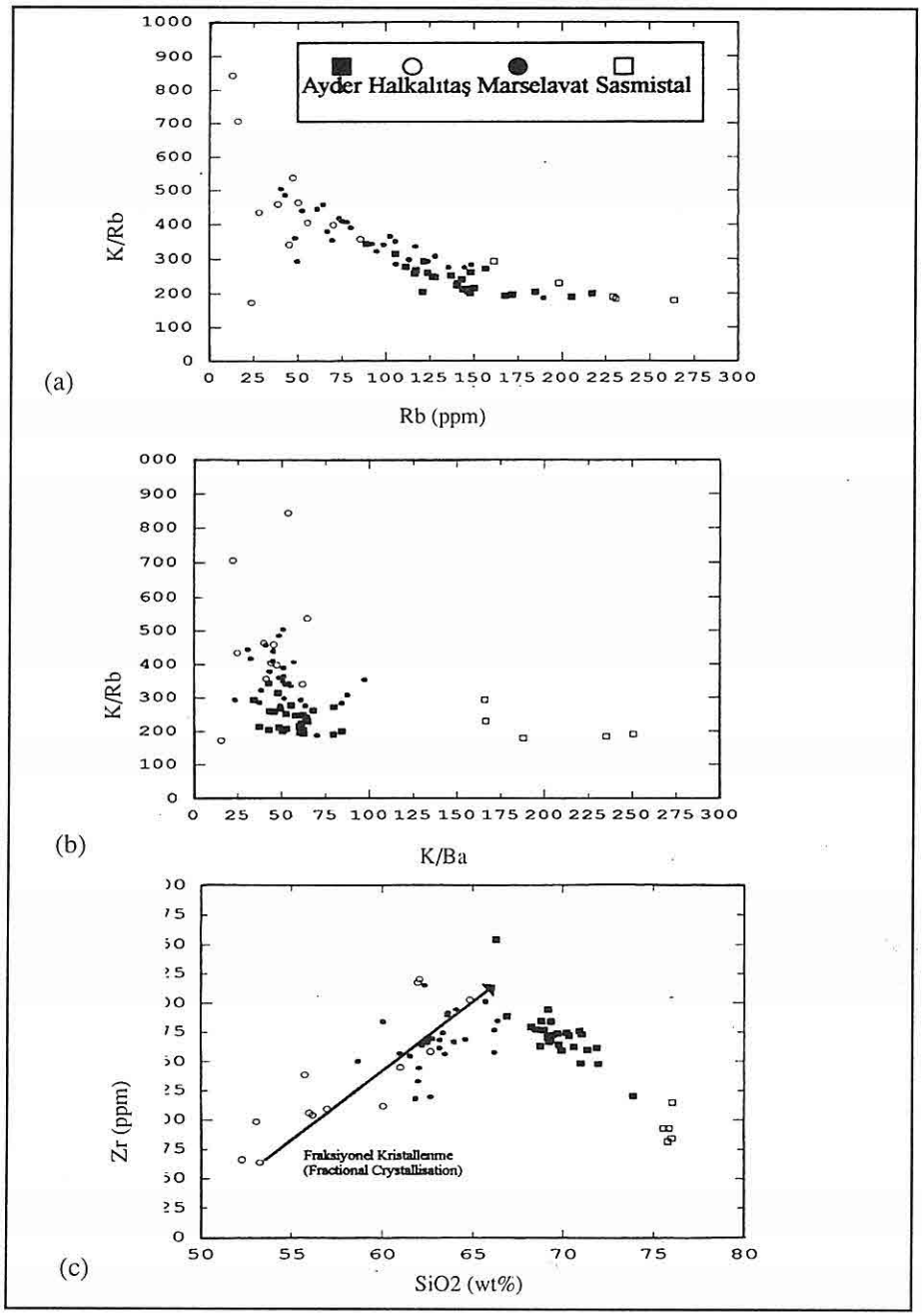
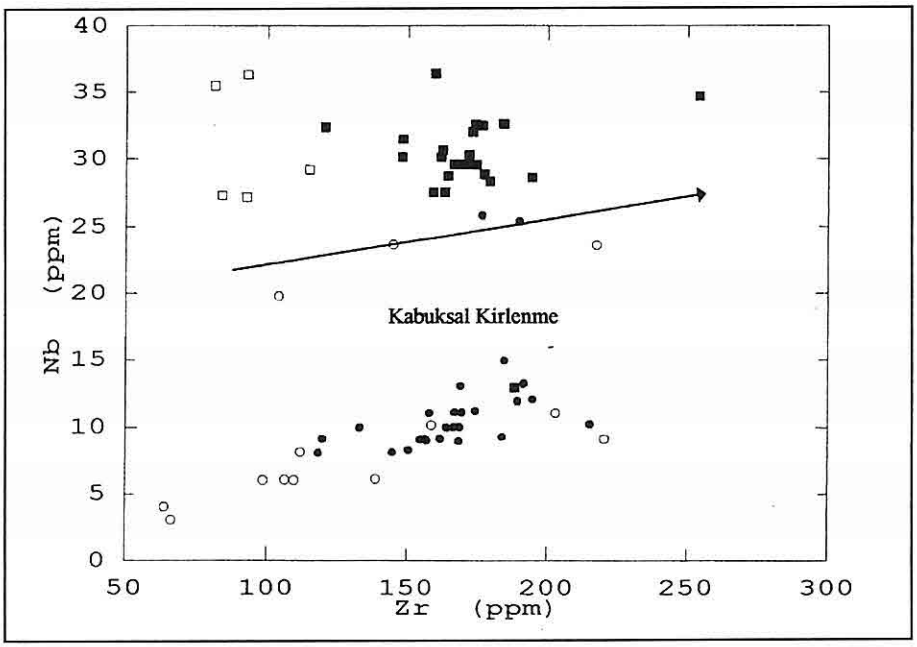
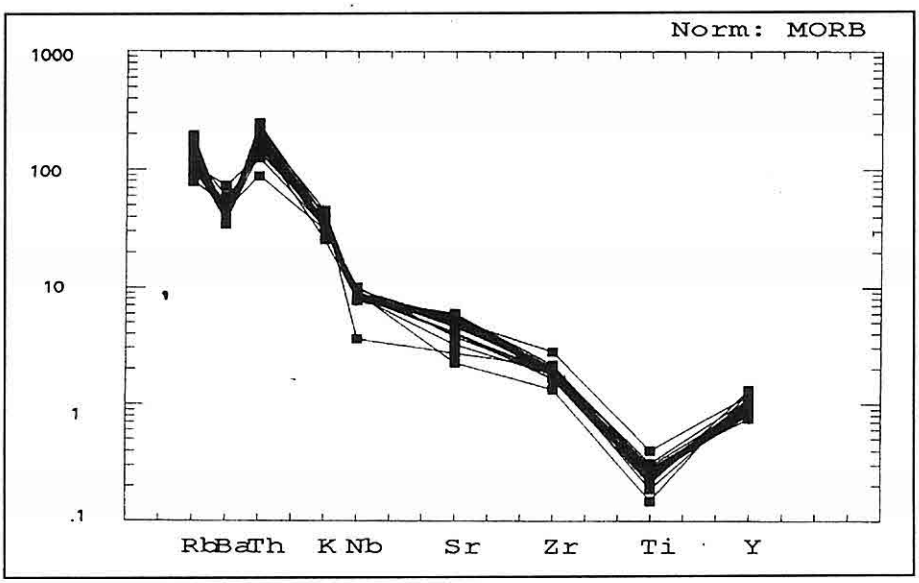


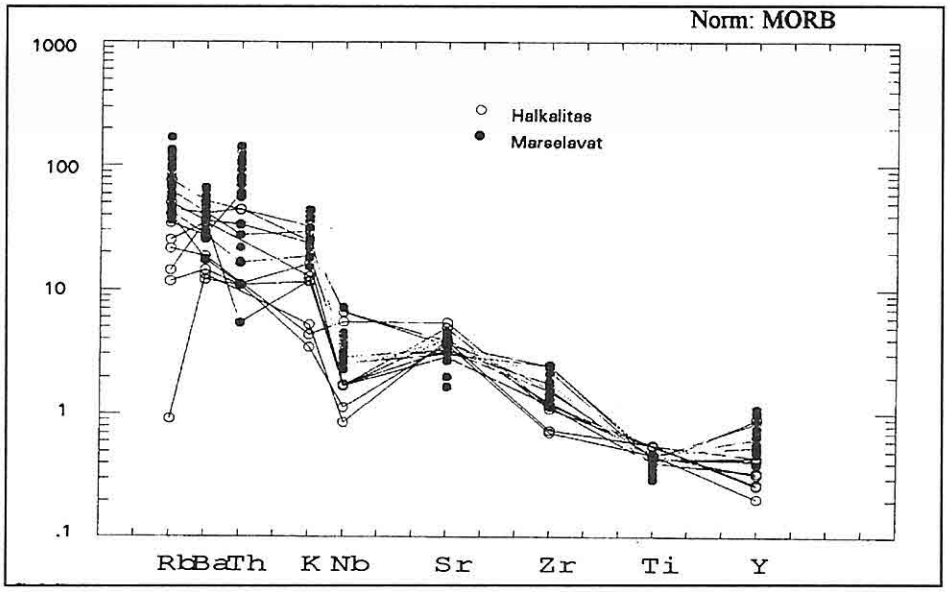
Şekil 11. a . Magmatik evrelerin K/Rb - Rb diyagramındaki konumları. b . Magmatik evrelerin K/Rb - K/Ba diyagramındaki konumları. c . Magmatik evrelerin SiO_2 - Zr diyagramındaki (Wilson, 1989) konumları.



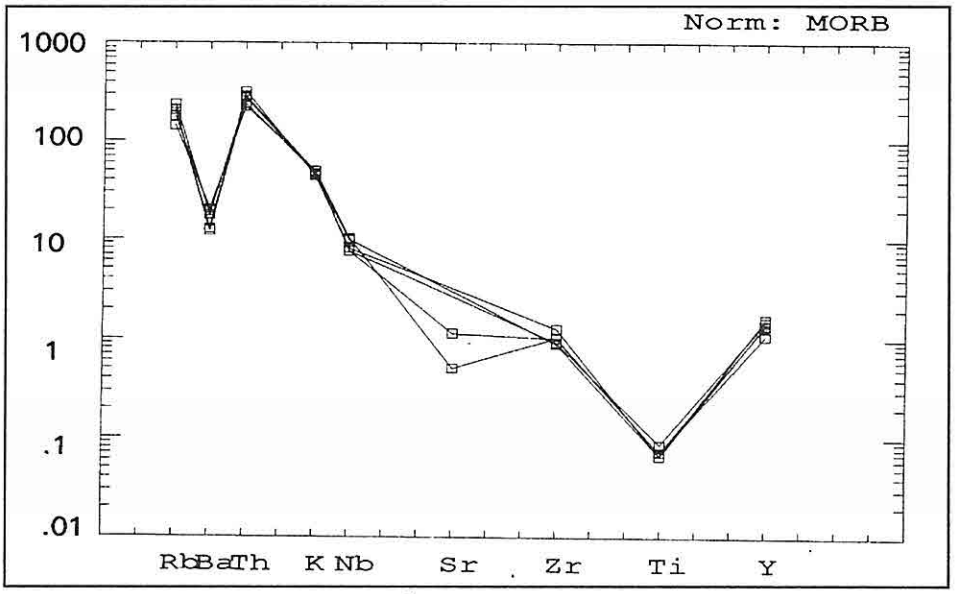
Şekil 12. Magmatik Evrelerin Nb - Zr Diyagramı.



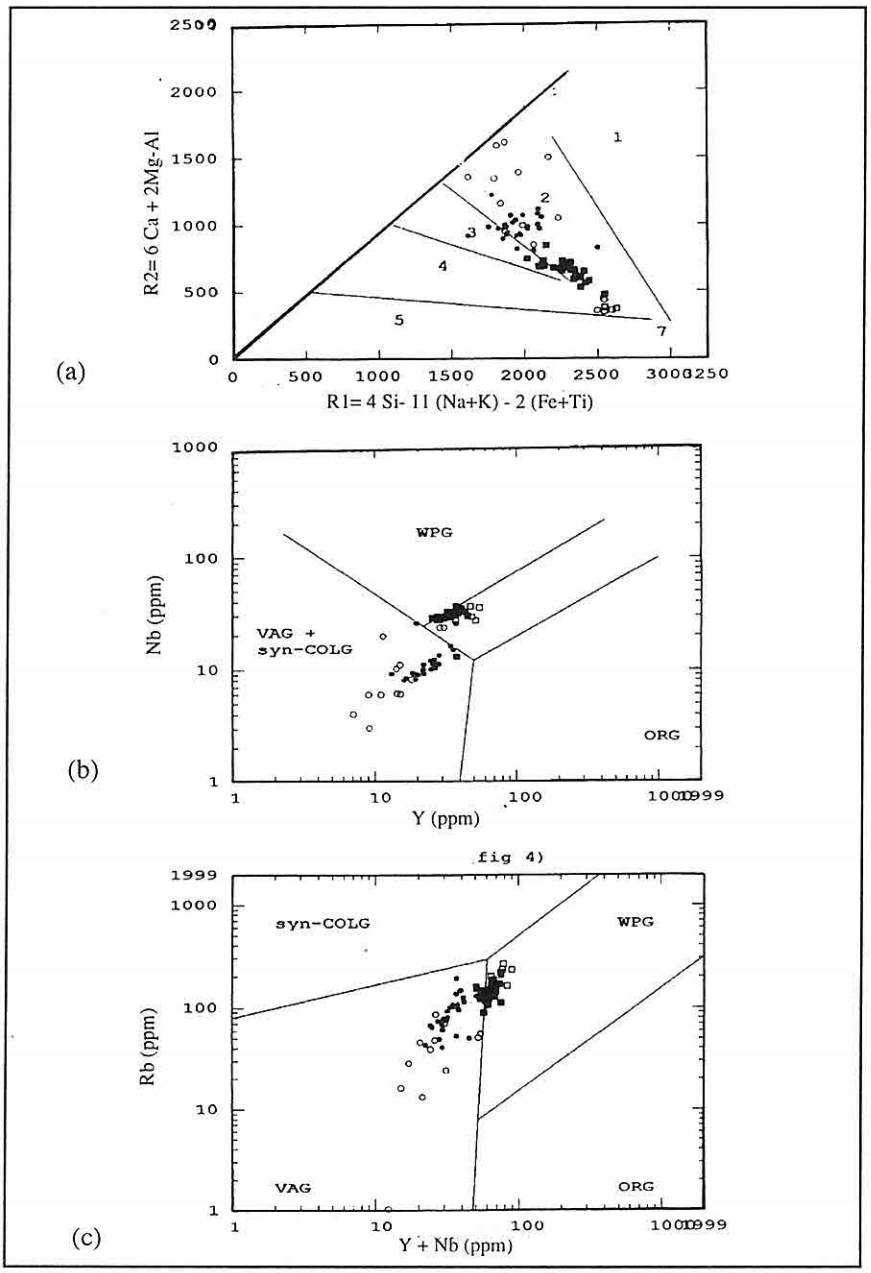
Şekil 13. I. Magmatik Evrenin Ürünü Olan Ayder K- feldispat Megakristalli Monzogranitinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) Göre Normalize Edilmiş Spider Diyagramındaki Konumu.



Şekil 14. II. Magmatik Evrenin Ürünü Olan Halkalıtaş Kuvars Monzodiyoriti ve Marselavat Granodiyoritinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) Göre Normalize Edilmiş Spider Diyagramındaki Konumları.



Şekil 15. III. Magmatik Evrenin Ürünü olan Sasmistal Mikrogranitinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) Göre Normalize Edilmiş Dağılım Diyagramındaki Konumu.



Şekil 16. b. Magmatik Evrelerin Nb -Y Jeotektonik Ayırtlama Diyagramındaki (Pearce ve diğ.,1984) Konumları. VAG, volkanik yay granitoyidleri; syn-COLG, çarpışmayla eş zamanlı granitoyidler; WPG, levha içi granitoyidler; ORG, okyanus sırtı granitoyidleri.

ait örneklerden YG 59, 72, 76, 88 ve 89 nolu örneklerin farklılık sunması ise kabuksal kirlenmeye bağlanmaktadır.

I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitinin (Şekil 13), II. magmatik evrenin ürünleri olan Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ile Marselavat granodiyoritinin (Şekil 14) ve III. magmatik evrenin ürünü olan Sasmistal mikrogranitinin ((Şekil 15), MORB a göre (Bewins ve diğ., 1984) normalize edilmiş spider diyagramındaki (Wılson 1989, Rollinson, 1993) dağılım desenlerine bakıldığında; saha çalışmaları, ana ve iz element verilerine göre saptanan üç farklı magmatik evre, bu diyagramlarda da kendini çok açık bir şekilde belli etmektedir.

I. magmatik evrenin ürünü olan Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti, II. magmatik evreye ait olan Halkalıtaş kuvars- monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoritini oluşturan magmadan itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluşmak yerine farklı bir magma kaynağından oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 13, 14). Ti ve Nb değerlerindeki farklılık, Ayder K- feldispat megakristalli monzogranitinin ayrı bir magmanın ürünü olduğunu göstermektedir ki bu durum SiO_2 - Nb (Şekil 10.d) ve Nb - Zr (Şekil 12) diyagramlarında da açıkça gözlenmektedir. Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti yüksek Ti değerlerine karşılı düşük Nb değerleri sunmaktadır. II. magmatik evrenin ürünü olan bu birimlerin Ba değerindeki yükseklik ise bağıl olarak daha yüksek sıcaklıklarda katılaşmış feldispatların yüksek Ba içeriğine sahip olmalarına bağlanmaktadır. III. magmatik evrenin ürünü olan Sasmistal mikrograniti, Ayder K- feldispat megakristalli monzogranitine oranla daha lökokratik bir ergiyikten türediği için Ayder monzogranitinin fraksiyonel kristallenmesi ile oluşan son ürün olarak kabul edilebilir gözükse de, gerek saha çalışmaları sırasında Ayder K - feldispat megakristalli monzogranitini kesmesi, gerekse bazı iz element davranışları, bu birimin de farklı bir magma kaynağından türemiş olduğunu ortaya koymaktadır. Sasmistal mikrogranitinin MORB a göre (Bewins ve diğ., 1984) normalize edilmiş spider diyagramdaki (Wılson 1989, Rollinson, 1993) konumuna bakıldığında, dört elementin diğer birimlere göre önemli farklılıklar gösterdiği görülmektedir. Sasmistal mikrograniti 0.09-0.2 Ti değeriyle tüm magmatik evrelerin içinde en düşük Ti değerine sahiptir.

5. PETROJENEZ

Çalışma alanında yüzeylenen birimlerin Batchelor ve Bowden (1985) R1 -R2 diyagramındaki konumları Şekil 16a da görülmektedir. Bunlardan II. magmatik evre yay magmatizması bölgesine düşerken, III. magmatik evre ise çarpışmayla eş zamanlı bölgeye düşmektedir. I. magmatik evreye ait örneklerin büyük bir kısmı yay magmatizması bölgesine düşerken bir kaç örnek çarpışma sonrası yükselme bölgesine düşmektedir. Çalışma alanında yüzeylenen birimlerin Pearce ve diğ.

(1984) tarafından tanımlanan jeotektonik ortam belirlemeye yönelik iz element diyagramlarındaki konumları Şekil 16b ve 16c de görülmektedir. İnceleme alanında yürütülen jeolojik haritalama, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda üç farklı magma jenezinin varlığı belirlenmiştir.

1. CAFEM - CALK ve I-tipi özellikler sergileyen Ayder K-feldispat megakristalli monzograniti.

2. Yine CAFEM - CALK ve I-tipi özellikler sergileyen ve aynı magma kaynağından itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluşmuş Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoriti.

3. ALUM ve S-tipi özellikler sergileyen Sasmistal mikrograniti.

Bunlardan II. magmatik evrenin birimleri olan Halkalıtaş kuvars -monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoriti, Doğu Pontid yay magmatizmasının ürünleri olarak değerlendirilirken; Sasmistal mikrogranitinin ise çarpışmayla eş zamanlı (Syn-COLG) lökogranitleri temsil ettiği düşünülmektedir. Bağıl olarak en yaşlı birim konumunda olan Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti ise kabuksal katkının daha fazla olduğu bir magmadan türemiştir. Çalışma alanının hemen kuzeybatısında, Ayder K- feldispat megakristalli monzogranitinin eşdeğeri olarak yüzeylenen Sırtyayla monzograniti, Halkalıtaş ve Marselavat birimleri tarafından intrüzif dokanakla kesiliyor olarak görülmektedir. Ancak, intrüzif kayaçlarda hangi birimin hangi birimi kestiği net olarak anlaşılamadığından, kesin çözüm için mutlak yaş tayini çalışmaları gerekmektedir. Ayder monzogranitinin daha genç olduğu ortaya çıktığında, bu birimin tipik olarak çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşması ile oluşan hibrid bir magmadan itibaren katılaştığı ileri sürülebilir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çamlıhemşin (Rize) - Yusufeli (Artvin) - İspir (Erzurum) yer alan ve Kaçkar Batolitinin en yüksek kesimlerini oluşturan çalışma alanında yürütülen çalışmada elde edilen sonuçlar ve bu sonuçlara dayanılarak daha sonraki çalışmalara yardımcı olabilecek öneriler şöyle sıralanabilir.

1. Kaçkar Batoliti içinde yer alan ve Tortum G 46 a2, a3 paftalarını kapsayan çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, 280 km^2 lik alanda yüzeyleyen granitoyidlerde dört farklı kayaç grubu ve üç farklı magma kaynağı saptanmıştır.

2. Gattinger ve diğ. (1962) tarafından yapılan 1/500.000 ölçekli Trabzon paftasında ve Bingöl (1989) yapılan 1/ 2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında tamamen kırmızı renkle gösterilen Kaçkar Batolitinin orta kesimlerinde yer alan çalışma alanındaki granitoyidler, ilk kez bu çalışmada farklı litodem birimleri olarak haritalanmıştır. Üst Kretase yaşlı bazik volkanik kayaçları kesen bu birimler, saha ilişkilerine göre yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanmaktadır :

*Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti (Üst Kretase - Tersiyer)

*Halkalıtaş kuvars - monzodiyoriti (Üst Kretase - Tersiyer)

*Marselavat granodiyoriti (Üst Kretase - Tersiyer)

* Sasmistal Mikrograniti (Üst Kretase - Tersiyer)

3. Gerek arazi, gerekse jeokimyasal çalışmalar sonucunda üç farklı magma kaynağının varlığı saptanmıştır. I. magmatik evre Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti , ikinci magmatik evre Halkalıtaş kuvars-monzodiyoriti ile Marselavat granodiyoriti ve üçüncü magmatik evre ise Sasmistal mikrograniti ile temsil edilmektedir.

4. Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti kafemik (CAFEM), kalkalkelen, I-tipi ve monzogranit; Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti kafemik (CAFEM), kalkalkalen, I -tipi, ve diyorit/ kuvars monzodiyorit; Marselavat granodiyoriti kefemik (CAFEM), kalkalkalen, I -tipi ve granodiyorit; Sasmistal mikrograniti ise alümüno (ALUM), S-tipi, mikrogranit bileşimlidir.

5. Ayder K- feldispat megakristalli monzograniti içinde gözlenen ve boyutları yer yer 10 -15 cm ye çıkan yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (MME) ve iri K- feldispat megakristalleri, eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ve homojen karışımının (magma mixing) arazi kanıtları olarak değerlendirilmişitir. Magma mixing olayı, hem Ayder K- feldispat megakristalli monzogranitinde hem de Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoritinde mikroskopik çalışmalarla saptanan bazı özel dokularıla da desteklenmiştir.

6. Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve marselavat granodiyoritinin arazi konumları, bu iki birimin aynı magma kaynağından itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluştuğunu ortaya koymaktadır. Saha çalışmaları sırasında saptanan bu durum, jeokimyasal olarak da ispatlanmıştır.

7. II. magmatik evrenin ürünleri olan Halkalıtaş kuvars monzodiyoriti ve Marselavat granodiyoriti Doğu pontid yay magmatizmasının ürünleri olarak değerlendirilirken; III. magmatik evrenini ürünü olan Sasmistal mikrogranitinin çarpışmayla eş zamanlı (syn - COLG) lökogranitleri temsil ettiği düşünülmektedir. Arazi gözlemlerine dayanılarak en yaşlı birim olarak kabul edilen I. Magmatik evrenin ürünü olan Ayder K-feldispat megakristalli monzogranitinin ise kabuksal katkının daha fazla olduğu bir magmadan türediği düşünülmektedir.

8. Çalışma sahasına yakın kesimlerde her ne kadar çeşitli araştırıcılar tarafından jeokronolojik yaş tayini için araştırmalar yapılmışsa da, bu jeokronolojik çalışmalarda, granitoyidlerden fasiyes ayırımı yapılmadan örnekleme yapılmıştır. Daha sağlıklı yaş tayini için jeokronolojik çalışma yapmanın, Doğu Pontidlerin tektonomagmatik evrimine yeni yorumlar getireceği kuşkusuzdur.

9. Magma mixing dokuları gösteren plajiyoklaz mineralleri ile K-feldispat megakristallerinde Ba zonlanmasının incelenebilmesi için de elektron mikroprob analiz (EMA) çalışmaları önerilmektedir.

10. Kaçkar Batolitinin yükselme hızı ve ısısal geçmişinin incelenebilmesi için granitoyidlerden alınacak tümkayaç örneklerinden ayrılacak olan apatit, zirkon ve titanit minerallerinde, Fission Track (Fizyon izleri) yöntemiyle radyometrik yaş tayini çalışmaları önerilmektedir.

7. KAYNAKLAR

Barnes, C. G., 1988. Basic geological mapping. Geological Soc. London Handbook series, The Open University Press, 112 pp. Jhon Wiley and Sons.

Batchelor, B. and Bowden, P., 1985. Petrojenetic interpretation of granitoid rock series using multitectonic parameters. Chem. Geol.,48, 43-45.

Bateman P.C. ve Nokleberg, W. J., 1978. Solidification of the Mount Givens granodiorite, Siera Neveda, California. Jour. of Geology, 86, 563 - 579.

Bateman, P.C. and Chappel, B.W., 1979. Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusıve Series, Yosemite National Park, California. Bul. Geol. Soc. Am., 90, 465-482.

Bektaş, O., 1983. Kuzeydoğu Pontid magmatik yayındaki I tipi granitler ve jeotektonik konumları : 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Tektonik Kurultayı Bildiri Özetleri kitabı, 49 -50.

Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu : Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ketin Sempozyumu Tebliğler kitabı, 175 - 189.

Bektaş, O. ve Van, A. ve Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontitlerde (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği : T.J.K. Bülteni, 30, 9-18

Bevins, R.E., Kokelaar,B.P., and Dunkley, P.N., 1984. Petrology and geochemistry of lower middle Ordovician igneus rocks in Wales : a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. As., 95, 337 - 347.

Bingöl, E., 1979. 1/ 2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. M.T.A. Genel Müdürlüğü yayını, Ankara.

Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar : İ.T.Ü. yayını, 1034, İstanbul, 112 s.

Debon, F. ve Le Fort, P., 1983. A chimical- mineralogical classification of common plutonic rocks and associations : Trans. Roy. Soc. Edin. Earth. Sci., 73, 135 - 149.

Gattinger, T.E., Erentöz, C., Ketin, İ, 1962. 1/ 500. 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon Paftası. M.T.A. yayını, 75 s. Ankara.

Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş , S., 1992. Rize - Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan mağmatik kayaçların petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları. Türkiye Jeoloji Bülteni 35, 15-38, Ankara

Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T.,

1979. Gölköy (Ordu) Yöresinde bir paleokaldera ile cevherleşmelerin konumu arasındaki ilişkiler : KTİ Yerbilimleri Derg., 2/1-2, 117 - 130.

Genç S. ve Güven, İ. H., 1994. Doğu Pontidlerde volkanizma ve jeotektonik gelişim, Yomra (Trabzon) - Keşap (Giresun) - Kelkit (Gümüşhane) yöresi, KD Türkiye. Türkiye Jeoloji Bülteni C. 37, 1- 12.

Harker, A., 1909. The Natural history of igneus rocks. Newyork : Mc Millan

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volkanic rocks; Canadian journal of Earth Sciences, 8, 523 - 548.

Ketin, İ., 1966. Anadolunun tektonik birlikleri. MTA Dergisi, 66, 20 - 34.

Korkmaz, S. ve Gedik, A., 1988. Rize - Fındıklı Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları. Jeoloji Mühendisliği, 32 -33, 5-15, Ankara

Mc Carthy, T.S., Hasty, R.E., 1976. Trace elements distrubiton patterens and their relation to crystallization of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351 - 1358.

Maniar, P.D, and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discriminiation of granitoids. Geological Soc. Of American Bulletin, vol. 6, pp. 129 -198

Mason, B, and Moore, C.B., 1982. Principles of Geochemistry. John Wıley and Sons, Newyork.

Nalbantoğlu, A.K., Çakır, M., Yılmaz, T., Kahraman, ı., Eroğlu ı. C., Çağlar, O., Yılmaz, H., Gülibrahimoğlu, ı., Erdem, N. Y., Musaoğlu, A. ve Topçu T., 1988. Artvin - Yusufeli - Rize - Ardeşen - Çamlıhemşin yöreleri maden jeolojisi raporu. MTA raporu No. 2827, 42 s. (Yayınlanmamış)

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Soons, 352 pp.

Taner. M.F, 1979. Etüde Geoloique et petrographique de la region Güneyce - ıkizdere, situe au sud de Rize (Pontides Oriantales, Turquie): Doktora Tezi, Cenevre İniv., ısviçre, 180 s. (Yayımlanmamış).

Thorpe, R. ve Brawn, G., 1986. The field descriptionof igneous rocks. Geological Soc. of London Handbook Series, Open Univ. Press, John Wiley and Sons, 154 pp.

Tokel, S., 1973. Doğu pontidlerin Mesozoyik ve Tersiyerdeki gelişimleri ve bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilgileri ; Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı, 1-4.

Tokel, S., 1977. Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma. T.J.K. Bül., 20, 49-54.

Tokel, S., 1981. Plaka tektoniğinde mağmatik yerleşimler ve jeokimya, Türkiyeden örnekler: Yeryuvarı ve İnsan 6/3, 53- 65

Tokel, S., 1983, Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadoludaki dağılımı, Jeokimyası ve Kuzey Tetis ada yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi. 37. Türkiye

Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı s. 42- 44.

Tokel, S., 1985. Pontidlerdeki uyumsuz element değişimlerinin transversal dağılımı ve dalımı yönü tayini . Türkiye Jeoloji Kurultayı 1985 Bildiri Özetleri Kitabı, 23.

Vernon, R.H., 1986. K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. Earth- sci. Rev., 23, 1-63.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Published by Academic Division of Unwin Hyman,London,466 p.

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

TOPUK-GÖYNÜKBELEN SOKULUMUNUN MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ, BURSA-ORHANELİ, KB ANADOLU

Yüksel ÖRGÜN ve Atilla AYKOL
İ.T.Ü , Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul /Türkiye

ÖZET: *Kuzeybatı Anadolu'daki I-tipi sokulumlardan biri olan Topuk-Göynükbelen sokulumu, kuvars diyorit, tonalit, granodiyorit ve adamellit (monzogranit)'e doğru mineralojik ve kimyasal bir farklılaşma sergiler. Tonalit ve kuvars diyortin yaygın kayaç tipi olarak gözlendiği sokulum, plajiyoklas, kuvars, biyotit, hornblend, alkali feldispat, aksesuar mineraller (apatit, zirkon, sfen) ve opak minerallerden (manyetit, ilmenomanyetit, pirit, kalkopirit ve rutil) oluşan mineralojik bir bileşime sahiptir ve holokristalin, subofitik doku sergiler. Sokulumda anortit oranı granodiyoritten kuvars diyorite doğru dereceli olarak artar ve An20 - An50 arasında değişir. Sokulum ana element jeokimyası, %52-72 silika içeriği ile hetorojen metalüminli bir bileşim, düşük* K_2O / Na_2O *oranı ile sodik bir karakter ve yaygın bir kalk-alkali doygunluk sergilemektedir. Niggli parametreleri, sokulumun iz element içerikleriyle birlikte değerlendirildiğinde, sokulumda birden fazla magmatik faz olduğu, sokulumun kalk-alkali hibrid magma ürünü olabileceği ve magmanın normal bir diferansiyasyona maruz kaldığı görülebilecektir. MORB'a göre normalize edilen iz element değerleri, HFS elementlerdeki azalmaya karşılık, LREE ve LIL elementlerde zenginleşme göstermektedir. Sokulumun alt birimlerinde iz elementlerin sergilediği dağılım, çarpışma sonrası granitoidlerin sergiledigi özelliklerle uyumludur.*

THE MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF TOPUK-GÖYNÜKBELEN PLUTON, BURSA-ORHANELİ, NW ANATOLIA

ABSTRACT: *Topuk-Göynükbelen intrusion which is the one of the I-type plutons in northweste Anatolia exhibites mineralogical and chemical differences from quartz diorite, tonalite, granodiorite to adamellite. Here, dominant rock type is tonalite and quartz diorite. The pluton is made up of plagioclase, quartz, biotite, hornblende, alkali feldspar, accesory minerals such as apatite, zircon, sphene and opaque minerals such as magnetite, ilmenomagnetite, pyrite, calcopyrite, rutile. The intrusion exhibits a holocrystalin-sub ophitic texture. Anorthite content of the intrusion qradually increases from granodiorite to quartz diorite and it ranges from An20 to An50. The geochemical evidences of Topuk-Göynükbelen intrusion indicates a heterogeneous metaluminous composition with silica contents of 52-72 % , sodic character with low* K_2O / Na_2O *ratio, and a broadly calc-alkaline affinity. When considered the Niggli parameters along with contents of trace elements of the intrusion, it may clearly show that there are*

more then one magmatic phase in the intrusion, intrusion may be product of calc-alkaline hybrid magma and magma had undergone a normal differentiation. The trace-element trends of the pluton normalised in MOBR show enrichment in LIL elements and LREE in contrast to a depletion in HFS elements so that, the values are consistent with those of post-tectonic ganitoides.

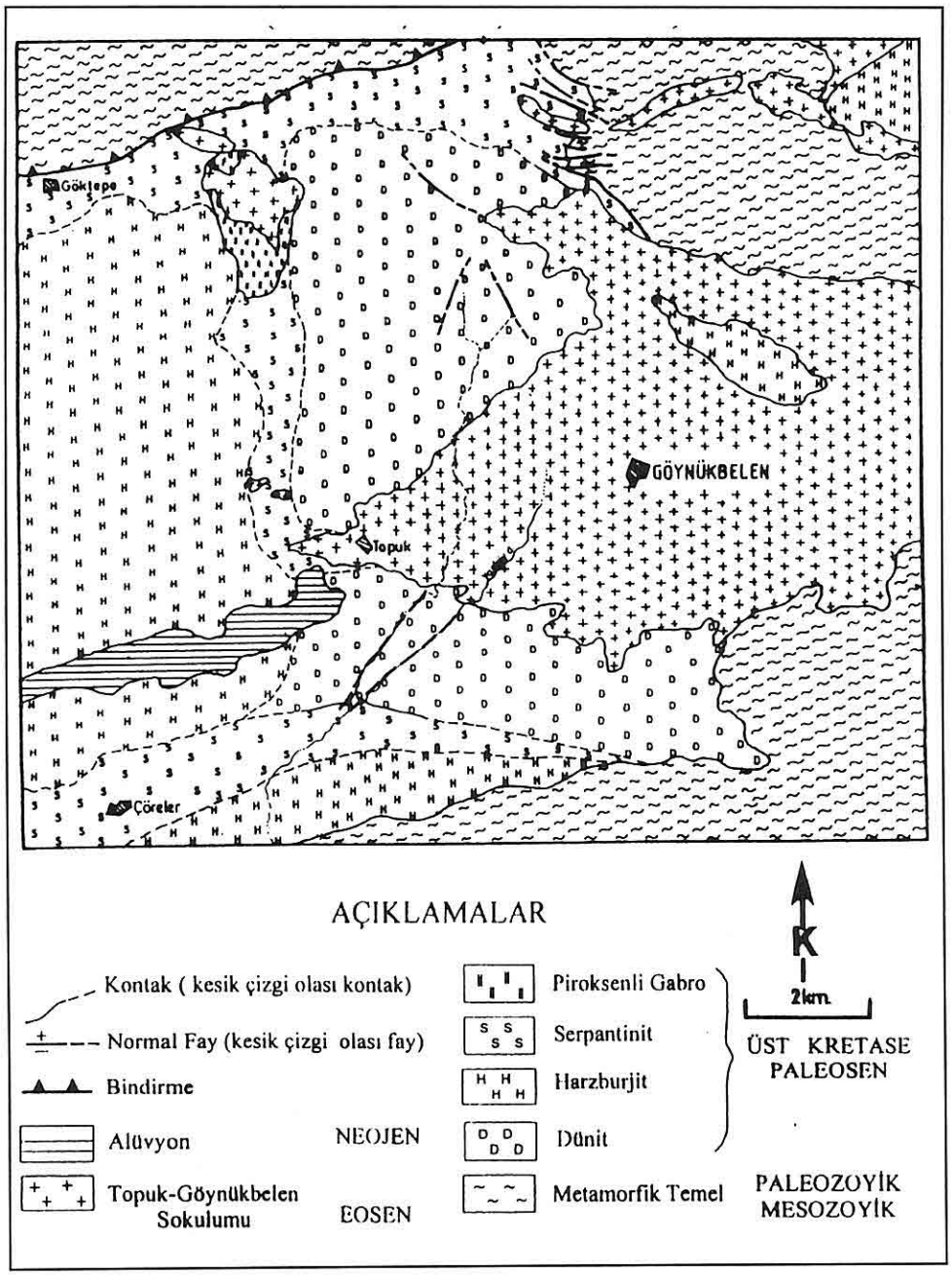
1. GİRİŞ

Neo-Tetis Okyanus kabuğunun Üst Kretase'de Pontid kıtasının altına dalmasıyla oluşan yitim zonu sonucunda, Torid-Anatolid platformu, Geç Paleosen-Alt Eosen zamanında kuzeyde Pontid kıtasıyla çarpışmıştır. Bu çarpışmaya bağlı olarak, Batı Anadolu A-tipi dalma-batma ile uyumlu olan ve gittikçe şiddetlenen K-G yönlü bir sıkışma rejimi altında kalmıştır. Sonuçta kabuk bu rejim altında, Erken Eosen'de başlayan içsel dilimlenmelerin de etkisiyle kısalıp kalınlaşmıştır (Şengör ve Diğ. 1984; Yılmaz, 1989, 1991). Batı Anadolu'da Eosen süresince fraksiyonal kristalizasyon ve kabuksal asimilasyonun da etkili olduğu anatektik ergimeler, Orta Eosen'e kadar devam eden yaygın bir kalk-alkalen magmatizmaya neden olmuştur. Yitim zonlarında meydana gelen felsik ve femik magmaların homojen karışımları sonucunda anateksi, fraksiyonal kristalizasyon ve kabuk asimilasyonunun da katkısıyla LIL (K, Rb, Ba, Th, U) ve LREE (Ce, La, Yb, vb.) konsantrasyonları yüksek hibrid magmalar oluşmaktadır (Brown et al.,1984; Le Breton and Thompson,1988; De Yoero ve Diğ.,1989; England veDiğ., 1992; Harris ve Diğ., 1994). Bu tür magmatizmanın ürünü olan ve farklı zamanlarda sokulum yapmış, çogunlukla I-tipi, yer yerde S-tipi granitoyidler Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplamaktadır (Ercan ve Türkecan,1985). Tavşanlı Zonu ile Sakarya Kıtasının çarpışma zonunda meydana gelen Topuk - Göynükbelen sokulumu, Kuzeybatı Anadolu'daki I-tipi granitoyidlerden biridir. Eosen yaşlı sokulum, Topuk, Göynükbelen ve Seferişıklar köylerini kapsayan alanda yüzeylemiştir. Bu çalışmada sokuluma ait mineralojik ve jeokimyasal veriler sunulduktan sonra sokulumun jenezi tartışılacaktır.

2. JEOLOJİK KONUM

Topuk-Göynükbelen sokulumu, Torid -Anatolid levhasının kuzey kolunu temsil eden Tavşanlı Zonu ile Sakarya Kıtasının çarpışma bölgesinde meydana gelmiş ve Eosen süresince (49-52 Ma) metamorfik temel ve ultramafik birimin içine yerleşmiştir (Okay,1984; Harris et al.,1994). Çalışma alanında erozyonla açığa çıkmış en büyük kütle, Ercan ve Türkecan (1985) ve Harris ve Diğ.,(1994) tarafından Topuk Granitoyidi, bu çalışmada ise Topuk-Göynükbelen granitoyidi olarak isimlendirilen sokulumdur. Daha küçük sokulumlar sahanın kuzeyinde ve güney batısında yeralır (Şekil 1).

Topuk - Göynükbelen granitoyidi

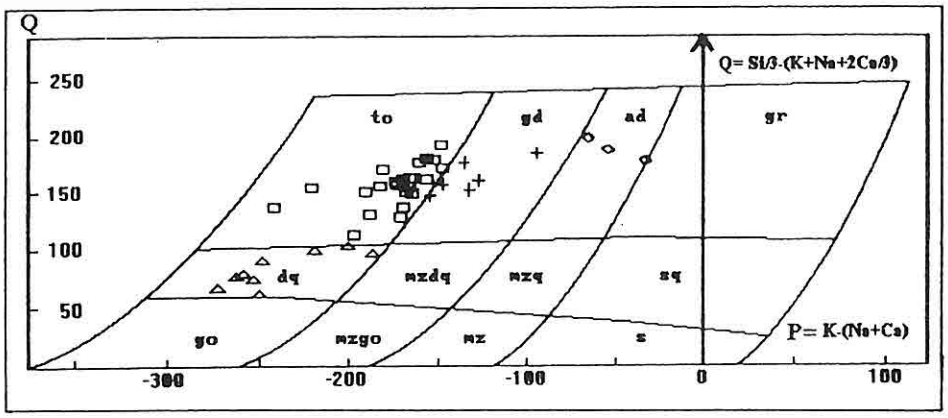


Şekil 1. Çalışma Alanının Jeoloji Haritası

maksimum boyutları 12 km ve 5 km olan doğu-batı yönlü eliptik bir sokulumdur. Kendi magmasının geç ürünleri olan aplit ve pegmatit damarlarıyla sıkca kesilen sokulumda, anklavlar (ultramafik, mafik, diyorit-gabro, kuvars diyorit parçaları) ve eksfoliasyon olayları yaygındı. Mafik ve felsik magmaların heterojen karışımının bir sonucu olan ve boyutları yer yer 10 cm. yi bulan anklavlar çogunlukla kuvars diyorit bileşimlidir. Keskin sınırlı anklavlar genelde dairesel yer yer elipsoidal bicimlidir. Ancak, sokulumun merkezine yakın Sızgıla tepede yaklaşık 3.5 km^2 lik yer kaplayan harzburjit kütlesi dikkat çekicidir. Bu kütlenin güney kontaklarında hidrotermal kökenli çeşitli nikel, bakır, demir ve manganez cevher mineralleri saptanmıştır (Örgün, 1993). Yüzeyde ileri derecede ayrışıp, arenalaşan sokulumun, ultramafik ve metamorfik birimlerle olan kontak zonları bir kaç metreden birkaç yüz metreye değişir; zonlar çoğunlukla komplekstir. Klorit, epidot ve grönanın, tipik mineraller olarak izlendiği kontaklarda, ultramafik kayaçlar parçalanıp, serpantinleşmiş, ve yer yer talk, asbest ve manyezit oluşumları meydana gelmiştir. Çalışma alanının kuzeyinde ve güneyinde izlenen Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik temel kayalar, yüksek basınç/düşük sıcaklık koşullarında ve Turoniyen-Alt Senoniyen zaman aralığında metamorfize olmuştur (Okay,1984). Pontitleri Anatolitlerden ayıran Tetis Okyanusunun kalıntı kütlelerinden biri olan mafik-ultramafik birim ise Üst Kretase-Paleosen süresince bindirme levhası olarak metamorfik temel üzerine gelmiştir (Lisenbee,1971). Sokulumu güneybatı-batı-kuzeybatı kuzeydoğudan çevreleyen bu birim içinde en geniş alanı dünit birimi kaplamaktadır ve sokulumla dokanak halindedir.

3. SOKULUMUN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ

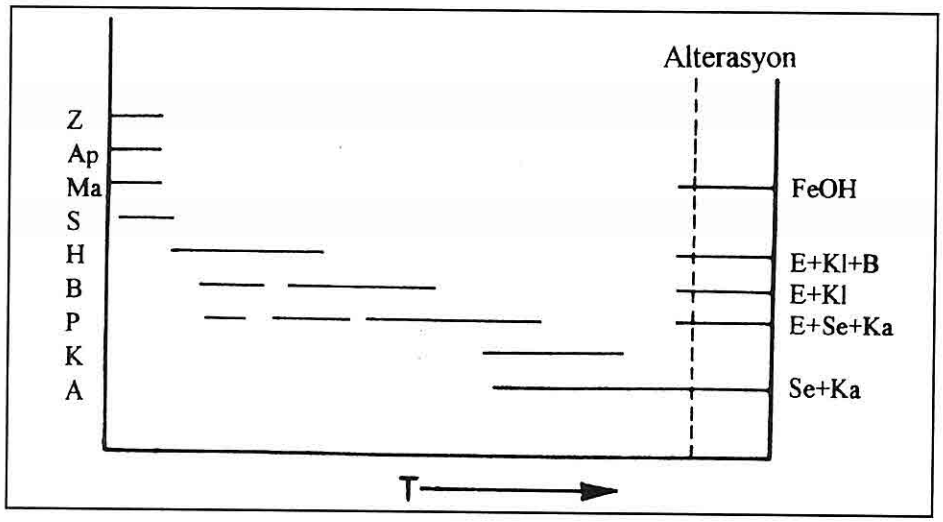
Arenalaşarak geniş tarım alanları oluşturan sokulumda ikincil klorit, epidot, serisit ve kaolen alterasyonu yaygındır, bu nedenle taze jeokimyasal örnek toplamak çok sınırlıdır. Sokulumu temsilen seçilen 45 adet örneğin analiz sonuçları Debon ve Le Fort (1982)'un katyonik değerlere göre düzenledikleri P-Q diyagramına uygulanmış ve sonuç şekil 2'de verilmiştir. Şekil 2'den görülebileceği gibi kuvars diyorit, tonalit, granodiyorit ve adamellite (monzogranit) doğru mineralojik ve kimyasal farklılaşma elde edilmiştir. Çalışma alanının güneyinde, sokulum ile dünit kontağına yakın kesimlerde gözlenen ve dünitleri kesen dayklardan alınan örnekler ile büyük sokulumun kenarlarından ve küçük sokulumlardan alınan örnekler kuvars diyorit alanında ve alanın gabroya yakın kesiminde yeralmıştır. Diyagramın tonalit ve granodiyorit alanlarına dağılan örnekler ise sokulumun iç kesimlerinden alınmıştır. Sokulumun batı kontağına yakın Topuk köyü kuzeybatısından alınan örnekler ise adamellit (monzogranit) alanına düşmüştür.



Şekil 2. P-Q Diyagramında (Debon&Le Fort,1982)Topuk-Göynükbelen Sokulumuna Ait Örneklerin Dağılımı (dq:Kuvars diyorit, to:Tonalit, gd:Granodiyorit, ad:Adamellit (monzogranit))

Diyagramın gabro alanına yakın düşen örnekler, tüm kristalli subofitik dokuludur ve mineralojik bileşimlerinin yaklaşık %95'i plajiyoklas (%42- %54) + hornblenden (%41-53) ibarettir. İnce-uzun, öz ve yarı öz şekilli plajiyoklas kristallerinin anortit içeriği, optik incelemelerde yapılan sönme açıları tayinine göre An45-50 arasında değişir. Bazı kristallerde An>50 olarak saptanmıştır; bu da labradora karşılık gelmektedir. Yapılan modal analiz çalışmalarından, Sokulumun diğer birimlerinin mineralojik bileşimleri çokluk sırasına göre, plajiyoklas (%48-67), kuvars (%10-36), biyotit (%3-15), hornblend (%2-10), alkali feldispat (%1-9), tali mineraller (apatit, sfen, zirkon) ve opak minerallerden (manyetit, ilmenomanyetit, pirit, kalkopirit, rutil) ibaret olduğu görülmüştür. Optik mikroskop incelemelerinde plajiyoklasların anortit içeriklerinin granodiyoritten kuvars diyorite doğru hafifce arttığı ve An20-An47 arasında değiştiği gözlenmiştir.

Sokuluma ait kayaç birimlerinin mineralojik verileri genelleştirilere sokulumun mineral parajenezi hazırlanmış ve alterasyon ürünleriyle birlikte Şekil 3'de sunulmuştur. Mineral parajenezinde hornblend, plajiyoklastan önce kristallenen faz olarak gösterilmiş olmakla birlikte, özellikle tonalitlerde plajiyoklas inklizyonları içeren hornbland kristalleri tanımlanmıştır. Yine tonalitler içinde biyotit ve plajiyoklas inlizyonları içeren hornblend yada biyotir, hornblend ve kendinden daha bazik plajiyoklas inklizyonu içeren playiyoklas kristalleri yer yer tanımlanmıştır. Bu tür dokusal ilişkiler, mafik ve felsik magmaların homojen karışımlarının bir sonucu olarak açıklanbilir (Yılmaz ve Boztuğ,1994). Yukaryda belirtilen dokusal ilişkinin bir



Şekil 3. Sokulumun Genelleştirilmiş Mineral Parajenezi Z: zirkon, Ap: apatit, Ma:manyetit, S:sfen, H:hornblend, B:biyotit, P:plajiyoklas, K:kuvars, A:alkali feldispat, E:epidot, Se:serisit, Ka:kaolen

sonucu olarak sıkca hornblend, biyotit ve plajiyoklas inklüzyonları içeren, öz şekilsiz, pertitik ve eksolüsyonlu alkali feldispatlar sokulumun en son kristallenen fazı olarak tanımlanmıştır. Sokulum genelinde kayaçların mineralojik bileşimleri aynı kalmakla birlikte minerallerin birbirlerine göre oranlarının değişmesi, çarpışma zonlarında meydana gelen ve başlıca üst manto, dalan okyanusal kabuk ve ortaç bileşimli kıtasal kabuktan türeyen hibrid magmaların katılaşmaları sırasında etkili olan magmanın başlangıç kimyası, kabuksal asimilasyon ve fraksiyonal kristalizasyon olaylarının bir sonucu olarak açıklanabilir.

4. SOKULUMUN JEOKİMYASI

Sokuluma ait 29 örneğin analizi İndüktif Kuplajlı Plazma Spektrometresi (ICP) (ana elementlerin tümü ve Ba, Nb, Y), Nötro Aktivasyon (INAA) (Rb, Sr, Th, Ta, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Sm, Yb, Lu, Eu, Zr), Volumetrik (FeO) ve Gravimetrik (SiO_2) analiz teknikleriyle saptanmıştır, sonuçlar Tablo 1'de sunulmuştur. Analizlerden SiO_2 ve FeO, İTÜ Maden Fakültesi, Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı Laboratuvarlarında yapılmış, diğerleri ACME Analitik Laboratuvarları'nda, Kanada, yaptırılmıştır.

4.1. Ana Element Jeokimyası

Sahadaki konumu, mineralojik ve petrografik özellikleri ile I-tipi granitoyidlerin özelliklerini yansıtan Topuk - Göynükbelen sokulumunun metalümino karakteri, Maniar ve Piccoli (1989) (Şekil 4a) ve subalkalin karakteri

ise Irvine & Bragar (1971) (Şekil 4b) diyagramlarında net olarak ortaya çıkmıştır. Şekil 4a'da iki adet adamellit (monzogranit) ve iki adet granodiyorit örnegi peralüminon bölgenin metalüminon bölgeye yakın kesiminde yeralmıştır. Benzer şekilde bir adet adamellit (monzogranit) örneği Şekil 4b'de alkalin, subalkalin bölgeleri ayıran sınırında yeralmıştır.

Sokuluma ait örnekler, Peacock'un (1931) alkali- karbonat diyagramına uygulanmış ve 66 karbonat indeksiyle kalsik bölgede yeralmışlardır, sonuç

Tablo 1. Topuk-Göynükbelen Sokulumuna Ait Örneklerin Analiz Sonuçlar

Ana Element Analiz Sonuçlar (% Ağırlık)

Örnek	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Toplam
T1	65.64	0.37	16.33	3.65	0.87	0.12	1.66	5.42	3.44	1.87	0.1	0.52	100
T2	67.2	0.38	15.48	1.87	2.98	0.14	1.85	5.09	3.14	1.65	0.16	0.87	100.01
T4	67.39	0.33	15.18	3.41	0.37	0.11	1.69	5.24	3.01	2.04	0.12	0.75	100.01
T5	67.17	0.36	14.68	2.2	2.08	0.11	1.5	5.33	3.4	1.08	0.12	0.7	100.03
T7	68.56	0.27	15.18	3.4	0.66	0.03	1.08	4.38	3.47	1.78	0.13	1.06	100
T9	61.9	0.45	16.56	4.66	0.85	0.12	2.95	6.08	3.2	1.94	0.12	1.14	99.97
T10	64.99	0.43	16.58	2.45	0.84	0.05	2.39	6.55	4.21	0.51	0.11	0.89	100
T11	63.68	0.42	16.52	4.37	1.12	0.14	2.19	6.25	3.23	1.18	0.12	0.78	100
T12	65.08	0.37	16.11	4.02	1.12	0.13	1.89	5.78	3.17	1.52	0.37	0.69	100.25
T14	66.61	0.33	15.95	3.65	0.87	0.11	1.66	5.64	3.29	1.23	0.33	0.55	100.21
T15	65.97	0.35	15.97	3.54	1.24	0.13	1.77	5.36	3.14	1.9	0.13	0.5	100
T16	68.72	0.3	15.07	2.69	1.2	0.11	1.21	4.86	3.31	1.77	0.13	0.63	100
T17	65.45	0.38	16.35	1.72	2.81	0.12	1.63	5.32	3.42	1.68	0.15	0.98	100.01
T18	60.03	0.45	17.05	4.8	1.74	0.2	3.04	6.33	3.56	1.44	0.13	1.23	100
T19	70.48	0.27	14.46	2.35	0.8	0.09	0.7	4.07	2.51	1.77	0.11	1.36	100
T21	66.45	0.35	15.78	3.57	1.01	0.13	1.76	5.67	3.22	1.7	0.12	0.24	100
T23	67.07	0.33	15.44	3.26	1.1	0.07	1.81	5.34	3.06	1.6	0.12	0.77	100
G3	69.89	0.28	14.25	2.45	0.87	0.15	1	4.47	3.32	2.42	0.1	0.8	100
G8	67.02	0.41	16.34	1.19	2.31	0.14	1.05	4.23	3.34	2.63	0.08	1.04	100.01
G13	71.08	0.23	14.61	1.93	0.99	0.08	0.93	3.82	2.96	3.25	0.09	0.48	100.45
A26	71	0.12	15.6	0.78	1	0.02	0.49	1	6.4	3.78	0.02	0.31	100.52
A27	70	0.31	15.9	1.6	0.45	0.02	1.1	1.9	4.2	3.61	0.12	1.38	100.59
Q20	56.9	0.54	15.41	5.72	2.3	0.24	5.25	7.12	3.02	1.8	0.1	1.59	99.99
Q35	51.99	0.84	17.48	7.26	1.47	0.14	6.19	10.2	2.97	0.24	0.08	1.15	99.99
Q36	52.01	0.76	15.7	6.84	2.2	0.16	8.51	8.84	2.25	0.26	0.09	2.3	100.05
Q39	52.37	0.78	16.59	7.29	1.84	0.15	6.78	10.5	2.54	0.12	0.07	0.96	99.99
Q40	52.82	0.74	16.72	6.74	1.96	0.15	6.47	9.86	2.53	0.34	0.09	1.6	100.02
Q42	57.63	0.57	17.18	4.69	2.48	0.15	3.95	8.12	3.09	1.2	0.1	0.84	100
Q46	54.02	0.6	18.49	4.71	3.1	0.18	4.5	8..99	3.44	1.01	0.15	0.81	100

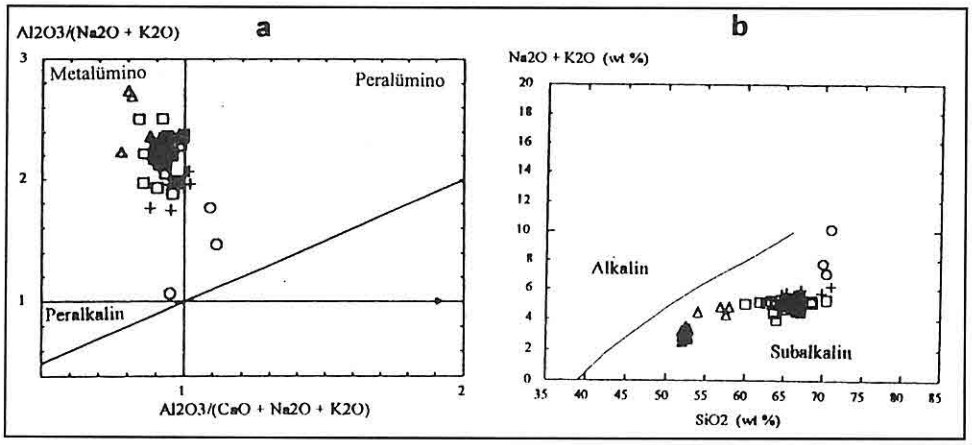
İz Element Analiz Sonuçları (ppm)

Örnek	Rb	Sr	Ba	Th	Ce	La	Nd	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Yb	Lu	Sm	Eu	Tb
T1	48	296	387	7	36	20	13	0.9	8	3	100	18	2.8	0.34	3	0.9	0.7
T4	58	280	442	8.5	33	20	14	1	4	3	111	15	2.3	0.27	2.6	0.9	0.5

Tablo 1'in devamı

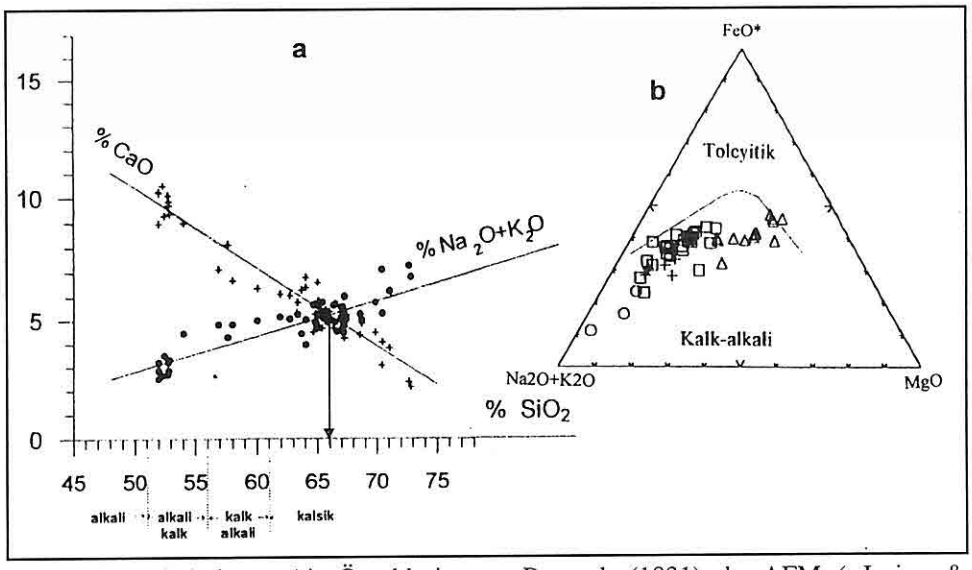
	Rb	Sr	Ba	Th	Ce	La	Nd	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Yb	Lu	Sm	Eu	Tb
T7	54	341	465	7.7	48	28	18	0.9	8	5	163	17	3.7	0.5	4.1	1.4	7
T9	89	280	379	9.9	40	21	17	0.9	5	4	82	17	3.5	0.4	3.8	1.4	0.8
T11	30	299	337	3.8	30	16	15	0.95	5	3	120	19	3.1	0.37	3.2	1.2	0.8
T12	53	279	371	9.3	38	20	10	2	4	4	104	18	3.5	0.41	3.5	1.2	0.7
T14	36	287	311	4.8	29	17	12	0.97	6	3	135	17	2.[illegible]	0.3	2.8	1	0.5
T15	71	280	445	8.3	39	21	16	0.96	7	4	131	19	3.3	0.42	3.5	1.2	0.7
T16	53	292	435	7.6	0	21	18	2	8	4	141	15	3.3	0.43	3.5	1.2	0.6
T18	39	298	427	8.4	43	23	17	1	4	3	129	19	3.4	0.36	3.6	1.6	1
T19	38	268	473	6.7	38	23	18	2	7	4	178	15	2.9	0.37	3.1	1.1	0.7
T21	54	292	411	6.9	32	17	13	0.98	6	4	137	16	3.2	0.35	3.2	1.2	0.9
T23	74	294	521	8.5	41	24	16	0.98	6	4	136	15	2.9	0.33	3	1.1	0.5
G3	65	275	547	9.3	43	25	16	0.9	6	4	141	15	2.8	0.43	3.1	0.9	0.6
G8	74	144	628	15	38	21	14	2	10	3	130	19	3.5	0.57	2.7	0.7	0.45
G13	92	229	576	19	55	29	21	0.96	12	5	119	16	3.4	0.46	2.6	1	0.48
A26	110	288	980	13	34	25	11	1	6	3	97	12	1.5	0.2	1.9	0.5	0.4
A27	150	305	929	19	80	45	27	2	13	6	207	15	1.8	0.1	5.1	1.4	0.45
Q20	30	325	408	4.6	32	16	16	0.9	3	3	129	17	3.5	0.33	3.5	1.5	0.5
Q36	4	80	31	1	-	-	-	-	1	-	21	17	-	-	-	-	-
Q40	8	97	27	1	-	-	-	-	1	-	22	17	-	-	-	-	-
Q42	59	271	288	6.3	28	15	12	0.9	2	3	45	18	3.5	0.32	3.2	1.3	0.5
Q46	30	359	247	1.7	28	15	13	1	2	3	37	21	3.2	0.32	3.2	1.1	0.7

T: Tonalit, G: Granodiyorit, A: Adamellit (monzogranit), Q: Kuvars Diyorit



Şekil 4. Sokulumun Maniar ve Piccoli (1989) ve Irvine & Bragar (1971)) Diyagramlarındaki Dağılımı(simgeler şekil 2'deki gibi)

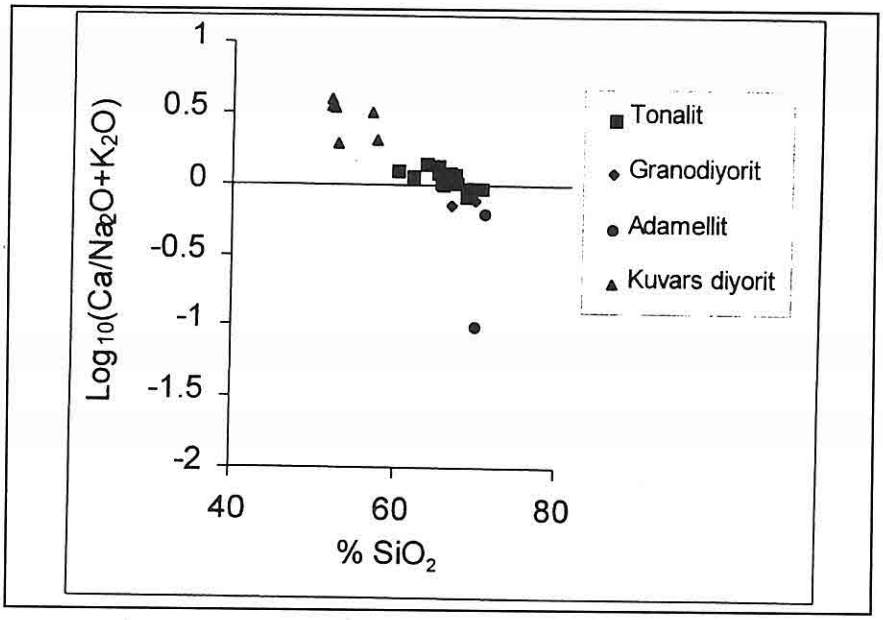
Şekil 5a'da verilmiştir. Şekil 5b'de ise örneklerin Irvine ve Bragar'ın (1971) AFM diyagramındaki dağılımı verilmiştir. Görüldüğü gibi örnekler baskın olarak diyagramın kalk-alkali bölgesinde yeralırken 4 kuvars diyorit örneği kalk-alkali / toleyit bölgelerini ayıran sınır üzerinde yeralmışlardır.



