğusu'nda bu oran 0.14 ile 0.34 arasında, Özgebaca'da 0.0 ile 0.04 arasında ve Bayramali'de 1.0 ile 1.59 arasındadır. Barajdoğusu zuhurunda bulunan piroksenler alkalilerce zengin olduğu için, bu zuhurda diyopsid miktarının hedenberjit miktarına göre daha fazla olması normaldir. Bu bulgu zaten Mg-Mn-Fe üçgen diyagramında da kendini göstermektedir.



Şekil 4. Çalışılan bölgelerdeki piroksenlerin Mn-Mg-Fe üçgen diyagramındaki dağılımları

Piroksenlerin  $Na_2O$  ve  $K_2O$  bileşimleri skarn literatüründe skarn metalojenezinin anlaşılmasına yönelik potansiyel bulgular olarak kullanılmaktadır (Japonya skarn yatakları; Nakano ve diğ., 1989; 1994). Bazı çalışmalarda Na miktarı, Al miktarından fazla olan piroksenlerin  $NaFe^{+3}Si_2O_6$  bileşiminde olabileceği belirtilmektedir (Nakano ve diğerleri, 1994). Benzer bir durum Bayramali zuhurunda  $Na_2O$  içeren piroksenlerde de gözlenmektedir. Eğer Na miktarı Al miktarından az ise piroksenler ya  $CaFe^{+3}AlSiO_6$  ya da  $CaFe^{+3}Si_2O_6$  olarak bulunduğu öne sürülmektedir (Nakano ve diğ., 1994). Barajdoğusu ve Özgebaca zuhurlarındaki piroksenlerin Al miktarı Na miktarlarından daha fazla olduğu için piroksen bileşimlerinde kısmi olarak  $CaFe^{+3}AlSiO_6$  ve  $CaFe^{+3}Si_2O_6$ 'a rastlanmalıdır. Bu da bu çalışmada, skarn piroksenlerinin sınıflanmasında neden diyopsit/johansenit/hedenberjitin kullanılmaması gerektiğinin en belirgin bulgularında birisidir. Çalışılan bölgelerdeki skarn piroksenlerinin Mg-Fe-Mn diyagramındaki dağılımının, dünyada çalışılmış skarn piroksenlerinin dağılımıyla karşılaştırılması piroksenlerin bileşimiyle skarnın içerebileceği baskın metal arasında bazı korelasyonlar sağlayabilecektir. Böyle bir korelasyon, Akdağmadeni bölgesi skarn piroksenlerinin dağılımlarının dünyadaki Pb-Zn skarnlarıyla (Bayramali), W-Cu skarnlarıyla (Çiçeklitepe) ve W, Pb-Zn skarnlarıyla (Radarbaca), Akçakışla bölgesi skarn piroksenlerinin dağılımlarının dünyadaki Cu-Fe skarnlarıyla (Barajdoğusu ve Özgebaca) benzer dağılımlar gösterdiklerini ortaya koymaktadır (Şekil 5a ve 5b). Böyle bir bulgu sonucu, Akdağmadeni bölgesi skarnlarında Pb-Zn yanında W, Akçakışla skarnlarında Pb-Zn yanında Cu-W metallerinin de aranması gerektiğini, gelecekte bu skarnlar üzerine yapılacak arama programlarının W ve Cu metallerine yönelik olması gerektiğini ortaya koymaktadır. Kuşcu ve diğerleri'nin (1998) yaptığı çalışmada, skarnlar ve magmatik petrojenez (Akçakışla Graniti'nin petrojenezini) arasında bir ilişki kurularak Akçakışla bölgesindeki skarnlarda Pb-Zn yanında Cu cevherleşmelerinin de bulunması gerektiği vurgulanması, bu çalışmada da varılan sonuçları destekler niteliktedir.



Şekil 5. (a) Çalışılan bölgelerdeki piroksenlerin dağılımı (b) dünyada örneği görülen skarn yataklarındaki piroksenlerin dağılımı

## KAYNAKLAR

- Brijraj, K.D., Okrusch, M., Olesch, M., 1988. Mineralogy and genesis of zoned skarns from Chaur Hill, Himachal Himalaya, India. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 158 (3), 211-224.
- Burt, D.M., 1972. Mineralogy and geochemistry of Ca-Fe-Si skarn deposits, Doktora Tezi, Harvard University.
- Einaudi, M.T., 1982. Garnet and pyroxene compositions in skarn deposits. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 81, 320-324.
- Einaudi, M.T., ve Burt, D.M., 1982, Introduction-terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77, 745-754
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. ve Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits, *Economic Geology*, 75. Anniversary Volume, 317-391.
- Ergintav, T.Y., 1987. Geology of Akçakışla-Eynelli region near Akdağmadeni between Yozgat and Sivas, M.Sc. thesis, Middle East Technical Univ., Ankara, 72s.
- Jamtveit, B., Wogelius, R.A., ve Fraser, D.G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution, *Geology*, 21, 113-116.
- Kuşçu, İ., 1997. Mineralogical and geochemical comparison of skarns in the Akdağmadeni, Yozgat and Keskin districts, Central Anatolia, Turkey. Doktora Tezi, O.D.T.Ü., 192 s., Ankara.
- Kuşçu, İ., ve Erler, A., 1997. Mineralizations in the Central Anatolian Crystalline Complex: Metallogeny of a collision related setting. *The Geological Society, Mineral Deposits Studies Group 1997 Annual Meeting, Glasgow, İngiltere, Bildiri Özleri Kitabı*, s. 74.

- Kuşcu, İ., ve Erler, A., 1998. Geochemical and mineralogical characteristics of garnet-pyroxene skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts (Central Anatolia, Turkey), 3<sup>Rd</sup> International Turkish Geology Symp., Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, s. 128.
- Kuşcu, İ., Erler, A., ve Kuşcu, G., 1998. Geochemical signature of granitoids associated with skarn occurrences in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin Pb-Zn districts (Central Anatolia, Turkey). 3<sup>Rd</sup> International Turkish Geology Symp., Ankara, Abstracts, s. 125.
- Kwak, T.A.P., ve Tan, T.H., 1981. Geology and genesis of the F-Sn-W-(Be-Zn) skarn (Wrigglite) at Moina, Tasmania, *Economic Geology*, 76, 439-467.
- Meinert, L.D., 1980. Evolution of metasomatic fluids by transport over large distances: An example from the Paymaster zinc skarn, Esmeralda Co., Nevada, vol., *Geol. Soc. America, Abstracts with programs*, 12, 373-408.
- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits-Guides to exploration, *Revolution in the earth sciences'da* (Boardman, S.J., ed.), 301-306.
- Meinert, L.D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in Western British Columbia, Canada, *Economic Geology*, 79, 869-882.
- Meinert, L.D., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, Central mining district, New Mexico, *Economic Geology*, 82, 523-545.
- Meinert, L.D., 1999. Skarns and skarn deposits. [http://www.wsu.edu:8080/~meinert/aboutskarn.html#Skarn Mineralogy](http://www.wsu.edu:8080/~meinert/aboutskarn.html#SkarnMineralogy)
- Morimoto, N., Frabies, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Siefert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., ve Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Nakano, T., Takahara, H., ve Nishida, N., 1989. Intra crystalline distribution of major elements in zoned skarn in the Chichibu Mine, Central Japan: Illustration by color coded maps. *Canadian Mineralogist.*, 27, 499-507.
- Nakano, T., Yoshino, T, Shimazaki, H. and Shimizu, M., 1994, Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits, *Economic Geology*, 89, 1567-1580.
- Newbery, R.J., Einaudi, M.T., Eastmen, H.S., 1991. Zoning and genesis of the Darwin Pb-Zn-Ag skarn deposits, California: A reinterpretation based on new data, *Economic Geology*, 86, 960-982.
- Sağiroğlu, A., 1982. Contact metasomatism and ore deposition of the lead-zinc deposits of Akdağmadeni, Yozgat, Turkey, *Doktora Tezi*, University of London, 314 s, Londra.
- Shimazaki, H., 1980, Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan, *Economic Geology*, 75, 173-183.
- Shimazaki, H., 1988. Oxygen, carbon and sulfur isotope study of skarn deposits in Japan, *Proceedings of the 7th Quadrennial IAGOD Symposium'da* (Zachrisson, E., ed.), Schzeiwerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 375-381.
- Shimuzu, M., ve Iiyama, J.T., 1982. Zinc-lead skarns of the Nakatatsu mine, Central Japan, *Economic Geology*, 77, 1000-1013.
- Tülümen, E., 1980. Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler, *Doktora Tezi*, Karadeniz Tek. Üniv., 157 s., Trabzon.
- Yun, S., ve Einaudi, M.J., 1982, Zinc-lead skarns of the Yeonhwa-Ulchin district, South Korea. *Economic Geology*, 77, 1013-1032.

## TOPALKEM (BASKİL – ELAZIĞ) CEVHERLEŞMELERİNİN MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

### MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF TOPALKEM (BASKİL – ELAZIĞ) MINERALIZATIONS

**Cemal BÖLÜCEK**, Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 23100, Elazığ  
**Muharrem AKGÜL ve Ahmet SAĞIROĞLU**, Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 23100, Elazığ

#### ÖZET

Topalkem cevherleşmeleri Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri içinde Diyorit – Granodiyorit kontağı boyunca yer alan 50 – 750 m'lik bir altere zon içerisinde bulunmaktadır. Cevherleşmeler daha çok breşleşmiş fay zonlarında masif dolgu şeklinde, yer yer de bununla geçişli ağı ve saçınımlı dokuludur.

Değişik damarlarda bazı farklılıklar görülmekle birlikte baskın cevher mineralleri markazit, arsenopirit, kübanit, kalkopirit, pirit, sfalerit ve galendir. Daha az oranlarda molibdenit, fahlers ve enarjit bulunmaktadır. Kimyasal analiz sonuçlarına göre bu damarlarda As, Sb, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn ve Cd zenginleşmiştir. Hidrotermal çözeltilerin etkisiyle yan kayalarda silisleşme, serizitleşme, kaolinleşme, kloritleşme ve karbonatlaşma türü alterasyonlar meydana gelmiştir. Alterasyon etkisiyle yan kayalar Fe ve Ca bakımından kısmen zenginleşmiş; Mg, Al, K ve Na bakımından ise fakirleşmişlerdir. Alterasyonun ve cevherleşmelerin yoğun olduğu damarlarda, altere olmamış veya alterasyondan az oranda etkilenmiş yan kayalara göre nadir toprak elementleri (NTE) fakirleşmişlerdir. NTE'nin kondritlere göre normalleştirilmiş değerleri bu damarlarda ağır NTE'nin hafif NTE'lerine göre göreceli olarak zenginleştiğini göstermektedir. Alterasyonun etkili olduğu damarlarda hafif negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Bu veriler cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal çözeltilerin yüksek sıcaklığa ve orta derece asidik özelliğe sahip olduğunu işaret etmektedir.

#### ABSTRACT

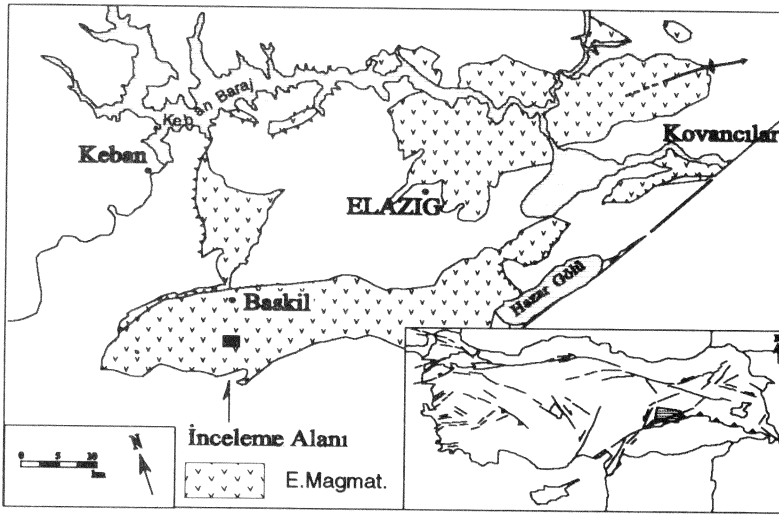
Topalkem mineralizations are placed along the 50 – 750 m wide altered contact zone between diorite and granodiorite of Senonian Elazığ Magmatics. The mineralizations occur as massive fillings in brecciated fault fracture zones and grade into stockwork and disseminated types outwards.

Although some minor variations in different veins, major ore minerals are marcasite, arsenopyrite, cubanite, sphalerite and galena. Molibdenite, fahlore and enarjit are present in lesser amounts. Geochemical analysis indicate that these veins are enriched in As, Sb, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn and Cd. Wall rock alterations are silisification, serizitization, kaolinization, chloritization and carbonatization. Alteration depleted Mg, Al, K and Na from wall rock and added Fe and Ca to them. REE contents of highly altered and mineralized host rocks are less than those weakly or not altered wall rocks. Chondrodite normalized REE patterns refer that the veins are enriched in HREE relatively to LREE. In highly altered veins have negative Eu anomalies. All these data indicate mineralizing hydrothermal solutions had high temperature and medium acidic conditions.

## 1. GİRİŞ

İnceleme alanı Baskil (Elazığ) ilçesinin yaklaşık 10 km güneyinde, Topalkem köyünün 3 km kuzey batısında yer almaktadır. Cevherleşmelerin içerisinde yer aldığı magmatik kayalar Elazığ çevresinde oldukça geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Çok sayıda araştırmacı magmatik kayalar üzerinde çalışmalar yapmışlardır (Yazgan, 1984; Bingöl, 1984, 1988; Akgül, 1993). Bu magmatik kayalar yüzeylendiği değişik alanlarda hidrotermal tipte gelişmiş çok sayıda bakır, kurşun ve çinko cevherleşmeleri içermektedirler (Sağiroğlu, 1986). İnceleme alanı yakın çevresinde ilk çalışma Meer Mohr (1964) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı kuvars damarlarına bağlı altın cevherleşmelerinin varlığını ortaya koymuştur. Baskil çevresinde ayrıntılı çalışmalar Asutay (1985) ve Akgül, (1991) tarafından yapılmıştır. MTA inceleme konusu olan saha ve çevresinde dere kumu örnekleme ile Cu, Pb, Zn ve Au'ya yönelik prospeksiyon çalışmaları yapmış ve anomali saptanan alanlarda detay jeokimya ve jeofizik uygulamaları ile belirlenen ümitli alanlarda sondajlar yapmıştır (Tüfekçi ve Dumanlılar, 1994 a,b).

Bu çalışmada MTA tarafından açılan sondajlardan alınan örnekler üzerinde petrografik incelemeler yapılmış, cevher minerallerinin özellikleri cevher mikroskobu ve SEM çalışmalarıyla belirlenmiş ve seçilen bazı örneklerde kimyasal analizler yapılmıştır. Bu veriler kullanılarak düşey yönde alterasyon – cevherleşme ilişkileri saptanmış ve cevherleşmenin kökeni irdelenmeye çalışılmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası. (Turan ve Bingöl (1991) den değişiklik yapılarak alınmıştır).

## 2. GENEL JEOLJİ

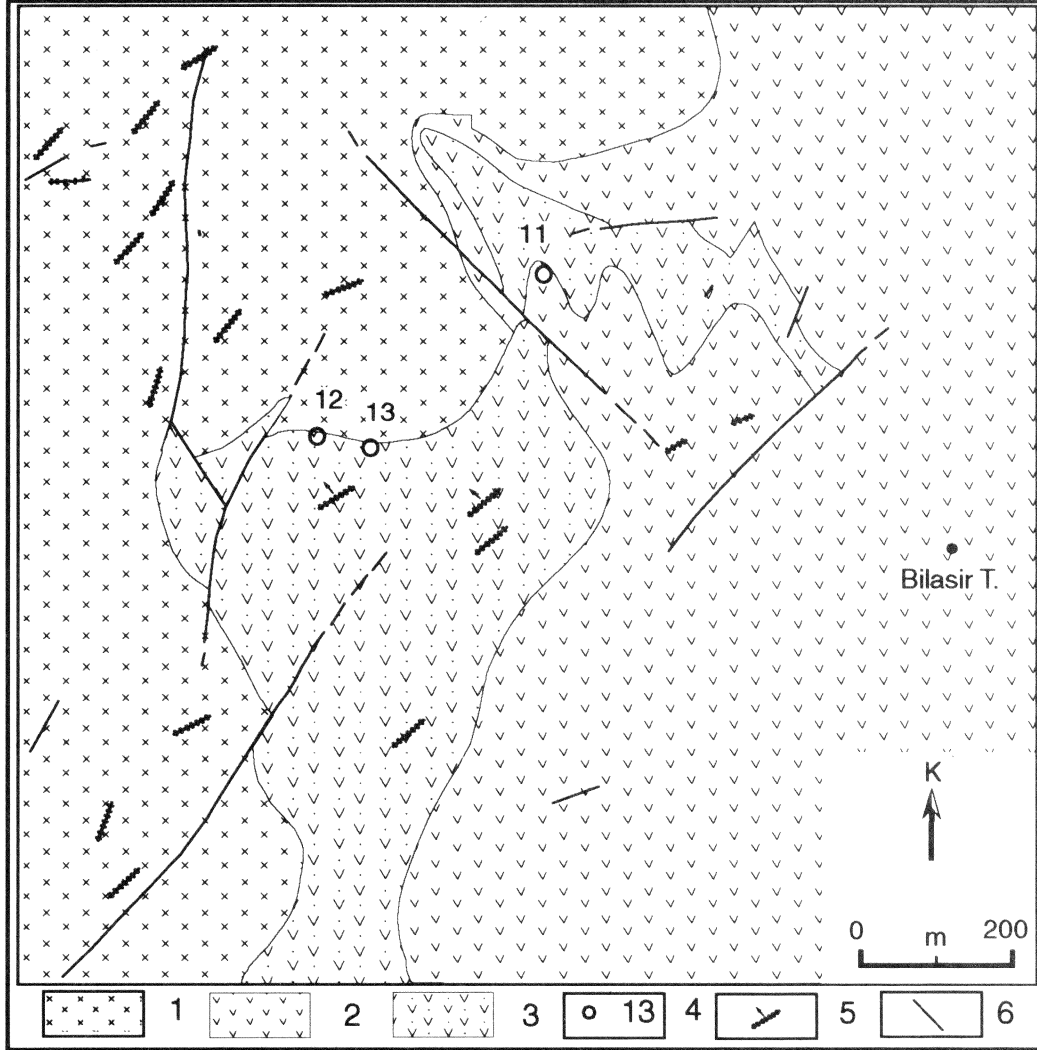
Cevherleşmelerin içerisinde yer aldığı Elazığ Magmatitleri gabro, diyorit, granodiyorit, granit, monzonit, tonalit, andezit, bazalt ve dasit gibi çok değişik bileşimde derinlik ve yüzey kayalarından meydana gelmiştir (Asutay, 1985; Akgül, 1993). Radyometrik yaş tayinine dayanılarak magmatik kayalara Üst Kretase (Senoniyen) yaşı verilmektedir (Yazgan, 1984). Elazığ Magmatitleri ada yayı ürünüdürler (Bingöl, 1988). Ada yayı oluşumunun ilk evrelerinde diyorit – tonalit grubu kayalar ve yüzey kayaları oluşmuştur (Bingöl ve Beyarslan, 1996). Bunlar I – tipi magmatik kayalardır (Akgül, 1993). Özellikle yitimin tamamlanmasından sonra çarpışmaya bağlı olarak S- tipi granitik bileşimli kayalar oluşmuştur (Akgül, 1991). Granitik bileşimli kayalar daha çok Baskil çevresinde yüzeylenmektedirler ve Elazığ Magmatitlerine ait diğer tüm derinlik kayalarını kesmektedir (Asutay, 1985).

Elazığ Magmatitleri inceleme alanında diyorit ve granodiyoritlerle temsil olunmaktadır. Diyoritler çalışma alanının kuzey ve kuzey batısında yayılım gösterirken, granodiyoritler güney ve güney doğuda yer almaktadırlar. Granodiyoritlerle diyoritlerin kantağına yaklaşık paralel olarak bir altere kuşak gelişmiştir (Şekil 2).

Diyoritler başlıca plajiyoklas (andezin), yeşil hornblend ve az miktarda da kuvars içerirler. Çok az oranlarda hornblendlerde kloritleşme, plajiyoklaslarda ise serizitleşme görülür. Granodiyoritlerin asıl

bileşenlerini kuvars, plajiyoklas ve az olarak da potasyum feldispatlar oluşturur. Bu kayalarda ferromagnezyen mineral olarak hornblend ve biyotit gözlenir.

Baskil çevresinde tektonizmanın etkileri oldukça fazladır. İnceleme alanında da bu etkileri görmek mümkündür. Daha çok diyoritler ve alterasyon kuşağı boyunca gözlenen çok sayıda kırık ve faylar izlenmektedir. Fay ve kırıklar genellikle KD – GB ve KKD – GGB doğrultularında gelişmişlerdir.



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (1- Diyorit, 2- Granodiyorit, 3- Altere zon, 4- Sondaj lokasyonu, 5- Cevher damarı ve eğim yönü, 6- Fay ; Türkyılmaz (1997)' dan bazı değişiklikler yapılarak alınmıştır)

### 3. CEVHERLEŞMELER

Cevherleşmeler damar şeklinde gelişmişlerdir. Cevher damarları çoğunlukla granodiyorit – diyorit dokanağı çevresinde diyoritik kayalar ve altere zon içerisinde bulunmaktadırlar (Şekil 2). Diyorit içerisinde gözlenen damarlar genellikle cevherleşme bakımından fakirdirler. Bu damarlarda az oranda manyetit ve hematit bulunmaktadır. Altere zonda bulunan damarlarda pirit, kalkopirit, azurit ve malahit mineralleri makroskopik olarak izlenmemektedir. Damarların genel konumu K 70 D / 30 KB' dır. Damar kalınlıkları yaklaşık 50 cm'dir; uzunlukları ise 2 m'ye kadar çıkabilmektedir (Türkyılmaz, 1997).

#### 3.1 Hidrotermal Alterasyon

İnceleme alanında granodiyorit – diyorit dokanağı boyunca 50 – 750 m genişliğinde bir alterasyon kuşağı gözlenmektedir (Şekil 2). Bu kuşakta silisleşme, serizitleşme ve kaolinleşme en yaygın alterasyon

türleridir (Şekil 3). Ayrıca kloritleşme ve karbonatlaşma türü alterasyonlar da yer yer etkin olabilmektedir. Genel olarak cevherleşmelerin yoğun olduğu kısımlarda cevherli damarlar yer yer breşik bir yapıdadır. Bu breşik fay zonlarında çok fazla oranda silisleşme ve serizitleşme cevherleşmeye eşlik eder. Cevherli damarlardan uzaklaştıkça serizitleşme azalır ve kaolinleşmeye geçiş görülür. Serizitleşme ve silisleşmenin yoğun olduğu kısımlarda yer yer kloritleşme de izlenmektedir. 11 Nolu sondajda cevherleşmenin yoğun olduğu kısımlarda silisleşme, serizitleşme ve yer yer de kloritleşme yanında yoğun bir karbonatlaşma da gözlenmektedir (Şekil 3). Sadece bu sondajda gözlenen karbonatlaşma yaklaşık 100 m derinlikte başlar yaklaşık 50 m yer yer baskın olarak devam eder.

### 3.2 Cevher Mineralojisi

Cevher mikroskobu ve SEM ile cevher mineralleri ve özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Değişik damarlarda bazı farklılıklar görülmekle birlikte baskın cevher mineralleri markazit, arsenopirit, kübanit, kalkopirit, pirit, sfalerit ve galendir. Daha az oranlarda molibdenit, fahlers ve enarjit bulunmaktadır. *Markazit* birkaç milimetreden çok inceye değişen tane boylarında gözlenmektedir. Çoğunlukla arsenopirit ile iç içe bulunur ve sıkça dallanma şeklinde bir alterasyon başlangıcı sergiler. *Arsenopirit* sıklıkla ince-orta tane boylarında gözlenir. Yer yer birkaç cm kalınlığa ulaşan masif arsenopirit damarlarına rastlanılır. Arsenopirit taneleri içinde küçük ( $\sim 50 \mu$ ) *enarjit* taneleri bulunmaktadır. *Kübanit* milimetreden çok inceye değişen tane boyutlarındadır. SEM çalışmalarında herhangi bir zonlanma ve lamelli yapı içermediği belirlenmiştir. Kalkopirit kübanite göre, *pirit* ise markazite göre daha az ve daha küçük tanelidir. Sadece birkaç damarda birkaç milimetrelik iri kristallerin oluşturduğu 1-2 cm kalınlığında masif cevher olarak gözlenen *galen* herhangi bir faz içermemektedir. Bu zonlarda galene yoğun kalkopirit ayrılmı *sfalerit*, arsenopirit, markazit ve *fahlers* mineralleri eşlik etmektedir. *Molibdenit* az miktarlarda ve saçınımlı halde gözlenmektedir

### 3.3 Element Dağılımı

Topalkem cevherleşme sahasında MTA tarafından yapılan sondajlardan alınan bazı örneklerde ICP ile Cu, Pb, Zn, Mo, As, Sb, Cd, Mn, Fe, Mg, Ca, Al, Si, K, Rb, Sr, Ba, Th, V elementleri, NAA ile de Au, Ag, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb ve Lu elementleri tayin edilmiştir. Bu elementlere ait bazı tanımlayıcı istatistik değerler Çizelge 1'de verilmiştir. Bu çalışmada 3 sondaj değerlendirmeye alınmış, analiz edilen elementlerin düşeysele değişimi incelenmeye çalışılmıştır. Düşeysele element dağılımının alterasyon ve cevherleşme ile ilişkileri belirlenmiştir. Sondaj örnekleri dışında bazı kayaç örneklerinin NTE içerikleri de değerlendirilmiştir.

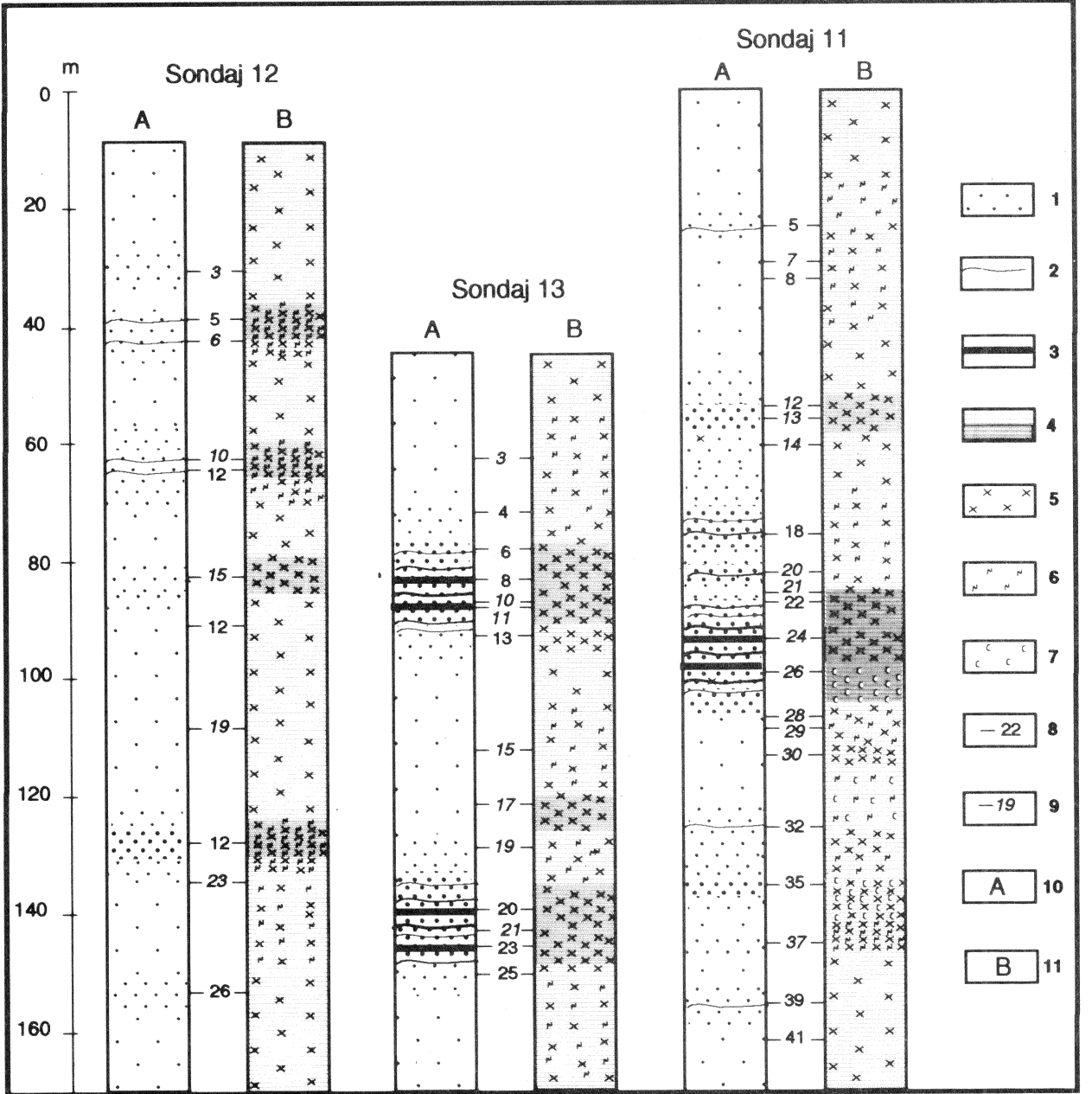
12 nolu sondajda az sayıda ağısı cevherleşmeler kesilmiştir. Mo dışındaki diğer metalik elementlerin ortalama değerleri düşüktür. Bu sondajda alterasyon oranı da diğer sondajlara göre daha azdır. En yoğun cevherleşme 13 nolu sondajda kesilmiştir. Tüm elementler bakımından buradaki damarlar zengindir. Bu sondajda % 1'e yaklaşan As değerleri saptanmıştır. Diğer sondaj örneklerinde Au dedeksiyon limitinin ( $< 2$  ppm) altında iken burada yaklaşık 200 ppb ortalama değere ulaşmaktadır ve 740 ppb'e çıkan değerler söz konusudur (Çizelge 1). Genel olarak alterasyonun yüksek olduğu fay zonlarında cevher damarları yüksek Cu, Pb, Zn, Cd As ve Sb değerleri sunmaktadır. Bu kısımlarda hidrotermal alterasyon etkisiyle yan kayaçlar Fe ve Ca bakımından kısmen zenginleşmiş; Mg, Al, K ve Na bakımından ise fakirleşmişlerdir (Şekil 4)

Alterasyonun ve cevherleşmelerin yoğun olduğu damarlarda, altere olmamış veya alterasyondan az oranda etkilenmiş yan kayaçlara göre nadir toprak elementleri (NTE) fakirleşmişlerdir. Hidrotermal alterasyonun yoğun olduğu damarlar ortalama olarak 30,6 ppm La, 50 ppm Ce, 16,4 ppm Nd, 2,26 ppm Sm, 0,46 ppm Eu; 2,72 ppm Yb ve 0,47 ppm Lu değerlerine sahipken altere olmamış yan kayaçlarda bu değerler sırasıyla 40, 66, 22, 3,9, 0,8, 3,3 ve 0,6 dir. NTE'nin kondritlere göre normalleştirilmiş değerleri bu damarlarda ağır NTE'nin hafif NTE'lerine göre göreceli olarak zenginleştiğini göstermektedir. Altere olmamış veya kısmen altere olmuş yan kayaçlarda  $(La/Yb)_N$  değeri 8,1 – 14,6 (ortalama 11,8) arasında iken, altere damarlarda bu değer 5,5 – 9,7 (ortalama 8) arasında değişmektedir. Alterasyonun etkili olduğu damarlarda hafif negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Bu veriler cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal çözeltilerin yüksek sıcaklığa ve orta derece asidik özelliğe sahip olduğunu işaret etmekte (Parr, 1992).



#### 4. SONUÇLAR

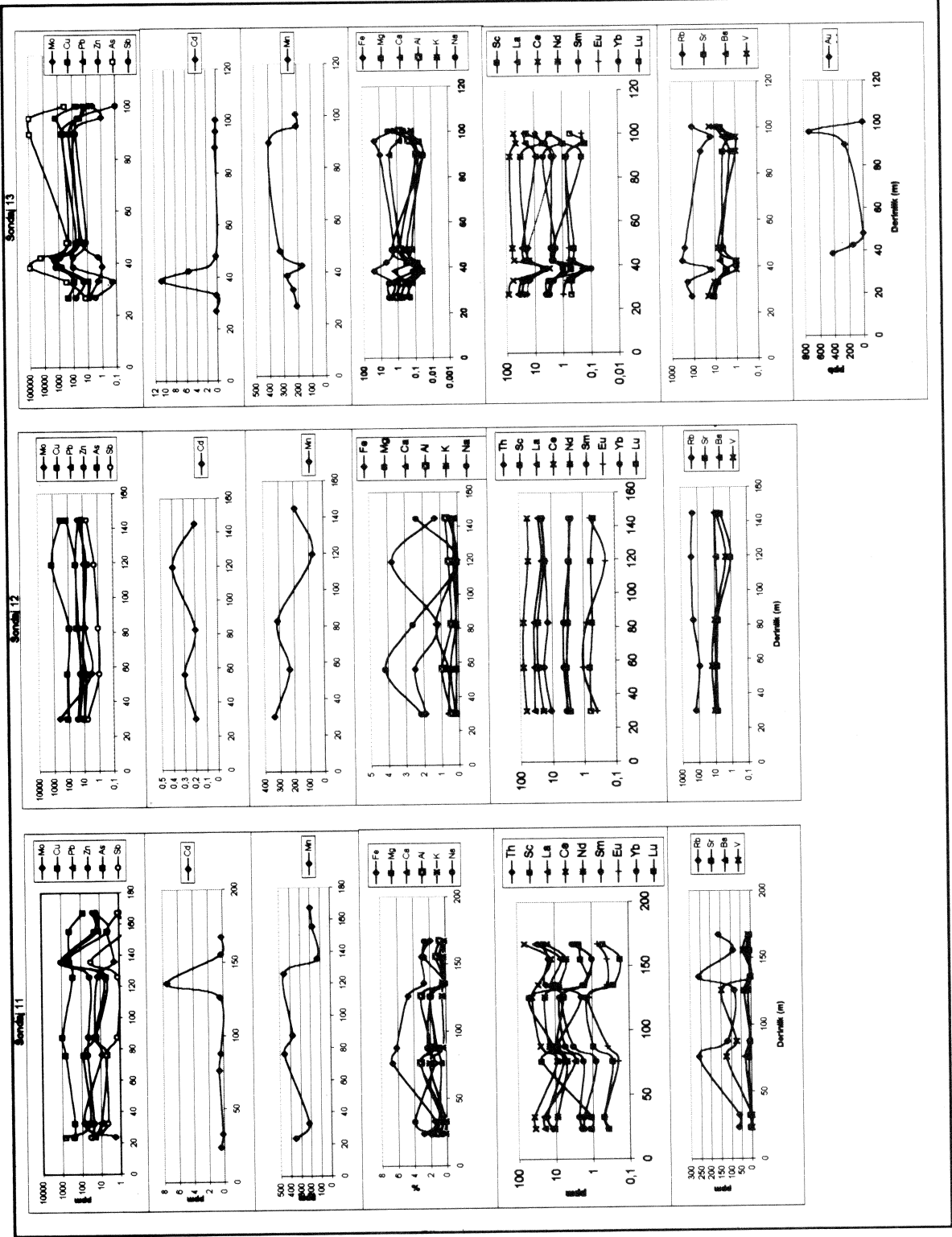
Büyük bir olasılıkla granitik kayaların sokulumlarının son evrelerinde bölgesel ölçekli K – G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak, inceleme alanında kırık ve faylanmalar meydana gelmiştir. Bu kırık ve fay zonları hidrotermal çözeltilerin dolaşımını kolaylaştırmış ve yoğun alterasyonların ve cevherleşmelerin oluşumunu sağlamıştır. İnceleme alanında genellikle KD- GB doğrultusunda uzanan faylanmalar ve çoğunlukla K 70 D konumlu cevherli damarlar bulunmaktadır. Cevherli damarlar 50 – 750 m genişliğinde bir alterasyon kuşağı boyunca yer almaktadırlar. Sondaj örneklerinin mikroskopik ve kimyasal incelemeleri alterasyon ve cevherleşme arasında sıkı bir ilişki olduğunu göstermektedir.



Şekil 3. Düşeysel cevherleşme ve alterasyon değişimleri (1- Saçınımlı cevherleşme, 2- Ağsı cevherleşme , 3- Breşik ve masif cevherleşme, 4- Serizitleşme, renk koyuluğu alterasyonun artışı ifade etmektedir, 5-Silisleşme, 6- Kaolinleşme, 7- Karbonatlaşma, 8- Kimyasal analiz yapılan örnek, 9- Mikroskopik inceleme yapılan örnek, 10- Cevherleşme profili, 11- Alterasyon profili)

Çizelge 1. Kimyasal analiz verilerine ait bazı tanımlayıcı istatistiksel değerler (Fe, Mg, Ca, Al, K ve Na değerleri %, Au, ppb; diğerleri ppm cinsinden verilmiştir).

Element	Sondaj 11					Sondaj 12					Sondaj 13				
	Ortalama	Ortanca	Standart Sapma	Fn Büyük	Fn Küçük	Ortalama	Ortanca	Standart Sapma	Fn Büyük	Fn Küçük	Ortalama	Ortanca	Standart Sapma	Fn Büyük	Fn Küçük
Au	16,00	6,50	25,16	76,00	1,00	92,60	9,00	189,20	431,00	3,00	198,63	78,00	268,30	740,00	2,00
Mo	387,88	310,00	268,96	913,00	72,00	384,20	126,00	503,05	1271,00	94,00	14,75	3,00	25,63	75,00	1,00
Cu	118,25	16,00	295,34	849,00	5,00	14,40	12,00	6,95	23,00	6,00	581,63	362,00	593,64	1629,00	53,00
Pb	162,88	34,00	369,90	1078,00	20,00	23,60	23,00	5,77	32,00	17,00	540,50	49,00	972,16	2820,00	10,00
Zn	185,63	29,50	295,78	687,00	4,00	40,60	29,00	48,59	125,00	7,00	338,88	51,00	568,56	1599,00	18,00
As	10,03	2,95	14,32	35,00	0,50	3,10	1,90	2,49	5,90	0,90	39,53	29,00	41,96	99,00	0,10
Sb	1,28	0,45	2,52	7,50	0,20	0,26	0,20	0,09	0,40	0,20	2,24	0,30	3,93	10,80	0,20
Cd	297,88	286,50	131,27	462,00	132,00	230,60	234,00	105,18	339,00	75,00	253,63	222,00	76,45	400,00	170,00
Mn	3,67	2,93	1,93	6,64	1,44	2,14	1,89	1,04	3,78	1,24	8,55	3,59	9,34	24,45	1,72
Fe	1,05	0,59	1,09	3,21	0,04	0,26	0,23	0,14	0,47	0,09	0,25	0,20	0,25	0,73	0,03
Mg	0,93	0,86	0,59	1,95	0,34	0,62	0,60	0,43	1,30	0,09	0,90	0,60	0,93	2,93	0,19
Ca	1,55	1,20	1,10	3,22	0,38	0,63	0,57	0,21	0,96	0,44	0,52	0,47	0,44	1,33	0,06
Al	0,51	0,32	0,65	2,09	0,12	0,20	0,19	0,04	0,26	0,16	0,16	0,16	0,09	0,32	0,04
K	2,11	2,15	1,10	3,91	0,11	2,29	2,38	1,46	4,19	0,10	1,58	1,18	1,63	3,39	0,03
Na	137,88	105,00	81,57	260,00	63,00	183,60	210,00	66,14	260,00	88,00	135,25	115,00	117,46	340,00	15,00
Rb	9,75	6,00	9,81	33,00	2,00	5,40	7,00	2,88	8,00	1,00	4,63	4,00	3,16	11,00	1,00
Sr	13,00	10,00	8,38	30,00	5,00	8,20	8,00	0,84	9,00	7,00	6,38	5,50	3,70	13,00	2,00
Be	50,38	25,00	58,74	148,00	1,00	9,00	10,00	4,85	15,00	2,00	7,50	4,00	8,05	21,00	1,00
V	12,63	13,50	6,67	22,00	2,00	15,60	16,00	3,21	19,00	11,00	11,00	12,00	6,78	19,00	2,00
Th	11,63	2,10	17,13	49,00	1,10	2,92	2,80	0,39	3,50	2,50	1,81	2,15	1,17	3,60	0,20
Sc	14,00	11,00	10,04	33,00	3,00	31,20	36,00	7,26	37,00	21,00	22,00	23,00	11,10	40,00	5,00
La	32,38	32,50	18,22	67,00	9,00	68,00	67,00	12,29	81,00	55,00	55,25	57,00	25,10	88,00	3,00
Ce	10,88	10,00	5,11	19,00	5,00	22,60	21,00	5,13	28,00	17,00	18,38	20,00	9,50	30,00	5,00
Nd	2,55	1,80	1,89	6,60	0,80	3,54	3,30	0,76	4,40	2,80	2,70	2,75	1,23	4,00	0,10
Sm	0,54	0,40	0,34	1,30	0,20	0,62	0,60	0,35	1,10	0,20	0,53	0,60	0,30	1,00	0,20
Eu	3,09	2,20	2,26	7,60	1,00	3,16	3,20	0,50	3,60	2,40	2,34	2,20	1,20	4,70	1,00
Yb	0,55	0,43	0,40	1,36	0,17	0,57	0,57	0,07	0,64	0,46	0,41	0,45	0,19	0,71	0,15
Lu															



Şekil 4. Analizi yapılan elementlerden bazılarının dağılımları.

Yan kayalarda serizitleşme, silisleşme, kaolinleşme, kloritleşme ve karbonatlaşma türü alterasyonlar gözlenmektedir. Cevherleşmeler genellikle yoğun serizitleşme ve silisleşmenin olduğu alanlarda zenginleşmektedir. Serizitleşme ve silisleşmeyi çoğunlukla bir kaolinleşmiş zon izlemektedir. Hidrotermal çözeltiler yan kayalardaki nadir toprak elementlerini kısmen etkileyerek ortamdan uzaklaştırmışlardır. Nadir toprak elementlerinin ortamdan uzaklaştırılmasını sağlayan bu çözeltilerin nisbeten yüksek sıcaklığa ve orta derecede asidik özelliğe sahip oldukları söylenebilir.

### **Katkı Belirtme**

Bu çalışma, YDABCAG 379 nolu proje kapsamında, TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir.

### **KAYNAKLAR**

- Akgül, B., 1993. Piran Köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. F. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Elazığ, 118 s (yayımlanmamış).
- Akgül, M., 1991. Baskil (Elazığ) Granitoidinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Geosound, 18, 67-78.
- Asutay, H. J., 1985. Baskil çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. A. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Ankara, 156 s (yayımlanmamış).
- Bingöl, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus Region. In: The geology of the Taurus Belt, International Symposium Proceedings, O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 209-216
- Bingöl, A.F., 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ Region (Eastern Taurus, Turkey). Journal of Fırat University, Science and Technology, 3 (2), 1-17.
- Bingöl A. F. ve Beyarslan, M., 1996. Elazığ Magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. K.T.Ü Müh.-Mim. Fak. 30. Yıl Sempozyumu, Bildiriler, Trabzon, 208-224.
- Meer Mohr, H. V. D., 1964. Elazığ havalisinden Muhittin Sabuncu'ya ait bazı maden zuhurları hakkında rapor. MTA Derleme Rapor No. 3348 (yayımlanmamış).
- Parr, J. M., 1992. Rare earth element distribution in exhalites associated with Broken Hill - type mineralisation at the Pinnacles deposit, New South Wales, Australia Chemical Geology, 100, 73-91
- Sağiroğlu, A., 1986. Kızıldağ-Elazığ cevherleşmesinin özellikleri ve kökeni. Jeoloji Mühendisliği, 29, 13-20
- Turan, M. ve Bingöl, A. F., 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektono-stratigrafik özellikleri. Ç. Ü. A. Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Adana, 213-227.
- Tüfekçi, M.Ş. ve Dumanlılar, Ö., 1994 a. Güneydoğu Anadolu maden arama projesi genel tahkik ve detay jeokimya çalışmaları raporu, Ankara, MTA Rapor No. 9736 (yayımlanmamış).
- Tüfekçi, M.Ş. ve Dumanlılar, Ö., 1994 b. Malatya-İspendere-Kızımehmet ve Elazığ-Baskil-Nazaruşağı arasında görülen cevherleşmelerin genel görünümü ve maden jeolojisi çalışmaları raporu, MTA Rapor No. 9739 (yayımlanmamış).
- Türkyılmaz, B., 1997. Cansızhimik-Galuşağı-Kiziruşağı (Baskil-Elazığ) arasındaki cevherleşmelerin incelenmesi. F. Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, 49 s. (yayımlanmamış).
- Yazgan, E., 1984. Geodynamics evolution of the Eastern Taurus Region. In: The geology of the Taurus Belt, International Symposium Proceedings, O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 199-208.

## **ZEOLİT İÇEREN KOYUNAĞILI LİNYİTİNİN JEOLojİK KONUMU, KALİTESİ VE REZERVİ, MİHALIÇÇIK-ESKİŞEHİR, TÜRKİYE**

### **GEOLOGICAL SETTING, QUALITY AND RESERVE OF THE ZEOLITE- BEARING KOYUNAGILI LIGNITE, MİHALIÇÇIK-ESKİŞEHİR, TURKEY**

**N.Ö. VAROL**, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara  
**A.İ. KARAYİĞİT**, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara  
**R.A. GAYER**, Cardiff University, Dept. of Earth Sciences, Cardiff, UK  
**T. YÜRÜR**, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara

#### **ÖZET**

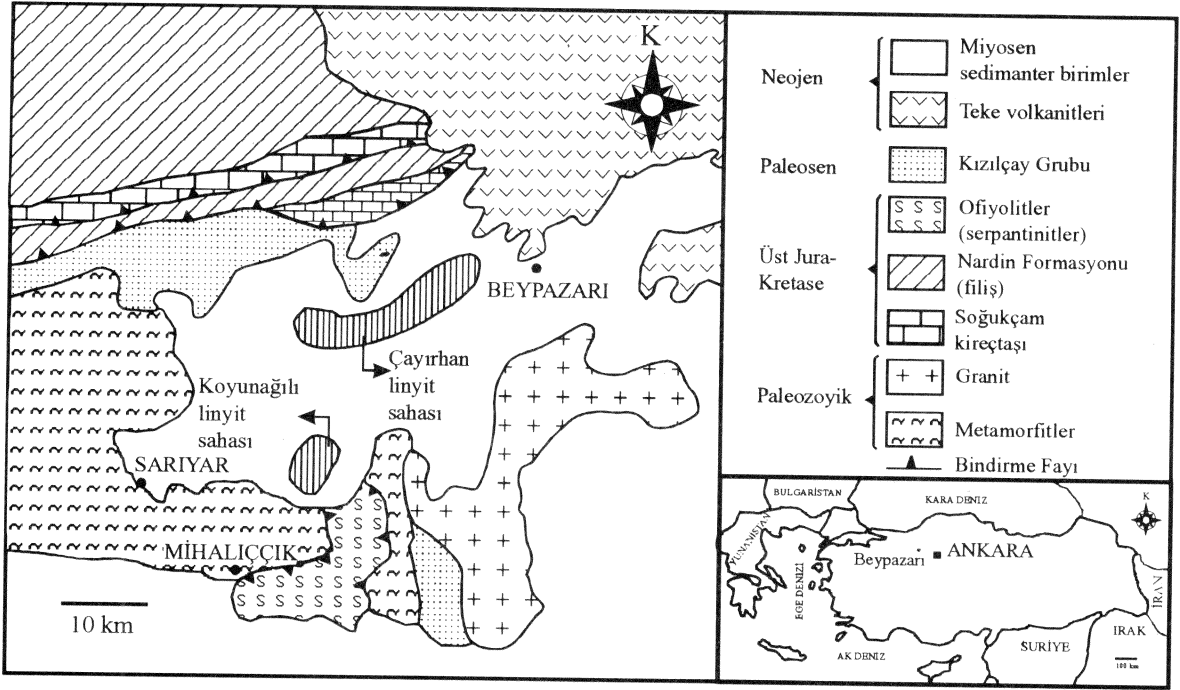
Beypazarı Havzasının güneyinde yer alan Koyunağılı sahasında linyit tabakası, Orta Miyosen yaşlı tüflü sedimanter kayalar içeren Çoraklar ve Hırka Formasyonlarının arasında yer almaktadır. Linyitli zon, 120-130 cm tavan linyiti, 50-55 cm analimsiz killi kireçtaşı ve 40 cm taban linyiti şeklindedir. Çoğunlukla yeraltı ocaklarında tavan linyiti işletilmektedir. Çalışma kapsamında ilk kez tavan linyiti içinde kalınlığı 1-2 cm olan analimsizleşmiş tuf saptanmıştır. Alınan örneklerde yapılan XRD ve SEM-EDX çalışmaları sonucunda, işletilen linyitlerde analimsiz ana minerali oluşturduğu belirlenmiştir. Alınan 28 adet linyit örneğinde havada kuru bazda ortalama % 14 nem, % 23 kül, % 31 uçucu madde, % 2.9 toplam kükürt ve 4167 Kcal/kg üst ısıl değeri bulunmuştur. Koyunağılı linyit sahasında önceki yıllarda MTA Genel Müdürlüğü tarafından pek çok sondaj yapılmış ve bu sondaj verileri kullanılarak toplam 88 Mt linyit rezervi hesaplanmıştır.

#### **ABSTRACT**

The lignite bed in the Koyunağılı field from the southern part of the Beypazarı Basin is situated at the boundary of Middle Miocene aged Çoraklar and Hırka Formations which include tuffaceous sedimentary rocks. The lignite zone contains 120-130 cm upper lignite bed, 50-55 cm clayey limestone with analcime and 40 cm lower lignite bed. Mainly the upper lignite bed in the Koyunağılı field is mining in the underground mines. For the first time an analcitized tuff with 1-2 cm thickness was determined in the upper lignite bed. The XRD and SEM-EDX studies show that analcime forms main mineral of the mineral matter in the lignite samples collected from the underground mines. Proximate analyses of twenty-eight lignite samples on an air-dried basis indicate that they have an average of 14% moisture, 23% ash, 31% volatile matter, 2.9% total sulphur and 4167 Kcal/kg gross calorific value. A lot of boreholes were made in the Koyunağılı field by General Directorate of MTA, and an 88 Mt lignite reserve was calculated using all borehole data.

## 1. GİRİŞ

Koyunağılı linyit sahası, Eskişehir-Mihalıççık ilçesinin kuzeyinde ve Beypazarı Havzasının güney kesiminde Neojen yaşlı volkanosedimanter birimler içinde yer almaktadır (Şekil 1). Çalışmanın amacını Koyunağılı sahasında işletilen linyitlerin jeolojik konumunu, kalitesini ve rezervini ortaya koymak oluşturmaktadır. Literatürde doğrudan çalışma ile ilgili bir incelemeye rastlanılmamıştır. Ancak, havzada yapılan ve incelemeler sırasında yararlanılan bazı çalışmalar, Varol (1999) hariç olmak üzere, Narin (1980), Siyako (1982 ve 1983); Öner (1988), İnci (1991), Kavuşan (1993), Whateley and Tuncalı (1995), Kadir ve Baş (1996), Whateley et al. (1996), Yakupoğlu (1996) ve Querol et al. (1997) tarafından gerçekleştirilmiştir.