Şekil 5a,b. Sokuluma Ait Örneklerin a: Peacock (1931) ,b: AFM (Irvine & Baragar,1971) Diyagramındaki Dağılımı (simgeler şekil 2'deki gibi).

Brown ve Diğ., (1984) tarafından düzenlenen SiO_2 - log10 ($CaO/(Na_2O+K_2O)$) diyagramında ise örnekler aşırı alkali-kalsikden, kalk-alkalin ve kalsik bölgeye dogru bir yayılım göstermiştir (Şekil 6). Şekil 6'da görülen bu trend, Brown ve Arkadaşlarının yayınladıkları (1984, Figür 1) orijinal diyagramdaki üst manto ve alt kabuk kaynaklı heterojen bir kimyasal bileşim sergilediği belirtilen Sierra Nevada batolitinin trendine benzer bir trend sunmuştur. Bu trend içinde Topuk-Göynükbelen sokulumunun kuvars diyorit örnekleri alkali-kalsik bölgede dağılırken, tonalit örnekleri kalk-alkaliden, kalsik bölgeye dogru bir yönelim gösteriyor; granodiyorit ve adamellit (monzogranit) örnekleri ise kalsik bölge içinde kalıyorlar. Örneklerin sergilediği bütün bu dağılım ise hibrid magmanın, katılaşma sürecindeki fraksiyonal kristalizasyonun etkisini gösterebilir. Bu dağılım da yukarıdaki sonuçları desteklemiştir.

Çalışma kapsamında Sokulumun ana element analiz sonuçları kullanılarak Niggli parametreleri hesaplanmış (Yavuz ve Diğ.,1994) ve çeşitli diyagramlara uygulanmıştır; diyagramlar şekil 7'de verilmişir. Şekil 7a'da sunulan al-fm diyagramında noktalar r = -70 korelasyon değeriyle salik, isofalik ve femik bölgelerde dağılmıştır. Böyle bir dağılım sokulumda birden fazla magmatik faz oldugunu gösterebilir. Şekil 7b'de sunulan k-mg diyagramında noktalar geniş dagılım sergilemiş, ancak pasifik ve atlantik tipi magmaların kesişim bölgesinde yığılım olmuştur. Böyle bir dağılım, Sokulumun kalk-alkali hibrid bir magmanın ürünü olduğu

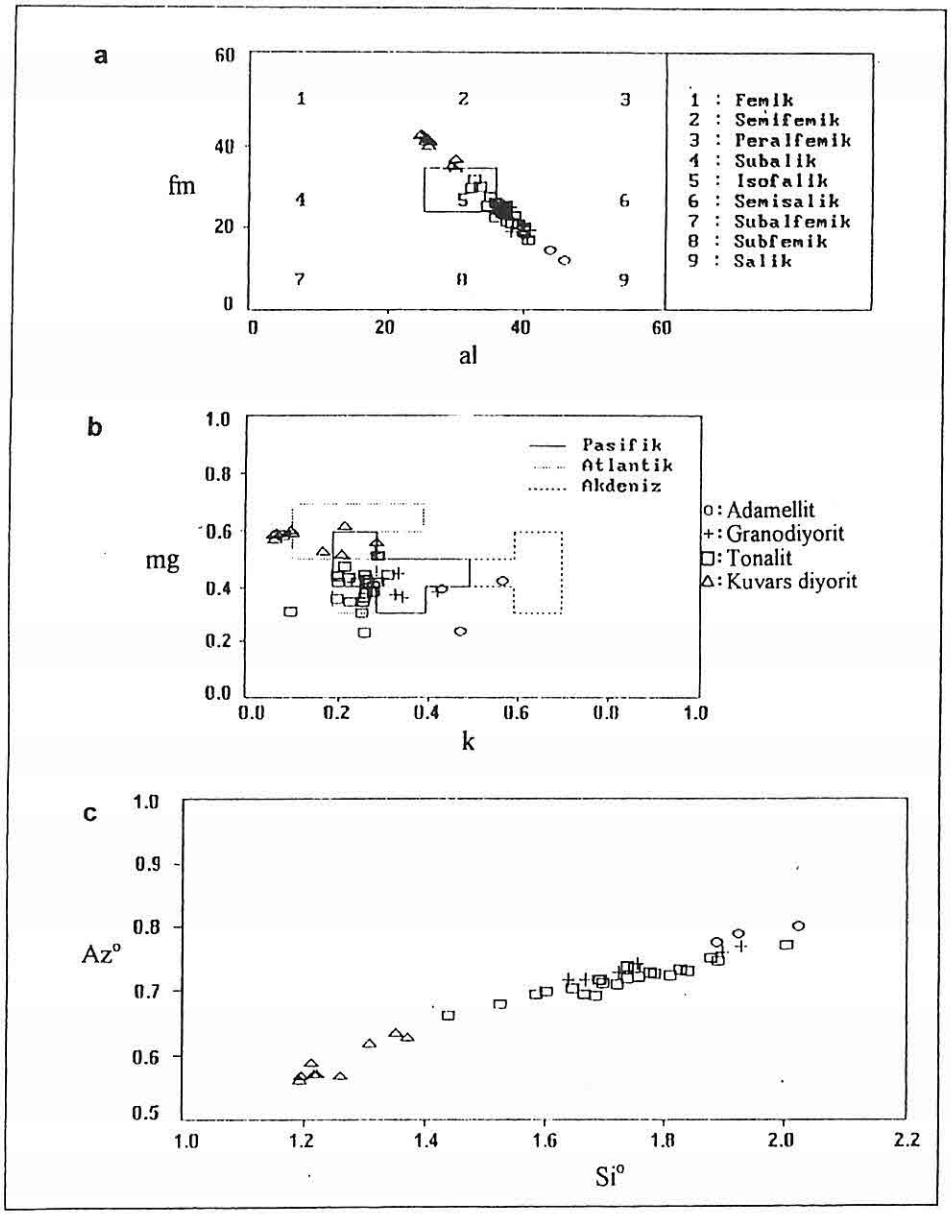


Şekil 6. Sokuluma ait örneklerin SiO_2-log10 ($CaO/(Na_2O+K_2O)$ Diyagramındaki Dağılımı (Brown ve Diğ., 1984)

anlamına gelebilir. Şekil 7c'de sunulan Si°-Az° diyagramındaki yaklaşık lineer dağılım ise magmanın normal bir diferansiyasyona maruz kaldığını gösterir. Niggli parametreleri bir arada degerlendirildiğinde ise sokulumun, alkalice vasat- alkalice fakir, sodik, düşük alüminyumlu, mezokrat ve kalk-alkali hibrid bir magmadan türediği söylenebilir. Ayrıca parametreler kalk-alkali kuvars diyoritik ve kalk-alkali granodiyoritik iki magma tipinin varlığını işaret etmiştir. Niggli parametrelerinden elde edilen bu sunuçlar, Bölüm 3 de belirtilen dokusal ilişkilerle ve Bölüm 4.2 de verilen sokulumun iz element dağılımlarıyla bir arada değerlendirildiğinde, sokulumun kimyasal ve mineralojik yapısının belirlenmesinde, farklı köken ve bileşime sahip (okyanusal kabuk ve kıtasal kabuk gibi) eş yaşlı magmaların, vizkozite özellikleri bakımından, ilksel magma oluşum ortamlarında Newtonian davranış aşamasında iken (Yılmaz ve Boztuğ,1994), homojen bir şekilde karışarak hibritleşmesinin ve bu magmanın daha sonra fraksiyonel kristalizasyon süreciyle katılaşmasının belirleyici etken oldugu söylenebilir.

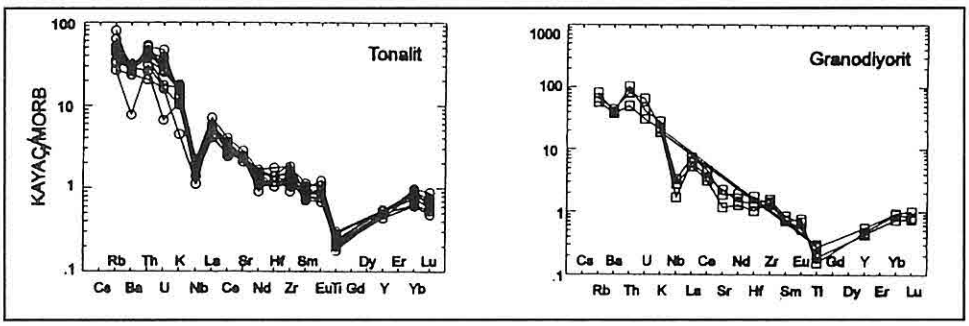
4.2. Sokulumun İz Element Jeokimyası ve Tektonik Konumu

Sokuluma ait 29 örneğin iz element analiz sonuçları Tablo 1'de sunulmuştur. Sonuçlar MORB'a göre normalize edilerek (Pearce ve Diğ.,1984) değerlendirilmiştir. Bu diyagramlardan



Şekil 7. Niggli Diyagramlarında Örneklerin Dağılımı (simgeler Şekil 2'deki gibi)

tonalit ve granodiyoritlere ait olanı Şekil 8'de verilmiştir. Yitim zonlarında, farklı kaynak ve bileşimde malzemenin kısmi ergimesinden meydana gelen magmatizmanın en tipik özelliği, kismi ergimeye uğrayan malzemenin ilksel bileşimi, kısmi ergime koşulları, kısmi ergime oranı, magmanın katılaşması

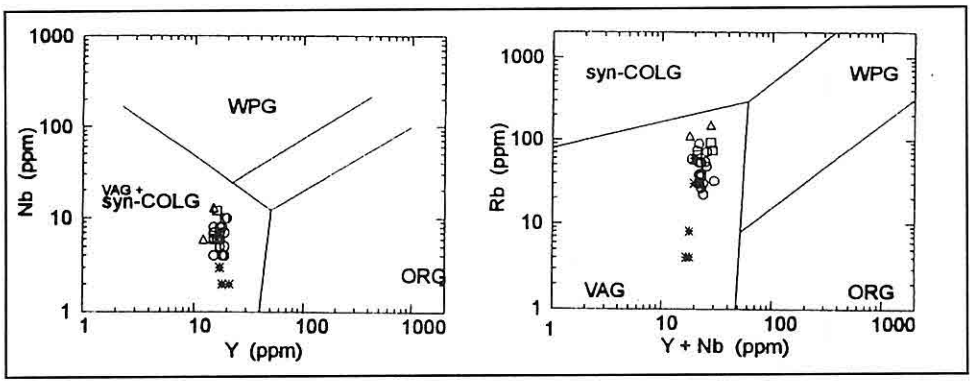


Şekil 8. Sokulumun Tonalit ve Granodiyorit Birimlerine Ait İz Element Desenleri

sırasında etkin olan fraksiyonel kristalizasyon ve asimilasyon gibi olaylara da bağlı olarak HFS elementlerdeki (Nb,Y, Zr, Ta, Ti, vb.) tüketilmeye karşılık, LIL elementler (K, Rb, Ba, Th, U, vb.) ve LREE (Ce, La, Nd, vb.) deki zenginleşmedir. Bu yüzden düşük HFS/LIL oranı bu magmatik ortamın özelliği olarak ifade edilmiştir (Brown et al.,1984; Saunders and Tarney, 1982, 1984). Şekil 8'de görüldüğü gibi tonalit ve granodiyorit birimlerine ait iz element değişimleri arasında önemli bir fark yoktur. Kayaçların LIL elementleri ve hafif nadir topraklardan La ve Ce fraksinasyona bağlı olarak artarken, Nb, Zr, Hf ve HREE gibi HFS elementler tüketilmiştir. Bilindiği gibi yukarıda belirtilen LIL ve LREE elementler uyumsuz elementlerdir ve magmaların fraksiyonel kristalleşmeleri sürecinde sıvı fazı tercih ederler. Bu nedenle K, Rb, Ba, Th gibi elementler magmatik süreclerin aşırı tüketilmiş son aşamalarında K-feldispatlar, biyotit ve hornblendler içinde tutulurlar. Rb ve Ba'um bu mineraller içinde K'un yerini alırlar. Benzer şekilde granat ve olasılıkla hornblend REE özellikle LREE'in zenginleştiği minerallerdir. Tablo 1' den de görülebileceği gibi sokulumun en bazik birimi olan kuvars diyoritten en asitik birim olan adamellit (monzogranit)'e doğru gidildikce bu elementlerin miktarlarının bariz olarak arttığı görülecektir. Diğer taraftan Nb, Y ve Zr da uyumsuz elementlerdir ve sfen, rutil gibi aksesuar fazlarda titanın yerini alabilirler (Mason ve Moore,1982; Wilson, 1989). Elementlerin bu kimyasal özelliklerinin bir sonucu olan ve Şekil 8 'de açıkca görülen K'dan Nb'a hızlı düşüş ve Nb'dan La ve Ce'a hızlı yükseliş, ada yayı kalk alkali magmatizma ürünleri için karakteristiktir (Wilson, 1989).

Yitim zonu ilgili felsik magmatizmanın (SiO_2= %56-73) incelenmesi, granatlı bir kaynaktan gelen eriyiklerin HREE bakımından (Y<15ppm, Yb<1.4 ppm ; Drummond ve Defant,1990) güçlü olarak tüketilmiş olduğunu gösterir. Tablo 1'de görüldüğü gibi Topuk-Göynükbelen sokulumunda bir adet adamellit (monzogranit) örneğini dikkate

alınmazsa, bu örnek için Y= 12ppm, Yb= 1.5ppm dir, yeteri kadar tüketilmemiştir. Harris ve Diğerlerinin (1994) belirtmiş olduğu gibi biyotitin eriyik fraksiyonlanmasıyla kısmen tüketilmesiyle uyumlu olarak Rb ve Ba uyumsuz davranmıştır. Y ise kalıntı amfibolle uyumlu olarak bir dereceye kadar uyumsuz davranmıştır. Bütün bu kimyasal verilere dayanarak ve Harris ve Diğerlerinin (1994)'nin görüşlerine uygun olarak Topuk-Göynükbelen granitoyidinin ya muhtemelen 8-10 Kb. basınca karşılık gelen derinliklerde kabuksal magma odalarındaki bazik magmaların diferansiyasyonundan yada 10 Kb. basınçdan daha az basınçta bir kabuk kaynağının erimesinden oluşmuş olabilir. Bazik magmaların bileşimi, kalınlaşmış kabuktan yükselme sırasında da asimilasyon ve fraksiyonal kristalizasyondan etkileneceğini de belirtmek gerekir. Pearce ve Diğerlerinin (1984), geliştirmiş oldukları tektonik diskrıminasyon diyagramlarından Y-Nb diyagramında Topuk - Göynükbelen Sokulumu VAG+ syn-COLG alanında, (Y+Nb)-Rb diyagramında ise VAG alanında yeralmıştır (şekil 9). Pearca ve Diğ.,(1984)'ne göre çarpışma sonrası granitoyidler, tektonik - jeokimyasal içerikli bütün granitoid sınıflamalarında ana sorun olarak ortaya çıkmaktadır. Çünkü bu tür granitoidlerin, çeşitli jeodinamik ortamlardaki farklı kaynak malzemelerden örneğin, kabuğun alt kesimindeki kısmi erimeden veya üst mantodaki kısmi erimeden yada manto ve kabuk kökenli magmaların karışımından oluşabileceği belirtilmektedir (Pearce ve Diğ., 1984; Boztuğ, 1986); dolayısıyla, bu iz element diyagramları, yay ve çarpışma sonrası granitoyidleri bir birinden iyi ayırt edememektedir. Şekil 9'daki (Y+Nb) – Rb diyagramında örneklerin dağılım, Pearce ve Diğ., (1984, Figure 6)'in sundukları diyagram ile karşılaştırıldığında, özelikle tonalit ve granodiyorit örneklerinin dağılımının kısmen Oman granitoidine benzediği görülecektir. Bu dağılımın ışığında sokulumun saha ilişkileri de dikkate



Şekil 9. Tektonik diskrminasyon diyagramlarında (Pearce ve Diğ.,1984) sokulumun tektonik konumu (o:Tonalit, □: Granodiyorit, Δ:Adamellit (monzogranit), *:Kuvars diyorit.

alındığında tektonik konumun, çarpışma sonrası granitoyidlere benzediği söylenebilir.

5. SONUÇLAR

Okyanusal kabuk ve kıtasal kabuğun alt kesimlerinin kısmi erimesiyle ortaya çıkan felsik ve femik magmaların karışımıyla oluşan, kalk-alkali hibrid bir magmanın ürünü olan Topuk-Göynükbelen Sokulumu, ana element kimyasal bileşimine göre, tonalit baskın olmak üzere kuvars diyorit, tonalit, granodiyorit ve adamellite (monzogranit) dogru mineralojik bir farklılaşma sergiler. Magmanın başlangıç kimyası, asimilasyon ve fraksiyonal kristalizasyonun bir sonucu olarak sokulumun alt birimlerinin mineralojik bileşim aynı kalmakla birlikte minerallerin oranları farklıdır ve sokulum heterojen bir kimyasal ve mineralojik bileşim sergiler. Sokulum, sergilediği ana element kimyasal bileşimiyle subalkali, sodik, metaluminus ve mezokrak kafemik magma birliğine ait olduğunu göstermiştir. MORB'a göre normalize edilen iz element desenleri, yitim zonu ile ilgili kalk-alkali magmatizmayı işaret etmiştir. Sokulumun tektonik diskrminasyon diyagramlarındaki dağılımı arazi konumuyla birlikte değerlendirildiğinde, sokulumun tektonik konumunun çarpışma sonrasy granitoyidlerle benzerlik gösterdiği ortaya çıkmıştır.

6. KAYNAKLAR

Boztuğ, D., 1986, Granitoyidler, Erler, A., (Editör), Jeokimyasal Ortamlar, TJK Yerbilimleri Eğitim Dizisi, s.93-176,

Brown, G.C., Thrope, R.S., Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristic of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, J.Geol. Soc.London, 141, 413-426.

De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C.V., 1989, The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly J.S.,

Debon, F., Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association, Transacation of the Royal Society of Edinburgh Eatrh Sci., 73, 135-149.

Drummond, M.S., Defant, M.S., 1990, A model for trondhjemyte-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparsions, J. Geophys. Res., 95, 21503-21521.

England, P., Le Fort, P., Molnar, P., Peche, A., 1992, Heat sources for Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of central Nepal, J.Geophys. Res., 97, 2107-2128.

Ercan,T., Türkecan, A., 1985, Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi, Ketin Sempozyumu, TJK yayını, s. 189-208.

Harris, N.B.W., Kelley, S., Okay, A.I., 1994, Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia, Contryb. Mineral. Petrol., 117, 241-252.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guid to the chemical classification of

common volcanic rocks, Can. J. Earth. Sci., 8, 523-548.

Lisenbee, A.L., 1971, The ultramafic-gabbro thrust sheet and its surrounding; A progress report in: Champel, A.S., (ed), Geology and History of Turkey, Pet. Explor. Soc. Libya, 349-368.

Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988, Fluid - absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis, Contrib. Mineral. Petrol., 99, 226-237.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, Amer.Bull.,101,635-643.

Mason, B., Moore, C.B., 1982, Principles of Geochemistry. Jonn Wiley and Sons, 4th Edition, New York, 344pp.

Okay, A.I., 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar, Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu yayını, s.83-92.

Örgün, Y., 1993, Topuk-Göynükbelen yöresi nikel oluşumlarının kökensel incelenmesi, Orhaneli-Bursa, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 226 s.

Peacock, M.A.,1931, Classification of igneous rocks, J. Geol., 39, 65-67.

Pearce, A.J., Harris, N.G.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Jour. Petrol. , 25, 4, 956-983.

Saunders, A.D., Tarney, J., 1982, Igneous activity in the southern Andes and northen Antarctic Peninsula: a review , J. Geol. Soc. London, 139, 691-700.

Saunders, A.D., Tarney, J., 1984, Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin in marginal basin geology (B.P. Kakelar and M.F. Howels, ed.) Spec. Publ. Geol. Soc. London, 16, 59-76.

Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif , western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey, Tectonics, 3, 693-707.

Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis, Uniwin Hyman, London, 466s.

Yavuz, F., Bürküt, Y., Budakoğlu, M., 1995, Niggli- Magmatik kayaçların Niggli paramertelerini hesaplayan ve değerlendiren interaktif quicbasic programı, Jeoloji Müh., 63, 55-63.

Yılmaz, Y., 1989, An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey in tectonic evolution of the Tethyan region (A. Şengör. ed.), Kulwer Academic Publishers, 159-189.

Yılmaz, Y., 1991, Deformation and volcanism in western Turkey and the Aegean, Bull. Tech. Univ. İst., 44, 345-373.

Yılmaz, S., Boztuğ, D., 1994, Granitoyid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı, Jeoloji Müh., 44-45, 1-21.

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

EZİNE-AYVACIK BÖLGESİNDEKİ MAGMA KAYALARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Zekiye KARACIK ve Yücel YILMAZ
İTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul /Türkiye

ÖZET:*Kuzey Batı Anadoluda Biga yarımadasının batısında yeralan Ezine-Ayvacık bölgesi "Batı Anadolu genç volkanizması" olarak tanıtılan magmatik faaliyetin yaygın olarak izlendiği bir bölgedir.*

Bölgede magmatizma metamorfik kayalar içine Üst Oligosen döneminde Kestanbol plütonunun yerleşmesi ile başlamıştır. Kestanbol plütonu batı kenarı boyunca aplogranitik bir kuşak, gnaysik granit, doğu ve güneydoğu kenarında ise hipabisal nitelikli Poruklu magmatitleri izlenmektedir. Volkanik kayalar granitik kayalarla aynı yörelerde ve az çok üstlenen bir süreç içinde gelişmiştir. Alt-orta Miyosen yaşlı volkanik faaliyet lavlar ve piroklastikler üretmiştir. Kuzey alanlarda lav, tüf ve lahar akıntıları, güneyde ise ignimbritler egemendir. Bölgede izlenen en genç volkanik birim Edremit körfezinin açılması ile ilişkili olarak gelişmiş olan bazaltlardır.

Bölgede izlenen magma kayalarının tümü benzer jeokimyasal özellikler sergilemektedir. Örneklerin hemen tümü kalkalkalen nitelikli, metalümino ve yüksek potasyumludur. Plütonik kayalarda egemen kaya grubu Kuvasmonzonitdir. Yüzey kayaları andezit-trakiandezit bileşimlidir. İz element ve izotop içerikleri bakımından da benzerlik taşıyan magma kayalarının tümü hibrid niteliklidir.

GEOCHEMICAL PROPERTIES OF THE MAGMATIC ROCKS IN THE EZİNE-AYVACIK REGION, NW ANATOLIA

ABSTRACT:*The Ezine-Ayvacık area is located to the west of the Biga Peninsula, Northwest Anatolia, where Tertiary magmatic rocks crop out extensively.*

The magmatism began with the Kestanbol pluton which intruded into the basement metamorphic rocks during the Late Oligocene time. The Poruklu magmatite, which is a hypabyssal assemblage surrounding the pluton and in turn is surrounded by the volcanic rock. The intrusive and extrusive rock groups show close spatial and temporal associations. The volcanic rocks may be divided into two main groups; in the northern areas one lavas and lahar flows dominate. During the same period the ignimbrites were produced in the southern areas. The whole assemblage is the Lower to Middle Miocene in age. The youngest volcanic rocks of the area are the basaltic lavas which has no genetic connection with the other magmatic rocks and possibly related to the opening of the Edremit graben.

The geochemical properties of the plutonic and the associated volcanic asseblages

are similar. The major elements indicate that they are metaluminous, high-K and calc-alkaline. The trace element and isotop data indicate that the magmas are hybrid and were formed from a similar source; representing a mantle derived magmas, contaminated by the crustal materials.

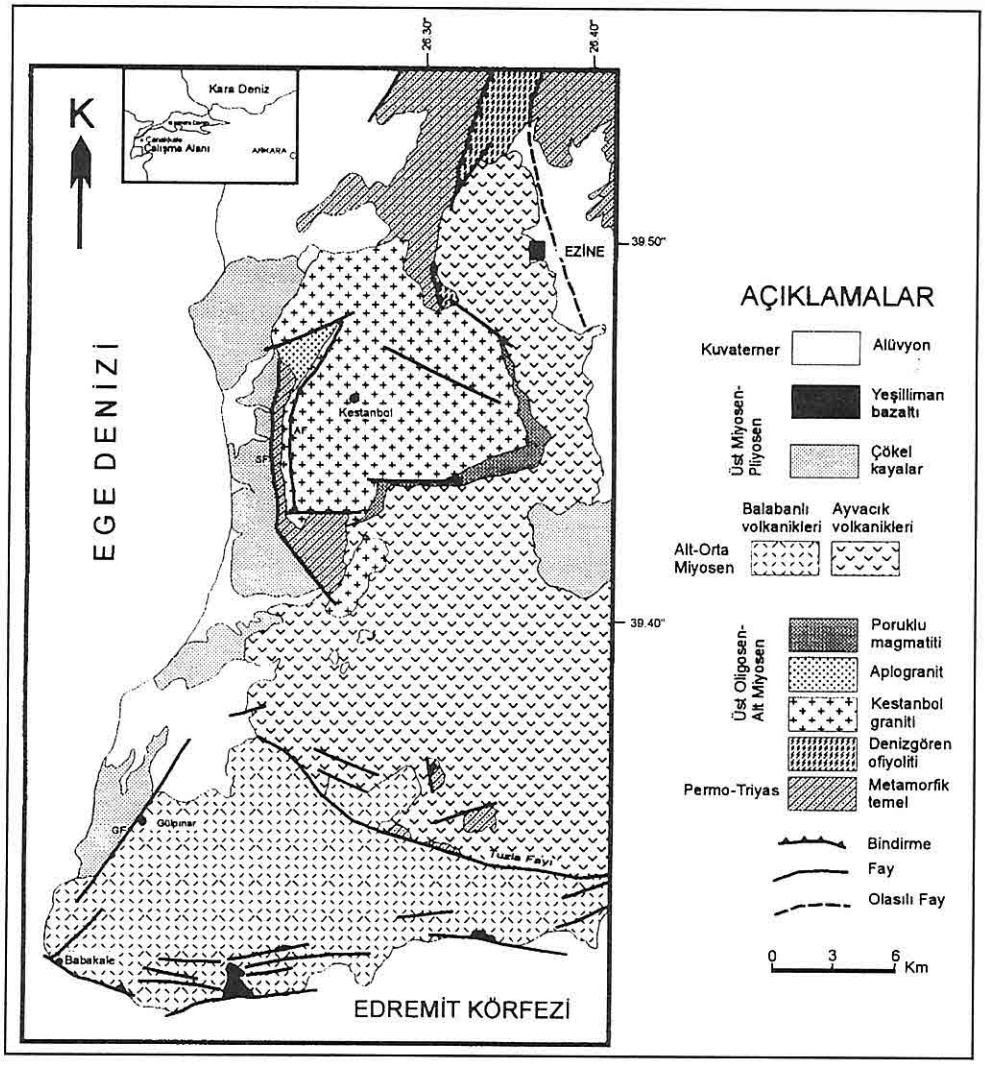
1.GİRİŞ

Biga yarımadasının batısında yeralan ve yaygın olarak magmatik birimlerin izlendiği çalışma alanı Sakarya zonu olarak bilinen tektonik birlik içinde yeralmaktadır. Bölge Kuzey Batı Anadoluda; temel kayaları, bu temel içine yerleşmiş granit ve graniti kuşatan çevre volkaniklerin zaman ve mekansal gelişimlerinin açıklıkla izlenebildiği kritik bir alandır. Bu nedenle çalışmada öncelikle farklı türdeki magma kayalarının birbirleri ile ilişkilerinin belirlenmesi ve magmatizmanın gelişiminin anlaşılması amaçlanmıştır.

Bölgedeki magmatizma önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve genel olarak "Genç volkanikler - Tersiyer volkanikleri" adı altında tüm Batı Anadolu genelinde topluca değerlendirilmiştir. Bu magmatizmanın gelişim mekanizmasına yönelik değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bu görüşler kısaca şunlardır; Fytikas vd. (1876, 1879, 1984) bölgedeki Tersiyer volkanizmasının dalma batma işlemleri ile geliştiğini ileri sürmektedir. Ercan (1979), Ercan vd. (1984, 1985, 1994), Ercan ve Öztunalı (1984), Ercan ve Türkecan (1984) 'e göre Batı Anadoludaki magmatizma dalma batma işlemleri ile başlamış ve bunun ardından gelişen kıtasal çarpışma döneminde de devam etmiştir. Yılmaz (1989) ise tüm Batı Anadolu ölçeğinde volkanikler üzerinde yaptığı çalışmalarla Batı Anadolu'daki genç volkanizmanın Üst Miyosen başına kadar devam eden, A tipi dalma batma ile uyumlu güçlü bir tektonik etki ile geliştiğini öne sürmüştür. Bunların yanısıra Ertürk (1990), Gülen (1990), Savaşçın ve Güleç (1990), Güleç (1991) ve Seyitoğlu ve Scott (1991, 1992) gibi birçok yazar tarafından yapılan geniş ölçekli çalışmalarda, çalışma alanımıza da değinilmiştir. Bu çalışmaların çoğu belirli bölgelerden derlenen örneklerin jeokimyasal niteliklerinin değerlendirilmesine dayanmaktadır.

2. GENEL JEOLOJİ

Ezine-Ayvacık bölgesinde izlenen birimler genel olarak 5 ana başlık altında toplanmıştır. Bunlar; temel kayaları (Karadağ metamorfik topluluğu, Denizgören ofiyoliti), plütonik topluluk (Kestanbol graniti), hipabisal topluluk (Poruklu magmatiti), volkanik topluluk (Ayvacık volkanikleri - Balabanlı volkanikleri) ve çökel kayalardır (Karacık, 1995, Karacık ve Yılmaz 1995a, b, c) (Şekil 1). Bu makalede Biga yarımadasının batı kesimindeki magmatik aktivitenin jeokimyasal nitelikleri ve bölgenin jeolojik evrimi içinde magmatizmanın gelişim ortamı tartışılacağından temel kayaları üzerinde durulmayacaktır.



Şekil 1. Ezine-Ayvacık Bölgesinin Sadeleştirilmiş Jeoloji Haritası (AF: Alemşah fayı SF: Sazaktepe fayı, GF: Gülpınar fayı)

2.1. Plütonik Topluluk (Kestanbol Graniti)

Bölgenin temelini oluşturan metamorfik kayalar içine yerleşmiş olan plütonik topluluk Kestanbol graniti olarak tanınır (Bürküt, 1966, Andaç, 1973, Karacık, 1995) (Şekil1).

Karadağ metamorfikleri (Okay vd. 1990, Karacık 1995) olarak adlandırılan temel kayaları yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş PermoTriyas yaşlı çökel kökenli bir birimdir. Karadağ metamorfik topluluğu üzerinde kuzey alanlarda Denizgören ofiyoliti tektonik

dokanakla yer almaktadır.

Ezine güneyinde izlenen plütonik topluluk (Şekil 1), mostra alanının kuzeydoğu, batı ve güneybatı kenarında intrüzif dokanakla metamorfik kayaları kesmiş ve hornblend hornfels, piroksen hornfels fasiyesinde kontak metamorfizma geliştirmiştir. Plüton doğu ve güneydoğu kenarında ise hipabisal kayalar (Poruklu magmatiti) ile geçişlidir. Plütonik topluluk içinde yeralan birimler saha ve petrografik özellikleri bakımından farklılıklar göstermektedir. Topluluğun en büyük kısmını kuvarsmonzonit-granitik kayalardan oluşan Kestanbol graniti oluşturur. Topluluğun diğer üyeleri plütonun batı kenarında yeralan kataklastik granit ve aplogranittir. Kestanbol graniti başlıca kuvarsmonzonit ve granit bileşimli kayalardan oluşur. Bunun yanısıra daha az oranda, siyenit, kuvarslısiyenit ve alkalifeldspatlı granit bileşimli kayalar da izlenmektedir.

Kestanbol graniti yaygın olarak aplit daha az oranda ise pegmatit, lamporfir ve latit porfir daykları ile kesilmiştir ve granit radyometrik yaş verilerine göre 28±0.8 my. yaşlıdır (Fytikas, vd.,1976).

Plütonun doğu ve güneydoğu dokanağında plütonik-volkanik topluluğa ait birimler arasında iki kaya grubunun birbirlerine geçişli oldukları Poruklu magmatitleri bulunmaktadır (Şekil 1). Bu kayalar; mikrogranit, mikromonzonit ve latitporfir litolojilerinden oluşmaktadır.

2.2. Volkanik Topluluk

İnceleme alanında yer alan volkanik kayalar dağılımları gelişim mekanizmaları ve litolojik niteliklerine göre başlıca iki gruba ayrılmıştır (Karacık,1995, Karacık ve Yılmaz, 1995c). Bunlar; çalışma alanının kuzeyinde, Ayvacık volkanikleri güneyinde ise, Balabanlı volkanikleridir ve batıdan doğuya uzanan Tuzla fayı ile birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 1). Volkanik kayalar üzerinde özellikle lavlarda yapılan radyometrik yaş tayinlerinden lavların 21.5my - 15.9±0.4 (Alt-Orta Miyosen) (Borsi vd. 1972, Ercan vd., 1995) yaşlı oldukları belirlenmiştir. Ayvacık volkanikleri çalışma alanının kuzeyinde, granitik kayalara yakın alanlarda izlenmektedir. Bu bölgede volkanizma felsik bileşimli lavlar ve piroklastik yağış ürünleri ile başlamış andezit, latit bileşimli lavlar ve bunlarla ilişkili akma breşleri, lahar akıntıları ile devam etmiştir (Karacık, 1995, Karacık ve Yılmaz,1995c). Bu topluluk çalışma alanının kuzeyinde bazaltikandezit bileşimli damar kayaları ile kesilmiştir.

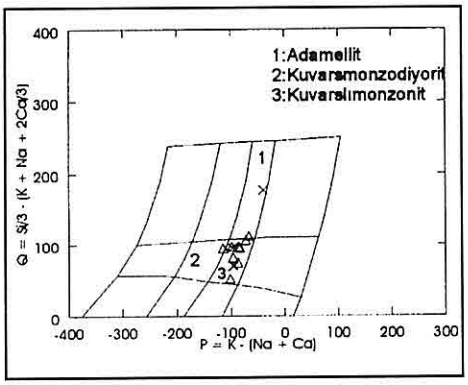
Çalışma alanının güneyinde yeralan Balabanlı volkanik topluluğu ise piroklastik birimler (ignimbritler), lav akıntıları (andezit-latit) ve kırıntılı çökel (volkanosedimanter) düzeylerin ardalanmasından oluşmuştur (Şekil 1) (Karacık, 1995, Karacık ve Yılmaz,1995b, c). Bölgede izlenen en genç volkanik birim Edremit grabeninin açılmasını sağlayan sahile paralel D-B uzanımlı fay zonlarına bağlı olarak gelişmiş Yeşilliman bazaltıdır (Karacık 1995, Karacık ve Yılmaz, 1997). Yakın

çevrelerde izlenen benzer bileşimli lavlarda yapılan radyometrik yaş tayinleri bazaltik lavların (3.85 my, Yılmaz, Yayınlanmamış yaş verisi; 9.9±0.6my, Ercan vd., 1995) Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğunu göstermektedir.

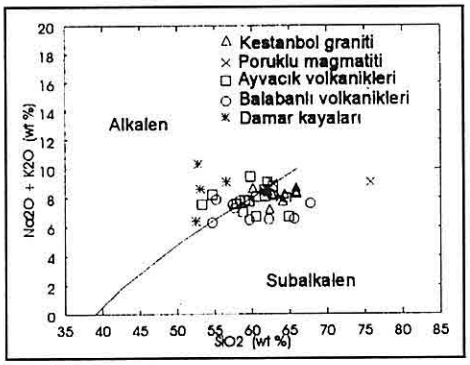
3. MAGMA KAYALARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Çalışma alanında yeralan magma kayalarından Kestanbol graniti ve Poruklu magmatiti birbirlerine çok benzer jeokimyasal özellikler sergilemektedir. Ana elementlerin değerlendirilmesi sonucunda bu gruba ait örneklerin; metalümino ve yüksek potasyumlu oldukları belirlenmiştir. Silis içerikleri %61-75 arasında değişen örneklerde en yaygın izlenen kaya grubu kuvarsmonzonit'dir (Şekil 2). Örnekler toplam alkali-silika değişimlerinin belirlenmesi için Irvin ve Baragar (1971) diyagramına iz düşürüldüğünde siyenit bileşimli bir örnek dışında subalkalen nitelikde oldukları ve yine aynı yazarların AFM üçgen diyagramında kalkalkalen bir trend sergiledikleri görülmektedir (Şekil 3-4).

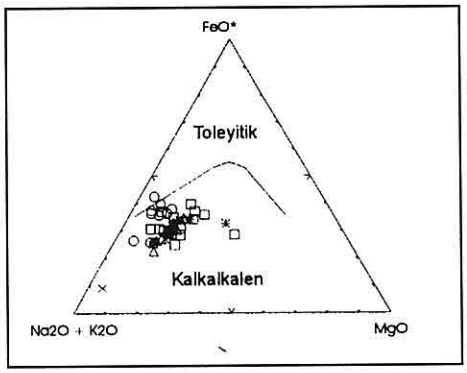
Ayvacık ve Balabanlı volkanik topluluklarına ait lavlar ve bunları kesen bazaltik andezit dayklarından derlenen



Şekil 2. Kestanbol Graniti ve Poruklu Magmatitinin Debonve Le Fort (1983)Adlama Diyagramındaki Konumları (Simgeler için Şekil 3'e bakınız).

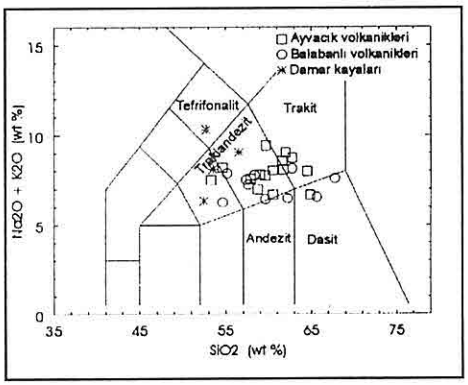


Şekil 3. Ezine-Ayvacık Bölgesindeki Tüm Magma Kayalarının Irvin ve Baragar (1971)'a göre Alkalen-Subalkalen Ayırdı.



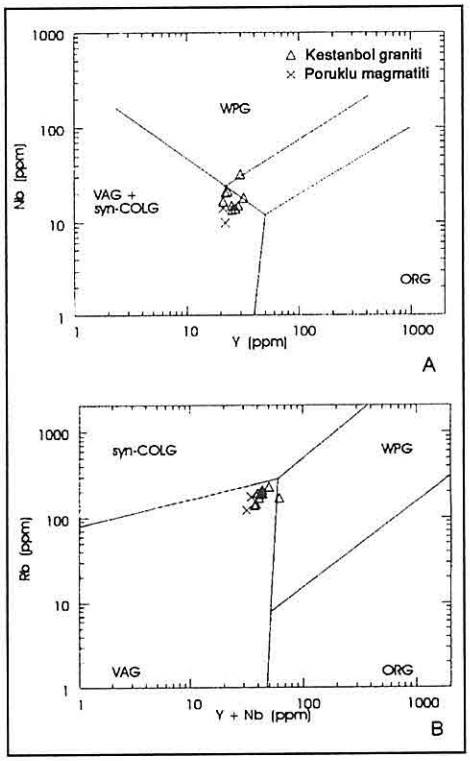
Şekil 4. Ezine-Ayvacık Bölgesindeki Tüm Magma Kayalarının Aynı Yazarlara Göre Toleyitik-Kalkalkelen Ayırdı (Simgeler için Şekil 3'e bakınız).

örnekler üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda ise örneklerin genel olarak nötr ve yer yer asit bileşimli, metalümino, yüksek potasyumlu oldukları belirlenmiştir. Şekil 3-4 'de görüldüğü gibi lavlar genel olarak subalkalen niteliktedir. Ancak lavların bir kısmında zayıf alkalen ve damar kayalarının tümünde alkalen bir nitelik izlenmektedir. Subalkalen örnekler kalkalkalen bir trend sergilemektedir. Volkanik kayalar adlama diyagramında genel olarak trakiandezit-trakit bölgelerinde yoğunlaşmaktadır (Le Maitre, 1989) (Şekil 5).



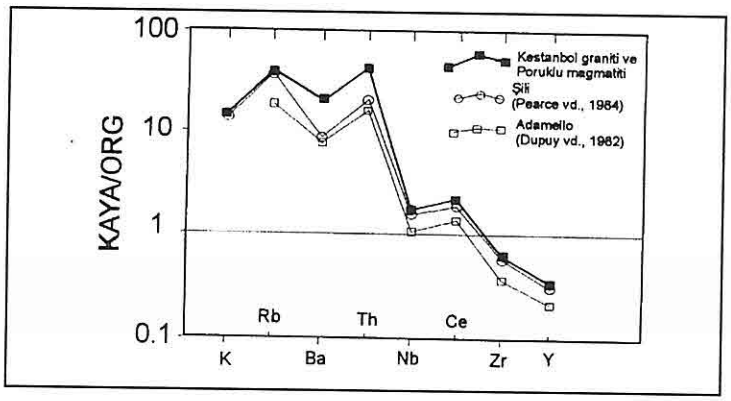
Şekil 5. Ayvacık- Balabanlı Volkanikleri ve Damar Kayalarının Le Maitre (1989) Adlama Diyagramındaki Konumu.

Kestanbol graniti ve Poruklu magmatitinin oluştuğu tektonik ortama yaklaşımda bulunmak için örneklerin tümü Pearce, vd. (1984)'nin tektonik sınıflandırma diyagramlarında değerlendirilmiştir. Şekil 6a,b de görüldüğü gibi Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramlarında örneklerin hemen tümü



Şekil 6 a, b. Kestanbol Graniti ve Poruklu Magmatitinin Pearce vd.(1984)'nin Granitoid Tektonik Sınıflandırma Diyagramlarındaki Konumu.

volkanik yay granitleri (VAG) alanında bulunmaktadır. Aynı örnekler gelişim ortamlarının belirlenmesi için bu kez okyanus ortası sırt granitlerine (ORG) göre normalize edilerek oluşturulan örümcek diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 7). Kestanbol graniti ve Poruklu magmatitinin oluşturduğu paternde K, Rb, Ba, Th, Ce'da bağıl olarak zenginleşme buna karşın Nb, Zr ve Y'da düşüş izlenmektedir. Şekilde görüldüğü gibi

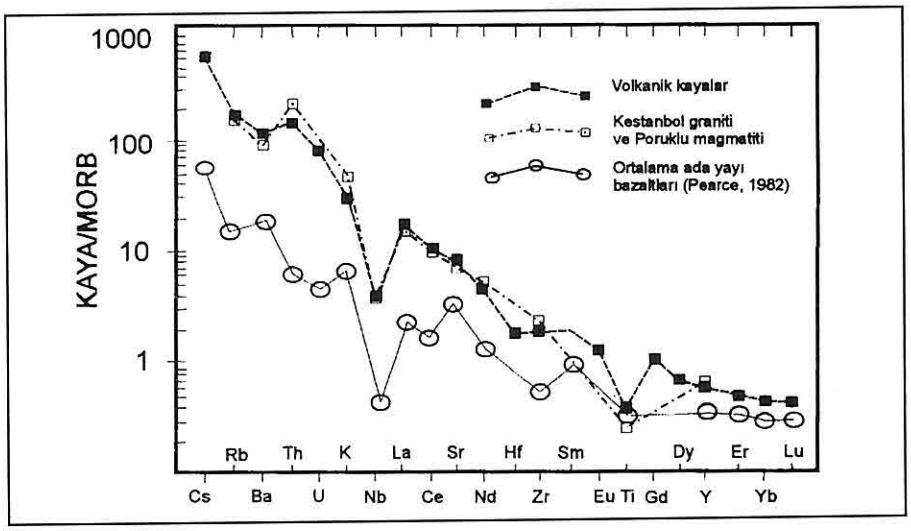


Şekil 7. Kestanbol Graniti ve Poruklu Magmatitinin Örümcek Diyagramı Örneği. Normalizasyon Değerleri Pearce vd. (1984)'den Alınmıştır.

oluşan ortalama patern volkanik yay ortamında gelişmiş granitoidler (Şili; Pearce vd., 1984) ve dalma batma ardından gelişen çarpışma sonrası granitlere (Adamello; Dupuy vd.,1982) benzerdir. Literatürden de bilindiği gibi adayayı ortamında gelişmiş magmaların (granit), çarpışma sonrası kalınlaşmış kıta kabuğundan kaynaklanan magmalarla ana, iz element bileşimleri ve örümcek diyagramı paternleri benzerlik sunmaktadır (Harris vd., 1986).

Magma kayalarının tümü okyanus ortası sırt bazaltlarına (MORB) göre normalize edilerek oluşturulan örümcek diyagramı şekil 8'de verilmiştir. Bu diyagramda derinlik ve yüzey kayaları için oluşturulan ortalama paternler adayayı ortamında gelişmiş magmalara benzer bir örnek sunmakla birlikte hemen tüm elementler bakımından aşırı zenginleşme izlenmektedir (Pearce, 1982-1983) (Şekil 8). İnceleme alanındaki Kestanbol graniti-Poruklu magmatiti ve volkanik kaya birlikleri ortalama ada yayı bazaltlarına göre birkaç 10 kattan, birkaç 100 kata kadar değişen zenginleşmeler göstermektedir. Örnekler bağıl olarak özellikle LIL elementler (K, Rb, Ba, Th, Ce) bakımından zenginleşmiş, HFS elementler (Nb, Zr, Y) bakımından ise fakirleşmiştir. Örneklerin iz element ve REE paternleri magmanın magmatik yay veya çarpışma sonrası ortamlarda geliştiğini göstermektedir. Örneklerin ada yayı kalkalkalen bazaltlarına göre yüksek LILE zenginleşmesi göstermesi, yüksek La (43-87), Th (12-50), Ce (48-142) ve Pb (21-59) içeriği çarpışma sonrası hibrid köken ile ilişkilidir.

Örneklerin tümünde özellikle kıta kabuğunu karakterize eden K, Rb, Th ve Ce gibi elementlerin bağıl olarak daha fazla zenginleşme göstermesi ve özellikle aşırı Pb içeriği mantodan oluşmuş magmanın kıta kabuğundan etkilenerek evrimleştiğini göstermektedir (Pearce ve Peate, 1995). Ayvacık volkaniklerine ait andezitik lavlar içinde petrografik çalışmalarla belirlenen korundum minerallerinin varlığı da magmaya,



Şekil 8. Ezine-Ayvacık Bölgesindeki Tüm Magma Kayalarının Örümcek Diyagramı Örneği.Normalizasyon Değerleri Pearce (1982)'den Alınmıştır.

pelitik kökenli kabuk malzemesinin karıştığını destekleyen bir veridir.

Magma kayalarının izotop içerikleri de bu görüşleri destekler niteliktedir. Tüm örneklerin izotop verileri değerlendirildiğinde birbirlerine çok yakın sonuçlar elde edilmiştir. Kestanbol graniti ve Poruklu magmatitine ait Sr87/Sr86 değerlerinin 0.708-0.709 arasında değişirken, lavlara ait değerlerin ise 0.707-0.709 olduğu görülmektedir. Bu izotop sonuçları örneklerin manto kaynaklı magmalar ile kıta kabuğu arasında bir alanda yer aldığını göstermektedir. Kestanbol granitine ait diğer izotopik verilerde 143Nd/144Nd değerleri 0.512349-0.512379, Nd değerleri ise -5.1/-5.6 arasındadır. Yine aynı örneklerde belirlenen 18O ise +7.4%0-+8.2%0 değerleri arasında değişmekte ve manto malzemesine kabuk tarafından karışma olduğunu göstermektedir (Birkle, 1992, Birkle ve Satır 1992). Çalışma alanına yakın alanlardaki Tersiyer volkanikleri üzerinde izotopik çalışmalar yapan Güleç (1991) tarafından elde edilen sonuçlarla uyumlu olarak, Ezine - Ayvacık bölgesindeki magma kayalarının tümünün eş kökenli ve kıtasal kabuk katkısının fazla olduğu bir magmadan kaynaklandığı belirlenmiştir.

4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Çalışma alanında magmatik aktivite, Kestanbol graniti ile başlamıştır. Plütonun çeperinde hornblend hornfels, piroksen hornfels fasiyesinde kontak metamorfizma gelişmiştir. Plütonun doğu- güneydoğusunda yer alan petrografik ve jeokimyasal nitelikleri açısından Kestanbol plütonu ile benzer özellikler sergileyen Poruklu magmatiti granitin sığ derinliklere ulaşmış

olduğunu göstermektedir. Buna karşın plütonun metamorfik kayalarla ilişkili olduğu ve fay nedeniyle yükselmiş olan batı alanları taban kesimlerini, kuzeydoğuda izlenen Aladağ tepe çevresindeki iki taraftan granit ile sarılan mermerler granitin çatı alanlarını temsil etmektedir. Plütonun kendi iç yapısı ve çevre kayalarla ilişkilerinden elde edilen bu veriler değerlendirildiğinde değişik yerleşme mekanizmalarını kullanarak (0-6km'ler arasında) sığ derinliklerde yerleşmiş bir epizon graniti olduğu anlaşılmaktadır (Karacık, 1995).

Saha, petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından aynı özellikleri sergileyen Kestanbol plütonu, Poruklu magmatiti ve volkanik kayalar birbirlerinin kesintisiz devamı olarak gelişmişlerdir. Radyometrik yaş verilerine göre Üst Oligosen (Fytikas vd., 1976) yaşlı olduğu ileri sürülen plütonun sığ derinliklere yükselmiş olduğu ve yüzeye çıkan eşdeğerlerinin lavları oluşturduğu belirlendiğinden, plütonun Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

Kestanbol graniti ve çevresinde izlenen benzer bileşimli lav-piroklastikler ve birimlerin birbirleri ile ilişkileri değerlendirildiğinde bölgedeki magmatizmanın kaldera kompleksi olarak geliştiği anlaşılmaktadır. Derinde granit yerleşirken bu ana kütleye bağlantılı olan lavlar plütonun tüm çeperini sarmıştır (Kuzey grup; Ayvacık volkanik topluluğu). Granitin bölgeye yerleşmesi sırasında plütonun çeperinde gelişen kırık zonlarını kullanarak yerleşmiş olan felsik bileşimli lavlar yüksek viskoziteleri nedeniyle uzun mesafeler akamamış ve plütonun çevresini kuşatan bir zon boyunca domlar halinde katılaşmıştır. Andezit - latit bileşimli lavlar ve lahar akıntıları ise çıkış merkezlerine yakın alanlarda, çalışma alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde yaygın olarak gelişmiştir. Felsik lavların dışında diğer volkanik ürünler ile dokanaklı olmayan Kestanbol graniti volkanizmanın hemen ardından aşınmış ve bugünkü konumunu kazanmıştır. Güneyde yeralan piroklastik -lav ardalanması şeklinde izlenen birimlerde (Güney grup; Balabanlı volkanik topluluğu) bu ana kütleyle bağlantılı olarak gelişmiş patlamalı püskürmelerin ürünleridir (Karacık 1995, Karacık ve Yılmaz 1995c).

Çalışma alanında izlenen magma kayaları birtakım jeokimyasal özellikleri bakımından yay magmatizmasına benzerlikler sunmakla birlikte, Alt-Orta Miyosen döneminde magmatik faaliyet ile birlikte eş zamanlı bir dalma batma olayının olmadığı bilinmektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Yılmaz, 1989, 1990). Kuzey Batı Anadoluda Üst Kretase döneminde Neo Tetis okyanusunun kuzey kolu kapanmaya başlamış ve ardından Tersiyer döneminde kıta-kıta çarpışması gelişmiştir (Yılmaz, 1977, 1981a,b,1989, 1990,1993; Yılmaz vd.,1990,1994; Saner, 1977; Okay vd., 1990, 1996; Harris vd.,1994). Bu çarpışmayı izleyen kuzey-güney yakınlaşmanın Erken Miyosen dönemine kadar sürmesine

bağlı olarak kıta kabuğunun kısalıp kalınlaştığı belirlenmiştir. Bu dönemde Kuzey Batı Anadoluda; Ilıca-Şamlı (Erken Miyosen; Ataman, 1973a,b, 1975 Bingöl vd.,1982), Gürgenyayla (Miyosen; Ataman, 1973b), Eğrigöz (Erken Miyosen; Öztunalı, 1973, Bingöl vd., 1982), Alaçam (Geç Oligosen-Erken Miyosen; Bingöl vd., 1982), Çataldağ-Eybek (Geç Oligosen; Ayan, 1979, Krushenskı,1976), Kozak (Geç Oligosen-Alt Miyosen; Bingöl vd.,1982, 1992), Yenice (Oligosen-Miyosen; Zimmermann vd., 1989), Karaköy (Geç Oligosen-Erken Miyosen; Birkle, 1992) graniti gibi birçok plüton yerleşimi gelişmiştir. Plütonların hemen hepsi benzer stratigrafik ve jeokimyasal nitelikler sergilemektedir. Batı Anadoluda "Genç magmatikler-Senozoik magmatizması" olarak adlandırılan bu faaliyet bölgede etkin olan sıkışma rejiminden kaynaklanmış, çarpışma sonrası kalkalkalin karakterli magmatizma özellikleri sergilemektedir.

Çalışma alanındaki magma kayalarına ait jeokimyasal veriler özellikle iz element ve izotop değerleri bu görüşü desteklemektedir. Jeokimyasal veriler magmatizmanın hibrid kökenli olduğunu belgelemektedir (Yılmaz, 1989, Karacık ,1995). Yılmaz (1989) Neojen'de magma gelişimi üzerinde kabuk içindeki derin makaslama zonlarının (A tipi dalma batma) etkisi olduğunu öne sürmüştür. Çalışma alanının yakın çevresinde Çan, Etili, Edremit, Çanakkale ve Gökçeada bölgelerinde izlenen Eosen yaşlı volkanikler ada yayı magmatizmasının son ürünleri olarak değerlendirilmesine rağmen (Ercan, 1995) bu bölge literatürde dünyanın birçok alanında da görüldüğü gibi (Hersinides'in Querigut kompleksi ve Maladeta masifi ile Alplerde ki Adamello masifi gibi) (Harris vd.,1986). post orojenik kalkalkalen magmatizma alanıdır.

Çalışma alanının güneyinde izlenen bazaltik lavlar ise; Orta Miyosen'den sonra Ege'de gerilme rejiminin başlamasıyla (Dewey ve Şengör, 1979, Şengör ve Yılmaz, 1981, Şengör, 1982, Şengör vd. 1985, Taymaz vd, 1991) volkanizmanın tabiat değiştirmesi sonucu gelişmiş manto kökenli alkalen bileşimli lavlardır (Ercan, 1995). Çalışma alanında sınırlı alanlarda izlenen bu lavlar Edremit grabeninin açılmasını denetleyen D-B uzanımlı fay zonlarından çıkmıştır.

5. KAYNAKLAR

Andaç, M., 1973. Biga yarımadasında Ezine siyenit masifi ile civarındaki kayaçların petrografisi ve bu kayaçlardan meydana gelen radyoaktif sahil plaser maden yatağının etüdü. İTÜ Maden Fak. Doçentlik tezi. 97s

Ataman, G., 1973-a. Gürgen Yayla (Domaniç) granodiyorit kütlesinin radyometrik yaşı. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 16/1, 22-26.

Ataman, G., 1973-b. Ilıca-Şamlı (Balıkesir) granodiyoritinin radyometrik yaşı ve Kuzeybatı Anadolu granitik magması hakkında düşünceler. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı, 518-523.

Ataman, G., 1975. Plutonisme

calco-alkalin d'age Alpin and Anatolia du Nord-Quest. C.R. Acad. Sci. Paris, 280, 2065-2068.

Ayan, M., 1979. Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit), Comm. de la Fac. des Scien de l'univ d'Ankara, C 22, 19-31.

Birkle, P., 1992. Petrologie-geochem'e and geochronologic des Miozanen magmatismus auf der Biga-halbinsel (Ezine, NW-Turkey). Diplomarbiet an der Geowissenschaft lichen Fakultat der Eberhard - Karls - Universitat Tübingen.118s.

Birkle, P. ve Satır, M., 1992. Petrology, geochemistry and geochronology of a quartz-monzonite intrusion (Kestanbol-Granite) and their host rocks near Ezine, Biga-peninsula, NW-Anatolia, Turkey. ISGB-92 Abstracts. 44-45s.

Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G., 1982. Granitic intrusion in Western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. Eclog. Geol. Helv., 75 (2): 437-446.

Bingöl, E., Delaloye, M., Pişkin, Ö. ve Genç, S., 1992. Significance of the granitoids of eastern and southern Marmara within the framework of the regional geotectonic evolution. ISGB, Abstracts.

Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1972. Geochoronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean sea (West Anatolia and Lesvos Island). Bull. Vol. 36, 473-496.

Bürküt, Y., 1966. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü. Doktora Tezi, İTÜ Maden Fak., İstanbul, 272s.

Debon ve Le Fort 1983. A chemical-mineralogical classification of common plütonic rocks and associatitions. Earth Sci., 73, 135-149.

Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multi-plate and continum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. America Bull., Part 1, 90, 84-92.

Dupuy C, Dostal J, Fratta, M 1982. Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). Contrib Mineral Petrol 80: 41-48.

Ercan, T., 1979. Batı Anadolu Trakya Ege adalarındaki Senozoik volkanizması. Jeo. Müh. Dergisi 9.23-46.

Ercan, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. MTA Genel Müdürlüğü. 51s.

Ercan, T. ve Öztunalı, Ö., 1984. Magmatik kayaların Sr izotop oranı içeriklerinin kökensel yorumlamada kullanılışı; Batı Anadolu ve Ege adalarındaki volkanik kayaçlardan örnekler.Jeo. Müh. Der. S.19, 23-32.

Ercan, T. ve Türkecan, A., 1984. Batı Anadolu-Ege adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi. Ketin Simpozyumu.189-208.

Ercan, T., Günay, E., Türkecan, A., 1984. Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi magmatik kayaçların petrolojisi ve kökensel yorumu. T.J.K. Bül. c.27, 21-30.

Ercan, T., Satır, M.,Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, M., 1985. Batı Anadolu Senozoik volkaniklerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu.T.J.K. Büll. c.28,121-136.

Ercan, T., Akyürek, B., Bodur, D., Özbayrak, Y.H., Taşçı, A., Yıldırım, T., 1994. Biga yarımadasındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri.47. T.J.K. Bildiri özleri. 102s.

Ercan, T., Türkecan, A., Karabıyıkoğlu, M., Şaroğlu, F., Sevin, D., 1995. A review of Tertiary and Quaternary volcanism in Western Anatolia. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean region, İzmir-Güllük, Abstract. 4s.

Ertürk, O., 1990. Petrology of the Cenozoic volcanics in the Biga peninsula NW Turkey. Int. Earth Sci. Cong. on Aegean Region, 368-384.

Fytikas, M., Giuliano, O., Innocenti, F., Marinelli, G., and Mazzuoli, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea. Tectonophysics,V: 31, T29-T34.

Fytikas, M., Giuliani, Ö., Innocenti, F., Manetti, F., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1979. Neogene volcanism of the Northern and central Aegean region. Annal.Geol. Pays. Hell. 30, 106-29.

Fytikas, M, Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evalution of volcanism in the Aegean region . In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geol. Evolution of the Eastern Mediterranean, 687-700, London, Special publ. No:17, Blockwell Sci. publ.

Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag.123, 417-435pp.

Gülen, L., 1990. Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean subduction. In: SAVAŞÇIN, M.Y and ERONAT, A.H. (eds.), IESCA -- Proceedings, vol.II, 143-166.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward, M.P. and Ries, A.C. (Eds), Geological Society Special Publication No. 19, 67-81.

Harris, N. B.W., Kelley, S, Okay, Y.A., 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. Contrib. Mineral Petrol 117:241-252.

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

Karacık Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri. İ.T.Ü.Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi, 342s.

Karacık, Z. ve Yılmaz, Y., 1995a. Geology of the young plutonic and volcanic associations of the Ezine region; NW Anatolia. Second International Turkish geology workshop, Cumhuriyet Univ. Sivas Abstract. 60s.

Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. 1995b. Geology of the ignimbrite eruptions of Ezine-Ayvacık region, NW Anatolia. International Earth Sciences colloquium on the Aegean region, İzmir-Güllük, Abstract. 28s.

Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. 1995c. Geology of the ignimbrite eruptions of Ezine-Ayvacık region, NW Anatolia. Int. Earth Sciences colloquium on the Aegean region. (IESCA), Proceedings, 415-427.

Karacık, Z. ve Yılmaz, Y., 1997. The Ezine Magmatic complex and timing of the N-S extensional tectonics of western Anatolia, EUG 9, Abstract Supplement No1 Terra Nova V.9, Strasbourg-France, 504s.

Krushensky, R.D., 1976. "Volcanic rocks of Turkey", Bull. Geol. Surv.,Japan, 26, 393.

Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rock and glossary of terms. Blackwell, 193pp.

Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990. Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi, TPJD Bülteni, C.I/3, 83-121.

Okay, A.Y., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996. Paleo-and Neo Thethyan Events in Northwest Turkey: Geological and Geochronogical contraints, in An, Y., and Harrison, M., eds., Tectonics of Asia, Cambridge University Press, 420-441.

Öztunalı, Ö., 1973. Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri, İstanbul Univ. Fen Fak. Monografileri, No:23,115s.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: in andesite (R.S. Thorpe, Ed.), 525-48, Chichester-Wiley.

Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental litosphere in magma genesis at destructive plate margines: in continental basalts and mantle xsenoliths (Eds. C.J. Hawkeswort and M.J. Norry,), 230-49.

Pearce, J.A., ve Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 23:251-285.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. of Petro. Vol.25 Part4, 956-983.

Saner, S., 1977. Geyve - Osmaneli - Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi, eski çökelme ortamları ve çökelmenin evrimi, İstanbul Univ, Fen Fak., Doktora Tezi., 312s.

Savaşçın, M.Y. and Güleç, N., 1990. Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey with examles from the coastal section IESCA-1990, Publ. Nr.1 Abst.

Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. Geol. Mag. 128 (2), 155-166. Printed in Great Britain.

Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the Northeastern Aegean region. Journal of

Volcanology and Geothermal Reserch, 54, 157-176.

Şengör, A.M.C., 1982. "Ege' nin Neotektonik evrimi yöneten etkenler, Batı Anadolu' nun genç tektoniği ve volkanizması paneli", TJK Yayını, 59 s.

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

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından biryaklaşım, Ketin Sempozyumu, S. 37-62.

Şengör, AMC., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation (eds K.T. Biddle and N. Christie-Blick), pp.227-64. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no.37.

Yılmaz, Y., 1977. Bilecik-Söğüt dolayındaki "Eski temel karmaşığı"nın petrojenetik evrimi, İ.Ü. Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, Doçentlik tezi, 169s.

Yılmaz, Y., 1981a. Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi, İ.Ü. Yerbilimleri, 11, 1-2, 33-52.

Yılmaz, Y., 1981b. Atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiyeden örnek, TJK yayını, 27.

Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. Tectonic evolution of the TETHYAN region, ed:A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., P:159.

Yılmaz, Y., 1990. Comparisons of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a review. Jour. Vol. and Geo., 44, 69-87.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolia orogen; Geol. Soc. Amer. Bull. V.105, p. 251-271.

Yılmaz, Y., Gülpınar, O., Genç, Ş.C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yiğitbaş, E., Keskin, M., 1990. Armutlu yarımadası ve dolayının jeolojisi, İTÜ YBYK Uygar Mer., TPAO raporu, 210s.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., 1994. Kuzeybatı Anadolu'da geç Kretase yaşlı kıta kenarının jeolojik evrimi, Türkiye 10. Petrol Kongresi Yayını, 37-55pp.

Taymaz, T., Jackson, J.A. and Mc Kenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International 106, 433-90.

Zimmermann, J.L., Saupe, F., Öngen, S. and Anıl, M., 1989. Oligocene--Miocene K - Ar ages of the quartz -- monzonite stocks from Nevruz - Çakıroba (Yenice, Çanakkale, Northwest Turkey), TERRA Abstracts 1.

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

TERKEDİLMİŞ MADEN OCAKLARINDAKİ (Pb-Zn YATAKLARI) AĞIR METALLERİN ÇEVREYE ETKİSİ

Adem ERSOY
Ç.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Adana/ Türkiye

ÖZET: *Üretim, nakliyat ve cevher zenginleştirmesi ile ilgili madencilik çalışmalarının yapıldığı alanlar ve çevreleri çeşitli oranlarda hasara uğramaktadır. Dünyada büyük dağılım gösteren işletmesi sona ermiş veya işletilmekte olan metal madenciliğinin atıkları toprak kirlenmesinin temel kaynaklarından biridir. Bu kaynakların müsade edilmeyen yüksek metal konsantrasyonlarının olduğu toprak alanları veya araziler kirlenmiş olarak sınıflandırılmaktadır. Bu tür arazilerin giriş kontrolü ve ıslahı gerekmektedir. Bu makalede potansiyel olarak kirlenmiş veya kirlenme tehlikesi ve riski gösteren araziler için örnekleme metodları ve teknikleri, örnek analizleri ve veri değerlendirilmesi verilmektedir. Böylece kirlenmiş veya kirlenmekte olan arazilerdeki riskleri ve tehlikeleri azaltmak metodu amaçlanmıştır. Özellikle, üretimi sona ermiş veya terkedilmiş maden ocaklarının etrafına yaydığı ağır metal konsantrasyonları toprağı kirletmekle beraber, yeraltı ve yerüstü sularını da kirleterek canlılar üzerinde olumsuz etkiler oluşturmaktadır. Sülfür içeren cevherlerin oksidasyonu ile asitli maden suları oluşmaktadır. Bu asitli sular, yeraltı ve yerüstü sularına karışarak çevreyi kirletmektedir. İngiltere'de yıllar önce terkedilmiş bir kurşun - çinko ocağının (Derbyshive yakınları), toprak kirlenmesi ile ilgili bir uygulama sunulmuştur. Bi uygulamada belirli derinlik ve mesafeden burgu ile sistematik örnekleme yapılmıştır. Jeokimyasal analizler sonucunda arazideki aşırı metal konsantrasyonlarının kirlilik haritaları çizilmiş ve risk ile tehlike içeren alanlar gösterilmiştir.*

THE EFFECT OF HEAVY METALS IN ABANDONED MINE WORKINGS (Pb-Zn DEPOSITS) ON ENVIRONMENT

ABSTRACT: *Mining operations related to the production, transportation, processing undoubtedly cause varıing degree of environmental damage in mining areas. The great antiquity and global distribution of the metal mining industry has resulted in significant areas of land being affected by spillage and disposal waste material. In some cases, the resulting concentrations of metals in the ground may be sufficiently high to require the land to become classified as contaminated. These areas might then trigger a requirement for access control and remediation action to be taken. In this paper, the current methods commonly used for the sampling, analysis, data presentation and assessment for potentially contaminated land are considered. The paper goes on to purpose a methodology which may serve to reduce the uncertainty, risk and hazard.*

High concentration of metals at abandoned mine workings have contaminated soil, ground and underground water which in turn negatively affect living life. Sulphide minerals produce acid mine drainage as a result of their oxidation. A case study is used to illustrate the application of techniques to an abandoned metal mining site in the UK. A regular sampling is applied using a mild steel hand auger at a particular depth and the sampling interval. Krigging of the data was conducted to smooth out the contours and the maps were plotted. The maps indicate the specific areas of contamination.

1. GİRİŞ

Ağır metaller içeren ve terkedilmiş maden ocakları, yıllar boyunca zirai verimliliğin kötü etkilendiği yerler dışında önemsenmemiş ve ekonomik amaçlar doğrultusunda bu durum gözardı edilmiştir. Ancak günümüzde bilim ve teknolojide olan gelişmeler, halkın çevreci yayınlara karşı giderek artan duyarlılığı, çok hızlı ve doğru bir şekilde kirlilik konsantrasyonlarını ölçen analiz teknolojisinin gelişmesiyle bu probleme olan ilgi her geçen gün artmaktadır.

Ağır metaller, kirli ve zehirli ortak özellikler gösteren metal ve metal gurupları olarak tanımlanmışlardır (Alloway, 1990). Ancak bazı elementlerin düşük konsantrasyonları, canlı organizmaların yaşamı için gereklidir. Örneğin, Co, Cu, Mn, Se ve Zn gibi. Diğer yandan bu elementlerin yüksek konsantrasyonları zehirli etki göstermektedir. Zehirli elementler kavramı hayat için gerekli olmyıan elementler olarak ifade edilir; örneğin, Pb, Ba, Cd, Hg, As, Tl ve U (Alloway, 1990). Bir arazide yeterli miktarlarda ağır metal konsantrasyonları var ise bu arazi kirli olarak sınıflandırılabilir. Bu konsantrasyonlar insanlara, hayvanlara, eşyaya ve çevreye direk veya endirek olarak zarar verebilir (Smith, 1980).

Ülkemizde çok sayıda terkedilmiş maden ocakları olmasına karşın, bu ocaklarının çevre ile ilişkisi konusunda kayda değer çalışmalar yapılmamıştır. Bu durum üretimi sona eren ocakların yeniden ıslahı veya çevreye zararlarının önlenmesi ve risk değerlendirilmesi için, büyük problemlere neden olmaktadır. Bu çalışmada terkedilmiş maden sahaları için örnekleme dizaynı, örnekleme programları ve örnekleme teknikleri verilmektedir. Ayrıca İngiltere'de yıllar önce terkedilmiş tipik bir Pb-Zn ocağının çevresini kirletmesine ait pratik bir çalışma sunulmuştur.

2. TERKEDİLMİŞ MADEN OCAKLARININ ÇEVREYE ETKİLERİ

Yeraltı işletmeleri, açık işletmeler, cevher hazırlama üniteleri ve depolama sahalarındaki atıklar zamanla çevreyi kirletmektedir. Ancak açık ocak işletme yönteminde çalışma şartlarının daha geniş bir alana yayılması, örtü tabakasının büyük hacim ve boyutlarda kazılıp nakledilmesi nedeniyle bu tür işletmelerin çevre açısından etkileri

yeraltı işletmelerine göre daha büyük önem taşımaktadır. Üretim sırasında nakledilen veya işletmenin yakınına atılan pasa ve atıklar dünyanın ekolojik dengesine büyük tahribatlar vermektedir.

Madencilik işletmelerinde üretilen mineralin cinsi ve yantaşına göre belirli tesirler oluşmaktadır. Bu etkiler aşaşıdaki gibi sayılabilir (Blumden and Reddish, 1991):

*Toprak kirlenmesi

*Yeraltı ve yerüstü sularının kirlenmesi

*Havanın kirlenmesi

Madencilik faaliyeti sona eren ocakların çevresine atılan atıklar atmosferik ve kimyasal etkilerle bozulup, yağışlarla ve rüzgarlarla taşınarak toprak, su ve havayı kirletir. Özellikle eser haldeki aşırı metaller uzun vadede toprakta birikim yaparlar. Bu metaller toprağın absorpsiyonu, kimyasal reaksiyon ve iyon değişimi sonucu toprakta tutulur (Karpuzcu, 1994).

Havadaki ağır ve eser metallerin tozları insan sağlığı üzerine direk olarak etki yapmaktadır. 7 µm'den küçük tozlar direk solunula bildiğinden insanda solunum problemleri oluşturmaktadır (Blumden and Reddish, 1991). Solunumla ilgili en tehlikeli metaller arasında başlıca kurşun ve nikel, ikincil olarak kadmiyum arsenik ve civa yer alır.

Sülfürlü maden ocakları gerek üretimden önce gerekse üretimden sonra asit üreterek asitli maden sularını oluşturmaktadır. Bu sularda yeraltı ve yerüstü sularına karışarak onları kirletmektedir. Asitli maden suları genelde pirit, pirotin, galen ve sülfür içeren diğer cevherlerin oksidasyonu "inorganik kimyasal su kirliliği" oluşturmaktadır. Metalik maden yatakları için, sülfürlü mineraller, kömür yatakları için de genellikle pirit, asitli maden sularının oluşumunda kaynak rolü oynar. Asitli maden suları gerek maden işletmeciliği esnasında, gerekse ocakların kapatılması sonrasında ciddi çevresel problemler ortaya çıkarmaktadır. Her iki durumda da kontrol ölçümleri yapılmadığından, özellikle işletme süresi sona ermiş, kapatılmış bir madende asitli maden suları hem yeraltı sularını etkilemekte, hem de atık yan kayaç stoklarını ve cevher zenginleştirme işlemi sonrası tesis atıklarını etkilemektedir.

Asitli maden suları üç evrede oluşur :

Sülfür minerallerinin kimyasal ve biyolojik oksidasyonu sonunda ferrodemir ve asit üretimi, nötr pH değerleri oldukça yavaştır. Bakteriler çözdürücü görevi yaparak direk olarak sülfür mineralleri ile ilişki kurmaktadır.

Ferrodemir okside olur ve ferrohidroksit olarak çökelir. Sıvının asitlik derecesi artar. Demir çözelti içinde kalarak piriti oksitler (Blumden and Reddısh, 1991).

Bakteriler, ferrodemir içinde oksidasyon işlemleri sonucunda hızlı bir şekilde çözdürür. Böylelikle büyük oranlarda asit oluşur. Bu oluşumda, sülfür minerallerinin bol miktarlardaki varlığı en önemli faktördür. Oksijen ve su reaktör, bakteri ise çözdürücü görevi yapmaktadır.

3. KİRLENMİŞ ARAZİLER İÇİN ÖRNEKLEME

Tüm bilim dallarında olduğu gibi örnekleme kirlenmiş araziler için de büyük önem taşımaktadır. Örnekleme, tüm çalışmalardaki ve raporlardaki verilerin ve sonuçların değerlendirilmesinde anahtar rolü oynamaktadır. Bu çalışmaların ekonomik, sağlık, planlama, endüstriyel atıklar ve yeraltı sularını koruma açısından yorumlanması örnekleme temellerine dayanmaktadır. Örnekleme temsili olmadıkça ve gereği gibi yapılmadıkça değerlendirmeler ve sonuçlar güvenilir olmayacaktır. Örneklemenin zayıf olması kabul edilemeyecek risklere ve geri dönüşü olmayan tehlikelere ve hatalara neden olacaktır. Kirlenmiş araziler için örneklemenin teknikleri aşağıdaki gibi sınıflandırılabilir:

* Toprak örneklemesi
* Kayaç örneklemesi
* Dere kumu (sediman) örneklemesi
* Yeraltı ve yüzey suları örneklemesi
* Botanik (bitki) örneklemesi
* Atmosferik gaz ve buhar örneklemesi

Örnekleme tekniklerinin araştırılması elementin jeokimyasına ve çeşidine, örneklenen materyalin miktarına, analiz tekniklerinin ekonomisine, iklimsel şartlara, sıcaklık, yağış ve rüzgar oranlarına ve dağılım parametrelerine bağlıdır. Projenin şartlarına göre birden fazla örnekleme tekniği uygulanmaktadır.

Örnekleme metodları analiz edilen materyalin özelliğine bağlı olmakla beraber, örnekleme tekniklerinin ortak özelliği genel olarak pratikte aynıdır. Özellikle tehlikeli maddelerden olan radyoaktif, yanabilen, biyolojik zehirli ve buharlaşabilen gaz materyallerinin örneklenmesinde yeterli ve uygun güvenlik tedbirlerinin alınması gerekmektedir.

Kirlenmiş arazilerde örnek toplanması için temel metodlar olarak, yüzey örneklemesi, burgu ile örnekleme, hendek ve çukur kazarak örnekleme, karot, toprak, bitki örneklemesi sayılabilir. Herbir metodun kendine has avantaj ve dezavantajları vardır. Örneğin, yüzeyden örnekleme hızlı, kolay ve ucuzdur. Burgu ile örnekleme ile önceden belirlenmiş derinlikler esas alınarak toprak profillerinin araştırılması yapılır. Burgu ile örneklemenin dezavantajı, toprak tipine bağlı olarak ancak sınırlı derinliklerden örnek alınabilmesidir. Aynı zamanda, burgu iyice temizlenmediğinde, bir örnekten diğerine kirlenmeler olabilir.

4. ÖRNEKLEME DİZAYNI

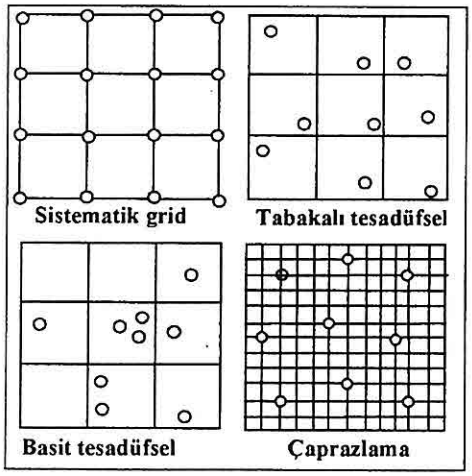
Örnekleme, araziden araziye değişiklik gösterir. Örneklemeyi etkileyen faktörler aşağıda verilmiştir:

* Örnekleme safhalarının sayısı
* Örnekleme noktalarının sayısı
* Örnekleme şeklinin seçimi
* Örnekleme derinliği
* Örnek sayısı

Örnekleme safhalarının sayısı üç gruba ayrılabilir: Tekli safha, çoklu safha ve

tekrarlanmalı safha. Eğer zaman ve ekonomik sınırlama var ise tekli safha kullanılır. Çoklu safha, verilerin herbir safhada değerlendirilmesine imkan verir. Böylece, optimum örnekleme yöntemi bulunur. Genellikle kirlenmiş araziler için bu yöntem uygulanmalıdır. Çünkü doğruluk derecesi artmaktadır. Eğer örnekler uzun zaman aralıklarında veya dönemlerinde toplanmışsa "tekrarlanmalı" veya "hakiki zaman örneklemesi" adı verilir (BSI, 1992).

Örnekleme lokasyonları veya yerleri arazinin boyutlarına ve topografyasına, kirleticilerin dağılımına ve istenen doğruluk derecesine bağlıdır. Literatürde kirlenmiş araziler için 4 ana örnekleme şekli bulunmaktadır. Bunlar; sistematik veya düzenli (regular grid), tabakalı tesadüfsel (stratified random), basit tesadüfi (simple random) ve çaprazlı (herringbone pattern) örneklemedir (şekil 1).



Şekil 1. Kirlenmiş araziler için örnekleme dizaynı.

Sistematik örneklemede arazi belirli aralıklarla gridlere bölünür. Örnekler gridlerin kesişme noktalarından alınır. Başlangıçta gridler arası mesafe geniş alınır. İleri aşamadaki örneklemede gridler arası mesafe küçültülür. Bu mesafe örneklerin değişkenliğine bağlıdır. Eğer kirlenme arazide düzenli bir dağılım göstermiyorsa kirlenmenin "hot spot"u kaybedilebilir. Hot spot'un boyutunun tesbiti belirlenmiş bir parametre değildir. Hot spot aşağıdaki gibi tanımlanabilir (Ferguson, 1994).

* Tümü kirlenmemiş bir arazide çok kirlenmiş bir alan
* Kirlenmiş veya kirlenmekte olan bir arazi içinde yüksek konsantrasyonlarda kirlenmiş alt bir alan
* Tolere edilebilir maksimum konsantrasyonların üzerinde
* Standart sapması eşik değerinden iki kat daha fazla
* Bazı indis değerlerinin üzerinde

Sistematik yöntemin avantajı arazide kolayca uygulanması ve pratik olmasıdır. Tabakalı tesadüfsel yöntem de ise alan eşit hücrelere bölünür. Her bir hücre içinde tesadüfi noktalardan, belirli derinliklerden ve belirli sayıda örnek alınır. Bu yöntemin esas dezavantajları örnek lokasyonları kolayca tanınmaması ve verilerin grafiksel sunumunun oldukça zor olmasıdır. Fizibilite çalışmaları sonucunda arazi büyük oranda kirlenmiş ise basit tesadüfi örnekleme yöntemi uygulanır. Arazi hücrelere bölünür;

kirlenmiş ve kirlenmemiş alanlar arasındaki sınırları belli olan tesadüfi noktalardan örnekleme yapılır (BSI, 1992). Çaprazlama (herringbone) yöntemi "hot spot" olasılığını en aza düşüren en iyi örnekleme dizaynı olarak savunulmuştur (Ferguson 1992 ve 1994). Bu yöntemde (şekil 1) ardalanmalı satır ve sütunlarda denkleştirilmiş her bir noktadan örnekleme yapılır.

Ferguson (1992) verimli bir örnekleme dizaynında aşağıdaki dört şartın yerine gelmesi gerektiğini vurgulamaktadır:

1. Örneklenen alan, kısımlara ayrılarak alt alanlar halinde incelenmelidir.
2. Her bir alt alanda bir örnekleme lokasyonu olmalıdır.
3. Örnekleme sistematik olmalıdır
4. Örnekleme lokasyonları aynı hizada olmamalıdır.

Basit tesadüfi dizayn sadece dördüncü şartı yerine getirmektedir. Sistematik yöntem dördüncü şart hariç diğerlerini temsil etmektedir. Tabakalı tesadüfsel yöntem ise üçüncü şart hariç diğerlerinin görevlerini tamamlamaktadır. Çaprazlama dizaynı tüm şartları yerine getirmektedir. Ancak bu yöntemle ilgili arazi çalışmaları bulunmamakta olup, bu metodun değerlendirilmesi, bilgisayar kirlenme modellerine dayandırılmıştır.

Ferguson'un (1992) geliştirmiş olduğu çapraz örnekleme stratejisi eksen veya düzlemde sadece bir kirleticiye uygulanmaktadır. Arazide farklı kirleticilerin dağılımları değişebilir ve kirleticiler farklı orijinlere sahip olabilir. Aynı kaynaktan gelseler bile, yüzeyde farklı olarak aktivite gösterirler. Kirlenme arazi boyutlarına enine ve boyuna değişebilir. Bu nedenle belirli bir derinlikte uygun örnekleme stratejisi geliştirilmelidir.

Örnek sayısı jeolojik değişimlere ve örnek derinliğine bağlı olarak değişir. Örnek derinliği kirletici ve tehlikelerinin türüne, arazinin jeolojisi, hidrojeolojisi ve gelecekteki kullanımına göre değişiklik gösterir.

5. PRATİK ÇALIŞMALAR

Pratik çalışmalar için, Derbyshire'de (İngiltere) yer alan terkedilmiş bir kurşun-çinko maden ocağı çalışılmıştır. Buradaki maden üretimi çok eski olup, Romalılar zamanında başladığı tahmin edilmektedir. Üretim 1920'lerde sona ermiştir (Botham, 1994). O tarihten itibaren alan, mera olarak kullanılmaktadır. Pb-Zn mineralleri dolomit ve kireçtaşı veya dolomitli kireçtaşı içinde yer alır. Alan 250 m ile 333 m kotları arasında bulunmaktadır.

5.1. Deneysel Materyal ve Yöntem

20 m aralıklarla sistematik (düzenli) örnekleme tekniği kullanarak 40 000 m^2'lik bir alandan (200 x 200 m) 151 adet örnek toplanmıştır. Yaklaşık olarak 30-50 gr toprak örneği, çelikten yapılmış el burgusu ile (40-60) cm derinlikten toprak profilinin B horizonundan alınmıştır. Her örneklemeden sonra burgunun üst kısmında bırakılan ve toprak profilinin A horizonundan oluşan organik toprak materyali atılmıştır.

Örnekler plastik torbalara konularak saklanmıştır. Her örnek lokasyonundan örneği aldıktan sonra, diğer örneğin kirlenmesini önlemek için burgu temizlenmiştir.

Örnekler 100 ^{o}C'de kurutularak öğütülmüş ve elenerek 150 µm boyutuna getirilmiştir. Elde edilen malzeme karıştırılarak, homojenleştirilmiş ve çeyreklenen bir kısmı tesadüfi seçilerek, tablet yapılmıştır. Bu tabletler XRF yardımıyla kimyasal analizi yapılmıştır.

5.2. Sonuçların Değerlendirilmesi

Örnekler çok sayıda element için analiz yapılmıştır (Ca, Cu, Fe_2O_3, Ba, Cd, Pb, Ga, Mo, Nb, P_2O_5, S, Sb, Sc, Te, TiO_2, V,Y, Zn ve Zr). Ancak bu çalışmada dört element (Ba, Cd, Pb, Zn) detaylı olarak tartışılmıştır. Çünkü, bu elementler geçmişte ocaklarda üretilmişlerdir. Çevrede yüksek değerlerde bulunan ağır metallerin solunumdan kaynaklanan teknik etkileri Tablo 1'de verilmiştir. Analiz sonuçları, kirlenmiş arazilerin yeniden geliştirilmesi ve kullanımı ile ilgili İngiliz Araştırma Komisyonu'nun (ICRCL: Inter-Departmental Comittee on the Redevelopment of Contaminated Land) zehirli elementlerin tolere edilebilir maksimum konsantrasyon standartları (Tablo 2) ışığı altında değerlendirilmiştir. Tarihi maden faaliyetleri ve toprak örtüsü altındaki önemli derecede mevcut maden pasaları nedeniyle, tolere edilebilir maksimum element konsantrasyonları seçilmiştir.

Bu çalışmada analiz edilen elementler için özet istatistiği Tablo 3'de gösterilmiştir. Bu veriler Tablo 2'deki verilerle karşılaştırıldığında çalışma alanındaki element konsantrasıonlarının karakteristik bir toprakta bulunan element konsantrasyonlarından birkaç misli daha büyük olduğu görülür. Tüm elementlerin medyanı aritmetik ortalamalarından daha küçüktür. Bu durum ise datanın pozitif olarak sola çarpık bir dağılım gösterdiğinin ifadesidir. Histogram şekillerinden (Şekil 2-5) görüldüğü gibi bu pozitif çarpıklık kirlenmiş araziler için tipik olan birkaç verinin yüksek değerlerinin bir sonucudur.

Tablo 1. Yüksek konsantrasıonlardaki ağır metallerin zehir etkisi.

Ağır metal	Zehir etkisı
Kadmiıum (Cd)	Kronik böbrek hastalıkları Kemik hastalıkları Hipertansiyon
Kurşun (Pb)	İtai-İtai hastalığı Zihinsel bozukluklar
Çinko (Zn)	Nörolojik bozukluklar Davranış ve öğrenme bozuklukları
Baryum (Ba)	Hipokalameia Kas kasılmaları

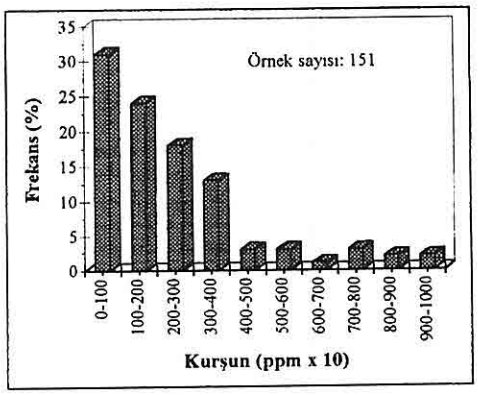
Şekil 2 ve Tablo 2'den görüldüşü gibi çalışma alanından toplanan örneklerin % 65'inin kurşun içeriği otlak yaşam için tolere edilebilir maksimum kurşun içeriğinden daha fazladır. Ancak, çinko

Tablo 2. ICRCL'in Ağır Metallere İlişkin Tolere Edilebilir Maksimum Seviyeleri.

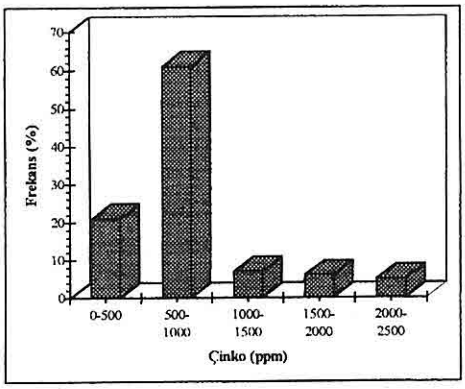
Tolere edileblir max. Konsantrasyonlar	Element (ppm)			
	Zn	Pb	Cd	Ba
Otlak yaşam için	3000	1000	30	-
Zirai ürün için	1000	-	50	-
Kirlilik eşik değeri	1000	300	3	-
Peysaj eşik değeri	300	2000	15	400
Peysaj faliyeti	3000	-	-	2000

Tablo 3. Elementler İçin Özet İstatistiği.

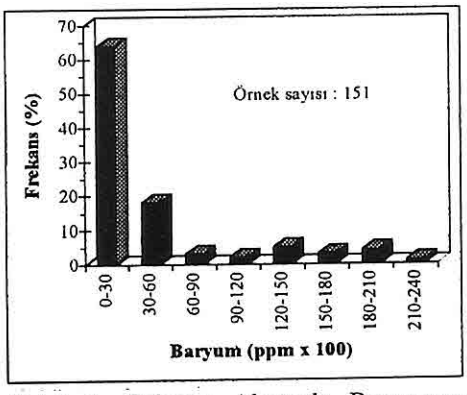
Parametre	Element (ppm)			
	Ba	Cd	Bb	Zn
Minimum	705	1	386	285
Maksimum	27632	4537	9850	2496
Aritmetik ortalama	4537	14	2361	850
Medyan	2387	12	1684	725
Standart sapma	5296	11	2112	464
Tipik ortalama toprak konsantrasyonu	1000	0.06-0.62	14-50	33-60



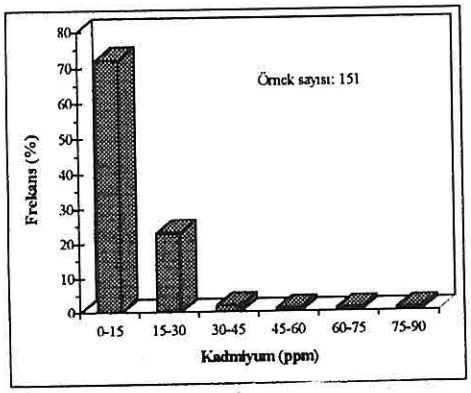
Şekil 2. Çalışma Alanında Kurşunun Frekans Dağılımı.



Şekil 3. Çalışma Alanında Çinkonun Frekans Dağılımı.



Şekil 4. Çalışma Alanında Baryumun Frekans Dağılımı.



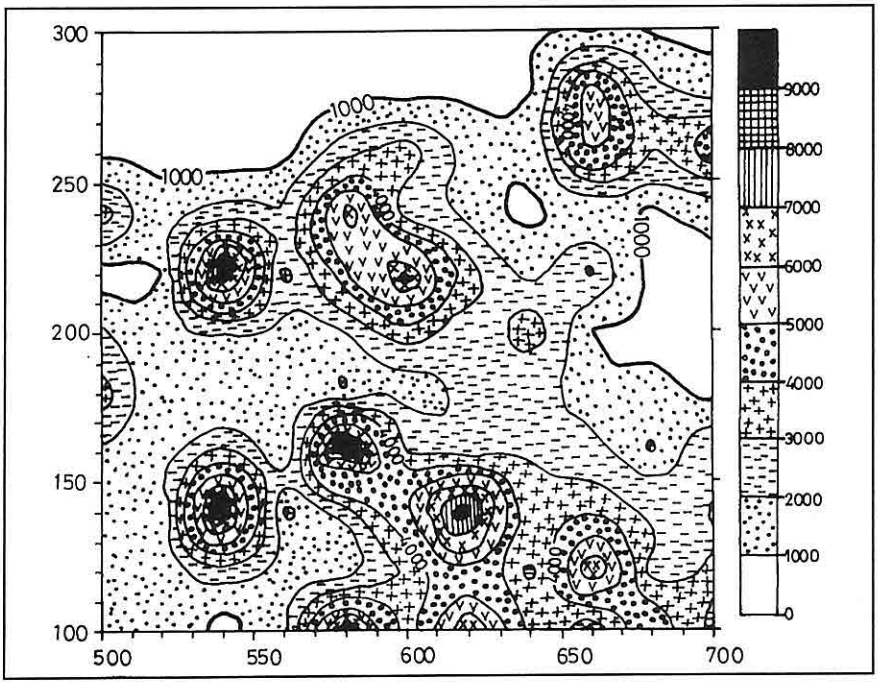
Şekil 5. Çalışma Alanında Kadmiyumun Frekans Dağılımı.

konsantrasyonları otlak yaşam için ICRCL seviyelerinden daha aşağıdadır (Tablo 2 ve Şekil 3). Baryum örneklerinin % 60'ı (Şekil 4), kadmiyum örneklerinin % 5'i (Şekil 5) maksimum ICRCL seviyelerini geçmektedir. Çalışma alanının element konsantrasyonlarına ilişkin yoğunluk haritaları Kriging metodu kullanılarak bilgisayarda çizilmiştir. Bu haritalar, kirliliğin görüldüğü asıl alanları, kirlilik yönlerini ve devamlılığını göstermektedir. Pb ve Cd kontur haritaları şekil 6 ve 7 'de verilmiştir. Makalenin kısa olması nedeniyle Ba ve Zn'nin haritaları burada verilmemiştir. Ancak kısaca yorumlanmıştır. Örnekleme alanın % 95'i tolere edilebilir maksimum (trigger) Pb konsantrasyonunun 1000 ppm üzerindedir (Şekil 6). Özellilkle, çalışma alanının Kuzey (K) ve Güney (G) kesimleri kurşunun yüksek konsantrasyonlarını içermektedir. Ba için alanın % 75'i tolere edilebilir maksimum seviyenin 2000 ppm üzerindedir. Yine baryumun yüksek konsantrasyonları örnekleme alanın K ve D kısımlarında görülmüştür. Diğer yandan alanın sadece % 2'si Zn tolere edilebilir maksimum (trigger) Zn seviyesinden 3000 ppm daha yüksek Zn değerine sahiptir. Bu yüksek konsantrasyonlar alanın Güney kesimlerinde görülmüştür. Kadmiyum için çalışma alanının % 5'i trigger seviyesi olan 30 ppm'in üzerindedir. yüksek Cd içerikleri çalışma sahasının GD'sunde yer almaktadır (Şekil 7). Kontur haritaları açık olarak kirlilik anomali alanlarını göstermektedir.

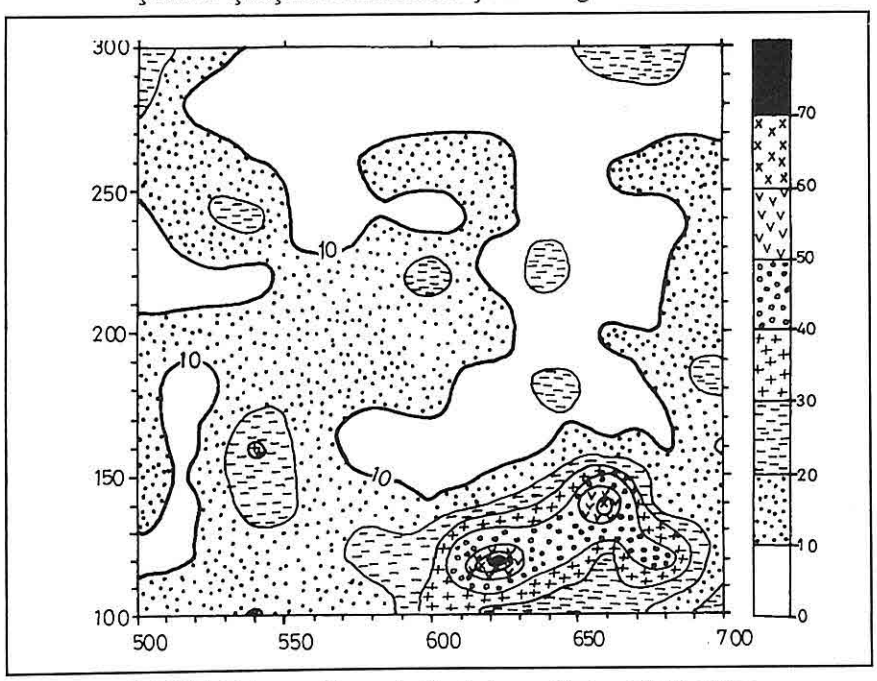
6. SONUÇLAR

Bu çalışmada kirlenmiş veya kirlenmekte olan araziler için örnekleme teknikleri, metodları ve programlarının kritik parametreleri açıklanmıştır. Bu parametreler arazideki risk değerlendirilmesinin temel ilkelerini oluşturmaktadır. En uygun örnek stratejisinin seçimi bir çok çevresel faktöre bağlıdır. En iyi örnekleme stratejisi, alınan örneklerin en yüksek olasılıkla araziyi temsil etmesi, ekonomik olması, amaçlara uygunluk göstermesi, maksimum bilgi sağlaması gibi kriterler sayılabilir. En uygun örnekleme araç ve gereçlerinin seçimi; toprak nitelikleri, örnekleme derinliği ve analiz özellikleri gibi faktörlere bağlıdır. Kirletici konsantrasyonlarının daha iyi tahmini için iki veya daha fazla örnekleme safhası, daha iyi ve doğru sonuç verecektir. Böylece optimum örnekleme elde edilmiş olacaktır.

Geçmişte yapılan madencilik faaliyetleri, çalışama alanında, uzun dönem ağır metal konsantrasyonlarının oluşmasına neden olmuştur. Veri analizleri, topraktaki ağır metallerin konsantrasyonlarının arazi kullanımına veya üreticilerine potansiyel zararlara sebep olabileceğini göstermektedir. Yaklaşık olarak çalışma alanının %95'i Pb konsantrasyonu açısından tavsiye edilen trigger Pb seviyesinin üzerindedir. Diğer yandan, çalışma alanının % 70, % 5 ve %2'si sırasıyla Ba, Cd ve Zn standart trigger konsantrasyonlarının



Şekil 6. Çalışma Alanında Kurşunun Yoğunluk Haritası.



Şekil 7. Çalışma Alanında Kadmiyum Yoğunluk Haritası.

üzerinde bulunmaktadır. Özellikle çalışma alanının, K ve G kesimleri, bu ağır metaller bakımından yüksek konsantrasyonları içermektedir.

7. KAYNAKLAR

Alloway. B.J., 1990, Heavy metals in soils. Blackie and Son Ltd. Gt. Bt.

Blumden, J. and Reddish A., 1991, Energy, Resources and Environment. Open University, Hodder and Stoughton, England.

Botham, Jane W.,1994, Heavy Metal Concentrations in Soils Around Abandoned Mine Workings. University of Nottingham: Unpublished Third year Project.

BSI., 1992, Draft code of practise for the identification of potentially contaminated land. DD175: 1988 British Standard Institution, London.

Ferguson, C.C., 1992, The statistical basis for spatial sampling of contaminated land. Ground Engineering, June, pp. 34-38.

Ferguson, C.C., 1994, Sampling strategies for contaminated land. Department of the Environment: Contaminated Land Research Report (CRL), No. 4, The Nottingham Trent University.

ICRCL (The Inter-Departmental Committee on the Redevelopment of Contaminated Land), 1987, Guidance on the assessment and redevelopment of contaminated land. ICRCL 59/83.

Karpuzcu, M. 1994, Çevre Kirlenmesi ve Kontrolü. Kubbealtı Neşriyatı: İstanbul.

Smith, M.A., 1980, Contaminated Land. Report of the NATO/CCMS plot study on contaminated land, Plenum, New York.

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

AKARCA KİREÇTAŞININ (DAZKIRI-AFYON) MERMER OLABİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

Servet KABASARI ve Mustafa KUŞCU
S.D.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET: *Üzerinde araştırma yapılan Dazkırı (Afyon) yöresinde bulunan Akarca Kireçtaşı Tersiyer yaşlı Akarca formasyonunun bir üyesidir. Akarca Formasyonu tabandan tavana doğru konglomera, kum taşı, silttaşı, kiltaşından oluşmakta ve en üstte de kireçtaşı bulunmaktadır.*

Akarca Kireçtaşı masif tek tabakadan ibaret olup 5 metre kalınlığa ulaşır. Rengi bej'den pembeye hatta kırmızıya değişir. yer yer kılcal kalsit damarlı, yer yerde dolgulu çatlaklar içerir. Yapılan petrografik incelemelerde kayacın mitritik kireçtaşı olduğu saptanmış olup sparitik oluşumların da geliştiği belirlenmiştir. Akarca Kireçtaşı üzerinde yapılan fiziko-mekanik ve teknolojik deney sonuçları kireçtaşının mermer olarak kullanıma uygun olduğunu ortaya koymuştur. Akarca Kireçtaşı 5.346.675 ton görünür ve 5.340.000 ton mümkün rezerve sahiptir.

INVESTIGATION OF DAZKIRI - AFYON LIMESTONE AS A MARBLE

ABSTRACT: *The Akarca limestone outcrops extensively around Dazkırı (Afyon) and is a member of the Tertiary aged Akarca formation. It consists of conglomerate, sandstone, siltstone and claystone from bottom to top and this member forms the uppermost unit of Akarca formation.*

Akarca limestone is massive and made of a single bed.It's thickness reaches up to five meters and colour changes from beige to pink and brownish red. This limestone in places is cut by weins and joints with clay fillings. Petrographical determinations show that the limestone is mostly, micritic and locally sparitic in texture.

According to physico - mechanical and technological test results. The Akarca limestone can be used as a marble and has 5.346.675 tons proven and 5.340.000 tons possible reserve.

1. GİRİŞ

Anadolu 'da çeşitli uygarlıklar tarafından binlerce yıldan beri mermerlerin çıkarıldığı ve kullanıldığı bilinmektedir. Anadolu'nun hemen her yerindeki antik yaşam merkezlerinde çok çeşitli renklerde mermer kullanılmıştır ve bugüne kadar ulaşan görkemli yapıtlar ortaya konmuştur.

Bugün ülkemizde işletmeye alınan, inşası devam eden, kurulma hazırlıkları süren çok sayıda mermer işletme fabrikası mevcuttur. Bu fabrikalar öncelikle tanınmış yörelere ait (Afyon, Marmara Adası, Muğla, Uşak vb.) belli renk ve özellikteki mermer bloklarını tercih ederek, işleyip çeşitli kalınlık ve ebatlarda kullanıma sunmaktadır. Ancak bütün bu fabrika ve tesislerin ortak sorunlarından bazıları; yetişmiş teknik eleman ve işçi temini güçlüğü, artan nakliye ücretleri ile kaliteli makine ve yedek parça temin edememe, pazarlama güçlükleridir. Bunu yanında birçok fabrika aynı yöreye ait ve aynı mermeri işlemekte ve üretmektedir. Bu durum tesislerin rekabete girmesine ve pazarlarında sınırlı kalmasına neden olmaktadır.

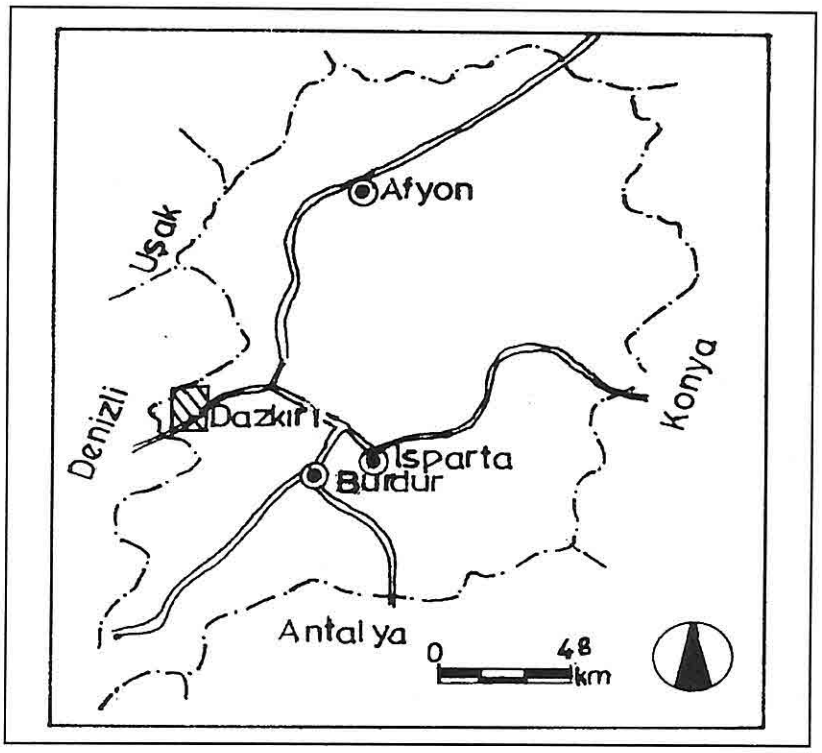
Mermer kullanım ve üretimi inşaat sektörüyle yakından ilgilidir. İnşaat piyasasında durgunluk veya canlanma bütün işleyen ocak ve mermer işleme tesislerini etkilemektedir.

1978'den bu yana Türkiye mermerciliğinde hızlı bir gelişim görülmüştür. Mermerin iç tüketimin yanı sıra ihracatında büyük artışlar olmuştur. Bu gelişme rakamlar ile ifade edilirse; 1978 'de 125 bin m^3 olan mermer üretimi 1991 'de 200 bin m^3' e ulaşmıştır. Mermer ihracatı 1989'da tüm maden ihracatının %9' u dolayında olup, 1978' de 1 milyon 430 bin $ a ulaşmıştır. (Kuşcu,M.,1990). Bu hızlı gelişim yeni mermer sahalarının aranması, ortaya konması ve değerlendirilmesinin yanı sıra çok sayıda mermer yatağının işletmeye alınmasına neden olmuştur. Bunu yanında verilecek araştırma yukarıdaki gelişmelerin sonucu olarak yapılmıştır.

Akarca Mermerleri Dazkırı' nın kuzey ve kuzeybatısında Akarca Köyü civarında yer alır (Şekil 1,2). Bölgede geniş bir yayılım gösteren Akarca mermerlerinin araştırılması arazi gözlem ve ölçümleriyle laboratuar inceleme ve deneylerine dayanmıştır. Arazi gözlemleri sonucu mermer sahası detaylı olarak çalışılmıştır.

Bu araştırma ile seçilen mermer sahasının 1 / 25.000 ölçekli jeoloji haritası alınmış, blok verimi için gerekli olan yapısal özellikleri ile kullanımda gerekli olan mineralojik - petografik ve fiziko - mekanik özellikleri belirlenmiştir. Elde edilen saha verileri ve laboratuar deneyleri sonucu ortaya çıkan kantitatif ve kalitatif veriler yorumlanarak Akarca mermerlerinin jeolojik ve ekonomik özellikleri ortaya konulmuştur.

Dazkırı (Afyon) yöresi çok az sayıda araştırmacının dikkatini çekmiştir. Akarca mermerlerini doğrudan konu alan bir araştırmaya da bu çalışma sırasında rastlanamamıştır. BERING 1967' de



Şekil 1. İnceleme Alanı Yer Bulduru Haritası

Dazkırı civarının jeolojisini çalışmış ve bölgedeki istifi belirlemiştir. Ayrıca Bering, bölgenin Üst Tersiyer, Pliyosen ve Kuvaterner çökellerinden oluştuğunu ortaya koymuştur.

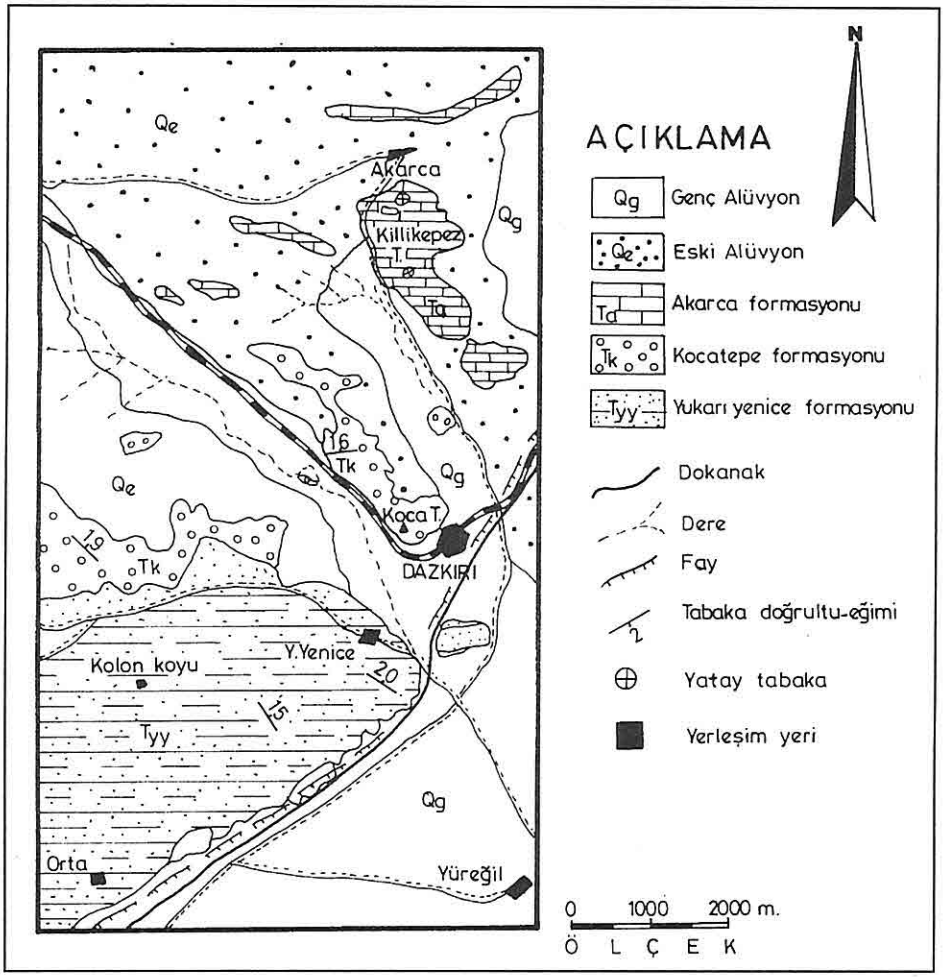
2. JEOLOJİK KONUM

Akarca mermerlerinin bulunduğu alan ve yakın çevresinde sedimenter kayaçlar egemendir. Bu kayaçları konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşı oluşturmaktadır (Şekil 2).

Çalışma alanında en yaşlı kaya birimini Molas çökelleri niteliğindeki yukarıyenice ve Koca Tepe Formasyonları oluşturmaktadır. Bu serinin yaşı fosil içeriğine bakılarak Eosen olarak tespit edilmiştir. Ancak (Bering,1967) burada Oligoseni tespit etmiştir. Buna göre birim için Eosen-Oligosen yaş olarak kabul edilmiştir. Molas serisi üzerine Akarca Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Akarca Formasyonu Pliyosen yaşlıdır. (Bering,1967). Akarca Formasyonu da uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı eski alüvyon tarafından üslenir. En üstte ise Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar yer alır. (Kabasarı 1996, Şekil 3).

2.1. Yukarı Yenice Formasyonu (Tyy)

Yukarı yenice Formasyonunun

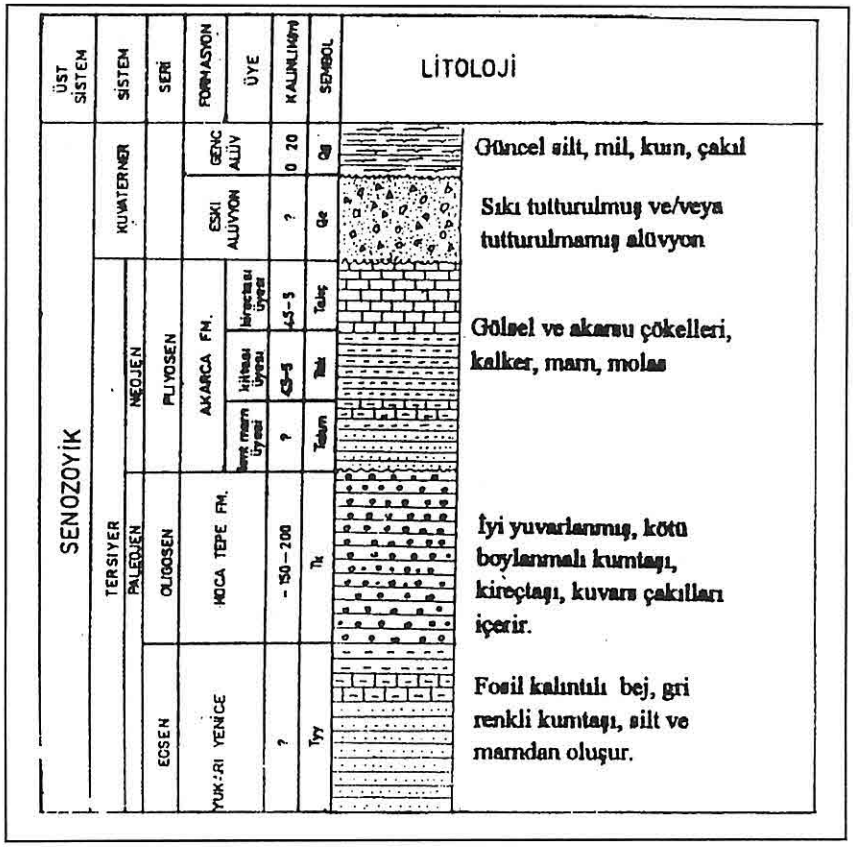


Şekil 2. Dazkırı(Afyon) Dolayının Jeoloji Haritası

konglomeradan oluşmuştur. Dazkırı batı büyük bir bölümü bej - gri renkli kum taşı ve marndan oluşmaktadır. Kum taşı çok kırıklıdır, alterasyon rengi kahverengimsidir. Tabaka kalınlıkları değişken olup 40 cm 'den 1 metreye değişir. Kumtaşını karbonatlı kaya kırıntıları, opak mineraller, kuvars taneleri, nummulites fosilleri ve değişik kavkılar oluşturur. Matriks karbonatlı ve demirli bileşenlerden dolayı oksidasyona uğramıştır. Birimin büyük bir çoğunluğu kumtaşından oluşmuş olup üstte gri renkli silt-marn, beyaz renkli kil taşı mevcuttur. Birim üstteki Koca Tepe Formasyonu ile uyumlu bir dokanak oluşturmaktadır.

2.2. Koca Tepe Formasyonu (Tk)

Koca Tepe Formasyonu ve



Şekil 3. İnceleme Alanının Statigrafik Dikme Kesiti

kuzeybatısında gözlenir. Konglomera, iri yuvarlanmış, kumtaşı, kireçtaşı, çört, kuvarsit, serpantinit çakılları içerir. Sıkı tutturulmuş kum boyu matriksli ve tanelerin boylanması kötüdür. Tane çapları 0.5 cm 'den 10 cm 'ye kadar değişir. Tabaka kalınlığı değişken olup, yer yer iki metreye varan ölçüler mevcuttur. Konglomera içinde kalsit dolgular makro ve mikro olarak gözlenmektedir.

Birim altındaki yukarı yenice Formasyonu ile uyumlu üstündeki Akarca Formasyonu ile uyumsuz bir dokanak oluşturmaktadır. Koca Formasyonunun arazide doğrudan yapılan ölçüm ve gözlemler sonucu 150 - 200 metre kalınlıkta olduğu tespit edilmiştir. Formasyon içerisinde fosillere rastlanılmamasına karşın birimin yaşı Oligosen olarak belirlenmiştir. (BERING, 1967).

2.3. Akarca Formasyonu (Ta)

Akarca Formasyonu Dazkırı kuzeyinde Akarca köyü civarında gözlenir. Gri renkli kum taşı, konglomera, marn, beyaz renkli kil taşı ve mikritik masif kireç taşından meydana gelir. Birim Koca Tepe Formasyonu üzerinde uyumsuz

olarak yer alır. Formasyon üç üyeye ayrılarak incelenmiştir. (Kabasarı, 1996). Bunlar:

Kumtaşı Marn Üyesi:

Gri renkli marn, silttaşı ve kumtaşından meydana gelir. Tabaka kalınlığı değişken olup 5 cm 'den 10 cm 'ye kadar değişebilmektedir. Koca Tepe Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur ve üzerine kiltaşı üyesi uyumlu olarak gelir.

Kiltaşı Üyesi:

Beyaz renkli kil, kiltaşından meydana gelir. Birimin genel kalınlığı 4.5 - 5 metre civarındadır. MTA da yapılan X-ışınları kırınım, Diferansiyel Termik Analiz ve Kimyasal Analiz neticesinde minerallerin dolomit, kristobalit ve simektit olduğu görülmüştür. Kiltaşı altta kum taşı marn üyesi ve üstte kireç taşı üyesi ile uyumludur.

Kireçtaşı Üyesi:

Mikritik yapılışlı masif kireçtaşının rengi yanal olarak beyaz, gri, pembe ve kırmızıya doğru değişmektedir. Birim yer yer eklemlerle kesilmiştir. Eklem açıklığı 1 mm'den 5cm'ye kadar değişir. Eklem takımını oluşturan süreksizlerin aralıkları ise 0.5 metreden 3-3.5 metreye kadar değişmektedir. Eklemlerin dolgu malzemesini kil ve çeşitli boyuttaki kireçtaşı parçaları oluşturmaktadır.

3. AKARCA KİREÇTAŞININ MERMER OLABİLME ÖZELLİKLERİ

Akarca mermerleri üzerinde Türk Standartları TS 699'a göre deney yapılmış ve TS 1910 ve 2513 ilkelerine göre sonuçlar yorumlanmıştır. yapılan bütün deneyler endirekt çekme deneyi hariç beyaz ve kırmızı örneklere göre ayrı ayrı değerlendirmiştir.

3.1. Fiziksel Özellikler

*** Mermerlerin Görünüşü**

Kayaçlarda killi damar, ayrılmış damar, boşluk gibi unsurlar gözlenmiştir. Ancak boşluklar kalsit ile kısmen veya tamamen doldurulmuştur. Bunun yanında sıkı kenetlenmiş, kalsit damarlarıda mevcuttur.

***Diğer Fiziksel Özellikler**

Akarca mermerlerinin fiziksel özellikleri ile mermerlerin fiziksel özelliklerini TS 1910 ve TS 2513 'de belirtilen sınır değerleri Tablo 1 'de verilmiştir. Tablonun incelenmesi ile Akarca mermerleri için elde edilen değerlerin Türk Standartlarına uygun olduğu görülecektir.

3.2. Mekanik Özellikler

Yapılan deneylerden elde edilen sonuçlar, Akarca mermerlerinin mekaniksel özellikleri ile TS 1910 ve 2513 'te belirtilen sınır değerler karşılaştırmalı olarak Tablo 2 'de sunulmuştur. Akarca mermerlerinin mekanik özelliklerinin TS 'de belirtilen ilkelere uyduğu saptanmıştır.

3.3. Mermerlerin Yapısal Özellikleri

Akarca mermerlerinin çatlak

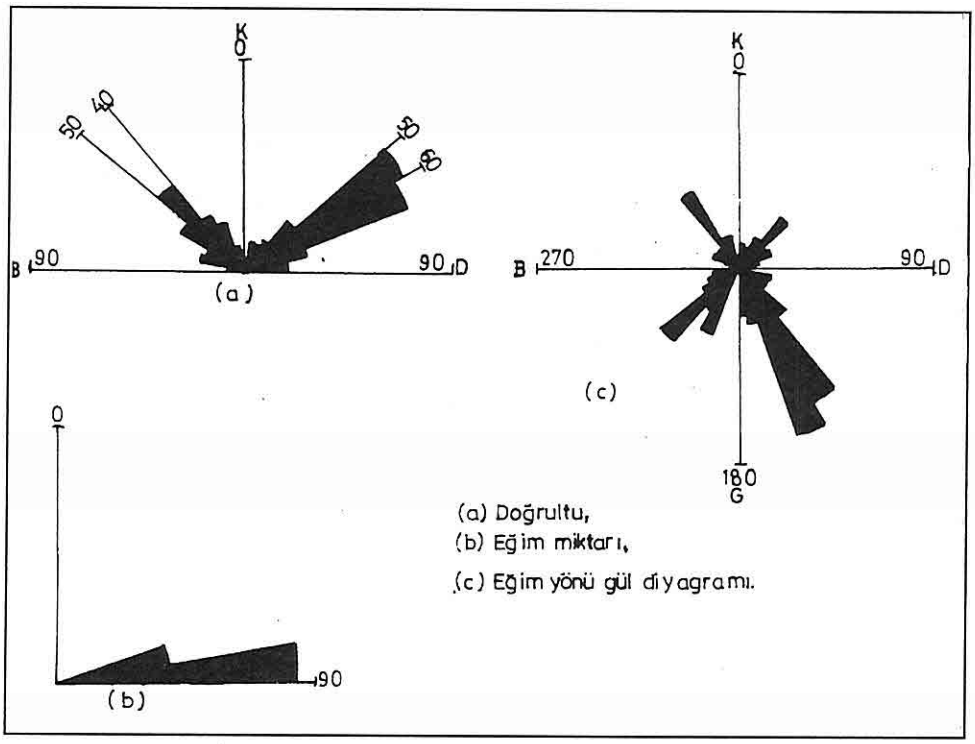
Tablo 1. Akarca Mermerlerinin Fiziksel Özellikleri ile TS 1910 ve 2513 'e göre Mermerlerde İstenilen Standart Değerlerin Karşılaştırılması .