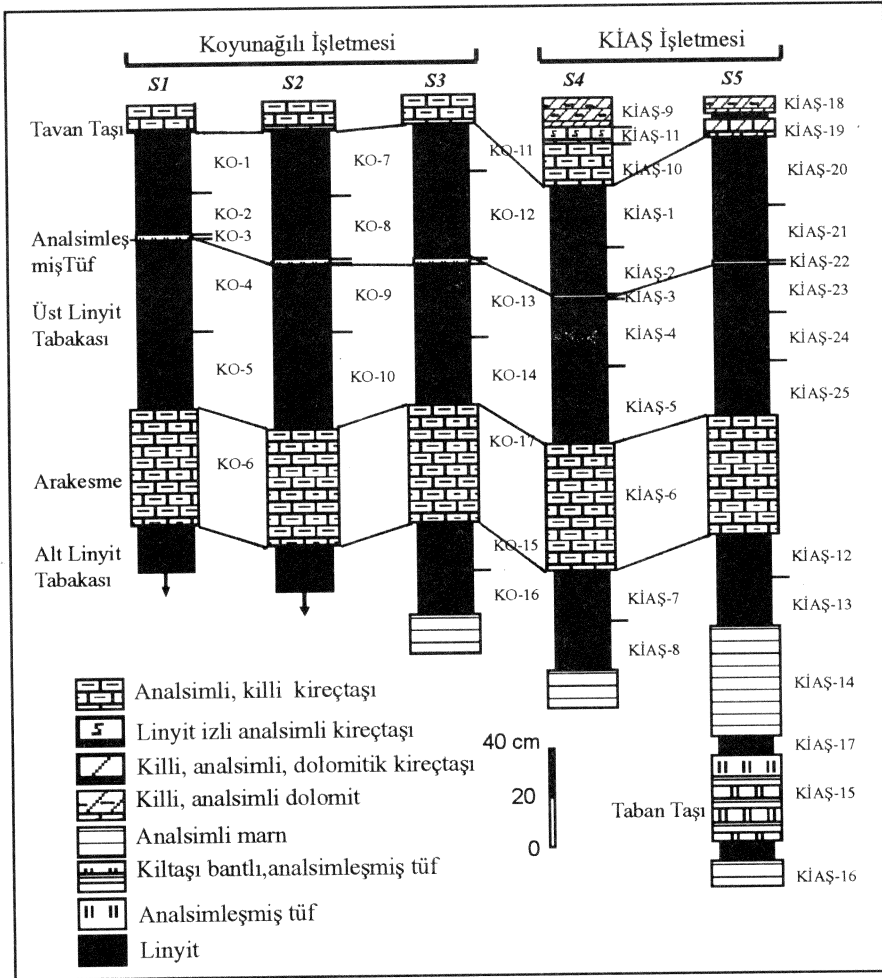
Şekil 1. Beypazarı Linyit Havzasında yer alan Çayırhan ve Koyunağılı linyit sahalarının konumu ve linyit havzasının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yağmurlu et al., 1988; Whateley and Tuncalı, 1995)

## 2. JEOLJİK KONUM

Bölge Ketin (1966)'e göre Türkiye tektonik birliklerinden Anatolid kuşağı içerisinde bulunur. Beypazarı Havzası, Kuzey Anadolu Fayı ve Eskişehir Fayları arasında yer almaktadır. Gümele ve Nallıhan bindirmeleri bölgenin önemli tektonik yapılarını oluşturmaktadır. Çayırhan ve Koyunağılı linyit sahaları, Beypazarı Linyit Havzası içerisinde yaklaşık KD-GB istikameti boyunca yer almaktadır (Şekil 1). Neojen yaşlı volkanosedimanter Beypazarı Havzası içerisinde linyit dışında trona, bitümlü şeyl ve kil yatakları bulunmaktadır. Bölgede Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar yaş veren metamorfitletler, granit, ofiyolitik kayalar (serpantinitler), Teke volkanitleri ve sedimanter birimler yüzeylenmektedir (Şekil 1).

Beypazarı Linyit Havzasının güney kesiminde Paleozoyik yaşlı metamorfitletler ve granitler yüzeylenmektedir ve bunlar günümüzde bölgenin en önemli yükseltilerini oluşturmaktadır (Şekil 1). Havzanın temelini oluşturan metamorfitletler; mavişist, glokofanlı yeşilşist ve kloritşist içermektedir (Kadir ve Baş, 1996). Bu metamorfitletler, Koyunağılı linyit sahasının güneyinde Mesozoyik yaşlı Ofiyolitik Kayalar (serpantinitler), metamorfitletler üzerine bindirmeli olarak gelmektedir (Şekil 1). Beypazarı Linyit Havzası, kuzey batıdan Paleosen yaşlı Kızılçay Grubu'na ait kırıntılı sedimanterlerle sınırlandırılmıştır (Şekil 1). Beypazarı Neojen yaşlı volkanosedimanter istifinde tanımlanmış stratigrafi birimlerini, alttan üste doğru, Çoraklar, Hırka, Karadoruk, Akpınar, Bozçayır, Acısu, Kırmızıtepe ve daha genç formasyonlar oluşturmaktadır. Diğer taraftan, sedimanter birimlerle yanal geçişli olan Teke Volkanitleri havzanın kuzey doğusunda geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Şekil 1).

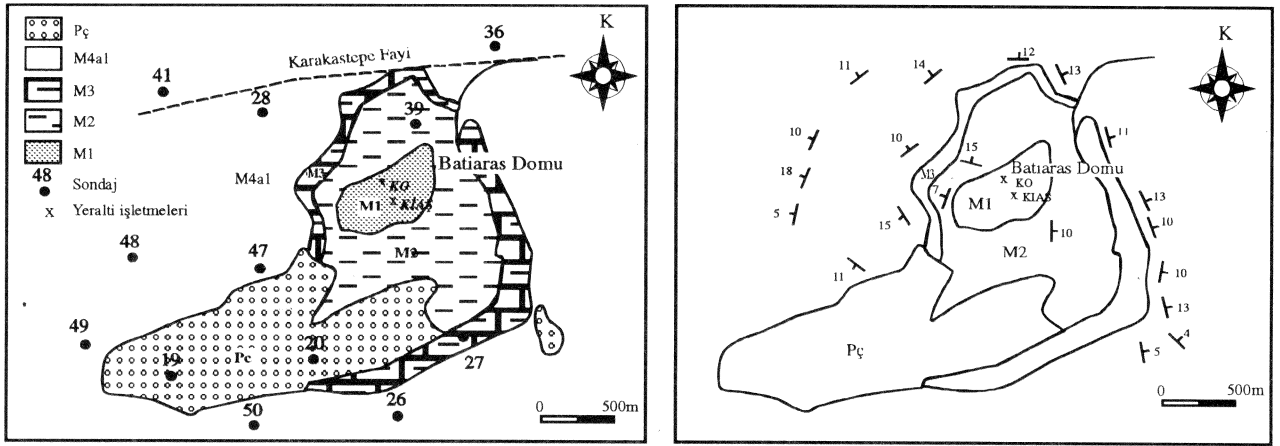
Koyunağılı sahasında linyit tabakası, Orta Miyosen yaşlı tüflü sedimanter kayalar içeren Çoraklar ve Hırka Formasyonlarının arasında yer almaktadır. Çoraklar Formasyonu çalışma alanında linyit ocakları çevresinde sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir (bkz Şekil 3). Yeraltı işletmelerinde linyit tabakası, tüflü kayalar içinde bulunmaktadır (Şekil 2) ve analsimli sedimanter kayalarla iki kısma (tavan ve taban) ayrılmaktadır ve çoğunlukla daha kalın olan tavan linyiti işletilmektedir. MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılan sondajlara ait loglarda ise linyit tabakasının pek çok küçük tabakalara ayrıldığı ve yer yer killi linyit, linyitli kiltası ve linyit izli kiltasının tanımlandığı görülmektedir. Yeraltı çalışmaları sırasında ilk kez yaklaşık 1-2 cm kalınlığında tavan linyiti içerisinde ve linyitin taban kayacı içerisinde yaklaşık 30 cm kalınlığında analsimleşmiş tuf ve marn tanımlanmıştır (Şekil 2). Linyit içindeki ince analsimleşmiş tuf seviyesinin linyit sahasındaki yeraltı işletmelerinde kolaylıkla takip edilebileceği saptanmış ve bunun yeraltı işletmelerinde madenciler tarafından kılavuz seviye olarak kullanılabilir nitelikte olduğu belirlenmiştir.



Şekil 2. Koyunağılı sahasında işletilen linyit tabakasının makroskopik kesitleri ve örnek konumları

Koyunağılı linyit sahası, büyüme faylarıyla çevrelenmiştir. Tabaka eğimleri çoğunlukla düşük ve bazı yerlerde yataya yakındır. Havzanın Çayırhan sahasında gözlenen büyük kıvrımlar bu bölgede gözlenmemektedir. Ancak, inclenen saha kırıklı bir yapıya sahiptir. Koyunağılı sahasında linyit ocaklarının olduğu yerde bir dom (Batı Aras Domu) yapısının varlığı Siyako (1982) tarafından belirtilmiştir (Şekil 3). Sahadaki en yaşlı sedimanter birim olan Çoraklar Formasyonu bu yapı içerisinde yükselmiş ve yüzeylenmiştir. Bu çalışma kapsamında ilk olarak arazi verileri değerlendirilmiş daha sonra 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafları kullanılarak arazi yapısı incelenmiştir. Gerek saha ve gerekse hava fotoğrafları çalışmaları sırasında belirlenen tabaka doğrultu ve eğimleri, Çoraklar Formasyonunun yüzeylendiği yer merkez olmak üzere bir dairesellik sunmaktadır. Bu dairesel yapının kömür sahasının güney kesimde kapanıp kapanmadığı, örtü kayaları nedeniyle belirlenmemektedir.





**Şekil 3.** Koyunağılı sahasında dom yapısının gözlemlendiği kesimin basitleştirilmiş jeoloji haritası (a) ve harita üzerinde tabaka konumları (b). Kısaltmalar: M1=Çoraklar F., M2=Hırka F., M3=Karadoruk F., M4a1=Akpınar F., Pç=Çantılı F.

Tabaka doğrultularındaki bu dairesellik, büyük bir olasılıkla dom yapısını veya daha düşük olasılıkla, İnci (1991) tarafından verilen jeoloji haritasında da gösterildiği şekilde, dalımlı bir antiklinal yapısını düşündürmektedir. Tarafımızca yapılan saha gözlemleri ve Siyako (1982) tarafından da belirtildiği şekilde bu daha çok dalımlı bir antiklinalden ziyade bir dom yapısını göstermektedir. Dom yapısının, bölgedeki muhtemelen Teke volkanitleriyle ilgili bir magmatik sokulundan kaynaklandığı, bu sokulum sonucu bu yapının oluştuğu ve hatta linyit sahasında gözlenen bazı normal fayların bu sokulum sonucunda oluştuğu düşünülmektedir. Ancak, ilginç bu jeolojik yapının gelecekte yapılacak çalışmalarla açıklığa kavuşturulması bölge jeolojisinin daha iyi anlaşılmasında yararlı olacaktır.

### 3. İNCELEME YÖNTEMLERİ

Yeraltı çalışmaları sırasında linyit ve kayalardan örnekleme yapılmış; 28 adet linyit örneği ve 14 adet kayaç örneği alınmıştır. Ayrıca, linyit sahasında önceki yıllarda MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılmış ve Karot Bankasında saklanan kırıntı ve karot halindeki 11 adet linyit ve 60 adet kayaç örneği de değerlendirmek üzere alınmıştır. Laboratuvar çalışmaları kapsamında gerçekleştirilen analizler; örneklerin ince kesitleri yardımıyla optik mikroskopi incelemeleri, XRD toz difraktogramları ve kil fraksiyonu çekimleri, SEM-EDX çalışmaları, kaba kimyasal analizleri (nem, kül, uçucu madde, toplam kükürt, ısı değer) ve rezerv hesaplamaları oluşturmaktadır. XRD toz difraktogramlarının çekiminde ve kil fraksiyonlarının ayrılmasında H.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü ile Cardiff Üniversitesi Yerbilimleri Bölümünde uygulanan yöntemler bu örnekler için de aynen uygulanmıştır. Analiz yöntemleriyle ilgili daha ayrıntılı bilgiler, Karayığit and Whateley (1997), Gayer et al. (1998) ve Karayığit et al. (1999)'da verilmiştir.

### 4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

#### 4.1. Kaba Kimyasal Analizler

Koyunağılı linyitlerinden derlenen toplam 39 adet linyit örneğinin kaba kimyasal analizi sonucunda yeraltı işletmelerinden derlenen örneklerde ortalama %30.9 toplam nem, havada kuru bazda %13.8 nem, %23 kül, %31.2 uçucu madde, %32 bağlı karbon, %2.9 toplam kükürt ve 4167 Kcal/kg üst ısı değer saptanmıştır. Sondaj karotlarından alınan ve tam olarak linyit tabakalarını temsil etmeyen linyit örneklerine ait ortalama değerler ise, yeraltı işletmelerine ait havada kuru bazdaki ortalama değerlerle

karşılaştırıldığında, daha düşük nem, daha yüksek kül ve daha düşük uçucu madde ve ısı değerleri ile benzer toplam kükürt içeriğine sahip oldukları saptanmıştır.

Bitümlü kömürlerin (taş kömürlerin) kömürleşme derecesinin tayininde kullanılan uçucu madde veya bağlı karbonun yerine linyitlerde çoğunlukla ısı değeri (ASTM, 1991) ve/veya karbon içeriği kullanılmaktadır. İncelenen örneklerde kül içeriğinin nispeten yüksek olması nedeniyle, ısı değere bağlı yapılacak kömür sınıflamalarının hatalı olacağı gözönüne alınarak ısı değere bağlı bir sınıflandırma çalışması kapsamında yapılmamıştır. Diğer taraftan, işletmelerden alınan 20 adet linyit örneğinde, kurukülsüz bazda ortalama %69.7 karbon, %4.9 hidrojen, %2.7 azot, %18 oksijen değerleri bulunmuştur. Elde edilen sonuçlar Koyunağılı linyitlerinin azot içeriğinin nispeten yüksek olduğunu göstermektedir. Azot içeriğinin incelenen örneklerde fazla oluşu, turba oluşumu sırasında bakteriyel faaliyetlerin nisbeten yüksek olduğunu göstermektedir. Elementer analiz sonuçlarından H/C ve O/C atomik oranları hesaplanmış ve bu değerlerin çoğunun, Van Kravelen (1961) diyagramında linyit+alt bitümlü kömür bölgesinde yer aldıkları görülmüştür.

#### 4.2. Mineraloji

XRD analizlerine göre KİAŞ ve Koyunağılı İşletmelerinden alınan linyit örneklerinde tanımlanabilen mineralleri; analsim, kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, pirit ve çok az kil mineralleri (simektit, illit, kaolinit) oluşturmaktadır. Analsim yeraltı işletme alanından alınan örneklerin çoğunda en önemli bileşeni oluşturmaktadır. Ayrıca Sj-19, 30, 48, 49 ve 50 nolu sondaj karotlarından alınan linyit örneklerinde de benzer mineraller saptanmıştır. Ancak, incelenen alanın güney bölgesinde yapılmış Sj-53 nolu sondajdan alınan üç örnekte ve Sj-55 nolu sondajdan alınan bir örnekte zeolit grubu minerallerden sadece klinoptilolit tanımlanmıştır. Bu durum incelenen alanda zeolit grubu mineraller açısından linyit tabakası içinde yanal yönde mineralojik zonlanma veya farklılaşma olduğunu göstermektedir. Bu farklılaşmanın, turbalaşma ortamına volkanik malzeme getirilmesine ve bunun alansal dağılımına, çökelme ortamındaki suyun miktarına, göl suyunun pH, Eh ve tuzluluğuna, v.b. faktörlere bağlı olduğu düşünülmektedir. Ancak bu konuda daha ayrıntılı çalışmaların yapılması gerekmektedir.

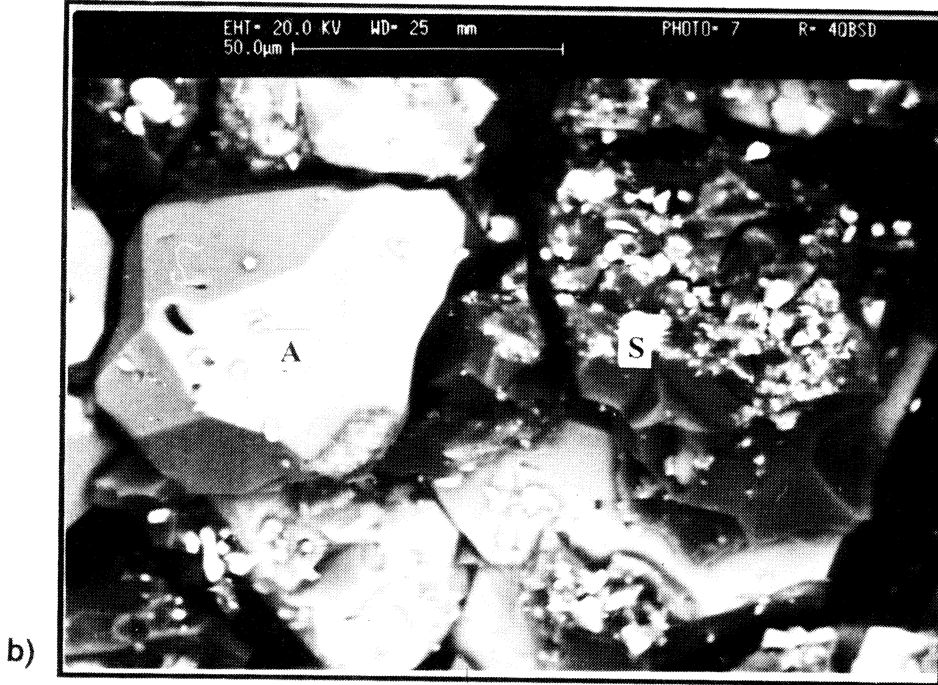
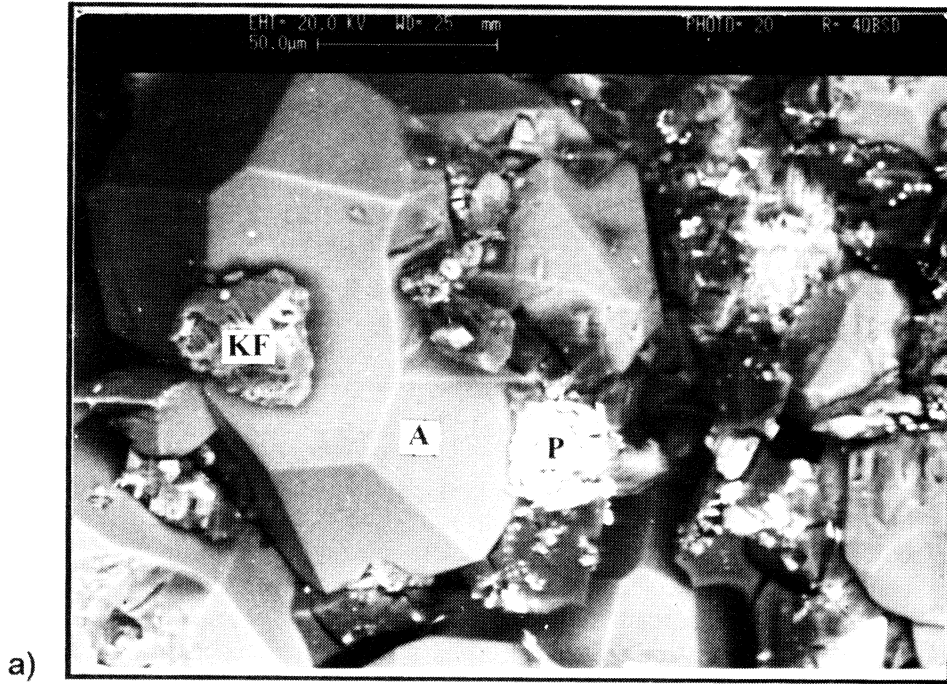
Seçilen linyit ve analsimleşmiş tüf örneklerinde yapılan SEM çalışmalarında özşekilli analsim, K-feldispat, pirit, biyotit, silica ve sölestin saptanmıştır. Şekil 4'de analsimleşmiş tüf örneklerine ait iki adet SEM görüntüsü sunulmuştur.

Çalışma kapsamında yeraltı İşletmelerinde linyit tabakasının tavan-taban ve arakesmelerinden alınan kayaç örneklerinden derlenen 10 örneğin XRD kil fraksiyonlarında en önemli minerali simektit oluşturmaktadır. Çok az oranda rastlanan diğer kil minerallerini ise illit, kaolinit ve klorit oluşturmaktadır. Simektit ve kaolinitin otijenik, kloritin detritik ve/veya biyotitin bozunma ürünü olarak oluştuğu düşünülmektedir.

#### 4.3. Koyunağılı Sahasının Linyit Rezervi

Çalışma kapsamında araştırılan Koyunağılı linyit sahasında Siyako (1982) tarafından sondaj verileri kullanılarak poligon yöntemiyle toplam 86 milyon ton linyit rezervi hesaplanmıştır. Bu çalışma kapsamında diğer bir rezerv hesaplama yöntemi olan üçgen yöntemi ile Koyunağılı sahasındaki linyit rezervi tekrar hesaplanmıştır. Bu amaçla, MTA Genel Müdürlüğü tarafından önceki yıllarda yapılmış olan tüm sondajlara (55 adet) ait veriler değerlendirilmiş ve bunlar içersinde 8 adet sondajın linyit kesmediği görülmüştür.

Linyit rezervi hesaplamalarında oluşturulan üçgenlerin alanları hesaplanmıştır. Bu alan değerleri, linyit yoğunluğu ( $1.3 \text{ ton} / \text{m}^3$ ) ve üç sondaja ait ortalama linyit kalınlığı ile çarpılarak Koyunağılı sahasının linyit rezervi hesaplanmıştır. Sonuçta, incelenen sahada toplam 88 milyon ton linyit rezervi bulunmuştur. Hesaplanan değer Siyako (1982) tarafından hesaplanan linyit rezerviyle neredeyse aynıdır. Bu veri, Koyunağılı sahasında linyit rezervini hesaplamak için kullanılan iki yöntem arasında büyük benzerlik olduğunu göstermektedir. Ancak, gelecekte yapılacak jeostatistiksel çalışmalarla kullanılan poligon ve üçgen yöntemlerinin karşılaştırılmasında ve ayrıca işletilebilir rezervin de hesaplanmasında yarar görülmektedir.



Şekil 4. Analsimleşmiş tüf örneklerine ait SEM görüntüleri. a) özşekilli analsim üzerinde K-feldispat kristalleri ve fromboidal pirit, b) özşekilli analsim ve sölestin. Kısaltmalar : A=Analsim, KF=K-feldispat, P=Pirit, S=Sölestin

## 5. GENELLEME

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir:

- a) Koyunağılı sahasında linyit tabakası, Orta Miyosen yaşlı tüflü sedimanter kayalar içeren Çoraklar ve Hırka Formasyonlarının arasında yer almakta ve Çoraklar Formasyonu çalışma alanında linyit ocakları çevresinde sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir. Yeraltı işletmelerinde linyit tabakası, tüflü sedimanter kayalar içinde bulunmakta ve analsimli kayalarla iki kısma (tavan ve taban) ayrılmakta ve çoğunlukla daha kalın olan tavan linyiti işletilmektedir. Yeraltı çalışmaları sırasında ilk kez yaklaşık 1-2 cm kalınlığında tavan linyiti içerisinde ve linyitin taban kayacı içerisinde yaklaşık 30 cm kalınlığında analsimleşmiş tuf ve marn tanımlanmıştır. Linyit içindeki ince analsimleşmiş tuf seviyesinin linyit sahasındaki yeraltı işletmelerinde kolaylıkla takip edilebildiği saptanmış ve bunun yeraltı işletmelerinde madenciler tarafından kılavuz seviye olarak kullanılabilir nitelikte olduğu belirlenmiştir.
- b) Koyunağılı linyit sahasında işletilen linyitlerin ortalama olarak laboratuvara getirildiği durumda %30.9 toplam nem, havada kuru bazda %13.8 nem, %23 kül, %31.2 uçucu madde, %32 bağlı karbon, %2.9 toplam kükürt ve 4167 kcal/kg üst ısıl değer içerdiği saptanmıştır. Sondajların karotlarından alınan örnekler için ortalama değerler ise, yeraltı işletmelerine ait havada kuru bazdaki ortalama değerlerle karşılaştırıldığında, daha düşük nem, daha yüksek kül ve daha düşük uçucu madde ve ısıl değer ile benzer toplam kükürt içeriğine sahip oldukları belirlenmiştir.
- c) KİAŞ ve Koyunağılı İşletmelerinden alınan linyit örneklerinde analsim, kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, pirit ve çok az kil minerallerinin incelenen linyitlerin mineral maddelerini oluşturduğu saptanmıştır. Ayrıca, incelenen sahada linyit tabakası içindeki zeolit minerallerinin varlığına göre iki zonun (analsim ve klinoptilolit) veya farklılaşmanın olduğu ilk kez belirlenmiştir. Bu farklılaşmanın, turbalaşma ortamına volkanik malzeme getirilmesine ve bunun alansal dağılımına, çökelme ortamındaki suyun miktarına, göl suyunun pH, Eh ve tuzluluğuna, v.b. faktörlere bağlı olduğu düşünülmektedir.
- d) Bu çalışma kapsamında üçgen yöntemiyle Koyunağılı sahasındaki linyit rezervi tekrar hesaplanmış ve bu amaçla MTA Genel Müdürlüğü tarafından önceki yıllarda yapılmış olan tüm sondajlara (55 adet) ait veriler değerlendirilmiş ve bunlar içerisinde 8 adet sondajın linyit kesmediği görülmüş ve sonuçta bu sahada toplam 88 milyon ton linyit rezervi bulunmuştur.

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma YDABÇAG-520 nolu proje kapsamında TÜBİTAK ve Akademik Link Projesi kapsamında ülkemizdeki The British Council tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, Tübitak ve British Council'a ve laboratuvar çalışmalarındaki desteğinden dolayı, bölüm başkanı Prof. Dr. David Richard'ın şahsında Cardiff Üniversitesi'ne, örnekleme konusundaki yardımları nedeniyle Koyunağılı Kömür İşletmesine ve Kömür İşletmeleri A.Ş.'ne ve makalenin incelenmesi sırasındaki olumlu katkıları nedeniyle Prof. Dr. Hüseyin Yalçın ile adının açıklanmasını istemeyen hakeme teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- ASTM, 1991. Annual book of ASTM standarts, Gaseous Fuels; Coal and Coke, 1916 Race Street, Philadelphia, PA19103, 05.05, 520 p.
- Gayer, R.A., Karayiğit, A.İ., Goldsmith, S., Onacak, T. and Rose M., 1998. Trace elements geochemistry of feed coals, flyash and bottom ashes of Turkish power plants: implication for ash utilization, 8<sup>th</sup> Australian Coal Science Conference Proceeding, 7-9 December, 1998, 339-344.
- İnci, U., 1991, Miocene alluvial fan-alkaline playa lignite-trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: Sedimentology and tectonic controls on deposition. *Sedimentary Geology*, 71, 73-97.

- Karayığit, A.I and Whateley, M.K.G., 1997. Properties of a lacustrine subbituminous (k1) seam, with special reference to the contact metamorphism, Soma-Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 34, 131-155.
- Karayığit, A.İ., Akgün, F., Gayer, R.A. and Temel, A., 1999. Quality, palynology, and paleoenvironmental interpretation of the Ilgın lignite, Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 38, 219-236.
- Kavuşan, G., 1993. Beypazarı-Çayırhan linyit havzası linyitlerinin yataklanmasında tektonizmanın önemi, *Doğa-Türk Yerb. Derg.*, 2, 135-145.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birliktelikleri. *MTA Bülteni*, 66, 20-34.
- Narin, R., 1980. Beypazarı, Beyşehir linyit yatakları, Orta Anadolu, *TJK Bülteni*, 2, 231-239.
- Öner, F., 1988, Beypazarı Doğal Soda (Trona) Yatağının Mineralojik-Petrografik, Jeokimyasal İncelemesi ve Neoformasyon Minerallerinin Dağılımı, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst., Yüksek Müh. Tezi, 165s, Ankara, (yayınlanmamış).
- Querol, X., Whateley, M.K.G., Fernandez-Turiel, J.L. and Tuncalı, E., 1997. Geological controls on the minerology and geochemistry of the Beypazarı lignite, Central Anatolia, Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 33, 225-271.
- Siyako, F., 1982, Eskişehir- Mihaliççık Koyunağılı linyit linyitü sahası jeoloji raporu, MTA Enst. Raporu No:1104, 23 s., (yayınlanmamış).
- Siyako, F., 1983, Beypazarı (Ankara) linyitli Neojen havzası ve çevresinin jeoloji raporu, MTA Enst. Raporu No: 7431, 46 s., (yayınlanmamış).
- Van Krevelen, D.W., 1961, *Coal*, Elsevier, Amsterdam, 514 pp.
- Varol, Ö. N., 1999, Analsim İçeren Koyunağılı Linyitinin (Miyosen) Kimyasal, Jeokimyasal ve Petrografik Özellikleri, Yüksek Müh. Tezi, Hacettepe Üniversitesi, 132 s, Ankara, (yayınlanmamış).
- Whateley, M.K.G. and Tuncalı, E., 1995. Origin and distribution of sulphur in the Neogene Beypazarı Lignite Basin, Central Anatolia, Turkey. *Geological Society of Special Publication*, No. 82, pp. 307-323.
- Whateley, M.K.G., Querol, X., Fernandez-Turiel, J.L., Tuncalı, E., 1996. Zeolites in Tertiary coal from the Çayırhan mine, Beypazarı, Turkey. *Mineralium Deposita*, 31, 529-538.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U., 1988, Depositional setting and geometric structure of Beypazarı lignite deposits, Central Anatolia, Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 10, 337-360.
- Yakupoğlu, T., 1996, Çukurören (Mihaliççık-Eskişehir) yöresi Neojen yaşlı kayaların stratigrafik ve sedimentolojik incelenmesi, Yüksek Müh. Tezi, Hacettepe Üni., 71 s. Ankara.

## TAD DERESİ VE BÜYÜKÇAL TEPE (AKDAĞMADENİ-YOZGAT) FLUORİT CEVHERLEŞMELERİ VE BUNLARIN NTE JEOKİMYASI

### TAD DERESİ VE BÜYÜKÇAL TEPE (AKDAĞMADENİ-YOZGAT) FLUORITE MINERALIZATIONS AND THEIR REE GEOCHEMISTRY

Ahmet ŞAŞMAZ Fırat Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Bölümü 23119 ELAZIĞ.

Emrah AYAZ M.T.A. Bölge Müdürlüğü SİVAS.

#### ÖZET

Çalışma alanındaki fluorit cevherleşmeleri Akdağmadeni (Yozgat) ilçesi GD (Tad Deresi) ve KD' sında (Büyükçal T.) yer almaktadır. Tad Deresi fluoritleri mikaşistlerin içerisinde D-B ve KB-GD doğrultulu kırıklarda damar ve mercerler şeklinde, Büyükçal T. fluoritleri ise granitoidler ile mermerlerin kantağında epidotlu skarnlar içerisinde gözlenmektedir. Tad Deresi fluoritleri ortalama NTE içeriği 36 ppm, Büyükçal T. fluoritleri ise 113 ppm'dir ve her iki bölgedeki fluoritler hafif NTE bakımından zenginleşmiştir. Tad Deresi fluoritleri pozitif, Büyükçal T. fluoritleri ise negatif Ce anomalisi göstermektedir. Pozitif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağındaki düşük, negatif Ce anomalisi ise yüksek oksijen fugositesini işaret etmektedir. Benzer şekilde Tad Deresi fluoritleri negatif, Büyükçal T. fluoritleri ise pozitif Eu anomalisi göstermektedir. Fluorit yataklarında negatif Eu anomalisine, erken evrede oluşan fluoritlerin  $Eu^{+2}$  'ce zengin olması, daha sonrakilerde  $Eu^{+3}$  ' ün azlığı neden olmaktadır. Pozitif Eu anomalisi ise oksijen zengin ortamları belirtmektedir. Bu zenginleşmeye ise feldispatların alterasyonu  $Eu^{+2}$  'nin  $Eu^{+3}$  ' e dönüşmesi ve bunun da fluoritlerdeki Ca yerine geçmesi neden olmaktadır. Yöredeki fluoritler erken evre kristallenmeyi işaret eden düşük Tb/La ve Tb/Ca değerlerine sahiptir. Aynı değerleri, fluoritleri jenetik olarak ayıran değişim diyagramına yerleştirildiğinde, Tad Deresi fluoritlerinin hidrotermal, Büyükçal T. fluoritlerinin ise pegmatitik kökenli fluoritler olabileceği saptanmıştır. Bu bulguları arazi ve sıvı kapanım çalışmaları da desteklemektedir.

#### ABSTRACT

Studied fluorite mineralizations are placed in SE (Tad Deresi) and NE (Büyükçal T.) of Akdağmadeni-Yozgat. Tad Dere fluorite mineralizations occur as veins or lenses in E-W and NW-SE striking fault and fracture zones in micaschists. Büyükçal T. mineralizations are emplaced in epidote skarns along granitoid-marble contacts. The REE contents of Tad D. and Büyükçal T. mineralizations are 36 and 113 ppm respectively, and LREE enrichments occur in both areas. Tad D. ores have positive and Büyükçal T. ores have negative Ce anomalies what indicate low and high oxygen fugacities at the source of hydrothermal solutions, respectively. Similarly, Eu anomalies are negative for Tad D. and positive for Büyükçal T. Negative Eu anomalies are can be interpreted as early formed fluorite had high  $Eu^{+2}$  and later forming ones were poorer in  $Eu^{+3}$ . Positive Eu anomalies might caused by alternation of feldspars and thus oxiditaion of  $Eu^{+2}$  to  $Eu^{+3}$  which might took place of Ca in fluorite. The fluorites of area display low Tb/La and Tb/Ca values what indicate early stage crystallizations. The same values plot in hydrothermal origin for Tad D. and pegmatitic origin for Büyükçal T. These findings are supported by field and fluid inclusion data



## 1. GİRİŞ

Yöredeki fluorit cevherleşmeleri iki ayrı bölgede gözlenmektedir. Bunlardan Tad Deresi (Yukarı Çulhalı) fluoritleri Akdağmadeni'nin 7 km. güneydoğusunda, Büyükçal T. (Aşağı Çulhalı) fluoritleri ise 15 km. kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 1). Bunların dışında Akdağmadeni yöresinde büyük yataklanmalar oluşturmayan irili-ufaklı bir çok fluorit mineralizasyonunun vardır. Ancak bunlarla ilgili herhangi bir çalışma bugüne kadar yapılmamıştır. Bu cevherleşmeler sadece Pb-Zn yataklanmalarının yanında aksesuar bir mineralizasyon olarak tanımlanmış ve Tad Deresi dışında fazlaca da değinilmemiştir. Bölgedeki Tad Deresi fluoritleri Uçurum vd. (1997), Karapir ve Akçakışla fluoritleri Sağiroğlu (1982, 1984c), Büyükçal T. fluoritleri ise Şaşmaz (1996) tarafından çalışılmıştır. Ancak bölgedeki fluoritlerin nadir toprak element jeokimyası ile ilgili bugüne kadar herhangi bir çalışma yapılmamıştır.

Bu çalışmanın temel amacı iki farklı bölgede yer alan fluorit mineralizasyonlarının ana oksit, iz element ve NTE içeriği incelenerek, Akdağmadeni metalojenik provensinin oluşum ve kökenine farklı bir açıdan yaklaşımdır. Burada özellikle nadir toprak elementlerinin cevherleşme oluşum sürecindeki çeşitli jeokimyasal davranışları, diğer elementlerle olan ilişkileri ve depolanma ortamının fiziko-kimyasal koşullarını yansıması nedeniyle, böyle bir çalışmanın yapılmasına gerek duyulmuştur. Bu amaçla mostralardan alınan 20 adet örnekte fluorit taneleri seçilerek analize gönderilmiştir. Ana oksit analizleri ICP-ES, eser ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS ve INAA teknikleri ile yapılmıştır.

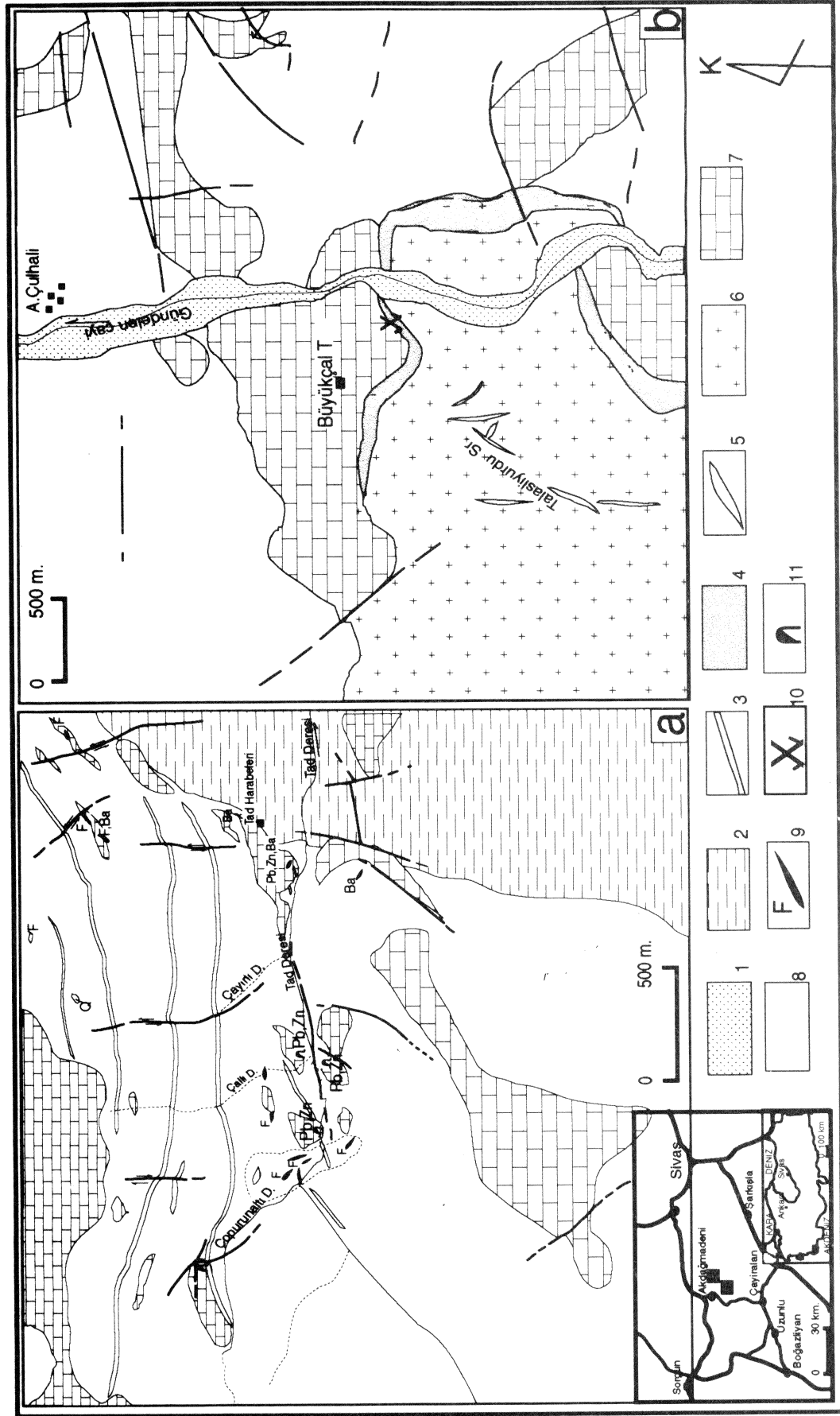
## 2. JEOLJİ

Akdağmadeni ve çevresinde farklı litolojik topluluklar yer almaktadır. Bunlar Paleozoyik yaşlı Akdağ metamorfileri, Senomaniyen yaşlı (Göncüoğlu, 1986) granitoidler, bu iki birimin kontağında yer alan skarn kayaları ve Neojen yaşlı sedimanter kayalardır (Şekil 1). Akdağ Metamorfileri Kırşehir Masifi'nin bir parçası olarak kabul edilmektedir (Seymen, 1984; Tülümen, 1980). Metamorfiter başlıca amfibolit, gnays, kuvarslı mikaşist, kalkışist ve mermerlerden oluşmaktadır. Akdağmadeni yöresindeki metamorfiter amfibolit fasiyesinde, 5 kb. basınç altında ve 620° C' den daha az sıcaklıklarda metamorfizmaya uğramıştır. (Sağiroğlu, 1982). Akdağmadeni çevresinde metamorfileri keserek mostra veren granitoidler, Ortaköy ve Karapir olmak üzere iki ana pluton ile bunların çeşitli bölgelerde yüzeyleyen küçük apofizlerinden oluşmaktadır (Şekil 1). Bu granitoidler alkali granit, kuvars monzonit, kuvars siyenit, siyenit ve çeşitli porfirler ile bunları kesen damar kayalarından oluşmaktadır. Damar kayaları genellikle ortoklaz, kuvars ve muskovitten oluşmaktadır ve bunlara yer yer fluoritte eşlik etmektedir. Granitoidler Tad Deresi civarında devamlılığı bir kaç km.'yi bulan, D-B doğrultulu birbirine paralel damarlar şeklinde (Şekil 1a) olup, alkali granit ve granit bileşimlidir. Büyükçal T. çevresinde ise granitoidler geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir (Şekil 1b) ve kuvarslı siyenit, alkali granit ve granit bileşime sahiptir. Granitoidlerin yaşı Tülümen (1980) ve Sağiroğlu (1982)' na göre Üst Kretase-Eosen, Göncüoğlu (1986)' na göre, Senomaniyen' dir. Skarn kayaları Akdağmadeni çevresinde granitoidler ile metamorfiterin kontağında hemen hemen her yerde gözlenmektedir. Skarn zonunun kalınlığı bir kaç metre ile 100-200 m. arasında değişmektedir (Şekil 1b). Büyükçal T. çevresinde granitoidler ile mermerlerin kontağında baskın olarak epidotlu skarnlar daha az olarak ise granat ve piroksenli skarnlar gözlenmektedir. Tad Deresi çevresinde skarnlaşma izlenmemektedir. Neojen sedimentleri Tad Deresinin doğu ve güneydoğusunda gözlenmektedir (Şekil 1a). Birim hem metamorfiter, hem de damar kayaları üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir ve başlıca konglomera, kumtaşı ve kiltaşlarından oluşmaktadır. Birim genellikle yataya yakın konumludur.

## 3. CEVHERLEŞMELER

Akdağmadeni çevresinde granitoidler ile metamorfiterin kontağında, metamorfiterin içerisindeki kırık zonlarında ve magmatitlerin içerisindeki damarlarda fluorit cevherleşmeleri gözlenmektedir. Bu cevherleşmeler Tad Deresi, Büyükçal T., Karapir ve Akçakışla yörelerinde bulunmaktadır. Sağiroğlu (1982, 1984c), Akçakışla ve Karapir yöresindeki skarnlarda sıvı kapanım çalışmaları yaparak, skarnlaşmayı beş döneme ayırmıştır. Burada fluoriti, skarnlaşma evresinin üçüncü döneminde (430-390 °C sıcaklıklarda ve % 10 NaCl eşdeğeri tuzluluğa sahip), epidot-klorit-sülfid evresi ile birlikte değerlendiril-





Şekil 1: a) Tad Deresi, b) Büyükçal Tepe çevresi jeoloji haritası ( 1: Alüvyon, 2: Neojen sedimentleri, 3: Granit porfir damarları, 4: Skam kayaları, 5: Pegmatitik damarlar, 6: Mermer, 7: Kuvarslı mikaşist, kalkışist, gnays, 8: Kuvarslı mikaşist, kalkışist, gnays, 9: Fluorit damarları, 10: İşletilmeyen maden ocağı, 11: Terkedilmiş galeri).

dirmiştir. Akdağmadeni yöresinde benzer sıvı kapanım çalışmaları Uçurum vd. (1997) tarafından Tad Deresi fluoritlerinde yapılmış olup, Tad Deresi fluoritlerinin homojenleşme sıcaklığı 156-185 °C, tuzluluk değerleri ise % 12-23 arasında saptanmıştır. Akdağmadeni yöresinde bir çok yerde gözlenen fluorit oluşumlarından sadece ikisi burada incelenmiştir. Bunlar Tad Deresi ve Büyükçal Tepe yöresindeki fluoritlerdir.

Tad Deresi fluoritleri Akdağmadeni metamorfiteğine ait mikaşistler içerisinde, D-B ve KB-GD doğrultulu kırıklara yerleşmiş, damar ve merccekler şeklinde gözlenmektedir (Şekil 1). Yaklaşık 3-4 km<sup>2</sup>' lik bir alana yayılmış olan cevherleşmeler, irili ufaklı bir çok mostradan oluşmaktadır. Yörede cevherleşmenin en yoğun olduğu bölge Tad Deresi kuzeyi ile Çallı Dere batısında kalan alandır (Şekil 1). Burada cevherleşmelerin konumunu belirlemek için çok sayıda yarmalar açılmıştır. Bu alanın genişliği ortalama 150-200 m., uzunluğu ise 450-500 m.'ye kadar ulaşmaktadır. Cevherleşmelerde fluoritin yanında kalsit, kuvars ve barit de sıkça bulanmaktadır. Fluorit cevherleşmelerinin çevresinde demir boyamasına benzeyen yaygın alterasyonlar gözlenmektedir. Bu nedenle genelde iri kristalli, beyaz, açık-koyu mor renge sahip fluoritler, alterasyonun da etkisiyle kahverengi-kırmızı renklere izlenmektedir. Tad Deresi fluoritleri ekonomik olarak değerlendirilebilecek boyut ve özelliklere sahiptir.

Büyükçal Tepe fluoritleri Gündelen çayı ile Büyükçal Tepe arasındaki granitoid mermer kantağında izlenmektedir (Şekil 1b). Cevherleşmeler 1-1.5 m. kalınlıkta ve 15-20 m. uzunlukta bir zon boyunca yer almaktadır. Buradaki baskın skarn minerali epidotlardır, bunun yanında az da olsa granat, piroksen, kalsit, kuvars ve şeelit de gözlenmektedir. Fluoritler koyu morumsu renklere ve 0.5-1.5 cm. büyüklüğünde taneler halinde, skarnlar içerisinde saçınımlı olarak izlenmektedir. Bölgede kontakt boyunca batıya Büyükçal tepenin zirvesine doğru gidildikçe epidotlu skarnlar azalmakta, yerini granatlı skarnlara bırakmaktadır. Granatlı skarnlar içerisinde ise hemen hemen hiç fluorite rastlanmamaktadır. Bunun dışında Ortaköy plutonunu kesen aplitik damarlarda sıkça küçük taneler halinde fluoritler de gözlenmektedir.

#### 4. FLUORİTLERİN NTE JEOKİMYASI VE TARTIŞMA

Tad Deresi' ndeki farklı mostralardan 12 adet, Büyükçal Tepe yöresine ait ise 8 adet fluorit örneği alınarak, kimyasal analizleri yapılmıştır. Analizler Kanada Acme analiz laboratuvarında iki farklı yöntemle yapılmıştır. Birinci yöntem ICP-ES ve nötron aktivasyonda fluoritlerin ana oksit, eser ve nadir toprak element içerikleri belirlenmiş (Çizelge 1). Diğer yöntem ise ICP-MS' de fluoritlerin bir önceki yöntemde analiz edilemeyen tüm NTE hepsinin analizi yapılmıştır (Şekil 2). Bu çalışmada Tad Deresi ve Büyükçal Tepe fluoritleri hem genetik, hem de coğrafik olarak birbirinden farklı iki ayrı bölgede bulunan cevherleşme olması nedeniyle, ayrı ayrı incelenmiş ve değerlendirilmiştir.

Tad deresi fluoritleri % 35.7 ile 41.5 arasında değişen flor, % 54.8 ile 58.6 arasında Ca ve çok az miktarda da Fe, Al, Ba, K ve Na içermektedir (Çizelge 1). Tad deresi fluoritlerin ortalama nadir toprak elementi içeriği 36.1 ppm, Büyükçal T. fluoritlerinin ise 113 ppm'dir. Büyükçal T. fluoritleri % 27.8 ile 31.9 arasında F, % 35-45 Ca içermektedir ve analizi yapılan bazı örneklerde önemli oranda W bulunmaktadır (Çizelge 1). Bu da fluoritle beraber bulunan şeelitten kaynaklanmaktadır. Hidrotermal fluorit yataklarının NTE içeriği genelde 100-150 ppm (Grappin vd., 1979; Özüş ve Yaman, 1986) olmasına karşın, alkali magmatitlerin içerisinde ve kontaklarında oluşan fluorit yataklarında bu oran bazen 400-500 ppm'e (Koç ve Özmen, 1998; Şaşmaz ve Çelebi, 1999) kadar çıkabilmektedir. Çalışma alanındaki Tad Deresi fluoritleri, Büyükçal T. fluoritlerine göre daha az NTE içermektedir. Özellikle de beyaz veya açık morumsu fluoritler 20 ppm, koyu mor veya siyaha yakın fluoritler ise 42-48 ppm arasında NTE içermektedir. Tad Deresi fluoritlerinin ana magmatik intrüzyondan daha uzakta ve daha düşük sıcaklıklarda (156-185 °C) (Uçurum vd., 1995) oluşması, bunların daha düşük oranda NTE içermelerine neden olmuş olabilir. Halbuki Büyükçal tepe fluoritleri, alkali siyenit-siyenit bileşimli magmatitler ile mermerlerin kantağında ve daha yüksek sıcaklıklarda (390-430 °C) (Sağiroğlu, 1982, 1984c) skarnlaşmayla birlikte gelişmesi, Tad Deresi fluoritlerinin daha yüksek NTE içermesine neden olmuş olmalıdır. Fleischer (1969) fluorit yataklarında NTE içeriğindeki büyük farklılıkların beklenmedik bir olay olmadığını ve aynı aynı yatakta bile çok büyük farklılıkların bulunabileceğini belirtmiştir. Benzer şekilde Ronchi vd. (1995), aynı yatakta farklı yapı ve dokudaki fluoritlerin hem hafif NTE, hem de ağır NTE zenginleşmesi sunabileceğini belirtmiştir. Çalışma alanındaki nadir toprak elementleri silisyum ve

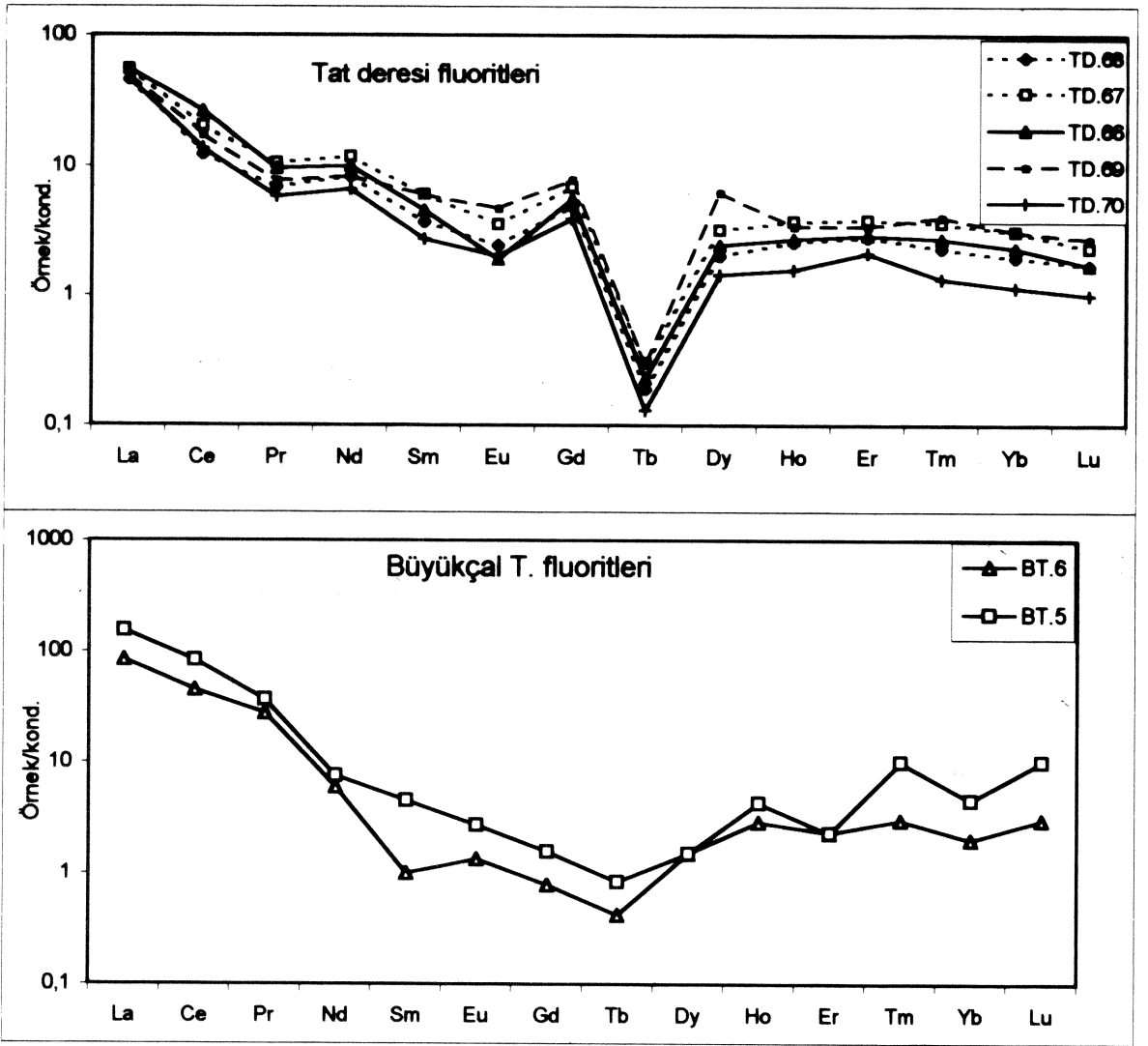
Çizelge 1: Tad Deresi ve Büyükçal T. fluoritlerinin ICP-ES ve nötron aktivasyonda yapılan kimyasal analiz sonuçları (TD: Tad Deresi, BT: Büyükçal Tepe yöresine ait örneklerdir, a.e: analiz edilmedi).