Fiziksel Özellik	Beyaz Renk	Kırmızı Renk	Standartlar
Özgül kütle (gr/cm3)	2.70	2.64	en az 2.35
Doluluk Oranı (%)	91.10	94.69	----------
Birim Hacim Ağırlık (gr/cm3)	2.46	2.50	en az 2.30
Görünür Porozite (%)	7.99	7.04	----------
Porozite (%)	8.88	5.30	----------
Kütlece Su Emme (%)	3.23	3.23	----------
Hacimce Su Emme (%)	7.99	7.04	----------
Kaynar Suda Kütlece Su Emme (%)	3.16	3.40	----------
Kaynar Suda Hacimce Su Emme (%)	8.83	7.60	en çok 7.5

Tablo 2. Akarca Mermerlerinin Mekanik Özellikleri ile TS 1910 ve 2513 'e Göre Mermerlerde İstenilen Standart Değerlerin Karşılaştırılması

Mekanik Özellikler	Beyaz Renk	Kırmızı Renk	Standartlar
Tek Eksenli Basınç Dayanımı (kgf/cm2)	715.56	629.60	en az 300-500
Nokta yük Dayanımı (kgf/cm2)	9.61	11.21	----------
Darbe Mukavemeti	4.416	4.416	en az 5
Eğilme Dayanımı	175.93	----------	----------
Endirekt Basınç Dayanımı (kgf/cm2)	30.20	----------	en az 30-40
P;S Sismik Dalga Hızı (m/sn)	4229.69	3554.82	----------
Tabii Don Sonrası Basınç Dayanımı Azalması (%)	-7.07	11.4	----------
Schmidt Darbe Çekici Değeri	48	48	----------

yüzeylerinden toplam olarak 180 adet ölçü alınmıştır. Buna göre gül diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 4). Bu diyagramlar incelendiğinde Akarca mermerleri üzerinde iki eklem takımının geliştiği belirlenmiştir. Bunlardan birinin doğrultusunun K 50 - 70 D arasında değiştiği; bu egemen eklem takımında eklemler arası mesafenin en az 1.5 metre olduğu ölçülmüştür. Bunun yanında K 40 - 50 B arasında da ikinci bir eklem takımının geliştiği saptanmıştır (Şekil - 4a). Bu eklem takımında da eklem aralıklarının blok almaya uygun olduğu (En az 1.5 metre) saha ölçümlerinde belirlenmiştir. Bunların makaslama ve



Şekil 4. Akarca Mermerlerine Ait Gül Diyagramı

/veya tansiyon çatlağı olduğuna dair fikir yürütülebilmesi için tabaka kıvrım vs. gibi diğer yapılarla birlikte değerlendirilmesi gerekir. Bu durumda da bu çatlakların özellikle K 50 - 70 D olanların arazi çalışmalarında daha sık görülen tansiyon çatlağı olabileceği düşünülmüştür. Yörede KD-GB yönlü bir normal fayın bulunması da bu görüşü desteklemektedir.

Ayrıca yapılan eğim miktarı gül diyagramında hakim eğim miktarının 80 - 90° arasında olduğu gözlenmiştir (şekil - 4c). Akarca mermerleri 4.5 - 5 metre kalınlığında yatay, masif tek bir tabakadan ibarettir. Killikepez Tepe civarında çatlaksız, masif kesimler ile daha sık aralıklı süreksizlerin bulunduğu kesimlere rastlanmaktadır. Özellikle bu kesimlerde ulaşımda göz önüne alınırsa blok verebilecek ve ocak ağzı olabilecek yerler mevcuttur. Doğrudan yapılan arazi gözlemleri ve yapılan blok boyu ölçümlemeleri ile mermer sahasında işletmeler için gerekli olan boyutta blok alımının mümkün olduğu sonucuna varılmıştır.

3.4. Teknolojik Özellikler

Kaplama taşı olarak kullanılan taşların teknolojik özelliklerinin başında levha haline gelebilmeleri ve cila kabul etmeleri (parlatılma) gelmektedir. Bu özellikler halen Türk Standartları

içeriğine alınarak tanımlanamamışlardır (Kuşçu,1990). Araştırılan mermer alanlarından derlenen 40x30x30 cm. boyutlarındaki örneklerin (tabaklanmaya dik, paralel ve aykırı) kesilme ile levha haline gelebilme özellikleri Bucak Konmer Mermer Sanayi Ltd. şti. tesislerinde denenmiştir. Mermerlerde 2 ve 3 cm. kalınlığında levhalar alınmıştır. Piyasada aranılan ve iyi mermerde istenilen iyi cila alarak parlama, renk ve rengin homojenliği, kenar ve köşelerinde atmaların olmaması ve kesiminin kolay olması (Kuşçu,1991) gibi özelliklerinin hepsini bünyesinde bulundurduğu gözlemlenmiştir.

4. REZERV

Akarca mermerlerinin yayıldığı alan harita üzerinden planimetre ölçümleri sonucunda tespit edilmiştir. Mermerlerinin doğrudan arazi ölçümleri sonucu kalınlığı 4.5 - 5 metre olarak tespit edilmiştir. Kalınlık beyaz ve kırmızı renk için aynıdır. Ancak kalınlığının her noktada aynı olmayacağı düşünülerek 4.5 metre alınmıştır. Bunun sonucunda Görünür Rezerv ve Mümkün Rezerv aşağıdaki gibi bulunmuştur.

$$Rg = 2002500(m^3) \times 2.67\ (gr/cm^3) = 5.346.675 \text{ ton}$$

$$Rm = (\text{en az})\ 2000000\ (m^3) \times 2.67\ (gr/cm^3) = 5.340.000 \text{ ton}$$

Yukarıdaki planimetre ölçümlerinde yüzeysel örtü ile kaplı kesimler dikkate alınmadığından bu kesimlerin rezervi mümkün rezerv olarak hesaplanmıştır.

5. SONUÇLAR

Yapılan araştırma ile Dazkırı kuzey-kuzeydoğusunda bölge için mermer yatakları olmaya aday Akarca mermerleri ortaya konmuştur. Jeolojik, mineralojik, petrografik, fiziko - mekanik ve teknolojik araştırmalar sonucu Akarca mermerlerinin iyi kalitede iyi bir mermer olabileceği saptanmıştır. Ancak mermer ocak işletmelerinde çatlaklardaki kil dolgu ve eklem açıklığının fazla olması istenilen bir özellik değildir. Akarca mermerlerini işletirken bu özellik göz önüne alınarak gereken tedbirler uıgulanmalıdır.

Ayrıca bu çalışmalarda beyaz renkli mermerde tabii don deneyi sonucunda basınç dayanımındaki eksi işaret (-7.07) basınç dayanımında meydana gelen artmayı göstermektedir. Buna göre don sonrası basınç dayanımında bir azalma değil, artma olduğu ortaya çıkmıştır. TS 1910'a göre don sonrası basınç dayanımında bir azalma olacağı söyleniyorsa da ; bu çalışmada beyaz renk için ve diğer çalışmalarda (ŞENTÜRK, 1996) don sonrası basınç dayanımında bir artma olabileceği ortaya çıkarılmıştır. Akarca mermerlerinin 5.346.675 ton görünür ve en az 5.340.000 ton mümkün rezerve sahip olduğu saptanmıştır.

6. KAYNAKLAR

Kuşçu, M. 1990, Belence (Eğirdir - Isparta Siyah Mermer Yataklarının Ekonomik Özellikleri: Jeoloji

Mühendisliği, 36,11-17, Ankara.

Kuşçu, M. 1991, Endüstriyel Kayaçlar ve Mineraller, A.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü Yayını ,No:2 77 s., Isparta.

·Bering, D., 1967 Acı Göl Havzası Linyit Etüdü, Rapor No:6095 MTA, Ankara.

Şentürk, A., Gündüz, L.,Tosun, İ. Y.; 1996, Mermer Teknolojisi, SDÜ.Maden Müh. Bölümü, Isparta.

Kabasarı, S., 1996, Dazkırı (Afyon) Civarının Jeolojisi ve Mermer Potansiyelinin Araştırılması, SDÜ. Jeo. Müh. Bölümü, Bitirme Ödevi, 52 s, Isparta.

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

ADANA- GÜVENÇ FORMASYONUNDAKİ SEDİMANLARIN MİNERALOJİK VE KİMYASAL BİLEŞİMİ

Meltem SAYARSLAN ve Fevzi ÖNER
ME.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü , Adana/Türkiye
Selim KAPUR
Ç.Ü,Toprak Bölümü, Adana/ Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada; Güvenç Köyü (Karaisalı-Adana) yakınlarındaki killi seviyelerden alınan sediment örneklerinin kimyasal, mineralojik içeriği incelenmiş ve bu örnekler üzerinde yapılan testlerle tuğla endüstrisi için uygunluğu araştırılmıştır.*

Örneklerin mineral ve element miktarları nitel ve nicel olarak XRD, IR, AAS yöntemleri ile saptanmıştır. Bunların yanında, pH, tuzluluk, organik-inorganik karbon miktarları ve plastisite özellikleri incelenmiştir. Ayrıca örnek karışımlarından hazırlanan model seramik ürünler üzerinde rötre, yoğrulma suyu ve su emme deneyleri yapılmıştır.

İncelenen sediment örneklerinde mineralojik olarak bolluk sırasına göre, kalsit, kil minerallerinden smektit, paligorskit, kaolinit, kuvars ve dolomit minerallerine rastlanılmıştır. Organik karbon içeriği az olmasına karşın inorganik karbon miktarı oldukça fazladır. Yapılan tane boyu analizlerinde ise genelde siltli kil ile kumlu silt tespit edilmiştir. Mineralojik içeriğine göre bu tortulları marn olarak sınıflandırabiliriz.

Bu bölgedeki sedimanların, yapılan incelemeler sonucunda içerdikleri yüksek miktardaki karbonat nedeni ile tuğla-kiremit hammaddesi olarak kullanılması uygun değildir.

CHEMICAL AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF SEDİMENTS IN GÜVENÇ VILLAGE (ADANA) AREA

ABSTRACT: *Sediment samples from the clay sequence in Güvenç Village area were investigated for the chemical and mineralogical properties and usability in the brick-tile industry.*

Qualitative and quantitative element analysis and the mineral identification were conducted by using X-ray diffractometry, infrared spectrophotometry, and atomic absorption spectrophotometry techniques. Samples were tested for pH, salt, organic and inorganic carbon content, shrinkage and plasticity. Rötre, kneading water, and water absorption experiments were carried out on the model ceramics produced from the clay samples.

The samples contained calcite, clays minerals (smectit, paligorscit and kaolinit), quartz and dolomite in the decreasing order. Organic carbon content was insignificant

while that of inorganic carbon was abundant. Particle size analysis showed the dominant existence of siltly clay and sandy clay. The sediments can be classified to be marl according to the mineralogical tests.

The raw materials were not suitable for the brick-tile production because of the mineral composition, namely high carbonate content.

1. GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı Güvenç formasyonunun killi seviyelerinin kimyasal, fiziksel ve mineralojik yönden incelenerek hammadde açısından uygunluğunun araştırılmasıdır. Çalışma konusunu oluşturan Güvenç formasyonu sediment örnekleri Adana ilinin yaklaşık 40 km kuzeybatısında yer alan Güvenç köyü yakınlarından alınmıştır (Şekil 1).

Karaisalı ilçesi ile Kuzgun köyü arasında geniş yayılım sunan; genellikle yeşilimsi gri renkli, paralel laminalı, ince kumtaşı kil taşı ara katmanlı şeyllerden oluşan birim Schmidt (1961) tarafından Güvenç şeyli olarak adlandırılmıştır. Schmidt (1961)'in türbiditik Cingöz Formasyonu tabanında ayırtladığı Köpekli şeyl üyesi ile Güvenç şeyli Yetiş (1988) tarafından Güvenç Formasyonu olarak incelenmiştir.

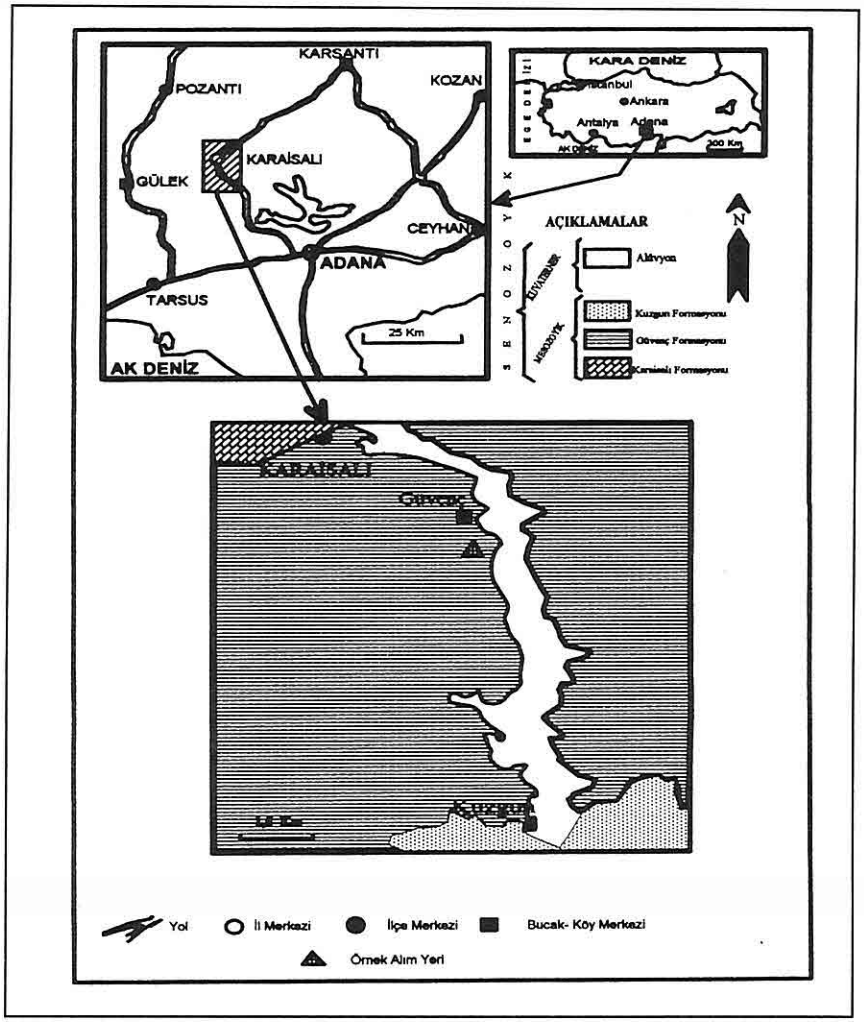
Özçelik ve Yetiş (1994)' in "Adana Baseni Güvenç Formasyonu" nun (Tersiyer) Fasiyes ve Ortamsal Niteliklerî adlı çalışmalarında belirttikleri gibi, Güvenç köyü yakınlarındaki sedimanlar paralel laminalı ince kumlu silt taşı ara katmanlı şeyllerden oluşmaktadırlar. Yazarlara göre göreceli olarak sığlaşmanın başladığı bir derin deniz ortamında çökelmeyi işaret eden söz konusu bölgenin, 90°-10° SE'ya eğimli kumtaşı kil ara katmanlı 150 m lik kesiminden toplam 12 adet örnek alınmıştır (Resim 1).

2. METERYAL ve METOD

Güvenç formasyonun killi seviyelerinden alınan örneklerin tane boyu analizleri için Stokes yasasını temel alan Bouyoucos hidrometre yöntemi kullanılmıştır. Bu analizler sonucu elde edilen kum - silt - kil yüzde oranları Uluslararası Toprak Sınıflandırma üçgeni'ne yerleştirilerek örneklerin tane boyu sınıfı saptanmıştır (Sabey, 1969).

Tane boyları belirlenen örneklerin mineral ve element miktarları nitel ve nicel olarak Atomik Adsorbsiyon Spektrofotometri (AAS), infrared Spektrofotometri (IR), X-Ray Difraktometri (XRD) yöntemleri kullanılarak saptanmıştır. Hammadde açısından önemli olan pH ve tuzluluk satrasyon çamurundan, organik madde Lichterfelder yaş yakma metodu (Schlichting, Blume 1966) ile, tortulların $CaCO_3$ tayini ise asitle tepkime sonucu açığa çıkan CO_2 hacminin ölçülmesi esasına dayanan kalsimetri yöntemi ile belirlenmiştir. Ayrıca 1050 °C de kaybolan madde miktarını saptamak için tortulların ateş kaybı ölçülmüştür.

Atenberg limitleri olan plastik limit ve likit limit değerlerinin belirlenmesi ile örneklerin plastisite değerleri saptanmıştır. Viskoz bir sıvıdan plastik

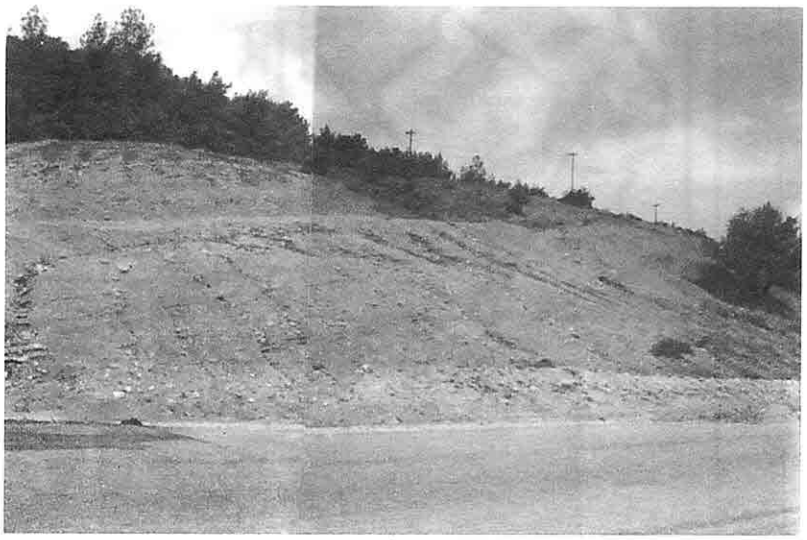


Şekil 1. İnceleme Alanı Yerbulduru Haritası (Yetiş ve Demirkol, 1986).

bir kıvama dönüştüğü andaki su içeriği olarak tanımlanan likit limit, koni penetrometre yöntemi ile tespit edilmiştir.

Yapılan kimyasal ve mineralojik analizler sonucu, örneklerin yüksek miktarlarda karbonat ve kil içermeleri (plastisiteleri yüksek maddeler) bu tortulların tek başına hammadde olarak kullanılmasını sınırlamıştır.

Bu koşullardaki malzemenin hammadde olarak kullanabilirliğini sağlamak için karbonat içeriği ve plastisitesi çok düşük olan malzemelerle



Resim 1. Örneklerin Alındığı Profilin Genel Görünümü.

ve kendi içlerinde karıştırılması ile, tortul kayaç örneklerinden G12 - G6 - G4 ve G6-G4-Şlam (Anadolu Cam Sanayi atığı) alınarak 2 adet üçlü karışım elde edilmiştir (Şekil 2).

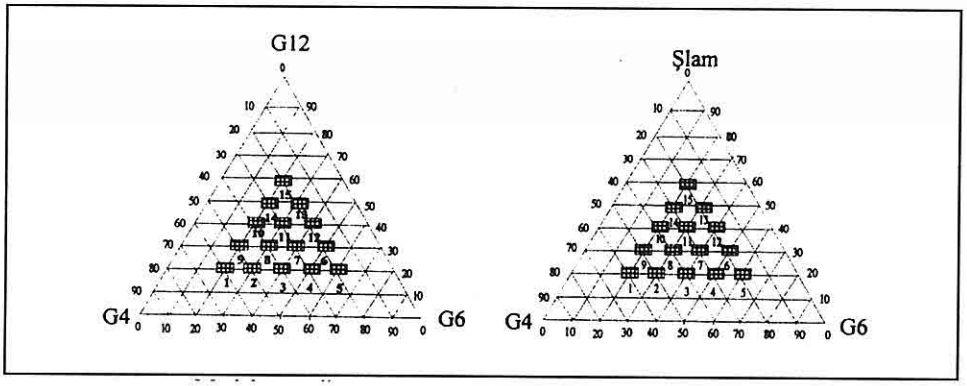
Bu karışımları oluşturan örneklerden farklı oranlarda alınarak her bir üçlüden oluşan 15 adet farklı özellikteki karışımlardan 3 cm^2 lik kare plakalar ve küçülmeleri ölçmek için üzerinde 10 cm lik uzunluğun işaretli olduğu dikdörtgen test çubukları hazırlanmıştır. Ayrıca yoğrulma suyunu bulmak için, aynı karışımlar plastik çamur haline getirilerek iri mercimek formu verilmiş ve tartılmış, daha sonra doğal ortamda kurutulup tekrar tartımları alınmıştır.

Su emme değerleri, TS 4563'de belirtilen şekilde saptanmıştır. Bulunan rötre, su emme ve yoğrulma suyu değerleri Sakarya (1989)' nın Seramik Hammadde Teknolojisi kitabında belirtildiği şekilde hesaplanıp yorumlanmıştır.

3. SONUÇLAR

Güvenç formasyonunun farklı boyutlardaki ayrışma ürünleri değişik tane boyları sunmaktadır. örneklerin kil-silt-kum yüzde oranları kullanılarak tespit edilen tane boyu sınıflandırılmasında çoğunun siltli kil ve kumlu tın sınıfında yer aldığı saptanmıştır (Şekil 3).

Tane boyları saptanan örneklerin AAS ile belirlenen element içeriklerinde ana element olarak en çok CaO ve SiO_2 bulunmuştur. Mineral içeriklerinin bulunması için yapılan IR ve XRD analizleri sonucunda tüm örneklerde

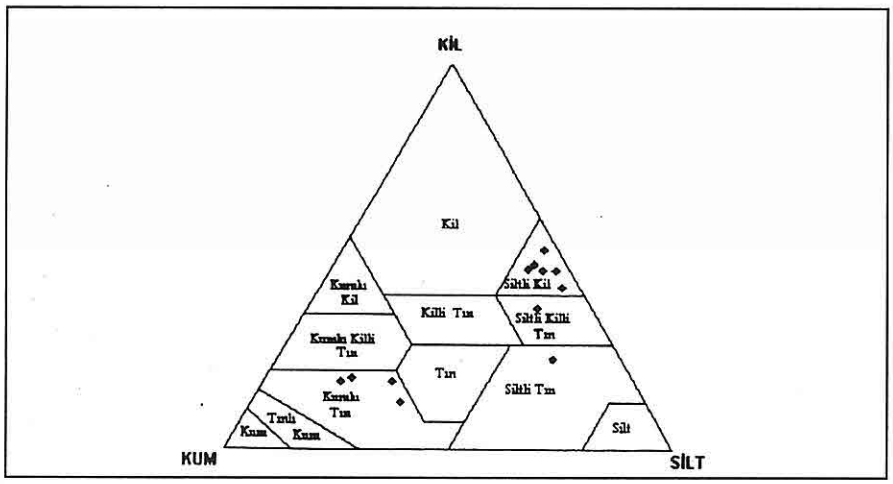


Şekil 2. Model Seramik Ürün Yapılması İçin Hazırlanan Karışımların % oranlarını Gösteren Üçgen Diyagramlar.

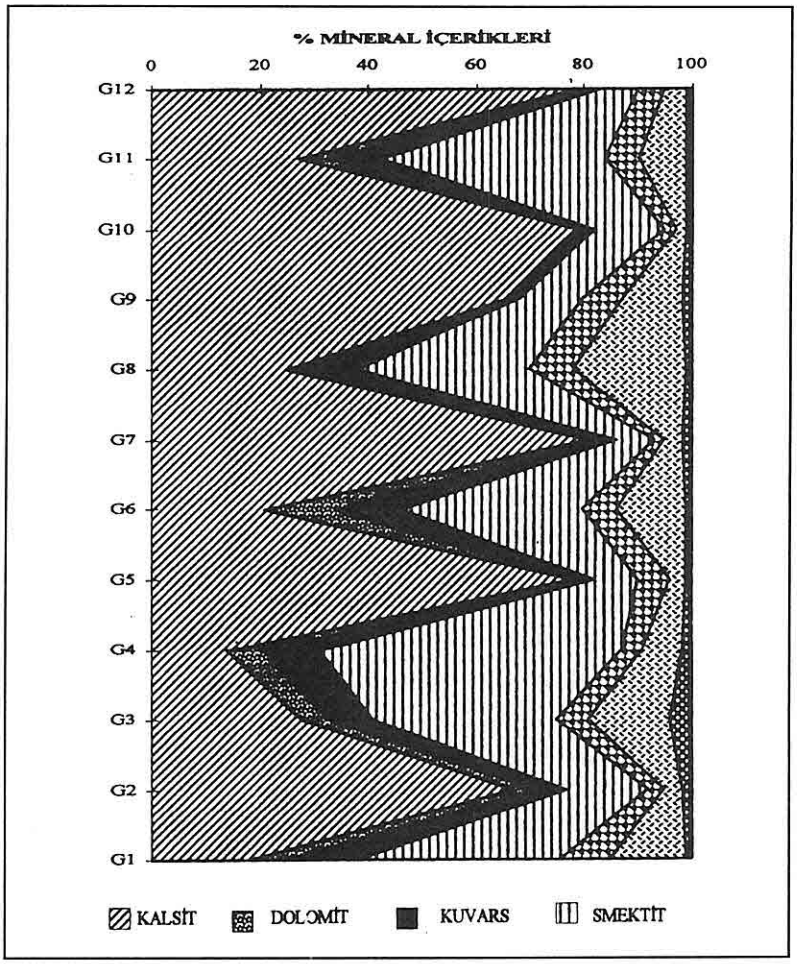
nicel olarak karbonat (kalsit, dolomit), kuvars ve kil minerallerine (simektit, paligorskit, kaolinit) rastlanmıştır (Şekil 4). Kil minerallerinin Jakson yöntemi ile yapılan slaytlardan elde edilen XRD difraktrogramlarda, örneklerin smektit miktarı, kaolinit ve paligorgskit miktarına göre daha fazla görülmektedir.

Örneklerde saptanan pH ve tuzluluk değerlerinin hammadde açısından uygun değerlerde olduğu saptanmıştır. Plastisite indisinde artırıcı etki yaptığı için hammaddenin kalitesini düşüren organik madde miktarının ise tehlike oluşturmayacak düzeylerde olduğu tespit edilmiştir (Tablo 1).

Örneklerde, $CaCO_3$ veya $MgCO_3$ olarak bulunan fazla karbonat içeriği pişme sırasında CaO ve MgO'e dönüşmekte, pişmiş seramik ürünün su



Şekil 3. Örneklerin Uluslararası Toprak Sınıflandırma Üçgeni Üzerindeki Konumu (Sabey, B.R., 1969).



Şekil 4. Örneklerin Mineral İçeriklerinin % olarak Gösterimi G12, Örnek Alınan Bölgenin En Alt Seviyesi.

yada nem ile temasında hidroksit [($Ca(OH)_2$, $Mg(OH)_2$] haline dönüşerek bir hacim artması meydana getirmekte ve malzemenin tamamen veya kısmen parçalanmasına sebep olmaktadır (Resim 2).

Hammaddenin uygunluğunun tespiti için hazırlanan test çubuklarında toplam küçülmenin (rötrenin), içerisinde kum veya şlam oranı fazla olan örneklerde daha düşük değerlerde olduğu saptanmıştır. Plastisitesi düşük olan silis kumunun ve şlamın, rötrede göstermiş olduğu etki, yoğrulma suyunda ve su emme değerlerinde de görülmüştür.

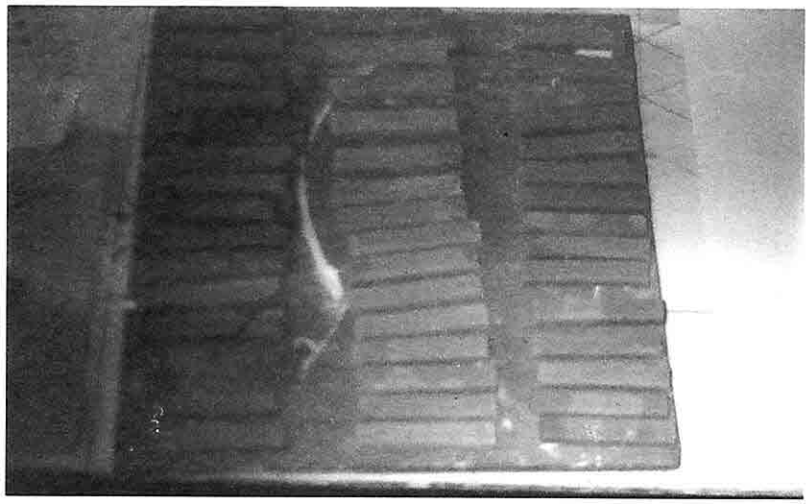
Güvenç köyü yakınlarındaki profilden alınan sediment örneklerini % 50 den fazla karbonat, % 2-3 arasında kuvars ve yaklaşık % 40 civarında kil mineralleri oluşturmaktadır. Bu sedimanların direkt

Tablo 1. Güvenç Köyü Yakınından Alınan Örneklerin Değişik Parametre Değerleri.

Örnek No	pH Değerleri	Tuzluluk Derecesi	% Organik Madde	% KireçTayini (CaCO3)	Ateş Kaybı 1050 °C	% Tane miktarı			Bünye Sınıfı
						kum	silt	kil	
G12	7.7	Az Tuzlu	0.48	71.48	35.62	15.17	61.5	23.3	Siltli Tın
G11	7.63	Tuzsuz	0.81	32.03	19.28	7.85	44.8	47.4	Siltli Kil
G10	7.83	Az Tuzlu	0.4	82.65	36.78	65.57	17.3	17.1	Kumlu Tın
G9	7.68	Tuzsuz	0.92	37.02	28.62	12.3	51.5	36.2	Siltli Kil
G8	7.7	Tuzsuz	0.53	33.99	19.73	3.2	56.3	40.5	Siltli Kil
G7	7.75	Az Tuzlu	0.38	76.38	36.4	53.6	33.7	12.7	Kumlu Tın
G6	7.8	Tuzsuz	1.89	33.43	19.33	3.2	50	46.8	Siltli Kil
G5	7.81	Az Tuzlu	0.42	75.81	36.1	52.3	28.2	19.5	Kumlu Tın
G4	7.83	Tuzsuz	1.01	33.2	19.61	3.7	45	51.3	Siltli Kil
G3	7.71	Tuzsuz	1.16	28.62	23.082	9.6	43.9	46.5	Siltli Kil
G2	7.77	Az Tuzlu	0.41	83.48	37.215	62.7	19.6	18.7	Kumlu Tın
G1	7.65	Tuzsuz	1.23	31.02	26.577	6.8	47.7	46	Siltli Kil

tuğla hammaddesi olarak kullanılması, içerdiği karbonat ve plastisitesi yüksek kil minerallerinden dolayı mümkün değildir. Bu durum test çubukları üzerinde yapılan çeşitli deneylerde gözlenmiştir (Resim 2A).

Ancak bu hammadde, bölgede bulunabilecek plastisitesi ve karbonat içeriği düşük (kuvars kumu, Anadolu Cam Sanayi Atığı olan şlam vs.) materyallerin belirli oranlarda karıştırılması ile yeterli kalitede tuğla



Resim 2. Karbonat Miktarından Dolayı Piştikten Sonra Dağılan Test Çubukları (A) ve Değişik Oranlarda Kuvars Kumu ve Şlam Karıştırılarak Elde Edilen Yeterli Kalitedeki Test Çubukları (B, C).

üretilebileceği bu çalışma kapsamında ortaya konulmuştur.Resim 2.B,Cdeki test çubukları orjinal hammaddeye belirli oranlarda kuvars kumu ve şlam

karıştırılarak elde edilmişlerdir. Bu test çubuklarında herhangi bir dağılma gözlenmemiştir.

4. KAYNAKLAR

Özçelik, N., ve Yetiş, C., 1994; Adana Baseni Güvenç Formasyonunun (Tersiyer) Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni C37, Sayı 2, s: 73-85; Ankara.

Sabey, B.R., 1969; Soil Texture by the Hydrometer Metod, ıntroductory Experimental Soil Science, P:21-24

Sakarya, N., 1989; Seramik Hammadde Teknolojisi, Ç. Ü. Osmaniye Meslek Yüksek Okulu Ders Kitapları No: 3, Adana. (Yayınlanmamış).

Schlıctıng, E., Blume, E., 1966; Bodenkundliches Praktikum Verlag Paul Parey. Hamburg und Berlin.

Schmidt, G.C., 1961; Stratigraphic Nomenclature For The Adana Region Petroleum District VII : Petroleum Administration Bull, 47-63., Ankara.

Yetiş, C. ve Demirkol, C.,1986; Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeolojik Etüdü, M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdleri Dairesi, 187., Ankara.

Yetiş, C., 1988, Reorganization of the Tartiary Stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey. Newsl. Stratigr. 20 (1) .43-58.

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

MURGUL Cu MADENİ ÇEVRESİNDE AĞIR ELEMENTLERİN YANAL DAĞILIMI VE ÇEVRESEL KİRLİLİK ÜZERİNE ETKİLERİ

Miğraç AKÇAY ve Necati TÜYSÜZ
K.T.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü,Trabzon/Türkiye

ÖZET: *Murgul yöresinde en aşırı kirlenme konsantre tesisleri ve Kumlu Tepede yer alan tumbadan kaynaklanan malzemenin bırakıldığı Damar derede olup, bu kirlenme Çoruh nehrine kadar izlenebilmektedir. Kirlilik hem çözünmüş ağır elementler ve hem de süspansiyon halinde taşınan malzemeye bağlıdır. Damar dere içerisinden alınan su örneklerinde % 30' lara varan oranda çoğunlukla piritden oluşan askıda tortu bulunmaktadır. Bu tortu suyun pH' ını düşürmekte, fakat suya ilave edilen ksantatlarla pH alkalen koşullarda (>8) tutulmaktadır. Buna karşın kirliliğin olmadığı dere suları, kaynak suları ve şehir şebekesinden alınan su örneklerinde pH 7-8 dir. Genel olarak pH ile suyun yükseltgenme potansiyeli (Eh) arasında çok iyi bir negatif korelasyon (r = -0.99) bulunmaktadır. Göreceli olarak en düşük Eh değerleri pH' ı en yüksek ve ksantatlarca en zengin olan su örneklerinden elde edilmiştir. Bu durum kirlenmiş sularda canlı hayatının yok oluşunun asıl nedenidir.*

Murgul çevresinden toplanan su örnekleri içerisinde, Cu 0.001 - 6.15 mg/lt, Pb 0.02 - 4.37 mg/lt, Zn 0.03- 4.76 mg/lt, Cd 2-89 µg/lt, Hg 0.14 - 24.36 µg/lt, As 0.04 - 10.77 µg/lt, Fe 0.01 - 6.90 mg/lt ve Mn 0.003 - 4.53 mg/lt arasında değişmektedir. Temiz su örnekleriyle karşılaştırıldığında, kirlenme sonucu Cu ~300 kat, Pb ~200 kat, Zn ~400 kat ve Cd ~45 kat artmıştır. Hg ve As de önemli artışlar göstermekte olup, bunlar yerleşim merkezlerinden kaynaklanan kirlenmeyle ilgilidir. Su kirliliğinin asıl kaynakları Kumlu Tepedeki tumba sahasından geçen ve özellikle flotasyon tesisinden atılan sudur. Bu suların Damar deresine bırakılmadan önce havuzlara alınıp dinlendirilmesi kirliliğin giderilmesinde önemli rol oynayabilir.

LATERAL DISTRIBUTION OF HEAVY ELEMENTS FROM THE MURGUL Cu DEPOSIT AND THEIR IMPACT ON ENVIRONMENTAL POLLUTION

ABSTRACT: *The most intensive pollution around the Murgul mine is within the Damar stream into which unwanted materials from the waste pile and the processing plant are discharged. The effects of this pollution can be traced until the Çoruh river. The pollution is due both to dissolved heavy elements and to fine particles carried in suspension. The water samples from the Damar stream contains up to 30 vol.% suspended material composed mainly of pyrite. Despite this high pyrite content, the water is at alkaline conditions (pH > 8) due to the xanthates used in the processing plants. The pH values obtained from water samples of uncontaminated streams, springs*

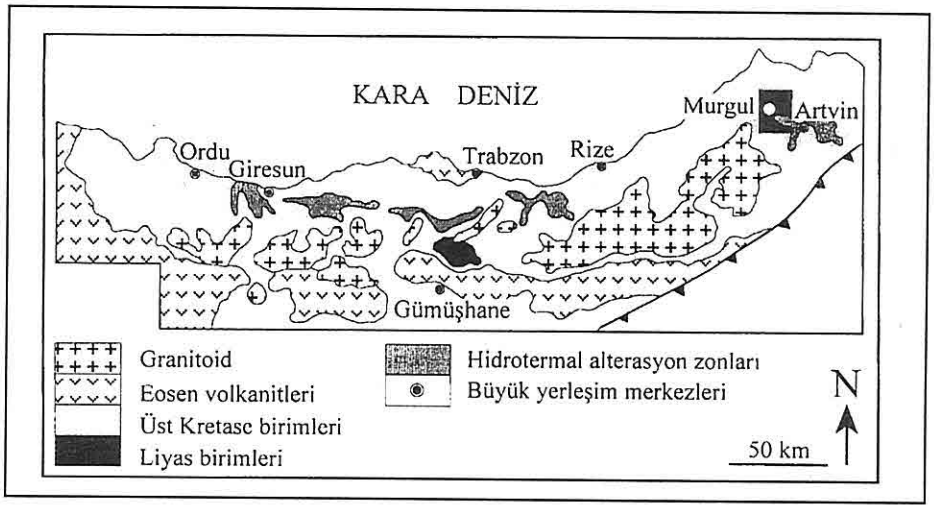
and taps of domestic use are, however, in the range of 7 to 8. There is a strong negative correlation (r = -0.99) between pH and Eh. The lowest Eh values are obtained from samples with the highest pH values and the highest xanthates contents. This is the main reason for the devastation of living organisms in water.

In water samples collected from the Damar, Kabaca and Murgul streams and the Çoruh river Cu ranges from 0.01 to 6.15 mg/lt, Pb from 0.02 to 4.37 mg/lt, Zn from 0.03 to 4.76 mg/lt, Cd from 2 to 89 µg/lt, Hg from 0.14 to 24.36 µg/lt, As from 0.04 to 10.77 µg/lt, Fe from 0.01 to 6.90 mg/lt and Mn from 0.003 to 4.53 Mg/lt. Compared with clean waters, the polluted samples are ~300 times more enriched in Cu, ~200 times in Pb, ~400 times in Zn and ~45 times in Cd. The waters discharged from the flotation plants and those draining the waste pile at the Kumlu Tepe are the main sources of water contamination. Construction of pools and collection of these waters in them before discharging into the Damar stream may play a significant role in weakening the effects of water pollution.

1. GİRİŞ

Ordu'dan Sarp sınır kapısına kadar uzanan yaklaşık 400 km uzunluğunda bir zon boyunca, çok sayıda baz metal sülfür yatakları içermesi nedeniyle Doğu Karadeniz Bölgesi bir Cu-Pb-Zn provensi olarak düşünülmektedir (Gümüş, 1970). Bu cevherleşmelerin çoğu genellikle küçük ölçekli oldukları için eski yıllarda işletilmiş olup günümüzde terkedilmiştir. Ancak bu küçük ölçekli cevherleşmeler yanında, ekonomik değeri olan ve nisbeten büyük sayılabilecek bir çok yatak da işletilmektedir. Bu yatakların en önemlilerinden biri 1945 yılında modern yöntemlerle üretime başlayan Murgul piritli Cu yatağıdır. Yıllık ortalama 3 milyon ton ham cevher (25 bin ton konsantre bakır) üretimi ile Türkiye ekonomisine katkısı büyük olan bu yatak Artvin ili Murgul ilçesinin 7 km güneyindedir (Şekil 1). Açık işletme madenciliğinin gerçekleştirildiği yatak ve çevresinde günümüze kadar daha ziyade jeolojik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır (Buser, 1970; Mado, 1972; Altun, 1976; Çağlar,1985; Er ve diğ. , 1992 a ve b). Ayrıca, Vujanoviç (1974), Pejatoviç (1979) ve Yıldız (1984) yöredeki diğer cevherleşmeleri de dikkate alarak bütün doğu Pontidlerdeki benzer yatakların jeolojik ve mineralojik özelliklerini ortaya koymuşlardır. Son yıllarda ise daha çok jeokimyasal prospeksiyon ve alterasyon ağırlıklı çalışmalar yapılarak yeni potansiyel sahalar araştırılmıştır (Schneider ve diğ., 1988; Er ve diğ., 1991).

Bu kadar yoğun çalışılmasına karşın, hiç bir araştırmacı Murgul Cu yatağında yapılan madencilik çalışmalarının çevreye yaptığı tahribatın boyutu ve bu tahribatın giderilmesi için alınması gereken önlemler konusuna değinmemiştir. Gerek izabe tesisi ve gerekse daha sonra üretime geçen sülfürik asit üretim tesisi Murgul ve çevresinin bitki örtüsünü ve halkının sağlığını yıllarca tehdit ederek Murgul



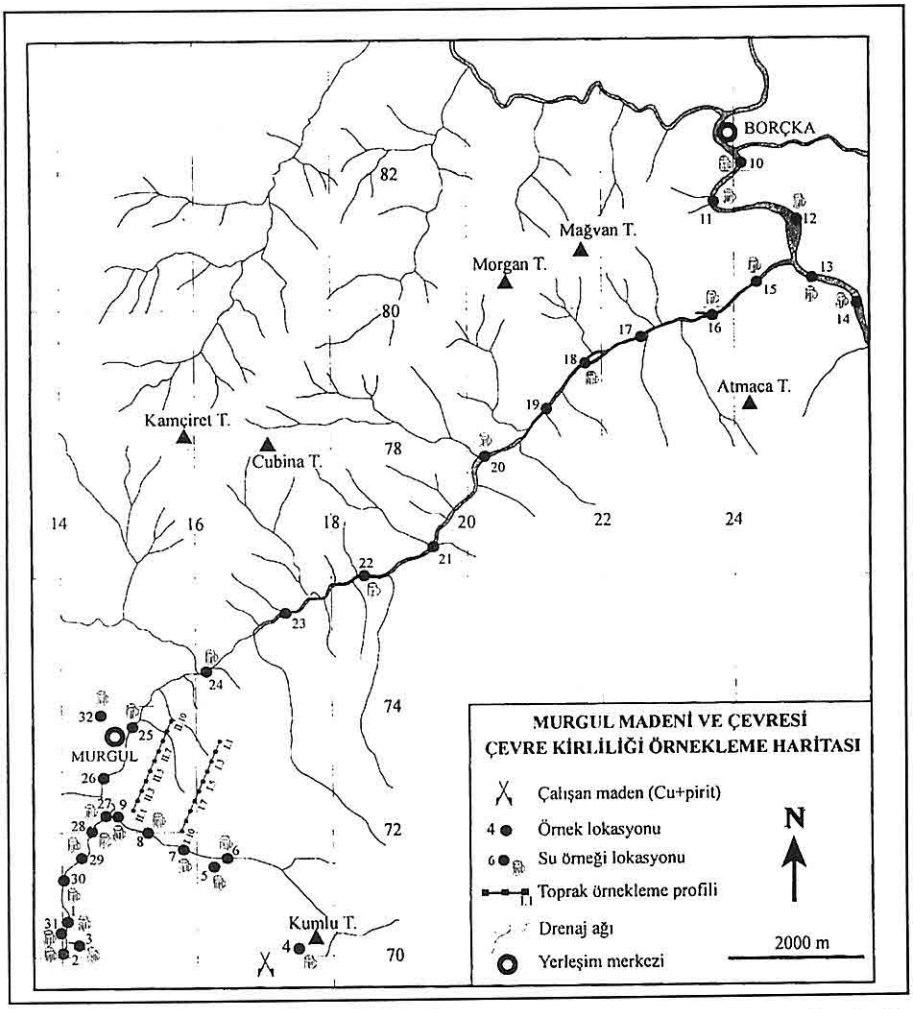
Şekil 1. Çalışma Alanının Lokasyonunu ve Doğu Pontidlerin Genel Jeolojisini Gösteren Harita (Tüysüz ve Akçay, 1997 den değiştirilerek).

çevresinin bitki örtüsünün yok olmasına yol açmıştır. Bu nedenle su jeokimyası, dere kumu jeokimyası ve toprak jeokimyası olmak üzere üç ayrı aşamadan oluşan bu çalışmada, ağır element jeokimyası uygulanarak çevresel kirliliğin boyutları ve kaynağı araştırılmıştır. Ancak, bu makalede sadece su jeokimyasına yönelik veriler kullanılarak, ağır elementlerin kaynağı, su içerisinde dağılım şekilleri, birbirleriyle olan ilişkileri ve canlı sağlığına etkileri ortaya koyulmaktadır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Çevre kirliliğinin ana nedeni olan ağır elementlerin su içerisindeki bolluk ve davranışlarını belirlemek üzere toplam 32 adet su numunesi alınmıştır. Sonuçların karşılaştırılabilmesi amacıyla, su örnekleri gerek çok kirli olduğu gözlenen sulardan ve gerekse kirlilik emaresi taşımayan sulardan alınmıştır.

Murgul maden işletmesine en yakın konumda olan ve madene ait tumba sahalarından geçen Damar ve Kabaca dereler boyunca su örnekleri ortalama 150 m aralıklarla toplanmıştır. Bu derelerin bağlandığı Murgul deresi boyunca örnekler yaklaşık 2 km aralıklarla alınmıştır. Ayrıca Çoruh nehrinden de 5 adet örnek alınmış olup, bunlardan ikisi Murgul deresi ile Çoruh nehrinin birleştiği noktanın üst kesimlerinden (maden kirliliğinden uzak), üç tanesi ise daha aşağı kesimlerden alınmıştır. Bu dere sularına ilave olarak içilmekte olan suların tetkiki amacıyla, bir adet kaynak su örneği ve bir adet de şebeke su örneği alınmıştır. Toplanan bu 32 adet su örneği (Şekil 2) 2 lt' lik plastik şişelerde muhafaza edilmiş olup, çeşitli şekillerde iyon kaybının önlenmesi amacıyla bu şişelere yaklaşık 2-3 ml konsantre nitrik asit (Rose ve diğ., 1979) ilave edilmiştir. Wiscenschaftlich



Şekil 2. Murgul Çevresinden Toplanan Örneklerin Lokasyonunu Gösteren Örnek Alım Haritası.

markalı ve pH 96-A/SET-2 tipde taşınabilir pH-metre kullanılarak, her örnek noktasında ve ayrıca Murgul deresi boyunca her iki örnek noktası arasında suyun Eh, pH ve sıcaklık ölçümleri de gerçekleştrilmiştir.

Örnekler 2:1 oranında nitrik ve perklorik asit ile çözülüp, 1 ml hidroklorik asit içerisinde çözeltiye alınarak 10 ml ye seyreltildikten sonra, Yomra (Trabzon) Su Ürünleri Araştırma Enstitüsünde bulunan grafit fırınlı atomik absorpsiyon aleti yardımıyla Cu, Pb, Zn, Cd, As, Hg, Fe ve Mn için analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçlar, tekrarlanan örneklerin, boş örneklerin ve standart çözeltilerin analizleri sonucu Thompson ve Howarth (1978) tarafından verilen yöntemlerle kontrol edilmiştir. Buna göre sonuçlar

için kesinlik (precision), % 95 güvenlik sınırına göre %5' den daha iyidir.

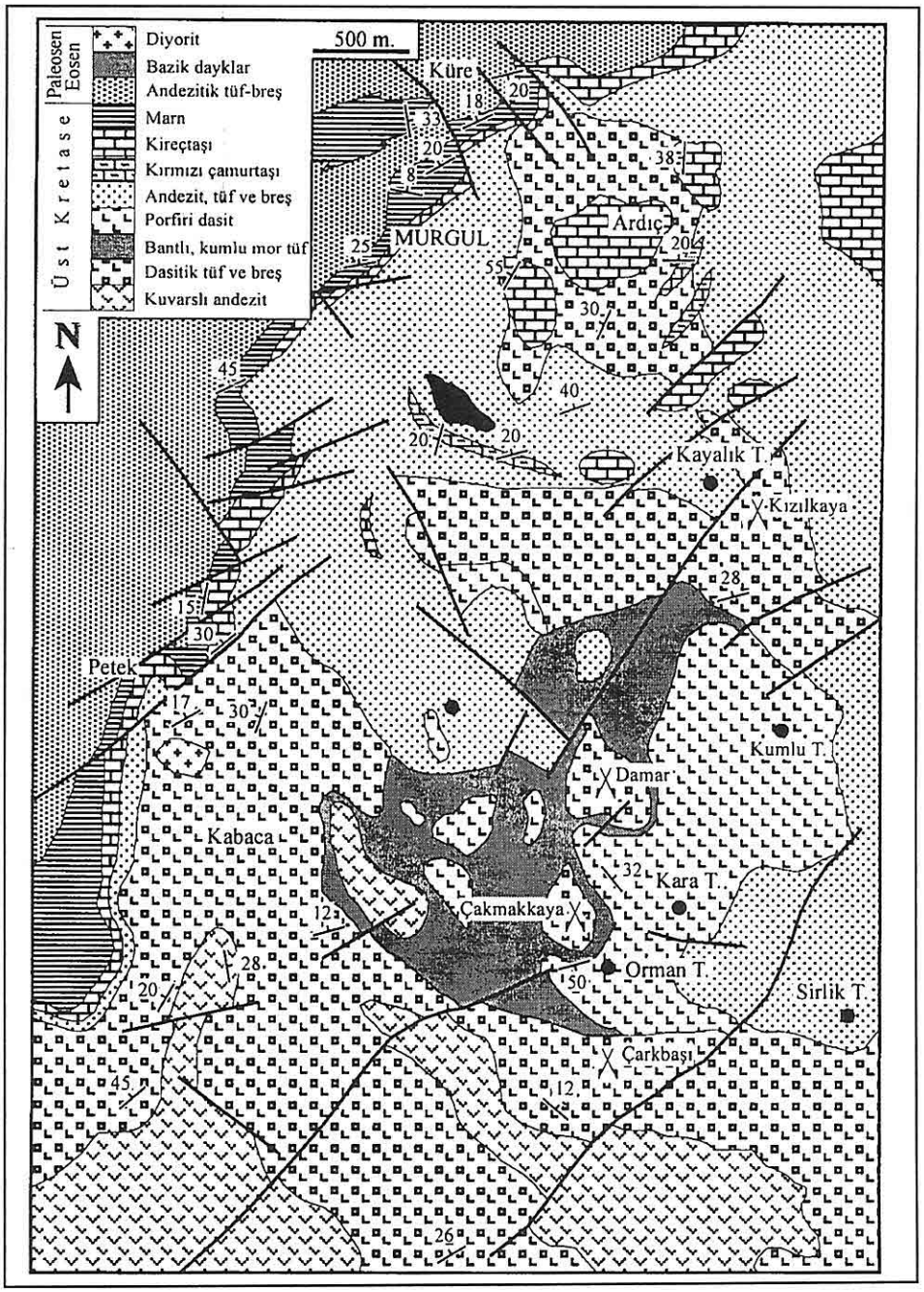
3. JEOLOJİK YAPI

Murgul yatağı başlıca üç ana volkanik faaliyetin oluşturduğu Doğu Pontid ada yayında yer almaktadır. Ada yayının kıtasal ve okyanusal plakalara göre konumu ve dalma batmanın yönü hakkında farklı görüşler ileri sürülmektedir (Akıncı, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş, 1986). Murgul yatağı ve çevresinde Alt Bazik Seri olarak isimlendirilen (Shultze-Westrum, 1961) ilk volkanik faaliyetin ürünleri Jura-Alt Kretase yaşlı bazik volkanitlerle başlar ve Alt Dasitik Seri olarak bilinen Senoniyen yaşlı felsik volkanitlerle sona erer (Şekil 3). Cevherleşme Alt Dasitik Seri'nin son evrelerinde oluşan yaklaşık 250 m kalınlıktaki felsik piroklastik kayaçlar içerisinde yer alır ve çamurtaşı -kireçtaşı-kumtaşı-çeşitli bileşimde tüfler ile başlayan ince bir tortul seri ve yer yer de mor renkli porfiritik dasitlerle örtülür. İkinci ana volkanik faaliyetin ürünü olan bu porfiritik dasitlerle cevherleşme arasında yer alan tortul seviye yer yer yoğun olarak kaolenleşmiştir. Bu da porfiritik dasitik faaliyetten önce cevherleşmenin yoğun bir şekilde erozyona ve yüzeysel bozunmaya uğradığını göstermektedir (Schneider ve diğ., 1988). Damar sahasından kaynaklanan cevher kütlelerinin maden sahasının değişik kesimlerinde kırıntılı cevher olarak gözlenmesi bu düşünceyi desteklemektedir. Üçüncü ve son volkanik faaliyet Üst Bazik Seri olarak tanımlanan Tersiyer yaşlı bazalt ve andezitleri oluşturmuştur.

4. CEVHERLEŞME

Murgul madeni Damar ve Çakmakkaya sahaları olmak üzere (Şekil 3) iki ana bölümden oluşmaktadır. Kuroko tipi masif sülfit yataklarının özelliklerini yansıtan cevherleşme (Schneider ve diğ., 1988) Üst Kretase yaşlı dasitik tüf ve breşler içerisinde yer almaktadır (Şekil 3). Üst Kretase yaşlı asidik tüfler, çamurtaşları, mikritik kireçtaşları ve kumtaşları cevherleşmenin örtü kayaçlarını oluşturmaktadır. Ayrıca mor rengi ve yer yer çok iyi gelişmiş soğuma çatlakları ile karakteristik olan dasit porfirler de bazı yerlerde direkt olarak cevherin üzerine gelmektedir. Cevherleşme daha ziyade kalınlıkları bir kaç mm ile 15-20 cm arasında değişen ve birbirlerini kesen ağsal damarcıklar halindedir. Damar sahasında olduğu gibi, ağsal cevherleşmenin en üst kesiminde, cevherli zon ile örtü kayaçlarının dokanağında kalınlıkları bir kaç cm ile bir kaç m arasında değişen ve çoğunlukla kalkopirit ve sfaleritten oluşan masif tip cevherleşmeye de yer yer rastlanmaktadır. Ancak şu anda masif cevher kütleleri çoğunlukla tüketilmiş olup, üretim ağsal damarcıklı zonlarda yapılmaktadır.

Çakmakkaya sahası uzun ekseni K25D yönünde 600 m, kısa ekseni ise K40B yönünde 500 m olan elipsoid şekilli bir kütle olup, 100 - 120 m kalınlığında bir cevherli zon içermektedir. Benzer büyüklükteki Damar sahasının uzun



Şekil 3. Murgul Cu Madeni ve Yakın Çevresinin Jeolojisi (Er ve diğ., 1992'dan değiştirilerek).

ekseni K45B, kısa ekseni ise K30D yönündedir. Murgul yatağı genelinde başlıca cevher mineralleri pirit ve kalkopirit olup sfalerit, galen ve fahlerz daha az oranda bulunmaktadır. Yatağın genelinde yanal ve düşey yönde bir mineralojik zonlanma bulunur. Sfalerit ve galen topoğrafik olarak daha üst kesimlerde bulunurken, pirit ve kalkopiritce zengin zonlar daha alt kesimlerde görülmektedir (Er ve diğ., 1992 a ve b). Asıl gang minerali kuvars olup, barit, kalsit, serizit, siderit ve ankerit de az oranda izlenir. Ayrıca örtü kayaçları içerisinde değişik oranlarda jips de bulunmaktadır. Ağsal cevherleşme huni şekilli yoğun bir hidrotermal bozunma gösterir. Cevherleşmenin olduğu zonlarda daha çok silisleşme olarak görülen alterasyon, dış zonlara doğru gidildiğinde sırasıyla serizit ve kloritin yoğun olarak gözlendiği serizitleşme ve kloritleşmeye geçiş yapar (Schneider ve diğ., 1988).

Murgul yatağında 1992 yılı sonu itibariyle ortalama %1.082 Cu tenörlü 31.856.000 ton görünür rezerv bulunmaktadır. Yatağın yıllık ortalama cevher üretimi 3 milyon tondur. Bu üretimden yıllık ortalama 25000-30000 ton konsantre Cu, (50000 -90000 ton piritden sağlanan) 25000-30000 ton kükürt ve 10000-15000 ton sülfürik asit elde edilmektedir (KBİ, 1993).

4. SU JEOKİMYASI

4.1. Eh-pH Ölçümleri

Murgul yatağının çevresinde bulunan derelerin ve diğer su kaynaklarının kimyasal şartlarının belirlenmesi amacıyla, dere kumu ve su örneklerinin toplandığı Damar dere, Kabaca dere, Murgul dere ve Çoruh nehri boyunca toplam 32 noktada Eh-pH ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca madenin etkisinin ortaya koyulabilmesi amacıyla madenden kaynaklanan suların ve tumba sahalarında gang malzemesini yamaç aşağı yıkamak için kullanılan suların da ölçümleri gerçekleştirilmiştir. pH metre aleti her gün bir-iki saat aralıklarla kalibre edilerek yapılan ölçümlerin hassas olmasına özen gösterilmiştir. Ayrıca her ölçüm noktasında pH metre aleti saf suyla yıkanarak temizlenmiştir.

Bütün ölçülen sularda pH 7.36 ile 9.70 arasında değişmekte olup ortalama 8.05 (±0.45) dir. Bu ortalama değer hiç bir şekilde maden atıklarından etkilenmemiş olan ve tumba sahalarından topoğrafik olarak daha üst zonlarda yapılan ölçümlere göre yaklaşık 0.5 birim daha yüksektir. Böyle bir noktada yer alan bir kaynak suyunun (Ö.No 31, Şekil 2, Tablo 1) pH' ı 7.60 olarak ölçülmüştür, ki bu değer şehir şebekesinden elde edilen 7.64 lük değer (Ö.No 32) ile son derece benzerdir. Ancak maden sahasının kuzeydoğusunda yer alan ve asıl tumbanın bulunduğu Kumlu Tepenin eteklerinden geçen Damar dere ve onun bağlandığı Murgul dere için aynı şeyler söylenemez. Zira bu bölgelerde su alkalen bir karakter kazanmaktadır. Ayrıca konsantrasyon tesisinden atılan atık suyun pH' ı 9.70 olarak ölçülmüştür. Bu yüksek değer flotasyon tesisinde kalkopirit ve piriti yüzdürmek için

kullanılan ksantatlardan kaynaklanmaktadır. Gerek Kumlu Tepe'deki tumba sahasından yamaç aşağı yıkanarak Damar dereye bırakılan istenmeyen atıklar ve gerekse flotasyon tesisinden atılan su piritce son derece zengindir. Normalde suyla uzun süreli etkileşim sonunda, piritler dere suyunu asitleştirici etki gösterirler. Fakat konsantrasyon tesisinden bırakılan atık suyun yüksek pH değeri pirit içeriğinin bu etkisini gidermekte ve dere suyunun pH'ının nötr - alkalen şartlarda seyretmesine yol açmaktadır.

pH ölçümleri ile Eh ölçümleri arasında son derece iyi bir negatif ilişki göze çarpar. Oksitlenme potansiyeli en yüksek olan sular pH' ı en düşük olan sularken, oksitlenme potansiyeli en yüksek olanlar ise pH değeri en düşük olanlardır. Eh-pH arasında gözlenen negatif doğrusal ilişki (Tablo 1 ve Şekil 4) bu durumu daha iyi ortaya koymaktadır. Ölçümler esnasında yapılan gözlemler sonunda, düşük Eh içeriğinin genellikle su içerisindeki askıda malzeme miktarıyla ilişkili olduğu belirlenmiştir. Bu tür malzemenin hacimsel olarak suyun yaklaşık % 15-30 unu oluşturduğu örnekler Eh değerinin en düşük olduğu zonlara karşılık gelmektedir. Dolayısıyla buna bağlı olarak, Murgul çevresindeki dereler içerisinde canlı hayatını etkileyen asıl etkenlerden birinin (suyun pH değerinin değil) Eh değeri ve askıda malzeme miktarı olduğu söylenebilir. Ayrıca, flotasyon tesisinden bırakılan ksantat içeriği son derece yüksek suların da canlı hayatına olumsuz etkisi son derece fazladır.

4.2. Ağır Element Konsantrasyonları

Toplam 26 noktadan alınan su örnekleri grafit fırınlı bir atomik absorpsiyon spektrofotometre cihazı yardımıyla Cu, Pb, Zn, Cd, Fe, Mn, As ve Hg için analiz edilmiş ve sonuçlar Tablo 1 de verilmiştir. Tabloda verilen istatistiksel verilerden de görüleceği gibi, analiz edilen elementler birbirleriyle genellikle iyi korelasyon gösterirler. Fakat jeokimyasal ilişkilerin güçlülüğüne göre, bu elementler Cu-Pb-Zn-Cd-Fe-Mn ve As-Hg olmak üzere iki ana gruba ayrılabilirler. Her gruptaki elementler birbirleriyle çok iyi pozitif korelasyonlar gösterirler.

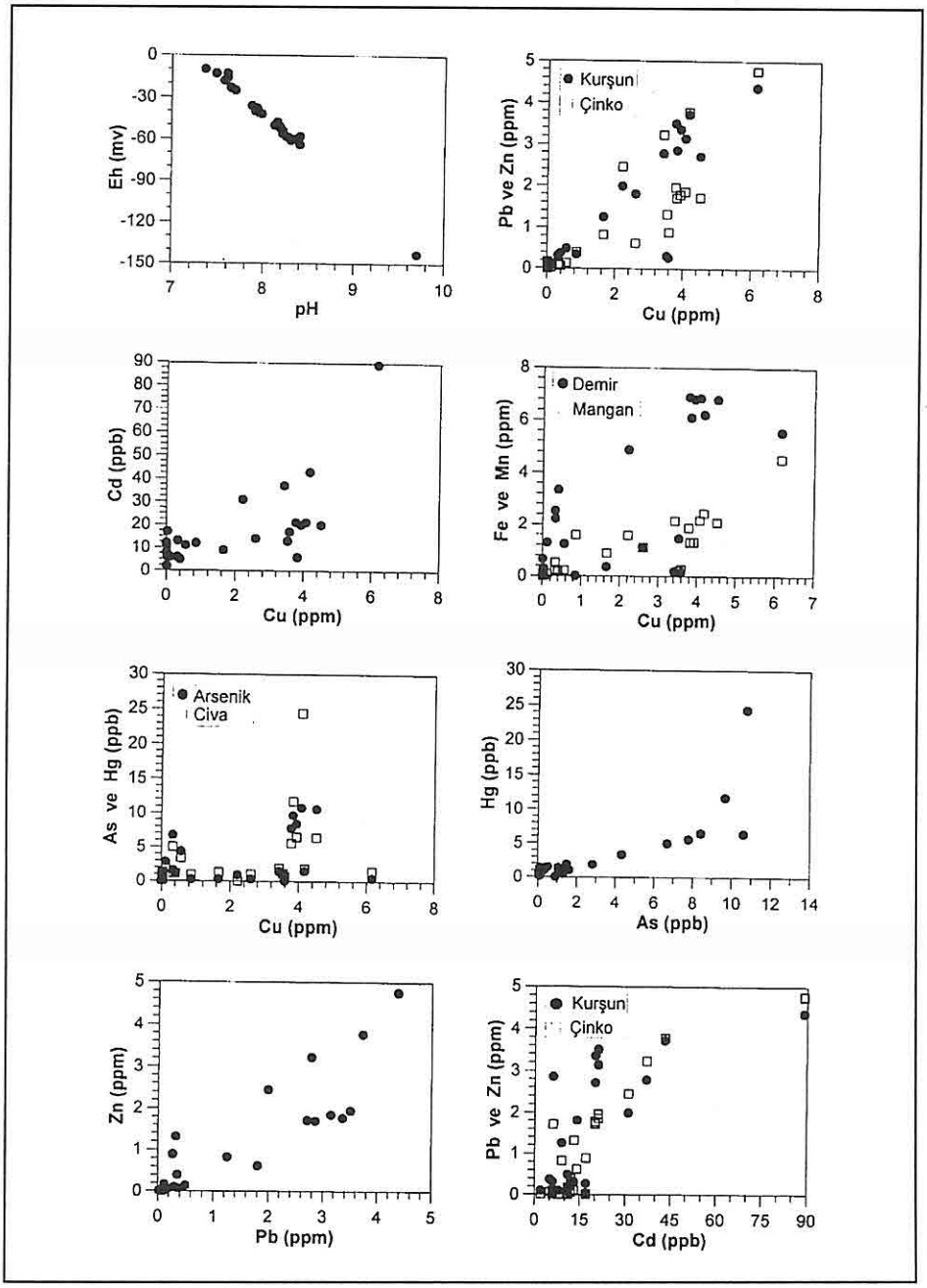
Murgul madeninin asıl bileşenini oluşturan Cu, analiz edilen su örneklerinde analiz edilemeyecek değerlerden (~0.01 mg/lt) 6.15 mg/lt' ye kadar değişen konsantrasyon değerlerine sahiptir. Medyan değeri 1.26 mg/lt, aritmetik ortalama ise 1.93 mg/lt dir. Bu durum Cu nun sola çarpık bir dağılım gösterdiğini ve örneklerin çoğunluğunun ortalamanın altında konsantrasyona sahip olduğunu göstermektedir. Bakır, Hg ve As hariç analiz edilen bütün elementlerle iyi korelasyon gösterir. Fakat Pb, Zn ve Mn ile daha iyi bir ilişkisi vardır (Tablo 1 ve Şekil 4). Elemetlerin su içerisinde dağılım profillerine bakıldığında, Cu elementi Kumlu Tepe' nin kuzeyinden geçen Damar dere içerisinde yüksek konsantrasyonlarda bulunur. Kumlu Tepe'deki tumba sahasından bırakılan atıkların Damar dereye birleştiği

Tablo 1. Murgul ve çevresinden toplanan su örneklerinin kimyasal analiz sonuçları ve sonuçların istatistiksel değerlendirilmesi.

Örnek No	pH	Eh m.volt	Cu mg/lt	Pb mg/lt	Zn mg/lt	Cd Mg/lt	Hg Mg/lt	As Mg/lt	Fe mg/lt	Mn mg/lt
MS-1	7,36	-10	0,03	0,04	0,01	17,00	0,23	0,10	0,25	0,04
MS-2	7,48	-13	0,01	0,09	0,00	8,00	0,59	0,04	0,04	0,02
MS-3	8,15	-48	0,33	0,29	0,09	13,00	1,01	1,60	2,22	0,51
MS-4	9,70	-143	2,21	1,99	2,45	31,00	0,00	0,89	4,88	1,59
MS-5	7,69	-25	3,53	0,32	1,31	13,00	1,11	1,05	1,47	0,22
MS-6	8,40	-58	0,02	0,10	0,01	2,00	1,32	0,09	0,03	0,02
MS-7	8,21	-56	4,16	3,72	3,77	43,00	1,82	1,48	6,23	2,46
MS-8	8,18	-51	3,42	2,78	3,23	37,00	1,87	1,47	0,20	2,15
MS-9	8,21	-54	6,15	4,37	4,76	89,00	1,47	0,49	5,56	4,53
MS-10	8,28	-59	0,32	0,31	0,09	6,00	5,00	6,68	2,53	0,24
MS-11	8,25	-58	0,39	0,37	0,06	5,00	1,13	1,17	3,33	0,17
MS-12	8,40	-64	0,11	0,13	0,03	6,00	1,84	2,82	1,29	0,07
MS-13	8,34	-60	0,01	0,12	0,01	11,00	0,48	1,29	0,66	0,03
MS-14	8,30	-61	0,03	0,02	0,00	6,00	1,34	1,04	0,30	0,02
MS-15	7,93	-38	3,78	3,50	1,96	21,00	5,55	7,77	6,90	1,88
MS-16	7,94	-40	3,92	3,36	1,78	20,00	6,45	8,41	6,82	1,33
MS-18	7,91	-40	2,60	1,81	0,62	14,00	1,00	0,31	1,13	1,12
MS-20	7,87	-36	1,66	1,25	0,82	9,00	1,27	0,31	0,38	0,89
MS-22	7,95	-41	0,86	0,35	0,40	12,00	0,90	0,25	0,01	1,58
MS-24	7,98	-42	4,51	2,71	1,72	20,00	6,38	10,60	6,80	2,09
MS-25	8,18	-52	4,06	3,14	1,85	21,00	24,36	10,77	6,85	2,18
MS-26	8,12	-50	3,82	2,85	1,71	6,00	11,70	9,66	6,10	1,32
MS-27	7,57	-18	3,59	0,27	0,89	17,00	0,65	0,05	0,14	0,28
MS-30	7,60	-16	0,56	0,49	0,13	11,00	3,35	4,34	1,24	0,22
MS-31	7,60	-13	0,00	0,18	0,05	12,00	0,14	0,07	0,04	0,00
MS-32	7,64	-23	0,01	0,11	0,16	11,00	0,22	0,10	0,01	0,00

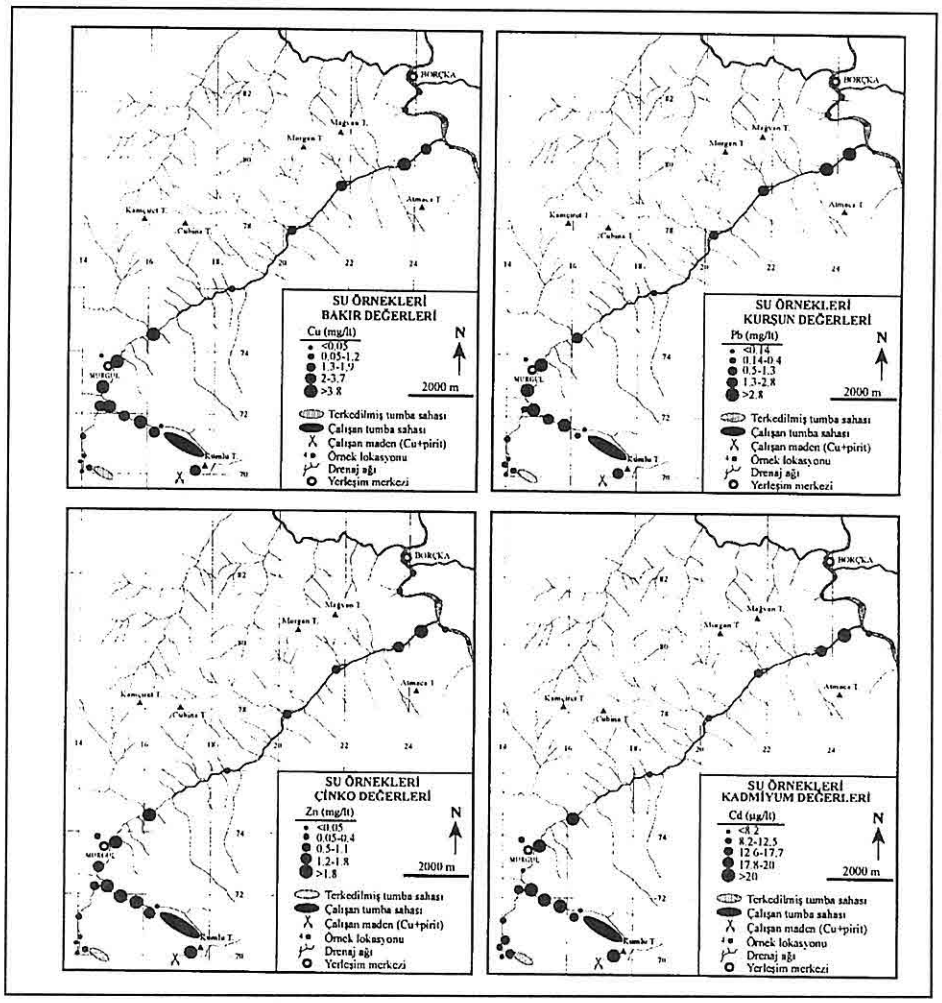
	pH	Eh	Cu	Pb	Zn	Cd	Hg	As	Fe	Mn
Minimum	7,36	-143	0,01	0,02	0,01	2,00	0,01	0,04	0,01	0,01
Medyan	8,05	-45	1,26	0,36	0,51	12,50	1,29	1,11	1,27	0,39
Ortalama	8,05	-45	1,93	1,33	1,07	17,73	3,12	2,80	2,51	0,96
Maksimum	9,70	-10	6,15	4,37	4,76	89,00	24,36	10,77	6,90	4,53
St. Sapma	0,45	26	1,92	1,46	1,32	17,54	5,10	3,65	2,71	1,11

	pH	Eh	Cu	Pb	Zn	Cd	Hg	As	Fe	Mn
Eh	-0,99	1,00								
Cu	0,08	-0,10	1,00							
Pb	0,23	-0,25	0,88	1,00						
Zn	0,30	-0,31	0,87	0,89	1,00					
Cd	0,19	-0,20	0,68	0,70	0,88	1,00				
Hg	0,05	-0,05	0,41	0,47	0,22	-0,01	1,00			
As	0,06	-0,07	0,44	0,52	0,21	-0,06	0,81	1,00		
Fe	0,33	-0,34	0,71	0,83	0,64	0,42	0,61	0,75	1,00	
Mn	0,26	-0,28	0,83	0,90	0,91	0,86	0,32	0,29	0,66	1,00



Şekil 4. Eh-pH ve Analiz Edilen Elementlerin Birbirleriyle İlişkilerini Gösteren Diyagramlar.

noktadan topoğrafik olarak daha üst kesimlerden alınan temiz su örneği (Ö.No. 6, Şekil 2) içerisinde Cu değeri 0.02 mg/lt dir. Buna karşın gerek tumba atıkları ve gerekse 4 nolu örneğin (Şekil 2) alındığı konsantrasyon tesisinden atılan suyun etkilediği noktadan itibaren, Damar dere içerisinde Cu konsantrasyonu 6.15 mg/lt e kadar çıkar ve yüksek değerler yaklaşık 5 km lik bir zon boyunca Murgul deresine kadar devam eder (Şekil 5). Bu durum maden sahası atıklarının su içerisindeki normal Cu miktarını yaklaşık 300 kat artırdığını göstermektedir. Ayrıca, Morgan Tepenin güneydoğusundan itibaren su içerisindeki Cu konsantrasyonlarında yeni bir artış



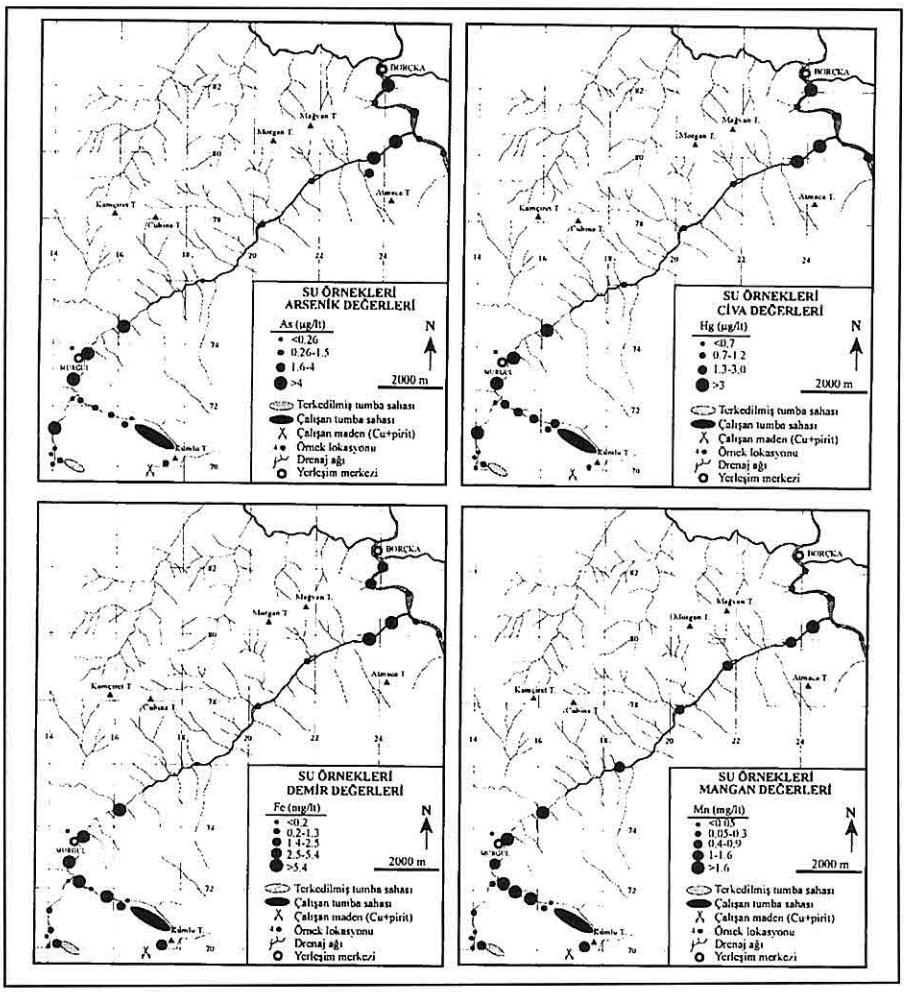
Şekil 5. Cu, Pb, Zn ve Cd' nin Su Örneklerinde Örnekleme Profili Boyunca Dağılım Haritaları.

gözlenmekte ve bu artış Çoruh nehrine kadar devam etmektedir (Şekil 5). Örneklenen bu noktalarda diğer analiz edilen elementler de çok yüksek konsantrasyonlar sergilemektedir. Hatta bu yüksek konsantrasyonlar kismen Çoruh nehri içerisinde suyun akış yönünde de devam etmektedir. Fakat bu artışlar tamamen Borçka yerleşim biriminden kaynaklanan ve vadi kenarlarına terkedilen metal yığınlarından kaynaklanmaktadır.

Kurşun 0.02 mg/lt den 4.37 mg/lt ye kadar değişen değerlere sahiptir. Murgul madeninden etkilenmemiş temiz su örnekleriyle kıyaslandığında, maden atıklarıyla kirlenmiş olan sular içerisinde Pb konsantrasyonu yaklaşık 200 katlık bir anomali kontrastı vermektedir. Bu yüksek kontrast ortalama Pb içeriğini de 1.33 mg/lt ye yükseltmektedir (Tablo 1). Kurşun su içerisinde özellikle Cu ve Zn ile çok iyi, fakat Cd ile zayıf korelasyonlar gösterir (Şekil 4). Bu durum, Cu, Pb ve Zn' nin Murgul madeninin mineralojisinde birlikte bulunuşunu fakat Cd nin dağılım profilinin daha çok Zn ye bağlı olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Pb nin dağılım profilinde vadi boyunca konsantrasyon azalması veya seyrelme daha hızlı gerçekleşmektedir. Diğer bir deyişle Cu, Zn ve Cd ye göre Pb nin dağılım profili daha kısadır (Şekil 5). Kurşun içerikleri konsantrasyon tesisinden atılan su içerisinde (Ö.No. 4) 1.99 mg/lt, buna karşın asıl tumba sahasının tabanınından alınan örnek içerisinde (Ö.No. 5) ise 0.32 mg/lt'dir. Dolayısıyla Damar dere içerisindeki yüksek Pb içeriği daha ziyade konsantrasyon tesisinden gelen atık sudan kaynaklanmaktadır. Ayrıca vadiye bırakılan istenmeyen gangın su akıntısına bağlı olarak fiziksel parçalanması da suyun Pb içeriğinin önemli ölçüde artmasına imkan tanımaktadır. Kaynak suyu ve şehir şebekesi içerindeki Pb içeriği temel değerden yaklaşık 10 kat yüksektir. Bu durum yörenin yüksek Pb değerlerini yansıtmaktadır.

Çinko dağılımı Pb ve Cu ile son derece benzer olup, su içerindeki Zn değerlerinde madenin etkisiyle yaklaşık 400 katlık bir artış gözlenmektedir. Konsantrasyon tesisi atık suyunun Zn içeriği 2.45 mg/lt (Cu içeriğinden yüksek), asıl tumbanın tabanında örneklenen suyun Zn içeriği ise 1.31 mg/lt (Cu içeriğinden düşük)'dir. Buna göre dere içerisindeki Zn kirliliğinin asıl nedeni Pb için olduğu gibi yine konsantrasyon tesisinden kaynaklanan atık sular ve kısmen de tumba sahasından akıtılan sulardır.

Baz metal elementlere göre insan sağlığı açısından daha ciddi tehlikeler oluşturan Cd, As ve Hg daha düşük konsantrasyonlarda bulunmaktadırlar. Temiz sular içerisindeki Cd içeriği 2 Mg/lt iken, kirletilmiş sularda 89 Mg/lt dir (~ 45 kat daha yüksek). Damar dere boyunca ve Murgul derenin başlangıcında görülen böylesine yüksek değerler su içerisindeki canlı hayatının yok oluşunun nedenlerinden biridir. Yüksek Hg ve As içerikleri madenden ziyade yerleşim merkezlerinden



Şekil 6. As, Hg, Fe ve Mn' nin Su Örneklerinde Örnekleme Profili Boyunca Dağılım Haritaları.

kaynaklanmaktadır. Zira konsantrasyon tesisinden gelen atık su içerisinde Hg gözlenememesi, çok az As görülmesi (0.89 Mg/lt), yüksek Hg (>5 Mg/lt) ve As (>5 Mg/lt) değerlerinin gerek Murgul ve gerekse Borçka merkezlerinden geçen dere sularından elde edilmesi (Şekil 6) bunu desteklemektedir.

Demir ve Mn dağılımları genel olarak birbirlerine benzer olmakla birlikte, akıcılık farklarından kaynaklanan bir t farklılık gösterirler. Her iki element de madenden kaynaklanan atıklar nedeniyle, özellikle Damar dere içerisinde çok yüksek değerlere ulaşırlar. Demir yaklaşık 600 kat, Mn ise yaklaşık 450 kat zenginleşir. Maden atıklarına ilave olarak yerleşim merkezlerinden kaynaklanan atıklar da bu derişime etki etmektedir. Yüzeysel şartlarda Mn son derece akıcı

bir element olduğundan (Rose ve diğ., 1979), su içerisinde uzun süre çözelti halinde kalmakta ve analiz edilen elementler içerisinde en uzun dağılım profilini (>15 km) oluşturmaktadır (Şekil 6).

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Ulusların ve devletlerin gelişmesinde doğal kaynakların rolü yadsınamayacak kadar önemli bir yer tutar. Bu nedenledir ki, Avustralya, Güney Afrika, Kanada ve Rusya dünya pazarına rahatlıkla hükmetmektedirler. Ancak doğal kaynakların elde edilme aşamasında takip edilen yöntemler, özellikle maliyet hesaplarının son derece düşük olması için emniyet ve sağlık önlemlerinin genellikle dikkate alınmadığı gelişmemiş ve bazı gelişmekte olan ülkelerde, uzun vadede madenin getirdiğinden daha çoğunu götürmektedir. En büyük problemlerin başında çevreye yapılan ve geri alınması son derece güç olan kirlilik tahribatı gelmektedir.

Uzun yıllardan beri üretimde olan ve Türk ekonomisine büyük katkısı olan Murgul Cu madeninde gerçekleştirilen tesisler nedeniyle, Murgul kasabası ve yakın çevresi asit yağmurlarının etkisinde kalmış ve bitki örtüsü tamamen yok olmuştur. Aşırı tepki nedeniyle, asit yağmurlarına yol açan sülfürik asit tesisi kapatılmış ve böylece tabiatın kendisini yenilemesi için imkan hazırlanmıştır. Ancak, Murgul çevresindeki akarsulara da en az bitki örtüsü kadar tahribat yapılmaktadır. Bu tahribat herhangi bir kimyasal analize gerek duyulmadan rahatlıkla gözlenebilir. Zira, Damar dere ve Kabaca derelere bırakılan tumba atıkları nedeniyle dere suyu grimsi bir renk kazanmış olup, bu renk farkı Murgul derenin Çoruh nehrine bağlandığı yaklaşık 16 km lik bir mesafe boyunca izlenebilmektedir. Bu renk farkına neden olan asıl etken, suda askıda taşınan malzeme miktarıdır. Atıkların fiziksel parçalanması sonucu su içerisinde askıda taşınan kil boyutunda malzeme, hacimsel olarak yer yer % 30 lara varmakta ve akan suyun oksitlenme potansiyelini etkileyerek Eh değerinin çok düşük olmasına (<-50 mv) neden olmaktadır. Haliyle bu durum su içi canlı hayatının yok olmasına ve böylece bir diğer doğal zenginliğin kaybına yol açmaktadır. Askıda malzeme çoğunlukla piritden oluşmaktadır. Bunların suyla uzun süreli reaksiyonu sonucunda, suyun pH'ını yükseltecekleri aşikardır. Fakat pH ölçümlerinde genellikle nötr ve alkalen değerler bulunmuştur. En alkalen değer (pH = 9.7) flotasyon tesisinden atılan sudan elde edilmiştir. Bu yüksek değer tesiste kullanlan ksantatlardan kaynaklanmakta ve Damar dere boyunca suyun pH' ını nötr şartlarda tutmaktadır.

Madenin çevre sularına etkisinin tam olarak ortaya koyulması amacıyla, Murgul madeninden uzakta yer alan temiz sular ve madenden etkilenen kirli sulardan derlenen su örneklerinden gerçekleştirilen analizler, özellikle Damar dere boyunca çok yüksek Cu, Pb, Zn, Cd, Fe ve Mn değerlerinin varlığını ortaya koymuştur. Mangan hariç bu elementlerin ortalama dağılım profil

uzunlukları yaklaşık 5 km dir ve yüksek konsantrasyonlar Murgul kasabasının yerleşim sahasının dışına kadar devam etmektedir. Madenden kaynaklanan atıklar nedeniyle, temiz sulara göre kirli suların Cu içeriği ~300 kat, Pb içeriği ~200 kat, Zn içeriği ~400 kat ve Cd içeriği ~45 kat artmıştır. Bu iz elemetlerin su içerisinde fazlalığı değişik problemlere yol açabilir. Zira Lewis (1986), Crounse (1986), Thornton ve diğ. (1986) ve Siegel (1974) tarafından yapılan araştırmalarda bir çok iz elementin azlığı veya fazlalığının özellikle ilk olarak saç ve derilerde bozukluklara yol açan değişik hastalıklara yol açtığı ortaya çıkarılmıştır. Murgul şehir suyu şebekesi ve çevredeki su kaynaklarında bu yüksek element konsantrasyonlarının herhangi bir etkisi görülmemektedir. Dolayısıyla su kaynakları bakımından, madenin insan sağlığı açısından direkt bir etkisi söz konusu değildir. Ancak kirletilmiş sulardan beslenen küçük ve büyük baş hayvan kaynaklı besinlerin tüketilmesi ile uzun vadede insanlarda istenmeyen düzensizliklerin oluşması kaçınılmazdır.

Gerek Damar dereye akıtılan flotasyon tesisi çıkışlı atık su, gerekse Damar dereye bırakılan asıl tumbadan ve Kabaca dereye bırakılan tali tumbadan gelen sular yüksek element içeriklerinin asıl kaynaklarını oluştururlar ve dolayısıyla Murgul çevresindeki su kirliliğinin başlıca nedenleridirler. Özellikle flotasyon tesisinden atılan su hacimsel olarak ortalama %30 pirit içermektedir. Bu nedenle çevredeki su kirliliğinin önlenebilmesi için yapılması gereken ilk şey bu suların islah edilmesi ve çevresel olarak istenen bir seviyeye indirgenmeleridir. Bu amaçla dinlendirme havuzları yapılmak suretiyle, flotasyon tesisinden atılan suyun ve tumba sahalarından akıtılan suların taşıdıkları askıda malzeme (çoğunlukla pirit) çökeltilebilir. Ayrıca bu havuzlarda kullanılabilecek olan Mn' li ve Fe' li bileşiklerle su içerisinde taşınan iz elementler de emilerek (Whitney, 1974; Nowlan, 1976), atık sular daha temiz bir kimyaya kavuşturulabilir.

6. KAYNAKLAR

Akıncı, Ö.T., 1980, Major copper metallogenic units and genetic igneous complexes of Turkey, Soc. Geology Applied to Mineral Deposits Special Publ., 1, 199-208.

Altun, Y., 1976, Artvin-Murgul bakır yataklarının jeoloji ve değerlendirme raporu, MTA rapor no 6317, Ankara, Yayınlanmamış.

Bektaş, O., 1986, Doğu Pontid ark gerisi bölgelerdeki paleostres dağılımı ve çok safhalı riftleşme, MTA Dergisi, 103-104, 1-15.

Buser, S., 1970, Artvin-Murgul bakır ocağı çevresinin jeolojisi, MTA rapor no 5073, Ankara, Yayınlanmamış.

Çağlar, D., 1985, Artvin - Göktaş -Akarşen Cu-pirit yatağının maden jeoloji raporu, MTA Maden Etüd Dairesi Raporu No 2019, Ankara.

Crounse, R.G., 1986, Geochemistry and human health in the 1980's, In:

Thornton, I ve Howarth, R.J. (editörler) Applied Geochemistry in 1980's, John Wiley and Sons, New York, 337-345.

Er, M., Yılmaz, Z., Dursun, A., Özdoğan, K., Yılmaz, H. ve Erçin, A.Y., 1991, Murgul maden arama ve geliştirme projesi, Genel Jeokimya Raporu, MTA raporu no 9323, Yayınlanmamış.

Er, M., Yılmaz, Z., Dursun, A. ve Özdoğan, K., 1992a, Murgul maden arama ve geliştirme projesi, Genel jeoloji raporu, MTA Proje no 90-147, .

Er, M., Yılmaz, Z., Dursun, A., Özdoğan, K., Yılmaz, H. ve Erçin, A.Y., 1992b, Murgul maden arama ve geliştirme projesi, Kilisetepe-Kızılkaya arası 1/5000 ölçekli detay jeoloji etüd raporu, MTA raporu no 9326, Yayınlanmamış.

Gümüş, A., 1970, Türkiye metalojenisi, MTA yayın no 144, Ankara, 30 s.

K.B.İ., 1993, K.B.İ. işletmelerinin faaliyetlerine dair rapor, K.B.İ, Ankara, 28.s.

Lewis, G., 1986, Geochemistry and animal health, In: Thornton, I ve Howarth, R.J. (editörler) Applied Geochemistry in 1980's, John Wiley and Sons, New York, 260-270.

Mado, H., 1972, Kuzeydoğu Türkiye'de bulunan Murgul madenindeki Cu cevherli yataklarının jeoloji ve mineralizasyonu, MTA raporu no 4883, Ankara, Yayınlanmamış.

Nowlan, G.A., 1976, Concretionary manganese-iron oxides in streams and their usefulness as a sample medium for geochemical prospecting, J. Geoch. Explor., 6, 193-210.

Pejatoviç, S., 1979, Pontid tipi masif sülfit yataklarının metalojenisi, MTA yayını no 177, Ankara.

Rose, A.W., Hawkes, H.E. ve Webb, J.S., 1979, Geochemistry in Mineral Exploration, 2nd Edition, Academic Press, Londra, 657 p.

Schneider, H.J., Özgür, N. ve Palacios, C.M., 1988, Relationship between alteration, rare earth element distribution, and mineralisation of the Murgul Copper deposit, northeastern Turkey, Economic Geology, 83, 1238-1246.

Shultze-Westrum, H.H., 1961, Giresun civarındaki Aksu deresinin jeolojik profili ile Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontid cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütalalar, M.T.A. Dergisi, 57, 63-71.

Siegel, F.R., 1974, Applied Geochemistry, John Wiley and Sons, New York, 353 p.

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

Thompson, M. ve Howarth, R., 1978, A new approach to the estimation of analytical precision, J. Geoch. Explor., 9, 23-30.

Thornton, I., Abrahams, P.W., Culbard, E., Rother, J.A.P. ve Olsen, B.H., 1986, The interaction between geochemical and pollutant metal sources in the environment: Implications for the community, In: Thornton, I ve Howarth, R.J. (editörler) Applied Geochemistry in 1980's, John Wiley and Sons, New York,

270-308.

Tüysüz, N. ve Akçay, M., 1997, The gold occurrences in the volcanic arc of the eastern Pontides, NE Turkey. Papunen, H. (editör) Mineral Depesits: Research and Exploration-Where Do They Meet, Balkema, Rotterdam, 331-334.

Vujanoviç, Y., 1974, Doğu Karadeniz Bölgesi kıyı kesiminde bulunan sülfid maden yataklarının mineraloji, parajenez ve köken özellikleri, MTA Dergisi, 82, 21-35.

Whitney, P.R., 1974, Relationship of manganese-iron oxides and associated heavy metals to grain size in stream sediments, J. Geoch. Explor., 4, 251-263.

Yıldız, B., 1984, Doğu Karadeniz Bölgesinde Cu, Pb, Zn cevherleşmelerinin uzay görüntülerinden saptanan çeşitli yapılar ile ilişkisi, MTA Dergisi, 99/100, .

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

SİVRİHİSAR NEOJEN GÖL BASENİNDEKİ FARKLI JİPS OLUŞUMLARININ DURAYLI İZOTOPLARA ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$) GÖRE ORTAMSAL YORUMLARI

Zehra KARAKAŞ
A.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/ Türkiye

ÖZET: *Sivrihisar göl basenindeki Neojen yaşlı Sakarya formasyonunda jipslerle birlikte dolomit, dolomitli sepiyolit ve kireçtaşları yüzeylenir. Jipsler, Sakarya formasyonu içerisinde üç farklı tipe ayrılırlar. Bunlar, 1. Masif jipsler, 2. Tabakalı ve dolomitli jipsler, 3. Serbest büyümeli ve çatlak dolgusu jipsleri olarak tanımlanmıştır.*

Birinci tip olan masif jipsler beyaz renkli prizmatik kristallerden meydana gelmiştir. İçlerinde ters derecelenme, dalga izleri ve mikrokıvrımlar yaygındır. Bu birimin toplam kalınlığı 10 metredir.

İkinci tipi temsil eden tabakalı ve dolomitli jipsler çoğu kez masif jipslerin üst düzeylerinde oluşurlar. Bunlar da beyaz renkli prizmatik kristalli olup, ince tabakalı dolomitlerle ardalanmalıdırlar. Bunların toplam kalınlığı 6 metredir.

Üçüncü tipi teşkil eden serbest büyümeli ve çoğunlukla da çatlak dolgusu oluşturan jipsler kahverengi ve bal renkli olup, prizmatik, diskoidal, kırlangıç kuyruğu gibi çeşitli kristallenme özellikleri sunarlar. Çoğunlukla da dolomit ve kireçtaşı çatlaklarında meydana gelmişlerdir.

Yukarıda tanımlanan bu üç farklı tipten derlenen jipsler ile bunlara eşlik eden dolomit ve kireçtaşı örneklerinden elde edilen ortalama izotop değerleri şu şekildedir.

	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Beyaz renkli masif Jips	*+1*	*-2*
Tabakalı ve dolomitli jips	*+1*	*-2.3*
Serbest büyümeli ve Çatlak dolgusu jips	*+3*	*-3.4*
Saf dololomit	*+4*	*-3*
Kireçtaşı	*+1*	*-3*

Jipsler, yukarıda tanımlandığı şekilde Sakarya formasyonu içerisinde farklı kristallenme özelliği sunarlar. Bunların sedimantolojik özellikleri de sualtı, göl düzlükleri ve çatlak dolgusu gibi farklı ortamları gösterir. Tüm bu farklı tipler duraylı izotoplar açısından değerlendirildiğinde oluşum ortamı farklı, fakat tuzluluğu ve organik karakteri çok az değişen göl ve göl+zemin suyu karışımından meydana geldikleri görülmüştür.

INTERPRETATION OF DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF DIFFERENT TYPES OF GYPSUM ROKS IN SİVRİHİSAR LACUSTRINE BASIN USING STABLE ISOTOPES ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$)

ABSTRACT: *Sakarya formation of Neogene age consists of gypsum associated with dolomite, dolomite-bearing sepiolite, and limestone in the Sivrihisar lacustrine basin. Three types of gypsum are distinguished in the Sakarya formation: a)Massive gypsum, b) Bedded and dolomite-bearing gypsum, and c) Displacive-grown gypsum in the form of fracture filling.*

Massive gypsum consists of white-prismatic crystals. Reserve gradations, ripple marks, and micro--folds are commonly found in this type. The total thickness of this unit in 10m.

Bedded, dolomite-bearing gypsum were mostly observed at the upper levels of massive gypsum. This type of gysum is also composed of white-prismatic crystals and interbedded with dolomite. They present a total thickness of 6m.

Displacive-grown, fracture filling gypsum has the colour of brown and honey and presents crystal shapes such an prismatic, discoidal, and swallow-tail. They mostly formed in the fractures of dolomite and limestone. The average isotope values obtained from the samples collected from the aforementioned three types of gypsum and associated dolomite and limestone are as follows.

	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
White-massive gypsum	*+1*	*-2*
Bedded, dolomite-bearing gypsum	*+1*	*-2.3*
Displacive-grown, fracture-filling gypsum	*+3*	*-3.4*
Pure dolomite	*+4*	*-3*
Limestone	*+1*	*-3*

Gypsum rocks in the Sakarya formation present different crystallization characteristics. Their sedimentological features indicate different depositional environmentals such as sub-water, lacustrine plains, and fracture-fillings. Based on the evaluation of the results of stable isotopes, these gypsum rocks are interpreted to have formed in different depositional environments hosting lakewaters and the mixture of lake+ground water with more or less constant salinity and organic content.

1.GİRİŞ

Sivrihisar Neojen göl baseni, içerdiği evaporitik oluşumlar (dolomit, sepiyolit, manyezit ve jips) nedeniyle İç Anadolu'nun önemli Neojen havzalarından biridir. Bölgenin Neojen stratigrafisine ait ilk çalışma Umut ve diğ. (1991) tarafından yapılmıştır. Yörede sepiyolit oluşumlarının jeolojisi, mineralojisi ve oluşum ortamlarının yorumlanması (Çoban, 1993; Karakaş ve Varol, 1993; Bellanca vd., 1993; Yeniyol, 1994; Gençoğlu ve İrkeç, 1994) ve dolomit oluşumları (Karakaş ve Varol, 1994) ile ilişkili çalışmalar

bulunmaktadır.

Bu çalışmada, Sivrihisar baseninde yeralan jipsli Neojen tortullarının ayrıntılı sedimantolojik özelliklerinin belirlenmesi ve yanal yöndeki fasiyes değişimlerinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır. Ayrıca, jipsli birimlerin duraylı izotop karakterleri ile değerlendirilerek, bu birimlerin oluşum ortamları ve koşullarının açıklanması hedeflenmiştir.

2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİK KONUMU VE ÇALIŞMA METODLARI

İnceleme alanı Eskişehir ili, Sivrihisar ilçesinin 13 Km güneydoğusunda yeralmakta olup, 1000 km^2 'lik bir sahayı kaplamaktadır (Şekil 1). Jipsli birimler ile diğer birimlerin dikey ve yanal yöndeki ilişkileri Kuşaklıbayır, İnüstü, Uyuzpınarı, Dedebayırı, Çocukağılı, Türbe tepe ve İlyaspaşa olarak isimlendirilen ölçülü stratigrafik kesitlerle incelenmiştir.

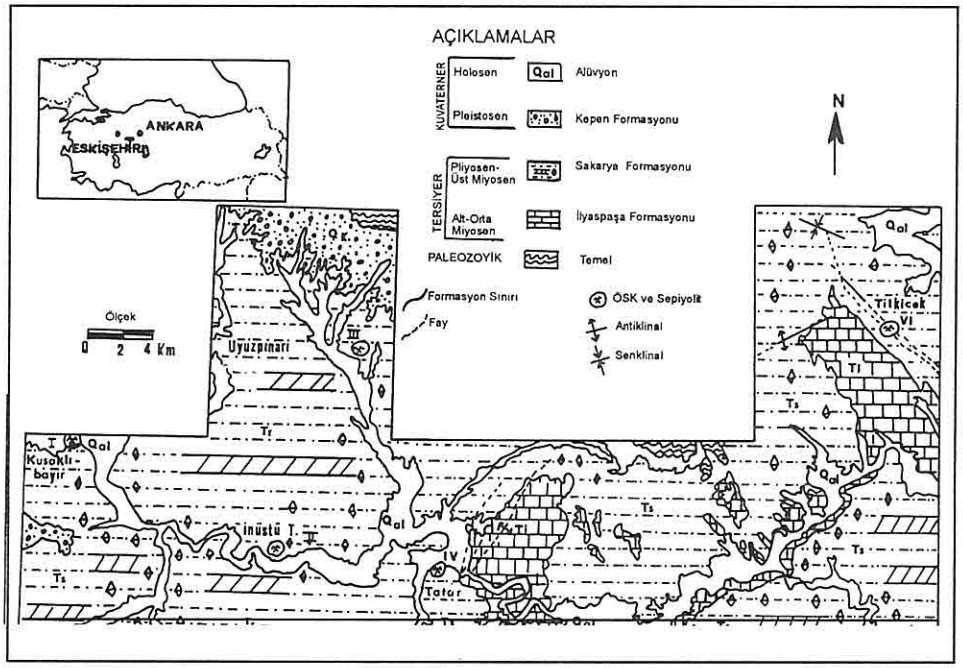
Jipslerin sedimantolojik tanımında, arazideki yerleşim şekilleri, yapı ve doku özellikleri ile makroskobik olarak renk, sertlik, kristal şekli gibi fiziksel özellikleri belirlenmiştir. Mineralojik ve petrografik tayinler 50'den fazla jips örneği "Peel" metodu ile hazırlanan özel kesitler (Mandado ve Tena, 1985) yardımıyla yapılmıştır. Kristal özellikleri farklı jipslerden seçilen 10 adet örnek üzerinde yürütülen duraylı izotoplar ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$) Varion Mat 250 tipindeki kütle spektrometresinde özel olarak hazırlanan çözeltilerden ölçülmüştür. Bunun için Epstein ve diğerleri (1964) ile Becker ve Clayton (1972) tarafından önerilen metod kullanılmıştır.

3. STRATİGRAFİ

İnceleme konusunu oluşturan gölsel jipsler, dolomit, kiltaşı, marn ve kireçtaşları ile birlikte Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Sakarya formasyonu içerisinde yer alır (Karakaş ve Varol, 1994). Bu formasyon, egemen litoloji ve sedimantoloji özelliklerine dayanılarak üye aşamasında toplam dört kaya birimine ayrılmıştır. Bunlar alttan üstte 1.Jips üyesi (Tsj), 2. Alt kireçtaşı üyesi (Tsak), 3. Killi dolomit üyesi (Tsd), 4. Üst kireçtaşı (Tsük) üyelerinden oluşur (Şekil 2).

Jips üyesi, yeşil, beyaz, kahverenkli kil, marn, dolomit ve jips ardalanmasından oluşan bir litolojiye hakimdir. Tabanda, kil, marn, dolomit ve jips ardalanmasıyla başlayan birimin içerisindeki jipsler, kristal özellikleri ve mineralojileri farklı birkaç düzey şeklinde gözlenirler. Bu jips serisi Alt-Orta Miyosen yaşlı İlyaspaşa formasyonu üzerine çok düşük açılı bir uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2). Üst sınırında ise Alt kireçtaşı üyesi uyumlu ve dereceli geçişli olarak yer almaktadır.

Alt kireçtaşı üyesi arazide beyaz, kirli beyaz, bej ve sarı renkli olarak gözlenmekte, masif, orta-kalın katmanlı, bol gastropod fosilli kireçtaşları ile beyaz renkli yumuşak dolomitlerden oluşmaktadır. Fosil içeriklerine göre birimin yaşı Üst Miyosen - Pliyosen'dir (Karakaş ve Varol, 1994). Genelde boşluklu bir yapıda olan birimin



Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Bulduru ve Jeoloji Haritası.

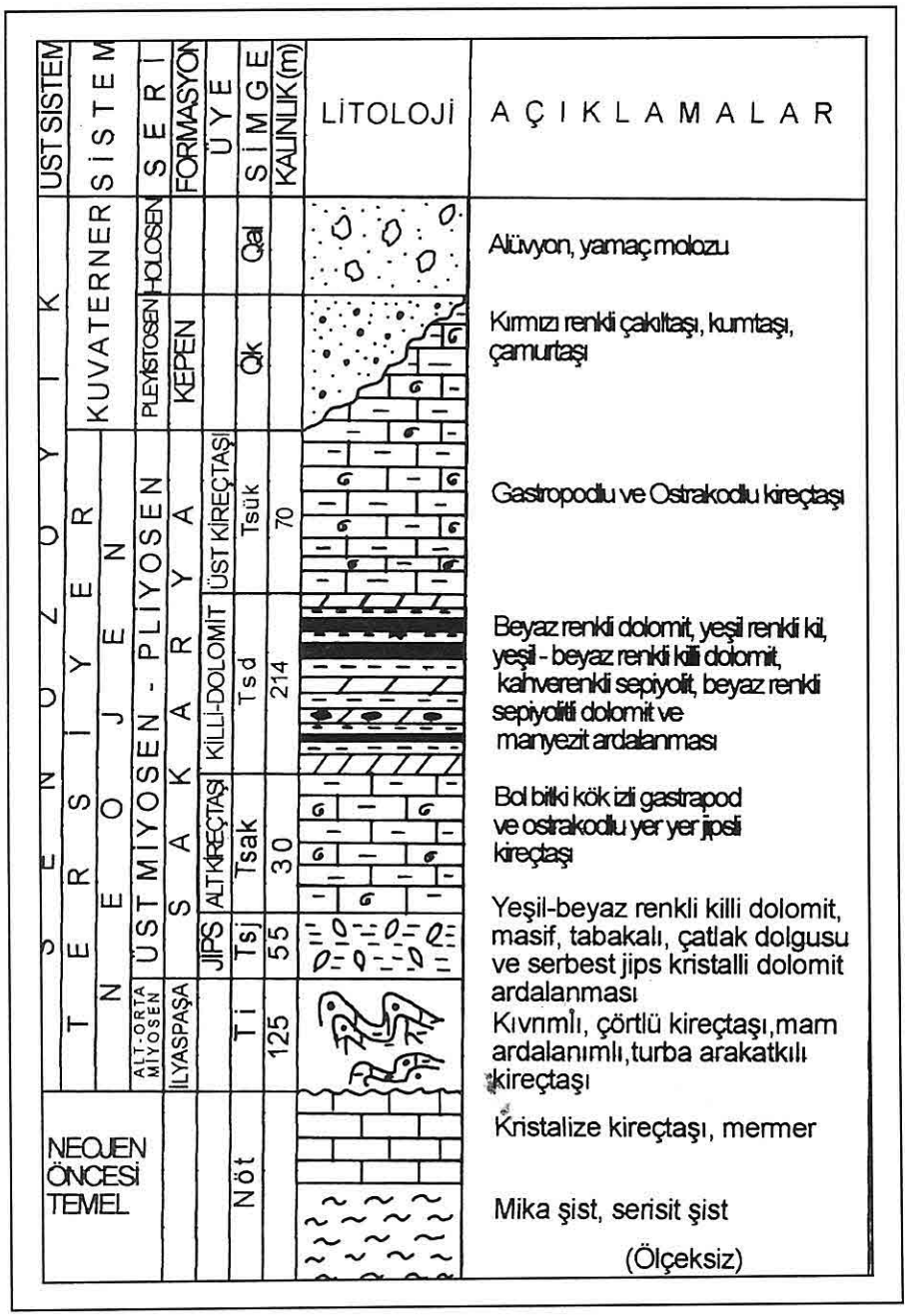
içerisinde bol miktarda bitki kök izleri bulunur. Bu alt kireçtaşı üyesinin üzerinde Killi-Dolomit üyesi uyumlu olarak yer almaktadır.

Killi-dolomit üyesi yeşil renkli sert killi marn, beyaz-krem, kahverenkli dağılgan kil ve beyaz renkli, bol gözenekli, yumuşak dolomitlerden oluşmaktadır. Genellikle yatay katmanlı olan birim içerisinde birkaç seviye halinde sepiyolit damarları bulunmaktadır. Bu birimin üzerinde uyumlu olarak Üst kireçtaşı üyesi bulunur.

Üst kireçtaşı üyesi, gri renkli, orta-kalın katmanlı, yer yer marnlı seviyeler içerisinde bol miktarda gastropod ve ostracod fosilleri bulunduran birimlerden oluşmaktadır. Yer yer yumrulu kireçtaşından oluşan birim, boşluklu ve kavkı kalıpları içermektedir. Sert çıkıntılar halinde mostra veren birimin üzerinde açısal uyumsuzlukla Pleyistosen yaşlı Kepen formasyonu bulunur (Şekil 2).

4. SAKARYA FORMASYONUNDAKİ JİPSLİ BİRİMLERİN FASİYES ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki jipsler, Sivrihisar Neojen göl baseninde oldukça geniş bir alanda yayılım sunarlar (Şekil1). Jipslerin arazideki konumları, renk, sertlik, kristal şekilleri, yapı ve doku özellikleri ile bunlara eşlik eden yan

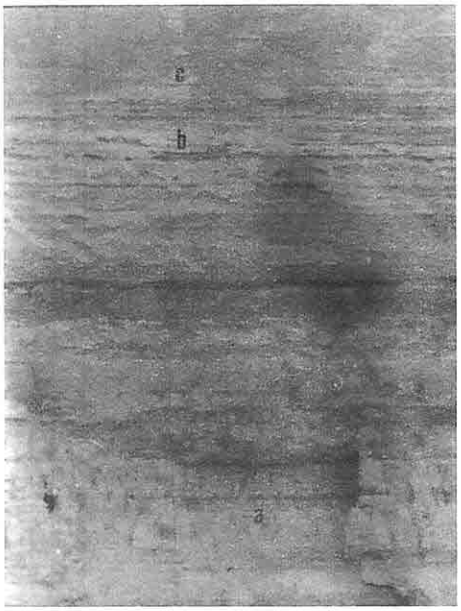


Şekil 2. İnceleme Alanındaki Neojen Birimlerinin Genelleştirilmiş Dikme Kesiti.

kayaç litolojisi gözönüne alındığında çalışma alanında üç farklı jips fasiyesi tanımlanmıştır. Bunlar; 1.Masif jipsler, 2. Tabakalı ve dolomitli jipsler, 3. Serbest büyümeli ve çatlak dolgusu jipsleridir.

4.1. Masif Jipsler

İri prizmatik şekilli jips kristalleri ile temsil edilen, çoğunlukla pembe, beyaz renkli ve masif görünümlü düzeyler masif jips fasiyesi olarak tanımlanmıştır (Resim 1). Masif jips çökelimleri, inceleme alanında sadece Kuşaklıbayır kesitinde izlenmekte olup, istifin taban seviyesinde yeralmaktadır (Şekil 1). Masif jipsleri oluşturan jips kristalleri genellikle birincil büyüme yapısına sahiptirler. Çoğunlukla da dikey yönde bir ters derecelenme sunarlar.



Resim 1. Masif jipsleri üstleyen tabakalı jips / dolomit ardalanması (Kuşaklıbayır tepe)
a: Beyaz renkli, prizmatik şekilli masif jipsler
b: Dalgalı laminasyonlu jips / dolomit ardalanması
c: Beyaz renkli, ince kristalli prizmatik şekilli tabakalı jipsler.

Bunlar tabanda 0.4 mm. 0.7 mm. tane boyutunda beyaz renkli prizmatik şekilli jips kristalleri olarak başlarlar. Üst tarafa doğru boyları birkaç santimetreyi bulan prizmatik jips kristallerine dönüşürler. Masif jips düzeyi yaklaşık 10 m. lik kalınlıkta bir dizilim oluşturur. Hemen hemen tüm seviyelerde jipsler orijinal formlarını korur şekilde depolanmışlardır (Resim 1). Bu düzeylerin diğer bir tanımsal özelliği, tabaka içi düzensiz kıvrımlı yapılar göstermesidir (Resim 2). Bu yapılar yükseklikleri 50 cm. ile 100cm. arasında değişen dom şekilli, tuz diyaprizmine bağlı tabaka içi deformasyon yapılarıdır.

4.2. Tabakalı ve Dolomitli Jipsler

Tabakalı jipsler, beyaz renkli masif jipslerin dikey yönde devamı şeklinde gelişmiştir. Bu nedenle, bunlar da Kuşaklıbayır bölgesini karakterize ederler (Şekil1). Bu bölge içerisinde tabakalı jipsler, masif jips plaketleri arasında birkaç metrelik seviyeler halinde birkaç kez tekrarlanırlar (Resim 1). Ortalama 10 cm. ile 15 cm. tabaka kalınlığı olan tabakalı jipslerin en önemli özelliği yine aynı kalınlıkta dolomitlerle ardalanmasıdır. Hemen hemen her bir jips seviyesi aynı kalınlıkta bir dolomit tabakası tarafından izlenmektedir. Tabakalı jipsler, masif jipsler gibi yine

Resim 2. Masif jipslerde gelişen tabaka içi deformasyon yapılarının görünümü p: Bir pseudoantiklinal yapısı.

beyaz renkli prizmatik şekilli jips kristallerinden oluşurlar. Fakat, bunlar masif jipslere göre daha ince taneli ve kumsu görünümdedirler. Bu jipslerin en tanımsal yönü dalgalı bir tabakalanma karakteri göstermesidir. Ayrıca, bunlar içerisinde paralel laminalanmalara sıkça rastlanılır (Resim 1). Bunların toplam kalınlığı 6 m. olarak ölçülmüştür.

4.3. Serbest Büyümeli ve Çatlak Dolgusu Jipsleri

Dolomit ve marnlı dolomit birimleri içerisinde tabaka yüzeylerine saçılmış vaziyette bulunan bireysel jips kristalleri serbest büyümeli jipsler olarak tanımlanmış olup, bunlar bazen çatlak dolgusu şeklinde gelişmişlerdir. İnceleme alanındaki serbest büyümeli jips kristalleri kristal şekillerine göre üç tip altında toplanmıştır. Bunlar, diskoidal, jips gülü, kırlangıç kuyruğu ikizi şeklinde olup, açık - koyu kahverengi ve bal rengi özellikleri ile karakteristiktirler.

Jips gülü ve diskoidal şekilli jips kristalleri Kuşaklıbayır bölgesinde dolomitik bir seviye ile tabakalı jipslerin üzerinde yeralır ve bu bölgede istifin üst seviyelerini oluşturur. Diskoidal şekilli jips kristalleri dolomitlerin tabaka yüzeylerine saçılmış halde bulunurlar (Resim 3).

Resim 3. Dolomitler içerisinde serbest büyüme tarzında gelişen kahverengi renkli diskoidal şekilli jips kristalleri (Kuşaklıbayır tepe).

Bunların tabaka kalınlıkları 1 m. ile 4 m. arasında değişmekte olup, serbest jips kristallerinin boyutları 1 mm. ile 10 mm. arasındadır. Serbest jips kristalleri bazen beyaz renkli dolomit birimlerinde çatlak dolgusu olarak gelişen kahverenkli jips gülü şeklindedirler (Resim 4). Dolomitler bu jips kristalleri arasında matriksi teşkil etmekte olup, toplam 140 cm. kalınlığındadırlar. Bu diskoidal ve jips güllü iki seviye birbirleriyle ardalanmalı olarak birkaç kez tekrarlanırlar.

Kuşaklıbayır kesitindeki serbest büyümeli jipsli seviyenin yanal yöndeki devamı, inceleme alanının diğer kesimlerinde stratigrafik olarak istifin taban seviyelerinde yeralmaktadır. Bu

alanlardaki serbest jips kristalleri beyaz renkli dolomit ve yeşil renkli marnlı dolomit birimleri içerisinde tabaka yüzeylerine dağılmış vaziyette bulunurlar. Buradaki serbest jipsler kahverenkli diskoidal şekilli jips kristalleri ile yeşil renkli kırlangıç

Resim 4. Dolomitlerde çatlak dolgusu tarzında gelişen kahverengi renkli jips gülleri (Kuşaklıbayır tepe).

kuyruğu ikizli jipslerden ibarettir. Serbest jipslerin maksimum kalınlığa ulaştığı bu alanlarda 20 m. ye varan kalınlık ölçümü yapılmıştır.

5. DURAYLI İZOTOPLAR

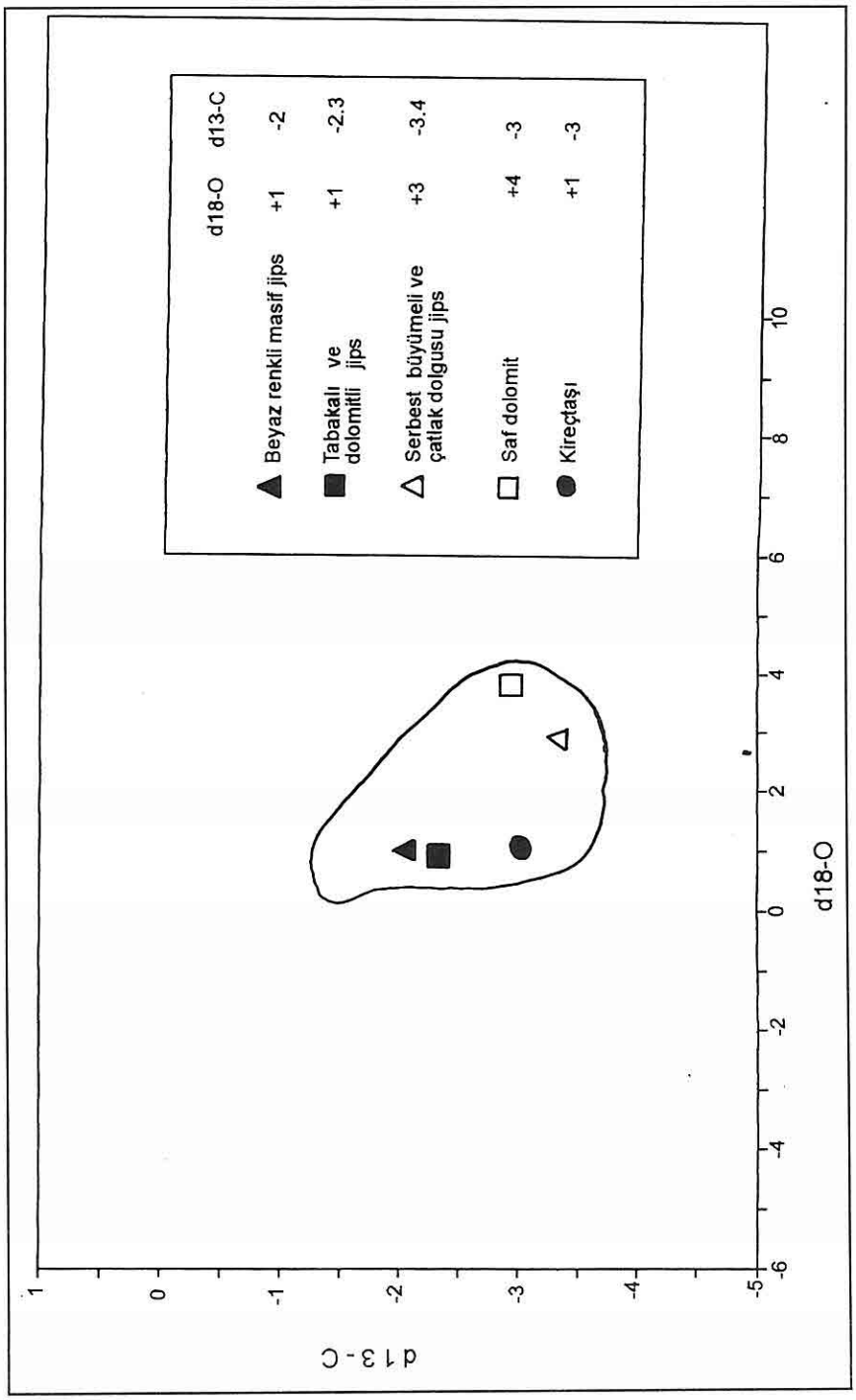
Yukarı tanımlanan bu üç farklı tipten derlenen jipsler ile bunlara eşlik eden dolomit ve kireçtaşı örneklerinden elde edilen ortalama izotop değerleri (Şekil 3)' de verilmiştir. Bu verilere göre $\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$ duraylı izotop değerlerinin hemen hemen birbirlerine yakın olduğu görülür. Farklı tipteki jipslerin duraylı izotop değerlerinin birbirlerine yakın olması göl alanındaki tuzluluk ve organik karakterinin çok az değiştiğini gösterir.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sakarya formasyonu içerisinde farklı kristallenme özelliği sunan jipsler, sedimantolojik özelliklerine göre farklı oluşum ortamlarında depolanmışlardır. Buna karşın, duraylı izotop değerleri ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$) ile incelendiklerinde önemli farklılanmaların olmadığı görülmüştür. Bu da göl alanında jips oluşumu esnasında ve sonrasında göl suyunun kimyasındaki değişimlerin yanı sıra göl alanındaki iklimsel değişimler hakkında bilgi verecektir.

Masif jipslerde izlenen orijinal büyüme formundaki depolanmalar ve jipslerdeki ters derecelenmelerin varlığı, masif jipslerin sualtı jips çökelimine uyum sağladığını gösterir (Rosen ve Warren, 1990; Magee,1991). Yaygın ters derecelenmeli yapılar, göl tabanında ince kristallenme şeklinde başlayan prizmatik jips kristallerinin artan evaporitleşmeyle orantılı olarak daha iri kristaller şeklinde büyümesi veya ufak kristal şekillerinin irileşmesi sonucu olmuştur (Magee,1991). Bu dizilim içerisinde depolanma sonrası su ve dış etkileri yansıtan aşınma ve taşınma yapılarına rastlanılmamış olması da masif jipslerin sualtı jips çökelimine uygunluğunu destekler yöndedir.

Masif jipsleri üstleyen dolomit ve jips ardalı, tabakalı jipslerdeki yaygın laminalanma ve dalgalı tabakalanma, zayıf su enerjisi ile etkilenen göl düzlüklerini işaretler (Warren, 1982; Hardie vd., 1985; Warren ve Kendal, 1985). Ayrıca, yüksek su enerjisini



Şekil 3. Sivrihisar Neojen basenindeki jipslerin $\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$ duraylı izotop değerlerinin dağılım tablosu (% PDB-1).

yansıtan çapraz tabaka ve kanallar gibi deformasyon yapılarının olmayışı da tabakalı jipslerin su hareketinin oldukça yavaş olduğu göl düzlüklerinde oluştuğunu gösterir. Masif jipslerde duraylı izotop değerleri $\delta^{18}O$:+1 ; $\delta^{13}C$: -2 ve tabakalı jipslerde $\delta^{18}O$:+1 ; $\delta^{13}C$: -2.3 olarak ölçülmüştür. Her iki farklı jips oluşumundaki oksijen duraylı izotopunun pozitif ve aynı değerde bulunması göl alanında uzun süreli bir evaporasyonun varlığını belirtir.