Öm No	TD61	TD62	TD63	TD64	TD65	TD66	TD67	TD68	TD69	TD70	TD71	TF72	BT51	BT52	BT53	BT54	BT55	BT56
SiO <sub>2</sub> %	1.61	2.3	2.52	1.91	2.77	2.03	1.82	4.15	3.2	2.95	2.52	3.82	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.19	0.26	0.1	0.14	0.14	0.13	0.12	0.15	0.31	0.18	0.13	0.21	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	3.92	2.7	0.8	1.4	1.07	0.61	0.79	0.6	2.4	0.93	0.76	3.47	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Na <sub>2</sub> O %	0.09	0.12	0.08	0.09	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
K <sub>2</sub> O %	0.11	0.16	0.05	0.06	0.08	0.07	0.05	0.05	0.1	0.05	0.06	0.12	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Ca %	55.4	54.8	56.1	54.9	55.8	55.8	58.6	55.6	58	57.1	56.4	55.1	42	40	45	35	42	42
F %	39.1	39.5	40.8	41.5	40.3	41.5	38.9	39.5	35.7	39.2	40.3	37.6	31.2	31.9	38.3	28.6	28.3	27.8
Ba	37.0	177	10	213	25	88	49	51	8470	120	374	148	50	180	250	80	60	60
Sr	734	844	661	650	694	682	567	689	757	694	727	641	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Zr	23	48	8	18	64	12	14	7	28	26	23	12	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e	a.e
Th	1	5	0.4	1	0.4	0.8	0.5	0.7	1.2	0.01	0.3	4.8	46	57	80	62	84	85
U	13	12	8.5	9.6	7.2	7.8	1	2.9	2.2	1.4	4.6	6.7	24	10	16	22	13	13
W	5	7	4	7	3	3	3	5	67	5	4	7	3800	820	1700	30000	82	81
Zn	735	40	50	75	67	50	82	152	54	70	35	77	101	89	40	79	72	77
La	9,4	19	8	15	13	16	15	16	14	15	8.8	18	23	22	64	56	54	54
Ce	12	16	7	14	13	16	17	21	15	14	8	18	30	33	59	70	77	75
Nd	6	3	5	5	4	9	6	10	14	6	3	6	6	11	10	3	15	15
Sm	0.6	0.80	0.60	0.60	0.60	0.70	0.80	0.60	0.90	0.50	0.40	0.60	0.5	0.7	0.3	1.2	1.2	1.2
Eu	0.1	0.40	0.10	0.10	0.20	0.20	0.30	0.20	0.40	0.10	0.10	0.30	0.2	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1
Tb	0.18	0.11	0.15	0.09	0.14	0.09	0.14	0.11	0.14	0.06	0.13	0.22	0.38	0.22	0.13	0.35	0.2	0.25
Yb	0.3	0.70	0.30	0.40	0.30	0.40	0.60	0.50	0.70	0.30	0.10	0.40	1.4	1.4	1.2	0.1	1.6	1.7
Lu	0.04	0.11	0.03	0.06	0.02	0.06	0.10	0.07	0.10	0.04	0.04	0.08	0.20	0.21	0.18	0.05	0.24	0.25
Σ NTE	28.6	40.1	21.2	35.3	31.3	42.5	39.9	48.5	45.2	36.0	20.6	43.6	61.3	68.6	135	130.9	149	147

alüminyum ile doğrusal, kalsiyum ve flor ile de ters bir korelasyon sunmaktadır. Benzer ters ilişkiler Çelikhana fluoritlerinde de gözlenmektedir (Şaşmaz vd., 1999). Bu durum fluoritlerin kristalizasyonu sırasında nadir toprak elementlerinin fluoritinin yapısına girmesini engelleyen jeokimyasal faktörlerin bu cevherleşmelerde de etkili olduğunu göstermektedir. Her iki bölgedeki fluoritlerin kondiritlere (Boynton, 1984) göre normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramında hafif nadir topraklardan, ağır nadir toprak elementlerine doğru azalan bir trend izlemektedir (Şekil 2). Bu durum Özüş ve Yaman (1986)'a göre La 'dan Lu' ya doğru nadir toprak elementleri bakımından azalan bir fakirleşmeyi ve içerisinde bulunduğu kayalara göre daha düzgün bir dağılım gösteren çözeltilerinin varlığını işaret etmektedir.

Ce/Ce\* oranları, kondiritlere göre normalleştirilmiş diyagramda, Tad Deresi fluoritleri pozitif, Büyükçal Tepe fluoritleri ise negatif Ce anomalisine sahiptir (Şekil 2). Negatif Ce anomalisi, Ce<sup>+3</sup> oksidasyonu, Ce<sup>+4</sup> ün hareketsizliği nedeniyle, hidrotermal sıvıların kaynağında yüksek oksijen fugositesini ve düşük pH'ı (Palmer ve Williams-Jones, 1996), pozitif Ce anomalisi ise hidrotermal sıvıların kaynağındaki düşük oksijen fugositesini işaret etmektedir (Constantopoulos, 1988; Özgenç, 1993; Ayan ve Özgenç, 1995).

Aynı şekilde Eu/Eu\* oranlarına göre Tad Deresi fluoritleri negatif Eu, Büyükçal T. fluoritleri ise pozitif Eu anomalisine sahiptir (Şekil 2). Pozitif Eu anomalisi oksijen zengin ortamları belirtmektedir (Constantopoulos, 1988). Bu zenginleşme feldispatların alterasyonu, redüksiyon şartlarındaki farklılıklar veya oksidasyon şartlarındaki Eu<sup>+2</sup> 'nin Eu<sup>+3</sup> 'e dönüşmesi ve bunun da fluoritlerdeki kalsiyumun yerine geçmesine, fluorit yataklarının kuvvetli pozitif Eu anomalisi göstermelerine neden olmaktadır (Ekambaram vd., 1986). Benzer şekilde yüksek Sr ve düşük miktarlardaki Be, Ba, Ti, U ve Y elementleri de fluoritlerin pozitif Eu anomalisine yol açmaktadır (Eppinger ve Closs, 1990). Eğer hidrotermal sıvıların



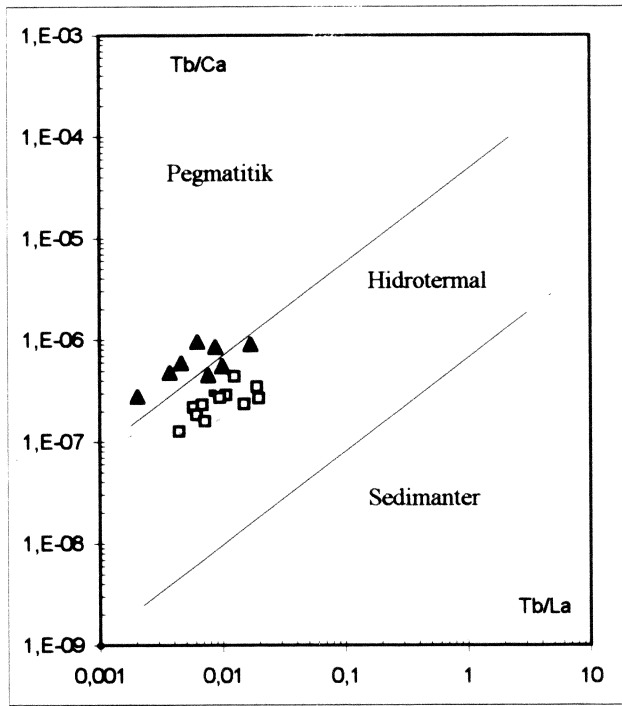
Örn.no	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣNTE
TD.66	14	10	0,84	5	0,72	0,18	1,27	0,09	0,65	0,18	0,59	0,07	0,41	0,05	34,1
TD.67	17	16	1,28	7	1,17	0,26	1,78	0,14	1,02	0,26	0,8	0,11	0,66	0,07	47,6
TD.68	17	21	1,16	6	0,89	0,14	1,43	0,11	0,78	0,19	0,61	0,08	0,48	0,05	49,9
TD.69	15	14	0,94	5	1,16	0,35	1,96	0,14	2	0,24	0,71	0,12	0,66	0,08	42,4
TD.70	14	11	0,7	4	0,53	0,15	1,01	0,06	0,46	0,11	0,43	0,04	0,24	0,03	32,8
BT.06	26,2	36,8	3,4	3,6	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5	0,2	0,5	0,1	0,7	0,1	72,8
BT.05	47,8	67,8	4,5	8,7	0,9	0,2	0,4	0,4	0,5	0,3	0,5	0,1	0,9	0,3	133,3
Cond.	0,31	0,74	0,12	0,6	0,19	0,07	0,26	0,47	0,32	0,07	0,21	0,03	0,21	0,03	

Şekil 2: ICP-MS' de yapılan kimyasal analiz sonuçları ve bunların Boynton (1984) göre normalleştirilmiş NTE dağılımı.

fugositesi manyetit-hematit veya sülfid-sülfat redoks dengesine yakın ise,  $Eu^{+2}$  ve  $Eu^{+3}$  fluorit yataklarında beraber bulunabilmektedir. Bundan dolayı da  $Eu^{+2}$  ve  $Ba^{+2}$  'nin benzer iyon yarıçapları nedeniyle,  $Eu^{+2}$  baritin yapısına girerek, baritin kuvvetli pozitif Eu anomalisi göstermesini sağlarlar. Böylece geç evrede oluşabilecek fluoritlerin pozitif Eu anomalisi göstermelerini engellemiş olurlar. Fluorit yataklarında görülen negatif Eu anomalisi, erken evrede oluşan fluoritlerin  $Eu^{+2}$ , ce zengin olması, daha sonrakilerde  $Eu^{+3}$  ün azlığı, bu tür yatakların negatif Eu anomali göstermelerine neden olmaktadır (Constantopoulos, 1988).

Tad Deresi ve Büyükçal T. yöresindeki fluoritlerin Tb/La oranları (0.002-0.0199 arasında) oldukça düşük değerlerde gözlenmektedir. Bu durum yatakların erken evre kristallenme sonucundan kaynaklanmaktadır. Yüksek Tb/La değerleri geç evre mineralizasyonunda yüksek değerdeki farklılaşmayı ifade etmektedir.  $La^{+3}$  üç değerli NTE' lerinden en büyük iyon yarıçaplı olanıdır ve çözeltide oldukça duraylı florlu kompleksler oluşturur. Bu sebeple erken eriyiklerden uzaklaştırılır. Bu da sıvı ve kristal ürünlerinde Tb/La oranlarında yavaş bir artışa neden olur. Böyle bir modele göre cevherli eriyiklerde erken kristallenme ürünü fluoritlerde Tb/La oranı  $< 1$  olacaktır (Constantopoulos, 1988). Geç evre fluoritlerde ise Tb/La  $> 1$  olacak ve burada ağır NTE, hafif NTE' e göre önemli bir artış ifade edecektir (Ekambaram, 1986).

Tb/Ca oranları fluoritlerin oluşum ortamını belirleyen genetik bir indeks olarak kullanılmaktadır (Schneider vd., 1975; Möller vd., 1976; Möller ve Morteani, 1983). Burada yüksek Tb/Ca oranları felsik bir magmadan geç evrede zenginleşen kaynak bir bölgeyi, düşük oranlar ise sedimanter rezervuarlardaki tüketilmiş bir dengeyi yansıtmaktadır (Möller vd., 1976).



Şekil 3: Tat Deresi (□) ve Büyükçal T. (▲) fluoritlerinin Tb/Ca ve Tb/La değişim diyagramı.

Möller vd. (1976), Tb/Ca ve Tb/La değişim diyagramı kullanarak, fluoritlerin oluşabileceği üç farklı genetik tipi tanımlamışlardır. Bu tanımlamalar yüzlerce pegmatitik, hidrotermal ve sedimanter fluorit yataklarından örnekler seçilerek yapılmıştır. Tad Deresi fluoritlerinin Tb değerleri 0.06 ile 0.22 ppm arasında, Büyükçal Tepe fluoritlerinin ise 0.13 ile 0.40 arasında değişmektedir. Bu da göstermiştir ki yöredeki fluoritler Tb bakımından oldukça düşük oranda zenginleşmiştir. Çalışma alanındaki fluoritler Tb/La ve Tb/Ca oranları, Möller vd. (1976)' nin fluoritlerin oluşum ortamını belirten değişim diyagramına yerleştirildiğinde; Tad Deresi fluoritlerinin tamamına yakını hidrotermal fluoritlerin bulunduğu alana, Büyükçal Tepe fluoritleri ise genellikle pegmatitik fluoritlerin bulunduğu alana düştüğü saptanmıştır. (Şekil 3). Bu sonuçlar, Tad Deresi fluoritlerinin düşük sıcaklıkta hidrotermal çözeltilerin kırık zonlarına yerleşmesiyle oluştuğunu, Büyükçal Tepe fluoritlerinin ise yüksek sıcaklıktaki pegmatitik kökenli çözeltilerin granitoid-mermer kontağı boyunca skarlaşmayla birlikte oluştuğu düşüncesini jeokimyasal açıdan destekler niteliktedir. Bu veri ile ilgili kaynak kayaç durumunda olan pegmatitik damarlar Talaslı Yurdu çevresinde gözlenmektedir. Bu damarlar 0.5-0.6 m. kalınlıkta ve 40-50 m. uzunlukta birbirini keser durumda sıkça yer almaktadır.

#### 4. YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Ayan, Z. ve Özgenç, İ., 1995, Vaysal köyü (Lalapaşa-Edirne) fluoritlerinde sıvı kapanım çalışmaları ve NTE jeokimyası, Türkiye Jeoloji Bülteni, 38/1, s.75-80.
- Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P.(Ed.), REE Geochemistry, Elsevier, pp. 63-114.
- Constantopoulos, J., 1988, Fluid inclusion and REE geochemistry of fluorite from south-central Idaho, Economic Geology, Vol. 83, pp.626-636.
- Ekambaram, V., Brookins, D.G., Rosenberg, P.E. and Emanuel, K.M., 1986, REE geochemistry of fluorite-carbonate deposits in Western Montana, U.S.A., Chemical Geology, 54, pp.319-331.
- Eppinger, G.E. and Closs, L.G., 1990, Variation of trace elements and rare earth elements in fluorite: A possible tool for exploration, Economic Geology, Vol. 85, pp. 1896-1907.
- Göncüoğlu, M.C., 1986, Orta Anadolu masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları, M.T.A. Dergisi 105-106, 111-124 s.
- Koç, Ş. ve Özmen, Ö., 1998, Alışar (Kaman-Kırşehir) fluoritlerinin nadir toprak element jeokimyası, 20. Yıl Semp. Bild. Özleri, s.104, Elazığ.
- Möller, P., Parekh, P.P. and Schneider, H.J., 1976, The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorite genesis, Mineralium Deposita, 11, pp.111-116. Berlin.
- Möller, P. and Morteani, G., 1983, On the chemical fractionation of REE during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: Augustithis, S., Ed., The significance of trace elements in solving petrogenetic problems: Athens, 747-791.
- Özgenç, İ., 1993, Ovacık (Tavşanlı-Kütahya) fluorit yatağının jeolojisi ve oluşumu, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı: 43, s. 5-14.
- Özüş, A.S. ve Yaman, S., 1986, Akkaya (Feke-Adana) fluorit-barit mineralleşmesi ve köken sorunları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 29/2, s. 35-42, Ankara.
- Palmer, D.A.S. and Williams-Jones, A.E., 1996, Genesis of the Carbonatite-Hosted Fluorite Deposit at Amba Dongar, India: Evidence from Fluid Inclusions, Stable Isotopes and Whole Rock-Mineral Geochemistry, Economic Geology, Vol. 91, pp. 934-950.
- Ronchi, L.H., Tauray, J.C., Michard, A. and Dardenne, M.A., 1993, The Ribeira fluorite district, Southern Brazil geol. and geochem. (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics) Mineralium Deposita, 28, pp. 240-252.
- Ronchi, L.H., Tauray, J.C. and Dardenne, M.A., 1995, Complex hydrothermal history of a roof pendant-hosted fluorite deposits at Volta Grande, Parana (Southern Brazil), Economic Geology, Vol. 90, pp.948-955.
- Schneider, H.J., Möller, P. And Parekh, P.P., 1975, Ree distribution in fluorites and carbonate sediments of the East Alpine Mid-Triassic sequences in the Nordliche Kalkalpen, Mineralium Deposita, Vol., 10, pp. 330-344.
- Sağiroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposits of Pb-Zn deposits of Akdağmadeni, Yozgat, Turkey: Londra Üniv.(yayınlanmamış), Doktora tezi, 324 s.
- Sağiroğlu, A., 1984c, Akdağmadeni (Yozgat) kontakt metasomatik yataklarında sıvı kapanım çalışmaları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27/2, 141-144.
- Seymen, İ., 1984, Kırşehir metamorfitlelerinin jeolojik evrimi, Ketin Sempozyumu., Türkiye Jeolojisi Kurumu Yayını, 133-148, Ankara.
- Şaşmaz, A., 1996, Ortaköy ve Aşağı Çulhalı (Akdağmadeni-Yozgat) köyleri arasındaki cevherleşmelerin incelenmesi, 30. Yıl. Sempozyum Bildiriler Kitabı, s. 55-66, Trabzon
- Şaşmaz, A., Önal, A. ve Önal, M., 1999, Çelikhan (Adıyaman) fluorit cevherleşmeleri ve bunların NTE jeokimyası, I. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyum Bildirileri, s. 378-387, İzmir.
- Şaşmaz, A. ve Çelebi, H., 1999, Geochemie der fluorite von Karamağara des Lagerstat-tendistriktes Keban, Elazığ-Türkei, Chemie der Erde, (incelemede).
- Tülümen, E., 1980, Akdağmadeni yöresindeki petrografik ve metalojenik incelemeler, Karadeniz Teknik Üniversitesi., Doktora Tezi, Yerbilimleri Fakültesi Yayını, 85 s., Trabzon.
- Uçurum, A., Koptagel, O. ve Larson, L.T., 1997, Fluid inclusion study of the Tad Deresi fluorite deposit, Y. Çulhalı, Akdağmadeni, Yozgat, Central East Turkey, Turkey Journal of Earth Sciences, 13-19.

## DEĞİRMENDERE VADİSİ (MAÇKA-TRABZON) MANGANEZ CEVHERLEŞMELERİNİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

### GEOLOGICAL SETTING, MINERALOGICAL AND GEOLOCHIMICAL CHARACTERISTICS OF THE DEĞİRMENDERE VALLEY (MAÇKA- TRABZON) MANGANESE MINERALIZATIONS

**Bülent YALÇINALP**, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 61080, Trabzon

**Emine TAŞHAN**, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 61080, Trabzon

#### ÖZET

Değirmendere Vadisi Mn cevherleşmeleri, Üst Kretase yaşlı Hamsiköy tortul-volkanik karmaşığına dahil edilen kırmızı renkli biyomikritler içinde bulunmaktadır. Başlıca masif merceğimsi, ağsal damarcık ve saçınımlı yapılar oluşturmuşlardır. Hakim cevher mineralleri braunit ve bixibittir. Ayrıca psilomelan, pirolusit, amorf manganer, manganokalsit, kuvars ve elektrüm görülür. Si-Al, Zn-Ni-Co, (Ni+Co+Cu)x10-Fe-Mn ve Ba-Fe/Mn diyagramları, bu cevherleşmelerin hidrotermal kökenli olduklarını ortaya koymaktadır.

#### ABSTRACT

Manganese mineralization in Değirmendere Valley occurred within reddish biomicrites belonging to Upper Cretaceous Hamsiköy sedimentary-volcanic complex. Generally it has been observed shape such as lense like body, stockworked and disseminated structure. Dominantly ore minerals are braunite and bixybite. In addition psilomelane, pirolusite, amorphous manganese manganocalcite, quartz and electrum are observed. The diagrams of Si-Al, Zn-Ni-Co, (Ni+Co+Cu)x10-Fe-Mn and Ba-Fe/Mn have suggested that these mineralizations are hydrothermal origine.



## GİRİŞ

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda çok sayıda Mn oksit cevherleşmesinin bulunduğu bilinmektedir (MTA, 1965). Genellikle küçük ölçekli olan bu cevherleşmeler bilhassa Değirmendere Vadisi (Maçka-Trabzon) yöresinde yoğunluk gösterirler. Bu çalışmada, yöredeki Mn cevherleşmelerinin jeolojik yerleşimlerinin, stratigrafik konumlarının, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenerek cevherleşmelerin genel karakterleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

### 1.GENEL JEOLojİ

İnceleme alanının güney doğusunda gözlenen ve yörenin en yaşlı kayaçlarını oluşturan (Şekil 1) ve Yalçınalp (1992) tarafından Pontid Alt Bazik Karmaşığı olarak tanımlanan kayaçlar bazalt, andezit, diyabaz, spilitleşmiş bazalt, keratofirleşmiş andezit ve bu kayaçların piroklastiklerinden oluşur. Üzerine gelen Berdiga Formasyonu'na ait kayaçların Dogger'den itibaren tortulaşmış olması nedeniyle Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nın yaşı Liyas olarak kabul edilmiştir. Pelin (1977) tarafından tanımlanan Berdiga Formasyonuna ait kayaçlar tabanda dolomit ve dolomitleşmiş kireçtaşı, üst seviyelerde ise çört bant ve mercekleri içeren, yer yer kristalize olmuş biyomikritik kireçtaşlarından oluşurlar. Formasyondan yapılan paleontolojik tayinler Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlarını vermektedir. Berdiga Formasyonu Üst Kretase yaşlı Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı tarafından üstlenmektedir. İnceleme alanının büyük kısmını oluşturan bu kayaçlar, dasit, bazalt, andezit lav ve bunların piroklastikleriyle volkanik arakatlı kireçtaşı, kırmızı biyomikrit, kıltaşı ve marn gibi tortul kayaçlardan oluşmaktadır. 1000 m den fazla bir kalınlığa erişen volkaniklere göre tortul kayaçlar daha az oranda bulunur. Bu karmaşık içinde birkaç seviye halinde gözlenen, ortalama 5-35 m kalınlığında ve Kampaniyen-Maasrihtiyen yaşını veren kırmızı biyomikritlerin yöredeki manganez cevherleşmelerinin klavuz seviyesi olduğu ortaya konmuştur. Üst Kretase yaşlı karmaşık içinde dasitler kalın bir ara seviye halinde yüzeylenmektedir. Çalışma alanının güney doğusunda gözlenen ve güneye doğru geniş yayılımlar gösteren Zigana Granitoyidi (Yalçınalp, 1992) yöredeki tüm birimleri keserek yerleşmiştir. Genellikle tonalit ve kuvarslı diyorit bileşiminde olan granitoidin Tersiyer yaşında olduğu kabul edilmektedir.

### 2. DEĞİRMENDERE VADİSİ MANGANEZ CEVHERLEŞMELERİ

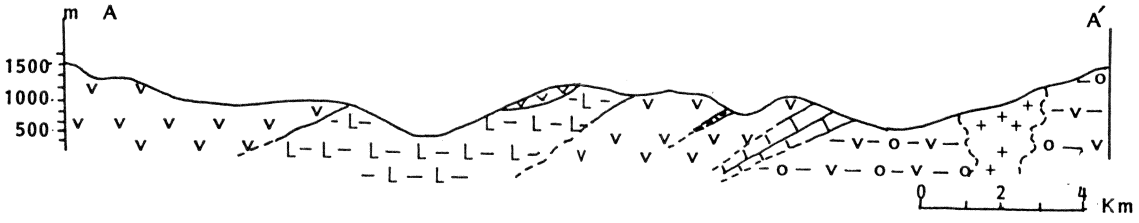
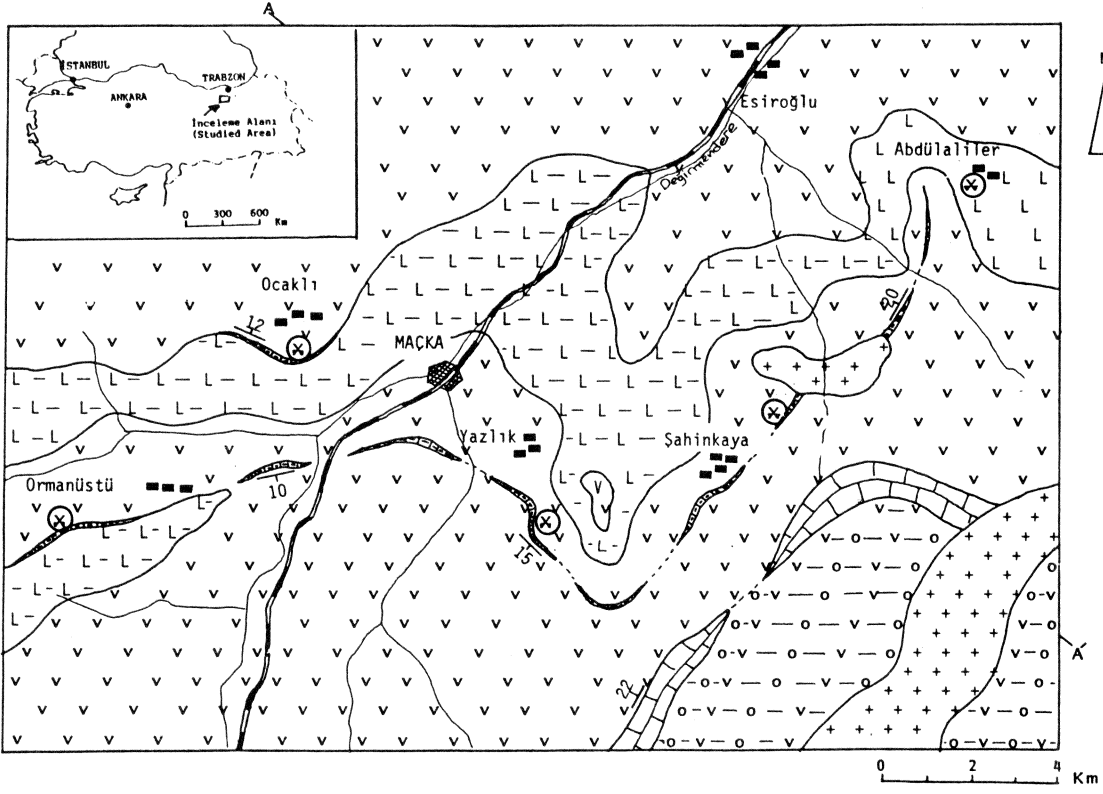
Değirmendere Vadisi yöresindeki Mn cevherleşmeleri, Maçkanın doğu ve batı kesimlerinde, başlıca Ormanüstü, Ocaklı, Yazlık, köyleri ile Şahinkaya Beldesi ve Abdülaliler Mah. civarında bulunmaktadır (Şekil 1). Bu cevherleşmelerden Ocaklı zuhuru Gedikoğlu ve diğ. (1985) tarafından detaylı olarak incelenmiştir. İnceleme alanındaki tüm zuhurlarda yapılan jeolojik incelemeler ve derlenen örneklerden yapılan cevher mikroskobisi ve kimyasal analiz çalışmaları sonucunda da yatakların köken sorunları irdelenmiş ve bu arada önemli görülen Yazlık cevherleşmesi biraz daha detaylı incelenmiştir.

#### 2.1 Ormanüstü Mn cevherleşmesi

Maçka ilçesinin 14 Km güneybatısında yer alan cevherleşme, Üst Kretase yaşlı Hamsiköy tortul-volkanik karmaşığı içinde yer alan kırmızı renkli biyomikritlerle hemen üzerine gelen dasitik tüfler arasında yer almaktadır. Yörede ortalama 15 m kalınlık gösteren bu biyomikritler çok bol miktarda Mn sıvaması içermektedir. Ormanüstü Köyünün yaklaşık 1500 m doğusunda yer alan cevherleşme, 5 m uzunluğunda ve en şişkin yeri 0.7 m kalınlığında olan masif yapıli bir mercek görünümündedir. Bu mercekten yanlara doğru gidildikçe bilhassa kırmızı biyomikritler içinde damarcık ve saçınım şeklindeki zayıf cevherleşmeler de gözlenmektedir. Makroskobik, mikroskobik ve x-ray difraktometre incelemeleri Ormanüstü Mn cevherleşmesinin cevher minerallerinin braunit ve biksibitten, gang minerallerinin ise hematit, manganokalsit ve kil minerallerinden oluştuğunu ortaya koymaktadır.

#### 2.2 Ocaklı Mn cevherleşmesi

Gedikoğlu ve diğ. (1985 ) tarafından detaylı olarak incelenen zuhur, Üst Kretase yaşlı kırmızı biyomikritlerin içinde mercek, damarcık, ağsal damarcık ve saçınım şeklinde gelişmiştir. 20x0.5 m ilk ince bir mercek görünümünde olan ana cevherin büyük çoğunluğu alınmıştır. Bu zuhurda asıl cevher



### A Ç I K L A M A L A R

Tersiyer	{	{ + +	Zigana Granitoyidi	
Üst	{	{ L-L	Dasitik lav ve piroklastlar	} Hamsiköy Tortul- Volkanik Karmaşığı
Kretase		{ - - -	Kırmızı biyomikrit	
		{ v v	Bazaltik-andezitik lav ve piroklastlar	
Malm	{	{ I I	Berdiga Formasyonu	
Alt Kre.		{ -v-o-	Pontid Alt Bazik Karmaşığı	
Liyas	{			
		{ A-A'	Tabaka doğrultu ve eğimi	
		{ A-A'	Jeolojik kesit izi	
		{	Formasyon sınırları	

Şekil 1. İnceleme alanının jeolojik haritası

mineralleri braunit, biksibit, kriptokristalin manganer mineralleri ve psilomelan; gang mineralleri ise hematit, rodokrozit, kalsit, kuvars, kalsedon, barit ve piritir.

### 2.3 Şahinkaya Mn cevherleşmesi

Şahinkaya Beldesinin 2 Km kuzeyinde yer alan cevherleşme, Üst Kretase yaşlı Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı içindeki bazaltlarla bunların hemen üzerine gelen kırmızı renkli biyomikritler arasında yer almaktadır. Bu dokanakta, 120 m lik bir uzanımda, birbiriyle bağlantısı olmayan, en büyüğü 7 m uzunluk ve 0.7 m kalınlık gösteren bir mercek ve diğerleri ise 1-2 m uzunluk ve 1-4 cm kalınlık gösteren damarcıklar halindedir. Bir çok kesiminde galeri veya araştırma kuyuları açılan zuhurdaki cevher mineralleri braunit ve psilomelan, gang mineralleri ise kalsit ve kuvarstır. Ayrıca yer yer 20 mikron büyüklüğüne varan elektrik minerallerinin sıklığı da dikkati çekmektedir.

### 2.4 Abdulaliler Mn cevherleşmesi

Üst Kretase yaşlı dasitik tüflerin içinde yer alan ve yer yer 15 m kalınlığa ulaşan Kampaniyen yaşlı kırmızı biyomikritler içinde yerleşmiş Abdulaliler zuhuru kalınlıkları 0.3-1 m ve uzunlukları da 2-5 m arasında değişen masif yapılu üç mercekten oluşmuştur. Ayrıca devamlılığı olmayan ve 1-3 cm kalınlığındaki Mn damarcıklarına da biyomikritler içinde sıkça ratlanmaktadır. Zuhurdaki cevher mineralleri psilomelan, biksibit, braunit ve manganittir.

### 2.5 Yazlık Mn cevherleşmesi

Detaylı olarak incelenen Yazlık manganer cevherleşmesi, 1950 li yıllardan beri bilinmektedir. Bu yıllarda sahada galeri ve yarma çalışmaları yapılarak cevherleşme kısmen işletilmiştir. Zuhurda, 1/10.000 ölçekli jeolojik harita yapan Gülibrahimoğlu (1979), cevherleşmenin kısa metrajlı sondajlarla tahkik edilmesini önermiştir. Aslaner ve diğ. (1991), Yazlık cevherleşmesinin hidrotermal kökenli olduğunu belirtmişlerdir.

#### 2.5.1 Yazlık Mn cevherleşmesinin jeolojisi

İnceleme alanındaki kayaçlar Üst Kretase yaşlı Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığına ait kırmızı renkli biyomikritler, dasidik lav ve piroklastları, bazalt-andezit lav ve piroklastları ile daha genç yaşta ki yamaç molozundan oluşmaktadır (Şekil 2). Bazalt, andezit lav ve piroklastları çalışma alanının taban seviyesini oluşturmaktadır. En belirgin olarak Bahçeli Mahallesi ve Küçük yazlık Mezrası civarında yüzeylenme gösterirler. Genelde lav, tuf ve aglomera seviyelerinin ardalanmalarından oluşmaktadır. Bu seviyeler arasında yer yer ince kırmızı renkli çamurtaşları seviyeleri gözlenmiştir. Bu çamurtaşları 0.5 ile 2.5 m. arasında değişen kalınlık göstermektedirler. Bunların genel tabaka duruşları KB-GD olup, 12-20° arasında değişen eğimlerle KD ya dalımlıdır. Bazalt ve andezitlerde yaygın ayrışma türü olarak kloritleşme ve killeşme çokça görülmektedir. Andezitik piroklastlar genellikle tuf ve breşler şeklinde izlenmektedirler. Dasitler oldukça ayrışmış, killeşmiş, limonitleşmiş ve kloritleşmiş olarak görülürler. Yazlık Mezrası civarında ara katkı olarak çok ince kırmızı renkli biyomikrit bantları içerirler. Dasidik piroklastlar litik kristal tuf karakterindedir. Genel katman gidişleri KD-GB olup, 15-20° arasında değişen eğimlerle GD ya eğilimlidirler. Kırmızı Biyomikritler gerek dasitik, gerekse andezitik ve bazaltik birimler içinde, 0.5-15 m kalınlıklar gösteren arakatki uzun mercekler şeklinde yerleşmişlerdir. Yörede koyu bordo ile kırmızı arasında değişen renkleri ve güzel tabakalanma göstermeleriyle kolayca tanınırlar. Genel tabaka gidişleri KD-GB olup, 13-20° arasında değişen eğimlerle GD ya dalımlıdır. Saptanan mikrofossillere göre kayaçların Senoniyen de tortulaştıkları belirlenmiştir. Yamaç molozu, İnceleme alanında Yazlık Mezrası civarında yer alan paleo-heyelanın bir sonucu olarak eski heyelan bölgesinde mostra verir. Elemanlarını bazaltik, andezitik, ve dasitik lav ve piroklast parçalarıyla kırmızı renkli biyomikrit, kiltası ve marn bloklarından ibaret olan değişik büyüklükteki parçaların ve toprak malzemesiyle karışımından oluşmuştur.

### 2.5.2 Cevherleşmenin yerleşimi ve yataklanma şekli

Yazlık yöresindeki manganez cevherleşmeleri kırmızı kireçtaşı ile dasitik tüflerin dokanakları boyunca yer almaktadır. Bu bölgede cevherleşme iki ayrı yerde görülmektedir. Birinci grup cevherleşme ince bir dasitik tüf seviyesi ile kireçtaşı dokanağı boyunca yer almaktadır. Bu seviyelerde manganez cevherleri silisleşmiş kireçtaşı ve manganez dandiritli kireçtaşları arasında tüm geçişler mevcuttur. Bu özellikler, silisli ve manganezli getirimlerin, karbonatlı kayaçları kısmen ornattığını göstermektedir. Cevherleşmeler bu yapılar içinde merceksi yığınlar halinde yer alır. Bu mercekler masif yapılardan yanal olarak yan kayaca doğru stokverk ve saçınımlı bir şekilde yanal geçiş gösterirler. En fazla birkaç 10 cm uzunluğunda ve birkaç cm kalınlığında olan bu damarcıklar kireçtaşlarının çatlaklarında veya tabaka aralarında yerleşmişlerdir. Dasitik tüflerle cevherleşmenin izlendiği kireçtaşı dokanağı boyunca iki adet galeri açılmıştır. Ayrıca biyomikrit içinde de dört adet arama galerisi sürülmüştür. Günümüzde ilk iki galerinin dışında diğer galeri ağızları tamamen çöktükleri için gidişleri hakkında bir fikir elde etmek mümkün olmamıştır. Yanlız galeri ağızlarındaki pasalara bakarak galerilerin cevher kesmediği ve bu nedenle kısa sürülmüş olabilecekleri düşünülmüştür. Cevherleşmeyi kesen galerilerde yapılan incelemelerde yüzeyde 0.7 cm olan cevher kalınlığının galeriler boyunca incelerek 16-20. m de sona erdiği, yani mercek yapısı gösterdiği anlaşılmaktadır. Yazlık Mezrası civarında yer alan ikinci cevherleşme sahası yine dasitik tüflerle kireçtaşı kantağında yer almaktadır. Ancak sonradan oluşan toprak kayması sonucunda galeri ağızı tamamen kapandığından uzunluğu, yönü ve cevherin gidişi hakkında bir bilgi elde edilememiştir. Ancak pasada yapılan incelemede galeriden Mn cevheri çıkartıldığı tesbit edilmiştir.

### 2.5.3 Yazlık Mn cevherleşmesinin mineralojik özellikleri

İnceleme alanında ağızı açık olan galerilerden alınan sistematik örneklerle diğer galerilerin pasalarından alınan örnekler parlatılarak maden mikroskopunda incelenmiş bulunan sonuçlar X-Ray difraktometre ile yapılan çalışmalarla denestirilerek cevherleşmenin parajenezi belirlenmeye çalışılmıştır. Yazlık Mn cevherleşmenin en önemli iki mineralini braunit ve biksibit oluşturmaktadır. Biksibit genellikle braunit ile birlikte öz biçimli kare şekillerde bulunurlar. Grimsi kahverengi-parlak zeytini sarı olarak izlenir . Braunit ise hafif kahverengimsi gri beyaz renklidir. Yarı öz şekilli veya öz şekilli çokgenler halinde görülürler. Bunların dışında küresel ve kabuksu görünümlü olanlarına da rastlanmıştır. Psilomelan az miktarda bulunmaktadır. Genellikle boşluk dolgusu olarak gelişmiştir. Sarımtırak grimsi beyaz renklidir. Piroluzit birçok kesitte damar dolgusu olarak izlenmiştir. Sadece Yazlık ve Şahinkaya zuhurlarına ait örneklerde gözlenen ve yer yer 40 mikron büyüklüğüne varan parlak sarı ve yumuşak karakterli minerallerin elektrik oldukları, kimyasal analiz sonuçlarıyla da desteklenmiştir. Gang olarak kuvars, mangano-kalsit, kalsit, barit ve kil mineralleri saptanmıştır.

## 3. CEVHERLEŞMELERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Değirmendere Vadisi (Maçka-Trabzon) manganez cevherleşmelerinin çeşitli kesimlerinden alınan örneklerden ana ve iz element analizleri yaptırılmıştır. Analizler, Kanada'da Acme Laboratuvarında ICP-AES (plazma lanbalı atomik emisyon spektrometresi) yöntemiyle yapılmıştır. Bu verilere göre cevherleşmelerin ana bileşenlerini manganez ve silisyum oluşturmaktadır (Çizelge 1). Bunlara az oranca Fe ve Ca eşlik etmektedir. Dünyada çeşitli manganez cevherleşmeleri üzerinde yapılan güncel çalışmalarda (Bonatti ve diğ. 1976; Crerar ve diğ., 1982; Oygür, 1990; Choi ve Hariya, 1992; Nicholson, 1992 ve Roy, 1992); normal deniz sularından yavaşça çökelen hidrojenetik yataklarda Fe/Mn oranı 1 civarında olduğunu, oysa deniz altında oluşan hidrotermal yataklarda bu oranın <0.1 olduğunu belirlenmiştir. İnceleme alanındaki Mn cevherleşmelerinde Fe/Mn oranının <0.02 olması, bu zuhurların Mn ca zengin hidrotermal eriyiklerden çökelmiş olabileceğini göstermektedir. Tortulaşmanın karakteristik göstergesi olan Si-Al diyagramında da örneklerin düşük al miktarları nedeniyle hidrotermal alanda toplandıkları görülmektedir (Şekil 2-a). Cevherleşmenin ana elementleri olan Fe ve Mn in bazı iz elementlere göre (Co, Ni, Cu and Zn) olan oranı yine Mn oksit yataklarının iki tipini birbirinden ayırtlamada kullanılmaktadır (Bonatti ve diğ., 1976). Analiz sonuçlarını Mn, Fe ve (Ni+Cu+Co)x10 oranlarını gösteren diyagrama uyarladığımızda (Şekil 2-b), Mn cevherleşmelerine ait örneklerdeki Fe ve Mn e nazaran düşük iz element değerleri, hidrotermal oluşumu göstermektedir. Mn-oksit yataklarının iki tipi (hidrotermal ve hidrojenetik), Co, Ni, ve Zn gibi iz elementlerin birbirine göre olan oranlarına bağlı

ve damar şekilli Fe ve Mn oksit cevherleşmeleri oluşur (Rona, 1982). Değirmendere Vadisi cevherleşmeleri de masif mercek-damar-ağsal damarcık ve saçınım yapılarının tümünün görüldüğü bir hidrotermal aktiviteyi işaret etmektedir. Nisbeten yüksek ısıda oluşan braunit ve biksibit minerallerinin yoğunluğu da hafifçe yükseltgen bir ortamda gelişmiş damar tipi hidrotermal oluşumun bir göstergesidir. Ancak dentritik yapıların, silisleşmiş biyomikritlerin ve manganokalsitin varlığı, diyajenezlerini tamamlamamış olan kırmızı biyomikritlerde, çok sınırlı da olsa bir metasomatoz olayının gerçekleştiğinin delilidir. Jeokimyasal incelemelerde belirlenen düşük Fe/Mn oranı, buna karşılık Co a göre yüksek Ni ve Zn değerleri, günümüz deniz altı hidrotermal Mn oluşumlarıyla büyük benzerlikler göstermektedir (Choi and Hariya, 1992). Bamba (1984), demir de içeren silisli oluşukların denizaltındaki volkanik püskürmelerle geliştiğini, Al un ise başlıca, tortulaşmadaki kil minerallerinden itibaren oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu durumda İnceleme alanındaki örneklerin düşük Al içerikleri, bu Mn cevherleşmelerinde sadece hidrotermal aktivitenin etken olduğunu göstermektedir. Ayrıca Ba içeriğinin de hidrotermal olaylara bağlı olarak arttığı bilinmektedir (Boström, 1983). Buna göre Değirmendere Vadisi yöresindeki zuhurların yüksek Ba içerikleri, hidrotermal görüşü desteklemektedir.

## KAYNAKLAR

- Alpan, T., 1971, Of-Trabzon arasının Jeolojik Etüdü. M.T.A. Rap. 1177, Ankara (yayınlanmamış).
- Bamba, T., 1984, The Tokoro belt, a tectonic unit of the central axial zone of Hokkaido, Hokkaido University Scientific Journal Series 4, 21, 21-75.
- Aslaner, M., Vıcıl, M., Van. A. ve Yalçınalp, B., 1991, Trabzon-Gümüşhane arası metalik cevherleşmelerin incelenmesi, KTÜ Araştırma Projesi, 86.112.005.4, 103 s., Trabzon (yayınlanmamış).
- Bonatti, E., Zerbi, M., Kay, R. and Rydell, H.S., 1976, Metalliferous Deposits Aphenine Ophiolites, Geology Society of America Bulletin, 87, 83-94.
- Boström, K., 1983, Genesis of ferromanganese deposits-Diagnostic criteria for recent and old deposits: Rona, P.A. and etc. ed., Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers, Nato Conference Series IV. Marine Sciences, 12, 473-489.
- Choi, J.H. and Hariya, Y., 1992, Geochemistry and depositional Environment of Mn oxide deposits the Tokorro belt, Northeastern Hokkaido, Japan. Economic Geology, 87, 1265-1274
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L. and Feigenson, M.D., 1982, Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: 1. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. Economic Geology, 77, 519-540.
- Gedikoğlu, A., 1978 Harşit Granit Karmaştığı ve Çevre Kayaçları (Giresun-Doğankent). KTÜ Yer Bilimleri Fak. Doçentlik Tezi, Trabzon, 175 s (yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., Van, A., Eyüboğlu, I. ve Yalçınalp, B., 1985, Doğu Karadeniz cevherleşmelerine bir örnek: Ocaklı (Maçka-Trabzon) mangan zuhuru, Jeoloji Mühendisliği, 25, 23-37.
- Gülibrahimoğlu, İ., 1979, Küçükyaşlık mangan zuhuru ve çevresinin jeolojik araştırması, MTA rapor no:546, Trabzon (yayınlanmamış).
- Nicholson, K., 1992, Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: Guide to metallogenesis. Economic Geology, 87, 1253-1264.
- MTA, 1965 Türkiye Mangan Yatakları, MTA yayını, 120, Ankara.
- Oygür, V., 1990, Çayırılı (Ankara-Haymana) mangan yatağının jeolojisi ve kökeni üzerine görüşler. MTA Dergisi, 110, 29-44.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase. KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, 2, 65-114.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından incelenmesi, Doçentlik Tezi, KTÜ yayını no: 87, Trabzon.
- Rona, P.A., 1982, Polymetallic sulphides at seafloor spreading centers: A global overview, Marine Technic Society Journal, 16, 81-86
- Roy, S., 1992, Environments and Processes of manganese deposition. Economic Geology, 87, 1218-1236.
- Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin jeolojik yerleşimi ve jeokimyası. KTÜ Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi, 177 s, Trabzon (yayınlanmamış).

**MİNERALOJİ-PETROGRAFI**  
*Mineralogy-Petrography*





## DOĞU PONTİDLERİN KUZEY VE GÜNEY ZONLARINDA YÜZEYLENEN EOSEN YAŞLI GRANİTİK SOKULUMLARIN KARŞILAŞTIRILMALI JEOLÖJİK, PETROGRAFIK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

### COMPARATIVE GEOLOGICAL, PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF EOCENE AGED GRANITIC INTRUSIVES IN THE NORTHERN AND SOUTHERN ZONES OF THE EASTERN PONTIDES

Zafer ASLAN, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

Mehmet ARSLAN, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

Cüneyt ŞEN, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

#### ÖZET

Doğu Pontid kuzey (Trabzon) ve güney (Gümüşhane) zonlarında Eosen ve daha genç volkanitleri kesen granitik sokulumlar bulunmaktadır. Kuzey zondaki sokulumlar KB-GD, güney zondakiler ise yaklaşık D-B uzanımlıdır. Genellikle yan kayaç dokanıkları keskin olup, güney zondakiler mafik mikrogranüler anklavlar içerir. Sokulumlar petrografik bakımdan tek düze olmayıp gerek renk ve gerekse mineralojik bakımdan değişim göstermektedir. Kayaçlar, genelde ince-orta taneli olup, monzonitik, poikilitik, rapakivi, anti-rapakivi ve yazı dokuları göstermektedir. Modal mineralojik bileşimlerine göre kuzey zondaki sokulumlar monzonit, kuvars monzonit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit iken güney zondakiler monzogranit ve granodiyorittir. Sokulumlar ana ve iz element içerikleri bakımından farklılıklar gösterir. Sokulumlar, genel olarak I-tipi, kalkalkalen-alkalen geçişli ve metalumin karakterlidir. Karakteristik mineral diyagramında örnekler KAFEMİK grupta yer almaktadır. Magma-tektonik ayırtma diyagramlarında sokulumlar genel olarak levha çarpışması ve sonrası granitoidlere karşılık gelmektedir.

#### ABSTRACT

Granitic intrusions, which cut Eocene and post-Eocene aged volcanites, crop out in the northern zone (Trabzon) and southern zone (Gümüşhane) of eastern Pontides. Intrusions in the northern zone extend NW-SE whereas those in the southern zone are nearly E-W directions. The contacts of the intrusions are sharp, and those of southern zone commonly contain mafic microgranular enclaves. Petrographically, intrusions show variations in both colour and mineralogy. The rocks have fine to medium granular, monzonitic, poikilitic, rapakivi, anti-rapakivi and myrmekitic textures. Based on modal mineralogy, the northern rocks are monzonite, quartz monzonite, monzodiorite and quartz monzodiorite whereas the southern samples are monzogranite and granodiorite. Major and trace element contents of the intrusions show differences. The rocks have generally I-type, calcalkaline-alkaline transitional and metaluminous character. They plotted in CAFEMIC field of the characteristic mineral diagram. On magma-tectonic discrimination diagrams, they correspond collision and post-collision granitoids.