Serbest büyümeli ve çatlak dolgusu şeklinde gelişen jips kristallerinin tabaka yüzeylerinde ve çatlaklar boyunca izlenmesi bu kristallerin artan buharlaşma sonucu sülfatça doygunlaşan göl ve/veya zemin suyu ile bağlantılı olduğunu gösterir. Büyük olasılıkla gölün çekilme ve kuruma evrelerinde yüzeye çıkan geniş dolomit düzlükleri, kuruma çatlakları şeklinde parçalanmalara uğramışlardır. Bu çatlaklara hücum eden ve çatlaklar boyunca yükselen zemin suyu jips için doygun hale geldiğinde çatlaklarda jips gülü şeklindeki jipsleri ve dolomit hamur içerisinde kovucu (displacive) olarak diskoidal şekilli jipslerin oluşumunu sağlamışlardır (Shearman, 1966; Kinsman, 1969; Schreiber vd., 1976; Bowler ve Teller, 1986). Jips kristallerinin aşırı derecede renklenmeleri ve çeşitli özellikteki kristal tiplerinin gelişimi kuruyan göl alanına boşalan ve hümik asit bakımından zengin olan zemin suyunun bir ürünü olduğu söylenebilir (Cody ve Cody, 1988). Serbest büyümeli ve çatlak dolgusu olarak gelişen jiplerdeki duraylı izotop değerleri $\delta^{18}O$:+3 ; $\delta^{13}C$: -3.4 olarak ölçülmüştür. Bu jips oluşumundaki oksijen duraylı izotopunun pozitif değerler içerisinde artması göl alanındaki yüksek buharlaşmaya bağlı olarak gözenek suyunun sülfatça doygunlaştığını belirtir. Ayrıca, serbest jips oluşumlarının, masif jipslerle başlayan sualtı jips oluşumlarını takip ettiğini gösterir. Örneklerdeki düşük $\delta^{13}C$ duraylı izotop değerleri ise jips oluşumu esnasında göl alanında sınırlı havalandırma koşullarının etkili olduğunu göstermektedir. Bu nedenle de CO_2 üretimini lokal biyojenik kaynaklara bağlamak mümkündür.

Sonuç olarak, inceleme alanındaki farklı kristallenme özelliğindeki jipsler duraylı izotop değerleri açısından değerlendirildiğinde farklı ortamlarda oluşmalarına karşın, tuzluluğu ve organik karakteri çok az değişen göl ve göl+ zemin suyu karışımından meydana gelmişlerdir.

7. TEŞEKKÜR

Bu çalışma TÜBİTAK Yerbilimleri Araştırma Grubu tarafından YBAG-0006 (TBAG-896) no'lu proje olarak desteklenmiş olup, yazarın doktora çalışmasının bir bölümüdür.

Duraylı izotoplar ile jeokimyasal analizlerin Universita Degli Studi Di Palermo Instituto Di Mineralogia Petrografia E Geochimica (İtalya) bölümünde yapılmasına izin veren Prof. Dr. Adriana Bellanca'ya teşekkürlerini sunar. Ayrıca, arazi çalışmaları sırasında kamp imkanı sağlayan MTA Genel

Müdürlüğüne, bilimsel katkılarından dolayı Prof.Dr.Baki Varol'a (A.Ü.F.F.) teşekkürü bir borç bilir.

8. KAYNAKLAR

Becker, R.H. ve Clayton, R.N., 1972. Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in Western Australia: Geochim. Cosmochim. Acta, V.36, p. 557-596.

Bellonca, A., Karakaş, Z., Neri, R. ve Varol, B., 1993. Sedimantology and isotope geochemistry of Lacustrine dolomite-evaporite deposits and associated clays (Neogene, Turkey): environmental implication: Miner. Petrogr. acta, XXXVII, 245-264.

Bowler, J.M. and Teller, J.T., 1986. Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrrell, north-west Victoria. Aust. J. Earth Sci., V. 33, 43-63.

Cody, R.D. and Cody, A.M., 1988. Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments. J. Sediment. Petrol. V. 58, 247-255.

Çoban, F., 1993. Kayakent (Eskişehir) yöresinin jeolojisi ve bölgedeki tabakalı sepiyolitlerin mineralojik incelemesi. A. Suat Erk Jeoloji Semp. Bildiriler (A.Ü.), Ankara, 283-290.

Epstein, S., Graf, D.L. ve Degens. E.T., 1964. Oxygen isotope studies on the origin of dolomites: Craig, H., Miller, S.L. and Wassenburg, G.J., ed., Isotopic and cosmic chemistry, North Holland Publ. Comp., Amsterdam, 169-180.

Gençoğlu, H. ve İrkeç, T., 1994. Eskişehir - Sivrihisar civarındaki sedimanter sepiyolit oluşumlarının ortamsal yorumu. TJK Bül. S.9, 281-296.

Hardie, L.A., Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., 1985. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. In: B.C. Schereiber and H.L. Horners (Editors), Proc. Sixth Int. Symp. On Salt, Toronto, 1983. Salt Institute, Alexandria, V.1, 11-39.

Karakaş, Z. ve Varol, B., 1993. Sivrihisar - İlyaspaşa civarı sepiyolitlerinin elektron mikroskop incelemesi. A. Suat Erk Jeoloji Semp. Bildiriler (A.Ü.), Ankara, 303-310.

Karakaş, Z. ve Varol, B., 1994. Sivrihisar Neojen basenindeki gölsel dolomitlerin petrografisi ve oluşum koşullarının duraylı izotoplar ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$) yardımıyla yorumlanması. MTA. Der., 116, 81-95.

Kinsman, D.J.J., 1969. Modes of formation, sedimentary associations and diagenetic features of shallow water and supratidal evaporites. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. V.53, 830-840.

Magee, J.W., 1991. Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle lakes, Southeastern Australia. Palaeogeo., Palaeoclimato., Palaeoecolo., V.84, 3-42.

Mandado, J., Tena, M., 1985. A peel techique for sülfate and carbonate rocks. Research Methods papers. p. 548-549.

Rosen, M.R. ve Warren, J.K., 1990. The origin and significance of groundwater - seepage gypsum from Bristol Dry lake California, USA. Sedimentology. V.37,

983-996.

Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Decima, A., Schreiber, E., 1976. Depositional environments of Upper Miocene (messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin: Sedimentology. V.23, 729-760.

Shearman, D.J., 1966. Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Min. Metall. Trans. V.75,208-215.

Umut, M., Acarlar, M., Gedik, İ, Güner, E., Saçlı, L. ve Şen, A.M., 1991. Çifteler-Holanta (Eskişehir ili) - Çeltik (Konya ili) ve dolayının jeolojisi. MTA Der. No.9204 (yayımlanmamış). 37s., Ankara.

Warren, J.K., 1982. The hidrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in south Australia. Sedimentology. V.29, 609-639.

Warren, J.K. and Kendal, G.C. ST.C., 1985. Comparison of marine sabkhas (Subaerial) and Salina (Subaqueous) evaporites: Modern and ancient. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., V.69, 1013-1023.

Yeniyol, M., 1994. Yenidoğan (Sivrihisar) sepiyolit yatağının jeolojisi, mineralojisi ve oluşumu. MTA Der., 114, 71-84.

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

ELAZIĞ - MADEN BÖLGESİ, MADEN ÇAYI BOYUNCA BAKIR İÇİN BİYOJEOKİMYASAL ANOMALİLERİN İNCELENMESİ

Zeynep ÖZDEMİR
ME.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye
Ahmet SAĞIROĞLU
F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *Maden' de bulunan bakır yatağı M.Ö. 2000 yıllarından beri işletilmektedir. Flotasyon atıkları, pasa, cüruf ve işletme sahasından çıkan metalce yüklü sular doğrudan Maden Çayı' na verilmekte ve dolayısıyla Maden Çayı vadisi boyunca yetişen bitkiler, metal açısından yüklü bu ortamda yetiştiklerinden; birçoğu yapılarında elementleri yüksek oranlarda biriktirmektedirler. Maden Çayı boyunca kirlenmenin olduğu ve kirlenmeden önceki bölgelerde, çalışma alanından uzak olan Malatya ve Kral Kızı barajından toplanan bitki (yaprak, dal, çiçek gibi organlarında), toprak ve su örneklerindeki bakır düzeyleri Alevli Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi ile analiz edilmiştir. Bitki/toprak arasındaki Cu düzeylerine ait ilişki istatiksel olarak incelendiğinde Salix acmophylla Boiss (r= 0.9322), Tamarix smyrnensis Bunge (r= 0.9307), Phragmites australis (cav) Trin. ex stuedel (r= 0.7197) türlerinin dalında Cu düzeyleri ile topraktaki element düzeyleri arasındaki ilişkinin önemli (P < 0.01) olduğu belirlenmiştir. Bu bitki türlerinin bakır için iyi bir indikatör bitkiler oldukları ve biyojeokimyasal prospeksiyonda başarılı bir şekilde kullanılabilecekleri sonucuna varılmıştır.*

INVESTIGATION OF BIOGEOCHEMICAL ANOMALIES FOR COPPER ALONG THE MADEN ÇAYI VALLEY, MADEN-ELAZIG

ABSTRACT: *Copper deposits of Maden have been operated since 2000 B.C. The metal- bearing waters from flotation waste piles mine, slags, waste piles and mine are directly charged to Maden Çayı. Thus plants along Maden Çayı accumulate very high levels of elements (such as copper). Water, soil and plant samples (as leaves, stem and flower) were collected along Maden Çayı (before and after the discharge point) and at unpolluted area (Malatya and Kral Kızı dams). Copper content of samples were determined by Flame Atomic Absorption Spectrophotometer. Data for the statistical significance of plant/soil relationship for copper are summarised. The Salix acmophylla Boiss (r= 0.9322), Tamarix smyrnensis Bunge (r= 0.9307), Phragmites australis (cav) Trin. ex stuedel (r=0.7197), species for copper showed (in twigs) highly significant (P < 0.01) relationship. These plant species are apparently good indicators for the this element and could be successfully used for further biogeochemical prospecting.*

1. GİRİŞ

Biyojeokimya sözcüğü ilk kez 1926 da Vernadsky tarafından dünyadaki bütün jeokimyasal tepkimelerin her hangi bir yolla canlı yaşam tarafından etkilendiğini belirtmek üzere kullanılmıştır. Geniş anlamıyla biyojeokimyasal prospeksiyon bitkilerdeki element düzeylerinin saptanması ilkesine dayanmaktadır (Schiesinger 1992). 1949-1973 yılları arasında da yaklaşık bir milyon bitki türü kullanılarak 90 dan fazla maden yatağı saptanmıştır (Erdman ve Kokkola 1984). Tiagi ve Aery (1986), Brooks vd (1978), Chaffee ve Gale (1976), Brooks (1977) ve Brooks vd (1985) bakır içeren maden yataklarının prospeksiyonu için çalışma yapanlardan bazılarıdır.

Bu çalışmada; Elazığ-Maden bölgesinde yaklaşık 100 Km^2'lik bir alan içindeki Maden Çayı boyunca (Ergani Maden Cu işletmelerini kapsayacak şekilde) sistematik olarak bitki (yaprak, dal, çiçek vb), toprak ve su örneklerindeki Cu düzeyleri saptanmış ve toprak-bitki arasındaki Cu korelasyonu incelenerek bakır için indikatör bitkiler saptanmıştır.

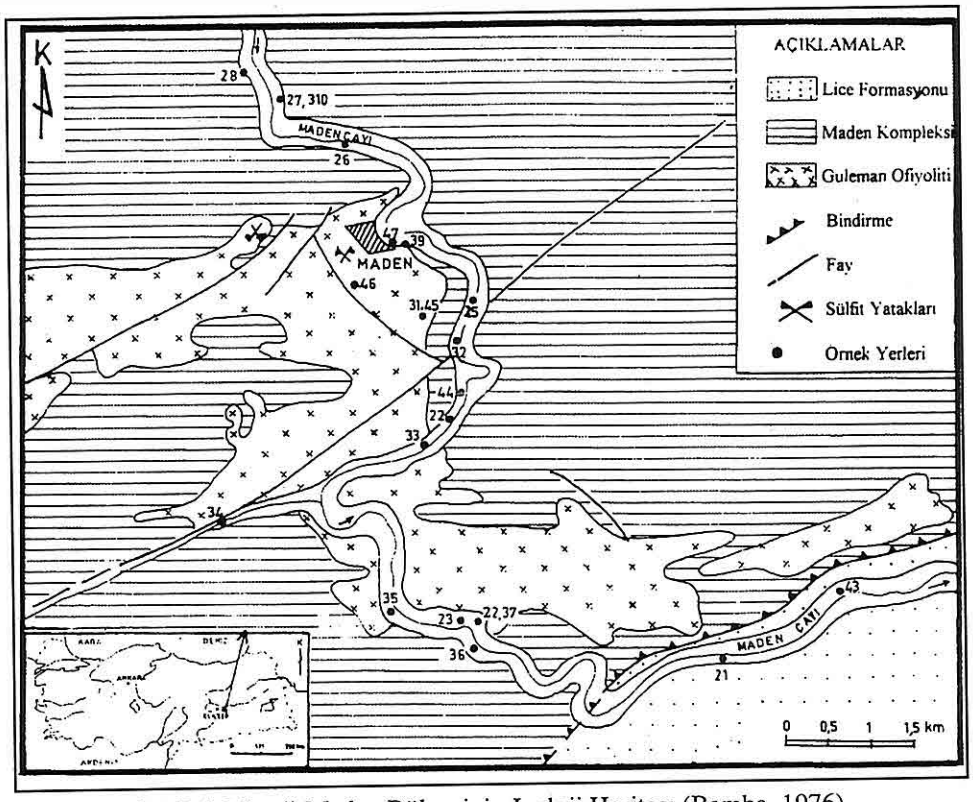
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ

Çalışma alanı; Türkiye' nin tektoniği, petrol olanakları ve piritli Cu cevherleşmelerinin yaygın olarak gözlenmesi nedeniyle birçok araştırıcıyı bu bölgede çalışmaya yöneltmiştir. Bamba (1976), Erdoğan (1982), Aktaş ve Robertson (1984) bunlardan bazılarıdır.

Güneydoğu Anadolu, Ergani-Maden yöresi ve çevresinde üç tektonik kuşak ayırt edilmiştir. Bunlar en kuzeyde Bitlis ve Malatya - Pötürge metamorfik masifleri, bu kuşağın güneyinde ultramafik, volkanik ve tortul kayalardan oluşmuş ofiyolit kuşağı ve en güneyde kenar kıvrımları kuşağı yer alır. Ofiyolit Kuşağında yer alan Ergani-Maden yöresinde ise iki grup ayırtlanmıştır. Bunlar altta; Jura ?- Kretase yaşlı peridotit, bantlı gabro ve bazalt birimlerinden oluşmuş Guleman Grubu, üstte ise Kretase - Eosen yaşlı (tabanında yanal yönde devamsız bir çakıl taşı düzeyi ile, uyumsuz dokanakla oturan volkanik sediment birimi) Maden Grubu yer alır (Erdoğan, 1982). Anılan birimler Bamba (1976) tarafından da Guleman Ofiyolitleri ve Maden Kompleksi olarak adlandırılmıştır (Şekil1).

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışma alanı 1/ 25 000 ölçekli Elazığ L 43-a2 ve a3 paftalarında 39° 37" 30'- 39° 45" 00' kuzey boylamları ve 30° 25" 58'- 38° 20" 24' güney enlemleri, arasındaki yaklaşık 100 km^2 lik bir alan içerisinde yer alan Maden Çayı uzanımı boyunca (Şekil 1), 1993, 1994 1995 yıllarının bahar ve yaz aylarında 47 istasyondan (10 tanesi harita alanı dışından) yaklaşık 310 bitki (42 adet bitki türü, yaprak, dal, çiçek vs kısımlarına ayrılarak) 47 toprak ve 7 de su örneği alınarak analize hazırlanmıştır. Toprak örneklerinin kimyasal analizi Brooks vd' e (1992) göre, bitki örneklerinin kimyasal analizi Benton ve Jones' e (1984) göre, bitki örneklerinin sistematiği ise Davis' e (1965-1985)



Şekil 1. Elazığ-Maden Bölgesinin Jeoloji Haritası (Bamba, 1976).

göre yapılmıştır.

4. BULGULAR VE TARTIŞMALAR

Maden Çayı'na, Ergani Bakır İşletmelerine ait cevher hazırlama tesislerinin atıkları 31 nolu istasyonundan (Şekil 1) itibaren karışmaktadır. Bu atıklar flotasyon, cüruf, pasa ve metalce zengin suları içermektedir. Karışım bölgesinden itibaren topraktaki Cu derişimi 230-6646 ppm aralığında ve diğer bölgelerde ise (Maden Çayı' na İşletme atıkları katılmadan önceki istasyonlar) 72 - 249 ppm aralığındadır. 43 nolu istasyondan yaklaşık 30 km uzaklıktaki kirlenmenin az olacağı düşünülen (harita alanı dışından) Kral Kızı Barajından alınan toprak örneklerinde Cu düzeyi 37-93 ppm (ortalama 66.6 ppm) olduğu ve çalışma bölgesinden yaklaşık 150 km uzaklıkta olan Malatya bölgesinde ise Cu düzeyi 15-49 ppm olarak saptanmıştır.

Maden bölgesi ile litolojik olarak aynı özellikte olan Sordar Çayı istasyonundan alınan toprak örneklerindeki Cu düzeyi "temel değer" olarak kabul edilebilir (50.8 ± 9 ppm). Alloway (1995) ve Rose vd (1979) normal topraklarda Cu derişiminin 10 - 80 ppm aralığında olduğunu belirtmektedirler. Çalışma bölgesinde temel değer olarak saptanan

Cu düzeyinin diğer araştırıcılar tarafından verilen değerler ile uyum içinde olduğu görülmektedir.

İşletme çıkışındaki atık örneğinde Cu derişimi 2.68 ppm ve daha uzak istasyonda (33 nolu istasyon, atık içeren Maden Çayı su örneği) 1.00 ppm ve en temiz olacağı düşünülen istasyondan (34 nolu istasyon) ve atıkların fazlaca seyreldiği bölgelerden (21 ve 43 nolu istasyonlardan), alınan su örneklerinde ise < 0.02 ppm düzeyinde olduğu saptanmıştır. Aynı çalışma bölgesinde, Gür vd (1995) nin yaptığı çalışmalarda atık ile karışım halinde bulunan Maden Çayı su örneklerinde ekim 1991 den itibaren bir yıl boyunca Cu derişimi 0.015-1.62 ppm olarak bulunmuştur. İşletmenin 1939 yılından itibaren sürekli çalıştığı varsayılarak, topraktaki yüksek Cu derişiminin buradan kaynaklandığı kolaylıkla söylenebilir. Mayıs 1995 tarihindeki arazi çalışmalarında İşletmenin tamamen kapandığı ve atıkların Maden Çayı' na akıtılmadığı gözlemlenmiş ve 45 nolu istasyondan alınan su örneğinde Cu düzeyinin 0.2 ppm olduğu saptanmıştır.

Bitki örneklerindeki Cu düzeyleri incelendiğinde, bitki türlerinin çoğunun dalındaki Cu derişimlerinin yapraklarındaki Cu derişimlerinden daha yüksek olduğu saptanmıştır. Yates vd (1974) nin yaptıkları çalışmalarda da bazı bitki türlerindeki Cu derişiminin daha çok dalında biriktiği belirtilmektedirler.

Çalışma alanında (n, örnek sayısı > 4) sıkça rastlanan *Salix acmophylla* Boiss, *Tamarix smyrnensis* Bunge, *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel, *Salix alba*_L., *Platanus oriantalis* L., *Populus nigra* L., *Vitis Sylvestris* Gmelin, *Elaeagnus angustifolia* L., *Rubus sangtus* L., *Robinia Pseudoacacsia* L., *Artemisia vulgaris* L., *Rumex crispus* L., *Salix armenorossica* A.Skv., *Anchusa azurea* Miller, *Carex acuta* L., *Xantum strumoisa* L. bitki türleridir. Bu bitki türlerinin yaprak, dal ve varsa çiçek gibi organlarındaki Cu düzeyleri ile topraktaki Cu düzeyleri arasındaki korelasyon katsayıları ve Malatya, Maden Çayı, Sordar Çayı ve Kral Kızı Barajı istasyonlarından alınan örneklerdeki Cu düzeyleri Tablo 1 de verilmiştir.

Salix acmophylla Boiss bitkisinin dal, *Tamarix smyrnensis* Bunge bitkisinin dal ve çiçek, *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel bitkisinin yaprak, dal ve çiçek, *Rumex crispus* L. bitkisinin yaprak ve *Carex acuta* L bitkisinin yaprak kısımındaki Cu düzeylerinin, çalışma alanının dışındaki bölgeden ve temel değer olarak alınan aynı örneklerdeki (Sordar Çayı) Cu düzeylerinden yüksek olduğu ve pozitif (+) anomali değerler taşıdığı görülmektedir. *Tamarix smyrnensis* Bunge ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel bitkisinin çiçek, *Rumex crispus* L. ve *Carex acuta* L. bitkisinin yaprak kısımlarındaki Cu düzeylerinin temel değerden fazla çıkmasına rağmen toprak-bitki arasında iyi bir korelasyonun olmadığı söylenebilir.

Tablo 1. Toprakta artan Cu derişimine karşın, bitki türlerinin dal, yaprak ve çiçeklerindeki (külde, ppm) Cu derişimi ile ilgili Korelasyon katsayıları.

Bitkinin adı	Bitkide* Cu aralığı, ppm	n	Toprakta Cu aralığı, ppm	Bitkide Cu aralığı, ppm	Korelasyon katsayısı, r
Salix acmophylla					
Yaprak	76.9-195.8	19		86.5 - 227	0.2618
Dal	84.9-170	19	80.9-1024	148.7-402.4	0.9322 #
Çiçek	27.6-320.5	9		160-449.6	0.2571
Salix alba					
Yaprak	76.9-112.8	9	144-525.4	99.5-187	0.1909
Dal	103.6-386	9		151.2-590.8	0.5807
Platanus orientalis					
Yaprak	36.7-359.7	20	80.9-1920.	46.3-357.5	0.3469
Dal	101.6-300	20		90.2-368.7	0.3488
Tamarix smyrnensis					
İnce dal	18.2-251.4	22	80.9-1024	15.8-151	0.5608
Dal	23.5-269.2	20		110-780.2	0.9307 #
Çiçek	22.4-55.9	17	61.6-468.8	73.1-550	0.4814
Phragmites australis					
Yaprak	15.3-87.5	17	72.8-745	24.8-260.9	0.3437
Dal	24.8-56.7	18		71.7-483	0.7197 #
Çiçek	91.1	7		75-2423	0.6404
Populus nigra					
Yaprak	47.3-357.4	14	72.8-1024	118.7-273.9	-0.2769
Dal	103.4-386.	14		84.9-533.4	-0.3950
Vitis sylvestris.					
Yaprak	62.1-230.9	14	250-1920	110.1-198.1	-0.1237
Dal	114-271.4	14		99.2-381.7	0.1074
Elaeagnus angustifolia					
Yaprak	39.9-297	13	80.7-502	156-445.9	0.4149
Dal	206.2-478	13		79.7-682.6	0.4811
Rubus sanctus					
Yaprak	140.9-204.	8	15.3-50.8	170.6-462.5	0.3327
Dal	194.8-333	8		181-256.8	-0.5148
Robinia pseudoacacsia					
Yaprak	120-216	11	80.9-409	48.6-293	0.5278
Dal	128-153	11		132.9-320.5	-0.0062
Artemisia vulgaris					
Yaprak	115-218	8	80.9-302.2	35.2-253	-0.0926
Dal	192-236	8		128.6-215	0.2172
Rumex crispus					
Yaprak	89.4	7	109-502.3	195-500	0.5483
Dal	246.1	7		114.7-337.8	0.3623
Salix armenorossica					
Yaprak	55.4-77.2	9	80.9-699	65.8-294.7	0.4230
Dal	126-100	9		72.8-342.1	0.4906
Anchusa azurea					
Yaprak	83-119	8	80.9-1920	35.2-100.4	-0.0616
Dal	97-67	8		99.8-215.8	0.2575
Carex acuta					
Yaprak	329-179	7	109-1920	33.8-997	0.6526
Dal	162-324	7		73.7-318.1	-0.4582
Xantum strumoisa					
Yaprak	85-142	9	29.8-62.6	52.2-424.7	0.4961
Dal	126-133	9		55.4-233.5	0.39147

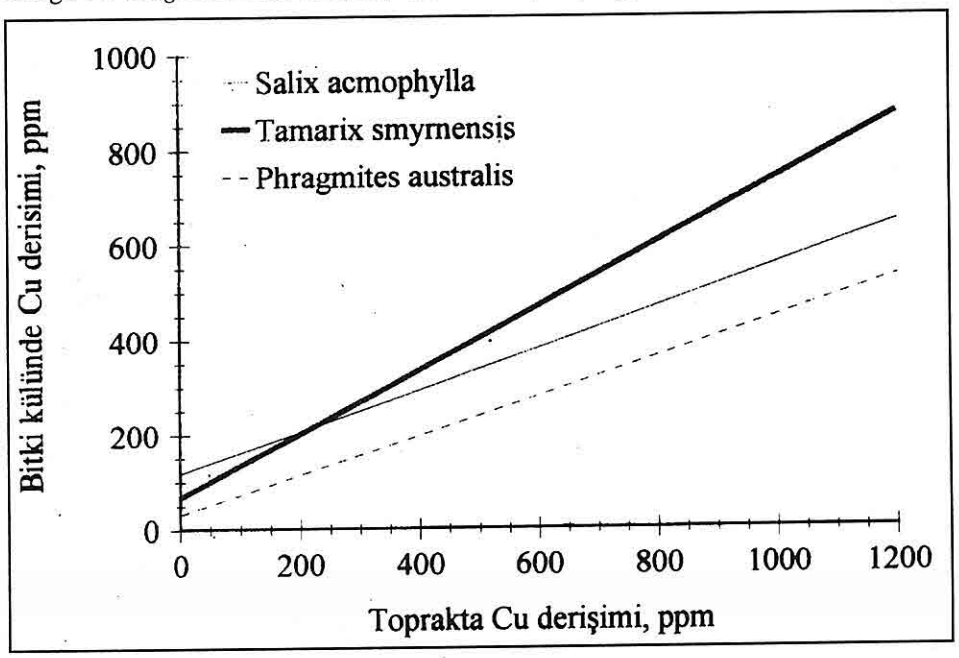
Ortalama değer (Malatya, Sordar Çayı, Kral Kızı Barajı istasyonlarından alınan örnekler) ,* ($r_{deneysel} > r_{teorik}$)

Bunun yanında *Salix acmophylla* Boiss, (r = 0.9322) *Tamarix smyrnensis* Bunge (r = 0.9307)ve*Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel türlerinin dal (r = 0.7197) larındaki Cu düzeyleri ile topraktaki Cu düzeyleri, temel değerden

oldukça fazla olmasının yanında bitki-toprak arasında % 99 güvenirlilikle iyi bir ilişki olduğu saptanmıştır ($r_{deneysel} > r_{teorik}$).

Salix acmophylla Boiss, *Tamarix smyrnensis* Bunge ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel türlerinin dallarındaki Cu düzeyleri ile toprakta artan Cu derişimine karşı ilişkileri, şekil 2 de verilmiştir. Toprak-bitki arasındaki ilişkiyi belirten doğruların doğruluk dereceleri de (R) *Salix acmophylla* Boiss için R= 0.8691, *Tamarix smyrnensis* Bunge için R= 0.8666 ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel için ise R= 0.5180 olarak saptanmıştır.

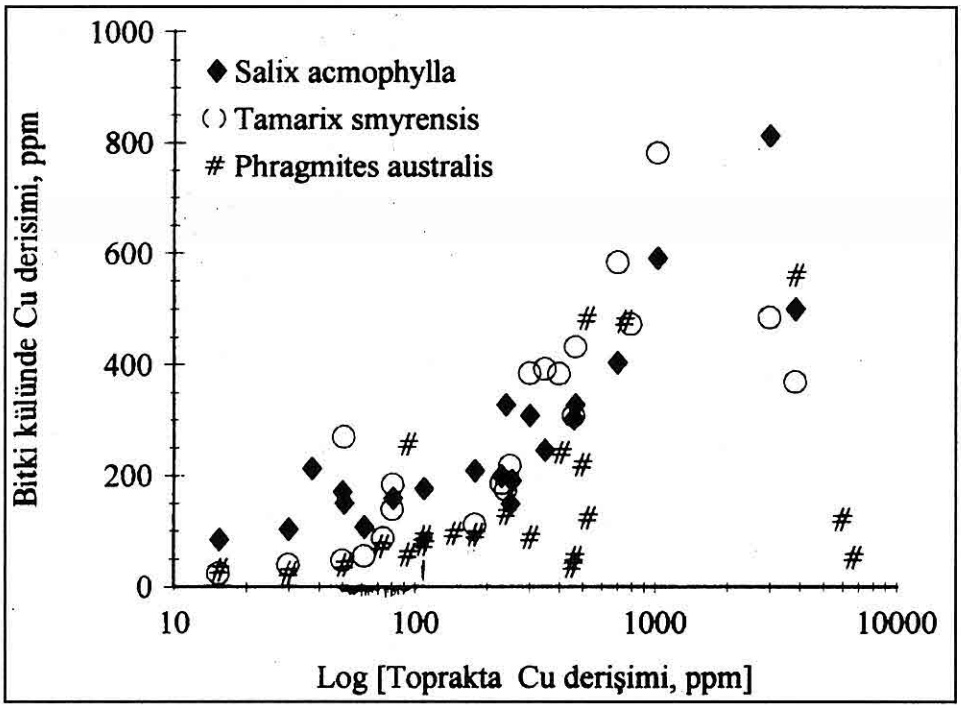
Topraktaki Cu derişimi ile *Salix acmophylla* Boiss, *Tamarix smyrnensis* Bunge ve*Phragmites australis*(cav) Trin. ex stuedel türlerindeki Cu düzeyleri arasında doğrusal bir ilişki olduğundan bu bitki türleri Cu için "İndikatör Bitki" olarak tanımlanabilir. Saptanan indikatör bitkilerin topraktaki Cu miktarına karşı gösterdikleri duyarlılık (bünyelerinde daha fazla Cu biriktirmesi) *Tamarix smyrnensis* Bunge > *Salix acmophylla* Boiss > *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel şeklinde gerçekleşmektedir. Toprakta yüksek Cu derişiminde *Salix acmophylla* Boiss, *Tamarix smyrnensis* Bunge ve *Phragmites australis* (cav) Trin.ex stuedel türlerindeki Cu düzeyleri incelendiğinde; *Salix acmophylla* Boiss için 2000 ppm' e, *Tamarix smyrnensis* Bunge için 1000 ppm' e ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel türü için ise; 2200 ppm' e kadar bakırı doğrusal



Şekil 2. Toprakta Cu Derişimi ile *Salix acmophlla*, *Tamarix smyrnensis* ve *Phragmites australis* Bitkilerinin Dalındaki Cu Derişimi Arasındaki İlişki.

olarak aldığı ve bu derişimlerden sonra bitki türlerindeki Cu düzeylerinde bir azalma olduğu görülmektedir. Bu toprak derişimlerinde, *Salix acmophylla* Boiss için 850 ppm, *Tamarix smyrnensis* Bunge için 800 ppm ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel türü için ise 650 ppm Cu' ı doğrusal alabilecekleri görülmektedir (Şekil 3).

İndikatör bitki olarak seçilen, *Salix acmopylla* Boiss, *Tamarix smyrensis* Bunge ve *Phragmites australis*(cav)Trin. ex stuedel türlerinin dalındaki Cu düzeyi ile toprakta bulunan diğer elementler arasındaki ilişki Tablo2' de verilmiştir. *Salix acmopylla* Boiss, *Tamarix smyrensis* Bunge ve*Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel bitki türlerinin



Şekil 3. Toprakta Aşırı Cu Derişimi ile *Salix acmophlla, Tamarix smyrnensis* ve *Phragmites australis* Bitkisinin Dalındaki Cu Derişimi Arasındaki İlişki.

Tablo 2. İndikatör bitkilerin dalındaki Cu düzeyleri ile topraktaki diğer bazı element düzeyleri arasındaki ilişki.

Bitki türü/Element	Toprakta Element			
	Cu	**Zn**	**Mn**	**Fe**
Salix cmopyll Cu	ÇÖ	ÖD	ÖD	Ö
Tamarix smyrensis Cu	ÇÖ	ÖD	ÖD	ÇÖ
Phagmites australis Cu	ÇÖ	ÖD	ÖD	Ö

ÖD : Önemli Değil (P≥0.05); Ö: Önemli (P≤0.05); ÇÖ: Çok Önemli (P≤0.05)

dalındaki Cu düzeylerinin, topraktaki Mn ve Zn düzeyleri ile herhangi bir ilişki gözlenmezken Fe düzeyleri ile ilişkili olduğu ve ilişkinin önem derecesinin, *Tamarix smyrensis* Bunge için çok önemli, *Salix acmopylla* Boiss ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex stuedel türleri için ise önemli olduğu görülmektedir.

5. SONUÇLAR

Toprak-bitki arasındaki ilişkiden yararlanarak, *Salix acmophylla* Boiss, *Tamarix smyrnensis* Bunge ve *Phragmites australis* (cav) Trin. ex. ex stuedel bitki türlerinin dallarındaki Cu derişimi ile topraktaki Cu derişimi arasında % 99 güvenirlilikle ($P < 0.01$) doğrusal bir ilişki olduğundan, bu bitki türleri Cu için İndikatör Bitkiler olarak saptanmıştır. Belirlenen bu bitki türlerinin Dünya' da ve Türkiye' de doğal olarak (Davis 1965-1985) yaygın bir şekilde bulunması, bu bitki türlerinin biyojeokimyasal prospeksiyonda oldukça geniş uygullama alanı bulabilmesine olanak sağlamaktadır.

Phragmites australis (cav) Trin. ex. stuedel bitki türünün yüzeye yakın, *Tamarix smyrnensis* Bunge ve *Salix acmophylla* Boiss türlerinin köklerinin ise derinlere kadar uzaması, özellikle örtülü bir arazide bu bitki türleri ile adeta birer sığ sondaj yaparak hem derinlerde, hemde yüzeye yakın bölgelerde Cu için biyojeokimyasal prospeksiyon yapma olanağı sağlaması büyük bir avantaj olarak ortaya çıkmaktadır.

6. TEŞEKKÜR

Yazarlar, bitkilerin sistematik tanımlamalarının yapılmasında Sayın Prof. Dr. Bayram Yıldız' a (Balıkesir Üniv.), kimyasal analizlerin yapılmasında Sayın Doç. Dr. Yüksel Özdemir' e (Mersin Üniv.), deneysel çalışma olanakları sağlanması için Sayın Prof. Dr. Musa Sarıkaya' ya (İnönü Üniv.) teşekkür ederler. Bu çalışma İnönü Üniversitesi Araştırma Fonu (1993/23 nolu araştırma projesi) tarafından desteklenmiştir.

7. KAYNAKLAR

Alloway, B.J., 1995 " Heavy metals in soil" Blackie Academic and Professional. second edition. s. 368 U.K

Aktaş, G., Robertson, H.F., 1984, The Maden Complex,SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin;, The Geological Evolution of the Eastern Mediteranean., Spec. publ. of the Geol. Soc. Edinburgh, 17, 375-402.

Bamba, T.,1976, Güneydoğu Anadolu Ergani Bölgesi ofiyolit ve ilgili bakır yatağı; MTA Dergisi 86, 35-49 Ankara

Brooks R.R., 1977, "Copper and Cobalt uptake by Haumaniastrum species" Plant and Soil 48, s:541- 545

Brooks R.R., Wither E. D. ve Westra L.Y. 1978, "Biogeochemical copper anomalies on salajar Island Indonesia" J. Geo. Exp. 10, 181-188

Brooks R.R, Baker A.J. M. Ramakrıshna R.S. ve Ryan D.E. 1985 " Botanical and geochemical exploration studies at the seruwıla

copper- Magnetite prospect in Srilanke J. Geo. Exp. 24, 223-235

Brooks R.R., Baker A.J. M. ve Malaısse F. 1992, "Copper flowers "National geographıc researc and Exploration" 8(3) 338-351

Benton J. ve Jones R.,1984 "Developments in the measurument of trace metal in foods" Anal. Food. Con., 157-206

Chaffee M.A. ve Gale III C.W. 1976, "The California poppy (Eschscholtzia maxicana) as a copper indicator plant- a new example" J. Geo. Exp. 5, 59-63

Davis, P.H.(ed), 1965-1985, Flora of Turkey and the East Aegean Island vol.1-9 Univ. press. Edinburgh.

Erdman, J.A. ve Kokkola M.1984, Workshop 2: Biogeochemıstry in mineral Exploration; J. Geo. Exp. 21, 123- 128

Erdoğan, B.1982, Ergani- Maden yöresindeki GD Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları; TJK Bülteni 25/1, 49- 59

Gür, F., Tümen F. ve Bildik M. 1995, " Ergani Cu İşletmeleri flatasyon atıklarının Maden Çayı' nın kirlenmesindeki rolü " F.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi 6 (1) 67-87 Elazığ

Rose , A.W., Hawkes H.E., Webb J.S., 1979, "Geochemıstry in mineral exploration" Second edition, Academic press. New york, s.657

Schiesinger., 1992, "Biogeochemısty" Geotimes 37, no. 2, s. 2

Tiagi, Y.D. ve Aery, N.C., 1986, "Biogeogemical Studies at the Khetri Copper Deposits of Rajasthan, India" J. Geo. Exp. 26, 267-274

Yates, T.E., Brooks, R.R. ve Boswell, C.R., 1974, Biogeochemical exploration at copper mine Island, New Zealand; Journal of Science., 7, 151-159

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

ÇAKMAK TRAKİT PORFİRİNİN MİNERALOJİK-PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ, YILDIZELİ/SİVAS

Musa ALPASLAN
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET:*Bu çalışmada, Sivas ilinin batısında yer alan Yiğitler ve Çakmak köyleri arasında yüzeyleyen ve ana element verilerine dayalı adlandırmada trakit-porfir olarak isimlendirilen subvolkanik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi ve bu kayaçların petrojenezinin tartışılması amaçlanmıştır. Çakmak Trakit-porfiri, pre-Mesozoyik yaşlı olan Kırşehir Bloğuna ait kayaçlar ile Üst Kretase yerleşim yaşlı ofiyolitik kayaçları kesmekte ve Lütesiyen yaşlı sedimanter kayaçlar ile Neojen yaşlı karasal sedimanlar tarafından örtülmektedir.*

Çakmak Trakit-porfiri, hipokristalin-porfirik doku göstermektedir. Fenokristal olarak 6-8 cm boyutuna kadar ulaşan sanidin, 2-4 cm arasında değişen büyüklükte plajiyoklas, egirinojit, hornblend ve biyotit mineralleri içermektedir.

Ana ve iz element verileri Çakmak Trakit-porfirinin alkalin karakterde ve evriminde fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğunu belirtmektedir. Jeotektonik konumu belirlemeye yönelik diyagramlar, Çakmak Trakit-porfirinin plaka içi granitoyidler alanına düştüğünü ve geç orojenik karakter sunduğunu göstermektedir.

Çakmak Trakit-Porfirinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri ve arazi ilişkileri, bu yarı-derinlik kayaçlarının yöredeki çarpışma sonrası alkalin plütonizma ürünü olan kayaçlara benzediğini belirtmektedir. Bütün bu veriler, bölgesel jeoloji ile birlikte değerlendirildiğinde, Çakmak Trakit-porfirinin Anatolid ve Pontidler arasında oluşan çarpışma sırasında meydana gelen kabuk kalınlaşmasını izleyen gerilmeli rejim sırasında litosferik incelmeye bağlı olarak yükselen üst manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluştuğu söylenebilmektedir.

MİNERALOGICAL-PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ÇAKMAK PORPHIRITIC TRACHYTE, YILDIZELİ, SİVAS, CENTRAL ANATOLIA / TURKEY

ABSTRACT:*The aim of this study is to determine the geological setting, mineralogical- petrographical and geochemical features of the subvolcanic rocks, which are named as porphyritic trachyte on the basis of the microscopy and major element geochemistry, outcropping in an area between yiğitler and Çakmak villages (West of Sivas).*

Çakmak porphyritic trachyte intrudes into the pre-Mesozoic crustal metasediments of

the Kırşehir Block and the Upper Cretaceous ophiolithic rocks of Tekelidağ Complex. On the other hand, Lutetian sedimentary rocks and Neogene continental deposits uncomformably overlay the Çakmak porphyritic trachyte. Therefore the Çakmak porphyritic trachyte are considered to be emplaced sometime around Upper Cretaceous to Lower Tertiary.

Çakmak porphyritic trachyte represents a typical hypocrystalline porphyric texture. It includes sanidine, plagioclase, aegirine-augite, hornblende and biotite minerals as phenocrysts.

Major element data reveals an alkaline character for the Çakmak porphyritic trachyte. Trace element data imply the fractional crystallisation process. The diagrams, determining the geotectonic environment, imply that the Çakmak porphyritic trachyte has the late orogenic character, and the plots are placed in the within-plate field.

The field, mineralogical-petrographical and geochemical data indicate that these subvolcanic rocks can be part of the well known Central Anatolian post-collisional alkaline plutonism. As commonly known, such an alkaline magma could be derived from the partial melittng of the upwelled upper mantle material under the adiabatic decompression conditions due to lithospheric attenuation following the crustal thickenning after the juxtaposition of the Pontides and Anatolides.

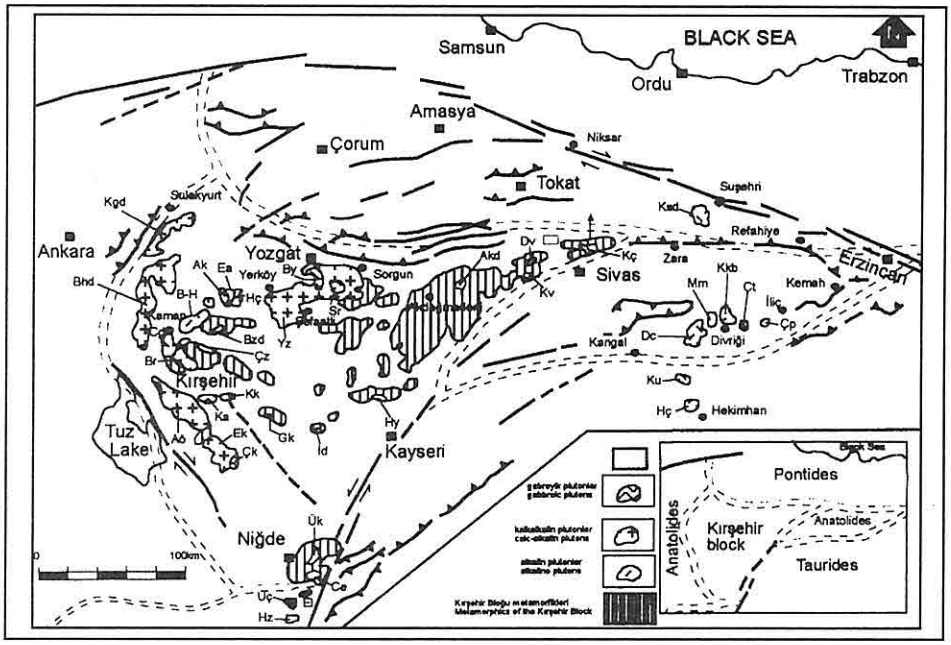
1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Sivas ilinin batısında (Şekil 1) yer almaktadır. Çalışma alanı ve yakın çevresinde yörenin tektonik ve stratigrafik özellikleri (Yılmaz, 1981, 1983, 1994; Tatar, 1977, 1983; Gökten, 1994) ile metamorfitlerin petrolojisi (Alpaslan, 1993, Alpaslan ve diğ., 1994, Alpaslan ve diğ., 1995) ve plütonik kayaçların petrojenezine (Alpaslan ve Boztuğ, 1995) yönelik çalışmalar bulunmaktadır.

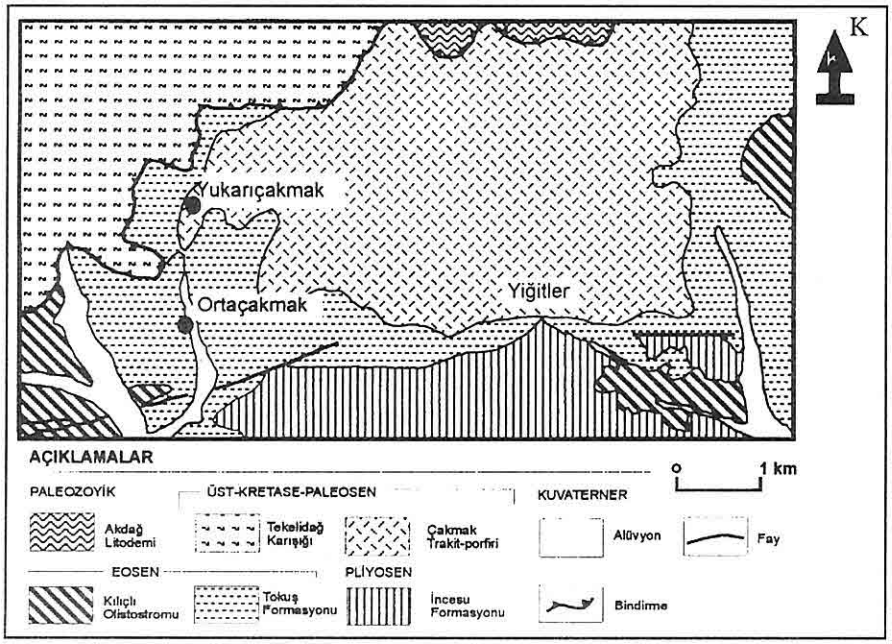
Bu çalışmada, Yiğitler Köyü ve Yukarı çakmak Köyü arasında yüzeyleyen subvolkanik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenerek bu kayaçların petrojenez mekanizmasına yaklaşımda bulunulması amaçlanmıştır. Bu amaca uygun olarak araziden derlenen kayaç örneklerinin mineralojik-petrografik ve dokusal özellikleri ince kesit yardımıyla tanımlanmıştır. Bu çalışmalar sonucunda en taze ve karakteristik olduğu kanısına varılan 14 adet kayaç örneğinin tüm kayaç ve eser element analizleri C.Ü. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarında (MİPJAL) USGS ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları kullanılarak XRF yöntemiyle gerçekleştirilmiştir.

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanında beş litolojik birim yüzeylemektedir (Şekil 2). Litolojik birimlerin adlandırılmasında daha önceki araştırıcıların yaptıkları adlamalar kullanılmıştır. Çalışmanın öznesini oluşturan subvolkanik kayaçlar ise ilk



Şekil 1. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası.



Şekil 2. Çalışma Alanının Jeoloji Haritası(Yılmaz ve Diğ. (1994)'den sadeleştirilmiştir).

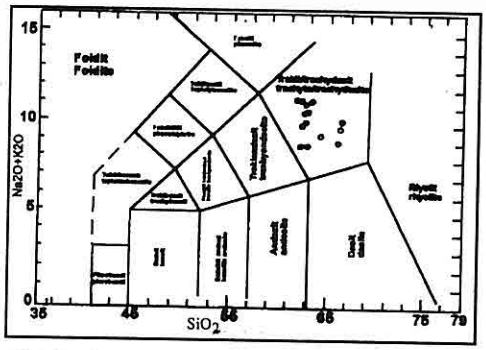
kez bu çalışmada Çakmak Trakit-porfiri olarak adlanmıştır.

Yöredeki en yaşlı birim, gnays, şist, kuvarsit, mermer ve graanitoyidik kayaçlardan oluşan Akdağmadeni Litodemidir (Yılmaz ve diğ., 1994). Bu birim Üst Kretase yaşlı Tekelidağ Ofiyolitli Karışığı (Yılmaz, 1981) ve Çakmak Trakit-porfirinin üzerinde allokton olarak yer almaktadır. Tekelidağ Ofiyolitli Karışığı serpantinit, diyabaz ve sedimanter kayaç dilimlerinden oluşmaktadır. Sedimanter kayaçlar kumtaşı - marn ardalanmasından oluşmakta ve içerisinde yer yer kırmızı renkli kireçtaşı bantları içermektedir (Yılmaz, 1981, Yılmaz ve diğ., 1994). Tekelidağ Ofiyolitli Karışığı içerisinde, ofiyolitik birimlerle tektonik dokanaklı olarak yer alan ve çok küçük yüzlekler veren metamorfik kayaçlar izlenmektedir. Metamorfik kayaç yüzlekleri, amfibolit, aktinolit-şist ve mermer türü kayaçlar içermektedir. Tekelidağ Ofiyolitli Karışığı içerisinde gözlenen ve Akdağ Litodemine ait kabuksal metamorfik kayaçlara benzemeyen metamorfik kayaçların, ofiyolitik kayaçların yerleşimi sırasında dilimlenmesi ve bu dilimlerin birbiri üzerine bindirmesi sonucunda bindirme zonuna yakın yerlerde oluştuğu (Parlak ve diğ., 1995) düşünülmektedir. Bu birimleri Çakmak Trakit-porfiri olarak adlandırılan subvolkanik kayaçlar kesmektedir. Çakmak Trakit-porfirinin üzerinde yer yer bloklu olan epiklastik ve piroklastik kayaçlar, pelajik kireçtaşları ve türbiditik kayaçlardan oluşan Kılıçlı Olistostromu yer almaktadır (Yılmaz ve diğ., 1994). Kılıçlı olistostromunun üzerinde Yılmaz (1981) tarafından tanımlanan Tokuş Formasyonuna ait konglomera - kumtaşı - kiltaşı - kireçtaşı litolojileriyle temsil edilen birim gelmektedir. Birimden alınan örneklerde, Lütesiyen yaşını veren Nummulites atacicus Leymerie, Nummulites beumonti d'Archiac ve Haime, Gypsina linearis Hanzawa, Anomalina sp. ve Ethelia alba Pfender gibi fosiller belirlenmiştir. Bu birimleri ise Yılmaz (1981) tarafından çalışma alanının doğusunda tanımlanan Neojen (Pliyosen) yaşlı İncesu Formasyonuna ait karasal kumtaşı ve konglomeralardan oluşan birim uyumsuzlukla örtmektedir.

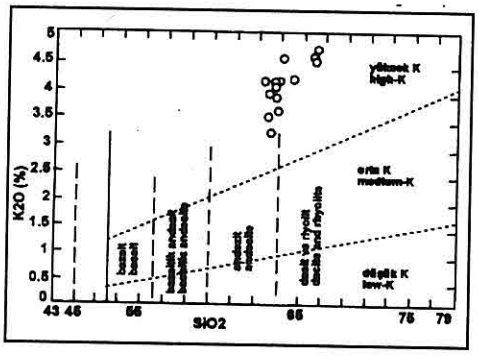
3. PETROGRAFİ

Bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Çakmak Trakit-porfiri, ana element verilerine dayalı toplam alkali-silis (TAS) diyagramında (Le Maitre ve diğ., 1989) trakit alanında yer almaktadır (Şekil 3). Çakmak trakit - porfiri kayaç örnekleri, K_2O-SiO_2 diyagramında ise yüksek potasyumlu andezit ve yüksek potasyumlu dasit ve riyolit alanına düşmektedirler (Şekil 4). Arazide yüzeye yakın derinliklerde katılaşmış subvolkanik bir kütle görünümünde olan Çakmak Trakit - porfirinin petrografik özellikleri şu şekilde özetlenebilmektedir.

Makroskopik özellikler: Pembemsi gri-gri renklidirler. 6-8 cm. ye ulaşan büyüklükte alkali feldispat



Şekil 3. Çakmak Trakit-Porfiri Kayaç Örneklerinin Toplam Alkali-Silis Adlandırma Diyagramındaki Konumları (Le Maitre ve diğ., 1989).



Şekil 4. Çakmak Trakit Kayaç Örneklerinin K_2O-SiO_2 Diyagramındaki Konumları (Peccerillo ve Taylor, 1976).

megakristalleri ve 2-4 cm. büyüklüğündeki plajiyoklas fenokristallerinin varlığı ile karakteristik olan belirgin bir porfirik doku göstermektedirler.

Mikroskopik özellikler: Hipokristalin porfirik dokulu olup fenokristal olarak sanidin, plajiyoklas, egirinojit, hornblend ve biyotit içermektedir. Hamur, plajiyoklas mikrolitleri, egirinojit, sanidin mikrolitleri, apatit, opak mineral ve az miktarda da volkanik camdan oluşmuştur. Hamurda gözlenen volkanik camın yer yer kristalleştiği izlenmektedir. Ayrıca hamurda karbonatlaşmanın geliştiği gözlenmektedir. Kayaçta gözlenen minerallerin özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Sanidin,kayaç içerisinde genellikle makroskobik boyutta izlenebilen iri fenokristaller halindedir. Ayrıca, küçük fenokristaller halinde ve hamurda mikrolitler olarak da izlenmektedir. Karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler. Killeşme ve serisitleşme türü bozunmalar göstermektedir.

Plajiyoklas, makroskopik boyutta izlenebilen iri fenokristaller ve mikroskopta gözlenebilen küçük fenokristaller halinde gözlenmektedir. Albit ikizlenmeli olup, Michel-Levy yöntemine (Erkan, 1978) göre yapılan ölçümlerde Albit - Oligoklaz bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Killeşme, serisitleşme ve karbonatlaşma türü bozunmalar yaygın olarak görülmektedir.

Egirinojit, kayaç içerisinde fenokristal ve hamur içerisinde küçük fenokristal ve mikrolitler halinde gözlenmektedir. Yeşil - yeşilimsi sarı renkli olup zayıf pleokroizma göstermektedirler. Yer yer karbonatlaşma türü bozunmalar izlenmektedir.

Hornblend, yarı özşekilli ve özşekilli küçük fenokristaller halinde

izlenmektedir. Yeşil renkli olup belirgin bir pleokroizma göstermektedirler. Kenarlarından itibaren opasitleşmişlerdir. Bazı kesitlerde biyotite dönüştükleri de gözlenmektedir.

Biyotit, kahverenkli olup pleokroyiktirler. Kenarlarından ve dilinimlerinden itibaren opak mineral gelişimleri gözlenmektedir.

Apatit, prizmatik ve yuvarlağımsı taneler halindedir.

4. ÇAKMAK TRAKİT-PORFİRİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Çakmak Volkanitinden derlenen kayaç örneklerinin karakteristik olanlarından 14 tanesinin ana ve iz element analizleri yapılmıştır (Tablo 1). Elde edilen bu jeokimyasal veriler ilgili diyagramlara aktarılarak yorumlanmaya çalışılmıştır.

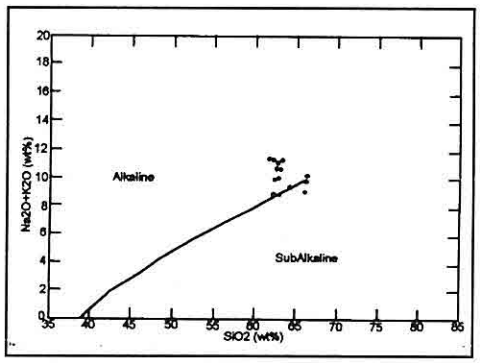
Ana ve İz Element Jeokimyası

Çakmak Trakit-porfiri kayaç örnekleri, volkanitlerin jeokimyasal karakterini belirlemeye yönelik olarak hazırlanan toplam alkali-silis ($Na_2O+K_2O-SiO_2$) diyagramında (Şekil 5) başlıca alkalen alanda yer almaktadır. . Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen ve magma tipini ve alt topluluklarını belirlemeye yönelik diyagramlarda (Şekil 6 a-b) Çakmak trakit-porfiri kayaç örnekleri KAFEMİK karakterli bir magmanın alkalilerce aşırı doygun (ALKOS) alt topluluğunu göstermektedir. Ana oksitlerin SiO_2' ye göre değişimi diyagramında (Şekil 7), plajiyoklas kristalleşmesine bağlı olarak Al_2O_3', piroksen ve hornblend kristalleşmesine bağlı olarak MgO, plajiyoklas ve piroksen kristalleşmesine

Tablo 1. Çakmak Trakit-Porfiri Kayaç Örneklerinin Jeokimyasal Analiz Sonuçları. L.O.I. Ateşte kayıp($tFe_2O_3=FeO+Fe_2O_3$, majör oksitler %, iz elementler ppmcins.)

Örnek no: / Element	26	27	28	31	34	35	36	38-a	38-b	39	40	41	42	43
SiO2	61.87	63.23	62.71	62.42	61.05	60.38	64.31	65.28	66.05	66.28	62.25	63.88	63.11	61.72
Al2O3	18.31	18.54	18.29	18.42	17.91	17.13	17.33	17.02	18.14	17.03	17.95	17.30	17.61	18.14
TiO2	0.57	0.56	0.59	0.48	0.57	0.62	0.56	0.36	0.38	0.46	0.51	0.46	0.50	0.43
Fe2O3	4.52	4.40	4.53	3.72	3.60	3.87	4.57	2.98	3.32	3.42	4.33	4.07	3.99	4.07
MgO	1.61	1.31	1.34	1.65	2.06	2.60	1.60	1.04	1.51	0.92	1.46	1.88	2.56	1.36
CaO	1.91	1.54	1.88	1.84	2.29	2.49	0.93	3.13	0.58	1.51	2.13	2.46	3.48	4.52
K2O	4.25	4.21	3.62	4.20	4.11	3.18	4.60	4.64	4.60	4.82	3.92	4.27	3.68	4.00
Na2O	7.14	6.99	7.80	6.37	5.68	6.45	4.31	6.51	5.22	5.38	6.68	5.09	5.13	4.75
MnO	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08
P2O5	0.23	0.19	0.22	0.22	0.27	0.26	0.22	0.16	0.16	0.17	0.23	0.22	0.26	0.27
L.O.I.	0.92	0.46	0.92	1.15	1.41	1.76	2.50	1.12	1.41	1.67	0.69	1.83	1.01	2.11
Toplam	101.39	101.49	101.97	100.52	99.00	98.81	100.98	102.31	101.41	101.73	100.22	101.55	101.41	101.45
Ba	1046	1047	859	951	1152	1360	986	953	1032	902	957	992	851	1267
Rb	107	127	101	111	101	88	115	129	379	166	221	107	96	98
Sr	483	507	437	644	635	546	377	435	412	538	641	593	620	497
Y	35	36	34	37	34	32	37	38	36	51	27	33	29	34
Zr	153	164	159	171	166	162	143	157	170	176	159	165	163	156
Nb	18	20	20	19	20	20	18	21	22	20	17	18	17	17
Th	12	13	11	13	13	12	10	15	28	15	13	12	11	8

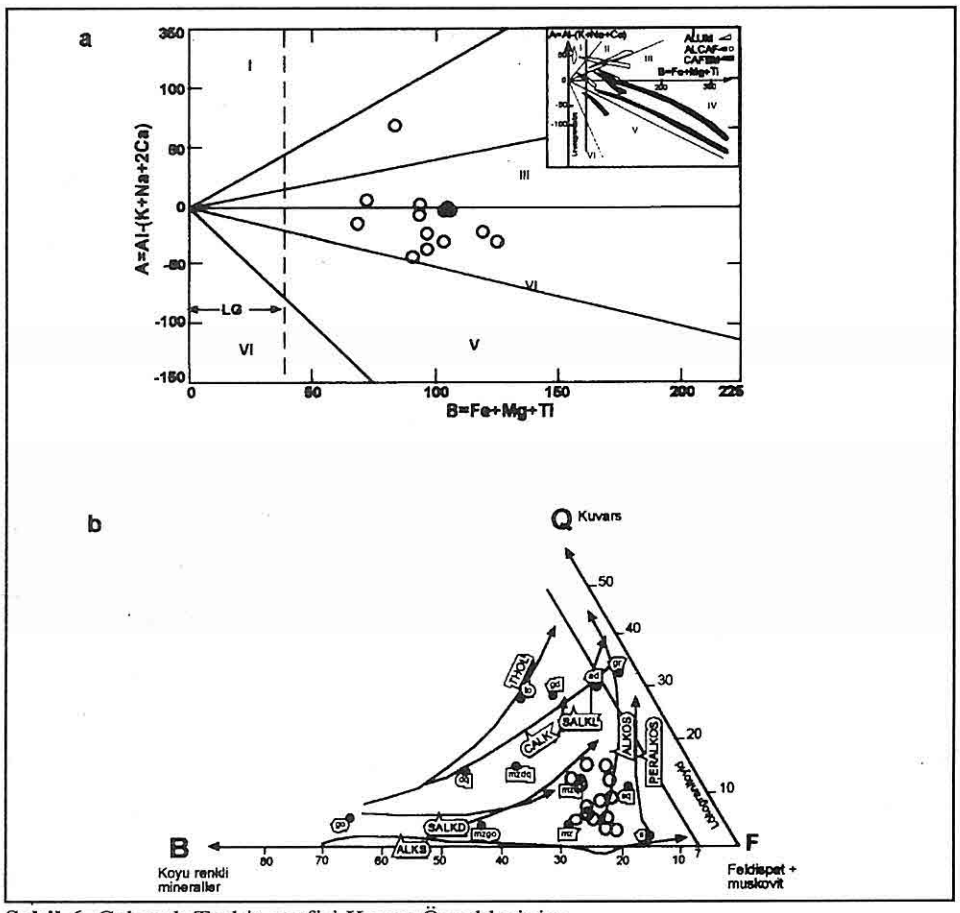
bağlı olarak CaO, plajiyoklas kristalleşmesine bağlı olarak Na_2O, piroksen ve hronblend kristalizasyonuna bağlı olarak da $FeVO_3$ içeriğinde SiO_2 artışıyla bir azalma gözlenmektedir (Şekil 7).



Şekil 5. Çakmak Trakit-Porfiri Kayaç Örneklerinin Toplam Alkali-Silis Diyagramındaki Konumları (Irvine ve Barger, 1971).