İnceleme alanları, Doğu Pontidler kuzey zonunda Sıldağı-Kuruçam (Trabzon), güney zonunda ise Kaletaş-Akhisar (Gümüşhane) çevresinde yer almaktadır. Doğu Pontidler, Jura, Geç Kretase ve Eosen olmak üzere üç ana volkanik evre sonunda şekillenmiştir (Adamia vd., 1977; Arslan vd., 1997). Bölgede aynı zamanda Permo-Karbonifer'den Eosen sonrasına kadar geniş bir yaş aralığında gelişmiş pek çok granitik sokulum da yer almaktadır. Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoidi metamorfiteri (Çoğulu, 1975), Jura-Kretase-Paleosen yaşlı granitoidleri ise volkanik ve/veya volkanoklastik serileri keserek yerleşmiştir (Şen, 1987; Aslan, 1998; Kaygusuz ve Şen, 1998). Eosen yaşlı sokulumlar ise daha dar alanlarda tüm serileri kesmiş olarak görülürler.

Bu çalışmada, Doğu Pontidlerin kuzey ve güney zonlarında yayılım gösteren ve Eosen yaşlı volkanitler içerisine yerleşen granitik sokulumlar irdelenmiştir. Kuzey zonda Sıldağı (Şalpazarı) ve Kuruçam Yaylası (Düzköy) yörelerinde, güney zonda Kaletaş, Akhisar ve Kalenez Tepe (Gümüşhane) yörelerinde değişik boyutlarda yüzeylenen sokulumlar toplam altı ayrı stok şeklindedir. Önceki çalışmalarda Geç Eosen olarak yaşlandırılan (Güven, 1993) bu granitik kayaçların kesin stratigrafik konumları tartışmalı olduğu gibi ayrıntılı petrografik, jeokimyasal ve petrolojik incelemeleri de yapılmamıştır. Bu amaçla söz konusu jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri saptanarak birbirleriyle karşılaştırılmış ve Pontid yay magmatizmasının gelişimi sürecindeki petrojenezleri belirlenmeye çalışılmıştır.

## 2. GENEL JEOLJİ

Doğu Pontidlerin temelini, Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar ve bunları kesen Gümüşhane Granitoidi (Çoğulu, 1975) oluşturmaktadır. Liyas yaşlı bazalt, andezit ve piroklastitleri bu temel üzerine uyumsuz olarak oturur. Daha sonra bunları Geç Jura-Erken Kretase kireçtaşları örter. Geç Kretase bazalt, andezit ve piroklastitleri kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir. Bu kayaç gruplarını Geç Kretase granitoidler kesmektedir. Bütün bu kayaçlar üzerine Eosen yaşlı volkanik kayaçlar uyumsuz olarak gelmektedir. Bunlar da Geç Eosen granitoidler tarafından kesilmektedir (Güven, 1993).

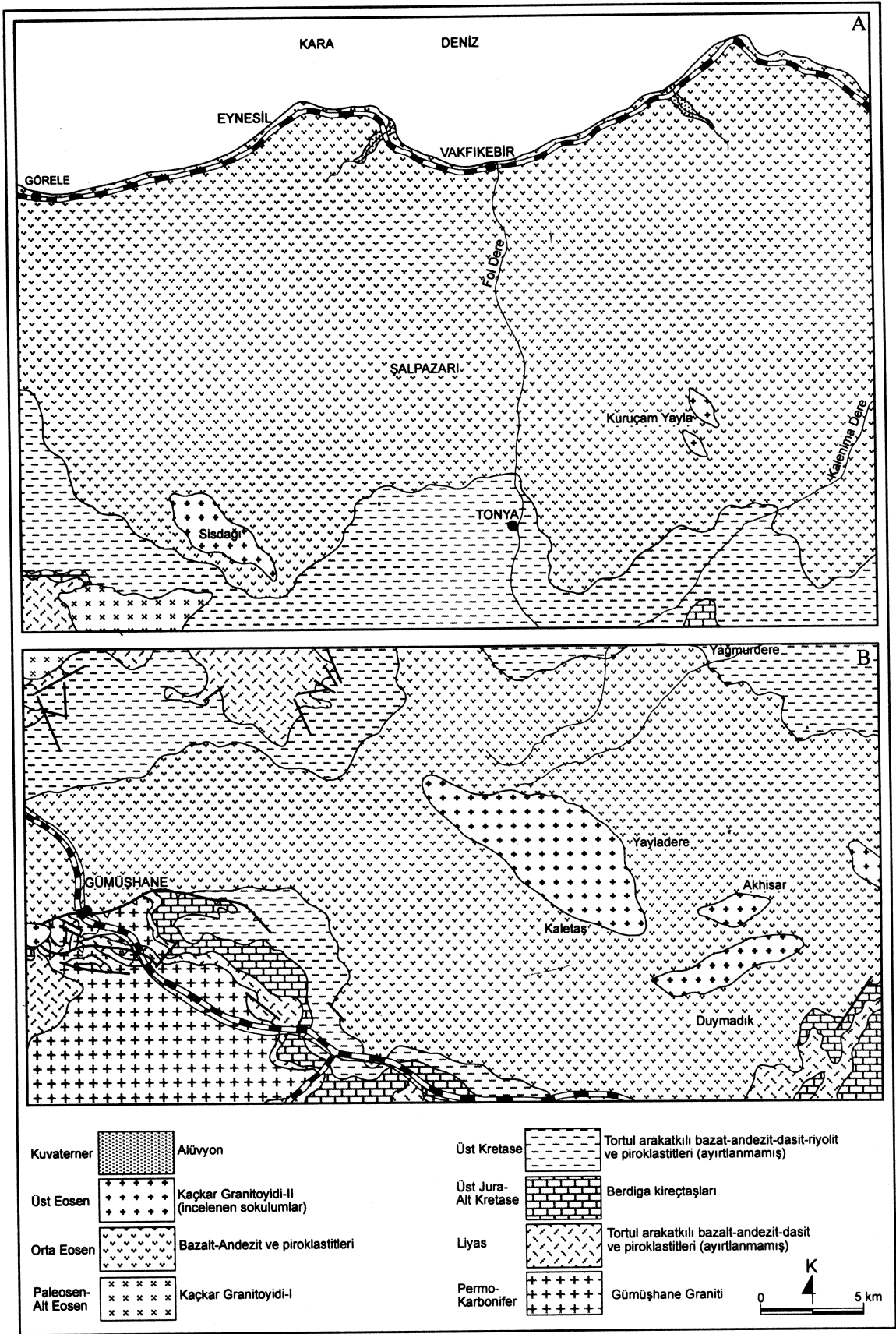
İncelenen sokulumlar, hem kuzey zonda ve hem de güney zonda Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu olarak adlandırılan volkanik ürünleri kesmektedir (Şekil 1). Önceki çalışmalarda Eosen olarak yaşlandırılan volkanitlerin, son yıllarda yapılan çalışmalarda hem litolojik özellikleri ve hem yaş bakımından farklılıklar gösterdiği, kuzey zonda bunların Eosen-Üst Miyosen yaş aralığında ve alkali karakterli, buna karşın güney zonda Paleosen-Eosen yaş aralığında ve kalkalkali karakterli oldukları ortaya konulmuştur (Arslan vd., 1997; Şen vd., 1998; Arslan vd., 1998). Dolayısıyla arazi gözlemlerinde sokulum-yan kayaç ilişkisi göz önüne alındığında kuzey zonu sokulumlarının en erken Geç Miyosen, buna karşın güney zonu sokulumlarının en erken Geç Eosen'de yerleştikleri düşünülmektedir.

Kuzey zondaki sokulumlar KB-GD, güney zondakiler ise yaklaşık D-B uzanımlıdır (Şekil 1). Yan kayaçları her iki zonda, genelde bazaltik bileşimli volkanitler olup, keskin bir dokanak ilişkisi sunarlar. Özellikle sokulumun dış zonlarında boyutları 1-10 cm arasında değişen, genelde elips-oval şekilli ve sınırları keskin olan volkanik kayaç parçaları (ksenolit) bulunmaktadır. Ayrıca güney zondaki sokulumlarda 2-15 cm boyutlarında daha çok oval şekilli mafik mikrogranüler anklavlar yaygındır. Bütün sokulumlar birkaç cm'lik aplit damarları tarafından kesilmiştir.

## 3. PETROGRAFI

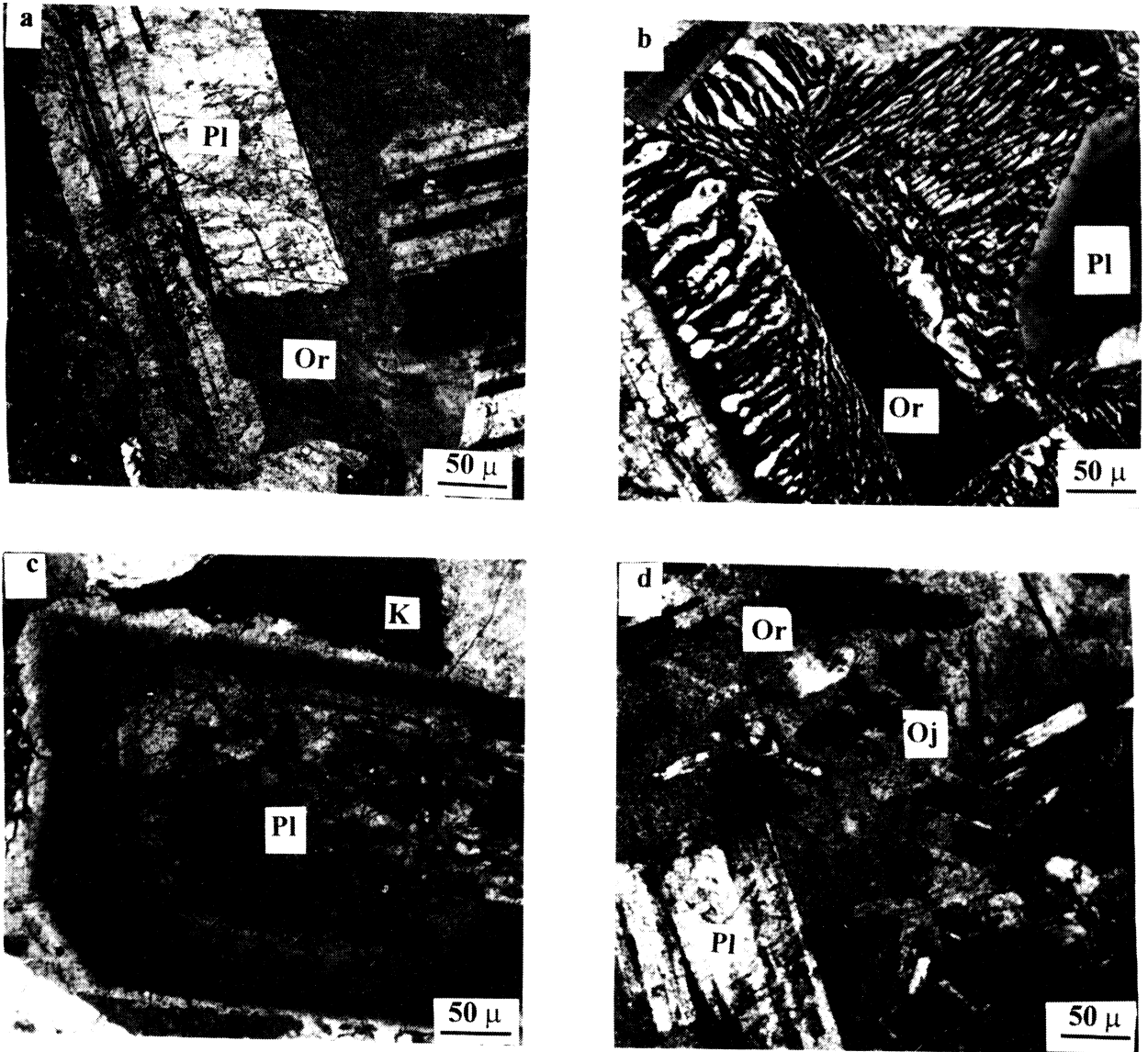
Sokulumlar, petrografik bakımdan tek düze olmayıp, gerek renk gerekse mineralojik bileşim bakımından değişim göstermektedir. Tane boyutları ince taneliden orta-iri taneliye kadar değişmektedir. Kayaçlar, monzonitik, yazı, poikilitik, rapakivi, antirapakivi ve ender olarak mirmekitik doku göstermektedir. Ana mineral olarak %30-56 plajiyoklas ( $An_{28-49}$ ), %3-35 ortoklas, %2-21 kuvars, %1-25 hornblend, %3-18 ojit, %1-17 biyotit, %1-8 opak mineral, tali mineral olarak apatit ve sfen, ayrışma ürünü olarak da klorit, serisit, epidot ve kalsit bulunmaktadır.

Plajiyoklaslar, öz ve yarı öz şekilli, anortit içeriği %28-49 arasında değişmekte olup, genellikle andezin ve yer yer oligoklas cinsindedir. Güney zonu kayaçlarındaki plajiyoklasların çoğu halkalı zonlanma



Şekil 1. Doğu Pontid kuzey (A) ve güney zonlarının (B) basitleştirilmiş jeolojik haritası (Güven, 1993'den).

gösterirken (Şekil 2) kuzey zondakiler de yaygın değildir. Ortoklaslarla olan sınırlarında yer yer mirmekitik doku gelişirken, yine ortoklaslar tarafından çevrilerek monzonitik dokuyu oluşturmaktadırlar. Ortoklas yarı öz şekilli iri kristaller halindedir. Kuzey zonu örneklerinde ortoklas kristalleri, bol miktarda orta ve küçük taneli plajiyoklas, biyotit, hornblend ve opak mineral inklüzyonları içererek poiklitik doku oluştururken güney zon örneklerinde pek yaygın değildir. Her iki zona ait bazı örneklerde, ortoklaslar plajiyoklas tarafından sarılarak antirapakivi dokusu gelişmiştir (Şekil 2). Güney zonda Akhisar yöresi örneklerinde yazı dokusu gözlenmektedir (Şekil 2). Ayrıca yine bu zonda bazı örneklerde ortoklas pertitik özellik sunmaktadır. Kuvars yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde olup, genellikle dalgalı sönme gösterir. Hornblend, özellikle kuzey zonu örneklerinde çok yaygın görülmektedir. Öz ve yarı öz şekilli olup, klorite dönüşmüşlerdir. Ojit, hornblend ile beraber kuzey zonun en yaygın mafik mineralidir. Öz ve yarı öz şekilli ojit özellikle Kuruçam Yayla yöresi örneklerinde daha boldur. Genelde uralitleşmiş ve hatta kloritleşmiştir. Biyotit uzun lameller halinde olup, güney zonu sokumlarının ana mafik mineralidir. Az derecede kloritleşme mevcuttur. Güney zonu örneklerinin bazılarında biyotit ile hornblend iç içe büyümüştür. Bu durum özellikle mafik mikrogranüler anklavların sınırında gözlenmektedir. Tali minerallerden apatit plajiyoklaslarda inklüzyon halinde bulunurken, sfen kuzey zona ait bir kaç örnekte izlenmiştir. Klorit, serisit, epidot, kalsit ve kil ayrışma mineralleridir.

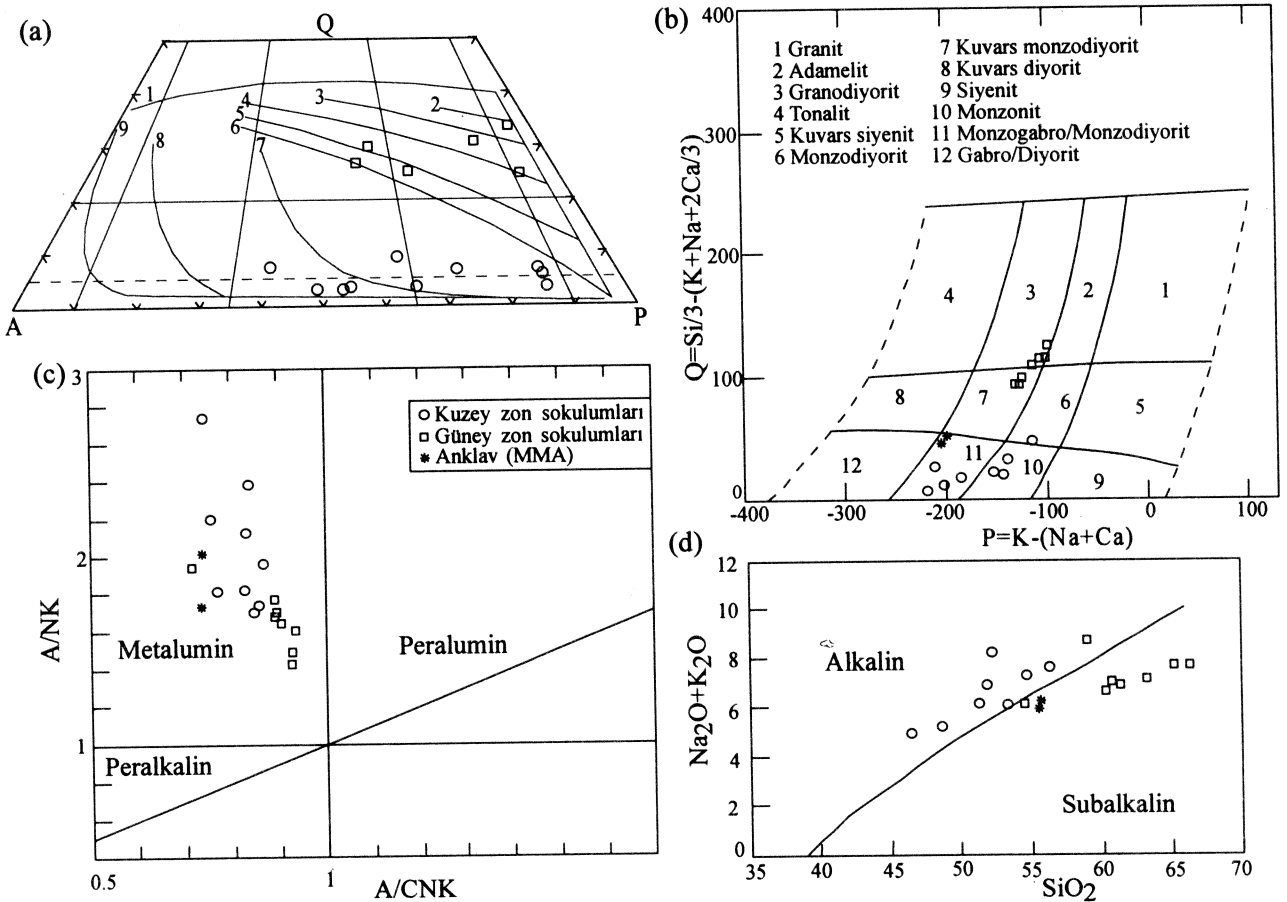


Şekil 2. a) güney zon sokumlarında gözlenen anti-rapakivi (örnek no G16), b) yazı dokuları (örnek no G34), c) halkalı zonlu ve hücremsi plajiyoklas (örnek no G10), d) kuzey zon sokumlarında gözlenen poiklitik ortoklas (örnek no S6). Pl: plajiyoklas, Or: ortoklas, K: kuvars, Oj: ojit (Ç.N.).

Sokulumlarda magma karışımı (mixing) ve karışığı (mingling) olaylarına işaret eden dokusal özellikler mevcuttur. Petrografik incelemeler sonucu tespit edilen poiklitik, rapakivi ve antirapakivi dokuları, halkalı zonlu plajiyoklaslar (Hibbard, 1991) ve ayrıca biyotit ve hornblendin iç içe büyümesi (Aslan ve Aslaner, 1998) magma karışımına (mixing) (Şekil 2), Güney zonu sokulumlarında yaygın olarak gözlenen mafik mikrogranüler anklavların varlığı da magma karışığına (mingling) işaret etmektedir.

Sokulumlarda gözlenen mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) diyorit ve kuvarslı diyorit bileşiminde olup, ana kayaca göre daha ince tanelidir. MMA'larda bol miktarda bulunan plajiyoklaslar halkalı zonlu ve albit ikizli olup, anortit içeriği %38-48 olan andezin cinsindedir. Daha az olarak ortoklas (<%1) ve kuvars (<%2) da bulunmaktadır. Mafik mineraller olarak, değişen bolluk oranlarında biyotit ve ojit bulunmaktadır. Anklav-ana kayaç sınırında az oranda biyotit zenginleşmeleri gözlenmektedir.

QAP modal sınıflaması (Streckeisen, 1976) ana magma serilerinin ayırtılmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Lameyre ve Bowden, 1982; Lameyre ve Bonin, 1991). Bu sınıflamada, üç ana serinin (toleyitik, kalk-alkalen ve alkalen) izlediği belirgin yollar, genellikle P ucundan başlayarak, alkali granit alanına doğru gider. Magmatik yaylarda bulunan granitik kayaçların izlediği kalk-alkalen seri de kendi içerisinde, tonalit-tronjemitik kalk-alkalen seri, granodiyoritik kalk-alkalen seri ve monzonitik kalk-alkalen seri olarak alt serilere ayrılmıştır (Lameyre ve Bowden, 1982). Modal mineralojik bileşimlerine göre incelenen sokulumlar iki farklı grup oluşturmaktadır (Şekil 3a); kuzey zondakiler monzonit-kuvars monzonit, monzodiyorit-kuvars monzodiyorit, güney zondakiler ise monzogranit ve granodiyorit olarak adlandırılmışlardır. Bu bileşimler dikkate alındığında kuzey zon sokulumları monzonitik seri buna karşın güney zon sokulumları ise kalk-alkalen granodiyorit seri yönelimi gösterdiği kabul edilebilir.

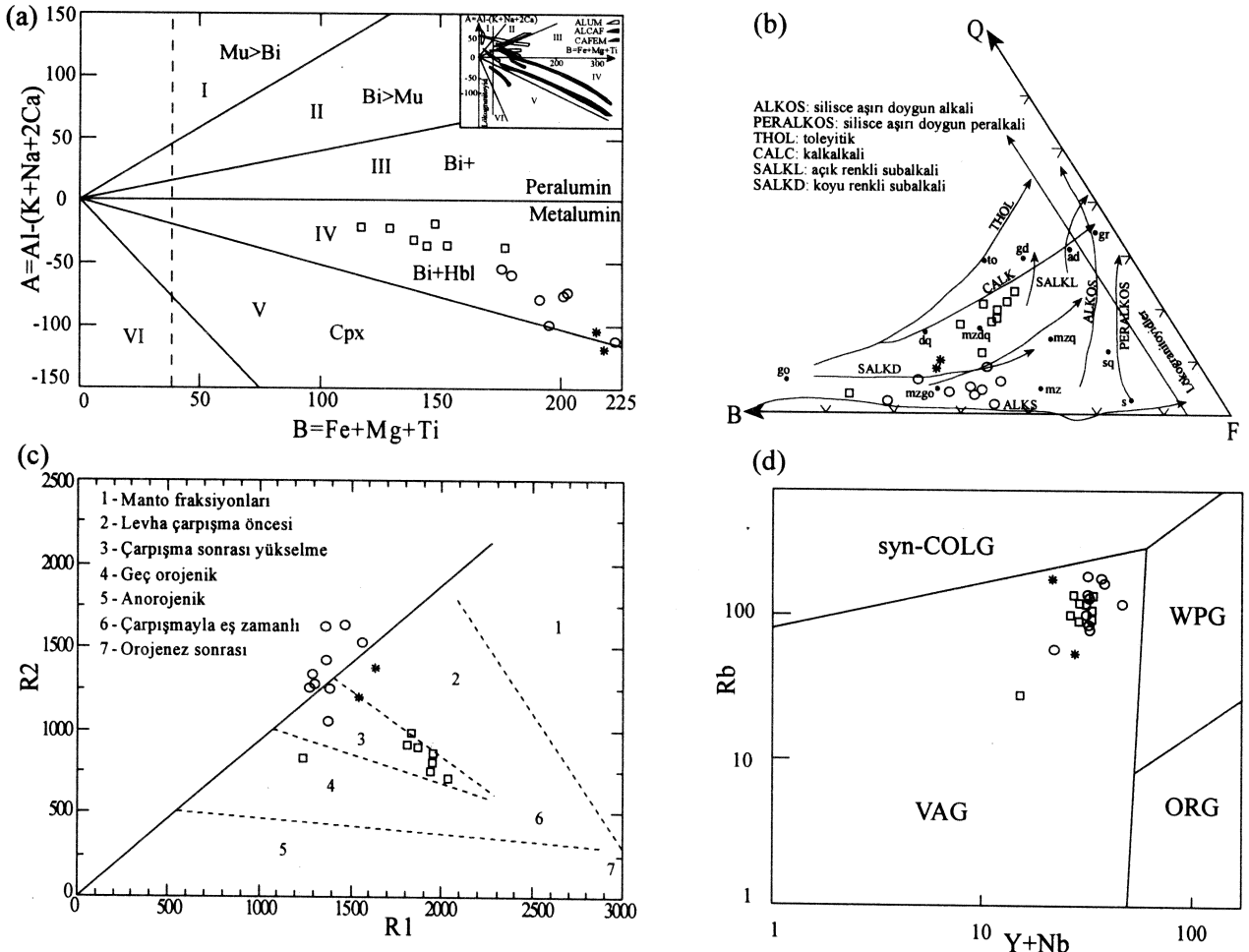


Şekil 3. (a) granitik kayaçların QAP modal bileşimine dayalı ana yönsemeleri. 1-toleyitik seriler, 2-kalk-alkalin trondjemitik seriler, 3-6-kalk-alkalin granodiyorit serileri, 7-monzonitik seriler, 8-9-alkalin seriler (Lameyre ve Bowden, 1982; Lameyre ve Bonin, 1991). (b) Q-P kimyasal adlama diyagramı (Debon Le Fort, 1983). (c) A/CNK-A/NK diyagramı (Maniar ve Piccolli, 1989). (d) toplam alkali-SiO<sub>2</sub> diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

#### 4. JEOKİMYA

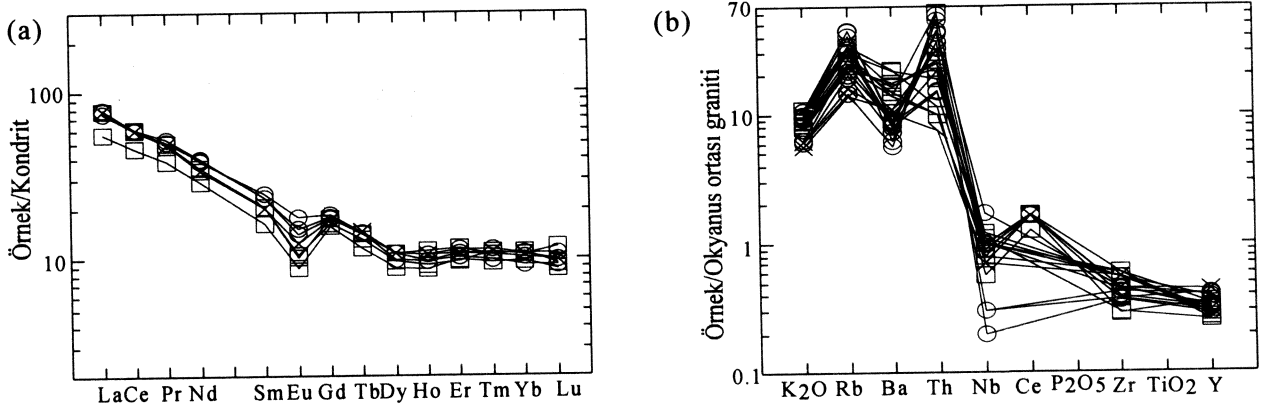
Kuzey ve güney zonu sokulumlarının ana element oksitlere dayanarak hazırlanan adlama diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) kuzey zonu kayaları monzonit ve monzodiyorit; güney zondakiler ise kuvarslı monzodiyorit ve granodiyorit alanında yer almaktadır (Şekil 3b). Sokulumlar ana ve iz element içerikleri bakımından bazı farklılıklar göstermektedir. Genel olarak metalumin karakterli (Şekil 3c) ve yüksek-K ( $K_2O$ , >% 3 ağı.) içeriklerine sahiptirler. Kuzey zon örnekleri alkalin özellik gösterirken, güney zon örnekleri genellikle sub-alkalin özellik gösterir (Şekil 3d). Harker diyagramında kuzey ve güney zon örnekleri çoğu ana ve iz elementler için lineer bir yönseme göstermektedir. Buna göre kuzey zon örnekleri bu yönsemenin silisçe fakir ucunda, güney zon örnekleri ise silisçe zengin ucunda yer almaktadır. Artan silis içeriğine göre  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  ve  $Sr$  negatif,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  ve  $Ba$  pozitif bir korelasyon sunar.

Debon ve Le Ford (1983)'un karakteristik mineral diyagramında tüm örnekler KAFEMİK grupta yer alıp hibrid bir magma kaynağına işaret etmektedir (Şekil 4a). Ancak, kuzey zon örnekleri KAFEMİK ana grubun SALKD (koyu renkli sub-alkali) alt bölümü yönsemesini izlerken, güney zon örnekleri CALK (kalk-alkali) alt bölümü yönsemesini izlemektedir (Şekil 4b). Bachelor ve Bowden (1985)'nin granitik kayalar için geliştirdiği magma-tektonik ayırtman diyagramında, güney zon örnekleri çarpışma sonu yükselme alanında yer alırken, güney zon örneklerine göre yüksek  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  ve  $MgO$  içeriklerine sahip olan kuzey zon örnekleri ise bu diyagramda sınıflama dışına taşmıştır (Şekil 4c). Diyagramdaki R1 eksenini oluşturan elementler sabit kalmak koşulu ile R2 değerleri enterpolasyon yapılırsa, kuzey zon örneklerinin de yaklaşık olarak aynı alana düşebilecekleri görülmektedir. Tektonik ortamları tanımlamada kullanılan Rb-Y+Nb iz element diyagramında (Pearce vd., 1984) incelenen sokulum örneklerinin tümü volkanik yay granitoidleri (VAG) alanında yer almaktadır (Şekil 4d).



Şekil 4. a) incelenen sokulumların A-B karakteristik mineral (Debon Le Fort, 1983). b) Q-B-F (Debon Le Fort, 1983). c) R1-R2 major element (Batchelor ve Bowden, 1985). d) Y-Nb iz element jeotektonik ayırtman (Pearce vd., 1984) diyagramları.

Örneklerin, kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) yönsemeleri genelde birbirlerine benzer olup, hafif NTE'ler, ağır NTE'e göre daha fazla zenginleşme gösterir ( $(La/Lu)_N=7-9$ , Şekil 5a). Negatif Eu anomalisi tüm örneklerde karakteristik olup, bu kayaların oluşumu sırasında plajiyoklas ayrılaşmasının önemli bir rol oynadığını gösterir. Okyanus ortası granitlerine normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında karakteristik negatif Ba ve Nb anomalileri, pozitif Rb, Th ve Ce anomalileri göstermektedir (Şekil 5b). Elementlerin bu dağılımı, Pearce vd. (1984) tarafından verilen çarpışma ve çarpışma sonrası oluşmuş granitoidlerin yönsemesine benzemektedir.



Şekil 5. a) incelenen sokulumların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları. b) okyanus ortası sırtı granitlerine (Pearce vd., 1984) göre normalleştirilmiş iz element dağılımları.

## 5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İncelenen sokulumlar, kuzey zonda alkalin karakterli Eosen ve daha genç volkanitleri, güney zonda ise kalkalkalen karakterli Eosen ve sonrası volkanitleri keserek yüzeylemiştir. Kuzeydekiler KB-GD, güneydekiler genel olarak D-B uzanımlıdır. Bu uzanım istikametleri Pontidlerin ana kırık yönleriyle uyumluluk göstermektedir (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997). Bu ana iki kırık sisteminin Mezozoyik granitlerinin yerleşiminde de etkili olduğu Şen ve Kaygusuz (1998) tarafından belirtilmektedir.

Sokulumlar, genel petrografik ve jeokimyasal özellikleri açısından birbirine benzemekle birlikte bazı karakteristik farklılıklar da göstererek iki grup oluşturmaktadır. Volkanitlerin en erken Eosen'den Geç Miyosen dönemine kadar değişen bir zaman aralığında oluştuğu düşünülürse bunları kesen sokulumların Geç Miyosen'den daha genç oldukları söylenebilir. Sokulumlardaki ana ve iz değişimleri bunların gelişiminde ayrılaşmanın önemli olduğunu göstermektedir. Ayrıca, uyumsuz element ve nadir toprak element dağılımlarındaki benzerlikler bunların aynı kaynaktan türediğine, ancak kabuk etkisinin (özellikle güney zonunda) etkili olduğuna işaret etmektedir. Sokulumlar, çarpışma sonrası granitoidlerle karşılaştırılabilir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996). Bu durumda sokulumlardan elde edilecek jeokronolojik yaş, yan kayaç olan volkanitlerin minimum yaşını da tanımlayacaktır. Sokulumlar, kesmiş oldukları volkanik kayaçlarla aynı ana magmadan türeyen ayrılaşma ürünleri veya tamamen ilişkisiz olabilirler. Eğer bunlar volkanitlerle ilişkisiz ise, derinlere yerleşen büyük magma odaları (ki bunlar hem kuzey ve hemde güney zonda yaygın volkanik ürünleri oluşturacaktır) tarafından kabuğun ısıtılması nedeniyle gelişen kabuk ergimesine işaret eder ve bu yüzden yitim ve kabuk kalınlaşmasını izleyen dönemde gerçekleşen magmatik aktive için delil oluştururlar.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma KTÜ Araştırma Fonu tarafından 98.112.005.2 nolu proje ile desteklenmiş olup, kimyasal analizler KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü ve ACME Analiz Laboratuvarları'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir.

## KAYNAKLAR

Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B. ve Zakariadze, G. S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: *Tectonophysics*, 40, 183-199.



- Arslan, M., Şen, C., Aliyazıcıoğlu, İ., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z., 1998. Trabzon ve Gümüşhane yörelerinde (KD, Türkiye) yüzeylenen Eosen (?) volkanitlerinin karşılaştırmalı jeolojisi, mineralojisi ve petrolojisi. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildirileri, 2-6 Kasım 1998, Ankara (baskıda).
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the Eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey: *Chemie der Erde*, 57, 157-187.
- Aslan, Z., 1998. Saraycık-Sarıhan granitoidleri (Bayburt) ve çevre kayaçlarının petrografisi, jeokimyası ve petrolojisiyle Sarıhan granitoidinin jeokronolojik incelenmesi. KTÜ Fen Bil. Enst., Trabzon, Doktora Tezi, 222s (yayımlanmamış).
- Aslan, Z. ve Aslaner, M., 1998. Evidence of magma mixing and hybrid source on calc-alkaline Sarıhan (Bayburt) Granitoid, NE Turkey. *Mineralogical Magazine*, 62A, 1-3, 79-80.
- Batchelor, B. ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Bektaş, O. ve Çapkinoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid magmatik arkında (KD Türkiye) neptüniyen dayklar ve blok tektoniği, Mesozoyik havzaların kinematiki ile ilgili bulgular. ÇÜ 20.Yıl Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, Adana, 187-189.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar: İTÜ Yayınları, İstanbul, 1034s.
- Debon, F., ve Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, 73, 135-149.
- Güven, İ. H., 1993. 1/250 000 scaled geological and metallogenical map of the Eastern Black Sea Region: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporu , Trabzon, (yayımlanmamış).
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma mixing granitoid systems. In: Didier, J. and Barbarin, B., (eds), *Enclaves and Granite Petrology. Development in Petrology*, 13, Elsevier, 431-444.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C. 1998. Torul (Gümüşhane) granitoidinin petrografik ve kimyasal karakterleri. Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, Elazığ, 14-15
- Lameyre J. ve Bowden P., 1982, Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
- Lameyre, J. ve Bonin, B., 1991. Granites in the main plutonic series. In: Didier, J. and Barbarin, B., (eds), *Enclaves and Granite Petrology. Development in Petrology*, 13, Elsevier, 3-17.
- Maniar, P.D. ve Piccolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W ve Tindle, A.G.W., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Sun, S.S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (eds) *Magmatism in Ocean basins. Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- Şen, C., 1987. Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde yüzeylenen Alt Bazik (Jura)-Granitoid (Üst Kretase) formasyonlarının petrografik-kimyasal özellikleri. KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 80s.
- Şen, C. ve Kaygusuz, A. 1998, Doğu Pontid adayayı granitoidlerin karşılaştırılmalı petrografik ve kimyasal özellikleri, KD Türkiye. Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, Elazığ, 12-13
- Şen, C., Arslan, M. ve Van, A., 1998. Geochemical and petrological characteristics of the eastern Pontide Eocene (?) alkaline volcanic province, NE Turkey: *Turkish Journal of Earth Science*, 7-3, 231-239.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996. Space and time relation of three plutonic phases in the eastern Pontides, Turkey. *International Geological Review*, 38, 935-956.

## SARIHAN (BAYBURT) GRANİTOYİDİ'NİN PETROGRAFİSİ VE MİNERAL KİMYASI: DOĞU PONTİD GÜNEY ZONU, KD TÜRKİYE

### PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY OF THE SARIHAN (BAYBURT) GRANITOID: SOUTH ZONE OF EASTERN PONTID, NE TURKEY

Zafer ASLAN, Karadeniz Teknik Üniversitesi. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. 61080 Trabzon.  
E-Mail: aslan@osf03.ktu.edu.tr

#### ÖZET

Bu çalışmada Doğu Pontid Güney Zonu'nda yer alan Sarihan Granitoyidi'nin petrografisi ve mineral kimyası incelenmiştir. Temeli, Permo-Karbonifer öncesi yaşa sahip olan ve Saraycık granodiyoriti tarafından kesilen Pulur Masifi oluşturur. Masif üzerine uyumsuz olarak gelen Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nu, uyumlu olarak Malm-Erken Kretase yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu üstler. Bunun üstüne ise Geç Kretase yaşlı Otlukbeli Melanji uyumlu olarak gelir. Kampaniyen yaşlı Sarihan Granitoyidi bütün birimleri kesmiştir. Kuvarslı monzodiyorit, granodiyorit ve kuvarslı diyoritten oluşan Sarihan Granitoyidi yan kayaç ksenolitleri ve mafik mikrogranüler anklavlar içermektedir. Orta taneli granitoyitte %40-64 plajiyoklas ( $An_{18-37} Ab_{55-79} Or_{22-9}$ ), %10-29 kuvars, %6-18 ortoklas ( $An_{0.4-0.8} Ab_{12-30} Or_{69-89}$ ), %4-12 hornblend, %1-8 biyotit (flogopit  $_{29-39}$  annit  $_{60-71}$ ), tali mineral olarak da zirkon, sfen ve apatit bulunmaktadır. Dokusal ilişkiler ve plajiyoklaslara ait % An içeriğindeki düzensiz dağılımlar hibrit magma kökenine işaret etmektedir. Jeobarometrik hesaplamalar, granitoyidin kenar zonu için 0,40-0,80 kbar, merkezi için ise 1.7-2.6 kbar basınç değerlerini vermiştir. Şokulumun derinliği 2-10 km arasında olup epizon-mezozon granitlere karşılık gelmektedir.

#### ABSTRACT

In this study, petrography and mineral chemistry of the Sarihan Granitoid in the South zone of Eastern Pontides were investigated. The basement of the study area is Pre-Permo-Carboniferous aged Pulur Massif that is cut by the Saraycık Granodiorite. The Massif is overlaid unconformably by Liassic aged Hamurkesen Formation which is overlaid conformably by Malm-Lower Cretaceous aged Hozbirikyayla Formation. Hozbirikyayla Formation is overlaid conformably by Otlukbeli Melange. Campanien aged the Sarihan Granitoid cuts all these lithologies. The Sarihan Granitoid, consisting of quartz-monzodiorite, granodiorite and quartz-diorite, contains xenolites and mafic microgranular enclaves. Medium-grained the granitoid contains plagioclase 40-64 ( $An_{18-37} Ab_{55-79} Or_{22-9}$ ), quartz %10-29, orthoclase %6-18 ( $An_{0.4-0.8} Ab_{12-30} Or_{69-89}$ ), hornblende %4-12, biotite %1-8 (flogopit  $_{29-39}$  annit  $_{60-71}$ ) and accessory apatite, sphene and zircon. Textural features and irregular range of % anorthite content of plagioclase shows hybrid magma source. Geobarometric calculations show 0,40-0,80 kbar in the rim, 1.7-2.6 kbar in the center of the pluton. The emplacement depth of the pluton is 2-10 km corresponding to epizone-mesozone granitoid character.

## GİRİŞ

Doğu Pontid Güney Zonu'nda yer alan inceleme alanı Bayburt'un 40 km güneybatısında bulunmaktadır. Doğu Pontid'ler, granitlerin yüzeyde kapladığı alan bakımından ilk sırada bulunmaktadır. Buna rağmen özellikle de Güney zonda ayrıntılı bir çalışma yapılmamış, yalnızca genel jeolojik amaçlı incelemeler yapılmıştır. Bu çalışma ile Sarıhan Granitoyidi'nin ayrıntılı petrografisi ve mineral kimyası incelenmiş böylece, granitoidin petrolojisi hakkında da bilgiler edinilmiştir. Çalışma alanının yakın çevresinde pek çok stok şeklinde asitik sokulumlar mevcuttur. Bunlar, Paleozoyik ve Kretase gibi farklı yaşta olmalarına rağmen mineralojik olarak benzer özellikler sunarlar. Bu çalışma ile yöredeki Kretase yaşlı asitik sokulum kayaçlarının petrografisi ve petrolojisi hakkındaki veriler sunulmuştur.

Yörede ilk ayrıntılı genel jeolojik çalışma Açar (1977) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada birimler formasyon ölçeğinde adlandırılmış ve ayrıca Sarıhan Granitoyidi'nin granodiyoritik karakterde olup Paleozoyik yaşta olduğu belirtilmiştir. Tanyolu (1988) Sarıhan Granitoyidi ile yaklaşık 5 km kuzeyinde bulunan Saraycık Granodiyoriti'nin röliyefinin, ayrışmasının ve yan kayaçlarla olan ilişkilerinin farklı olmasından dolayı değişik karakterli olduklarını ve Sarıhan Granitoyidi'nin Liyas'tan daha genç yaşta olduğunu vurgulamıştır.

## GENEL JEOLJİ

İnceleme alanının ayrıntılı genel jeolojik haritası yapılmış ve Şekil 1 de verilmiştir. Buna göre çalışma alanının tabanını, Permo-Karbonifer öncesi yaşa sahip olan ve mikaşist, amfibolşist, amfibolit, gnays, meta-andezit, kuvarsit ile seviyeler halinde mermerlerden oluşan Pulur (Demirözü) Masifi oluşturur. Genellikle orta, yer yer de düşük ve yüksek dereceli metamorfik kayaçlar bulunduran masif Orta Karbonifer yaşlı Saraycık Granodiyoriti tarafından kesilmiştir.

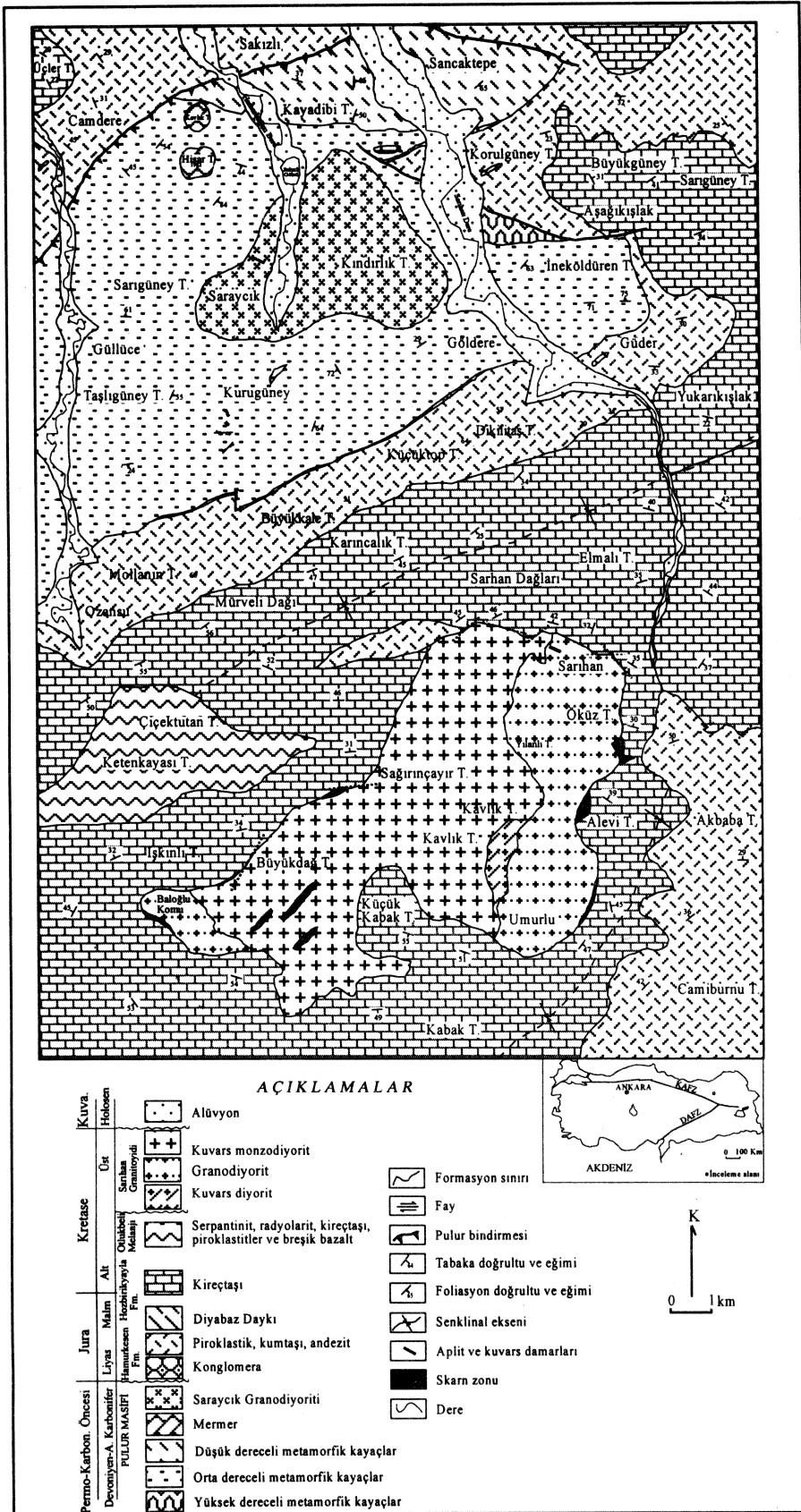
Masifi, Dikmetaş konglomerası ile başlayan ve andezit, bazalt, kristal tuf, vitrik tuf, kumtaşı ile kireçtaşından oluşan (volkano-tortul seri) Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu, aşınma uyumsuzluğu ile üstler. Kalınlığı genellikle 50-60 m arasında değişen Dikmetaş Konglomerası kötü boylanma gösterip metamorfik kayaç parçaları ve kuvars taneleri içermektedir. Üzerine uyumlu olarak gelen volkano-tortul serinin büyük bir kısmını piroklastit ve tortul kayaçlar oluştururken çok az bir kısmını da andezit, bazalt ve diyabaz daykları oluşturur. Formasyon, yanal ve düşey yönde süreklilik arzetmemektedir.

Diyabaz daykları tarafından da kesilen Hamurkesen Formasyonu'nu mikritik, çörtlü, beyaz-gri renkli, sert ve fosilli kireçtaşından oluşan Malm-Erken Kretase yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu uyumlu olarak üstler. Tabaka kalınlıkları 5 cm'den 20-25 cm'ye kadar değişmektedir. Ağaçtağam ve Umurlu köyleri arasındaki kesimde 1-5 cm kalınlığında bol miktarda çört bantları mevcuttur. Kireçtaşları, granitoidle olan sınırında mermere dönüşürken Yukarıkişlak-Sarıhan köyleri arasında oldukça kıvrımlı yapı sunmaktadır.

Hozbirikyayla kireçtaşlarının üstüne uyumlu olarak kırmızı kireçtaşı, piroklastitler, serpantinit, radyolarit, kireçtaşı olistolitleri ve breşik bazalttan oluşan Geç Kretase yaşlı Otlukbeli Melanjı gelir. Melanjın tabanında kırmızı kireçtaşları ile piroklastitler bulunurken orta seviyelerinde serpantinit ve radyolarit, üst seviyelerinde ise breşik bazalt bulunur. Kampaniyen yaşlı Sarıhan Granitoyidi bütün bu birimleri kesmiştir.

## SARIHAN GRANİTOYİDİ

Birim, Keskin vd. (1989) tarafından yapılan çalışmada Sarıhan Granodiyoriti olarak adlandırılmasına rağmen yapılan ayrıntılı petrografik çalışma sonucu sokulumun yüzeyde kapladığı alan bakımından %60 kuvarslı monzodiyorit, %35 granodiyorit ve %5 kuvarslı diyoritten oluştuğu tespit edilmiş ve Sarıhan Granitoyidi olarak adlandırılmıştır. Rb/Sr izotop analizine göre sokulumun yaşı  $66,2 \pm 2$  milyon yıl ile Kampaniyen olarak bulunmuştur (Aslan, 1998). Yaklaşık 40 km<sup>2</sup> lik bir alanda yüzeyleme veren Sarıhan Granitoyidi yan kayaçlardan Hamurkesen Formasyonuna ait kayaçları keserek epidot hornfels oluştururken, Hozbirikyayla kireçtaşlarını keserek manyetit, hematit, malakit, götit gibi cevher minerallerinin de bulunduğu skarn zonunu oluşturmuştur (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeolojik haritası (Aslan, 1998'den).

Yarı köşeli, 4-5 cm çapında yan kayaç ksenolitleri (bazalt ve silisleşmiş kireçtaşı parçaları) ile bol miktarda oval şekilli, 1-4 cm boyutunda mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) içermektedir. Yaklaşık elipsoid şekilli Sarihan Granitoyidi 1-5 cm' lik aplit damarları tarafından kesilmiştir. Gri renkli granitoyitte birbirine dik yönde oluşan soğuma çatlakları, pnömatolitik evrede gelişen turmalin tarafından doldurulmuştur. Bu evrede 0.5-1 cm kalınlığındaki turmalin damarı ile birlikte bol miktarda gaz boşlukları oluşmuş ve bu olaydan özellikle plajiyoklaslar etkilenecek kil haline dönüşmüştür.

## PETROGRAFI

Sarihan Granitoyidi'nden sistematik olarak 200 adet örnek alınarak, bunlardan 100 adet ince kesit yapılmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir. 24 adet örnek üzerinde ise modal analiz yapılmıştır. Petrografik incelemelere göre orta taneli, poikilitik, monzonitik, anti-rapakivi ve yer yer mirmekitik dokunun izlendiği granitoyide plajiyoklas %40-64, kuvars %10-29, ortoklas %6-18, mafik minerallerden hornblend %4-12, biyotit ise % 1-8 oranında bulunmaktadır. Zirkon, sfen ve apatit tali, klorit, serisit, kalsit ve kil ayrışma minerallerdendir.

Plajiyoklasların anortit içeriği %26-38 arasında değişip genellikle oligoklas az oranda da andezin cinsindedir. Büyük bir kısmı halkalı zonlu yapı gösterirken bunun yanında albit ikizli veya prizmatik hücremsi plajiyoklaslar da mevcuttur (Şekil 2a). Ortoklaslarla olan sınırlarında yer yer mirmekitik doku gelişmiştir. Plajiyoklas porfiroblastlarda küçük boyutlu plajiyoklas, iğnemi apatit ve opak mineral (Fe-okisit) inklüzyonları izlenmiştir. Bazen de plajiyoklaslar ortoklaslar tarafından sarılarak anti-rapakivi doku gelişmiştir (Şekil 2b). Yarı öz şekilli ve iri kristaller şeklindeki ortoklaslar yer yer kırıklı yapıya sahiptir. Plajiyoklaslara göre daha fazla ayrışma gösterip çok sayıda orta ve küçük taneli kuvars, plajiyoklas, biyotit, hornblend ve opak mineral inklüzyonları içermekte ve poikilitik doku göstermektedir (Şekil 2c). Inklüzyon mineralleri rasgele bir dağılım sunduğu gibi biyotit-hornblend dizilimi şeklinde de izlenmektedir. Kuvars, yarı öz ve öz şekilsiz kristaller halinde olup düzensiz yönde gelişen kırıklar mevcuttur. Bütünü dalgalı sönme göstermektedir. Hornblend, öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup  $h'(100)$  ikizi göstermektedir. Sokulumun merkezi kesimlerinde ayrışmamış olmasına rağmen, kenar kısımlarında yoğun olarak kloritleşmiştir ve parçalanmıştır. Sokulumun kenar kesimlerinde daha yoğun gözlenen hornblendin miktarı bütün örneklerde biyotitin miktarından fazladır. Biyotit, uzun lameller halindedir. Ayrışma, sokulumun kenar kısımlarında daha belirgindir ve burada biyotit klorite dönüşmüştür. Bazı biyotitler, hornblend tarafından çevrilmekte (Şekil 2d) ve bu olay mafik mikrogranüler anklav sınırında izlenmektedir. Apatit ile çok az oranda bulunan sfen ve zirkon tali minerallerdendir.

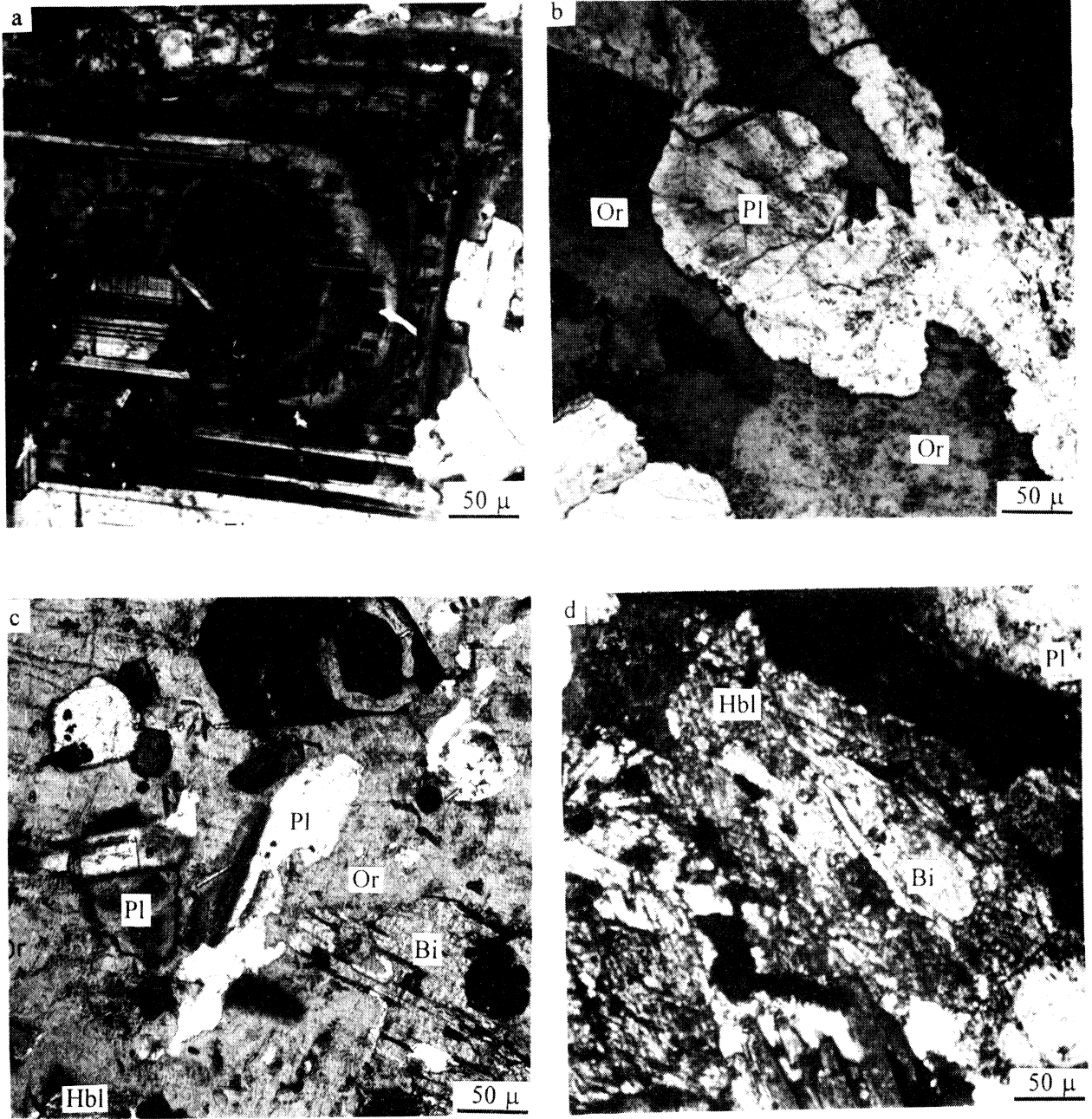
Petrografik incelemeler sonucu tespit edilen anti-rapakivi ve poikilitik doku, ortoklaslarda biyotit ve hornblendin dizilimi, iri taneli plajiyoklasların küçük taneli plajiyoklas ve iğnemi apatit kristalleri içermesi, halkalı zonlu ve prizmatik hücremsi plajiyoklasların bulunması Hibbard (1991) tarafından tanımlanan magma karışımına (magma mixing) ait dokusal verilerdir. Ayrıca bu çalışmada, biyotitlerin hornblend tarafından çevrilme olayı da magma karışımına işaret etmektedir (Aslan ve Aslaner, 1998).

## Mineral Kimyası

Ortoklas, plajiyoklas, hornblend ve biyotit minerallerinin analizleri, Cambridge Microscan 5 Instrument (EDS) marka mikroprob aletinde Glasgow Üniversitesi Jeoloji Bölümünde (İngiltere) gerçekleştirilmiştir.

## Feldispatlar

Ortoklas ( $An_{0,4-0,8} Ab_{12-30} Or_{69-89}$ ), plajiyoklas ise ( $An_{18-37} Ab_{55-79} Or_{22-9}$ ) bileşimindedir (Çizelge 1). Plajiyoklas kristalleri genellikle oligoklas az oranda da andezin cinsindedir (Şekil 3). Halkalı zonlu plajiyoklaslardaki % anortit içeriği kenardan merkeze doğru %18-33 arasında değişerek düzensiz bir dağılım sunmaktadır (Şekil 4a). Halkalı zonlu plajiyoklaslarda yapılan çalışmalarda düzensiz anortit değişiminin bazik magma karışımı, dengesiz kristallenme ve magma karışımı ile dengesiz kristallenme olaylarının birlikte gelişmesi ile ilişkili olduğu ileri sürülmüştür (Shelley, 1993), (Şekil 4b). Sarihan Granitoyidi'ndeki halkalı zonlu plajiyoklasların %An değişim profili, literatürdeki çalışmalarla karşılaştırıldığında bunun dengesiz kristallenme ve magma karışımı olayları sonucu geliştiği söylenebilir.



Şekil 2. a) Prizmatik hücremsi plajiyoklas, b) Anti-rapakivi doku, c) Poikilitik ortoklas, d) Biyotitlerin hornblend tarafından çevrilmesi. Pl: Plajiyoklas, Or: Ortoklas, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit, Ç.N.

### Hornblend

Sarıhan Granitoyidi'ne ait hornblendlerin ana element içerikleri ile katyon değerleri Çizelge 2 de verilmiştir.

Buna göre  $TiO_2$  %0,6-1,4,,  $MgO$  %14-17,  $FeO$  %8-12 arasında değişim gösterirken  $Mg/Mg+Fe$  oranı 0,67-0,88 arasında değişmektedir. Hornblendler kalsik grup olup edenit, magneziyo hornblend ve aktinolitik hornblend türündendir (şekil 5a,b,c). Magneziyo hornblend ve aktinolitik hornblendler daha çok sokulumun kenar kısımlarında bulunurken edenit ise sokulumun merkezi kesimlerinde bulunmakatdır. Hollister ve diğ., (1987)'nin tanımladığı geobarometri hesaplamaları dikkate alınarak yapılan hesaplamalarda sokulumun kenar zonu için 0,37-0,80 kbar merkezi için ise 1,7-2,6 kbar basınç değerleri bulunmuştur. Granitoyidin basınç değerlerine bağlı olarak hesaplanan derinliği 2-10 km arasında olup epizon granitoyidlerden mezozon garnitoyidlerine geçişi göstermektedirler.

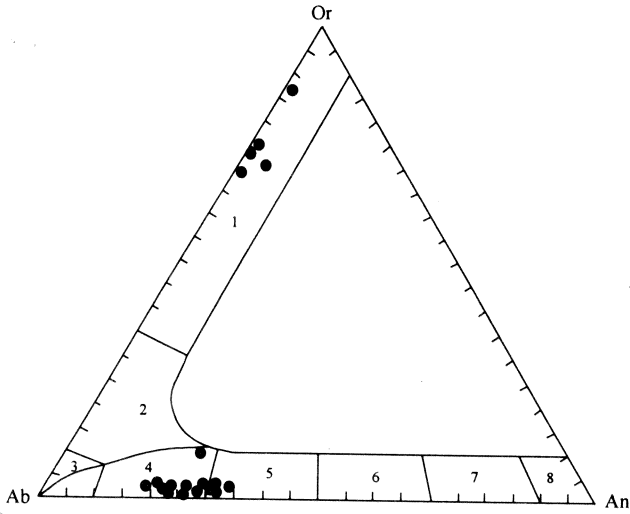


Çizelge 1. Sarihan Granitoidine ait ortoklas ve plajiyoklasların ana element içerikleri ile katyon değerleri.

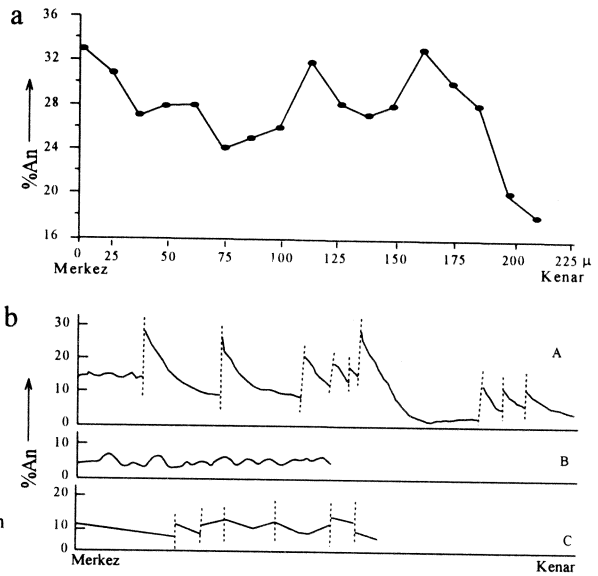
Örn.No	S5-f* (k)	S5-f (m)	S6-f (m)	S1plj (m)	S3plj (k)	S5plj (m)	S6plj (k)	S7plj (k)	S7plj (m)	S7plj (m)	S8plj (k-m)	S8plj (m)
SiO <sub>2</sub>	63.67	63.67	63.84	58.63	61.76	58.50	61.88	60.02	57.81	62.02	58.42	59.27
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.07	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.63	18.06	18.50	24.72	22.92	24.28	23.09	23.47	24.54	21.96	25.41	24.99
FeO	0.19	0.14	0.00	0.23	0.24	0.24	0.28	0.12	0.21	0.21	0.27	0.26
MnO	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.18	0.17	0.08	6.38	4.71	7.22	6.10	5.34	7.00	4.42	7.05	6.55
Na <sub>2</sub> O	2.92	2.86	3.59	8.91	9.96	8.64	9.38	10.02	8.36	10.34	8.56	8.97
K <sub>2</sub> O	13.93	13.46	12.53	0.29	0.53	0.28	0.25	0.21	0.32	0.35	0.50	0.54
Toplam	99.30	98.37	98.57	99.30	100.12	99.15	100.99	99.19	98.36	99.36	100.25	100.62
Si**	2.99	2.98	2.97	2.63	2.76	2.63	2.99	2.71	2.64	2.79	2.62	2.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.98	1.00	1.01	1.33	1.21	1.30	1.00	1.25	1.32	1.16	1.34	1.32
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.31	0.23	0.35	0.01	0.26	0.34	0.21	0.34	0.31
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.27	0.26	0.32	0.79	0.82	0.76	0.13	0.88	0.74	0.90	0.75	0.78
K	0.76	0.80	0.74	0.02	0.03	0.02	0.91	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
Ab	26.07	24.20	30.25	70.54	77.16	67.46	12.02	76.42	67.23	72.76	66.97	69.29
Or	73.06	75.02	69.40	1.53	2.70	1.42	87.50	1.08	1.68	1.87	2.58	2.72
An	0.87	0.78	0.35	27.93	20.15	31.12	0.48	22.51	31.09	25.36	30.45	27.99

\*S5-f: Ortoklas, S1plj: plajiyoklas. Mineralden ölçüm alınan nokta yerleri. k: Mineral kenar, m: Mineral merkezi, k-m: Kenar ile merkez arası.

\*\*Katyonlar 8 oksijene göre hesaplanmıştır



Şekil 3. Sarihan Granitoidi feldispatlarına ait Ab-Or-An üçgen diyagramı. 1. sanidin, 2. anortoklas, 3. albit, 4. oligoklas, 5. andezin, 6. labrador, 7. bitovnit, 8. anortit.



Şekil 4. a) Plajiyoklaslardaki halkalı zonlanma-%An değişimi diyagramı. b) Plajiyoklaslarda gözlenen tipik halkalı zonlanma profilleri. A- Bazik magma karışması (Nixon ve Pearce, 1987), B- Dengesiz kristallenme (Loomis, 1982), C- Magma karışımı ve dengesiz kristallenme.



## Biyotit

Sarıhan Granitoyidi'nden alınan biyotit kristalleri üzerinde ana element kimyasal analizleri yapılmış ve bu sonuçlar Çizelge 3 de verilmiştir. Buna göre TiO<sub>2</sub> değeri %3,8-5 arasında değişirken MgO %13-16 ve FeO %11-16 arasında değişmektedir. Mg/Mg+Fe oranları ise 0,64-0,70 arasında değişmektedir. Biyotitleri tanımlamak için Al[IV]-Fe/(Fe+Mg) diyagramı kullanıldığında %29-39 flogopit ve %60-71 annit türü biyotitler olduğu görülmektedir (Şekil 5d).

Çizelge 3. Hornblend ve biyotitlerin ana element içerikleri ile katyon değerleri.

Sıra No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Örn.No	S1(m)*	S1(k)	S3(m)	S5(k)	S5(m)	S5(k)	S6(m)	S7(m)	S7(k)	S1bi-k	S3bi-m	S8bi-k
SiO <sub>2</sub>	49.20	49.81	47.67	46.48	46.20	46.09	46.58	48.28	47.20	37.80	35.93	37.79
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.91	1.20	1.40	1.33	1.11	1.27	0.83	1.10	4.97	3.98	4.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.49	4.65	5.41	6.97	6.52	6.68	6.41	5.11	5.83	12.89	13.53	12.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
FeO	10.99	10.98	10.51	11.45	11.57	11.95	10.34	8.68	8.73	11.17	13.02	13.62
MnO	0.37	0.48	0.36	0.44	0.33	0.61	0.41	0.42	0.29	0.13	0.17	0.19
MgO	15.87	15.33	17.14	14.63	14.97	14.99	15.03	16.36	16.03	15.65	15.93	14.39
CaO	11.98	11.96	11.53	11.87	11.79	11.85	11.19	11.27	10.97	0.33	0.15	0.18
Na <sub>2</sub> O	1.34	1.23	1.53	1.78	1.87	1.83	1.76	1.70	1.87	0.27	0.12	0.24
K <sub>2</sub> O	0.60	0.55	0.48	0.68	0.64	0.61	0.65	0.39	0.54	9.41	7.98	9.99
H <sub>2</sub> O	1.58	1.76	1.84	1.87	1.85	1.82	1.72	1.89	1.88	3.37	3.60	3.61
F	0.91	0.58	0.39	0.30	0.31	0.39	0.55	0.21	0.21	1.23	0.56	0.66
Toplam	98.20	98.03	98.08	97.87	97.28	97.91	95.92	95.11	94.72	97.20	94.96	97.31
Si**	7.29	7.34	7.05	6.94	6.94	6.91	7.05	7.27	7.15	5.73	5.57	5.78
Ti	0.10	0.10	0.13	0.16	0.15	0.13	0.14	0.09	0.13	0.57	0.46	0.52
Al <sup>[4]</sup>	0.71	0.68	0.94	1.06	1.06	1.11	0.95	0.78	0.90	2.02	2.18	1.97
Al <sup>[6]</sup>	0.07	0.13	0.00	0.17	0.09	0.07	0.20	0.12	0.14	0.39	0.41	0.37
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	3.50	3.37	3.78	3.26	3.35	3.35	3.39	3.67	3.62	3.53	3.68	3.28
Ca	1.90	1.89	1.83	1.90	1.90	1.90	1.82	1.82	1.78	0.05	0.03	0.03
Mn	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.08	0.05	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02
Fe <sup>+2</sup>	1.36	1.22	1.05	1.43	1.45	1.35	1.31	0.80	0.48	1.48	1.76	1.82
Fe <sup>+3</sup>	0.00	0.13	0.24	0.00	0.00	0.15	0.00	0.29	0.62	0.00	0.00	0.00
Na	0.38	0.35	0.44	0.52	0.54	0.53	0.52	0.48	0.55	0.08	0.04	0.07
K	0.11	0.10	0.09	0.13	0.12	0.12	0.13	0.07	0.10	1.82	1.58	1.89
P1(kb)	-	-	0.81	2.27	1.86	2.02	1.81	0.66	1.31	-	-	-
P2(kb)	-	-	0.54	2.18	1.73	1.90	1.67	0.37	1.11	-	-	-

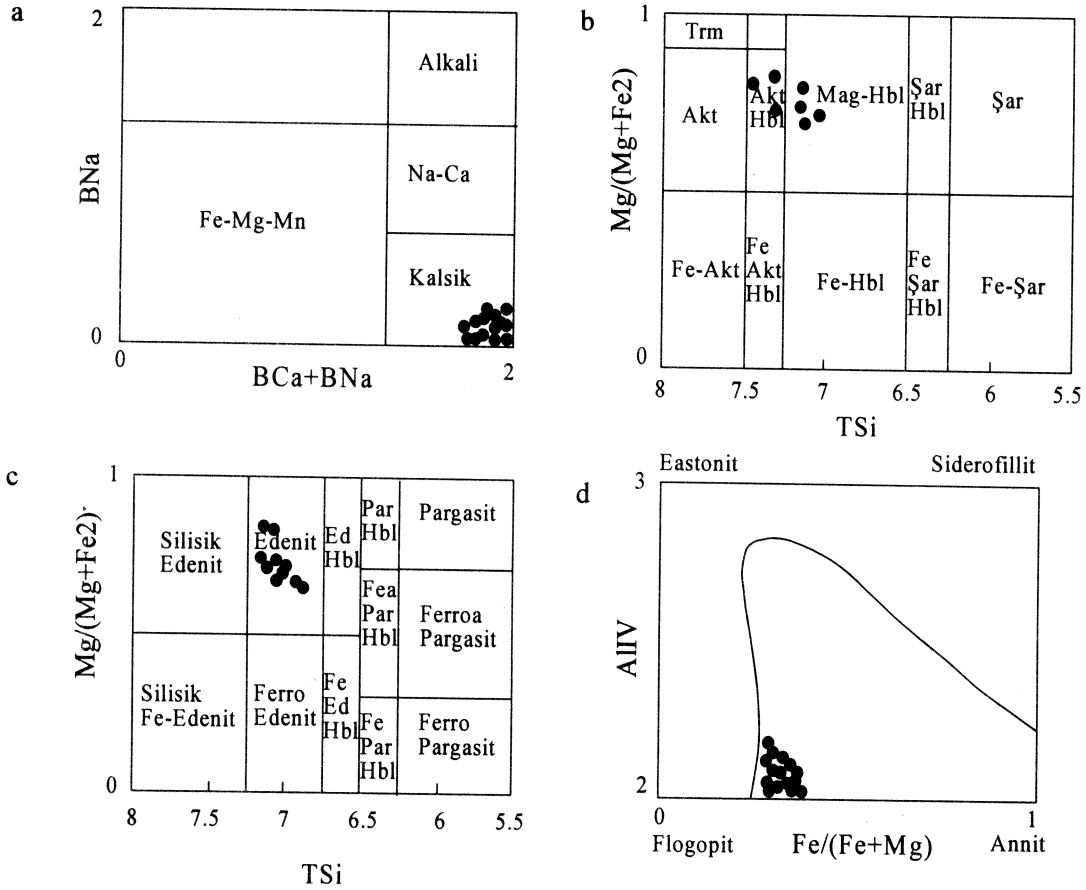
\*1-S1(m):Aktinolitik hbl, 2-S1(k):Aktinolitik hbl, 3-S3(m): Edenit, 4-S5(k):Edenit, 5-S5(m):Edenit, 6-S5(k):Edenit, 7-S6(m):Edenit, 8-S7(m):Magneziyo hbl, 9-S7(k):Magneziyo hbl, 10-11-12- biyotit. m: Kristal merkezi, k: Kristal kenarı. P1= 5,03\*Al<sub>i</sub> - 3,92 kb (Hamarstrom ve Zen, 1986, P2= 5,64\*Al<sub>i</sub> - 4,76 kb (Hollister ve diğ., 1987)

\*\* Katyonlar 24 oksijene göre hesaplanmıştır.

## SONUÇLAR

Daha önceki çalışmalarda Sarıhan Granodiyoriti olarak adlandırılan ve Paleozoyik yaşı verilen birim, Sarıhan Granitoyidi olarak isimlendirilmiş ve Kampaniyen yaşlı olduğu tespit edilmiştir. Yan kayaç ksenolitleri ve bol miktarda mafik mikrogranüler anklavlar içeren sokulum apilit damarları tarafından kesilmiştir. Kuvarslı monzodiyorit, granodiyorit ve kuvarslı diyoritten oluşan sokulumda poikilitik, monzonitik, anti-rapakivi ve yer yer mirmekitik doku izlenmiştir. Plajiyoklas %40-64, kuvars %10-29, ortoklas %6-18, mafik minerallerden hornblend %4-12, biyotit ise % 1-8 oranında bulunmaktadır. Zirkon, sfen ve apatit tali minerallerdendir. Petrografik incelemeler sonucu tespit edilen dokusal veriler muhtemelen magma karışımına işaret etmektedir. Ortoklas An<sub>0,4-0,8</sub> Ab<sub>12-30</sub> Or<sub>69-89</sub> plajiyoklas An<sub>18-37</sub> Ab<sub>55-79</sub> Or<sub>22-9</sub> bileşimindedir. Halkalı zonlu yapıllı plajiyoklaslardaki % anortit içeriği kenardan merkeze doğru %18-33 arasında değişerek düzensiz bir dağılım sunmaktadır ve bunun dengesiz kristallenme ve magma karışımı olayları sonucu geliştiği söylenebilir. Hornblendler, edenit, magneziyo hornblend ve aktinolitik

hornblend cinsindedir. Jeobarometrik hesaplamalar, granitoidin kenar zonu için 0.40-0.80 kbar, merkezi için ise 1.7-2.6 kbar basınç değerlerini vermiştir. Sokulumun derinliği 2-10 km arasında olup epizonmezozon granitlere karşılık gelmektedir.



Şekil 5. a) BNa-Bca+BNa amfibol ayırım diyagramı. b) ve c)  $Mg/(Mg+Fe_2)$ -TSi-kalsik grubu hornblendlerin ayırım diyagramları (Leake, 1978). d) Biotit ayırım diyagramı.

#### KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, Trabzon.
- Aslan, 1998, Saraycık-Sarihan Granitoidleri (Bayburt) ve çevre kayaların petrografisi, jeokimyası ve petrolojisiyle Sarihan Granitoidinin jeokronolojik incelemesi. KTÜ, Doktora Tezi, Trabzon.
- Aslan, Z., ve Aslaner M., 1998, Evidence of magma mixing and hybrid source on calc-alkaline Sarihan (Bayburt) granitoid, NE Turkey, Mineralogical Magazine, Vol. 62A, 1-3, 79-80, France.
- Hibbard, M.J., 1991, Textural Anatomy of Twelve Magma Mixed Granitoid Systems, In: Didier, J. and Barbarin, B., (eds), Enclaves and Granite Petrology. Develop in Petrology, 13 Elsevier, 431-444.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. Sisson, V.B., 1987, Confirmation of The Empirical Calibration of Al in Hornblende With Pressure of Solidification of Calc-Alkaline Plutons, Am. Mineral. 72, 231-239.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E.A., 1986, Aluminum in Hornblende an Epirical Igneous Geobarometer. Am. Mineral 71, 1297-1313.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of Amphiboles, Am. Min., 63, 1025-1032.
- Loomis, T.P., 1982, Numerical Simulations of Crystallization Processes of Plagioclase in Complex Melts: Origin of Major and Oscillatory Zoning in Plagioclase, Cont. Min. Petrol., 881, 219-229.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1989, Bayburt Dolayının Jeolojisi. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Derleme, Ankara.
- Nixon, G.T. and Pearce, T.H., 1987, Laser-Interferometry Study of Oscillatory Zoning in Plagioclase: The Record of Magma Mixing and Phenocryst Recycling in Calc-Alkaline Magma Chambers, Iztaccihuatl Volcano, Mexico, Am. Min., 72, 1144-1162.
- Shelley, D., 1993, Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope. Chapman and Hall, London,
- Tanyolu, E., 1988, Pulur Masifi (Bayburt) Doğu Kesiminin Jeolojisi, MTA Dergisi, 108, 17.

## **ASİDİK MAGMALARDAKİ KOMPLEKS MAGMA KARIŞIM OLAYINA VE K-FELDİSPAT MEGAKRİSTAL OLUŞUMUNA BİR ÖRNEK: BAHÇECİK GRANİTOYİDİ, TRABZON**

### **AN EXAMPLE OF COMPLEX MAGMA MIXING EVENT IN ACIDIC MAGMAS AND FORMATION OF K-FELDSPAR MEGACRYSTS: THE BAHÇECİK GRANITOID, TRABZON**

**Hulusi KARGI**, K.T.Ü., Gümüşhane Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl., 29000, Gümüşhane

#### **ÖZET**

Bahçecik Granitoyidi, monzonit ve granit olmak üzere iki kayaç türünden oluşmaktadır. Monzonitler, kendisinden daha yaşlı dolomitik kireçtaşı ve andezit-bazalt dokanağına yakın yörelerde bir zon boyunca gözlenmektedir. MgO, CaO içerikleri granitlerden oldukça fazladır. Bu veriler monzonitlerin oluşumunda, söz konusu yaşlı kayalardan magmaya kimyasal ve/veya fiziksel eklentilerin rol oynadığını göstermektedir.

İç kesimlerde gözlenen granitler, kendi içerisinde eş taneli granit ve K-feldispat megakristalli granit olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. K-feldispat megakristallerinin magmatik kökenli olduğu, öz şekilli olmalarından ve gösterdikleri büyüme izlerinden anlaşılmaktadır. K-feldispat megakristallerinin, üst kıta kabuğunun ergimesi ile oluşmuş olabileceği metin içinde tartışılmıştır.

Jeokimyasal analiz sonuçları, Bahçecik Granitoyidi'nin yitim zonunda oluştuğunu göstermektedir.

#### **ABSTRACT**

The Bahçecik Granitoid mainly consists of two rock types: monzonite and granite. The monzonites are observed near contact of older dolomitic limestone and andesite-basalt throughout a zone. Their MgO and CaO contents are much higher than those of granites. These data show that some chemical and/or physical addition of these older rocks to the magma has played a role in the formation of monzonites.

The granites observed inner parts are divided into two groups as K-feldspar megacryst-granite and equ-granular granite. Igneous source of K-feldspar megacrysts has been determined by their euhedral shape and growth traces. It is discussed in the text that K-feldspar megacrysts might formed by melting of upper continental crust.

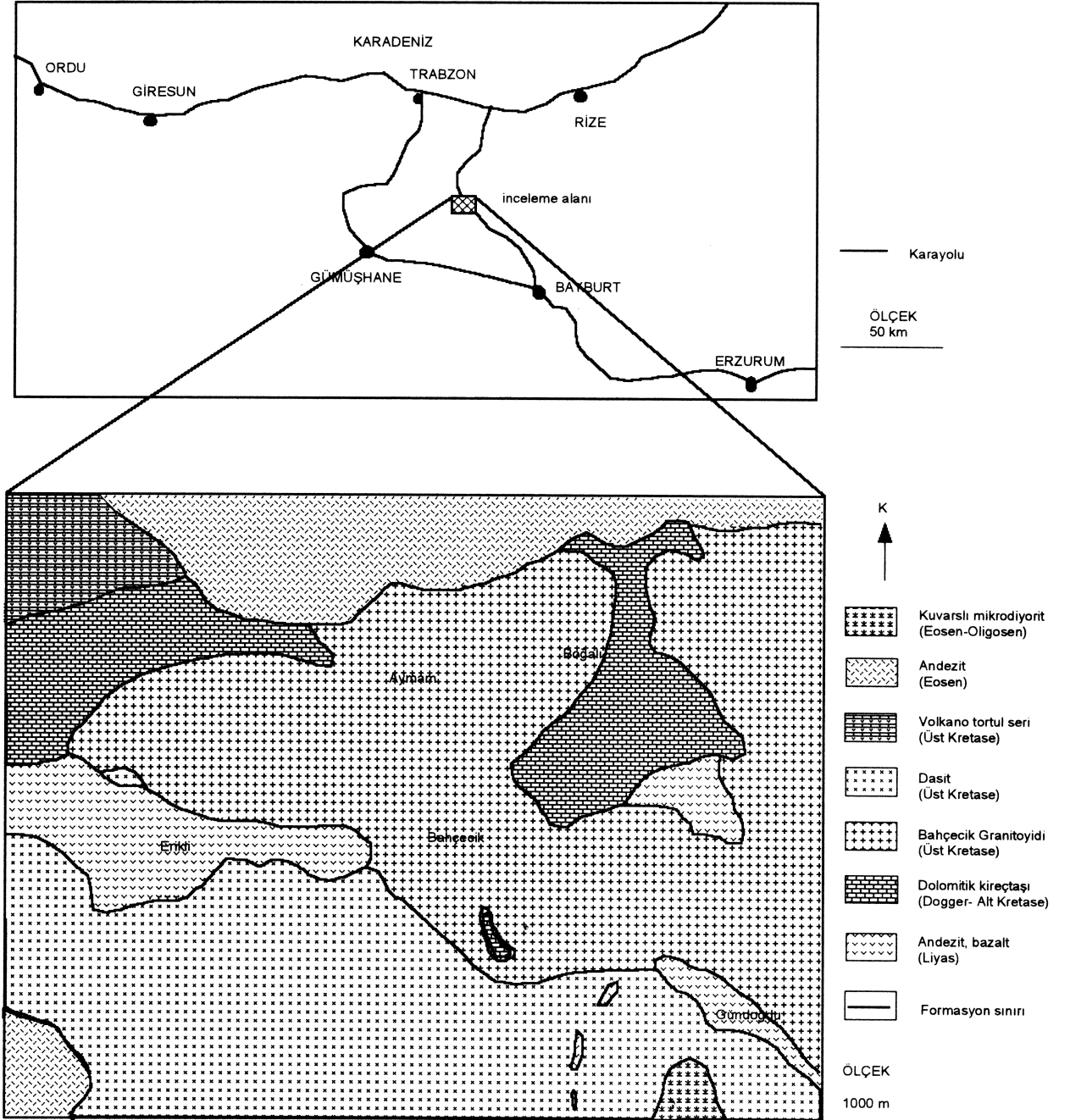
Results of geochemical analyses show that the Bahçecik Granitoid has formed in a subduction zone.

#### **1. GİRİŞ**

Doğu Pontidler'in kuzey zonunda yer alan Bahçecik Granitoyidi, Ordu civarından başlayıp Ermenisten sınırına kadar bir kuşak boyunca uzanan granitlerden birisidir (Yılmaz ve diğerleri, 1997). Bahçecik Granitoyidi'nin yaşı kesin olarak bilinmemekle birlikte, Kargı (1987) stratigrafik ilişkiler ışığında yaşının

Granitoyidi'nin yaşı kesin olarak bilinmemekle birlikte, Kargı (1987) stratigrafik ilişkiler ışığında yaşının Üst Kretase olabileceğine işaret etmiştir (Şekil 1). Bu granitoyid, muhtemelen doğusunda geniş bir alanda yüzeylenen ve birkaç magmatik fazda oluşan Rize Graniti'nin (Çoğulu, 1975; Taner, 1977) devamıdır. Bahçecik Granitoyidi hakkında literatürde çok az bilgi bulunmaktadır. Dolayısıyla, söz konusu granitoyidin jeokimyasal özellikleri ile oluştuğu ortamın ortaya çıkarılması bu çalışmanın amaçlarından birisini oluşturmaktadır.

Bahçecik Granitoyidi içerisindeki granitler, aşağıda petrografi bölümünde anlatılacağı gibi, kendi içerisinde dokusal farklılıklar göstermektedir. Bu dokusal farklılıkların nasıl oluştuğunu tartışmak ve açığa çıkarmak, çalışmanın ikinci amacını oluşturmaktadır.



Şekil 1. Bahçecik (Araklı, Trabzon) civarının jeolojik haritası (Kargı, 1987'den basitleştirilerek alınmıştır).

## 2. PETROGRAFI

Bahçecik Granitoyidi'nin inceleme alanı içerisinde yüzeylenen kısmı, granit ve monzonit olmak üzere iki kayaç türünden oluşmaktadır (Çizelge 1). Ayrıca, dokusal farklılıklar göz önünde bulundurulduğu takdirde, granitleride kendi arasında, eş taneli granitler ve K-feldispat megakristalli granitler olmak üzere iki guruba ayırmak mümkündür.

Monzonitler genellikle plütonun, Dogger-Alt Kretase yaşlı dolomitik kireçtaşı ve Liyas yaşlı andezit ve bazaltların dokanaklarına yakın yerlerde bir zon şeklinde gözlenmektedir. Koyu gri renkleri ile arazide diğer granitlerden rahatlıkla ayırt edilirler. Mafik mineral içerikleri, granitlere nazaran daha fazladır ve başlıca mafik mineralleri ojit, biyotit ve opak mineraldir (Çizelge 1). İkincil mineral olarak, çok az miktarda serisit, klorit ve epidot bulunmaktadır. Normal zonlanma gösteren öz şekilli plajiyoklas kristallerinin etrafını saran öz şekilsiz ortoklaslar ile mikroskop altında tipik monzonitik doku gösterirler (Aslaner, 1989).

Plüton ile yukarıda bahsedilen daha yaşlı kayaçların dokanaklarına yaklaşık 300 metre uzaklıktan itibaren granitler gözükmeye başlamaktadır. K-feldispat megakristalli granitlerle eş taneli granitler, çalışma alanının batı kesiminde yer yer geçişli olarak gözlenmekle birlikte, K-feldispat megakristalli granitlerin yaygın olarak gözleendiği yer, çalışma alanının kuzey kesimleridir. K-feldispat megakristalli granitler, boyları 3cm'ye varan K-feldispat megakristalleri ve bu kristallerden kaynaklanan pembe renkleri ile arazide diğer granitlerden ayırt edilebilmektedir. Diğer granitlere nazaran daha az ayrılmışlardır. Mafik mineral içerikleri çok az olup, başlıca mafik mineralleri hornblend ve biyotittir. Tali mineral olarak, sfen ve ikincil mineral olarakta klorit, epidot ve serisit ince kesitler içerisinde yer yer gözlenmektedir.

Eş taneli granitlerin arazideki ayırtman özellikleri, bol çatlaklı oluşları ve açık gri renklere sahip olmalarıdır. İçerisindeki kayaç oluşturu birincil minerallerin boyları birbirine yakın olup, K-feldispat megakristalli granitlere nazaran daha üniform tane boyu sergilerler. Mafik mineral ve ikincil mineral içerikleri diğer granitlere benzemektedir. Tali mineraller sfen, apatit ve zirkondur.

Çizelge 1. Bahçecik Granitoyidi'ne ait örneklerin modal analiz sonuçları (\*: K-feldispat megakristalli granit, Gr: granit, Monz: monzonit, Diğer min: ikincil ve tali mineraller.).

Örnek No	H-2*	H-6*	H-7*	H-9*	H-14	H-17*	H-40	H-55	H-81	H-113
Kuvars	34	32	29	30	27	28	33	35	-	29
Ortoklas	29	35	40	32	28	31	33	32	32	27
Plajiyoklas	28	31	27	33	33	27	30	29	38	34
Ojit	-	-	-	-	-	-	-	-	16	
Hornblend	3	-	-	1	5	5	1	-	-	3
Biyotit	4	1	3	2	5	6	3	3	12	4
Diğer min.	2	1	1	2	1	3	1	1	2	3
Streckeisen'e (1976) göre adlama	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Monz.	Gr.

## 3. JEOKİMYA

Bahçecik Granitoyidi'nin jeokimyasal özelliklerini açığa çıkarmak amacıyla, seçilmiş 10 adet örneğin ana ve iz element analizleri K.T.Ü jeokimya laboratuvarında yapılmıştır (Çizelge 2). Toz haline getirilen örnekler preslenip tabletler oluşturularak, JEOL-SX2 X-Işınlı Flüorasans aletinde Na ve Mg dışındaki elementler için analiz edilmiştir. Kullanılan standartlar G-2, GSP-1, AVG-1, BCR-1 MRG-1 ve SY-2 dir. Na ve Mg elementlerinin miktarı ise, teflon bombasında flörobörük asitle çözündürülmüş örnekler kullanılarak, atomik absorpsiyon aleti ile belirlenmiştir. İlksel Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / FeO oranları Irvine ve Baragar'ın (1971) önerdiği yöntemle hesaplanmıştır.

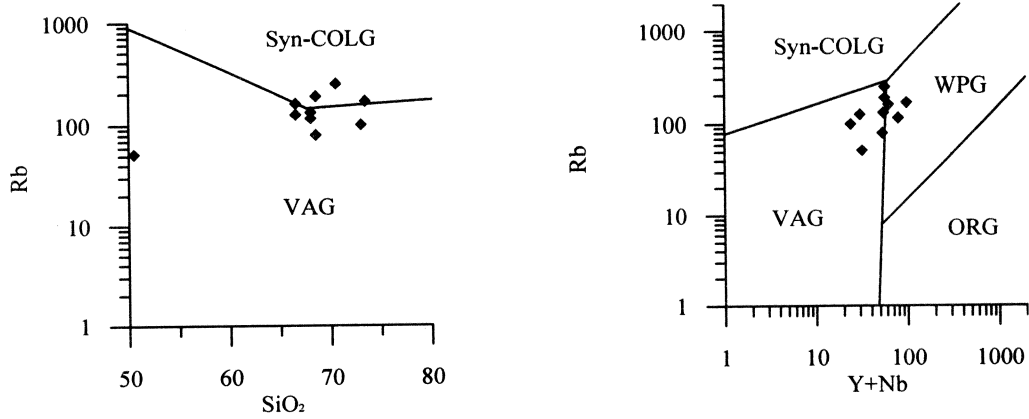
Çoğu örneklerin Rb ve SiO miktarları, ada yaylarında oluşan kalkalkalen granitlerdekine yakın değerler vermektedir (Şekil 2). Yine kalıcılığı yüksek elementlerden Nb ve Y elementlerinin Rb elementine oranı,

Bahçecik Granitoyidi'nin yitim zonunda oluşmuş olabileceğini göstermektedir (Şekil 2). Ayrıca Brown ve diğerlerinin (1984) önerdiği Rb/ Zr-Nb ve Rb/Zr-Y diyagramlarına göre, Bahçecik Granitoyidi'nin yitim normal olgunlukta iken oluştuğunu söylemek mümkündür (Kargı, 1987). Bu bulgular, bölgede daha önceki çalışmacıların elde ettiği bulgularla uyum göstermektedir (örn, Tokel, 1995).

Şekil 2'deki bazı örneklerin diğer bölgelere düşmesi, magmanın tipik bir ada yayı magması olmadığını ve kıta kabuğundan bazı kirlenmelerin olabileceğini düşündürmektedir (Not: Diğer alanlara düşen örneklerin granit dokusu ile belirgin bir ilişkisi gözlenmemiştir). Örneklerin, K<sub>2</sub>O ve Ba içeriklerinin, kıta kabuğu bulaşmasını belirtecek derecede orta ve yüksek değerler vermesi de bu olasılığı güçlendirmektedir.

Çizelge 2. Bahçecik Granitoyidi'ne ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları (Ana oksit değerleri ve normatif mineraller yüzde olarak, iz elementler ppm olarak verilmiştir).

	H-2	H-6	H-7	H-9	H-14	H-17	H-40	H-55	H-81	H-113
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.00	68.50	73.40	70.50	68.00	66.50	73.00	68.50	50.50	66.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.40	0.26	0.18	0.24	0.30	0.30	0.38	0.26	0.88	0.36
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.45	18.30	18.60	16.50	17.00	16.15	16.90	17.90	18.40	19.65
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.16	0.76	0.35	0.51	0.97	0.72	0.32	1.20	2.10	1.05
<b>FeO</b>	1.93	1.25	0.58	0.85	1.60	1.33	0.53	1.99	6.27	1.94
<b>MnO</b>	0.14	0.12	0.08	0.08	0.11	0.11	0.07	0.05	0.18	0.15
<b>MgO</b>	2.30	1.60	0.95	1.45	2.00	1.85	2.40	1.60	5.75	2.15
<b>CaO</b>	2.00	2.43	0.20	1.00	2.95	2.70	2.85	0.80	6.85	0.80
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.83	3.44	3.30	3.57	3.84	3.17	2.63	3.03	3.30	3.44
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.95	4.70	5.50	4.90	3.95	5.10	3.75	4.60	4.55	3.60
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.14	0.05	0.02	0.12	0.17	0.13	0.02	0.12	0.51	0.05
<b>Rb</b>	116	80	168	246	132	160	100	188	52	126
<b>Sr</b>	315	400	170	303	360	360	415	205	720	285
<b>Ba</b>	560	1600	400	745	840	1045	1320	840	1100	1160
<b>Nb</b>	13	5.5	16.5	18	18	16.5	4	13	4	5.5
<b>Y</b>	67	48	82	39	37	46	20	44	28	25
<b>Zr</b>	178	105	109	107	153	150	130	270	190	133
<b>La</b>	35	19	24	27	30	5	5	12	19	41
<b>Ce</b>	100	-	102	76	105	40	23	25	148	48
<b>Toplam</b>	99.30	101.41	103.16	99.72	100.89	98.06	102.85	99.85	99.19	99.69
<b>Kv</b>	31.95	22.40	31.10	26.33	20.91	19.68	33.64	28.47	0.00	26.87
<b>Or</b>	14.42	27.76	32.49	28.95	23.34	30.13	22.15	27.18	26.29	21.27
<b>Ab</b>	23.93	29.09	27.91	30.19	32.48	26.81	22.44	25.63	18.54	29.09
<b>An</b>	9.00	11.72	0.85	4.17	13.52	12.54	14.00	3.18	22.26	3.64
<b>Nef</b>	-	-	-	-	-	-	3.18	-	5.07	-
<b>Kor</b>	6.30	3.25	6.90	3.79	1.45	0.82	-	-	-	8.76
<b>Orp</b>	7.91	5.44	2.99	4.50	6.82	0.16	6.57	6.31	-	7.32
<b>Klp</b>	-	-	-	-	-	-	6.31	-	6.83	-
<b>Ol</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	14.30	-
<b>Man</b>	1.68	1.10	0.50	0.73	1.40	1.04	1.74	-	3.04	1.52
<b>İl</b>	0.76	0.49	0.34	0.45	0.57	0.57	0.49	0.49	1.67	0.68
<b>Ap</b>	0.32	1.19	0.04	0.28	0.40	0.31	0.28	0.28	1.21	0.12
<b>Toplam</b>	99.31	101.41	103.16	99.72	100.90	98.07	99.86	99.86	99.22	99.69



Şekil 2. Bahçecik Granitoidi'ne ait örneklerin Pearce ve diğerlerinin (1984) önerdiği ayırtman diyagramlardaki konumu. Syn-COLG: Çarpışmayla eş yaşlı granitler, ORG: Okyanus ortası granitleri, WPG: Levha içi granitleri, VAG: Volkanik ada yayı granitleri.

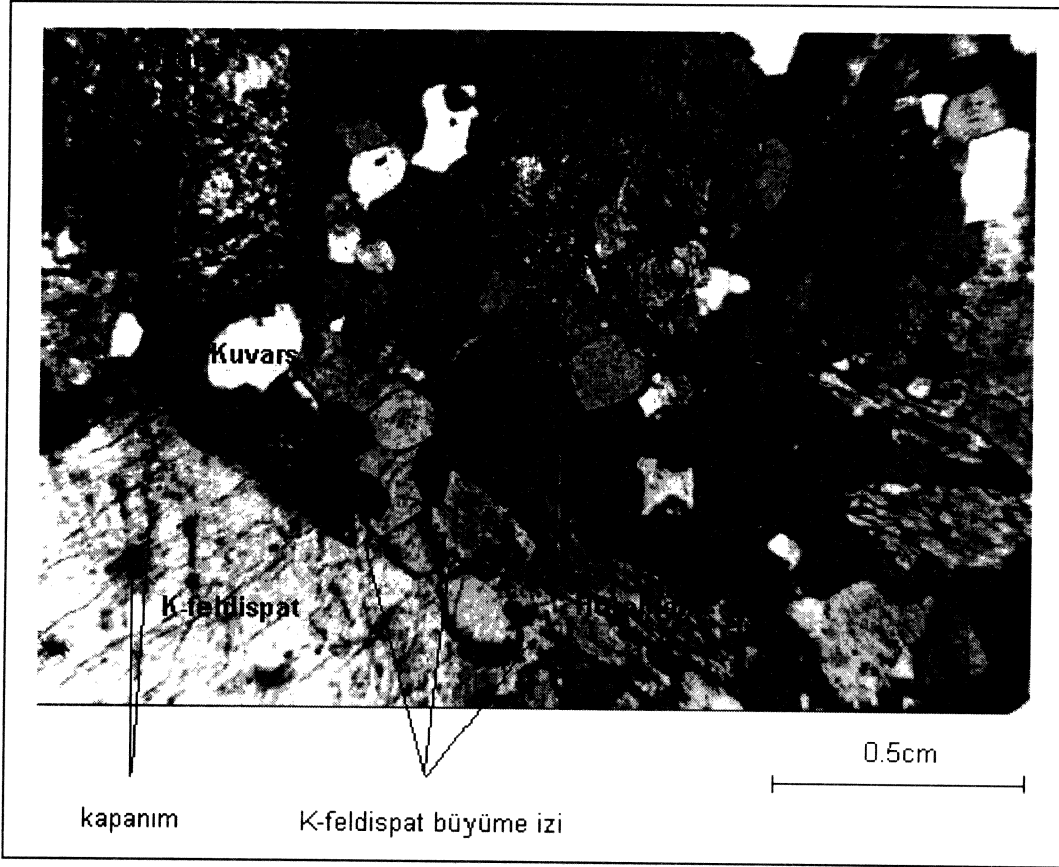
#### 4. POTASYUM FELDİSPAT MEGAKRİSTALLERİNİN KÖKENİ

Granitlerdeki K-feldispat iri kristallerinin oluşumu için, literatürde iki değişik görüşü görmek mümkündür. Bunlardan birincisi, söz konusu kristallerin metamorfik olaylar sonucunda oluştuğu şeklindedir; bu durumda iri K-feldispat kristalleri porfiroblast olarak nitelendirilmiştir. İkinci görüş ise, bu kristallerin direk magmadan kristallendiği şeklindedir. Bu durumda, terim her ne kadar volkanik kayalar için kullanılsada aynı zamanda magmatik kökenide işaret ettiği için, fenokristal terimi veya daha genel anlamda megakristal terimi kullanılmaktadır (Vernon, 1986; Pitcher, 1993).

Metamorfik kökeni destekleyen veriler, bunların genellikle aplit damarlarının içinde veya etrafında oluşu, yan kayaç durumundaki hornfelsler içerisinde de zaman zaman görülüyor olması ve yine zaman zaman granitler içerisindeki mafik anklavlar içinde de gözleniyor olmalarıdır. Magmatik kökeni destekleyen önemli verilerin başında, bunların öz şekilli oluşları gelmektedir. Metamorfik kayalar içerisindeki porfiroblastların kenarları çok düzgün değildir. Granitler içerisindeki K-feldispat iri kristallerinin ise mükemmel geometrik şekle sahip kristaller oldukları, granitlerin ayrışması sonucu açığa çıkan K-feldispat kristallerden anlaşılmalıdır (örn, Keban (Elazığ) magmatikleri; Akgül, 1998). İkinci önemli kanıt, K-feldispat mineralleri içerisinde başka minerallerin kapanımların bulunmasıdır. Bu kapanımların, K-feldispat kristallerinin, gerek sıvıdan gerekse etrafındaki küçük kristalleri ergiterek (resorbe ederek) büyümesi esnasında, ergimeyen veya kısmen ergimeyen küçük kristallerin, K-feldispat megakristalleri içerisinde hapsolmaları şeklinde oluştuğu düşünülmektedir (Pitcher, 1993). Kristallenme olayı füzyon entalpisinden dolayı ekzotermik bir olay olduğu için, kristal büyümesinin, büyük kristallerin bitişiğindeki küçük kristalleri eritip kendi bünyesine katmasıyla gerçekleşebileceği, hem yer bilimlerinde hemde metalurjik bilimlerde deneylerle kanıtlanmış ve kabul görmüş bir gerçektir. Üçüncü önemli kanıt ise, K-feldispat kristallerinin kenardan içe doğru bazı element içerikleri bakımından zonlanma göstermesidir. Özellikle baryum içeriğinin, kristal merkezinden dışa doğru azaldığı bir çok kez gözlenmiştir. Yüksek sıcaklıkta oluşan merkezin baryum içeriğinin, daha düşük sıcaklıkta oluşan kenarın baryum içeriğinden fazla olması, bir kristalin magmadan oluşmasında, jeokimyasal olarak beklenen bir olaydır. Eğer kristal metamorfik olaylar sonucu oluşmuş olsa idi, bunun tersi veya homojen bir dağılım beklenirdi. Magmatik kökeni destekleyen diğer veriler sistematik bir şekilde, Ekici ve Boztuğ (1997) tarafından sunulmuştur.