Magmanın katılaşması sırasında K elementinin uyumsuz element davranışı sergilemesi sonucu K_2O içeriğinde ise bir artış izlenmektedir (Şekil 7). P_2O_5 içeriğinde belirgin bir değişim gözlenmezken TiO_2 içeriğinde bir azalma söz konusudur (Şekil 7).

İz elementlerin SiO_2'ye göre değişimleri diyagramında (Şekil 8) Y, Nb, Zr ve Rb içeriklerinde bir artış gözlenmektedir. Ba ve Sr içeriklerinde ise bir artış ve azalma gözlenmemektedir (Şekil 8). Bu durum plajiyoklasların bünyesine girme eğiliminde olan bu elementlerin bozunmalar sonucunda kayaç bünyesinden uzaklaştırılmalarından kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Rb/Zr-SiOv değişim diyagramında (Şekil 9 a) SiO_2 artışı ile birlikte bir artış gözlenmektedir., Y/Zr' nin SiO_2' ye göre değişimi diyagramında belirgin olmayan bir artış gözlenirken (Şekil 9 b), Nb/Zr nin SiO_2' ye göre değişimi diyagramında herhangi bir değişim gözlenmemektedir (Şekil 9 c). Diyagramlarda gözlenen bu özellikler, nadir toprak elementleri ile birlikte davranan ve daha çok titanit, allanit ve apatit gibi aksesuar minerallerde zenginleşme gösteren (Gromet ve Silver, 1983; Clark, 1984; Mariano, 1989) kalıcılığı yüksek Nb, Zr ve Y elementlerinin birbirlerine göre zenginleşme veya tüketilme göstermediklerini belirtmektedir. Bu durum, Çakmak trakit-porfirinde titanit ve allanit gibi aksesuar minnerallerin gözlenmemesiyle açıklanabilmektedir. Diğer yandan Rb/Zr-SiO_2 değişim diyagramı (Şekil 9a), büyük iyon yarıçaplı (LIL) element olan Rb' un Zr elementine göre SiO_2 artışı ile bir zenginleşme gösterdiğini vurgulamaktadır. Çakmak Trakit-porfirinin iz element içeriklerinin MORB' a göre normalize diyagramında (Şekil 10); Y içeriği MORB' a yakın değer gösterirken Ti içeriği açısından MORB' a göre tüketilme izlenmektedir. Rb, Ba, Th, K, Nb ve Sr içeriklerinde MORB' a göre bir zenginleşmenin varlığı gözlenmektedir. Nb, K, Th, ve Rb elementlerinin MORB' a göre zenginleşme göstermesi, Çakmak trakit-porfirini oluşturan magmanın evriminde kabuksal bulaşmanın sürecinin varlığını belirtebilmektedir.



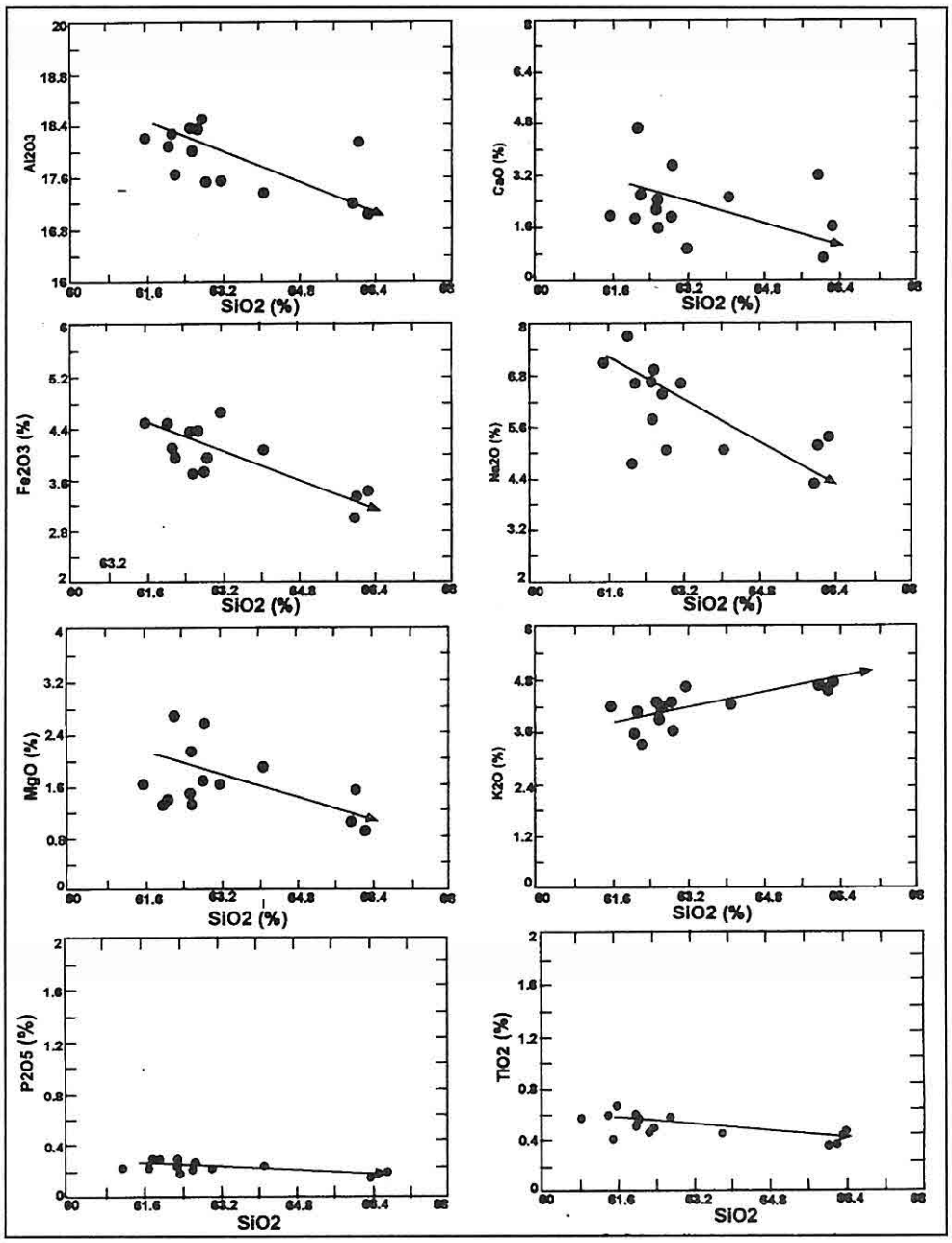
Şekil 6. Çakmak Trakit-porfiri Kayaç Örneklerinin;

a- Karakteristik mineraller mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları. A değerinin pozitif olduğu bölgeler (I, II ve III) peralümino, negatif olduğu sektörler ise (IV, V ve VI) metaalümino bölgeleridir.

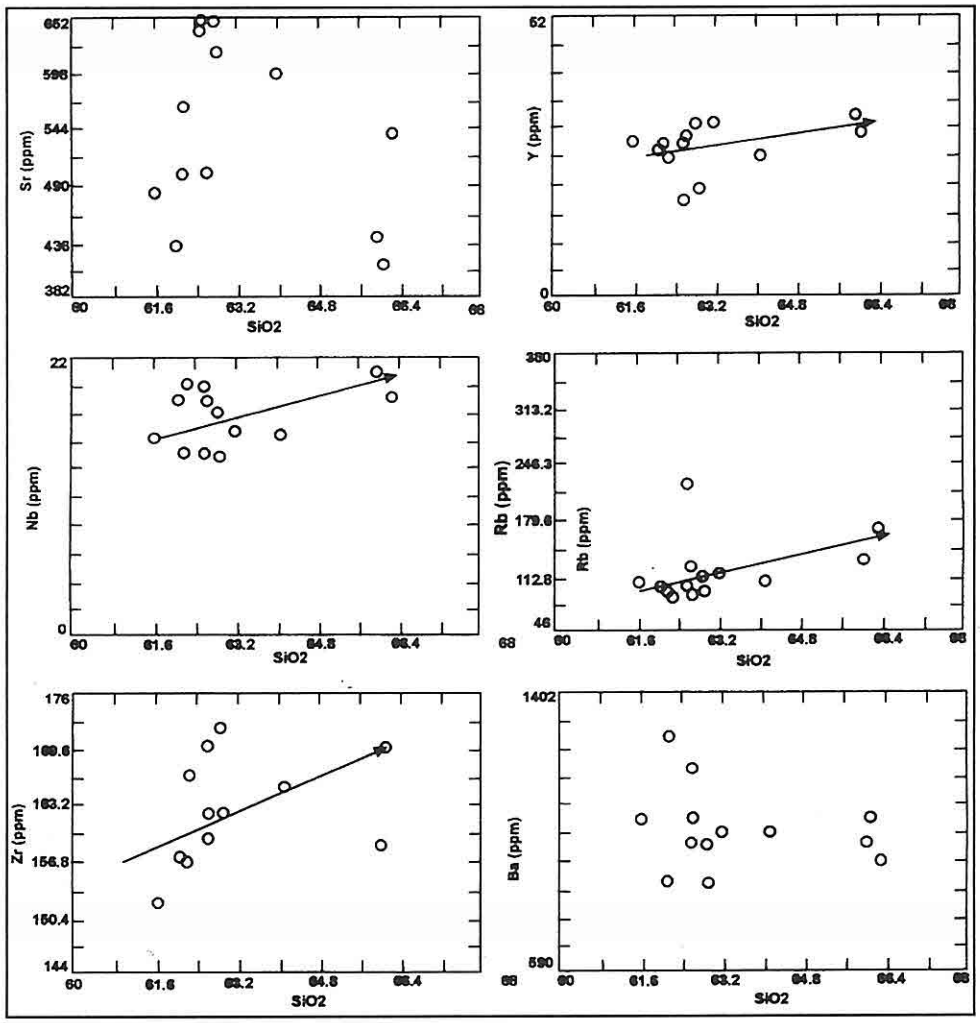
b- Q-B-F üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları.

K/Rb' un Rb' a göre değişimi diyagramında (Şekil 11) Rb artışıyla düzenli bir şekilde azalma gözlenmektedir. Bu durum, Çakmak trakit-porfirinin evriminde fraksiyonel kristalleşme sürecinin (Jakes ve White, 1972) etkin olduğunu belirtmektedir.

Çakmak trakit-porfirinin jeotektonik konumunu belirlemek için, granitoyidik kayaçların jeotektonik konumunu belirlemeye yönelik dolarak hazırlanan diyagramlara aktarılmıştır. Ana element verilerinden gidilerek hazırlanan R1-R2 diyagramında (Şekil 12, Batchelor ve Bowden, 1985), Çakmak trakit - porfiri geç orojenik alan içerisinde yer almaktadır. Yine granitoyidik kayaçların jeotektonik



Şekil 7. Çakmak Trakit-porfiri Kayaç Örneklerinin Ana Element-SiO_2 Değişim Diyagramları.

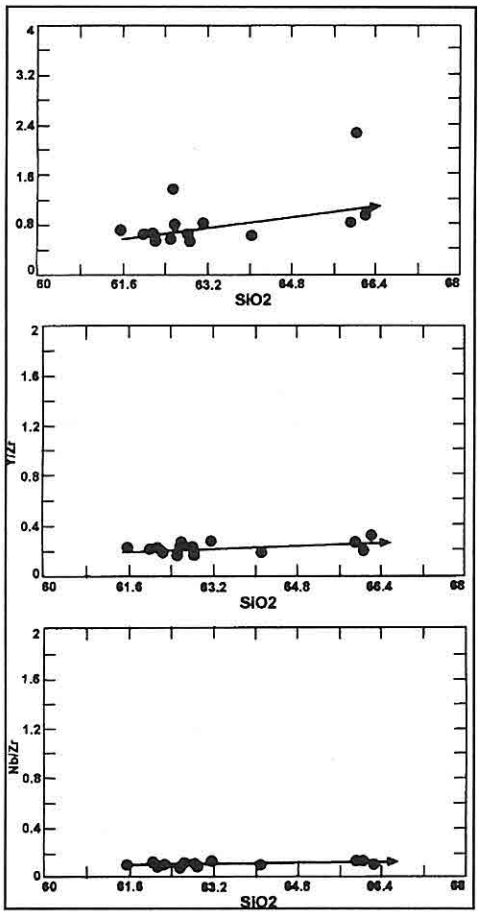


Şekil 8. Çakmak trakit-porfiri kayaç örneklerinin iz element-SiO_2 değişim diyagramı.

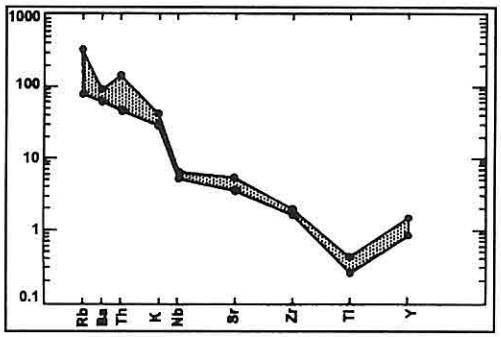
konumunu belirlemeye yönelik olarak hazırlanan Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramlarında Çakmak trakit-porfiri kayaç örnekleri plaka içi granitoyid alanında (Şekil 13 a) ve VAG ile WPG sayısında yer almaktadır (Şekil 13 b).

Çakmak Trakit - Porfirinin Petrojenezi

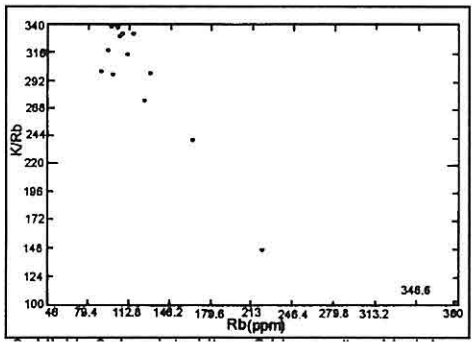
Ana ve eser element jeokimyası verileri ile Çakmak trakit-porfirinin jeolojik konumu birlikte değerlendirilerek Çakmak trakit-porfirinin petrojenez mekanizması



Şekil 9. Çakmak Trakit - Porfiri Kayaç Örneklerinin a- Rb / Zr-SiO_2, b- Y / Zr-SiO_2 ve c-Nb/Zr- SiO_2 Diyagramındaki konumları.



Şekil 10. Çakmak Trakit-porfiri Kayaç Örnekleri İz Element İçeriklerinin MORB'a göre Normalize Diyagramı(Bevins ve diğ., 1984).

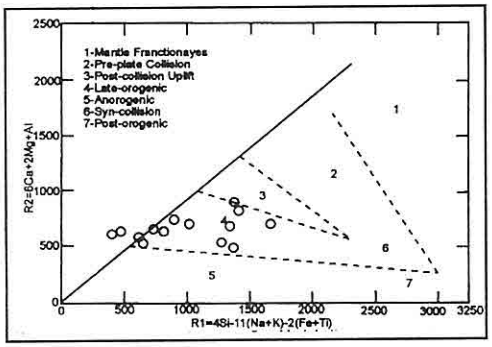


Şekil 11. Çakmak Trakit - Porfiri Kayaç Örneklerinin K/Rb-Rb Değişim Diyagramı.

açıklanmaya çalışılacaktır. Ana element verilerine göre alkalin alanda (Şekil 5) yer alan Çakmak trakit-porfiri KAFEMİK karakterli magmanın (Şekil 6 a) alkalilerce aşırı doygun (ALKOS) karakterli bir magmayı (Şekil 6 b) tanımlamaktadır.

Büyük iyon yarıçaplı elementlerde (Rb, Ba, Sr, K, Th) gözlenen zenginleşme kabuksal bulaşmayı (Gill, 1981) belirtebilmektedir. K / Rb - Rb diyagramında gözlenen düzenli değişim ise fraksiyonel kristalleşmeyi belirtmektedir (Jakes ve White, 1972).

Çakmak trakit-porfirinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri ile jeolojik konumu birlikte değerlendirildiğinde; subvolkanik kayaçlardan oluşan bu birim yörede aynı yaş aralığında oluşmuş olan alkalin



Şekil 12. Çakmak Trakit-porfiri kayaç örneklerinin R1-R2 tektonik konum diyagramındaki konumları (Batchelor ve Bowden, 1985).

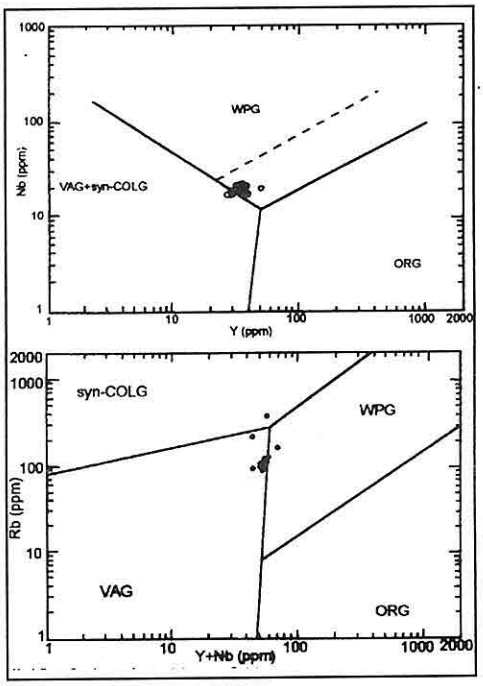
karakterli plütonik kayaçlara (Davulalan Siyenitoyidi, Alpaslan ve Boztuğ, 1997) benzerlik göstermektedir.

Çakmak trakit - porfiri, jeotektonik konumu belirlemeye yönelik diyagramlarda plaka içi granitoyid alanında ve volkanik yay granitoyidi alanının plaka içi granitoyid alanı ile sınırında gözlenmektedir.

Bütün bu veriler birlikte değerlendirildiğinde, Çakmak trakit-porfirinin çarpışma sonrasında gelişen gerilmeli rejim sırasında litosferik incelmeye bağlı olarak üst manto malzemesinin bölümsel ergimeye uğramasıyla oluşmuş bir magmadan itibaren geliştiği ve yüzeye yakın derinliklerde katılaştığı söylenebilmektedir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERILER

Bu çalışmada, Sivas batısında Yukarı Çakmak köyü ve doğusunda yüzeyleyen subvolkanik kayaçların mineralojik-



Şekil 13. Çakmak trakit-porfiri kayaç örneklerinin a- Nb-Y, b- Rb-Y+Nb tektonik konum diyagramındaki konumları (Pearce ve diğ., 1984) Alanlar: WPG:Plaka içi granitoyid; VAG: Volkanik yay; syn-COLG: çarpoşma ile eşzamanlı; ORG: Okyanus sırtı granitoyid.

petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenerek petrojenez mejanizmasına yaklaşımda bulunulmaya çalışılmıştır.

Yörede yüzeyleyen subvolkanik kayaçların mineralojik - petrografik özellikleri belirlenmiş ve jeokimyasal veriler de kullanılarak bu kayaçların trakit-porfir bileşiminde olduğu belirlenmiş ve subvolkanik birime Çakmak trakit-porfiri ismi verilmiştir.

Çakmak trakit-porfirinin Üst-Kretase-Paleosen yaş aralığında olduğu belirlenmiştir.

Çakmak trakit-porfirinin alkalin karakterde olduğu ve KAFEMİK karakterli bir magmanın alkalilerce doygun alt bölümünü (ALKOS) tanımladığı belirlenmiştir.

Ana ve iz element verilerinden, Çakmak trakit-porfirini oluşturan magmanın evriminde fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğu, bunun yanısıra Nb, Th, Rb, K gibi elementlerde gözlenen zenginleşmenin kabuksal bulaşmadan da kaynaklanabileceği söylenebilmektedir.

Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristikler, bölgesel jeoloji ile birlikte değerlendirildiğinde, Çakmak trakit- porfirinin Anatolidler ve Pontidler arasında meydana gelen çarpışmayı izleyen evrede oluşan gerilmeli rejim sırasında litosferik incelmeye bağlı olarak Üst Mantodan kaynaklanan eriyiklerde itibaren gelişebileceği söylenebilmektedir.

Yörede yapılacak çalışmalarda, nadir toprak elementleri ve izotop jeolojisi çalışmalarının yanısıra jeokronolojik çalışmaların yapılmasıyla, Çakmak trakit-porfirinin evrimi daha açık biçimde ortaya konulabilecektir.

6. TEŞEKKÜR

Makalenin yazımı sırasında tartışma ve önerileriyle katkıda bulunan Sayın Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ ve paleontolojik tanımlamaları yapan Sayın Prof.Dr. Nurdan İNAN' a teşekkür ederim.

7. KAYNAKLAR

Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfitlerinin petrolojik incelemesi, C.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora tezi, Sivas, 359 s. (yayınlanmamış)

Alpaslan M. and Boztuğ, D., 1997, The co-existency of the syn-COLG and post-COLG plutons in the Yıldızeli area (W-Sivas), Doğa Turkish Journal of Earthsciences 6, 1-12.

Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic parameters. Chem. Geol., 48, 43-55

Bevins, R.E., Kokelaar, B.P. and Dunkley, P.N., 1984; Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. Ass., 95, 337-347

Clark, A.M.,1984, Mineralogy of the rare earth elements. In: Henderson, P. (ed.): Rare earth geochemistry. Developments in geochemistry, 2, 33-62

Debon, F. and Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Royal Soc. Of Edinburgh Transaction., 73, 135-149

Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri, H.Ü. yay., A-26, Ankara, 497 s.

Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 300 pp.

Gromet, L.P. and Silver, L.T., 1983, Rare earth element distributions among

minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. Geochim. Cosmochim. Acta., 47, 925-940

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

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

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rock series and glossary of terms. Blackwell Oxford.

Mariano, A.M., 1989, Economic geology of rare earth minerals. In: Lipin, B.R. and McKay, G.A. (eds), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in mineralogy, Min. Soc. Ame., 21, 309-337

Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E., 1995, Origin of sub-ophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey, Ofioliti, 20 (2), 97-110.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitoid rocks. J. Petrol., 25, 4, 956-983

Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkalic volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81

Yılmaz, A., Uysal, Ş., Yusufoğlu, H., Ağan, A., Kallioğlu, A., İnal, A., Aydın, N., Bedi, Y., Havzaoğlu, T., Göç, D., İnal, E., Erkan, N.E., 1994, Akdağ Masifi ve dolayının jeoloji incelemesi, MTA Derleme. 48 s. Rapor no: 9721

Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı, TJK Bült., 24/1, 31-38.

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

İÇ ANADOLU ALKALİ PLÜTONİZMASINDAKİ KORUNDAĞ ve BARANADAĞ PLÜTONLARINDA (D KAMAN-KB KIRŞEHİR) SİLİSÇE AŞIRI DOYGUN (ALKOS) ve SİLİSÇE TÜKETİLMİŞ ALKALİ (ALKUS) KAYAÇ BİRLİKTELİĞİ

Nazmi OTLU ve Durmuş BOZTUĞ
C.Ü. ,Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: *Kortundağ ve Baranadağ plütonları, İç Anadolu çarpışma sonrası (post-COLG) alkali plütonizmasının, Kaman-Kırşehir yöresinde yüzeylenen önemli üyelerini oluştururlar. Bunlardan Kortundağ plütonu Hamit kuvars siyeniti, Durmuşlu nefelin-nozeyan-melanit siyenet porfiri, Bayındır nefelin-kankrinit siyeniti ve Çamsarı kuvars siyeniti gibi haritalanabilir dört litodem biriminden oluşurken; Baranadağ plütonu ise Baranadağ kuvars monzoniti olarak haritalanabilir bir litodem biriminden oluşmaktadır. Baranadağ kuvars monzoniti ve Hamit kuvars siyeniti, Kırşehir Bloğu metamorfitlerini sıcak dokanakla kesmektedir. Diğer taraftan, Durmuşlu, Bayındır ve Çamsarı birimleri ise hem Hamit Siyenitini, hem de metamorfitleri kesmektedir.*

Baranadağ kuvars monzoniti, Hamit kuvars siyeniti ve Çamsarı kuvars siyeniti, jeolojik konum (metamorfitleri kesmeleri), dokusal özellik (feldspat megakristalleri içermeleri) ve mineralojik-jeokimyasal bileşim bakımından [hornblend + ojit+biyotit'ten oluşan mafik mineral topluluğu ve silisçe aşırı doygun alkalin kimyasal bileşim (ALKOS) özelliği bir topluluk oluşturmaktadır. ALKOS özellik gösteren bu birimlerde, ayrıca, mineralojik-jeokimyasal davranışları bakımından Baranadağ' dan Çamsarı'ya doğru gelişmiş olan bir fraksiyonlanmanın varlığı görülmektedir. Yani diğer bir deyişle, bu üç birimin, bir magma kaynağının fraksiyonel kristalleşme ürünü olarak meydana geldikleri ileri sürülebilmektedir. Bu birimleri oluşturan magmanın ise üst manto peridotitlerinin non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ve % 10-20 arasında bir erime derecesinde kısmi erimeye uğramasıyla meydana gelmiş olabileceği ileri sürülmektedir.

Diğer taraftan, Durmuşlu ve Bayındır birimleri ise açık renkli bileşen olarak nefelin ve sodalit grubu mineraller, mafik bileşenler olarak da melanit, arfvedsonit, egirin/egirin ojit gibi mineralleri içermeleri, uyumsuz element içeriklerinin daha yüksek olması ve silis bakımından tüketilmiş alkalin (ALKUS) özellik sergilemeleri nedeniyle farklı bir topluluk olarak değerlendirilmiştir. Bu iki birimin gösterdiği tüm mineralojik-jeokimyasal davranışlar da Durmuşlu'dan Bayındır'a doğru gelişmiş olan bir fraksiyonlanmanın varlığını yansıtmaktadır. Yani, ALKUS özellik sergileyen bu iki alt birimin de farklı bir magma kaynağının fraksiyonel kristalleşme süreci ile meydana geldikleri düşünülmektedir. Bu magmanın ise aynı üst manto peridotitlerinin, daha sonra, yine non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ancak % 10 dan daha az bir

erime derecesi ile kısmi erimeye uğraması sonucu meydana gelebileceği düşünülmektedir. Böylece, İç Anadolu post-COLG alkali plütonizmasında önemli bir yeri olan Kaman (KB Kırşehir) yöresi alkali kayaçlarının iki farklı alkali magma kaynağından itibaren meydana gelmiş olabilecekleri ileri sürülmektedir. Diğer taraftan, bu farklı alkali magmaların ise tüketilmemiş üst manto peridotitlerinin, non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile olmak üzere, farklı zamanlarda, farklı oranlarda kısmi erimeye uğramaları sonucu meydana gelmiş olabilecekleri önerilmektedir.

Anahtar Sözcükler: *İç Anadolu post-COLG plütonizması, Baranadağ ve Kortundağ plütonları, silisçe aşırı doygun alkali magmatizma, silisçe tüketilmiş alkali magmatizma, fraksiyonel kristalleşme, kısmi erime.*

THE COEXISTENCY OF THE SILICA OVERSATURATED (ALKOS) AND UNDERSATURATED ALKALINE (ALKUS) ROCKS IN THE KORTUNDAĞ AND BARANADAĞ PLUTONS FROM THE CENTRAL ANATOLIAN ALKALINE PLUTONISM, E KAMAN / NW KIRŞEHIR, TURKEY

ABSTRACT: *Baranadağ and Kortundağ plutons, outcropping in the Kaman - Kırşehir region, constitute the important members of the Central Anatolian post-collisional alkaline plutonism. The Baranadağ pluton comprises only one lithodem unit called Baranadağ quartz monzonite, whereas, the Kortundağ pluton consists of four mapable units such as Hamit quartz sıenite, Durmuşlu nepheline - nosean - melanite porphyritic syenite, Bayındır nepheline-cancrinite syenite, and Çamsarı quartz syenite. Among these units, the Baranadağ quartz monzonite and Hamit quatz sıenite cut the metamorphics of the Kırşehir Block. On the other hand, Durmuşlu, Bayındır and Çamsarı are emplaced in both of the Hamit quartz syenite and metamorphics.*

The Baranadağ quartz monzonite, Hamit quatz syenite and Çamsarı quartz syenite determine an association by means of geological setting, textural features, and mineralogical-chemical composition. These units cut through out metamorphics, contain feldspar megacrysts, and association of hornblende + augite + biotite, and represent silica saturated alkaline (ALKOS) chemistry These units also show fractional crystallization from Baranadağ to Çamsarı by means of mineralogical and geochemical data. In other words, it has been proposed that these there units formed by fractional crystallization from a single magma source. As for the genesis of tis magma source, it can be suggested to have been derived from the enriched upper mantle by a non-modal Rayleigh/fractional type of melting with a melting degree of 10-20 %.

On the other hand, Durmuşlu and Bayındır units contain the same felsic and mafic mineral assemblages which consist of nepheline + sodalite, and

melanite + arfvedsonite + aegirine/aegirine-augite, respectively. These two units show silica undersaturated alkaline (ALKUS) character. These mineralogical-chemical data also reveal that there has been a fractionation process occurred from the Durmuşlu to Bayındır. In other words, alkaline rocks of Bayındır and Durmuşlu formed by fractional crystallization from a magma source which is different than that of Baranadağ, Hamit and Çamsarı units. This different magma sorce of the Durmuşlu and Bayındır units is also assumed to be generated from the enriched upper mantle material, subsequently, again by the non-modal Rayleigh/Fractional type of partial melting, but with a melting degree less than 10 %. In this manner, alkaline rocks of Kaman (NW Kırşehir) have an important place in the Central Anatolian post-COLG alkaline plutonism, and have proposed to form by fractional crystallization from two different magma sources which may be formed from the partial meltings of upper mantle material with different degrees of melting in different times.

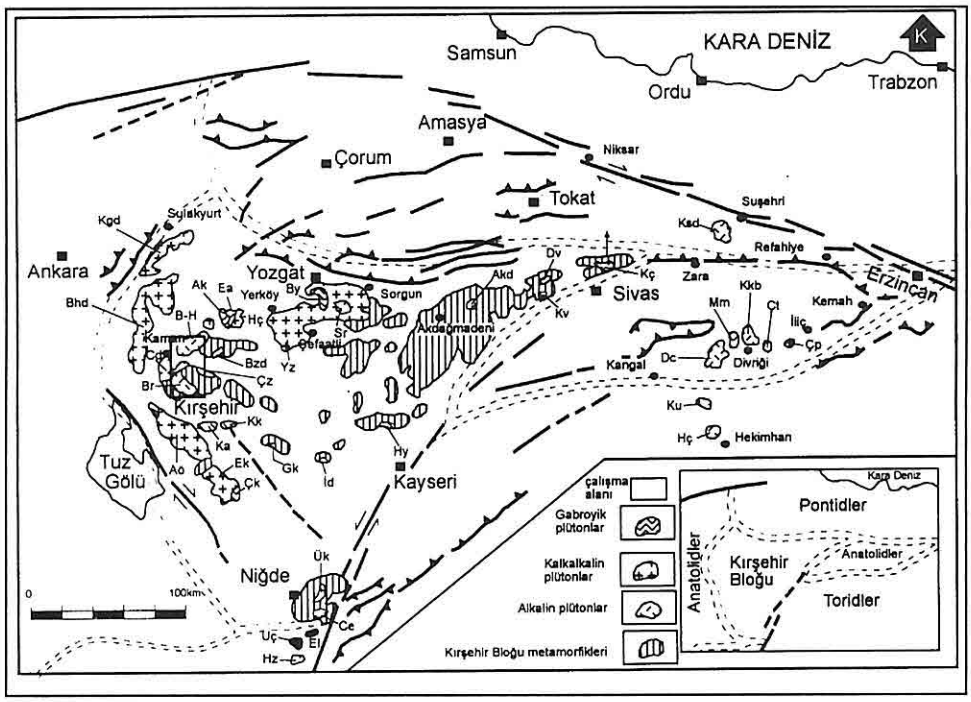
Key Words: *Central Anatolian post-COLG plutonism, Baranadağ and Kortundağ plutons, alkaline oversaturated magma, alkaline undersaturated magma, fractional crıstallization, partial melting.*

1. GİRİŞ

Kortundağ ve Baranadağ plütonları, Kırşehir Bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksinde (Göncüoğlu ve diğ., 1991) yer alan ve İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizmasına (Boztuğ ve diğ., 1994; Göncüoğlu ve Türeli, 1994; Boztuğ, 1997; İlbeyli ve Pearce, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997) ait plütonik kayaçlardan D Kaman (KB Kırşehir) yöresinde yüzeylenenleri (şekil 1) oluştururlar. Kırşehir bloğuna ait Mesozoyik öncesi yaşlı (Seymen, 1981) metasedimentleri ve bu metasedimentlerle tektonik dokanaklı olduğu düşünülen metagabroları sıcak dokanakla kesen bu plütonlardan (Şekil 2, 3), Baranadağ plütonunun Paleosen yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (Seymen, 1981). Daha sonra bu plütonlar üzerinde yürütülen mineralojik-petrografik ve petrolojik çalışmalarda (Lünel, 1987; Bayhan, 1987, 1988; Erler ve diğ., 1991; Erler ve Bayhan, 1995), bu plütonların alkali bileşimde oldukları belirlenmiştir.

Bu çalışmanın amacı, İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizmasındaki alkali plütonların (Boztuğ ve Yılmaz, 1997) önemlilerini oluşturan Kortundağ ve Baranadağ plütonlarının jeolojik konum, mineralojik-petrografik bileşim ve jeokimyasal özelliklerine göre saptanan silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) ve silisçe tüketilmiş alkalin (ALKUS) karakterlerinin birlikteliğini incelemektir.

Bu amaçla, Kırşehir J-31 b1 ve b4 paftalarında 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalaması ve amaca uygun örnekleme çalışması gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1. Orta Anadalu Metamorfik ve Plütonik Kayaçlarının Cografik Konumları. Plütonik kayaç kısaltmaları (D' dan B' ya doğru): Çp, Çöpler; Çt, Çaltı; Kkb, Karakeban; Mm,Murmana;Dc, Dumluca; Ku, Kuluncak; Hç,Hasançelebi; Ksd, Kösedağ; Kç,Karaçayır; Dv, Davulalan; Kv, Kavik;Akd, Akdağmadeni; Hı, Hayriye; Ük, Üçkapılı; Ce, Celaller; El, Elmalı; Uç,Uçurumtepe; Hz, Horoz; Yd, Ydişdağ; Yz, Yozgat; Ha, Halaçlı; Ea,Eğrialan; Ak, Akçakent; Bzd, Buzluk dağ; B - H, Bayındır - Hamit; Cd, Cefalıkdağ; Br, Baranadağ; Çz, Çayağzı;Kk, Kesikköprü; Ka, Kuruağıl;Gk,Gümüşkent; Ek, Ekecikdağ; Çk, Çokumkaya; Aö, Ağaçören; Bhd, Behrekdağ; Kgd, Karagüneydağ

Haritalanan alandan toplam 198 adet tüm kayaç örneği alınarak, bunlardan tamamının ince kesitleri yapılarak Nikon-Labophot tipi alttan aydınlatmalı binoküler polarizan mikroskopta mineralojik-petrografik bileşimleri bakımından incelenmiştir. Bu incelemeler sonucunda en taze ve karakteristik olduğu kanısına varılan toplam 65 adet tüm kayaç örneği, ana ve eser element içeriklerinin belirlenebilmesi için C.Ü. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarlarında (MİPJAL) bulunan Rigaku 3270 E-WDS model X-Işınları Floresans Spektrometresi (XRF) ile USGS ve CRPG standartları (Govindaraju, 1989) eşliğinde (Tablo 1) analiz edilmiştir (Tablo 2).

Tablo 1. ACE, BEN, GH, (GRPG) ve BR,SCO1, AGV1 (USGS) standartlarının C.Ü. Jeoloji Mühendisli i Bölümü Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal Ara tırma Laboratuvarlarına (M PJAL) analiz edilmeleri sonucunda elde edilen de erlerin kar ıla tırılması (ana elementler % a ırlık, eser elementler ppm cinsinden verilmi tir).

		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	Nb	Zr	Y	Ba	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th
CRPG	ACE	70.35	14.20	0.11	2.53	0.058	0.03	0.34	6.54	4.49	0.014	110	780	184	55	3.34	0.2	4	39	224	152	3	3.9	18.5
MİPJAL	ACE	69.92	14.86	0.08	2.61	0.06	0.51	0.44	6.56	4.42	0.02	98	780	181	80	9	4	13	39	216	148	5	44	18
CRPG	BEN	38.20	10.07	2.61	12.84	0.20	13.15	13.87	3.18	1.39	1.05	100	265	30	1025	360	61	72	4	120	47	1370	17	11
MİPJAL	BEN	39.16	9.97	2.58	10.58	0.18	10.37	14.41	3.52	1.61	1.16	53	206	13	44	187	22	40	4	84	nd	843	12	4
CRPG	GH	75.80	12.50	0.08	1.34	0.05	0.03	0.69	3.85	4.76	0.01	85	150	75	20	6	1	14	45	85	390	10	23	87
MİPJAL	GH	67.08	11.33	0.06	1.32	0.05	0.60	0.82	3.17	4.45	0.02	80	146	129	19	11	3	13	39	77	294	11	24	70
USGS	BR	38.20	10.20	2.60	12.88	0.20	13.28	13.80	3.05	1.40	1.04	98	250	30	1050	380	52	72	8	160	47	1320	19	11
MİPJAL	BR	38.33	9.90	2.49	10.13	0.17	10.20	14.23	3.19	1.62	1.44	52	205	13	786	176	22	38	5	94	13	827	13	3
USGS	SCO1	62.78	13.67	0.628	5.14	0.053	2.72	2.62	0.90	2.77	0.206	11	160	26	570	68	10.5	28.7	31	103	127	174	15	9.7
MİPJAL	SCO1	63.72	16.43	0.68	5.78	0.06	3.20	3.26	0.63	2.98	0.20	12	160	29	584	54	6	28	41	105	105	169	18	4
USGS	AGV1	58.79	17.14	1.05	6.76	0.092	1.53	4.94	4.26	2.91	0.49	15	227	20	1226	10.1	15.3	60	36	88	67.3	662	20	6.5
MİPJAL	AGV1	58.59	15.85	1.08	6.45	0.10	1.42	4.75	3.79	2.96	0.48	10	212	15	1161	14	7	46	28	82	47	555	18	1

Tablo 2. Kortundağ ve Baranadağ plütonlarının ana ve eser element kimyasal analiz sonuçları. Ana elementler % ağırlık, eser elementler ppm cinsinden verilmiştir.tFe2O3, ferrik demir cinsinden toplam demir oksit; AK, ateşte kayıp.

Baranadağ Kuvars Monzoniti / Baranadağ quartz monzonite

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	tFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
NO.61	64.15	0.39	17.74	3.68	0.1	1.65	3.69	3.81	5.24	0.18	0.28	100.91	15	12	9	59	92	174	1292	578	18	21	237	36	26
NO.63	63.84	0.39	17.92	3.76	0.11	1.6	3.19	3.82	5.34	0.17	0.73	100.87	12	13	10	42	91	171	1164	580	22	24	256	36	15
NO.64	63.01	0.38	17.57	3.36	0.1	1.62	2.99	3.2	8.21	0.18	0.27	100.89	1	11	29	52	91	238	1424	635	16	22	217	48	18
NO.65	63.52	0.4	17.54	3.98	0.11	1.65	3.31	3.84	4.95	0.19	0.6	100.09	42	14	9	38	97	182	814	451	19	21	226	38	30
NO.67	62.15	0.46	17.53	4.47	0.11	1.89	4.17	3.66	4.88	0.21	0.53	100.06	24	15	13	42	101	159	858	545	19	25	255	37	23
NO.68	62.34	0.35	19.16	2.98	0.08	0.88	3.3	3.87	7.26	0.13	0.6	100.95	5	10	16	40	94	217	527	1220	18	37	224	41	16
NO.69	59.05	0.42	18.69	4.49	0.1	1.45	4.38	3.09	7.69	0.24	0.49	100.09	12	16	9	37	103	196	1189	1002	18	28	307	41	32
NO.70	65.52	0.4	18.67	3.5	0.09	1.23	3.65	4.21	5.92	0.19	0.33	100.71	8	12	12	49	89	208	946	811	20	23	299	42	52
NO 71.	64.98	0.36	17.77	3.42	0.08	1.19	2.98	3.91	5.89	0.18	0.18	100.94	20	12	15	40	89	238	927	708	18	26	293	46	45
NO. 77	61.09	0.5	19.15	4.11	0.1	1.26	4.65	3.71	5.39	0.16	0.33	100.45	8	14	13	36	88	126	1425	746	19	17	228	29	22
NO. 79	62.28	0.53	17.43	4.8	0.1	2.22	4.55	3.48	4.83	0.23	0.67	101.12	33	17	15	37	96	139	1260	628	20	15	235	29	11
NO. 80	63.03	0.56	17.23	4.88	0.11	2.14	4.56	3.57	4.63	0.21	0.45	101.37	21	17	15	43	101	125	945	579	21	23	251	32	10
NO. 147	62.37	0.46	17.78	4.01	0.1	1.75	3.5	3.98	5.76	0.21	0.55	100.48	37	14	12	43	97	198	773	553	19	26	288	43	40
NO. 149	64.39	0.36	17.96	3.57	0.11	1.47	3.12	3.98	5.31	0.14	0.55	100.95	21	12	6	50	93	177	883	455	21	19	229	38	63
NO. 150	61.64	0.47	18.58	4.57	0.11	1.81	3.83	3.93	5.26	0.20	0.68	101.08	10	16	9	38	95	156	1047	542	21	21	245	37	25
NO. 151	63.20	0.44	18.13	4.29	0.11	1.75	3.64	3.8	5.09	0.20	0.55	101.2	15	15	5	50	100	170	914	505	19	20	228	41	28
NO. 152	63.52	0.41	18.06	4.02	0.12	1.58	3.59	3.9	5.17	0.17	0.65	101.18	29	14	8	40	91	165	931	484	19	21	241	37	27
NO. 154	60.26	0.46	18.8	5	0.11	1.69	4.97	4.12	4.62	0.25	0.8	101.09	13	17	21	44	101	132	1278	667	21	17	202	33	31
NO. 155	63.77	0.42	17.78	4.19	0.11	1.71	4.1	3.9	4.45	0.25	0.4	101.08	32	14	10	44	93	128	500	494	21	16	196	30	33
NO. 157	61.32	0.46	18.03	4.31	0.11	1.67	4.43	3.89	5.51	0.24	0.5	100.47	26	15	10	42	88	178	969	705	18	28	251	39	26
NO. 159	61.22	0.48	18.11	4.46	0.11	1.91	4.73	4.11	5.4	0.26	0.49	101.28	17	15	6	35	94	155	1056	818	19	21	269	37	18
NO. 160	60.85	0.49	18.04	4.86	0.12	1.96	4.84	3.77	5.28	0.26	0.5	100.97	16	17	14	43	98	168	938	757	18	22	230	36	27
NO. 165	63.20	0.39	18.09	3.73	0.1	1.69	3.69	3.82	5.57	0.19	0.74	101.21	18	13	13	13	90	161	1312	636	19	17	251	35	21
NO. 167	63.63	0.42	18	3.82	0.09	1.79	3.94	3.73	4.8	0.18	0.33	100.73	40	13	15	15	95	147	1053	605	20	18	225	32	21
NO. 168	60.63	0.47	18.11	4.34	0.1	2.08	4.6	3.59	4.9	0.22	0.6	99.64	27	15	12	12	95	131	1384	690	19	16	241	30	14

Tablo 2'nin devamı.

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
NO. 5	60.98	0.47	18.10	4.37	0.09	1.68	4.38	3.28	4.93	0.19	0.34	98.81	nd	15	10	39	77	132	2323	736	21	12	250	28	36
NO. 6	62.61	0.48	18.65	4.33	0.08	1.58	4.36	3.46	4.60	0.16	1.16	101.47	nd	15	6	30	78	129	1983	713	20	14	266	27	46
NO. 9	64.11	0.36	18.30	3.07	0.06	1.00	2.43	4.23	5.94	0.14	0.9	100.54	9	10	6	44	78	257	756	608	21	24	314	48	113
NO. 10	65.79	0.32	17.54	3.23	0.07	1.21	2.78	3.91	5.99	0.16	0.4	101.4	23	11	5	43	83	261	817	630	21	26	305	47	56
NO. 11	61.85	0.44	17.74	4.35	0.11	1.91	4.06	3.85	5.80	0.27	0.49	100.87	16	15	12	42	90	218	756	648	17	25	231	42	44
NO. 12	67.28	0.19	18.10	1.43	0.04	0.82	1.53	4.93	5.80	0.06	0.58	100.76	23	4	8	55	69	368	304	225	22	40	352	61	127
NO. 14	63.26	0.39	17.79	3.51	0.09	1.49	3.39	3.77	5.72	0.15	0.6	100.16	7	11	15	49	81	181	1772	812	20	19	254	34	16
NO. 20	61.35	0.46	17.97	4.53	0.09	2.02	4.19	3.36	4.88	0.18	1.13	100.16	nd	16	14	41	86	128	2615	763	18	15	251	25	19
NO. 50	64.71	0.33	17.91	3.12	0.07	0.99	3.18	3.68	5.35	0.14	0.99	100.47	12	10	10	91	84	207	1520	825	20	15	260	36	25
NO. 52	62.62	0.36	18.30	3.41	0.07	1.23	3.63	3.77	5.27	0.13	1.71	100.5	nd	12	14	115	74	170	2032	814	18	16	250	31	23
NO. 59	60.99	0.48	18.76	4.71	0.08	1.89	4.59	3.56	4.53	0.17	0.9	100.66	nd	16	12	45	70	127	2246	733	20	13	267	26	17
NO. 93	64.31	0.30	18.19	2.73	0.08	1.15	2.70	3.78	6.87	0.14	0.37	100.62	22	9	6	55	80	244	900	644	22	21	279	45	98
NO. 112	64.88	0.34	18.55	2.54	0.07	1.13	2.07	4.44	6.74	0.11	0.58	101.45	19	8	9	58	77	303	424	373	20	35	372	60	89
NO. 119	62.90	0.43	17.88	4.17	0.10	1.60	3.74	3.90	5.94	0.23	0.38	101.27	19	14	13	41	93	206	1060	776	19	15	282	43	18
NO. 143	60.35	0.45	17.56	4.63	0.11	1.72	4.29	3.39	4.95	0.18	0.95	98.58	nd	16	10	55	84	138	2500	691	20	30	254	28	11

Çamsarı Kuvars Siyeniti / Çamsarı quartz syenite

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
NO. 24	69.93	0.08	16.68	1.02	0.03	0.44	0.75	4.75	5.19	0.03	1.12	100.02	46	3	5	71	57	475	97	99	24	37	223	75	56
NO. 26	68.22	0.14	18.50	1.10	0.00	0.40	0.29	5.02	6.18	0.04	0.99	100.88	33	3	9	62	57	377	210	145	23	39	343	62	99
NO. 28	69.09	0.14	17.31	1.06	0.02	0.40	1.05	4.61	5.89	0.06	0.85	100.48	14	3	7	82	59	421	247	205	25	42	288	68	59
NO. 30	66.30	0.16	18.57	1.73	0.04	0.51	1.41	5.45	6.19	0.05	0.56	100.97	30	5	5	78	71	430	156	201	26	36	563	72	134
NO. 35	67.71	0.16	18.20	1.40	0.03	0.41	1.05	5.10	6.47	0.04	0.64	101.21	19	4	6	119	76	378	265	246	21	51	395	65	116
NO. 103	70.05	0.14	16.53	1.17	0.03	0.50	1.16	4.81	4.95	0.05	0.50	99.89	16	3	8	48	60	275	521	283	19	20	212	44	66
NO. 107	71.53	0.08	16.01	0.88	0.02	0.41	0.88	3.95	5.92	0.05	0.55	100.28	28	2	8	76	54	351	174	167	23	26	195	55	46
NO. 118	65.05	0.32	18.61	2.41	0.07	0.61	1.81	5.11	6.29	0.09	0.41	100.78	11	8	7	79	79	315	573	382	23	75	612	64	64
NO. 121	65.58	0.28	18.73	1.86	0.05	0.52	1.36	5.48	6.49	0.04	0.59	100.98	9	6	5	68	69	353	nd	60	23	68	876	67	169

Tablo 2'nin devamı.

Durmuşlu Nefelin-Nozeyan-Melanit Siyenit Porfiri / Durmuşlu nepheline - nosean - melanite syenite porhyry

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
NO. 5a	56.24	0.32	20.76	3.09	0.10	0.64	3.72	5.46	8.48	0.10	1.52	100.43	nd	10	9	104	110	254	1869	1304	19	37	455	45	32
NO. 102	57.82	0.20	21.23	2.13	0.07	0.57	2.66	5.96	8.81	0.07	1.43	100.95	nd	7	12	142	121	349	971	887	22	45	537	54	44
NO. 113	57.48	0.34	21.07	2.34	0.10	0.54	1.81	6.80	8.77	0.07	2.13	101.45	7	8	11	152	97	255	446	768	20	64	519	50	74
NO. 120	57.51	0.28	20.51	2.84	0.09	0.67	3.40	5.48	8.67	0.10	1.43	100.98	nd	10	12	99	105	250	1940	1407	19	35	435	43	28
NO. 128	56.83	0.34	20.33	3.39	0.11	0.64	4.02	5.79	8.08	0.11	1.70	101.34	nd	12	11	110	120	251	1469	1168	19	40	469	44	34
NO. 129	57.25	0.28	20.43	2.88	0.09	0.77	3.64	5.26	8.44	0.10	1.74	100.88	nd	10	16	100	103	245	1924	1392	17	34	425	42	30

Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti / Bayındır nepheline - cancrinite syenite

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O_3	K_2O	P_2O_5	AK	Toplam	Cr	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
NO. 21	62.15	0.3	19.77	2.52	0.07	0.62	1.78	5.46	7.16	0.06	0.73	101.12	nd	8	6	77	90	259	442	303	24	46	803	53	282
NO. 22	63.85	0.24	19.59	1.91	0.08	0.39	0.7	4.85	8.85	0.05	0.45	100.96	14	6	3	72	76	318	105	149	21	46	247	52	66
NO. 25	63.48	0.19	19.91	1.77	0.01	0.32	1.16	5.74	6.96	0.05	0.75	100.34	1	5	6	58	76	298	289	217	23	44	921	55	108
NO. 34	62.49	0.12	20.08	1.39	0.07	0.55	1.49	6.82	7.12	0.03	1.24	101.4	8	4	5	90	106	246	104	206	24	40	154	32	38
NO. 36	61.79	0.1	21.21	1.16	0.06	0.34	1	6.94	7.57	0.03	1.18	101.38	10	3	4	145	90	354	63	113	22	46	259	52	101
NO. 46	65.11	0.04	19.24	1.22	0.04	0.36	1.11	7.55	5.48	0.02	0.88	101.05	4	3	7	113	87	385	nd	48	31	46	697	60	73
NO. 106	59.67	0.29	20.96	2.97	0.09	0.54	2.2	4.9	8.64	0.1	0.77	101.13	nd	10	21	60	94	235	1621	962	18	51	374	43	65
NO. 114	60.02	0.36	19.85	3.57	0.1	0.88	2.6	5.4	7.34	0.16	0.97	101.25	nd	12	32	113	99	205	1628	857	20	51	427	41	72
NO. 115	64.45	0.23	19.61	1.62	0.04	0.41	1.44	6.09	6.3	0.05	0.67	100.91	4	5	8	71	82	301	375	314	25	48	401	55	160
NO. 117	63.6	0.23	19.92	1.57	0.03	0.31	0.7	5.91	7.46	0.04	0.3	100.07	10	5	6	84	79	375	51	96	21	69	301	59	42

2. GENEL TANIMLAR

Alkali magmatik kayaçlar, yaygın şekilde kabul edildiği gibi üst manto peridotitlerinin değişik tip ve derecelerde kısmi erimesinden (türeyen magmalardan itibaren meydana gelmektedir (Fitton ve Upton, 1987; Wilson, 1989; Pitcher, 1993). Bu nedenle, alkali bileşim gösteren Kortundağ ve Baranadağ plütonlarının özelliklerine bakmadan önce bazı temel kavramların verilmesinde yarar görülmektedir.

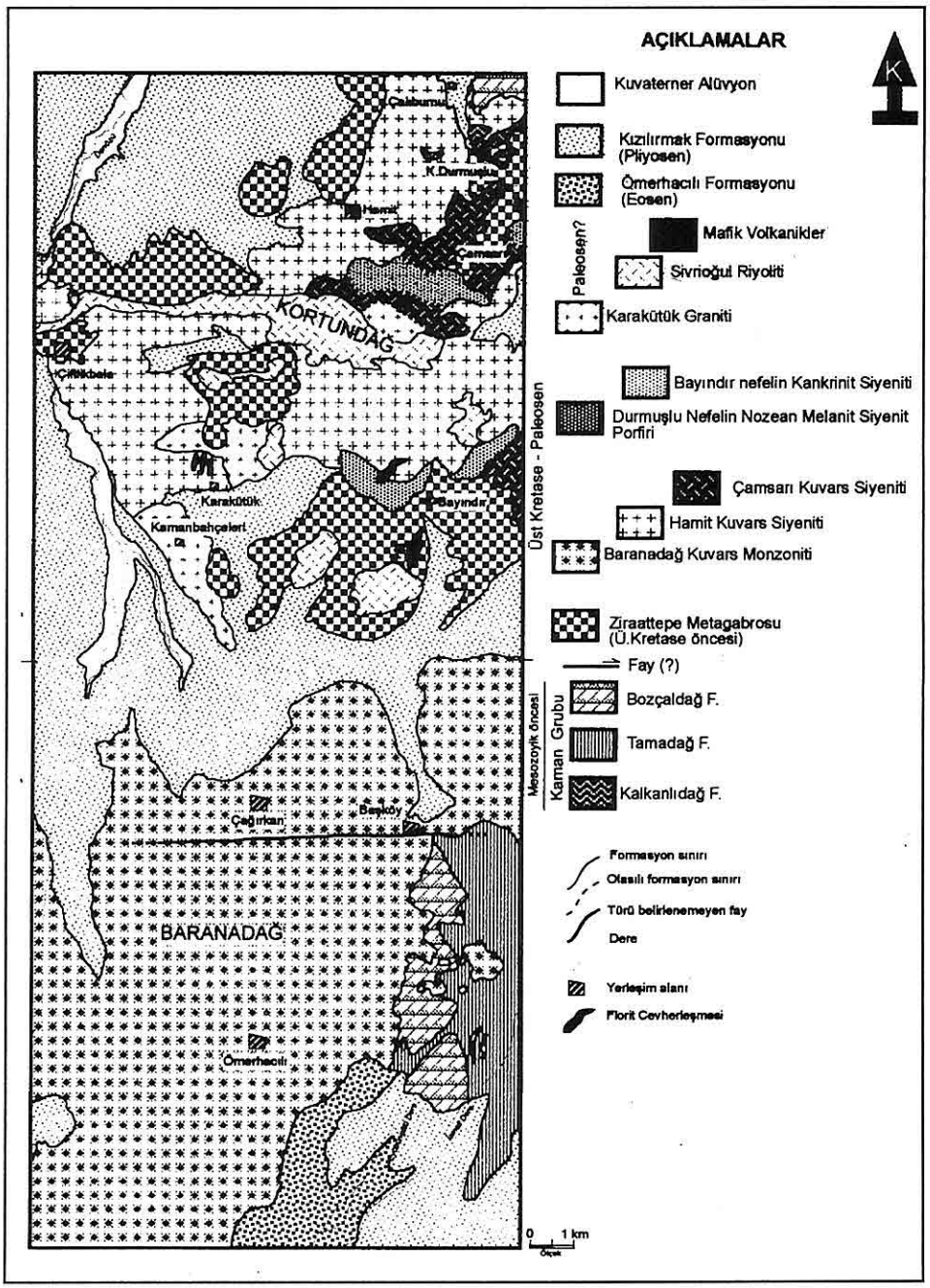
Alkali Kayaç: Bir magmatik kayaçta, feldispatların oluşumu için gerekli olandan daha fazla miktarlarda Na ve K içeren kayaçlara alkali kayaç denir (Fitton ve Upton, 1987). Kayaçtaki bu alkali fazlalığı feldispatoyid grubu mineraller (nefelin, lösit), sodalit grubu mineraller (sodalit, nozeyan, haüyn), alkali amfibol (arfvedsonit, ribekit, hastingsit), alkali piroksen (egirin, egirin-ojit) ve alkalilerce zengin diğer minerallerin (kankrinit, melilit vb.) oluşumunda kullanılır.

Silisçe Aşırı Doygun Alkalin (ALKOS) Kayaç: Modal mineralojik bileşiminde ve normatif mineralojik bileşimde kuvars mineralinin bulunduğu, bunun yanısıra alkali amfibol ve alkali piroksen gibi mafik mineralleri az miktarda içeren kayaçlardır. Silis bakımından tüketilmiş feldispatoyid ve sodalit grubu mineralleri asla içermezler.

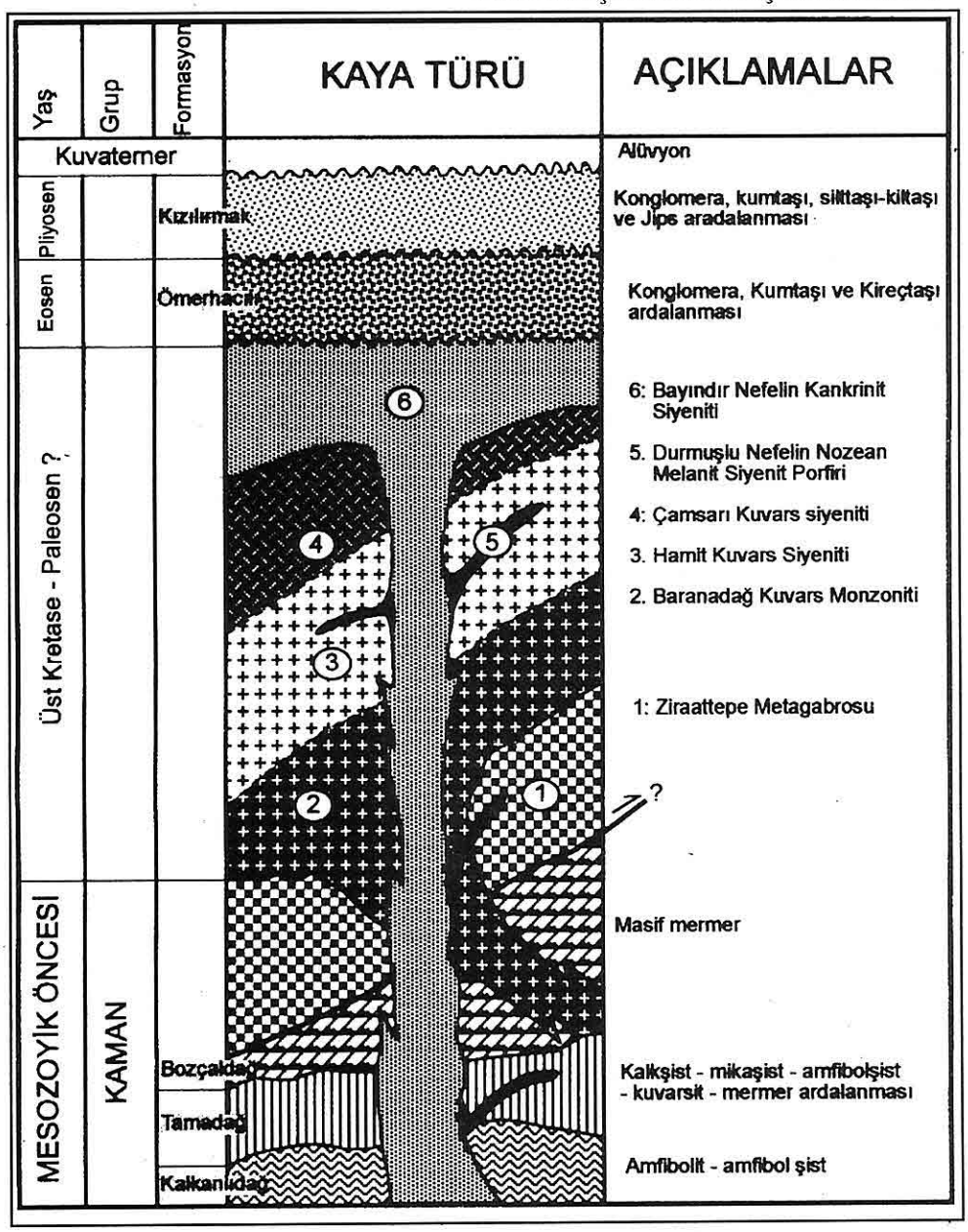
Silisçe Tüketilmiş Alkalin (ALKUS) Kayaç: Magmanın ilksel bileşiminde feldispatların oluşumu için gerekli olandan daha fazla Na ve K bileşenlerinin bulunmasından dolayı, gerek modal mineralojik gerekse normatif mineralojik bileşiminde feldispatoyid ve sodalit grubu mineraller gibi silis bakımından tüketilmiş mineraller içeren, serbest kuvarsın kesinlikle bulunmadığı alkalin kayaçlardır.

3. SİLİSÇE AŞIRI DOYGUN ALKALİN (ALKALINE OVERSATURATED, ALKOS) KAYAÇLAR

Baranadağ plütonunu oluşturan Baranadağ kuvars monzoniti ile Kortundağ plütonunu oluşturan birimlerden Hamit kuvars siyeniti ve Çamsarı kuvars siyeniti birimleri mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri bakımından silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) özellik sergilemektedir. Bu birimlerden Baranadağ kuvars monzoniti ve Hamit kuvars siyeniti, inceleme alanındaki temel kayaçlarını meydana getiren Kırşehir Bloğu metasedimentleri ile bunlarla tektonik dokanaklı olarak yüzeylendiği düşünülen metagabroları sıcak dokanakla kesmektedir (Şekil 2, 3). Çamsarı kuvars siyeniti ise, Hamit kuvars siyenitinin içerisinde yüzeylenir (Şekil 2, 3). Çamsarı kuvars siyeniti, böyle bir jeolojik konumunun yanısıra dokusal, mineralojik - petrografik ve jeokimyasal özellikleri itibariyle Hamit kuvars siyenitinin fraksiyonlanmış eşdeğeri olarak değerlendirilmektedir. Bu birimlerden Baranadağ kuvars monzoniti ile Hamit kuvars siyeniti, yaygın olarak gözlenen K - feldispat megakristalleri



Şekil 2. Kortundağ ve Baranadağ Yöresinin Jeoloji Haritası.