Bahçecik Granitoidi içerisindeki K-feldispat kristallerinin baryum içeriğini ortaya çıkarmak için her hangi bir çalışma yapılmamıştır, ancak 3 cm'ye varan mükemmel öz şekilli K-feldispat megakristalleri, bunların magmatik kökenli olduğunu gösteren kanıtlardan bir tanesidir. Ayrıca, bu kristallerin komşu kristallerle ilişkileri mikroskop altında incelendiğinde, K-feldispat megakristallerinin bitişiğindeki küçük kristalleri içine alacak şekilde geliştiği gözlenmektedir. Şekil 3'te K-feldispat megakristalinin, diğer kristalleri kısmen içine aldığı anda büyümesinin durduğu gözlenmektedir. Bu durumda, K-feldispat megakristallerinin iç kesimleri daha önce oluşmuş olmasına rağmen, kenar zonların etrafındaki küçük kristallerle yaklaşık eş sıcaklıkta oluştuğu sonucunu çıkarmak mümkündür.





Şekil 3. K-feldispat megakristallerinin etrafındaki küçük kristalleri içine alarak büyümesini ve magmatik kökenli olduğunu gösteren resim.

## 5. MAGMA KARIŞIMI VE YAN KAYAÇ ÖZÜMLENMESİ

Magmanın yerleşimi esnasında, etrafındaki yan kayaçları veya içine düşen yan kayaçları kısmen veya tamamen özümleyeceği (asimile edeceği) ve yan kayaç-magma arasında bir takım iyon alışverişinin olabileceği, eskiden beri iyi bilinen bir gerçektir. Çalışma alanının batısında, Bahçecik Granitoyididolomitik kireçtaşı dokanağına yaklaşık 250m uzaklıkta alınan bir monzonit örneğinin yüksek MgO ve CaO içeriği, bu örneği oluşturan magmanın, dolomitik kireçtaşını ve/veya dolomitik kireçtaşının altında bulunan Liyas yaşlı volkanik kayaçları, kısmen özümlemiş bir magma olduğunu veya magma ile bu kayaçlar arasında iyon alışverişinin gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Yukarıda bahsedildiği gibi, bu iyi bilinen ve açıklanması kolay olan bir olaydır. Ancak, K-feldispat megakristalli granitler ile eş taneli granitler arasındaki dokusal farklılıkları oluşturan özümleme olayı ise tartışılması gereken bir konudur.

K-feldispat megakristalli granitlerle diğer granitler arasında, kimyasal bileşim bakımından önemli farklılıkların olmadığı bir çok araştırmacı tarafından ortaya konmuştur. Dokusal farklılıklar ise çoğu zaman, mafik-asidik magma "mixing ve mingling" olayları ile açıklanmaktadır (Hibbard, 1981; Bussy, 1990; Nekvasil, 1991). Bahçecik Granitoyidi içerisinde yer yer mafik anklavlar ve graniti kesen bazik dayklar gözlenmektedir. Bu anklav ve dayklar hakkında detaylı çalışma yapılmamamakla birlikte, muhtemelen bunların çoğu granitlerle eş yaşlı ve magma mingling olaylarıyla açıklanabilecek olgulardır. Literatürde granitler içerisindeki mafik anklavlarda, K-feldispat megakristallerinin bulunduğu dair değişik araştırmacıların gözlemleri olmasına rağmen, çalışma alanında böylesi bir bulguya rastlanmamıştır. Bahçecik Granitoyidi içerisindeki iki değişik dokunun, değişik kökenli magmaların karışımının sonucu olarak oluştuğu inancını taşımaktayım. Bu durumda, magma odasına giren nispeten derin kökenli mafik ve asidik magmalardan başka, magmanın yerleşimi esnasında üst kıta kabuğundaki ergime olaylarını dikkate almak gerekir. Böylece mafik magma, K-feldispat kristallerinin oluşumunda direkt etkili değil ama, magma sıcaklığını artırarak önemli derecede üst kıta kabuğunun ergimesine neden olup, K-feldispat megakristallerini oluşturan çekirdeklerin bu magmadan oluşumunu sağlamıştır. Üst kıta kabuğundan eklenmelerin tamamen veya büyük ölçüde sıvı faza geçtiği söz konusu megakristallerin öz

şekilli olmalarından anlaşılmaktadır. Bahçecik Granitoyidi içerisindeki her iki granit türünün, kimyasal element içeriklerinin ayırtman farklılıklar göstermemesi, önceden var olan magma ile üst kıta kabuğundaki ergimelerin bir birine karıştığını, ancak bu arada K-feldispatın çekirdeklenmeye başladığını göstermektedir. Gerçekte üst kıta kabuğundaki ergimelerle oluşan ve diğer magmayla karışan magma bölümünün sıcaklığının, K-feldispat için liquidus çizgisine yakın olması gerekir. Zaten ergime esnasında bir araya toplanma eğiliminde olan potasyum iyonları kısa bir süre sonra K-feldispatın oluşmasını sağlamıştır. Oluşan kristaller, yoğunluk farkından dolayı buldukları yerde duraylı değildirler. Dolayısıyla oluşan kristaller etrafındaki sıvıyla birlikte aşağı doğru batma eğilimindedir. Böylece yer yer, Newtoniyen özellikte olmayan bu sıvıların daha Newtoniyen özellikteki sıvı içerisinde aşağıya doğru hareketi ve sonuçta ilk oluşan K-feldispat kristallerinin dışında diğer iki magmanın birlikte kristallenmesi, Bahçecik Granitoyidi içerisindeki iki değişik dokulu granitin sık sık araldanmasına neden olmuştur.

Önceki bölümde bahsedilen, gerek ayırtman diyagramlardaki örneklerin, sınır bölgelerde yoğunlaşması ve bazı örneklerin diğer alanlar içerisine düşmesi ve gerekse ayırtman element içerikleri, Bahçecik Granitoyidi'nin oluşumunda nispeten derin kökenli mafik-asidik magma "mixing ve mingling" olaylarının yanısıra, bu karışım magmaya üst kıta kağından önemli derecede eklentilerinde göz önünde tutulması gerektiğini göstermektedir. Ancak en son yorum, şüphesiz izotop analizleri yapıldıktan sonra yapılacaktır.

## 6. SONUÇLAR

Bahçecik Granitoyidi monzonit ve granit olmak üzere iki kayaç türünden oluşmaktadır. Monzonitlerin daha yaşlı karbonat ve volkanik kayaçların dokanaklarına yakın bölgelerde gözlenmeleri ve yüksek MgO, CaO içerikleri, oluşumlarında magmaya, karbonatlardan veya karbonatların altındaki volkanik kayaçlardan kimyasal ve/veya fiziksel eklentilerin olduğunu göstermektedir.

Granitler kendi içerisinde eş taneli granit ve K-feldispat megakristalli granit olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. K-feldispat megakristallerinin öz şekilli oluşları ve mikroskop altında gözlenen büyüme izleri, onların magmatik kökenli olduğunu göstermektedir. K-feldispat megakristallerinin oluşumunda mafik magma "mixing ve mingling" olayları magma sıcaklığının yükselterek etkili olmuştur. Ancak K-feldispat megakristallerinin oluşmasında asıl rolü üst kıta kabuğundaki ergimeler oynamıştır.

Bahçecik granitoyidi'nin yitim zonunda olduğu jeokimyasal ayırtman diyagramlarla belirlenmiştir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın verileri, yüksek lisans tezinden alınmıştır. Yüksek lisans tez danışmanlığımı yürüten, Prof. Dr. Selçuk Tokel'e teşekkür ederim.

## KAYNAKLAR

- Akgül, B., 1998, Kişisel görüşme, Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Elazığ.
- Aslaner, M., 1989, Kor ve kor kırıntılı kayaçlar, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını, 140, 317s.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, Journal of Geological Society of London, 141, 411-426.
- Bussy, 1990, The rapakivi texture of feldspars, in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process?, Geological Journal, 25, 319-324.
- Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronolojik araştırmalar: İstanbul Teknik Üniversitesi Yayını, 1034, 112s.
- Hibbard, M.J., 1981, The magma mixing origin of mantled feldspars, Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, 158-170.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.

- Kargı, H., 1987, Bahçecik (Araklı) Granitoyidi'nin petrografik ve jenetik incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, 61s (yayımlanmamış).
- Nekvasil, H., 1991, Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi, *American Mineralogists*, 76, 1279-1290.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discriminating diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pitcher, W.S., 1993, *The nature and origin of granites*, Chapman & Hall, Glasgow, UK., 321s.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name, *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Taner, M.F., 1977, Etude geologique et petrographique de la region de Güneyce, İkizdere, situee au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie), Doktora tezi no: 1788, Geneve, 180s.
- Tokel, S., 1995, Magmatic and geochemical evolution of the Pontide segment of the Northern Tethys subduction system, *Geology of the Black Sea Region*, MTA and JMO, Ankara (editörler: Eler, A., Ercan., T; Bingöl, E.; Örçen, S.), 163-170.
- Vernon, R.H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts, *Earth, Science Reviews*, 23, 1-63.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., and Şengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides, in Robinson, A.G., ed., *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding region: AAPG Memoir 68*, 183-226.

## ORTA ANADOLU KRİSTALEN KOMPLEKSİ'NDEKİ AKÇAKIŞLA GRANİTİ (YOZGAT) VE YOZGAT BATOLİTİ GRANİTOYİTLERİNİN JEOKİMYASAL VE PETROJENETİK KARŞILAŞTIRMASI

### GEOCHEMICAL AND PETROGENETICAL COMPARISON OF THE AKÇAKIŞLA GRANITE (YOZGAT) AND THE YOZGAT BATHOLITH GRANITOIDS IN THE CENTRAL ANATOLIAN CRYSTALLINE COMPLEX

Gonca GENÇALIOĞLU KUŞCU, Niğde Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 51100, Niğde

#### ÖZET

Orta Anadolu Granitoidleri içinde en büyük kütleli oluşturan Yozgat Batoliti granitoidleri ile bu kütleli doğusunda bulunan Akçakışla Graniti jeokimyasal ve petrojenetik özellikleri açısından karşılaştırılmışlardır. Akçakışla Graniti mineralojik ve petrografik olarak Yozgat Batoliti granitoidlerinden Yerköy-Şefaatlı, Kerkenez ve Gelingüllü granitoidleriyle benzerlik göstermektedir. Akçakışla Graniti metalüminli-hafif peralüminli, kalkalkalen, I-tipi bir granittir ve daha felsik aplitik dayklar tarafından kesilmektedir. Yozgat Batoliti granitoidleri de Yozgat granitoidi dışında metalüminli-hafif peralüminli karakterdedir. Örümcek diyagramlarında Kerkenez ve Sivritepe granitoidleri Akçakışla Graniti ile benzer desenler gösterirken, Yozgat granitoidi farklı iz element oranlarıyla ayrılmaktadır. Tektonomagmatik ayırım diyagramlarında genelde volkanik yay veya çarpışma sonrası olmak üzere iki tektonik ortam ayrılırken, Sivritepe granitoidi yüksek Y içeriğiyle levha içi granit alanına düşmektedir. Yozgat granitoidi ise çarpışma ile eşzamanlı olarak ayrılmaktadır. Akçakışla Graniti ve diğer I-tipi granitoidler için geçerli tektonik ortamın kalıntı dalma-batma bileşenini yansıtan bir çarpışma sonrası ortam olduğu düşünülmektedir.

#### ABSTRACT

Yozgat Batholith, being the largest granitoid body within the Central Anatolian Granitoids is compared geochemically and petrogenetically with the Akçakışla Granite. Mineralogically and petrographically Akçakışla Granite is comparable with the Yerköy-Şefaatlı, Kerkenez and Gelingüllü granitoids of the Yozgat Batholith. Akçakışla Granite is a metaluminous to weakly peraluminous, calc-alkaline, I-type granite and is cut by more felsic aplitic dykes. Excluding the Yozgat granitoid, Yozgat Batholith granitoids are also metaluminous to weakly peraluminous in character. Kerkenez and Sivritepe granitoids display similar spidergrams to the Akçakışla Granite, while Yozgat granitoid differs in trace element ratios. Although volcanic arc and post collisional are the two main tectonic settings distinguished, Sivritepe granitoid plots in within-plate field due to its high Y concentration. Yozgat granitoid, on the other hand, is discriminated as syn-collisional. The proposed tectonic setting for the Akçakışla Granite and other I-type granitoids is a post-collisional one with a relict subduction component.

#### 1. GİRİŞ

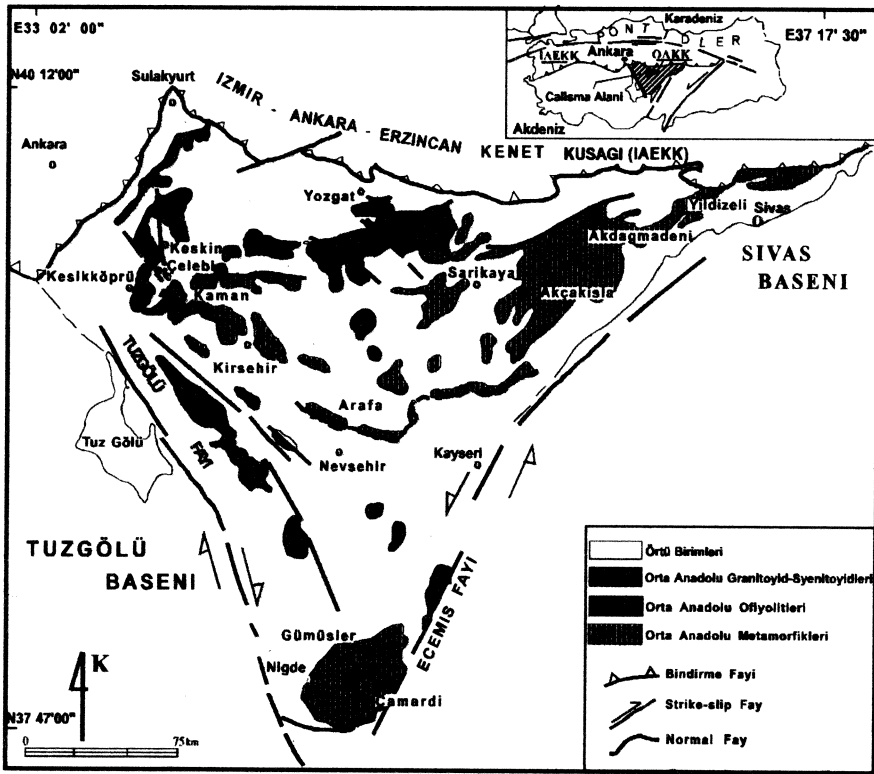
Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK) (Göncüoğlu ve diğerleri, 1991) içerisinde yer alan Orta Anadolu Granitoidleri (OAG), Orta Anadolu Metamorfikleri (OAM) ve kısmen de Orta Anadolu Ofiyolitleri'ni kesen

felsik-ortaç bileşimli derinlik kayaçlarını içermektedir. OAG lökogranitten biyotit-hornblend granite, alkali feldispat granitten aplite kadar çok değişik litolojiler sergilemektedir (Erler ve Göncüoğlu, 1996). Coğrafik olarak OAG, OAKK'nin batı ve doğu marjini boyunca yer alan irili ufaklı plütonlar ve kuzeyde en büyük kütle olan Yozgat Batoliti'nden oluşur (Erler ve diğerleri, 1991) (Şekil 1). Akçakışla Graniti ve Yozgat Batoliti OAKK'nin kuzey kesiminde yer almaktadır. Kompleksin batı marjiniindeki granitoidler yoğun olarak çalışıldığı halde kuzey ve doğu marjin granitoidleri göreceli olarak daha az çalışmaya konu olmuşlardır.

Yozgat Batoliti granitoidlerinin jeokimyasal özellikleri Dalkılıç (1985), Erler ve diğerleri (1991) ve Erler ve Göncüoğlu (1996) tarafından incelenmiştir. Erler ve Göncüoğlu (1996)'ya göre Yozgat Batoliti tek bir plüton değildir ve Yerköy-Şefaatlı, Yozgat, Kerkenez, Gelingüllü, Karlıtepe, Ocaklı, Sivritepe, Mükremin, ve Mugallı gibi mineralojik ve jeokimyasal olarak birbirinden farklı birkaç alt gruba ayrılmaktadır.

Yozgat Batoliti'nin hemen güneydoğusunda yüzlek veren Akçakışla Graniti ile ilgili araştırmalar ise daha da sınırlıdır. Çalışmalar genellikle bölgenin jeolojisini (Ergintav, 1987; Göncüoğlu ve diğerleri, 1994) ve bölgedeki granitoidlerle ilişkili gelişen skarn cevherleşmelerini konu edinmektedir (Kuşcu, 1997).

Akçakışla Graniti'nin jeokimyasal ve petrojenetik özellikleri Gençalioğlu Kuşcu (1997)'de verilmiştir. Bu çalışma, Akçakışla Graniti'nin jeokimyasal özelliklerini ortaya koymayı ve Yozgat Batoliti verileriyle (Erler ve Göncüoğlu, 1996) jeokimyasal ve petrojenetik kriterler açısından karşılaştırmayı amaçlamaktadır.



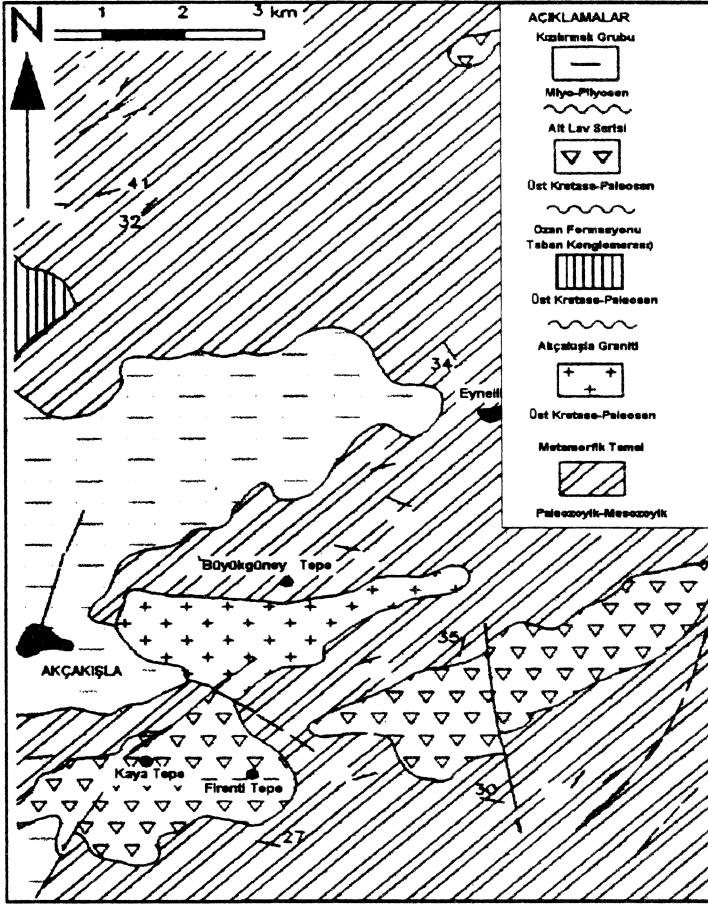
Şekil 1. Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeolojik haritası (1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından basitleştirilmiştir).

## 2. AKÇAKIŞLA GRANİTİ

Akçakışla Graniti (Ergintav, 1987), temel metamorfik birimlerine sokulum yapan yaklaşık 4 km uzunluğunda, 1-1.5 km genişliğinde mercek şeklinde bir küttedir (Şekil 2).

Akçakışla Graniti alkali feldispat, kuvars, plajiyoklas, biyotit, amfibol, Fe-Ti oksit minerallerini içerir. Sfen ve apatit tali mineral olarak bulunurlar. Akçakışla Graniti içinde değişik boyutlarda magma tarafından yuvarlatılmış anklavlar gözlenir. Akçakışla Graniti birkaç metre genişliğinde, ince taneli, mineralojileri Akçakışla Graniti'ne oldukça benzeyen, aplitik dayklarca kesilir (Gençalioğlu Kuşcu, 1997). Yozgat Batoliti granitoidlerinin jeolojisi ve petroğrafisi Erler ve Göncüoğlu (1996)'da verilmiştir. Bu granitoidlerden

Yerköy-Şefaathı, Kerkenez, Ocaklı, Gelingüllü mineralojileri; Yerköy-Şefaathı, Gelingüllü içerdikleri mafik anklavlar; Yerköy-Şefaathı, Ocaklı, Kerkenez, Gelingüllü ise apolitik dayklarla kesilmeleri bakımından Akçakışla Graniti ile benzerlik göstermektedirler.



Şekil 2. Akçakışla civarının jeolojik haritası (Gençaliöglü Kuşcu, 1997).

### 3. AKÇAKIŞLA GRANİTİNİN JEOKİMYASI

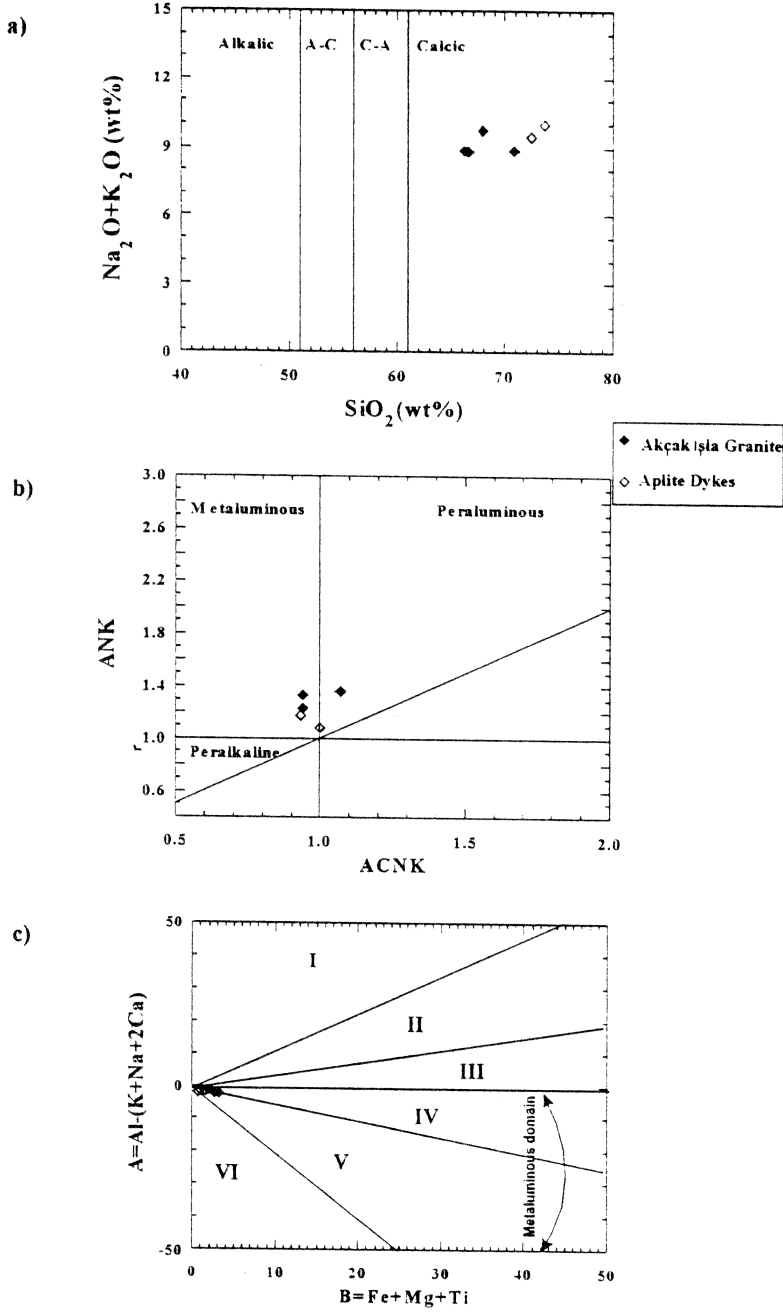
Akçakışla Graniti ve apolit dayklarından alınan örneklerin majör ve iz element konsantrasyonları İngiltere’de Keele Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü’nde Bausch and Lomb ARL 8420 model XRF ile, REE analizleri ise Kanada’da Activation Laboratories’de gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları Gençaliöglü Kuşcu (1997)’de verilmiştir. Akçakışla Graniti verileri, Erler ve Göncüoğlu (1996)’nın iz element değerlerini belirlediği Kerkenez, Yozgat, Sivritepe granitoyidi verileriyle karşılaştırmalı olarak çeşitli diyagramlarda sunulmuştur.

Akçakışla Graniti, TAS diyagramında (Cox ve diğerleri, 1979) (Gençaliöglü Kuşcu, 1997) “granit” ve Peacock (1931)’un klasik diyagramında (Şekil 3a) “kalsik granit” olarak adlandırılmaktadır. Bu nedenle Ergintav (1987)’nin Akçakışla Graniti adlandırması korunmuştur. Maniar ve Piccoli (1989), Debon ve LeFort (1988) sınıflamalarına göre Akçakışla Graniti metalüminli-hafif peralüminli karakterdedir (Şekil 3b ve 3c).

Chappell ve White (1974)’in sınıflamasına göre Akçakışla Graniti  $\text{Na}_2\text{O}$  ağırlık yüzdesinin 3.2’den büyük olması, moleküler  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ ’nun 1.1’den küçük olması, normatif diyopsit gibi özellikleriyle tipik I-tipi granitlere benzerlik göstermektedir.  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$  ve  $\text{Ba}$ ’nın mutlak çokluklarına göre de (Miller, 1985) Akçakışla Graniti’nin magmatik bir kökene sahip olduğu açıktır (Gençaliöglü Kuşcu, 1997).

### 4. PETROJENETİK KARŞILAŞTIRMA

Granitlerin tektonomagmatik ayrımı için geliştirilen diyagramlardan bazıları majör (Maniar ve Piccoli, 1989; Batchelor ve Bowden, 1985), bazıları ise iz element konsantrasyonlarını (Pearce ve diğerleri, 1984; Thieblemont ve Cabanis, 1990 gibi) kullanmaktadır. Erler ve Göncüoğlu (1996)’da granitoyidlerin tümü için

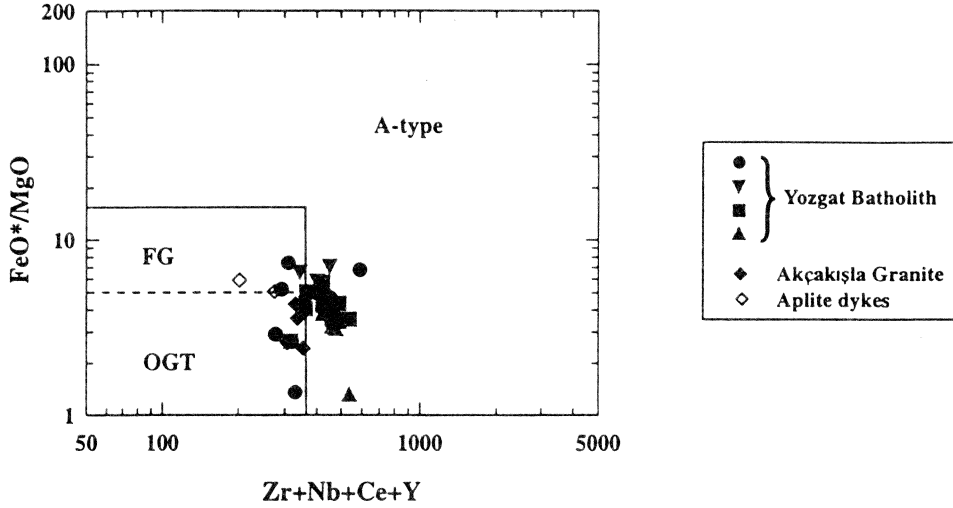


Şekil 3. Akçakışla Graniti'nin a) Peacock (1931); b) Maniar ve Piccoli (1989) ve c) Debon ve LeFort (1988) diyagramlarında sınıflandırılması.

iz element verileri bulunmadığından örneklerin bir kısmı Akçakışla Graniti örnekleriyle karşılaştırılabilir. Maniar ve Piccoli (1989) diyagramlarında Akçakışla Graniti ada yayı (IAG), kıtasal yay (CAG) veya kıtasal çarpışma (CCG) graniti olarak sınıflandırılmaktadır (Gençalioğlu Kuşcu, 1997). Yozgat Batoliti örnekleri de metalüminli-hafif peralüminli karakterdedir ve ORG + CAG + CCG alanlarına düşmektedirler (Erlar ve Göncüoğlu, 1996). IAG, CAG, ve CCG'nin (Maniar ve Piccoli, 1989) mineralojik ve kimyasal özellikleri göz önüne alındığında Akçakışla Graniti bir CAG graniti olarak sınıflandırılabilir.

Whalen ve diğerleri (1987)'nin A-tipi ve I, S, M-tipi orojenik granitlerin ayrıştırılması için geliştirdiği FeO/MgO-Zr+Nb+Ce+Y diyagramı özellikle I ve S tipi oldukça fraksiyonellenmiş granitlerin (FG) I, S ve M-tipi fraksiyonellenmemiş (unfractionated) granitlerden (OGT) ayrımı için faydalıdır. Bu diyagramda (Şekil 4) Akçakışla Graniti örnekleri OGT alanına düşerken Akçakışla aplit daykları FG alanında, Yozgat Batoliti örnekleri ise başlıca OGT ve A-tipi alanlarında yayılım göstermektedirler (Gençalioğlu Kuşcu, 1997).





Şekil 4. Granitoidlerin Whalen ve diğerleri (1987) diyagramında ayrılması (FG: fraksiyonellenmiş granit; OGT: fraksiyonellenmemiş M, I ve S tipi granitler; ▼: Kerkenez granitoyidi; ▲: Sivritepe granitoyidi; ■ : Gelingüllü granitoyidi; ● : Yozgat granitoyidi).

Batchelor ve Bowden (1985)'in tektonomagmatik ayırım diyagramında, Akçakışla Graniti geç orojenik (late orogenic), Yozgat Batoliti örnekleri ise başlıca syn-post çarpışma granitleri (syn/post COLG) olarak sınıflanırlar (Şekil 5a).

Pearce ve diğerleri (1984)'nin Nb-Y tektonik ayırım diyagramı kullanıldığında Akçakışla Graniti volkanik yay (VAG) ve syn-COLG, Rb-Y+Nb kullanıldığında VAG/syn-COLG sınırını kapsayarak çoğunlukla VAG olarak sınıflanırlar. Yine Nb-Y diyagramında Yozgat Batoliti örnekleri VAG+syn-COLG'den levha içi granit (WPG) alanına düşerken, Rb-Y+Nb diyagramında Akçakışla Graniti gibi VAG ve syn-COLG alanlarına düşmektedir (Şekil 5b ve 5c).

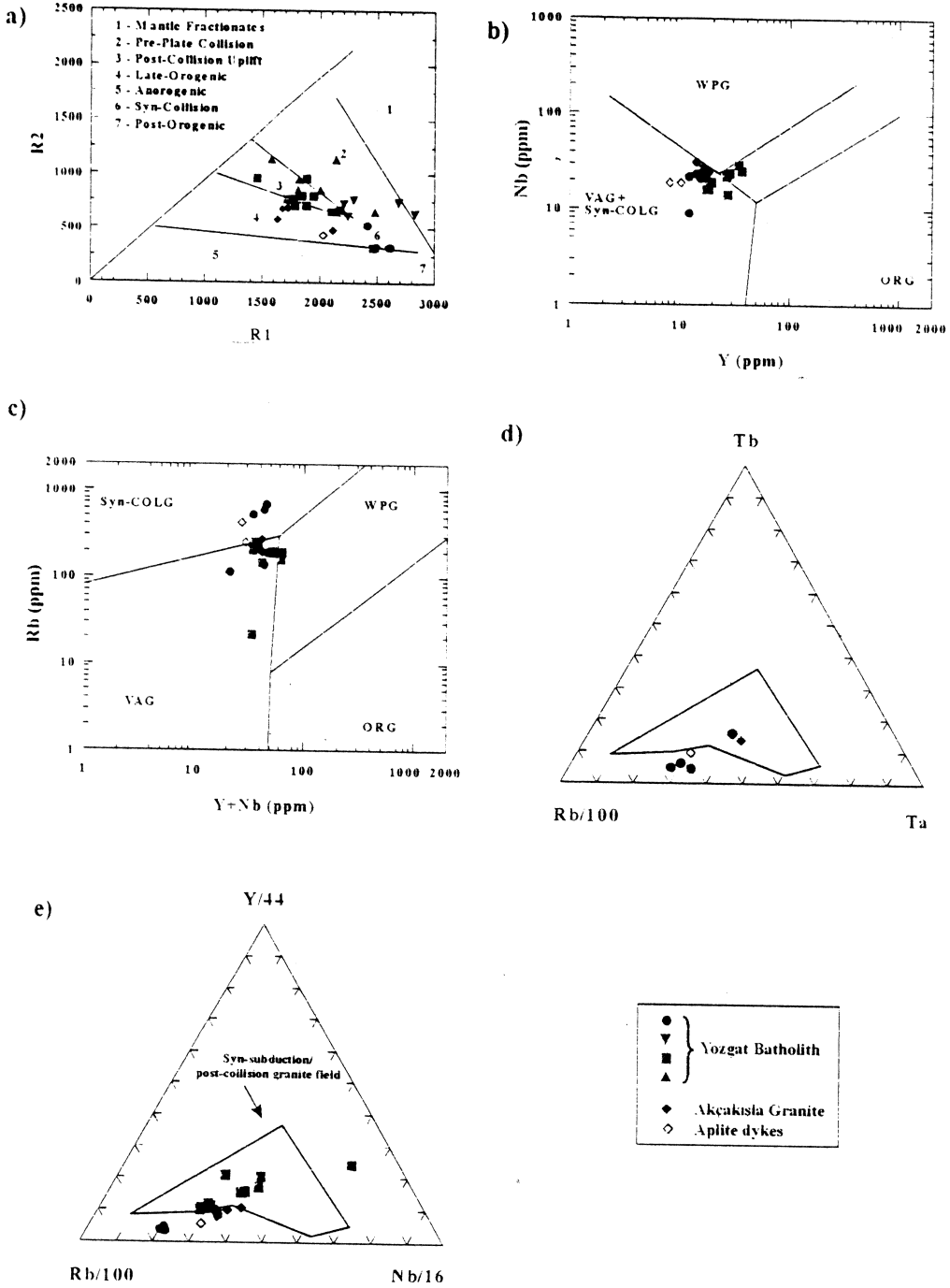
Daha güncel bir sınıflama Rb-Tb-Ta veya Rb-Y-Nb elementlerini içeren Thiéblemont ve Cabanis (1990) sınıflamasıdır. Akçakışla Graniti örnekleri genelde dalma-batmayla eşzamanlı (syn-subduction) veya post-COLG alanına düşmektedir (Şekil 5d ve 5e). Yozgat Batoliti örneklerinden Pearce ve diğerleri (1984)'e göre syn-COLG olarak sınıflanırlar bu diyagramlarda yine aynı alanlara düşmekte, kalan örnekler ise syn-subduction (VAG veya I-tipi Kordilleryan) veya post-COLG (I-tipi Kaledoniyen) alanlarında yer almaktadır.

Akçakışla Graniti ve aplit dayklarının kondrite göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize desenlerinde LREE zenginleşmesi ve HREE fakirleşmesi; okyanus ortası sırtı granitine (ORG) normalize diyagramlarda LIL element zenginleşmesi, HFS element fakirleşmesi ve Ta-Nb çukuru dikkati çeker. Her iki diyagramda da Akçakışla Graniti'nin iz element oranlarının aplit dayklarına göre daha fazla olduğu görülmektedir (Şekil 6). ORG-normalize diyagramlarda gözlenen Nb-Ta çukuru özellikle olgun ada yayları ve aktif levha marjinlerinde belirgindir ve Nb ile Ta 'nın dalma batma zonu mafik kayaçlarında tüketilmesini yansıtmaktadır (Pearce, 1982; 1983). Yozgat Batoliti granitoidlerinden Kerkenez ve Sivritepe' nin ORG-normalize diyagramları Akçakışla Graniti ile oldukça benzer iken, Yozgat granitoidinde bu granitoidlere göre Rb'da zenginleşme ve Ba'da tükenme dikkati çeker (Erler ve Göncüoğlu, 1996).

## 5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Akçakışla Graniti'nin tektonomagmatik özellikleri bir yay veya dalma-batma ortamına işaret etmekte, ancak bu durum post-COLG ortamdaki net olarak ayırt edilememektedir. Yozgat Batoliti örnekleri ise genel olarak iki gruba ayrılmaktadır: a) başlıca çarpışma sonrası veya dalma-batmayla eşzamanlı (ve bu açıdan Akçakışla Graniti ile benzer) olanlar; b) açıkça çarpışmayla eşzamanlı, S-tipi karakterde olanlar (Yozgat granitoidi örnekleri). Bu sonuçlar Erler ve Göncüoğlu (1996)'nın sonuçlarıyla paraleldir.

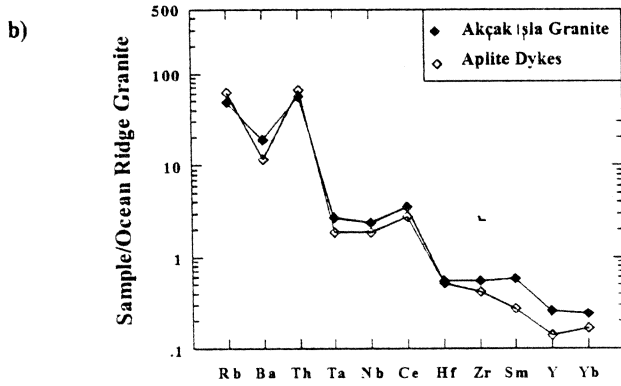
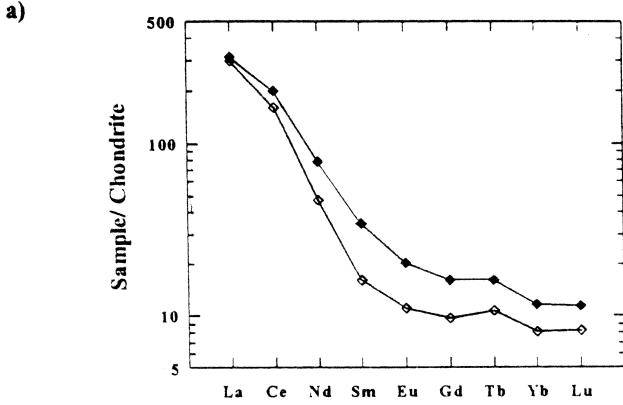
Öte yandan, tektonomagmatik diyagramları yorumlarken Pearce ve diğerleri (1984)'nin de tartıştığı gibi bu diyagramların tektonik ortamdaki çok kaynak veya köken kayaç bileşimini ve magmatik süreçleri yansıttığı dikkate alınmalıdır. Örneğin, çarpışma sonrası granitleri Pearce ve diğerleri (1984) diyagramlarında yer almamakta ve bu granitler tek bir kabuk veya manto kaynağı veya köken kayacı ile açıklanamadığından hem levha içi hem de yay karakteri sergilemektedirler. Ayrıca dalma-batma zonları pekçok kompleks ortamı kapsadığı için buralarda oluşan granitler farklı tektonik ortamlara düşebilmektedir (Pearce ve diğerleri, 1984).



Şekil 5. Akçakışla Graniti ve Yozgat Batoliti örneklerinin a) Batchelor ve Bowden (1985), b) ve c) Pearce ve diğerleri (1984), d) ve e) Thieblemont ve Cabanis (1990) diyagramları. İşaretli alan dalma-batmayla eşzamanlı (syn-subduction) veya post-COLG ortamları, bu alanın alt kısmı ise syn-collision ortamını göstermektedir).

Tektonomagmatik diyagramların sınırlamaları ve bölgenin kompleks jeolojisi dışında, Akçakışla Graniti ve Yozgat Batoliti'nden radyometrik yaş verisi olmaması da korelasyon açısından problem yaratmaktadır.

Ayrıca, genelde Akçakışla-Akdağmadeni bölgesi felsik kayaçlarının ortak özelliği olan düşük Y içeriğinin (Gençaliolu Kuşcu, 1997) daha yüksek Y değerleri için hazırlanan ayırım diyagramları üzerindeki etkisi de tartışılabilir. Örneğin, Sivritepe granitoyidi örümcek diyagramlarda benzerlik gösterdiği Akçakışla Graniti ve Kerkenez granitoyidine göre daha yüksek Y içeriğine sahip olması nedeniyle Pearce ve diğerleri (1984) diyagramında WPG olarak sınıflanmaktadır. Dolayısıyla, tektonomagmatik diyagramlar değerlendirilirken kayaç jeokimyası da dikkate alınmalıdır.



Şekil 6. Akçakışla Graniti ve aplit dayklarının a) kondrit (Sun ve McDonough, 1989) ve b) ORG'ne (Pearce ve diğerleri, 1984) normalize edilmiş diyagramları.

Akçakışla Graniti'ne benzer yüksek-K'lu, kalkalkalen I-tipi granitoidlerin oluşumlarını inceleyen Roberts ve Clemens (1993)'e göre bu granitoidlerin oluşumu için ilk tektonik seçenek kıtasal yay ortamıdır. Bu ortamda yüksek-K'lu, kalkalen magmalar zenginleşmiş manto kamasında oluşmakta ve yükselimleri boyunca katettikleri kabuk kalınlığına bağlı olarak uyumsuz element zenginleşmesine uğramaktadır. Yüksek-K'lu, I-tipi granitoidlerin bulunduğu ikinci ortam Kaledonya'ya benzer, magmanın kabuksal kalınlaşma sonrası dekompresyon ergimesiyle oluştuğu post-COLG ortamlardır. Manto yükselmesi ve alt kabuk altında mafik magma birikmesiyle kabukta daha fazla ergime olmakta, S ve I-tipi granitoidler oluşmaktadır. Aynı şekilde Üst Kretase-Eosen dalma batması sırasında OAKK'nin kuzey kısmında litosfer zenginleşmesi sonucu Kaledonya-tipi magmatizma oluşabilir ve yay ortamı olmaksızın yay karakteri gösterebilir. Benzer bir durum Kars-Ararat serisi volkanikleri için Pearce ve diğerleri (1990) tarafından önerilmiştir.

Tektonomagmatik ayırım diyagramları, mineralojik ve jeokimyasal kriterler aktif kıta marjini ve post-COLG gibi birbirinden farklı ancak ilintili iki ortama işaret etmektedir. Bu iki ortam arasında ayırım yapmak ise post-COLG magmaların önceki dalma-batmadan dolayı "yay" karakteri sunabilmesi nedeniyle zor olmaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nda bir ada yayının varlığı daha önce Göncüoğlu ve diğerleri (1991); Göncüoğlu ve Türel, (1994); Yalınz ve diğerleri (1996) tarafından ileri sürülmüştür. Kıta-kıta çarpışması daha sonra (Eosen) geliştiği için bu yay OAKK ile çarpışma için tek adaydır. Akçakışla Graniti ile karşılaştırılan Yozgat Batoliti granitoidlerinden mineralojik ve jeokimyasal özellikler açısından en çok benzerlik gösteren Kerkenez'dir. Mineralojik ve petrografik benzerliklere rağmen iz element analizleri eksik olduğundan Gelingüllü ve Yerköy-Şefaathı granitoidleri ile tam korelasyon sağlanamamıştır.

#### KAYNAKLAR

Batchelor, B., ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, 48, 43-55.

- Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks, Allen and Unwin, Londra, 450s.
- Dalkılıç, B., 1985. Geology of the Sarıhacılı-Divanlı-Azizli region (Yozgat, Turkey). Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara, 81 s (yayınlanmamış).
- Debon, F., ve Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications, Bulletin de Minéralogie, 111, 493-510.
- Ergintav, T.Y., 1987. Geology of the Akçakışla-Eynelli region near Akdağmadeni, between Yozgat and Sivas. Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara, 80s (yayınlanmamış).
- Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A., ve Önen, P., 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası. Doğa, Turkish Journal of Engineering Sciences, 15, 76-100.
- Erler, A., ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, International Geology Reviews, 38, 714-726.
- Gençaliolu Kuşcu, G., 1997. Petrography and geochemistry of silicic volcanics in the Akdağmadeni region, central Anatolia, Turkey. Keele Üniversitesi, Doktora Tezi, İngiltere, 344 s (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşcu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı kesiminin jeolojisi, Kısım I: güney kısım. T.P.A.O Proje No: 2909, 140 s (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erler, A., ve Yalınz, K., 1994. Orta Anadolu Masifi'nin doğu bölümünün jeolojisi, Bölüm 4: Orta Anadolu Masifinin Sivas Baseni ile olan ilişkisi. ODTÜ-AGUDOS Rap.135s
- Göncüoğlu, M.C. ve Türel, K., 1994. Alpine collisional-type granitoids from western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Journal of the Kocaeli University, Earth Sciences Section, 1, 39-46.
- Kuşcu, İ., 1997. Geochemical and mineralogical comparison of skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts, Central Anatolia, Turkey. Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi, 192s (yayınlanmamış).
- Maniar, P.D., ve Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.
- Miller, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? Journal of Geology, 93, 673-689.
- Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. Journal of Geology, 39, 54-67.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Thorpe R.S.(ed.) Andesites'da. New York, John Wiley, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Hawkesworth, C.J. ve Norry M.J. (ed.) Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva Publishing Limited, 230-249.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., ve Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 189-229.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., ve Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Roberts, M.P., ve Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology, 21, 825-828.
- Sun, S.S., ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders, A.D. ve Norry, M.S. (ed.) Magmatism in the ocean basins'de, Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Thiéblemont, D., ve Cabanis, B., 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. Bulletin Society Géologie de France, 8, 22-35.
- Whalen, J.B., Kenneth, L.C., ve Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95, 407-419.
- Yalınz, M.K., Floyd, P.A., ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine, 60, 697-710.

## SİLİSİK VOLKANİTLERDE DEVİTRİFİKASYON DOKULARI: AKDAĞMADENİ (YOZGAT) BÖLGESİ SİLİSİK VOLKANİTLERİNDEN ÖRNEKLER

### DEVITRIFICATION TEXTURES IN SILICIC VOLCANICS: EXAMPLES FROM THE AKDAĞMADENİ (YOZGAT) REGION SILICIC VOLCANICS

**Gonca GENÇALIOĞLU KUŞCU**, Niğde Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 51100, Niğde  
**Peter A. FLOYD**, Keele Üniversitesi, Yer Bilimleri Bölümü, Staffordshire, ST5 5BG, İngiltere

#### ÖZET

Metaduraylı silisik volkan camının zaman içinde solidus altı sıcaklıklarda kristallenmesi olarak tanımlanan devitrifikasyon özellikle silisik lav akıntıları ve domları ile piroklastik kayalar etkilemektedir. Devitrifikasyona uğramış volkan camında camsı, sferülitik, granofirik veya granitik gibi ilerleyen devitrifikasyon aşamaları çeşitli devitrifikasyon dokularıyla temsil edilmektedirler. Başlıca devitrifikasyon dokuları sferülitik, felsitik, retiküler, kartanesi, kırık porselen dokularıdır. Bunlardan en yaygını ise sferülitik dokudur. Bu çalışmada, devitrifikasyon dokularının çoğunu gösteren Akdağmadeni bölgesi volkanitleri Türkiye'den bir örnek olarak seçilmiştir. Büyük oranda camsı olan Akdağmadeni bölgesi volkanitlerinde tanımlanan çeşitli devitrifikasyon dokuları, bu kayaların değişen oranlarda volkan camı içermeleri ve hamurun hidratasyona uğramasıyla vurgulanan farklı soğuma hikayeleri olduğuna işaret etmektedirler.

#### ABSTRACT

Devitrification is the crystallization of the metastable silicic volcanic glass at subsolidus temperatures, and affects the silicic lava flows, domes, and pyroclastic rocks. Glassy, spherulitic, and granophyric or granitic stages describe the various textures in devitrified glass. Although the main devitrification textures are spherulites, felsitic, reticular, snowflake, and cracked-china textures; spherulitic texture is the most dominant one. Akdağmadeni region silicic volcanics display most of these devitrification textures, and therefore are the subject of this study to set an example from Turkey. Although all are predominantly glassy, there are slight variations in the cooling histories of the Akdağmadeni volcanics which are largely affected by the proportion of glass and post-emplacment hydration.

#### 1. GİRİŞ

##### 1.1. Amaç

Silisik volkan camı metaduraylı olması nedeniyle zaman içinde dokusal ve kompozisyonel değişiklikler göstermektedir. Silisik bileşimdeki metaduraylı volkan camının zaman içinde solidus altı sıcaklıklarda kristallenmesi devitrifikasyon olarak bilinmektedir. Devitrifikasyon silisik volkan camını etkileyen bir süreç olduğundan, silisik lav akıntıları ve domları, ayrıca piroklastik kayalar bu dokulara sahip olabilmektedir. Devitrifikasyon, lav akıntıları ve domlarda genelde akma bantları gibi camsı kayaç dokularını takip etmekte; piroklastik kayalarda ise bu kayalar için karakteristik olan pomza ve diğer cam parçacıklarını (glass shards) zamanla ortadan kaldırmaya yönelik çalışmaktadır. Yüksek sıcaklıkta

oluşan devitrifikasyon, prensip olarak metamorfizma, hidrotermal alterasyon gibi nedenlerle kristallenmeden oldukça farklıdır. Volkan camının hidrate olması, ortamda alkali solüsyonların bulunması veya camın ısınması devitrifikasyona yardımcı olan faktörlerdir.

Devitrifikasyon ve ilgili dokular Mackenzie ve diğerleri (1988) ve Philpotts (1989) gibi temel petrografi kitaplarında bile fazla tanıtılmamakta, ancak Shelley (1993) gibi daha güncel kaynaklarda yer almaktadırlar. Silisik volkanitlerin petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik özellikleri son yıllarda yoğun olarak çalışılmaya başlanmıştır. Devitrifikasyon dokularının tanınması özellikle silisik volkanik kayaların dokusal evriminin anlaşılması açısından önemlidir (McPhie ve diğerleri, 1993; Davis ve McPhie, 1996). Bu çalışmada Türkçe literatürde de fazla tanınmayan, ancak silisik volkanitlerde büyük oranda rastlanan ve bu kayaların ayırt edilmesinde önemli rolü olan devitrifikasyon dokularının Orta Anadolu'dan çok iyi gözlenen bazı örneklerle açıklanması amaçlanmaktadır. Akdağmadeni bölgesi silisik volkanitleri (lav akıntıları, domlar ve piroklastikler) Orta Anadolu volkanitleri içinde değişik devitrifikasyon aşamalarına karşılık gelen dokuların çoğunu gösterdiğinden örnek olarak seçilmiştir.

## 2. DEVİTRİFİKASYON DOKULARI

Lofgren (1970; 1971a ve b) deneysel çalışmalarında devitrifikasyonda etkili olan faktörleri belirlemiş ve devitrifiye riyolitik camda baskın olarak bulunabilecek dokuları oluşum aşamalarına göre sınıflamıştır: (1) Camsı aşama fazla devitrifikasyona uğramamış kayaçta tek tük gelişen sferülitler ile tanımlanır. Kayaçta perlitik çatlaklar veya cam parçacıkları gözlenebilir. Sferülit gelişimi genelde akma bantları üzerinde yoğunlaşır. Bu dokuları gösteren kayaç çok hızlı bir şekilde soğumayı ve çok az kristal nükleasyonunu temsil eder. (2) Sferülitik aşama tamamen devitrifiye hale gelmiş camlarda gözlenir. Bu aşamada baskın dokular sferülitik, felsitik ve mikropoyikilitik veya kartanesi dokulardır. (3) Granofirik veya granitik aşamaya geçiş ise sferülitleri oluşturan liflerin daha iri kristaller haline gelmesiyle temsil edilir. Bu aşama sonunda, neredeyse orijinal camsı kayaçtan hiçbir iz taşımayan eştaneboylu bir kayaç meydana gelebilmektedir.

### 2.1. Sferülitik Doku

Özellikle silisik kompozisyondaki volkan camında gelişen sferülitler feldispat ve silikadan oluşan ışınal kristal kümeleridir. Devitrifikasyon sürecinin en sık rastlanan dokusu olan sferülitik dokunun gelişiminde de değişik aşamalar bulunmaktadır. Sferülitler gelişimleri boyunca küresel şekilli olmamakta ve morfolojileri oluşum sıcaklığına bağlı olarak değişmektedir. Düşük sıcaklıklarda (400-650 °C'de) papyon (bow-tie) şeklinde gelişen sferülitler daha yüksek sıcaklıklarda hem küresel şekil almakta, hem de ışınal kristallerin çapı büyümektedir (Lofgren, 1971b).

Ewart (1971)'a göre ise önceleri izole halde 5 mm'ye dek büyüeyebilen sferülitler radyal ve konsantrik zonlanma gösterirler. Devitrifikasyonun artmasıyla sferülitler sayıca artar ve birbirleriyle birleşerek poligonal gruplar oluştururlar. Son aşamada sferülitler arasında kalan cam da tamamen devitrifiye olur. Ewart (1971) devitrifikasyonun sferülit gelişiminden sonra da devam etmesi halinde oluşan sferülitlerin de silinebileceğini ileri sürmektedir. Nümerik modelleme çalışmalarıyla Manley (1992) ise cam değişim sıcaklığının (glass transition temperature) altındaki sıcaklıklarda sferülitlerin gelişiminin engellendiğine işaret etmektedir.

### 2.2. Felsitik Doku

Çok hızlı soğuyan kayaçlarda gelişen bu dokuda kristaller ince bir mozayik oluştururlar. Ancak bu mozayigi oluşturan kristaller düzgün çokyüzlü formlar yerine girintili çıkıntılı, düzensiz taneler halindedirler. Doku genelde kuvars ve alkali feldispattan oluşur ve genelde matrikste sferülitler gömülüdür. Felsitik doku difüzyon ve kristal büyüme hızlarının oldukça yavaş olduğunu gösterir ve zaman içinde takip eden bir ısıl etkiyle daha iri hale gelebilir (Shelley, 1993).

### 2.3. Kartanesi Dokusu

Genelde tane boyu 1 mm'den küçük olan düzensiz kristallerin kendisinden daha küçük olan diğer kristalleri kapsaması mikropoyikilitik doku olarak tanımlanmaktadır. Anderson (1969) ve Swanson ve diğerleri (1989) ise bu dokuya kartanesi veya poyikilomozayik doku adını vermişlerdir. Özellikle riyolitlerde yaygın olan bu dokuda kuvars kristalleri feldispat kristallerini kapsamaktadır. Feldispatı ornatmış serizit gelişimi yaygındır. McPhie ve diğerleri (1993) bu dokunun hem efüzif hem eksplozif kayaçlarda görüldüğünü belirtmişlerdir.

#### 2.4. Retiküler Doku

Ewart (1971)'in "radyal ve konsantrik olarak zonlanmış sferülitler" olarak açıkladığı doku Tomkeieff (1983) tarafından retiküler doku olarak tanımlanmıştır. Sferülitik ve felsitik dokuya göre literatürde fazla tanınmayan bir dokudur.

#### 2.5. Kırık Porselen Dokusu

Retiküler doku gibi literatürde pek değinilmeyen bir devitrifikasyon dokusu da "kırık porselen" (cracked-china) dokusudur. Bu doku orijinal volkan camında devitrifikasyon ile poligonal çatlaklar gelişmesidir (Tomkeieff, 1983). Lofgren (1971a)'in terminolojisinde camın hidratasyon geçirmiş ve geçirmemiş kısımları arasındaki farklı kırılma indislerinden kaynaklanan hidratasyon cephesi (hydration front) olarak adlandırdığı kavrama karşılık geldiği düşünülmektedir (Gençaliöglu Kuşcu, 1997; 1999).

### 3. AKDAĞMADENİ BÖLGESİ SİLİSİK VOLKANİTLERİ

Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nde (Göncüoğlu ve diğerleri 1991) Akdağmadeni'nin yaklaşık 25 km batısında, kuzeyde Saraykent güneyde Akçakışla arasında kalan bölgede efüzif ve eksplozif silisik volkanizma ürünleri yaygın olarak gözlenir. Silisik volkanitler çalışma alanının kuzeyinde orta ve güney kısmında olmak üzere üç ayrı bölgede yüzeylenir (Şekil 1). Üst Kretase-Paleosen (?) yaşlı riyolit, riyodasit, dasit kompozisyonundaki lav akıntıları ve domları metamorfik temel üzerinde yerleşmişlerdir. Alt lav serisi adı verilen bu volkanitler ignimbrit ve kristal tüfler ile üzerlenirler. Çalışma alanında silisik lav akıntıları, domları ve piroklastiklerden daha genç yaşlı iki ayrı faz volkanizma daha ayırtlanmıştır Gençaliöglu Kuşcu (1997). Bölgenin detay jeolojisi bu makalenin konusunun kapsamı dışındadır ve Gençaliöglu Kuşcu (1997)'den edinilebilir. Bu çalışmaya konu olan devitrifikasyon dokuları güneyde Akçakışla bölgesi riyolit domları ile kuzeyde Saraykent ve orta kısımda Ozan Köyü civarında yüzeyleyen ignimbrit ve kristal tüflerde gözlenmektedirler (Şekil 1).

#### 3.1. Akçakışla Riyolit Domları

Çalışma alanının güney kısmında Akçakışla köyü civarında yüzeyleyen sarımsı krem renkli Akçakışla dom riyolitleri oldukça camsıdır ve akma bantları ve kıvrımları gerek makro gerek mikro ölçekte kolaylıkla gözlenir. Kayaç kuvars, alkali feldispat fenokristalleri ve oldukça devitrifiye bir matriksden meydana gelir. Kuvars ve sanidin kristalleri genelde magma tarafından yenmiş ve yuvarlatılmış kristaller halindedirler (Gençaliöglu Kuşcu, 1997). Ayrıca bazı örneklerde biyotit psödomorflarına rastlanır. Akçakışla Riyoliti'nde tek bir örnekte değişik devitrifikasyon dokularını ayırtlamak olasıdır. Akçakışla Riyoliti'nde gözlenen devitrifikasyon dokuları felsitik doku, sferülitik doku ve retiküler dokudur.

Felsitik doku relikt akma bantlarını takip eden girintili çıkıntılı kuvars ve alkali feldispat kristallerinden meydana gelir (Şekil 2a) Doku orijinal akma bantlarını takip ettiğinden fenokristallerin etrafını saran ince ve kalın tanelerden oluşan bantlar şeklinde gözlenir.

Akçakışla Riyoliti'nde en önemli devitrifikasyon dokusu çapı bazı örneklerde 5 mm'ye varan çok iyi gelişmiş küresel sferülitlerdir (Gençaliöglu Kuşcu, 1997). Sferülitlerin bazıları fenokristaller etrafında gelişmiştir (Şekil 2b). Akçakışla Riyoliti sferülitik dokunun ender gözlenen bir alt türü sayılabilecek retiküler dokuya da sahiptir. Tamamen birbirine değen sık sferülitlerden oluşan dokuda sferülitlerin ve felsitik dokulu kuvars, alkali feldispatın konsantrik gelişimi söz konusudur (Şekil 2c).

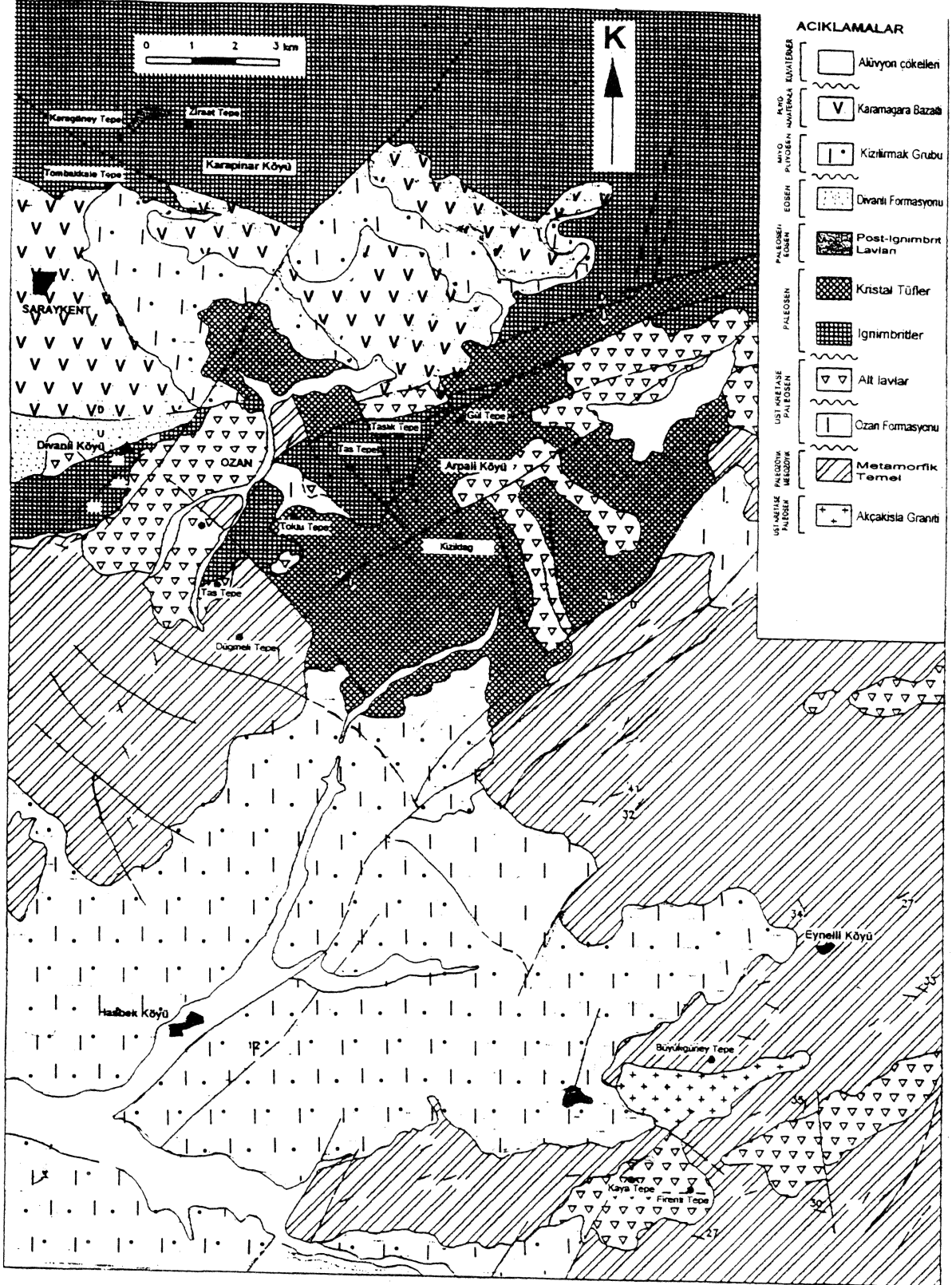
#### 3.2. İgnimbritler

Çalışma alanının kuzey ve orta bölgelerinde değişik ignimbrit birimleri bulunmaktadır. Bu birimlerin devitrifikasyon dereceleri de farklılık sunmaktadır.

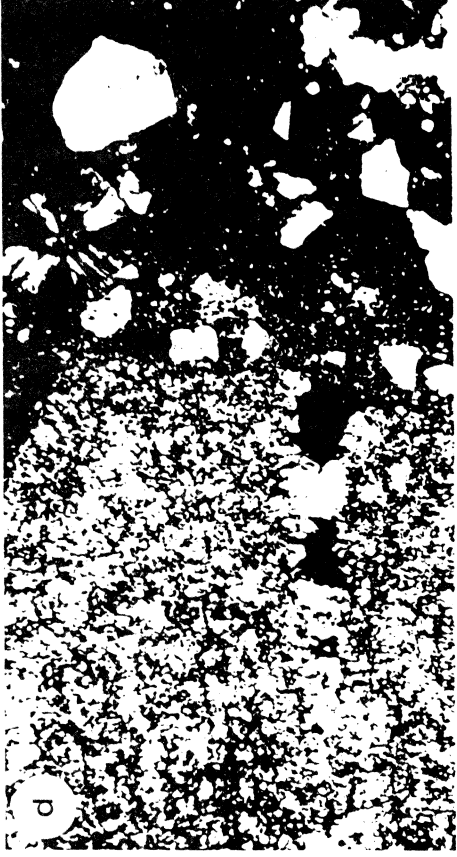
##### 3.2.1. Saraykent İgnimbriti

Çalışma alanının kuzey kısmında yüzeyleyen Saraykent ignimbriti devitrifikasyon geçirmiş bir matriks içinde bulunan köşeli kuvars, sanidin, biyotit ve demir oksit kristallerinden oluşur. İgnimbritler için tipik olan pomza parçaları, cam parçacıkları (glass shards) gibi özellikler devitrifikasyon nedeniyle tamamen gizlenmiş veya ortadan kaldırılmıştır. Matrikste büyük, izole sferülitler ve sferülitik doku sergileyen relikt akma bantlı riyolit inklüzyonları bulunmaktadır (Gençaliöglu Kuşcu, 1997) (Şekil 2d).





Şekil 1. Çalışma alanının jeolojik haritası (Gençalioğlu Kuşcu, 1997'den)



Şekil 2. Akdağmadeni bölgesi, volkaniklerinde gözlenen devitritifikasyon dokuları. a) Akçağışla Riyoliti'nde akma bantlarını takip eden felsitik doku ve yenmiş kuvars, sanidin fenokristalleri, çift nikol; b) Akçağışla Riyoliti'nde sık, birleşmiş sferülitlerden oluşan sferülitlik doku, çift nikol; c) hem radyal hem de konsantrik yapıya sahip sferülitlerin oluşturduğu retiküler doku, Akçağışla Riyoliti, çift nikol; d) İzotropik özellik göstermeyen devitritiye matris içinde kuvars, sanidin, biyotit kristalleri, sferülit ve akma bantlı riyolit inklüzyonu, Saraykent İgnimbriti, tek nikol. Ölçek şekildedeki tüm fotomikrograflar için geçerlidir.

### 3.2.2. Keklikpınar İgnimbriti

Keklikpınar İgnimbriti'nin litik parçalarca zengin en alt biriminde sanidin, kuvars, plajiyoklaz ve biyotit kristal parçaları devitrifikasyona maruz kalmış bir matriks içinde bulunmaktadır. Bu birimde gelişen devitrifikasyon dokusu kuvars ve alkali feldispattan oluşan kartanesi dokusudur (Şekil 3a).

Keklikpınar İgnimbriti'nin ince laminasyon gösteren orta kısmında ise sanidin, kuvars, plajiyoklaz ve opak oksit kristalleri yine devitrifiye bir matriks içinde gözlenmektedirler (Gençalioğlu Kuşcu, 1997). Devitrifikasyon nedeniyle oldukça zor tanımlanan relikt pomza ve küçük cam parçaları (glass shards) artık izotropik özellik göstermemektedirler ve ancak şekilleri ile ayırt edilebilmektedirler (Şekil 3b ve c).

### 3.2.3. Bağlıca İgnimbriti

Çalışma alanının orta kesiminde Ozan Köyü batısında yüzeyleyen birim diğer ignimbrit birimlerine göre oldukça az devitrifikasyon etkisi sergiler. Diğer piroklastik birimlerin aksine, pomza ve cam parçacıkları oldukça tazedir ve kolay ayırt edilebilirler.

### 3.3. Kızıldağ Kristal Tüfü

Başlıca sanidin, kuvars, biyotit, plajiyoklaz, opak oksit, apatit, sfen kristal parçacıklarından oluşan Kızıldağ Kristal Tüfü'nde matriks yine devitrifiye haldedir. Baskın devitrifikasyon dokusu genelde kristalleri merkez alarak ışınal olarak gelişmiş sferülitlerdir. Aynı zamanda değişik boyutlarda sferülitler bantlar halinde gözlenirler. Kalıntı cam parçalarının varlığı tanımlanamamasına rağmen pomza parçaları tipik şekilleri ile ayırt edilebilmektedirler. Tamamen devitrifiye olan kalıntı pomza parçaları üzerinde küçük sferülitler ile alkali feldispat ve kuvarstan oluşan kartanesi dokusu gelişmiştir. Akdağmadeni bölgesindeki diğer volkanik birimlerden farklı olarak yalnızca Kızıldağ Kristal Tüfü'nde gözlenen bir devitrifikasyon dokusu da kırık porselen (cracked-china) dokusudur (Gençalioğlu Kuşcu, 1997). Bu doku kırmızımsı-kahverengi renkli matriksde poligonal çatlaklar halinde ayırt edilir (Şekil 3d).

## 4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Devitrifikasyon, silisik bileşimdeki volkan camını etkileyen ve değişik evrelerinde değişik dokular sergileyen bir süreçtir. Devitrifikasyon silisik bileşimdeki volkan camını etkilediğinden gerek efüzif gerekse eksplozif volkanik kayalarda gözlenebilmektedir. Devitrifikasyonun ilk aşamalarında kayaç orijinal camsı özelliklerini büyük oranda korurken, ilerleyen aşamalarla gelişen devitrifikasyon dokularıyla bu özellikler silinme eğilimi göstermekte ve kayaç giderek tamamen kristallenmiş bir hale gelebilmektedir. Başlıca devitrifikasyon dokuları sferülitik, retiküler, felsitik, mikropoyikilitik veya kartanesi, ve kırık porselen dokularıdır.

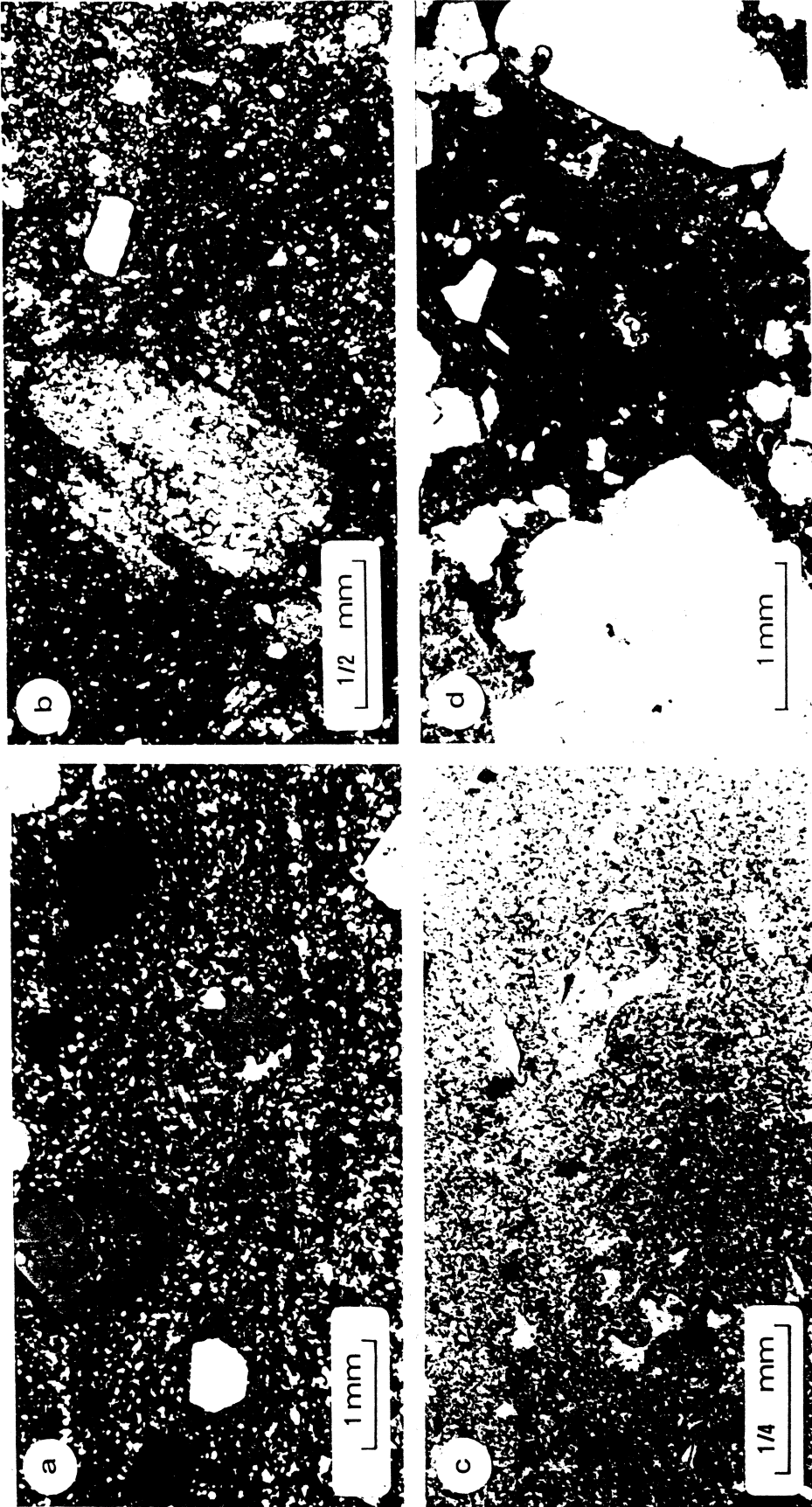
Büyük oranda camsı olan Akdağmadeni bölgesi volkanitlerinde tanımlanan çeşitli devitrifikasyon dokuları, bu kayaçların değişen oranlarda volkan camı içermeleri ve hamurun hidratasyona uğramasıyla vurgulanan farklı soğuma hikayeleri olduğuna işaret etmektedirler.

Akçakışla Riyoliti az miktarda fenokristal içermeleri nedeniyle orijinalde oldukça camsı olmalıdır. Akma bantlı Akçakışla riyolit domlarında gözlenen sferülitik, felsitik ve retiküler dokular ileri derecede devitrifikasyona işaret etmektedirler. Bu kayaçlarda gözlenen dokular Lofgren'in (1970; 1971a; 1971b) terminolojisine göre devitrifikasyonun ikinci aşamasına karşılık gelmektedirler.

Bölgedeki çeşitli ignimbritler ve tüfler farklı devitrifikasyon aşamaları göstermektedirler. Bağlıca ignimbriti oldukça taze, kolay tanınabilen cam parçacıklarına sahipken (birinci aşama), Keklikpınar ve Saraykent İgnimbritleri ile Kızıldağ Kristal Tüfü'nde cam parçacıkları devitrifikasyonla silinmişler ve sferülit gelişimi başlamıştır (ikinci aşama). Saraykent İgnimbriti'nde devitrifikasyonun kanıtı olan izole sferülitler hamurda gözlenmektedir. Keklikpınar ignimbriti ise devitrifiye bir hamur ve güçlkle ayırt edilebilen cam parçacıkları içerir. Devitrifikasyon geçirmiş cam parçacıkları artık izotropik özellik göstermemektedirler. Akma bantlarını takip eden küçük sferülit toplulukları ve kristallerden radyal olarak gelişen izole sferülitler Kızıldağ Kristal Tüfü'nde yaygındır. Bu tüflerde diğer piroklastik birimlerden farklı olarak ayrıca kahverengi-pembemsi hamurda kırık porselen dokusu da gözlenmektedir.

## KAYNAKLAR

Anderson, J.E. Jr., 1969. Development of a snowflake texture in a welded tuff, Davis Mountains, Texas. Geological Society of America Bulletin, 80, 2075-2080.



Şekil 3. Akdağmadeni bölgesi piroklastiklerinde gözlenen devitrifikasyon dokuları. a) Keklikpınar İğnibriti'nde kartanesi dokusu gösteren matris, sanidin, plajiyoklaz, yenmiş kuvars ve biyotit kristal parçaları, çift nikol; b) Devitrifikasyona maruz kalmış Keklikpınar İğnibriti'nde relikt pomza parçası, çift nikol; c) Keklikpınar İğnibriti'nde devitrifikasyon geçirmiş cam parçacıklarının (glass shards) yakından görünüşü, tek nikol; d) Kırık porselen dokusu ve devitrifiye pomza parçası (sağda), Kızıldağ Kristal Tüfü, tek nikol.

- Davis, B.K., ve McPhie, J., 1996. Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke, Queensland, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71, 1-11.
- Ewart, A., 1971. Chemical changes accompanying spherulitic crystallization in rhyolitic lavas, Central Volcanic Region, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, 38, 424-434.
- Gençaliolu Kuşcu, G., 1997. Petrography and geochemistry of silicic volcanics in the Akdağmadeni region, central Anatolia, Turkey. Keele Üniversitesi, Doktora Tezi, İngiltere, 344 s (yayınlanmamış).
- Gençaliolu Kuşcu, G., 1999. Magmatik kayaç dokuları atlası, Türkiye Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları (incelemede), 42 s.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşcu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı kesiminin jeolojisi, Kısım I: güney kısım. T.P.A.O Proje No: 2909, 140 s (yayınlanmamış).
- Lofgren, G., 1970. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 553-560.
- Lofgren, G., 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5635-5648.
- Lofgren, G., 1971b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 111-124.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., ve Guilford, C., 1988. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, Longman Scientific and Technical, Londra, 148s.
- Manley, C.R., 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 27-46.
- McPhie, J., Doyle, M., ve Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, 198s.
- Philpotts, A.R., 1989. *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*, Prentice Hall, New Jersey, 178s.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*, Chapman and Hall, Cambridge, 445s.
- Swanson, S.E., Naney, M.T., Westrich, H.R., ve Eichelberger, J.C., 1989. Crystallisation history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. *Bulletin of Volcanology*, 51, 161-176.
- Tomkeieff, S.I., 1983. *Dictionary of Petrology*. John Wiley and Sons, 680s.

## ORTA KAMBRIYEN YAŞLI SANDIKLI PORFİROYİDİ'NİN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ

### THE CHARACTERISTICS OF PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF MIDDLE CAMBRIAN AGED SANDIKLI PORPFIROIDS.

A. Murat AY, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara  
Nurgül AYTAR, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara  
A. Ümit TOLLUOĞLU, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

#### ÖZET

Sandıklı (Afyon) ilçesi güneybatısında yüzeylenen asit magmatitler, literatürde Sandıklı Porfiroyidi olarak adlandırılır. Sandıklı Porfiroyidi ve çevre kayaların oluşturduğu istif, Sandıklı Metamorfite olarak tanımlanmıştır. Sandıklı Metamorfite, Alt Metamorfite ve Üst Metamorfite olmak üzere iki kısma ayrılmıştır. Alt Metamorfite, Hüdayi Kuvarsitleri ve Sandıklı Metavolkaniti (metaryolit ve metatüf) oluşturmaktadır. Bu makalede Sandıklı Porfiroyidi, metaryolite karşılık gelmektedir. Üst Metamorfite ise, Kocakarakaya Metakongloması, Kestel Metapelitleri ve Devlengeç Metaspiliti'nden oluşmaktadır. Burada Devlengeç Metaspilit birimi, yalnızca Kestel Çayı civarında yüzlekler vermektedir. Sandıklı Metamorfite çok evreli dinamotermal metamorfizmadan etkilenmiş olup, Triyas yaşlı Maymunkayası Polijenik Kongloması tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Polijenik Kongloma, muhtemelen Üst Permiyen sonu Triyas başında ani yükselmeyi takip eden karasallaşma ürünü çökelen ve değişik metamorfik çakılları içeren bir birimdir. Bu çakıllar sivri köşeli ve kısmen alteredir. Bu birim üzerine Mesozoyik yaşlı Akdağ Kireçtaşları, aşıl uyumsuzlukla yer alır. Akdağ Kireçtaşlarında, Alpin dönemde gelişen çatlaklar oldukça yaygındır.

Sandıklı Metavolkaniti, riyolitik lav ve tüflerin oluşturduğu asit magmatik bir faaliyet ile ilişkili homojen bir küttedir. Jeokimyasal çalışmalar, birimin felsik karakterde A / CNK >1.1 değerlerine sahip, normatif korund içeren, lökokratik bileşimli ve tipik S-Tipi magmatik kökene işaret eden bir litoloji olduğunu göstermektedir. Sandıklı Porfiroyidi dinamotermal metamorfik evrimini takiben, muhtemelen Alpin dönemde gelişen kırılanma evresi ile milonit, protomilonit ve blastomilonit türü kataklastik kayalara dönüşmüştür. Porfiroid'in çok evreli deformasyonların etkisi ile birden fazla kıvrılanma evresi geçirdiği ve kırıldığı mezoskopik yapısal çalışmalar sonucu ortaya çıkarılmıştır. Bölgede en az üç kıvrılanma evresinin geliştiği tespit edilmiştir. Metamorfizmanın son evresi ise muhtemelen Alpin dönemdeki kırılanma ile temsil edilmektedir.

#### ABSTRACT

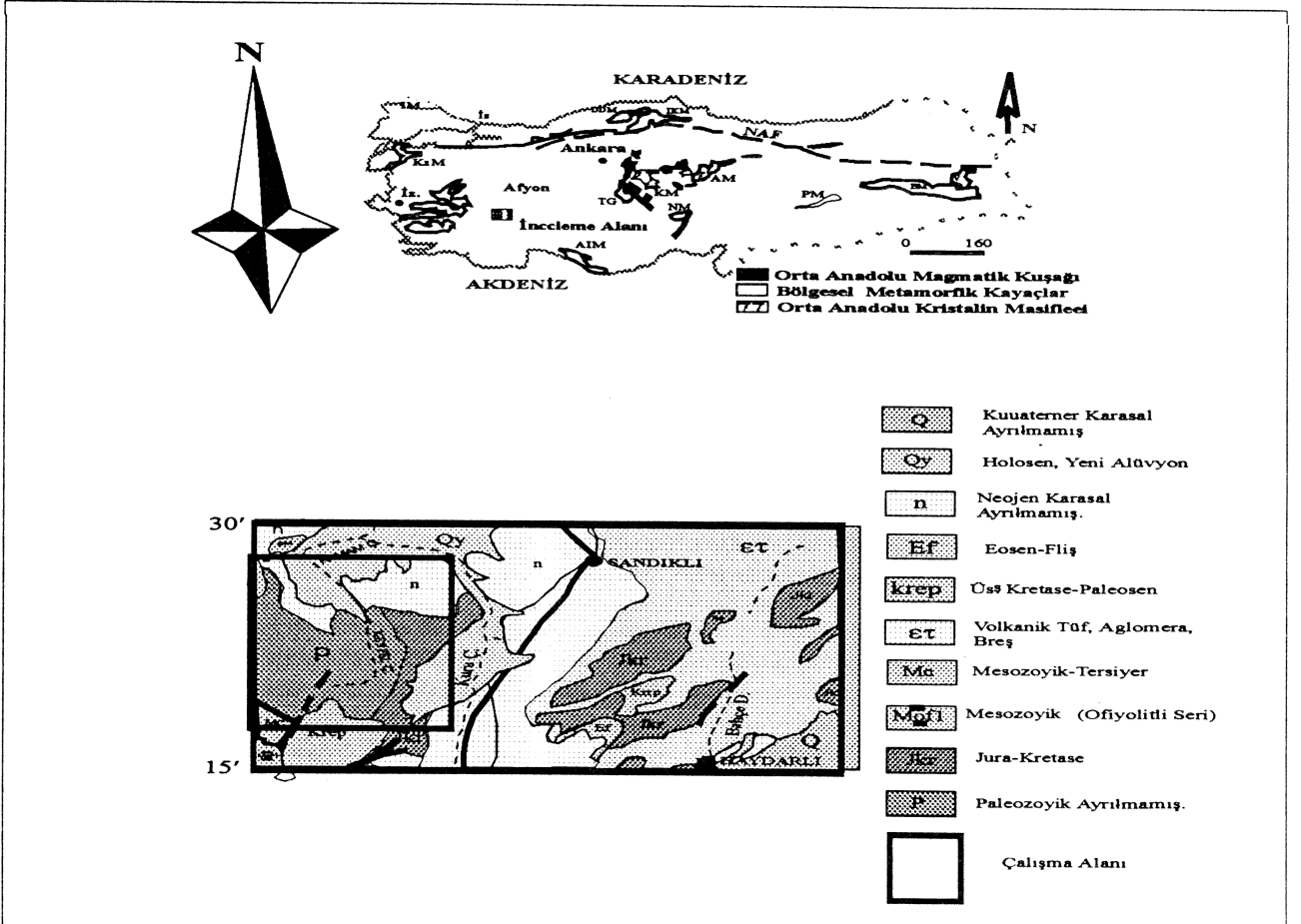
The acid magmatics which are located at the southwest of Sandıklı (Afyon) township are named as Sandıklı Porphiroid in literature. The sequence which makes up Sandıklı Porphiroid and surrounded rocks, are named as Sandıklı Metamorphics. Sandıklı Metamorphics are composed of Lower Metamorphics and Upper Metamorphics. The Lower Metamorphics are made up of Hüdayi Quartzite and Sandıklı Porphiroid (metaryholite and metatüff). In this paper, Sandıklı Porphiroid is correspond to metaryholite. The Upper Metamorphics include Kocakarakaya Metaconglomerate, Kestel Metapelites and Devlengeç Metaspilite. Devlengeç Metaspilite unit has been only seen around the Kestel River region. Sandıklı Metamorphite which are affected polyphase dynamothermal metamorphism, are covered by

Maymunkayası Poligenic Conglomerate of Triassic age. Poligenic Conglomerate develops by a sudden uplift in studied area, as a result of regression, and has various metamorphic gravels. These gravels have sharp edges and are altered. The fractures that develop in Alpine Period are obvious in this unit.

Sandıklı Metavolcanics are made up of rhyolitic lavas and tuffs related with acid magmatic activity. Geochemical results reveal for this unit felsic character,  $A / CNK > 1.1$  value, normative corundum (c), leucocratic aspect and S-type acid magmatic origin. Sandıklı Porphyroid, with faulting session that develop in Alpine Period, was transformed into cataclastic rocks as mylonite, protomylonite and blastomylonite. As a result of mezoscopical structural studies, Sandıklı Metamorphics were affected by polyphase folding periods and a fracturing. It was found that the region had been affected by three folding phase. At the end of metamorphism, investigated area was affected by a rigid deformation in probably Alpine Period.

## GİRİŞ

Afyon Zonu içinde yüzeylenen Sandıklı Metamorfiteeri, Ankara 1 / 500.000 ölçekli jeoloji haritasında Sandıklı'nın güneybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Sandıklı Metamorfiteerinin oluşturduğu düşük mertebeli metamorfik kayaçların batı ve güneybatı devamında Menderes Masifi, kuzeydoğusunda Afyon Metasedimanter Grubu yüzeylenmektedir (Tolluoğlu, ve diğ., 1997). Sandıklı Metamorfiteeri, Afyon Metamorfiteerinin devamı niteliğinde bir kayaç grubunu oluşturmaktadır. Alt ve Üst metamorfiteer olarak iki gruba ayrılan Afyon Metamorfiteeri baskın olarak sedimanter kökenli kayaçlardan oluşmaktadır (Erkan vd., 1996). Afyon Zonu içinde yer alan ve Sandıklı ilçesi güneybatısında "Sandıklı Porfiroyidi" olarak adlandırılan ve muhtemelen Orta Kambriyen'de metamorfize olmuş felsik volkanik bir kütleinin varlığı literatürden bilinmektedir (Gutnic, ve diğ., 1979 ; Kröner ve Şengör, 1990 ; Tolluoğlu ve Sümer,1997 ; Öngür, 1973). Bu makalede, Sandıklı Porfiroyidi'nin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.



Şekil 1 : Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından alınmıştır).



## STRATİGRAFİK KONUM

Yöredeki etkin dinamotermal metamorfizma kayaçlardaki paleontolojik verilerin silinmesine yol açmıştır. Ayrıntılı saha çalışmaları ve mineralojik - petrografik tanımlamalar sonucu Sandıklı Metamorfitleri değişik litostratigrafik birimlere ayrılmıştır (Ay, 1998 ; Aytar, 1998). Alt Metamorfitleri, Hüdai Kuvarsitleri ve Sandıklı Metavolkaniti oluşturmaktadır. Sandıklı Metavolkaniti ise alt birim olarak metariyolit ve tüflerden oluşmaktadır. Burada Sandıklı Porfiroyidi, metariyolitlere karşılık gelmektedir. Üst Metamorfitler ise, Kocakarakaya Metakonglomerası, Kestel Metapelitleri ve Devlengeç Metaspilitinden oluşmaktadır.

Sandıklı Metamorfitlerinin tabanında, kökeni kuvars-kumtaşı olan ve Hüdaihamamı yöresinde mostralara veren Hüdai Kuvarsitleri yer alır (Şekil 2). En alt seviyeyi oluşturan birim, çok evreli deformasyondan etkilenmiş ve bunun sonucunda birimde kıvrımlanma ile gelişen yapısal bantlar oluşmuştur (Şekil 3a).

Alt metamorfitlere ait olan diğer litolojik birim Sandıklı Metavolkaniti'dir (Şekil 3b). Birim stratigrafik olarak Hüdai Kuvarsitlerinin üzerinde yer alır. Jeolojik evrim sürecinde riyolitik bir magma ocağından, önce tüfleri oluşturan litolojilerin türediği, daha sonra riyolitik magma akışının olduğu düşünülmektedir. Bu birimlerin düşük dereceli metamorfizması sonucu alt seviyelerde metatüfler, üst seviyelerde ise Sandıklı Porfiroyid'i (metariyolitler) geliştirmiştir. Metatüflerin daha çok kenar zonlarda yüzlekler verdiği saptanmıştır. El örneğinde metatüfler, açık grimsi-beyaz renkli görünümüyle karakteristiktir. Mikroskopik ölçekte ise ince taneli homojen bileşimleri ve porfiroblastların yok denecek kadar az oluşu metariyolitlerden ayrılmasında önemli bir farklılıktır. Sandıklı Metavolkaniti el örneğinde açık kahverengimsi renklere bozunma yüzeyine sahiptir. Sandıklı Metavolkaniti, ana bileşen olarak rotasyonel dokulu kuvars, plajiyoklaz (albit /oligoklaz) ve alkali feldispat (sanidin) içerir. Porfiroblastlar mezoskopik olarak tanınabilir büyüklükte kuvars ve feldispat minerallerinden oluşmuştur. Aynı bölgede daha önce çalışan araştırmacılar kırıntılı zirkon yaş tayini yöntemi ile  $543 \pm 15$  M.y. yaşını öngörmüşlerdir (Kröner ve Şengör, 1990). Sonuç olarak, birimin yaşının Orta Kambriyen olabileceği ihtimali kuvvetlidir.

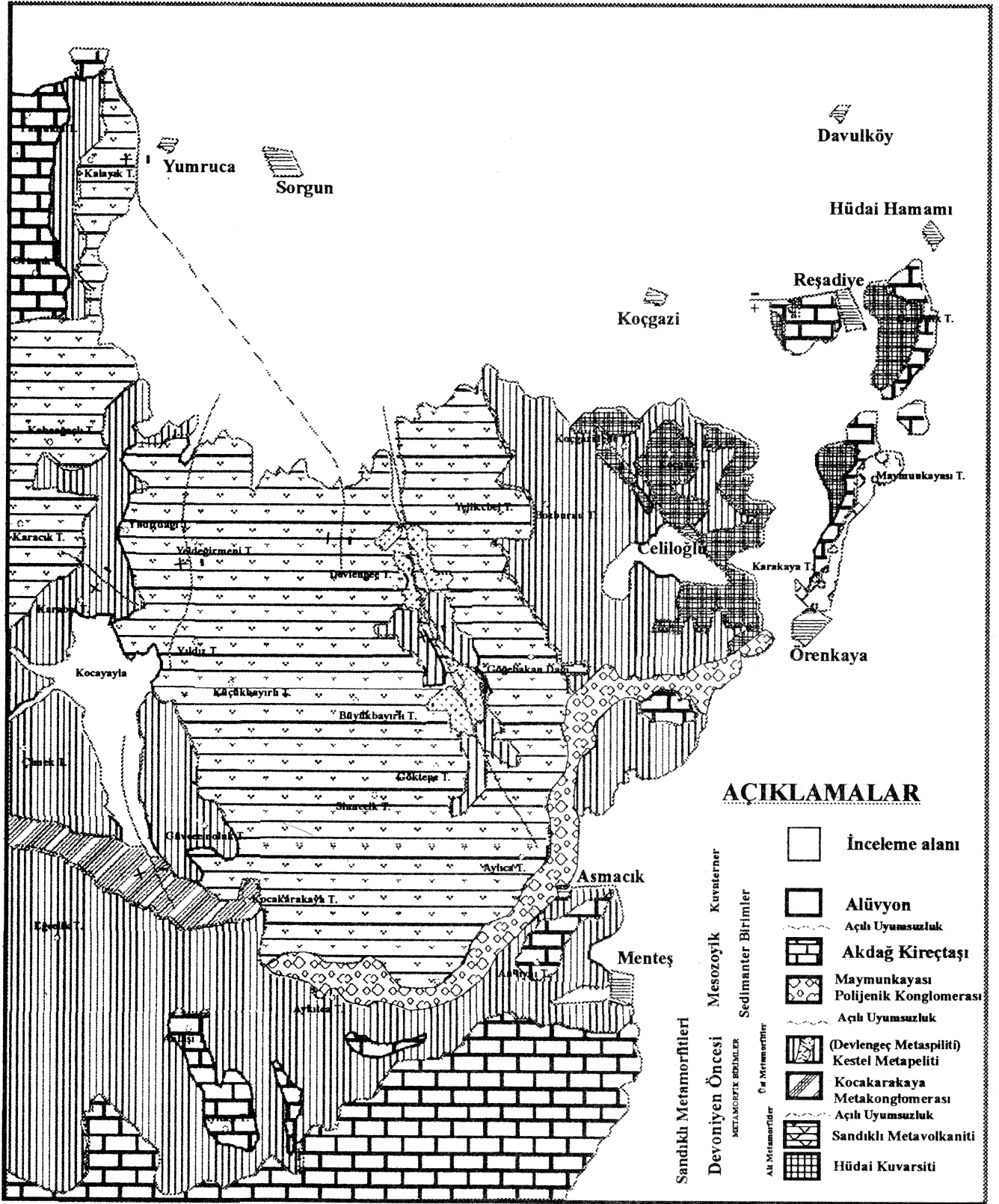
Sandıklı Metavolkaniti'nin stratigrafik olarak üzerinde, Üst Metamorfitlere ait seriler yer almaktadır. Kocakarakaya Metakonglomerası, Kestel Metapelitleri ve Devlengeç Metaspiliti, Üst Metamorfit birimleri oluşturmaktadır (Şekil 2). Birim, boyutları 0.3 - 1.2 cm. arasında değişen, irili ufaklı kuvarsit çakıllarından oluşmaktadır (Şekil 3c). Metakonglomeraların üzerine birimin oluşumunu takip eden evrede transgresif bir seri olarak Kestel Metapelitleri gelmektedir. Bu litofasiyes tabanda metakumtaşları ile başlar. İstif içerisinde üste doğru killi, kumlu, killi-karbonatlı litojilerin çok düşük/düşük metamorfik türümleri olarak arduvaz, fillit, kuvars-fillit ve karbonat-fillitler yer alır. Kestel Çayı boyunca fillitleri kesen ve aşırı alterasyona uğramış metaspilitik kayaçlar gözlenmiştir. Adını Devlengeç Tepe'den alan litolojik birim, inceleme alanında sadece Kestel Çayı civarında gözlenmektedir.

İnceleme alanında Sandıklı Metamorfitlerinin üzerindeki sedimanter oluşumların tabanında Maymunkayası Polijenik Konglomerası yer almaktadır. İstif üste doğru Akdağ Kireçtaşları ve Neojen yaşlı serilerle örtülmektedir (Şekil 2). Maymunkayası Polijenik Konglomerası Sandıklı Metamorfitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Birim irili ufaklı köşeli değişik metamorfik kayaç çakılları (porfiroyid, fillit, kuvarsit vb.) içermektedir. Akdağ kireçtaşları, el örneğinde gri, beyaz renklere sahiptir. Akdağ Kireçtaşları makro ve mikro fosil içeriğine sahiptir.

## MİNERALOJİ – PETROGRAFI

Bu bölümde, Sandıklı Metamorfitlerine ait birimlerin mineralojik-petrografik özellikleri mikroskopik ölçekte incelenmiştir.

Hüdai Kuvarsitleri, Sandıklı Metamorfitlerinin en alt seviyesini oluşturur. Kuvarsitler % 90-95 oranında kuvars mineralinden oluşmaktadır. Kuvars haricinde kayaç içinde çok az miktarda serisit, turmalin, klorit ve apatit minerallerine rastlanılmıştır. Sandıklı Metamorfitleri içerisinde tanımlanan Sandıklı Metavolkaniti, Tolluoğlu ve Sümer'in (1997) Afyon civarında yaptıkları çalışmalarda tanımlanan



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası (Ay, 1998).

metavolkanitler ile büyük benzerlik sunar. Öztürk (1981), Sandıklı porfiroyidi'ni açık renkli, iyi yapraklanma gösteren, iri kuvars tanelerinden oluşan bir kayaç olarak tanımlamıştır.

Sandıklı Poriroyidi'nin bozunma rengi kahverengi gözlenirken, taze kırık yüzeyi rengi açık gri, bej ve beyaz renklidir. İri fenokristallerin etrafını ince tane boyuna sahip, koyu gri açık sarımsı renkli matris çevrelemektedir. Kayacın ana bileşenlerini, kuvars, plajiyoklaz (albit / oligoklaz) ve alkali feldispat (sanidin) oluşturmaktadır. Sandıklı Metavolkaniti dinamotermal başkalaşımını izleyen dönemde kırıklanmaya uğramış ve bunun sonucu gelişen kataklaz etkisiyle de blastomilonit, milonit ve protomilonit olarak tanımlanan kayaçlara dönüşmüşlerdir. Tali olarak klorit, turmalin ve apatit gibi mineraller saptanmıştır. Volkanik hamur düşük dereceli metamorfizma sonucu büyük ölçüde serisite dönüşmüştür. Plajiyoklazlar genellikle albit ikizli görülmektedir. Plajiyoklaz ve alkali feldispat mineralleri kataklastik metamorfizma sonucu serisitleşmiş ve kırıklı deformasyonlara bağlı olarak bükülmüş ve kırılmışlardır (Şekil 3d). Ayrıca Sandıklı Metavolkanitine ait bazı örneklerin incekesitlerinde, volkanik kökeni destekleyici volkan camları görüntüleri saptanmıştır.

Metatüfler, açık grimsi renklere gözlenmektedir. Bölgesel dinamotermal metamorfizmaya bağlı olarak çok evrelili plastik deformasyonların mikrokıvrım yapılarını (buruşma foliasyonu) geliştirdiği gözlenmektedir. Mikroskopik incelemeler metatüflerin ince taneli kuvars, plajiyoklaz (albit / oligoklaz) ve alkali feldispat minerallerinden oluştuğunu gösterir. Tali bileşen olarak apatite rastlanılmıştır. Volkanik hamur bölgesel metamorfizma ile serisit ve çok ince taneli kuvars minerallerinden oluşan malzemeye dönüşmüştür.

Sandıklı Metamorfitlelerine ait Üst Metamorfitle Kocakarakaya Metakonglomerası, Kestel Metapelitleri ve Devlengeç Metaspilitini kapsamaktadır. Kocakarakaya Metakonglomerası'na ait iri kuvarslı çakılları arasındaki bağlayıcı malzemenin kökeni ince kuvars, karbonat ve kil'dir. Düşük dereceli metamorfizma sonucu bağlayıcı malzeme serisite dönüşmüştür. Kuvars minerali birim içinde genellikle %75-80 oranındadır. Kestel Metapelitlerinin tabanında yer alan metakumtaşlarında, blastopsammitik doku oldukça tipiktir. Opak mineralce zengindir. Kayacın % 80'nini ince kuvars taneleri oluşturmaktadır. Kayaçta kuvarstan başka serisit, (muskovit), klorit, turmalin zirkon ve opak mineraller de tespit edilmiştir. Kestel Metapelitleri üstte doğru fillitlere geçiş gösterirler. Fillitler, çok ince taneli serisit ve kuvars minerallerinden oluşmuştur. Serisit ve kuvarslar yanında, bazı kayaç örneklerinde ana mineral olarak klorit mineraline de rastlanılmaktadır. Birimde tali olarak turmalin, apatit, grafit bantları da gözlenmiştir. Fillitlere ait ince kesitlerde de metatüfe ait kayaç parçaları saptanmıştır. Bu veri Kestel Metapelitlerinin Sandıklı Metavolkaniti üzerindeki stratigrafik konumunu desteklemektedir.

Kestel Metapelitlerindeki fillitler, kuvars-fillit ve karbonat-fillitler ile yanal ve düşey geçişlidir. Kuvars-fillit ve karbonat-fillitlerdeki doku lepido-granoblastiktir. Bu birimlerde tali olarak turmalin, zirkon, grafit bantları ve opak mineraller gözlenmektedir. Kestel Metapelitlerinin en üst seviyesindeki arduvazlar el örneğinde krem ve bej renklindedir. Arduvazlar çok ince yapraklanma gösterir ve ana bileşen olarak serisit minerallerinden oluşmaktadır. İçerdiği diğer mineraller ise kuvars, grafit bantları, titanit ve opak minerallerdir. Bazı incekesitlerde fillit / arduvaz geçişine rastlanılmaktadır. Kestel Çayı boyunca fillitleri açılı olarak kesen, yaygın alterasyona uğramış, metaspilitik kayalar saptanmıştır. Birim adını Devlengeç Tepe'den alır. El örneğinde yeşilimsi kahverengi renklere gözlenen altere metaspilitik kayaçları Albit + Klorit + Mika Mineralleri + Aktinolit + Opak Mineraller gibi bir mineralojik bileşimine sahiptir.

Sedimanter birimleri Maymunkayası Polijenik Konglomerası ve Akdağ Kireçtaşları oluşturmaktadır.

Maymunkayası Polijenik Konglomerası, değişik metamorfik çakıllar (metavolkanit, fillit, kuvarsit vb.) içermektedir. Bağlayıcı malzemesi karbonat çimentodur. Bu çakıllar sivri köşeli kenarlı olup ve alteredir. Maymunkayası Polijenik Konglomerası el örneğinde, bordo kırmızımsı, gri renklere gözlenirler. Birim Sandıklı Metamorfitlelerini uyumsuz olarak örter. Akdağ kireçtaşları, bölgesel bir metamorfizmadan etkilenmemiştir. Ancak Alpin dönemde aşırı kırıklanmaya uğramıştır. Bunun izleri olarak yaygın çatlaklar gelişmiştir. Akdağ Kireçtaşları el örneğinde bej, beyaz ve krem renklere gözlenmektedir. Akdağ Kireçtaşlarında mineralojik çalışmalar sonucunda kalsit, kuvars ve fosil kavrıkları saptanmıştır. Birime paleontolojik çalışmalar sonucu, LamelliBranch, Bryzoa (A-49) gibi fosillere dayanılarak *Jura*, *Gastropoda* parçaları, *Pelecypoda* parçaları, *Rudist* parçaları ve *Brachiopoda* parçası fosillerine göre (A-554) *Triyas'tan genç* *Thanmatorella parvovesiculifera* (Alg) fosiline göre (A-554) (*Triyas - Kretase*),

Conuspira (Foraminifera) fosiline göre (A-557) *Kretase* yaşları öngörülmüştür (Tuncer Güvenç sözlü görüşme).

## JEOKİMYASAL ÇALIŞMALAR

Sandıklı Metavolkaniti'ne ait 12 adet örneğin ana element oksit bileşimleri, Çizelge 1'de verilmiştir. Metavolkanit'lerin SiO<sub>2</sub> içeriği % 72-85 arasındadır. Sandıklı Metavolkaniti'nin SiO<sub>2</sub> içeriği yüksek, asidik karaktere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Analizler M.T.A'da yapılmıştır. Sandıklı Metavolkaniti QAP diyagramında değerlendirilmiştir (Le Maitre, 1989). Bu diyagramda örnekler Alkali Feldispat-Riyolit (2) ve Riyolit (3a) - Riyodasit (3b) sınırı bölgelerine düşmektedir (Şekil 4a). Volkanik türevler TAS (Toplam Alkali Silis) diyagramında (Le Maitre, 1989) riyolit bölgesinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 4b). Sandıklı Metavolkaniti Irvine ve Baragar, (1971) diyagramında Subalkali (Şekil 4c) ve kalkalkali sınıfına düşmektedir (Şekil 4d). Normatif Korund (c) içerikleri ve A/CNK > 1.1 gibi büyük değere sahip olmaları S -Tipi magmatik kökene işaret etmektedir. Tüm örneklerin yüksek SiO<sub>2</sub> içerikleri, S tipi kökeni kuvvetlendiren bir veri olarak kabul edilmiştir (Chappel ve White, 1974). CaO oranı da % 1'den küçüktür (Çizelge 1). Metavolkanitler, felsik karakterde asit magmatik kökene sahip, normatif korund içeren, A/CNK > 1.1 değerlerine sahip lökokratik bileşim ve baskın peralümino karakter ile tipik S-tipi magmatik kökene işaret etmektedir. Tolluoğlu ve Sümer (1997) yaptığı çalışmalarda, Sandıklı Metavolkaniti'ne ait örneklerin Rb / Y + Nb ve N / Y iz element diyagramlarına göre, kıta içi magmatizma ürünü olduğu (WPG) saptanmıştır.

## SONUÇLAR

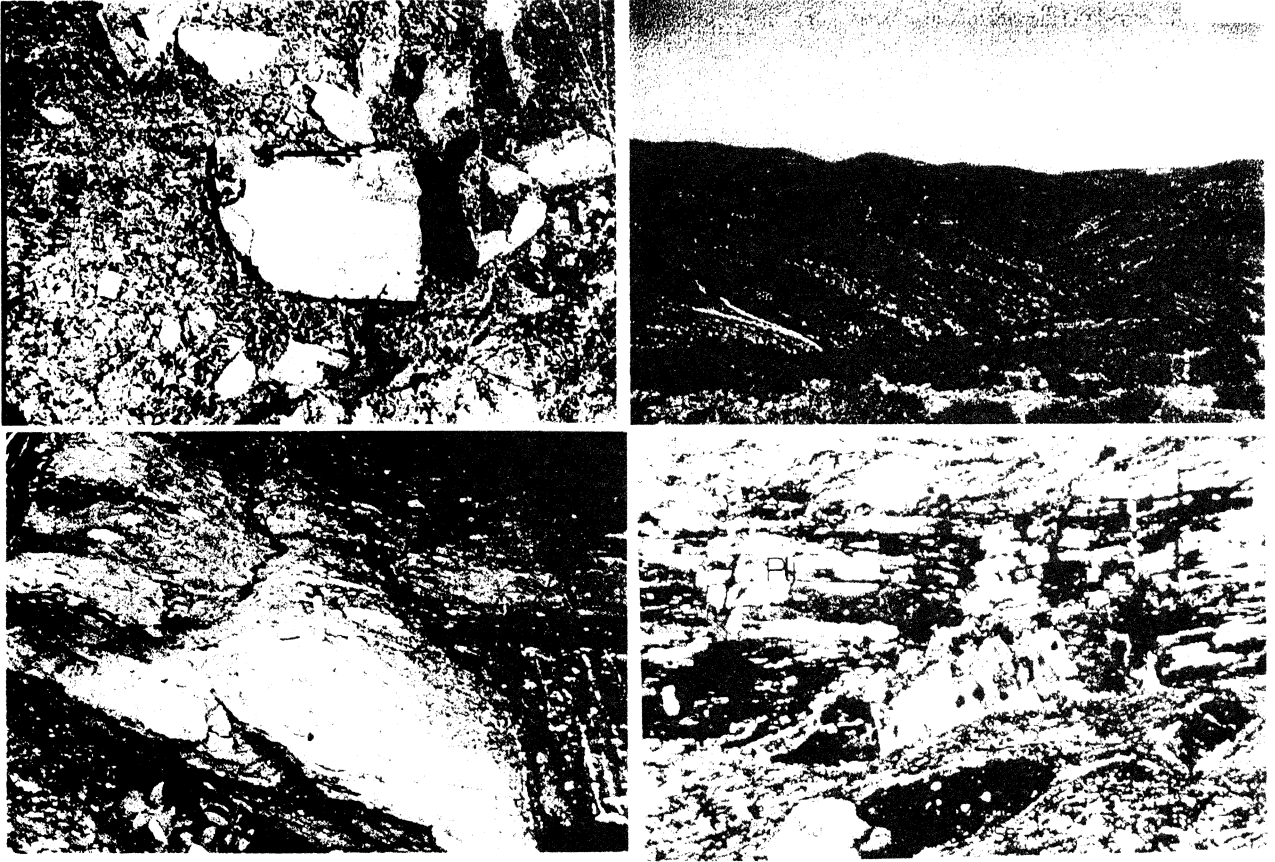
1. Sandıklı ilçesi güneybatısında yüzeylenen düşük dereceli metamorfitle, Alt ve Üst Metamorfitle olmak üzere iki alt bölüme ayrılmıştır. Alt Metamorfitle, Hüdai Kuvarsitleri ve Sandıklı Metavolkaniti oluştururken, Üst Metamorfitle Kocakarakaya Metakonglomerası, Kestel Metapelitleri ve Devlengeç Metaspliti oluşturur.

2. Afyon yöresinde jeolojik olarak kilit bir bölgede bulunan Sandıklı Metavolkaniti'nin kökeninin, jeokimyasal çalışmalar sonucu riyolitik bir magmadan türediği sonucuna varılmıştır.

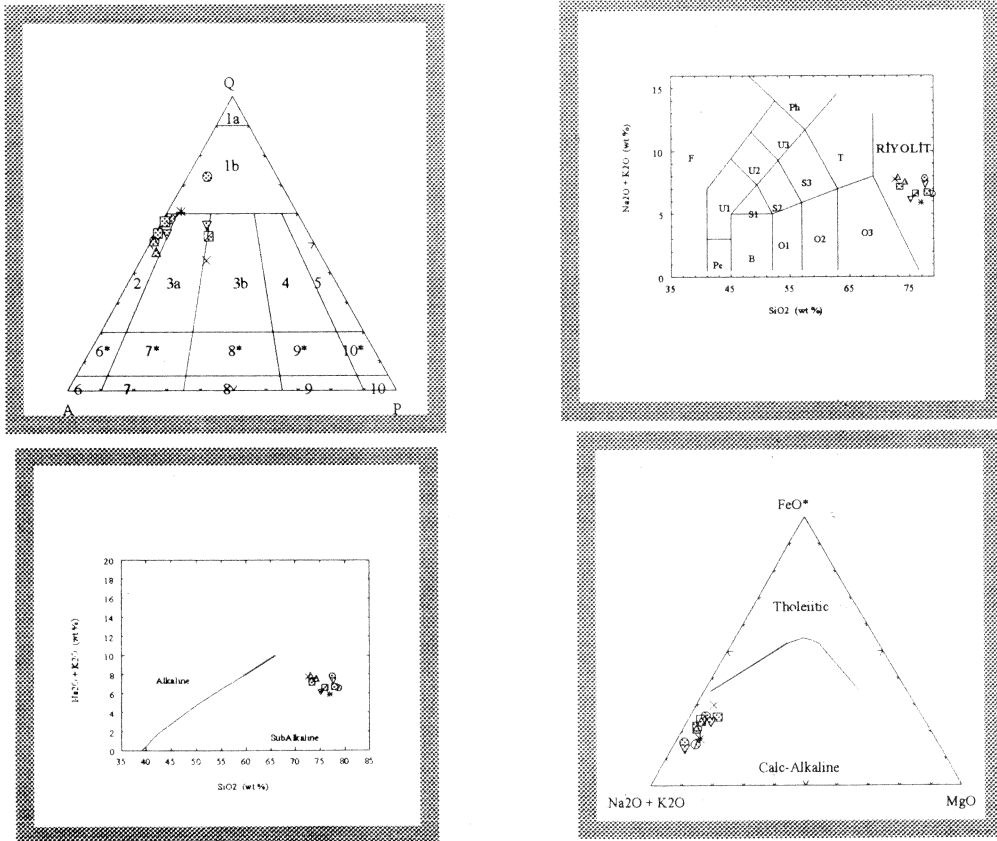
3. Alt Metamorfitle ait Sandıklı Metavolkaniti'nden alınan 12 adet kayaç örneği üzerinde, jeokimyasal çalışmalar yapılmış ve birimin felsik karakterde, asit magmatik bir kökene sahip, normatif korund, A / CNK > 1.1 değerine sahip, lökokratik bileşim ve baskın tipik S-Tipi magmatik kökene işaret ettiği saptanmıştır.

Çizelge 1 : Sandıklı Porfiroiydi'ne ait örneklerin Ana Oksit Jeokimyasal Analizleri ve Normatif Mineralojik Bileşimleri

ANALİZ NO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ÖRNEK NO	A-509	A-517	A-344	A-465	A-416	A-504	A-288	A-492	A-375	A-300	A-523	A-521
SEMBOLE	○	●	•	□	■	■	△	▲	▽	▼	*	x
MAJOR OKSİTLER %												
SiO <sub>2</sub>	84,8	78	77,4	78	75,6	73,6	73,5	74,5	74,7	77,5	77	73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,2	11,5	11,9	11,8	12,7	13,6	14,4	13,4	13,9	12,3	13,3	13,6
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,1	0,2	0,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (toplam)	1,7	1,4	1,7	2,2	2,5	3,1	2,5	2,8	2,3	1,3	1,5	4
FeO												
MnO												
MgO	0,3	0,6	0,3	0,4	0,4	1	0,5	0,5	0,7	0,4	0,6	0,7
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Na <sub>2</sub> O	0,6	0,2	0,1	0,1	1,7	0,1	0,3	0,1	1,4	0,4	0,4	2,1
K <sub>2</sub> O	3,5	6,3	7,7	6,6	4,9	7,1	7,7	7,5	4,7	6,9	5,5	5,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ateşte Kayıp	0,7	0,95	0,65	0,85	1,1	1,4	1,25	1,1	1,35	0,95	1,3	0,95
TOPLAM	99,2	99,25	100,05	100,35	99,5	100,4	100,75	100,4	99,55	100,05	100,1	100,65
Parametreler												
A / CNK	1,45	1,64	1,36	1,57	1,5	1,73	1,65	1,6	1,83	1,47	1,31	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O Moleküller oranları												
Qz	67,18	51,86	46,11	50,46	49,29	42,76	40,12	43	46,76	47,87	52,32	
Or	20,88	37,7	45,52	38,99	29,85	41,99	45,4	44,22	28,05	40,87	32,7	
Ab	5,07	1,69	0,85	0,76	9,22	0,76	2,45	0,76	11,92	3,38	3,3	
An	0,5	0	0	0	0,35	0	0,45	0	0,5	0	0,36	
Di	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hy	3,12	3,54	31,9	4,09	4,54	6,88	4,47	5,12	4,98	2,53	3,56	
Mt	0,48	0,41	0,51	0,62	0,7	0,87	0,71	0,8	0,62	0,38	0,41	
Ilm	0,38	0,19	0,19	0	0,57	0,55	0,74	0,55	0,57	0,57	0,36	
Hmt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Chr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ap	0	0	0	0	0,22	0,15	0	0,15	0	0	0,19	
Le	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
c	3,75	4,51	3,42	4,53	4,95	5,43	6,43	5,43	8,03	5,51	7,59	4,3



Şekil 3. a) Hüdai Kuvarsitlerinde çoklu deformasyonu gösteren deformasyon bantları. b) Sandıklı Porfiroyidi genel görünüm (Gögebakan Dağı yamaçları). c) Derecelenme göstermeyen ve kuvarş çakılları c eksenli boyunca uzamış Metakonglomeralar. d) Sandıklı Porfiroyidi geç evrede meydana gelen kırılmanın Plajiyoklaz minerali üzerine etkisi Pl<sub>1</sub>: Plajiyoklaz (Çift Nikol)



Şekil 4. Sandıklı Metavolkanitleri'nin a) Le Maitre (1989) QAP diyagramındaki, b) SiO<sub>2</sub> - Toplam Alkali Diyagramındaki (Le Maitre, 1989), c) TAS diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) ve d) AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları (Semboller için bkz. Çizelge 1).

## KAYNAKLAR

- Ay, A.M., 1998. Sandıklı Porfiroyidi'nin (Afyon güneybatısı) Mineralojik – Petrografik ve Jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi : H.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yük. Müh. Tezi 105s.(yayınlanmamış).
- Aytar, N., 1998. Sandıklı (Sorkun güneyi) Metamorfitlerinin Petrografik ve Yapısal incelenmesi : H.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yük. Müh. Tezi 105s.(yayınlanmamış).
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8, 173-174.
- Erkan, Y., Bayhan, H., Tolluoğlu, A.Ü., ve Aydar, E., 1996. Afyon yöresi metamorfik ve volkanik kayaların jeolojik petrografik ve jeokimyasal incelenmesi : TÜBİTAK. YBAG / 0044-DPT projesi raporu, 214s., (yayınlanmamış).
- Güvenç, T., 1998. Kişisel Görüşme. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara.
- Gutnic, M., Monod, O., poisson, A ve Dumont, J.F., 1979. *Geologie des Taurides occidentales (Turquie) : Memories Societe Geologique de France, Paris, 109s.*
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A, 1971. A guide chemical clasification of the common volcanic rocks: *Can. J.Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Kröner, A., ve Şengör, A. M. C., 1990. Archean and Proterozoicancestray in late PreCambrian to Early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single zircon dating : *Geology*, v. 18, p 1186-1190.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms.* Balckwell, Oxford.
- Öngür, T., 1973. Sandıklı (Afyon) jeotermal araştırma bölgesine ilişkin jeolojik durum ve jeotermal enerji olanakları. M.T.A. Rapor No : 5520.
- Öztürk, A., 1981. Homa-Akdağ (Denizli) yöresinin Stratigrafisi: *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, C.24, 75-84.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Sümer, E.Ö., 1997. Afyon Metasedimanter grubun'da felsik metavolkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 19, 57-70.
- Tolluoğlu, A.Ü., Erkan, Y., Sümer, E., Boyacı, M.N., ve Yavaş, F.B., 1997. Afyon Metasedimanter grubunun mesozoyik öncesi metamorfik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 40, 1-17.



## ÜST PALEOZOYİK YAŞLI ÇOK DÜŞÜK DERECELİ MALATYA METAMORFİTLERİNİN FİLLOSİLİKAT MİNERALOJİSİ

### PHYLLOSILICATE MINERALOGY OF VERY LOW-GRADE MALATYA METAMORPHITES OF UPPER PALEOZOIC AGE

Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 58140, Sivas  
Zeynel BAŞIBÜYÜK Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140, Sivas

#### ÖZET

Malatya metamorfitlemini Karbonifer-Triyas yaşlı granoblastik dokulu metakarbonatlar (mermer, sleyt laminalı mermer) ve buruşma tipi sleyt dilinimi gösteren metapelitler (sleyt, fillitik sleyt, fillit) oluşturmaktadır. Metakarbonatlar, kalsit ve/veya dolomit, daha az muskovit, klorit ve kuvars; metapelitler mika, klorit, kuvars, feldispat, kalsit ve götit içermektedir. En yaygın fillosilikat parajenezi; muskovit + klorit olup, buna paragonit ve/veya kaolinit eşlik etmektedir. Az miktarda korensit ve rektorit de bulunmaktadır. Muskovitler 2M<sub>1</sub>, kloritler IIb, kaolinitler ise dikit politipine sahiptir. Metaklastitlerde IC verileri, düşük epizonu ve kısmen yüksek ankizonu temsil etmektedir. Muskovitlerin *b*<sub>0</sub> değerleri düşük basınç ve orta basınç fasiyesi serisinin en alt kesimlerini karakterize etmektedir. Veriler, Malatya metamorfitleminin P-T-t'nin tersi yönünde bir metamorfizma geçirdiğini göstermektedir.

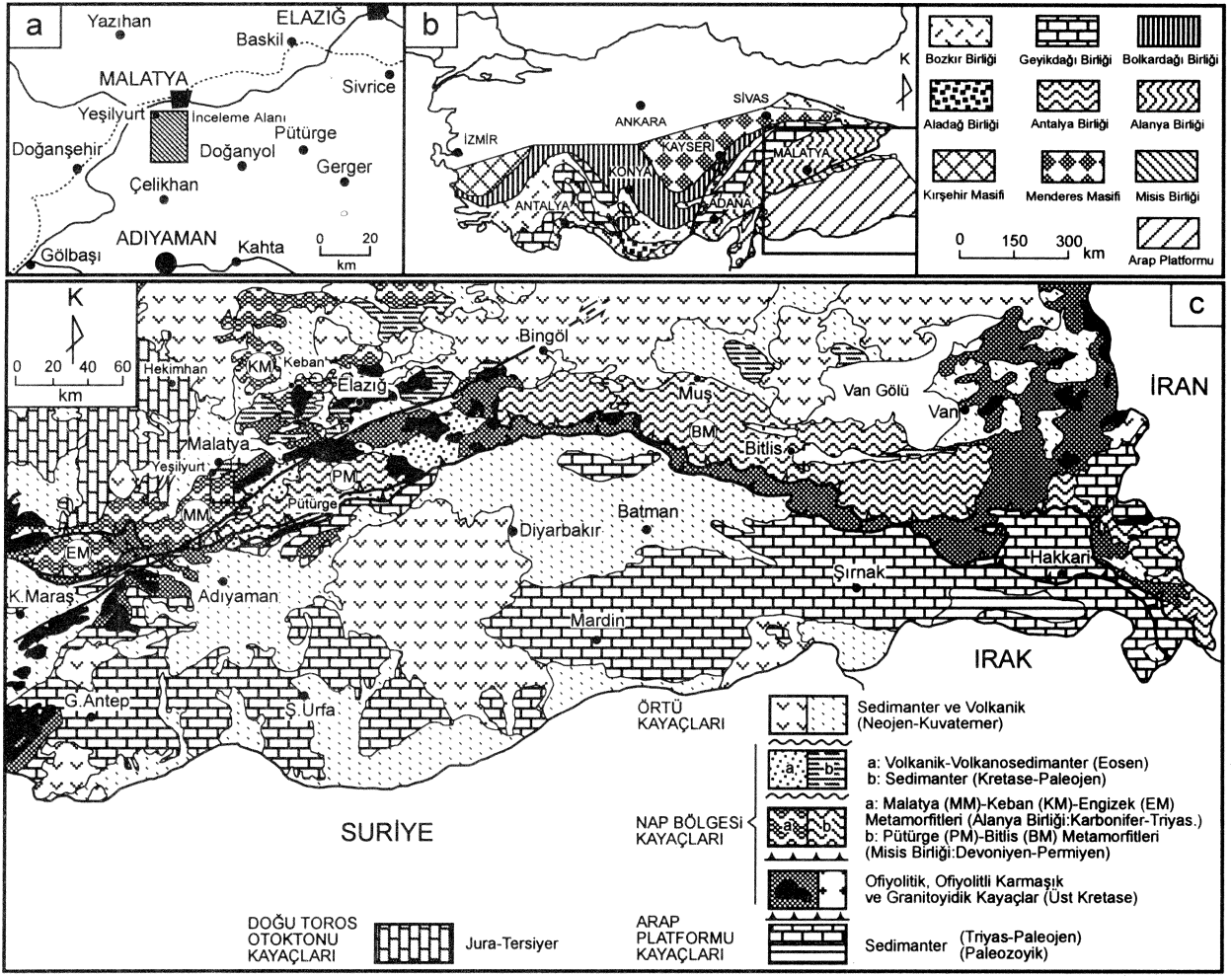
#### ABSTRACT

Malatya metamorphites are consisted of Carboniferous-Triassic metacarbonates (marble, slate laminated marble) with granoblastic texture and metapelites (slate, phyllitic slate, phyllite) with crenulation-type slaty cleavage. Metacarbonates contain calcite and/or dolomite, less muscovite, chlorite and quartz; metapelites contain mica, chlorite, quartz, feldspar, calcite and goetite. The most common phyllosilicate paragenesis is muscovite + chlorite associated with paragonite and/or kaolinite. Corrensite and rectorite are also present in few amount. Muscovite, chlorite and kaolinite have 2M<sub>1</sub>, IIb and dickite polytypes, respectively. IC data of metaclastics represent low epizone and partly high anchizone. *b*<sub>0</sub> values of muscovites characterize the facies series of low pressure and the lowest part of medium pressure. Data show that Malatya metamorphites were metamorphosed in an anticlockwise P-T-t pathway.

#### 1. GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Torosların orta kesiminde, Malatya iline bağlı Yeşilyurt ilçesinin güneydoğusunda yer almakta ve 1/25.000 ölçekli Malatya L40-b4 ve c1 paftalarının kesiştiği yaklaşık 250 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1a). Doğu Anadolu Fayı ve bindirme kuşağının kuzeyindeki inceleme alanı ve yakın çevresinde yer alan masiflerde başlıca metamorfik jeoloji ve tektonik incelemeler (Yazgan, 1981, 1984; Yazgan vd., 1983; Michard vd., 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Karaman vd., 1993; Yılmaz vd., 1992; Yılmaz, 1993) yapılmıştır. Bu araştırmacılar Yılmaz ve Yiğitbaş (1990) ile Yılmaz (1993) Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde güneyden kuzeye doğru; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi olmak üzere üç tektonik kuşak ayırtlamıştır. Bunlardan Arap Platformu Kambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip otokton sedimanter kayalar, Nap Bölgesi ofiyolitik, metamorfik, volkanik-volkanoklastik sedimanter kayalar ile temsil edilmektedir. (Şekil 1). Ekay zonu ise Arap Platformunun kuzey kesimini sınırlamakta, ters fay ve bindirme dilimlerinden oluşmaktadır. Malatya, Keban ve Engizek Metamorfitlemi, Özgül (1976) tarafından tanımlanan Alanya Birliği'ne, Pütürge ve Bitlis Meta-





Şekil 1. a) İnceleme alanının yer bulduru haritası, b) Toros kuşağındaki birliklerin coğrafik yayılımı (Özgül, 1976), c) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının jeoloji haritası (Yazgan, 1984; Bingöl, 1989; Yılmaz, 1993'den hazırlanmıştır)

morfitleri ise Misis Birliği'ne karşılık gelmektedir (Şekil 1b ve c). Nap Bölgesi'nin kuzeybatısında Doğu Toros Otoktonu'na (Geyikdağı Otoktonu) ait Jura-Tersiyer yaşlı sedimanter birimler yüzeylemektedir. Bölgedeki bu birimler Neojen-Kuvaterner yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçlar ile uyumsuz olarak örtülmektedir

Yazgan (1984) ile Yazgan ve Chessex (1991) Malatya ve Keban Metamorfitlelerini Keban Plakasını temsil eden üst yeşilist, Pütürge ve Bitlis Metamorfitlelerini Arap plakasını temsil eden yeşilist-amfibolit fasiyesindeki kayaçlar olarak ayrı ayrı değerlendirmiştir. Yılmaz vd. (1992) bölgedeki tüm metamorfitleleri "Güneydoğu Anadolu Metamorfik Masifleri" olarak tanımlamış, bunların köken ve tektonik konum açısından aynı ifade etmişlerdir. Yazarlar, Pütürge metamorfik masifinde metamorfik istifin yüksek dereceli kesiminin, Malatya ve Keban metamorfik masiflerinde ise düşük dereceli mermer zarfının yüzeylediğini belirtmişlerdir.

Bu çalışmada metapelit ve metakarbonatlarla temsil edilen ve Malatya Metamorfitleleri (Perinçek, 1979), Malatya napı (Yazgan, 1984) veya Malatya Metamorfik Masifi (Yılmaz, 1993) olarak adlandırılan birimlerin petrojenezi ve metamorfizma koşulları araştırılarak Toros kuşağındaki diğer birliklerle denştirilmesi amaçlanmıştır.

## 2. MATERYAL VE YÖNTEM

Metamorfitlelerinden ölçülü kesitler boyunca toplam 277 adet kayaç örneği alınmış ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yıkandıktan sonra ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve optik mikroskopi gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde  $CuK_{\alpha}$  ışınları kullanılarak yapılmış tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri ( $< 2 \mu m$ ) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre hesaplanmıştır. Sedimentasyon yöntemi ile ayrılan kil fraksiyonu difraktogramları çeşitli işlemlerinden (havada kurutma,  $60^{\circ}C$  de 16 saat etilen glikol buharında bırakma,  $490^{\circ}C$  de 4 saat fırında ısıtma) geçirilerek elde edilmiştir. d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği Kübler (1984) indisine göre ölçülmüştür. İllit (IC) ve klorit (ChC) kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS) kullanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1996).  $b_0$  parametresi (Sassi ve Scolari, 1974)  $d_{(060)}$  yansımından itibaren kuvarsın (211) piki ( $2\theta=59.97^{\circ}$ ,  $d=1.541 \text{ \AA}$ ) iç standart alınarak ölçülmüştür. İllit/muskovit politipleri yönlenmemiş toz çekimlerinden itibaren  $2\theta=16-36^{\circ}$  arasındaki ayırtman pikler (Bailey, 1980, 1988) yardımıyla belirlenmiştir.

### 3. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Karbonifer-Triyas yaşlı Malatya metamorfitleeri Karaman vd. (1993) tarafından şist, kalkşist ve mermer biçiminde ayırtlanarak haritalanmıştır. Bu çalışmada şist ve kalkşistlerin gerçekte sleyt (arduvaz) ve ince mermer bantlı ve/veya laminalı sleytlere karşılık geldiği belirlenerek, bu litoloji birimleri birleştirilmiştir. Gözübol ve Önal'ın (1986) adlamalarına bağlı kalınarak bu metapelitik kayaçlar Pınarbaşı formasyonu, metakarbonatlar ise Kalecik formasyonu olarak gösterilmiştir (Şekil 2). Bunları uyumsuzlukla Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimler örtmektedir.

*Pınarbaşı formasyonu* : Ana litolojisini yeşil-kahverengi sleyt ve sarı-kahverengi ince mermer bantlı sleytler oluşturmaktadır. Metapelitlere arakatıklar biçiminde ince-orta tabakalı metakarbonatlar (gri-siyah renkli metakireçtaşı, mermer, dolomitli mermer) ve metaklastitler (yeşil-siyah renkli metasilttaşı ve metakumtaşı) eşlik etmektedir. Karbonifer-Permiyen (Karaman vd. 1993) yaşlı birimin görünür kalınlığı 750-1500 m civarındadır (Gözübol ve Önal, 1986).

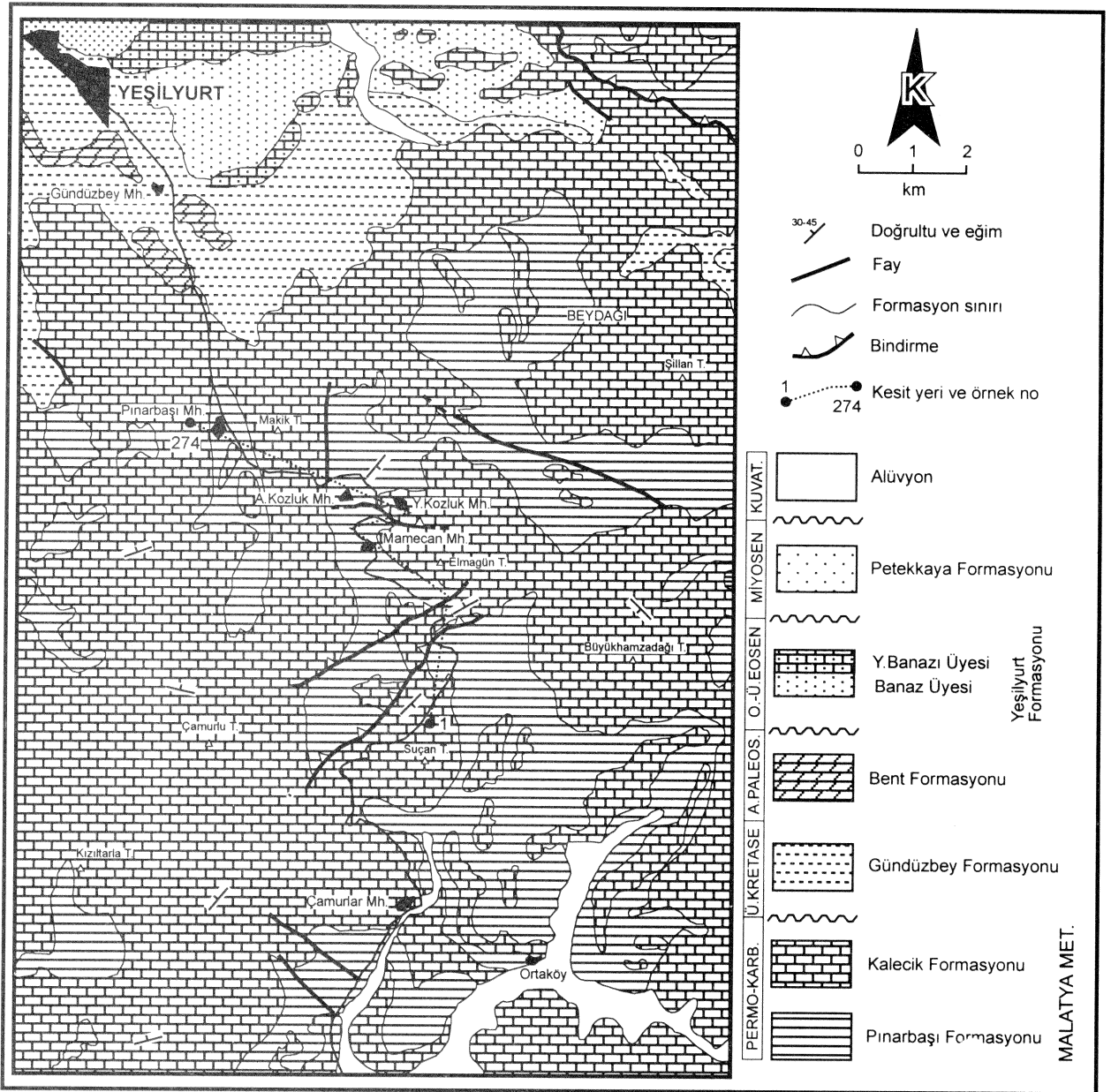
*Kalecik formasyonu* : Kalın tabakalı, yer yer breşik ve masif görünümlü, grimsi siyah-sarı-kahverengi metakarbonatlar (mermer, dolomit ve/veya dolomitli mermer, sleyt ve/veya metasilttaşı laminalı mermer, metakireçtaşı ve metadolomit) ile temsil edilmektedir. Metakarbonatlarda sleyt, karbonat laminalı sleyt, fillitik sleyt, metakumtaşı, metasilttaşı ve ender olarak metavolkanit arakatıkları da gözlenmektedir. Permiyen-Triyas yaşlı (Karaman vd. 1993) birimin görünür kalınlığı yaklaşık 700 m dir (Gözübol ve Önal, 1986).

### 4. PETROGRAFİ

*Bileşim*:Malatya Metamorfitleerinin ana litolojisini mermer/metakireçtaşı ve sleytler oluşturmaktadır. Metakarbonatlar başlıca kalsit ve/veya dolomit, eser miktarda kuvars, feldispat, serizit/muskovit, klorit ve götit içermektedir. Mermerler granoblastik, yer yer fosil içeren metakireçtaşı ve metadolomitler ise ilksel sedimanter dokularını kısmen korumuş olup, iri sparitik/mikrogranoblastik dokuya sahiptir. Mermerlerde yer yer ince (0.05-0.1 mm) ve çoğunlukla bükülmüş fillosilikat ve organik maddece zengin klivaj düzlemleri, stilolitik ve breşik zonlar gözlenmektedir. Mermerlerde yer yer 0.5-2 mm kalınlıkta ve genellikle buruşma gösteren sleyt laminaları bulunmaktadır.

Sleytler fillosilikat (serizit/muskovit, klorit), kuvars, feldispat ve kalsit ve ender olarak dolomit içermektedir. Karbonatlı sleytlerde karbonat içeriği % 25'i geçmektedir. İlksel kırıntılı dokunun hemen hemen kaybolduğu mermer laminasyonlu sleytlerde, çoğunlukla 0.5-2mm arasında değişen karbonat laminasyonları (mermer) bulunmaktadır. Sleytlerdeki bu doku tümüyle mikrolaminalanmadan kaynaklanmakta olup, şist oluşturacak bir metamorfizma derecesini yansıtmamaktadır. Arakatıklar şeklindeki metasilttaşı ve metakumtaşları, sleytlere göre daha bol miktarda feldispat ve klorit içermektedir. Porfirik dokulu ve klorit matriksli metavolkanitler ile oolitle/pizolitle kloritik sleytlere de ender olarak rastlanılmaktadır.

*Sleyt dilinimi* : Metapelitlerin büyük bir bölümünde buruşma gelişmiş olmakla birlikte, ancak bazılarında sleyt dilinimi görülmektedir. Özellikle fillitik sleytlerde buruşma tipi-sleyt klivajı (Kisch, 1991) / ayrılmış



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Karaman vd., 1993'den değiştirilerek)

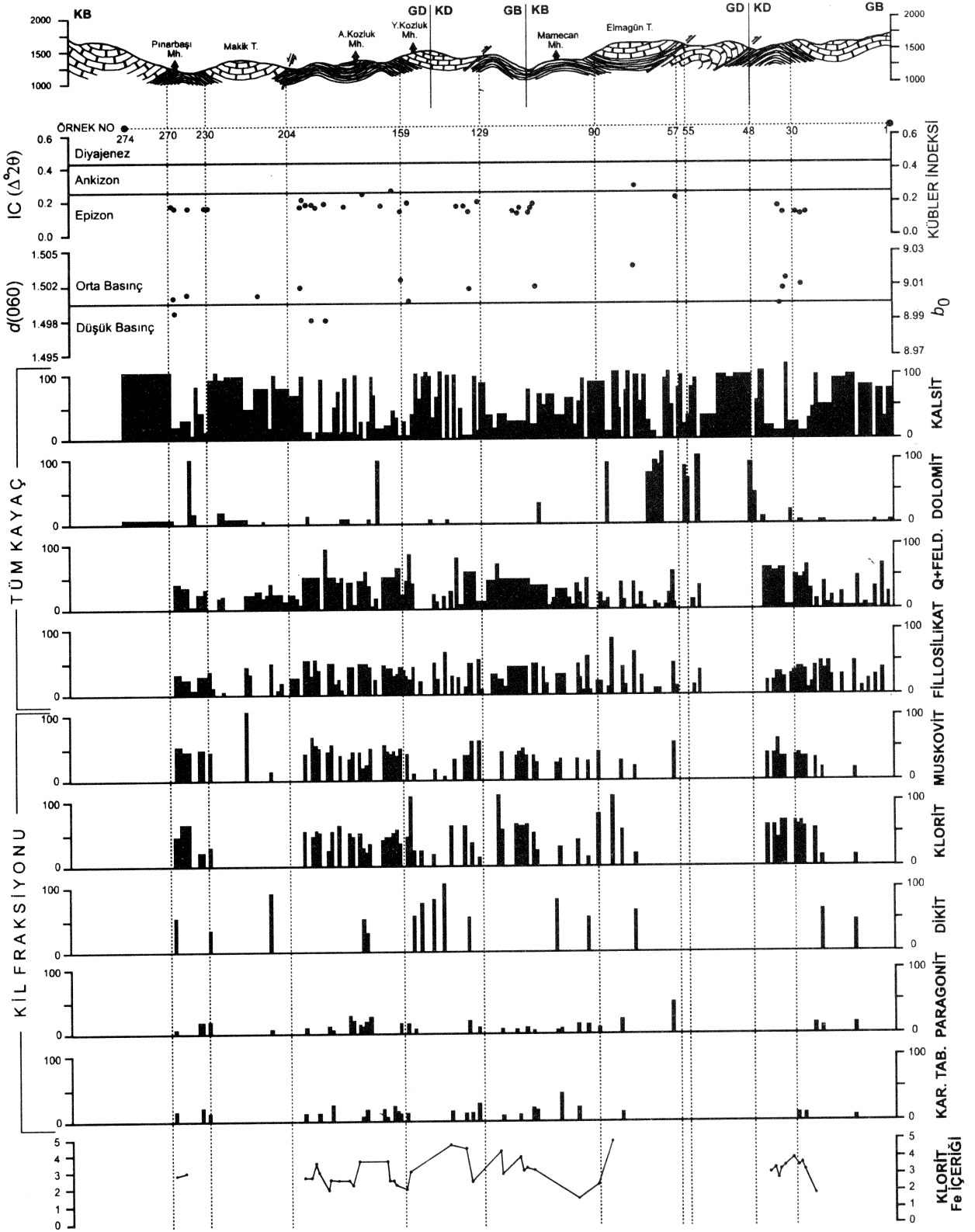
buruşma klivajı (Gray, 1977a, 1977b) gözlenmektedir. Bu kayalarda ilksel tabaka düzlemleri ( $S_0$ ) ile sleyt dilinimleri ( $S_1$ ) veya  $S_1$  ile  $S_2$  arasındaki açı  $35-45^\circ$  arasında değişmektedir. Buruşma gözlenmeyen bazı sleytlerde ise çoğunlukla sık aralıklı kesiksiz veya pürüzsüz (Powell, 1979), daha az da zayıf ve kesikli sleyt dilinimleri gelişmiştir. Bunlarda ise ( $S_0$ ) ile ( $S_1$ ) yaklaşık birbirine paralel veya  $10^\circ$  den küçük açıyla kesişirler.

*Dokusal Zonlar:* Sleyt ve fillitik sleytlerde kil matriks serizitik muskovit ve klorite dönüşmüş, detritik kuvars da tümüyle rekristalizasyona (klivaj düzlemlerine paralel kuvars merceklerinin gözlenmesi) uğramıştır. Bu veriler, metapelitlerin iğnemsî yapı-klorit-muskovit matriks zonu (dokusal zon 4=prehnit-pumpelliit fasiyesi; Kisch, 1983; Frey, 1987), kısmen de yeşilist fasiyesinin muskovit-klorit alt fasiyesine (dokusal zon 5=pumpelliit-aktinolit fasiyesi; Kisch, 1983)" benzediğini göstermektedir.

## 5. MİNERALOJİ

Bu bölümde kantitatif XRD yöntemi ile elde edilen veriler jeolojik kesit üzerinde sunulmuş (Şekil 3) ve aşağıdaki gibi açıklanmıştır.

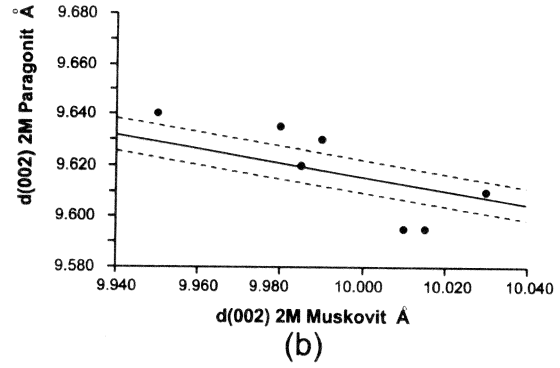
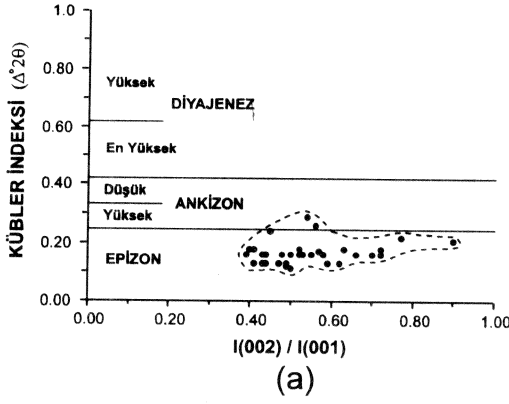
*Mineral toplulukları :* Meta-karbonatlar, başlıca kalsit ve/veya dolomit, daha az miktarda muskovit, klorit ve kuvars; meta-pelitler ise mika, klorit, kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, kalsit ve götit içermektedir. En sık



Şekil 3. Jeolojik kesitte mineralojik verilerin dağılımı.

gözlenen fillosilikat parajenezleri; muskovit + klorit, muskovit + klorit + paragonit, muskovit + klorit + paragonit + dikit'dir. Bazı örneklerde muskovit + klorit + dikit, muskovit + paragonit ve/veya dikit birliklerine de rastlanılmıştır. Örneklerin çoğunda az miktarda C-V, C-S (korensit) ve I-S (rektorit) gibi düzenli karışık tabakalı kil mineralleri de bulunmaktadır.

*Beyaz mika* : Genellikle serisit büyüklüğündeki bu minerallerden 35 adet IC değerleri elde edilmiştir  $\Delta^{\circ}2\theta = 0.12-0.29$  (ortalama 0.17) arasında değişmekte olup, çoğunlukla epizonal koşullara işaret etmektedir (Şekil 4a).



Şekil 4. a) Muskovitlerde IC ve I(002)/I(001) oranlarının konumu, b) muskovit + paragonitin d(002) yansımaları arasındaki ilişki.

Maxwell ve Hower (1967) yöntemine göre 13 örnekte mikaların % 100 2M<sub>1</sub> politipine sahip oldukları bulunmuştur. Diğer bir ifadeyle, otijenik ve/veya detritik kökenli 1Md mikaları bütünüyle 2M<sub>1</sub> politipine dönüşmüşlerdir. Ayrıca, Eberl ve Velde (1989) yöntemi ile muskovitlerin hemen hemen (< % 1) genişleyebilen tabaka (smektit) içermedikleri ve kristalit büyüklüğünün de 50-95 arasında değiştiği belirlenmiştir. Muskovit + paragonit içeren 7 örnekte d(005) bazal yansımasından itibaren hesaplanan d(002) değerleri, Zen ve Albee (1964) tarafından verilen doğrusal regresyon çizgisinin yönelimine uygun olmakla birlikte, iki örnek hariç diğerleri verilen alanın dışında kalmaktadır (Şekil 4b). Bu çizginin altında kalan muskovitler için, seladonik süstitüsyon (Chatterjee, 1971; Mposkos ve Perdikatziş, 1981), farklı polimorftaki mikaların varlığı, iki mika arasındaki kimyasal dengeye ulaşılma eksikliği, mikalarda karışık-tabakaların ve diğer bileşenlerin bulunuşu (Zen ve Albee, 1964) gibi görüşlerin yanı sıra, farklı kökenli (detritik ve/veya rekristalize/neoforme) mikaların birlikteliği (Bozkaya ve Yalçın, 1997a ve 1997b) de belirtilmektedir. Üstündekiler için de benzer görüşlerin ileri sürülebileceği düşünülmektedir. Paragonit ile birlikte bulunan bu tür muskovitler için paragonit bileşeni % 1-20 (ortalama % 9) arasında değişmektedir. 16 örnek için paragonitle birlikte bulunmayan mikaların oktahedral bileşimi Hunziker vd. (1986) yöntemine göre hesaplanmıştır. Buna göre mikaların (Mg+Fe) içeriği 0.20-0.50 (ortalama 0.39) arasında olup, ideal muskovit-fenjit arasında bileşimine sahiptir. 16 mika için b<sub>0</sub> değerleri 8.986-9.023 (ortalama 9.006) arasında değişmektedir. Araştırmacıların (Sassi vd. 1976; Guidotti ve Sassi, 1976) sınıflamasına göre, bu değerler düşük basınç fasiyesi ile orta basınç fasiyesi serisinin en alt kesimlerini işaret etmektedir.

**Klorit** : 24 örnekte 7 Å piklerinde ölçülen kristalinite indeksi Δ°2θ = 0.09-0.17 (ortalama 0.13) olup, bu değerler IC'de olduğu gibi epizona (Arkai, 1991) karşılık gelmektedir. d(005) piklerinden itibaren Brindley (1961)'e göre, tetrahedral Al içeriği 55 örnek için hesaplanmıştır: Al<sup>IV</sup> = 0.81-1.64 (ortalama 1.32). Oktahedral Fe<sup>+2</sup> içeriği, Brown ve Brindley (1980) ile Chagnon ve Desjardins (1991)'in yöntemlerine göre hesaplanarak ortalaması alınmıştır: Fe<sup>+2</sup> = 1.50-4.90 (ortalama 3.04). Kloritlerin demir içerikleri mermerler ile arakatlı sleytlerde, metakumtaşı ve metasilttaşlarında artmaktadır. Sonuçta (Si<sub>2.68</sub> Al<sub>1.32</sub>)<sub>4</sub> (Mg<sub>1.64</sub> Al<sub>1.32</sub> Fe<sup>+2</sup><sub>3.04</sub>)<sub>6</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>4</sub> ortalama yapısal formülü elde edilmiştir.

## 6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Malatya metamorfittleri dokusal ve mineralojik açıdan Toros kuşağındaki diğer allokon birliklere (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997a ve 1997b) önemli ölçüde benzerlik sunmakla birlikte, metamorfizma derecesi biraz daha yüksektir. Özellikle oolitli/pizolitli kloritik sleytlere benzer litolojiler Aladağ Birliği'nin (Bozkaya ve Yalçın, 1997b) aynı yaşlı seviyelerinde de gözlenmektedir. Bu veriler, Malatya metamorfittlerinin Arap Platformuyla kökensel ilişkilerinin olmadığını ve tümüyle Toros karbonat platformundan türediklerini belirten araştırmacıların (Yazgan, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1992) görüşünü destekler niteliktedir.

Çok düşük dereceli metapelitler için metamorfizma koşullarını tahmin etmek oldukça zor olup, ancak birkaç parametre jeobarometre ve jeotermometre olarak kullanılabilir. Malatya metamorfittlerinde belirlenen dokusal zonlar, mineral birliktelikleri, IC, ChC, politipi, muskovitlerdeki paragonit içeriği (Chatterjee ve Flux, 1986), kloritlerin tetrahedral Al içeriği (Cathelineau, 1988), b<sub>0</sub> (Guidotti ve Sassi, 1986), petrolojik denge diyagramları (Velde, 1977, Frey, 1987), yaklaşık 300-350 °C'lik bir sıcaklığa ve 2-3 kb'lık bir basınca işaret etmektedir. Bölgede Karbonifer-Geç Kretase döneminde çökme ile ilişkili

sedimenter gömülme, Kampaniyen'de ofiyolit üzerlemesi ile ilişkili tektonik gömülme ve bunu izleyen yay magmatizması (Yazgan ve Chessex, 1991) sıcaklığın daha etkin olduğu bir metamorfizmaya yol açmıştır. Orta Eosen-Erken Miyosen dönemindeki naplaşma hareketleri ise yönlü basınçla ilgili deformasyonlara neden olmuştur. Malatya metamorfitlelerinde metamorfizma derecesinin üstten alta metakarbonatlardan metapelitlere doğru artışı, K-mika + Na-mika + kaolinit beraberliği ve düşük  $b_0$  değerleri bağıl olarak yüksek ısıya işaret etmektedir. Tektonik hareketlere bağıl olarak gelişen buruşma tipi sleyt dilinimi ve minerallerdeki deformasyon rekrystalizasyonları ise daha önceki gömülme ile ilişkili paterni değiştirmiş gözükmektedir. Bu verilere dayanılarak, Malatya metamorfitlelerinin P-T-t 'nin tersi yönünde bir metamorfizma geçirdiği sonucuna varılmıştır.

## 7. KAYNAKLAR

- Arkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with the illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 723-734.
- Bailey, S.W., 1980. Structures of layer silicates. In : *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, G.W.Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 2-123.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bingöl, E., 1989. 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Yayını, Ankara.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 1-22.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1997a. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçların mineralojisi ve petrografisi. H.Ü. Yerbilimleri, Baysal Batman Özel Sayısı 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1997b. Aygörmez Dağı napı (Pınarbaşı-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metasedimenter kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. In : *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, G. Brown (ed.), Mineralogical Society, London, 242-296.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In : *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*, G.W.Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 411-438.
- Brown, G. and Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Chagnon, A. and Desjardins, M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X. *Canadian Mineralogist*, 29, 245-254.
- Chatterjee, N.D., 1971. Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira-Massif, Western Italian Alps. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 114, 181-245.
- Chatterjee, N.D. and Flux, S., 1986. Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures, and their geological applications. *Journal of Petrology*, 27, 677-693.
- Eberl, D.D. and Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In *Low Temperature Metamorphism*. M. Frey (ed.), Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Gözübol, A.M. ve Önal, M., 1986. Çat Barajı İsale Tünelinin Mühendislik Jeolojisi ve Kaya Mekaniği İncelemesi ve Malatya Çelikhan Alanının Jeolojisi. TÜBİTAK Projesi, TABG-647.
- Gray, D.R., 1977a. Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavages. *Journal of Geology*, 85, 763-780.
- Gray, D.R., 1977b. Morphologic classification of crenulation cleavage. *Journal of Geology*, 85, 229-235.
- Guidotti, C.V. and Sassi, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 127, 97-142.
- Guidotti, C.V. and Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite  $b_0$  data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 153, 363-380.



- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P. and Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, İ., Kadıncık, G., Yılmaz, H. ve Kılınc, F., 1993. Malatya-Doğuşehir-Çelikhan Dolayının Jeolojisi. MTA Rapor No 9587, 57 s (yayımlanmamış).
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, G. Larsen. and G.V. Chilingar (eds.), Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B- literature published since 1976).
- Kisch, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In : *Thermométrie et barométrie géologiques*, M. Lagache (ed.), Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, 489-596.
- Maxwell, D.T. and Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *American Mineralogist*, 52, 843-857.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1984. Taurus subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication Geological Society, London, 17, 361-373.
- Mposkos, E. and Perdikatizis, V., 1981. Die Paragonit-Chloritoid führenden Schiefer des südwestlichen Bereiches des Kerkis auf Samos (Griechenland). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 142, 292-308.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Perinçek, D., 1979. Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçalı area (Adıyaman province). *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B*, 44, 127-147.
- Powell, C.McA., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, 21-34.
- Sassi, F.P., Krautner, H.G. and Zirpoli, G., 1976. Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, 427-434.
- Sassi, F.P. and Scolari, A., 1974. The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143-152.
- Velde, B., 1977. Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems. *Developments in Sedimentology* 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.
- Warr, L.N. and Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimenter kayaçalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-16.
- Yazgan, E., 1981. Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu. *Yerbilimleri*, 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. *Proc. Int. Symp. on Geology of Taurus Belt*, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), MTA, Ankara, 199-208.
- Yazgan E. and Chessex, R., 1991. Geology and Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 3/1, 1-42.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H. et Montigny, R., 1983. Le Taurus de Malatya (Turquie orientale), élément de la suture sud-téthysienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25, 59-63.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y. ve Yiğitbaş, E., 1990. SE Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü. *Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildirileri*, 128-140.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. *Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri*, 296-306.
- Zen, E.-AN. and Albee, A.L., 1964. Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *American Mineralogist*, 49, 904-925.