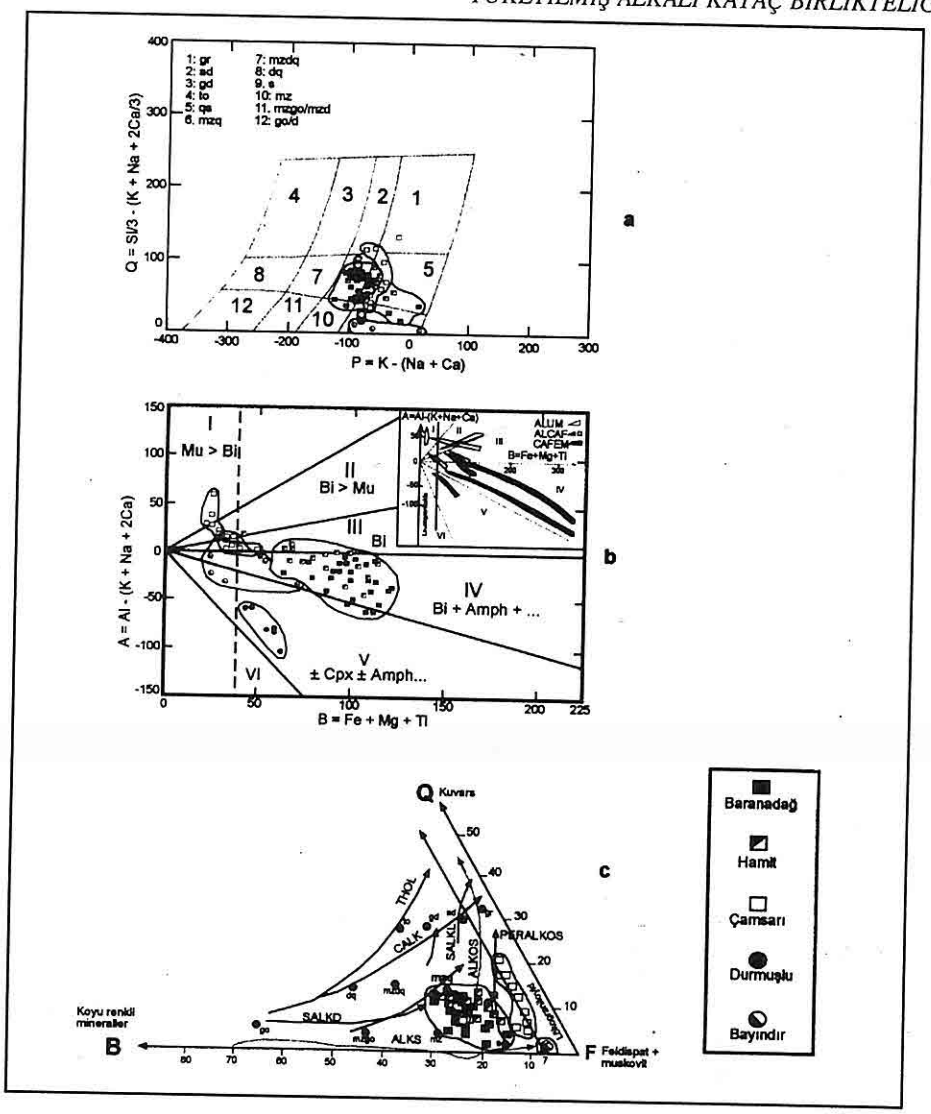
Şekil 3. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Kolon Kesiti.

(Ekici ve Boztuğ, 1997) ile belirginleşen porfirik doku gösterirken; Çamsarı kuvars siyeniti ise tipik olarak orta-ince tane boyuna sahip bileşenlerden oluşan tanesel doku gösterir. Baranadağ kuvars monzoniti ile Hamit kuvars

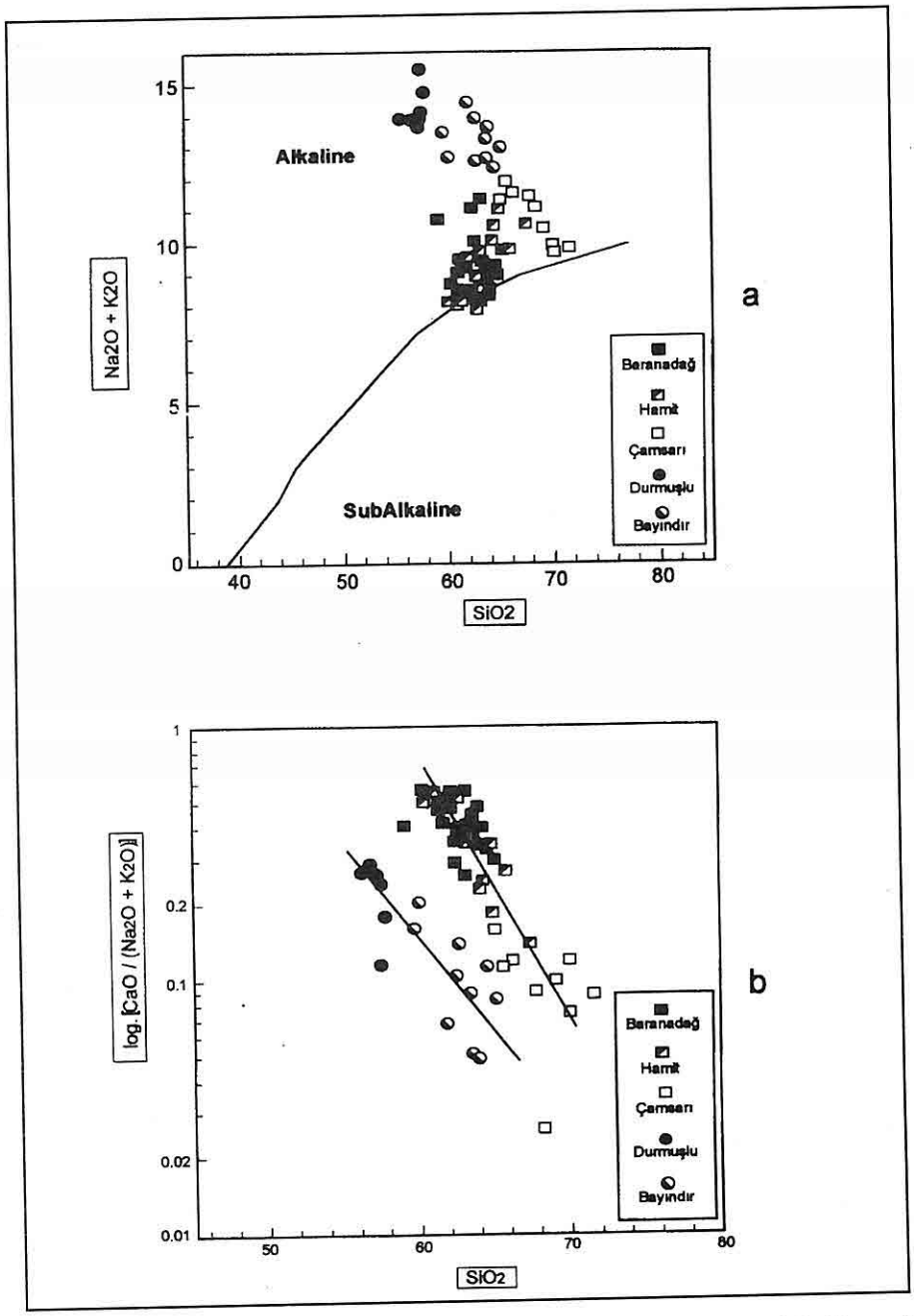
siyeniti, aynı zamanda, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımını henüz arazi çalışmalarında yansıtabilen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavları da (Didier ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) içerirler.

Bu birimlerin mineralojik -petrografik bileşimlerine bakıldığında; Baranadağ kuvars monzoniti ile Hamit kuvars siyenitinin dokusal ve mineralojik bileşimleri bakımından benzer oldukları, ancak Hamit kuvars siyenitindeki K-feldispat miktarının daha fazla olduğu gözlenmektedir. Ana felsik mineralleri K-feldispat (ortoklaz, mikroklin, pertit), plajiyoklaz ve kuvars minerallerinden oluşurken, mafik mineralleri ise hastingsit + öjit + biyotit (Baranadağ) ve hastingsit + biyotit + öjit (Hamit) topluluğundan oluşmaktadır. Felsik bileşenleri aynı olan, ancak tanesel doku göstermesiyle diğer birimlerden ayrılan Çamsarı kuvars siyenitinin mafik bileşenleri ise hastingsit + biyotit + florit minerallerinden meydana gelmektedir.

ALKOS özellik gösteren bu birimlerin mineralojik-kimyasal parametrelere dayalı isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) dağılımları incelendiğinde; Baranadağ kuvars monzoniti birimini oluşturan kayaçların çoğunluğunun kuvars monzonit bölgesinde, Hamit ve Çamsarı kuvars siyeniti kayaçlarının çoğunluğunun ise kuvars siyenit bölgesinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 4a). Bu birimler, A - B karakteristik mineraller diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) tipik olarak kafemik bir trend sergilerken (Şekil 4b), QBF diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) ise ALKOS trend sergilemektedir (Şekil 4c). Diğer taraftan, Çamsarı kuvars siyenitinin, gerek şekil 4b de, gerekse Şekil 4c de Baranadağ ve Hamit birimlerinin fraksiyonlanmış türevi olduğu açık bir şekilde gözlenmektedir. Esas olarak bu birimlerin alkalin özelliklerini ortaya koyan ve toplam alkalilerin silise göre değişimine dayalı diyagram (Şekil 5a) ile Peacock (1931) diyagramına dayalı olarak Brown ve diğ. (1984) tarafından öne sürülen diyagram da (Şekil 5b), Çamsarı kuvars siyenitinin, diğer birimlerin fraksiyonlanmış türevi olduğunu göstermektedir. Böylece, gerek arazide Hamit siyenitinin içerisinde yüzeylennmesi, gerekse mafik mineral topluluğunda öjitin tamamen kaybolup yerine sadece biyotitin ortaya çıkması özellikleri, Şekil 4 ve 5 deki verilerle birlikte değerlendirildiğinde, ALKOS karakterli bir magma kaynağından itibaren fraksiyonel kristalleşme süreci ile önce Baranadağ kuvars monzoniti, sonra Hamit kuvars siyeniti ve en sonunda da Çamsarı kuvars siyenitinin katılaştığı sonucuna varılmıştır. Bu değerlendirme, Şekil 6'da görülen ve eser elementlerin birbirlerine göre ve ayrıca eser element oranlarının da yine birbirlerine göre olan değişim diyagramlarında da kendini göstermektedir. Örneğin, bu diyagramların tamamında, ALKOS topluluk, ALKUS topluluktan açık bir şekilde ayrılırken; ALKOS topluluk ise, ayrıca, kendi arasında Baranadağ - Hamit



Şekil 4 a. ALKOS ve ALKUS Alkalin Kayaç Topluluğunun Q-P Kimyasal Adlandırma Diyagramı (Debon ve Le Fort, 1983) **b.** ALKOS ve ALKUS alkalin kayaç topluluğunun karakteristik mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları I.,II. ve III. Bölgeler peralümino; IV., V. ve VI. Bölgeler ise metalümino bölgeleri gösterir. ALUM, alümino; ALCAF, alümino -kafemik; CAFEM, kafemik magma topluluklarını gösterir. **c.** ALKOS ve ALKUS alkalin kayaç topluluğunun QBF diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları. THOL, toleyitik; CALK, kalk-alkalin; SALKL, açık renkli subalkalin; SALKD, koyu renkli subalkalin; ALKS, silisçe doygun alkalin; ALKOS, silisçe aşırı doygun alkalin; PERALKOS, silisçe aşırı doygun peralkalin alt toplulukları.

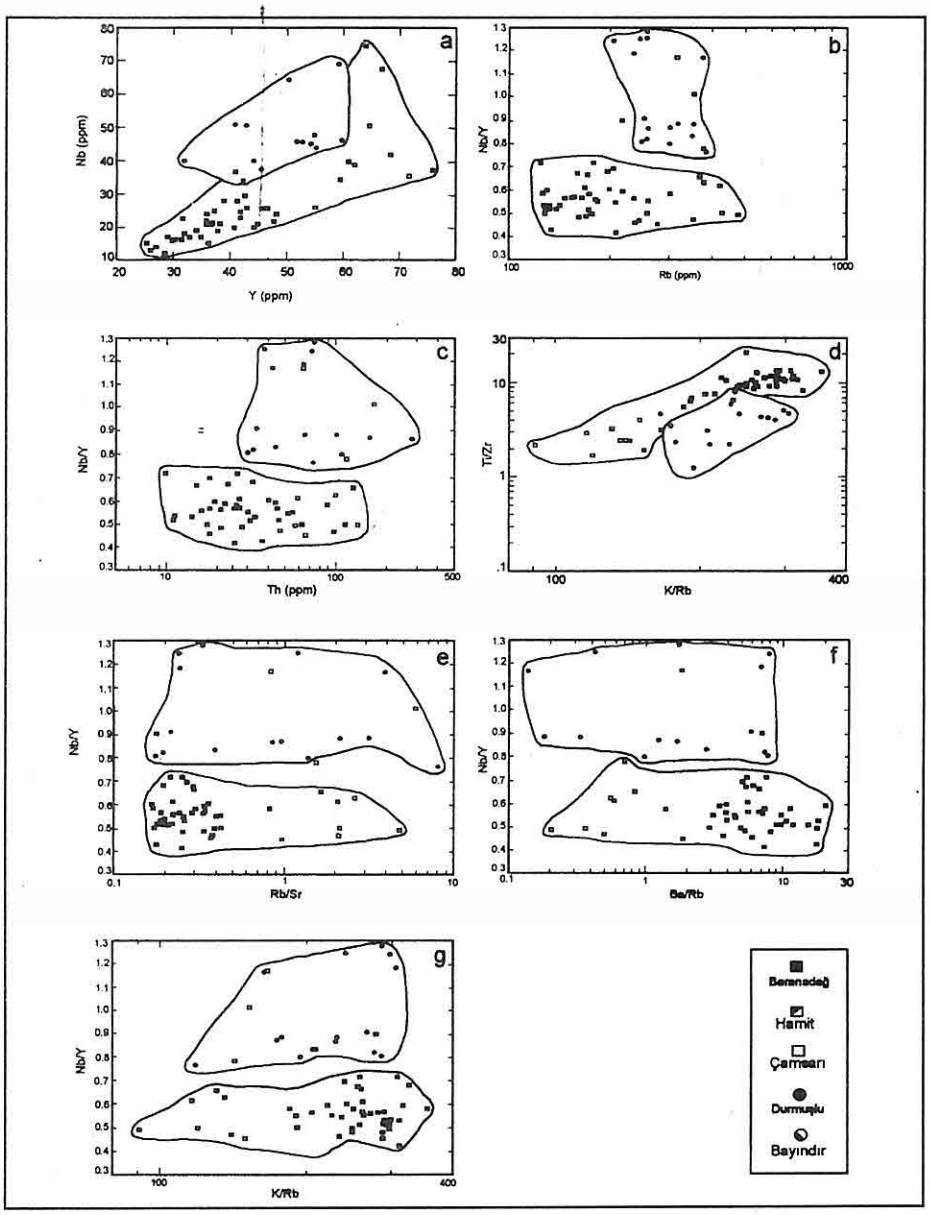


Şekil 5. ALKOS ve ALKUS Alkalin Kayaç Topluluğunun Toplam Alkaliler - Silis Diyagramlarındaki Konumları (subalkalin-alkalin ayrım çizgisi Rickwood, 1989 'dan alınmıştır).

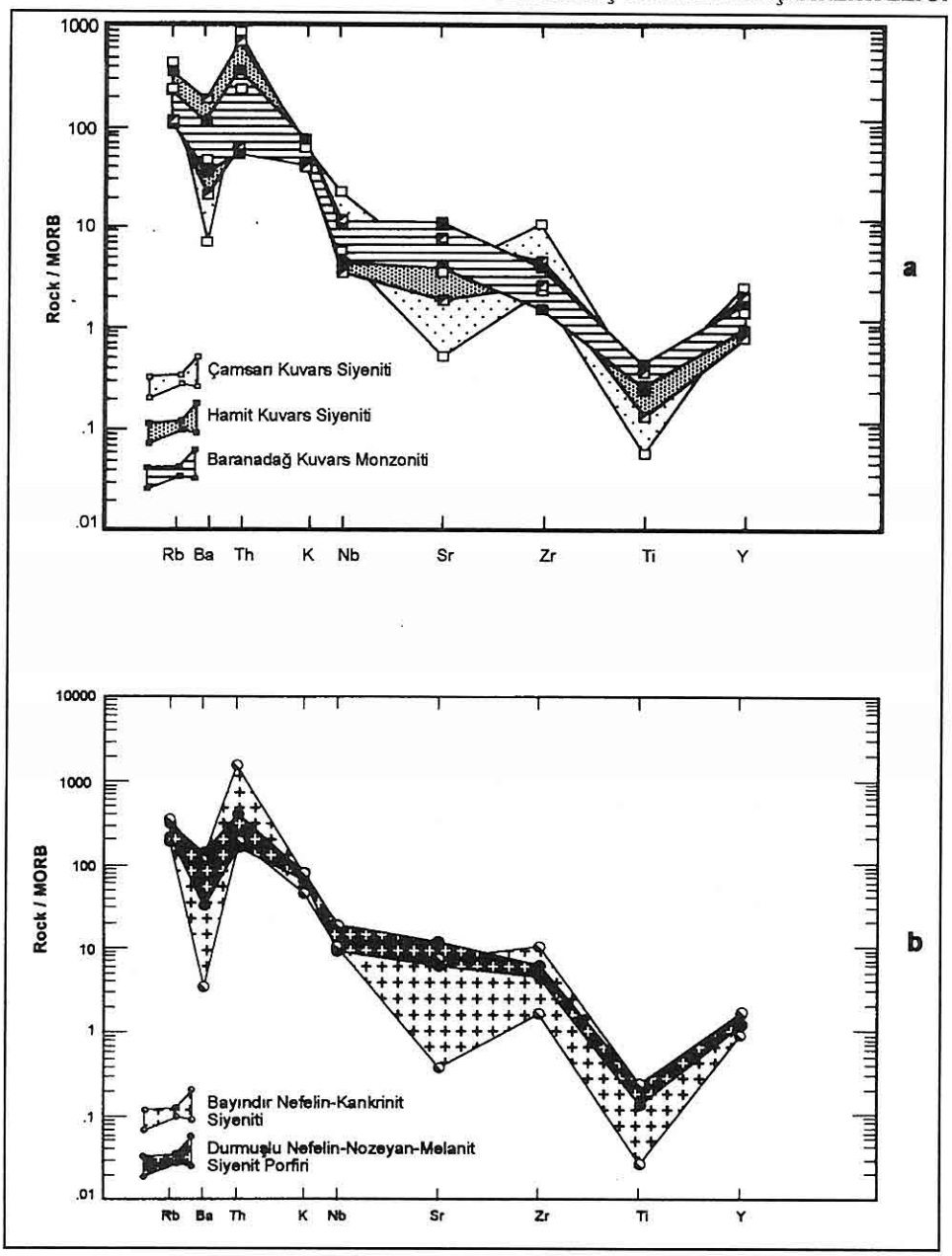
birimlerinden Çamsarı birimine doğru gelişmiş bir fraksiyonel kristalleşmenin varlığını da sunmaktadır (Şekil 6). Bu özellik, aynı zamanda, Şekil 7a da verilen ve eser elementlerin MORB'a (Clark, 1994) göre normalleştirilmiş dağılım diyagramında da göze çarpmaktadır. Bu diyagramda kolayca görüleceği gibi, herhangi bir magma kaynağının katılaşması sırasında ilk evrelerde oluşan anortit bakımından zengin plajyoklazların bünyesine girerek ortamdan uzaklaşabilecek olan Sr elementi, Baranadağ kuvars monzonitinde en fazla, Hamit kuvars siyenitinde daha az ve Çamsarı kuvars siyenitinde ise en az değerlerdedir. Diğer taraftan, magmanın katılaşması sırasında minerallerin bünyelerine girerek ortamdan uzaklaşma yerine katılaşma artığı kalıntı sıvıda kalarak zenginleşme eğilimi gösteren uyumsuz elementlerden Rb, Th, Nb, Zr ve Y elementleri ise Baranadağ - Hamit - Çamsarı birimlerine doğru bir artış göstererek fraksiyonel kristalleşme sürecini doğrulamaktadır (Şekil 7a). ALKOS karakterli bu kayaç birimlerinin jeodinamik konumlarını test edebilmek amacıyla hazırlanan diyagramlardan R1-R2 diyagramında (Batchelor ve Bowden, 1985) çoğunlukla geç orojenik ve kısmen de çarpışma sonrası yükselme bölgesinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 8a). Bu birimler, ayrıca, Pearce ve diğ. (1984) tarafından önerilen eser element diyagramlarında ise başlıca levha içi granitler (WPG) bölgesi ile COLG - WPG - VAG bölgelerinin birleşme noktaları ile karakterize edilen çarpışma sonrası bölgesinde yer almaktadır (Şekil 8b,c). Diğer taraftan, bilindiği gibi, alkalin magmaların sadece üst manto peridotitlerinin kısmi erimesi ile türeyebilecekleri gerçeğinden hareketle, tüm bu verilerin ışığında, ALKOS bileşimli bu alkali kayaç birimlerinin çarpışma sonrası bir ortamda etkin olabilecek gerilme rejimi altında üst manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi erimeye (üst mantoda meydana geldiği için olasılıkla non-modal Rayleigh / fraksiyonel erime tipi ve yaklaşık olarak % 10-20 arasında bir kısmi erime derecesi; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Albaréde, 1996) uğraması sonucu oluşabileceği düşünülmektedir. Bu alkali kayaçları oluşturan magmanın, Harris ve diğ. (1986) tarafından tanımlanan grup IV. magmatizmasına karşılık gelebileceği, diğer bir deyişle, kıtasal rift magmatizmasının başlangıcını karakterize edebileceği de ileri sürülebilmektedir.

4. SİLİSÇE TÜKETİLMİŞ ALKALİN (ALKALINE UNDERSATURATED, ALKUS) KAYAÇLAR

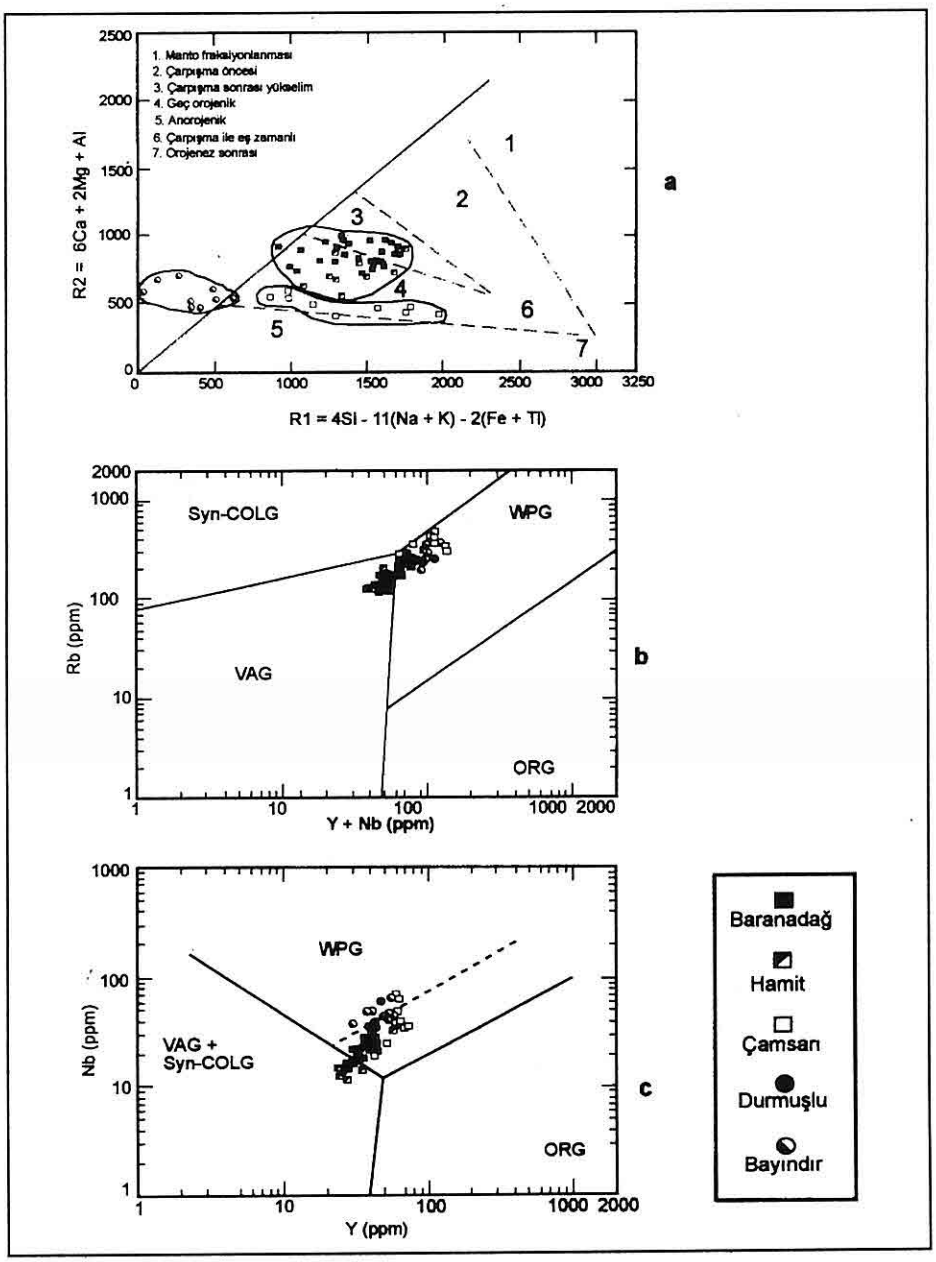
Çalışma alanında gerek mineralojik bileşimleri ve gerekse jeokimyasal karakteristikleri bakımından silisçe tüketilmiş özellik sergileyen alkali kayaçlar, çeşitli damarlar şeklinde yüzeylenen Durmuşlu nefelin - nozeyan-melanit siyenit porfiri ile Bayındır nefelin-kankrinit siyenitinden



Şekil 6. Kortundağ ve Baranadağ'da Yüzlek Veren ALKOS ve ALKUS Alkalin Kayaç Topluluklarının Eser Element Diyagramları:
a: HFS / HFS element diyagramı, b: HFS/HFS - LIL element diyagramı, c: HFS/HFS - HFS element diyagramı, d: HFS/HFS - LIL/LIL element diyagramı, e: HFS/HFS - LIL/LIL element diyagramı, f: HFS/HFS - LIL/LIL element diyagramı, g: HFS/HFS - LIL/LIL element diyagramı



Şekil 7 a. ALKOS Alkalin Kayaç Topluluğunun (Baranadağ, Hamit ve Çamsarı birimleri) Kayaç/MORB'a Göre Normalize Edilmiş Eser Element Diyagramı. **b.** ALKUS alkalin kayaç topluluğunun (Durmuşlu ve Bayındır birimleri) Kayaç/MORB' a göre normalize edilmiş eser element diyagramı.



Şekil 8 a. ALKOS ve ALKUS Alkalin Kayaç Topluluğunun R1-R2 Diyagramındaki Konumları (Batchelor ve Bowden, 1985), **b** ve **c.** ALKOS ve ALKUS alkalin kayaç topluluğunun Rb - Y+Nb ve Nb - Y jeotektonik ortam diyagramındaki konumları (Pearce ve diğ., 1984).

oluşmaktadır. Kortundağ plütonunu oluşturan alt birimler olarak haritalanan bu birimlerden Durmuşlu birimi metasedimentler, metagabrolar ve Hamit kuvars siyenitini kesen damar kayaçları şeklinde yüzeylenirken (Şekil 2, 3); Bayındır nefelin-kankrinit siyeniti ise metagabroları, Hamit kuvars siyenitini ve Çamsarı kuvars siyenitini kesen kayaçlar halinde yüzlek vermektedir (Şekil 2, 3). Bunlardan Durmuşlu birimi iri K - feldispat megakristallerininin varlığıyla belirginleşen porfirik doku, Bayındır birimi ise tipik olarak tanesel doku göstermektedir. Durmuşlu birimi kayaçları çoğunlukla feldispat, amfibol, piroksen ve granat minerallerinden oluşan bir hamur içerisinde yer alan ortoklaz, nozeyan, plajiyoklaz, nefelin, ribekit, egirin, melanit ve biyotit türü fenokristallerden oluşan bir mineralojik bileşime sahiptir. Aksesuvar mineral olarak apatit ve titanitin gözlendiği bu kayaçlarda yer yer ince taneli florit ve kankrinit minerallerine de rastlanmaktadır. Çalışma alanında Bayındır köyü yöresinde açık işletme şeklinde işletilen florit yatakları ile birlik oluşturan Bayındır birimi ise tipik olarak orta-ince taneli bileşenlerden oluşan tanesel doku göstermekte olup ortoklaz, plajiyoklaz, nefelin, kankrinit, ribekit, egirin, melanit ve biyotit türü minerallerden oluşmaktadır. Aksesuvar bileşenleri ise florit, apatit, titanit ve zirkon minerallerinden oluşmaktadır. Durmuşlu birimi kayaç örneklerinin tamamı ve Bayındır birimi kayaç örneklerinin ise büyük bir çoğunluğu mineralojik bileşimlerinde feldispatoıid mineralleri içerdiğinden dolayı Şekil 4a' da verilen isimlendirme diyagramında yer almamaktadır. Ancak, mineralojik bileşiminde feldispatoıid mineralleri içermeyen üç adet Bayındır birimi örneği, bu diyagramın siyenit bölgesinde yer almaktadır. Durmuşlu ve Bayındır birimleri, Şekil 4b'de diğer birimlerden ayrı bir dağılıma sahip olmak üzere yine kafemik bir trend sergilemektedir. Şekil 4a'ya benzer şekilde Şekil 4c'de de yer almayan bu birimlerin kayaçlarından sadece üç adet Bayındır örneği diyagramın BF kenarına yakın bir bölgede, diğer bir deyişle kuvars içeriğinin sıfır değerine yakın olan bir kesiminde yer almaktadır. Bilindiği gibi, silis bakımından tüketilmiş alkalin (ALKUS) kayaçların, bu diyagramın BF kenarının altında, yani kuvars içeriğinin olmadığı bölgede konumlanmaları gerekmektedir. Alkalin özelliklerinin yanısıra, silis içeriğine göre daha fazla alkali bileşene sahip olan Durmuşlu ve Bayındır birimleri, Şekil 5' de de farklı trendler göstererek ALKOS birimlerinden, yani Baranadağ, Hamit ve Çamsarı birimlerinden ayrılmaktadır. ALKUS ve ALKOS birimler arasındaki bu farklılıklar, aynı zamanda, Şekil 6'da da kendisini göstermekte olup; Durmuşlu ve Bayındır birimlerinin HFS ve LIL içerikleri, ALKOS özellikli Baranadağ, Hamit ve Çamsarı birimlerininkinden yüksek değerlere sahiptir. Ancak, sadece Ti/Zr değerleri bakımından ALKUS birimlerinin, ALKOS birimlerinden daha düşük değerlere sahip olduğu

görülmektedir (Şekil 6). Durmuşlu ve Bayındır birimlerinin, ALKOS bileşimli birimlerden farklı mineralojik -jeokimyasal karakteristikler sergilemesi, MORB'a göre normalize edilmiş eser element dağılım diyagramında da göze çarpmaktadır (Şekil 7b). Bu diyagramdan açıkca görülebileceği gibi Rb, Th ve Nb içerikleri bakımından ALKOS birimlere göre dahayüksek değerlere sahip olan Durmuşlu ve Bayındır birimleri, kendi aralarında, Durmuşlu'dan Bayındır birimine doğru gelişmiş bir fraksiyonlanmanın varlığını da sergilemektedir (Şekil 7). Ancak, burada belirtilmesi gereken önemli bir husus da, Durmuşlu birimi,yayılımı az olan damarlar halinde görülmesinden dolayı değişim aralığı daha dar olan bir dağılım deseni sunmasıdır (Şekil 7b). ALKUS özellikli bu birimlerin jeodinamik konumuna gelince, yaygın şekilde kabüllenmelere göre (Fitton ve Upton, 1987; Wilson, 1989; Pitcher, 1993), bunların, silis bakımından tüketilmiş alkalin özelliklerinden dolayı ancak üst manto malzemesinin kısmi erimesinden türeyebileceği ileri sürülmektedir. Bilindiği gibi, üst manto malzemesi ise ancak kıtasal rift zonları, okyanusal rift zonları ve manto sorguçları üzerindeki sıcak noktalarda gelişen gerilme rejimine bağlı adiayabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi erimeye uğrayabilmektedir. İnceleme alanında, çarpışma sonrası ortamda oluşan gerilme rejimine bağlı olarak meydana gelen alkali magmatizmanın ürünü olarak tanımlanan ALKOS karakterli magmatik kayaçlarla birlik oluşturmasından dolayı, ALKUS bileşimli bu kayaç birimlerinin de çarpışma sonrası oluşan gerilme rejimine bağlı olarak meydana gelen kıtasal rift zonlarını karakterize eden magmatizmanın ürünü olabilecekleri düşünülmektedir. Böylece, Durmuşlu ve Bayındır birimlerinin levha içi karakterleri de açıklanabilmektedir. Ancak, ALKOS özellikli Baranadağ, Hamit ve Çamsarı birimlerinden genç olması ve uyumsuz element içerikleri bakımından daha zengin olmaları nedeniyle, Durmuşlu ve Bayındır birimleri magmasının, üst manto peridotitlerinin daha sonraki bir evrede, yine non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ancak daha düşük bir erime derecesi ile (olasılıkla % 10' dan az) kısmi erimeye uğraması sonucu oluşabileceği (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Albarède, 1996) ileri sürülmektedir.

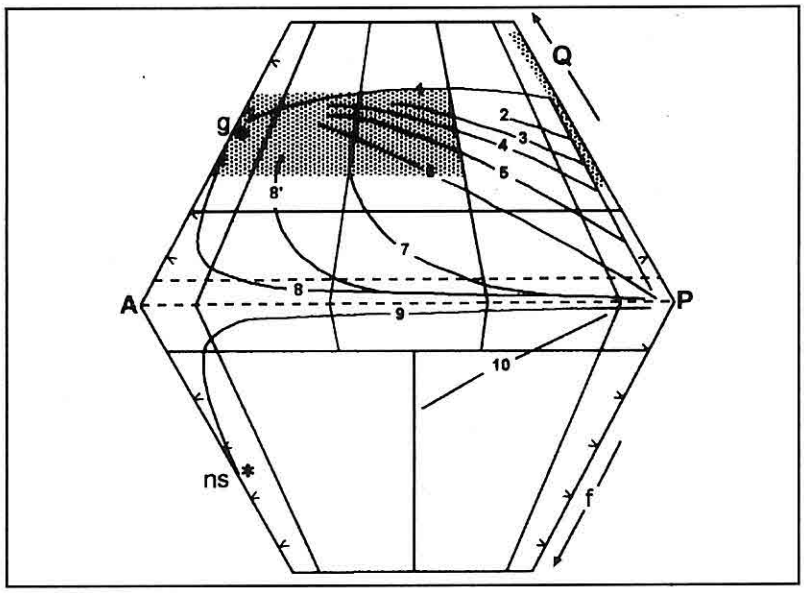
5. KARŞILAŞTIRMALI PETROJENETİK TARTIŞMA

Kortundağ ve Baranadağ plütonlarında yüzlek veren alkalin kayaçlar, şu ana kadar verilen özelliklerinden dolayı silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) ve silisçe tüketilmiş alkalin (ALKUS) karakterli olmak üzere iki birlik halinde tanımlanabilmektedir. Bu birliklerin tüm özellikleri Tablo 3' de karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Şu ana kadar İç Anadolu çarpışma sonrası magmatizmasının (Boztuğ ve diğ., 1994; Göncüoğlu ve Türeli, 1994; İlbeyli ve Pearce, 1997) alkali bileşimli

olanlarında (Boztuğ, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997) varlığı ilk kez ortaya konulan silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) ve silisçe tüketilmiş alkalin (ALKUS) kayaç birlikteliğinin farklı alkali magma kaynaklarından itibaren türemiş oldukları yadsınamaz bir gerçektir. Çünkü, magmatik kayaç topluluklarının evriminde etkin olan magma serilerinin toleyitik, kalkalkalin, monzonitik, silisçe aşırı doygun alkalin ve silisçe tüketilmiş alkalin seriler olarak tanımlandıkları (Şekil 9) ve bu serilerden özellikle silisçe tüketilmiş alkalin özellikte olanlarının diğer magma serilerinden herhangi birisinin fraksiyonel kristalleşmesi ile meydana gelemeyeceği belirtilmektedir (Lameyre ve Bonin, 1991). Diğer taraftan, silisçe aşırı doygun, doygun veya tüketilmiş alkali bileşimli herhangi bir magma kaynağının sadece üst manto peridotitlerinin kısmi erimeye uğraması sonucu meydana gelebilecekleri yaygın bir şekilde kabul edilmektedir (Fitton ve Upton, 1987; Wilson, 1989; Pitcher, 1993). Bilindiği gibi, üst manto peridotitleri ise üç farklı jeodinamik konumda kısmi erimeye uğrayarak magma kaynağı meydana getirebilmektedir. Bu ortamlar (1) okyanusal rift zonları, (2) kıtasal rift zonları ve (3) manto sorguçları üzerindeki sıcak noktalardır. Bu her üç ortamda da kısmi erimeye neden olan olay, gerilme rejimine bağlı olarak meydana gelen basınç ferahlamasına karşılık sıcaklığın sabit kalması şeklinde gelişen ve adiyabatik dekompresyon olarak bilinen bir mekanizmadır (Wilson, 1989). Ancak, diğer taraftan, aynı üst manto malzemesinin farklı kısmi erime tipi (modal Rayleigh/fraksiyonel erime, non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime, modal yığın/denge erimesi, non-modal yığın / denge erimesi) ve farklı kısmi erime derecelerine (% 5, 10, 15, vb) uğraması sonucu oldukça değişik özellikli magmaların meydana geldikleri de bilinen bir gerçektir (Wilson, 1989) (Şekil 10a,b).

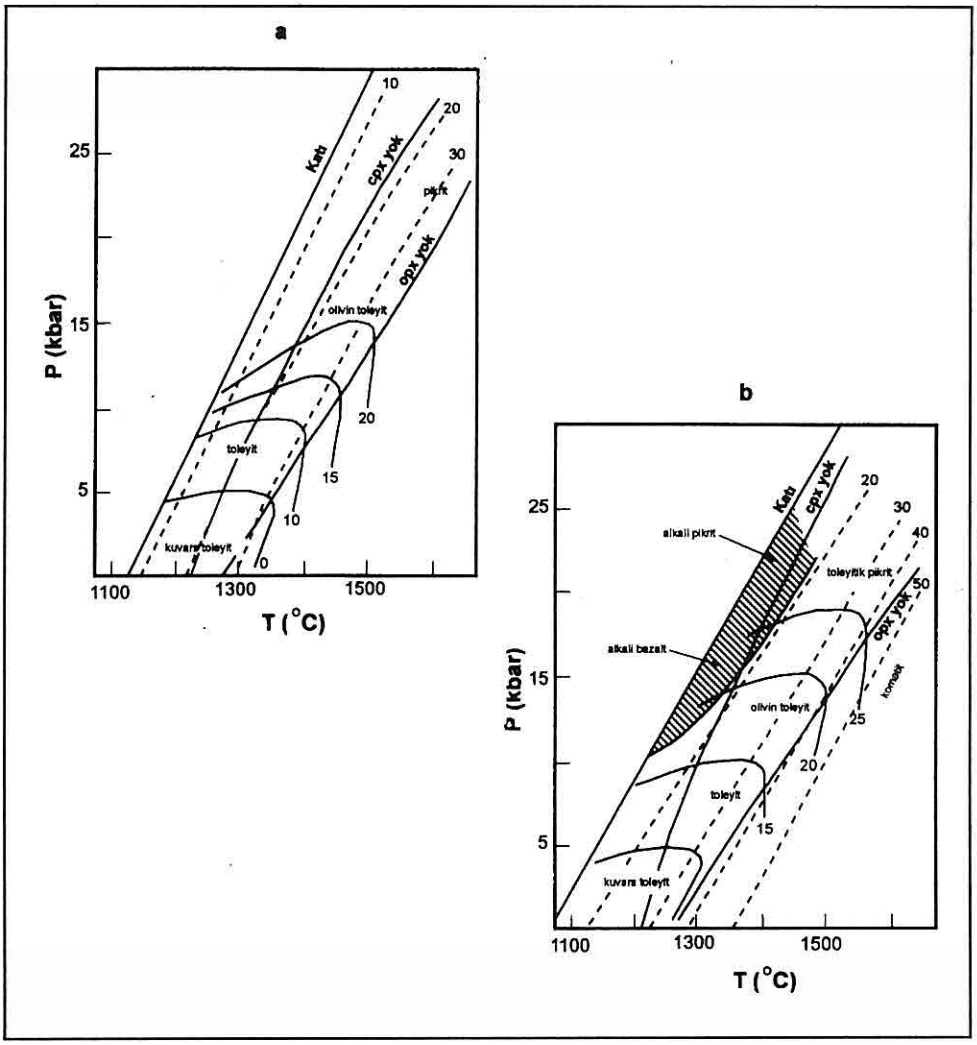
İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizması (Boztuğ ve diğ., 1994; Göncüoğlu ve Türeli, 1994; İlbeyli ve Pearce, 1997) içerisindeki alkali plütonizmanın (Boztuğ, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997), Ankara-Erzincan sütur zonu boyunca Kretasede meydana gelen Anatolid-Pontid çarpışmasıyla oluşan kabuk kalınlaşması sonrasında gelişen gerilme rejimi altında, üst manto peridotitlerinin adiyabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi erimeye uğramaları sonucu ortaya çıkan alkali magmalardan itibaren katılaştıkları öne sürülmektedir (Boztuğ, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997). Bu çalışmada elde edilen verilerin ışığında, çalışma alanındaki ALKOS bileşimli kayaçları oluşturan magmanın, yukarıda tanımlanan ortam ve koşullardaki üst manto peridotitlerinin, öncelikle non-modal Rayleigh / fraksiyonel erime tipi ile ve % 10-20 arasında bir erime derecesi ile meydana geldiği öne sürülmektedir. ALKOS bileşimli kayaçları kesen ve uyumsuz element içeriği bakımından daha zengin olan ALKUS bileşimli



Şekil 9. Bazı Plütonik Takımlardaki Ortalama Trendler (Lameyre ve Bowden,1982) Yıldız g:granitik minumum eriyikler; yıldız ns: nefelin siyenitik minumum eriyikler. Taralı alanlar: kabuk kökenli granitik kayaçlar. Toleyitik: (1) Troodos vr Skaergaard; kalkalkalin tonalitik-trondjemitik: (2) SW Finlandiya; kalkalkalin granodiyoritik: (3) korsika - Sardinya, (4) şili, (5) Peru, (6) Sierra Nevada; monzonitik: (7) Vosges ve Korsika; silisçe aşırı doymuş alkaliler: (8) Niger - Nijerya, korsika, Kerguelen Archipelago; silisçe doymuş alkaliler: (9) Oslo, Laacher Denizi, Kerguelen Archipelago; silisçe aşırı doymuş yüksek alkaliler: (10) Tahiti - Nui.

kayaçların magmasının ise, yine aynı ortam ve koşullardaki üst manto peridotitlerinin, daha sonraki bir evrede, yine non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ancak % 10 dan daha az bir erime derecesi ile kısmi erimeyle meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Böylece, İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizması içerisindeki farklı alkali magma kaynaklarının, çarpışma sonrası gerilme rejimi altında üst manto peridotitlerinin adiyabatik dekompresyonla farklı zamanlarda ve farklı erime derecelerinde kısmi erimeye uğramasıyla meydana gelmiş olabilecekleri ileri sürülmektedir.

Diğer taraftan, İç Anadolu bölgesinde geniş yayılımı olan metamorfik kayaçların ise, bu çarpışma zonuna bağlı olarak meydana gelebilecek olan terslenmiş metamorfizma (reversed metamorphism; Le Fort, 1986) olayına bağlı olarak Toridlerden itibaren türemiş olabileceği de düşünülmekte olup, tartışmaya sunulmaktadır. Böylece, İç



Şekil 10 a. Tüketilmiş manto lerzolit kaynağının deneysel olarak determine edilmiş kısmi erimeleri. Kesikli çizgiler, %10, %20 ve %30 kısmi erime için kısmi erime konturlarıdır. Cpx ve opx erimesinin derecesi, cpx-yok ve opx-yok işaret çizgisi, eriyik içindeki kople tüketilmiştir. Eriyikteki olivinin normatif içeriği yüksek kavisli konturlardır (Jacues ve Green, 1980' den). **b.** Zenginleşmiş bir lerzolit kaynağının deneysel olarak tanımlanmış kısmi erime karekteristikleri. Kesikli çizgiler, %20, %30, %40 ve %50 kısmi erime konturlarıdır. Taralı alan, alkali bazaltik magmaların oluşumu için gerekli koşulları gösterir, Diğer semboller şekil 10a' daki gibidir (Jacues ve Green, 1980'den).

Anadolu bölgesi metasedimentleri içerisinde oldukça farklı jeneze ve jeodinamik konuma sahip intrüzif kayaçların bulunması da (Erler ve Bayhan, 1995) bir anlamda açıklığa kavuşturulmuş olmaktadır. Diğer taraftan, silis bakımından aşırı doygun, doygun veya tüketilmiş alkali kayaçların ise, bu intrüzifler içerisinde son derece önemli bir yerlerinin olduğuna inanılmaktadır. Çünkü, bu alkali kayaçların sadece üst manto peridotitlerinin kısmi erimesi ile meydana gelebilecekleri gerçeğinden hareketle, bu kayaçların, İç Anadolu bölgesinin tektono-metamorfik ve tektono -magmatik evrimlerinde son derece önemli yerlerinin ve anlamlarının olduğu ileri sürülmektedir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İç Anadolu bölgesinde yer alan ve Kırşehir bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 1991) olarak tanımlanabilen metasedimentleri ve bunlarla tektonik dokanaklı olabilecekleri düşünülen metagabroları kesen Kortundağ ve Baranadağ plütonlarında, iki farklı alkali magma kaynağından türeyen iki farklı alkali kayaç birliği tanımlanmıştır. Bunlar, silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) karakterde olan Baranadağ kuvars monzoniti, Hamit kuvars siyeniti ve Çamsarı kuvars siyeniti ile silisçe tüketilmiş alkalin (ALKUS) karakterde olan Durmuşlu nefelin-nozyan-melanit siyenit porfiri ve Bayındır nefelin-kankrinit siyenitidir. Silisçe tüketilmiş (ALKUS) alkalin kayaç birliği, silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) kayaç birliğine göre bağıl olarak daha gençtir.

Bu farklı alkali magma kaynaklarının, Ankara-Erzincan Sütur Zonu boyunca Kretasede meydana gelen Anatolid -Pontid çarpışmasına bağlı olarak gelişen kabuk kalınlaşması sonrasındaki gerilme rejimi altında, üst manto peridotitlerinin, adiyabatik dekompresyonla farklı yüzdelerde ve tiplerde kısmi erimeye uğramaları sonucu gelişmiş olabilecekleri düşünülmektedir. Bunlardan ALKOS bileşimde olanının, üst manto peridotitlerinin, öncelikle, non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ve % 10-20 arasında bir kısmi erime ile meydana gelebileceği düşünülmektedir. Uyumsuz element içeriği bakımından daha zengin olan ve ALKOS bileşimli kayaçları kesen ALKUS bileşimde olan alkali magma kaynağının ise, yine aynı üst manto peridotitlerinin, daha sonra, yine non-modal Rayleigh/fraksiyonel erime tipi ile ancak % 10 dan daha az olan bir erime derecesi ile kısmi erimeye uğraması sonucu oluşabileceği ileri sürülmektedir.

Böylece, İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizması içerisindeki farklı alkali kayaç birliklerinin jenezine yaklaşımda bulunurken; bölgedeki metasedimentlerin de bu çarpışmaya bağlı terslenmiş metamorfizma ile Toridlerden itibaren meydana gelmiş olabileceği düşüncesi de tartışmaya sunulmaktadır. Çünkü, İç

Anadolu bölgesindeki metamorfizma olayı ile plütonizma olayı Üst Kretase-Alt Tersiyer zaman aralığında daima birlik oluşturmaktadır. Bu konunun daha iyi anlaşılabilmesi için, ivedi olarak metamorfik-plütonik kayaç ikilisinin birlikte ele alınarak ayrıntılı mineralojik -petrografik, jeokimyasal, izotop jeokimyası ve mutlak yaş tayini çalışmalarıyla incelenmesi önerilmektedir. Ayrıca, plütonik kayaçların içerisinde, tektono-magmatik evrimin anlaşılmasında oldukça önemli bilgiler sunacağına inanılan alkali plütonların ise ilave olarak mineral kimyası ve tümkayaç REE jeokimyası gibi yöntemlerle incelenerek, kısmi erime ve fraksiyonel kristalleşme ve hatta asimilasyon - fraksiyonel kristalleşme (AFC) modellemesi çalışmalarının gerçekleştirilmesi önerilmektedir.

7. KAYNAKLAR

Albarède, F., 1996, Introduction to Geochemical Modelling, Cambridge University Press, p. 543.

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

Bayhan, H., 1987, Cefalıkdağ ve Baranadağ plütonlarının (Kaman) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri. Jeoloji Müh. Derg. S. 30-31, 11-16

Bayhan, H., 1988, Bayındır - Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu. T.J.K. Bül., c. 31, 59-71

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

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

Boztuğ, D., 1997, Post-collisional alkaline plutonism in Central Anatolia, Turkey. (Submitted).

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

Brown, G.C., Thorpe, R.S. ve Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. J. Geol. Soc. Lond., 141, 411-426.

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

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

Didier, J. ve Barbarin, B., 1991, Enclaves and Granite Petrology.

Devolopments in Petrologı No. 13, 625p Elsevier, Amsterdam.

Ekici, T. ve Boztuğ, D., 1997, Granitoıidlerdeki K-feldispat megakristallerinin anlamı ve önemi. Çukurova Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20.yılı Sempozyumu, Bildiri özleri, s.219, Adana.

Erler, A. ve diğ., 1991, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası. Doğa - Tr. J. of Engineering and Environmental Sci., 15, 76-100.

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

Fitton, J.G. ve Upton, B.G.J. 1987, Alkaline Igneous Rrocks. Geol. Soc. Special Pub. No.30.

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

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A. ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi. TPAO Rapor No: 2909 (yayınlanmamış), Ankara.

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

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

Harris, N.B.W.,Pearce, J.A. ve Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In coward, M.P. ve Riesi A.C., (eds), Collision Tectonics, Geological Soc. Of London Spec. publ. No. 19, 67-68.

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

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

Jaques, A.L. ve Green, D.H., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0 - 15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. Contrib. Mineral. Petrol. 73, 287-310.

Lameyre, J. ve Bonin, B., 1991, Granites in the main plutonic series. In Didier, J. ve Barbarin, B. (eds), Enclaves and granite petrology, Developments in Petrology, pp.3-17, 1991,

Lameyre, J. ve Bowden, P., 1982, Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids seriesand related rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14: 169-186.

Le Fort, P., 1986, Metamorphism and magmatism during the Himalayan

collision. In Coward, M.P. ve Ries, A.C., (eds) Collision Tectonics. Geol. Spc. London. Spec.Publ.,19, 159-172.

Lünel, A.T., 1987, An Approach to the naming, origon and age of Baranedağ monzonite of Kırşehir intrusive suite. METU Jour. Of pure and applied Sci., vol. 18, No. 3, pp. 385-404.

Peacock, M.A., 1931, Classification of igneous rock series. Jour. Geol., 39, 54-57.

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

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

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

Rickwood, P.C., 1989, Boundarı lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247-263.

Rollinson, H.R.,1993, Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Sci. and Technical, John Wiley and Sons, 352p.

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

Tolluoğlu, Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi yayınlanmamış).

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

Wilson, M., 1989; Igneous Petrogenesis, London Unwin Hyman. 456 p.

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

AYGÖRMEZ DAĞI NAPI (PINARBAŞI-KAYSERİ) DEVONİYEN-TRİYAS YAŞLI DİYAJENETİK-ÇOK DÜŞÜK DERECELİ META-SEDİMANTER KAYAÇLARIN MİNERALOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Ömer BOZKAYA ve Hüseyin YALÇIN
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü , Sivas/Türkiye

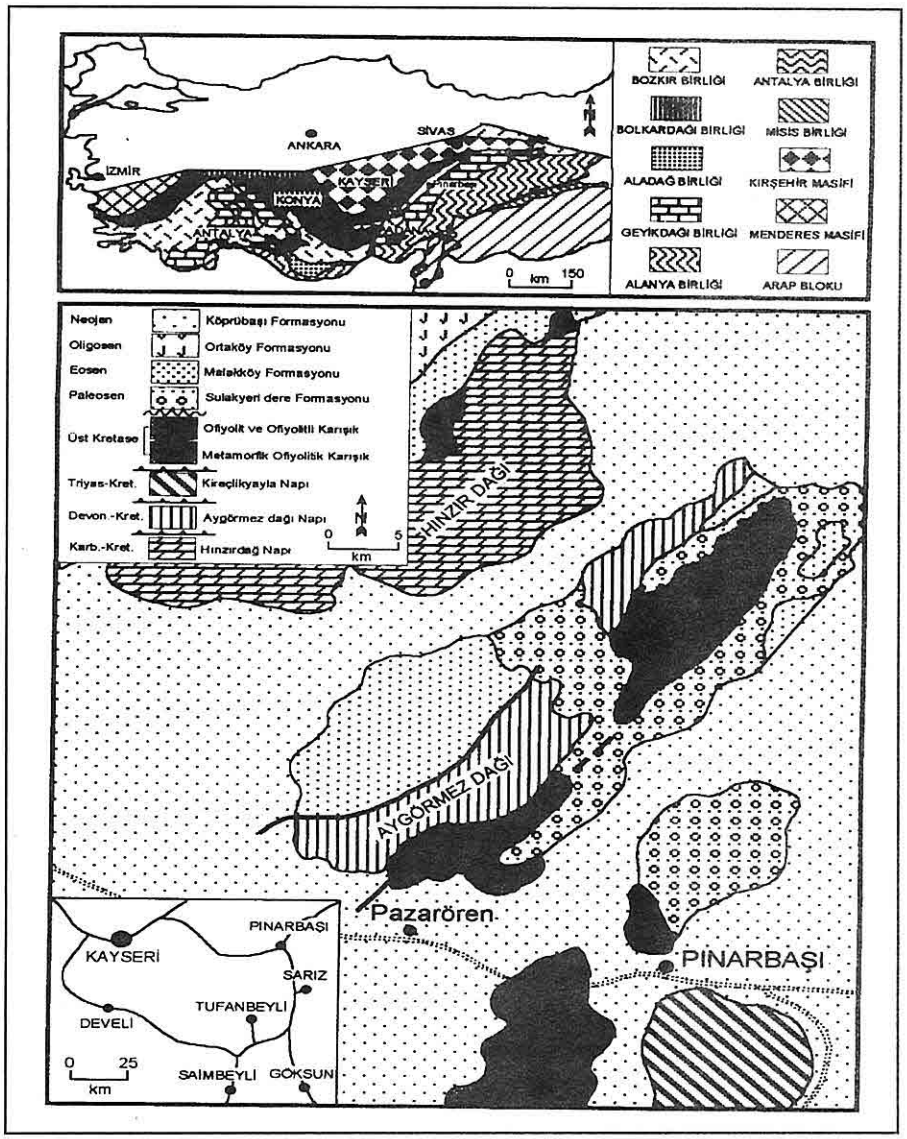
ÖZET : *Aladağ Birliği'ne ait olduğu ortaya konulan Pınarbaşı kuzeybatısındaki Aygörmez dağı napının Orta Devoniyen ve Karbonifer yaşlı formasyonları (Ekşimenlik ve Karaçaldere) çok düşük dereceli metamorfizma, Permiyen ve Triyas yaşlı formasyonları (Geyikpınar ve Kokarkuyu) ise ileri diyajenezi temsil eden mineralojik ve petrografik özellikler göstermektedir. Ekşimenlik formasyonunun alt seviyelerini serizit önlenmeli arduvaz (4-5. dokusal zon); orta kesimlerini zayıf-süreksiz klivajlı karbonatlı arduvaz (2-3. dokusal zon) ve daha az meta-kumtaşı ve meta-silttaşlarından oluşan meta-klastitler; üst seviyelerini ise meta-kireçtaşı arakatkılı tipik sleyt klivajlı ve klorit-muskovit podlu arduvazlar (3-4. dokusal zon) oluşturmakta ve terslenmiş metamorfizmaya işaret etmektedir. Karaçaldere formasonu alt seviyelerini yer yer pizolitik meta-kireçtaşı, orta seviyelerini meta-kumtaşı arakatkılı arduvaz ve meta-kumtaşları, üst seviyelerini ise meta-kireçtaşı arakatkılı muskovit podlu ve zayıf-süreksiz klivajlı arduvazlar temsil etmektedir (2-3. dokusal zon). Geyikpınar formasyonunun alt kesimlerinde oolitli sparit arakatkılı karbonatlı kumtaşı (2. dokusal zon), üst kesimlerinde fosilli mikrosparitler egemendir. Kokarkuyu formasyonunda karbonat kayaçları (mikrosparit, sparit, dolosparit) bulunmaktadır. Ekşimenlik ve Karaçaldere formasyonları bolluk sırasına göre fillosilikat (illit/muskovit, klorit, paragonit, P-M, kaolinit/dikit, I-S/rektorit, C-V, C-S, pirofillit, stilpnomelan), kalsit, kuvars, feldispat ve götit; Geyikpınar formasyonu kalsit, kuvars ve fillosilikat (klorit, I-S, illit, C-V, C-S); Kokarkuyu formasyonu kalsit, dolomit, fillosilikat (illit, kaolinit) ve kuvars içermektedir. Epizonal "kristalinite" değerlerine sahip muskovit/illitler Ekşimenlik formasyonunda % 75-100 $2M_1$, Kokarkuyu formasyonunda 1Md; neoforme kloritler ise Ekşimenlik, Karaçaldere ve Geyikpınar formasyonlarında sırasıyla Mg'ca zengin IIb, Fe'ce zengin Ia ve Ib politipleri ile temsil edilmektedir. Mineralojik-dokusal veriler, Aygörmez dağı napının tektonik gömülme sonucu saat ibresi istikametinde P-T-t eğrisi sunan bir metamorfizma geçirdiğini göstermektedir.*

MINERALOGIC-PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF DEVONIAN - TRIASSIC DIAGENETIC -VERY LOW-GRADE META-SEDIMENTARY ROCKS FROM AYGÖRMEZ DAĞI NAPPE, PINARBAŞI - KAYSERİ, EASTERN TAURIDES

ABSTRACT : *In the Agörmez dağı nappe, which is suggested that it is belong to the Aladağ Unit, located at the northwest of Pınarbaşı, Middle Devonian and Carboniferous formations (Ekşimenlik and Karaçaldere), and Permian and Triassic formations (Geikpınar and Kokarkuu) show very low - grade metamorphic and high-grade diagenetic mineralogical-petrographical properties, respectively. Ekşimenlik formation consists of slate (4-5. textural zone) with serisite orientation in the lower part; calcareous slate (2-3. textural zone) with weak-discontinuous cleavage, less meta-clastites such as meta-sandstone and meta-siltstone in the middle part; and slates (3-4. textural zone) with tpicall slate clevage and chlorite-muscovite stacks intercalated with meta-limestone in the upper parts that points out inverted metamorphism. Karaçaldere formation is represented by meta-carbonates, partl pisolitic in the bottom; slate with meta-sandstone intercalation and meta-sandstone in the middle levels; and slates containing muscovite stacks and weak - discontinuous cleavage, intercalated with meta - carbonate at the top (2-3. textural zone). In the Geyikpınar formation, calcareous sandstones with sparite with oolith intercalation are abundant in the lower levels, and fossiliferous microsparites in the upper ones (2. textural zone). Carbonate rocks (microsparite, sparite, dolosparite) are found in the Kokarkuyu formation. Ekşimenlik formation is made up of phllosilicates (illite/muscovite, chlorite, paragonite, P-M, kaolinite/dickite, I-S/rectorite, C-V, C-S, pyrophyllite, stilpnomelane), calcite, quartz, feldspar and goethite, in order of abundance. Geyikpınar formation includes calcite, quartz and phyllosilicates (chlorite, I-S, illite, C-V, C-S), whereas calcite, dolomite, phllosilicates (illite, kaolinite) and quartz are present in the Kokarkuyu formation. Muscovite/illites with epizonal crstallinit values have 75-100 % $2M_1$ in the Ekşimenlik formation and 1Md poltpes in the Kokarkuyu formation, as for neoformed chlorites, are represented by Mg-rich IIb, Fe-rich Ib poltpes in the Ekşimenlik, Karaçaldere and Geyikpınar formations, respectively. Mineralogical - textural data indicate that Aygörmez dağı nappe is metamorphosed as a result of tectonic burial in clockwise P-T-t path.*

1. GİRİŞ

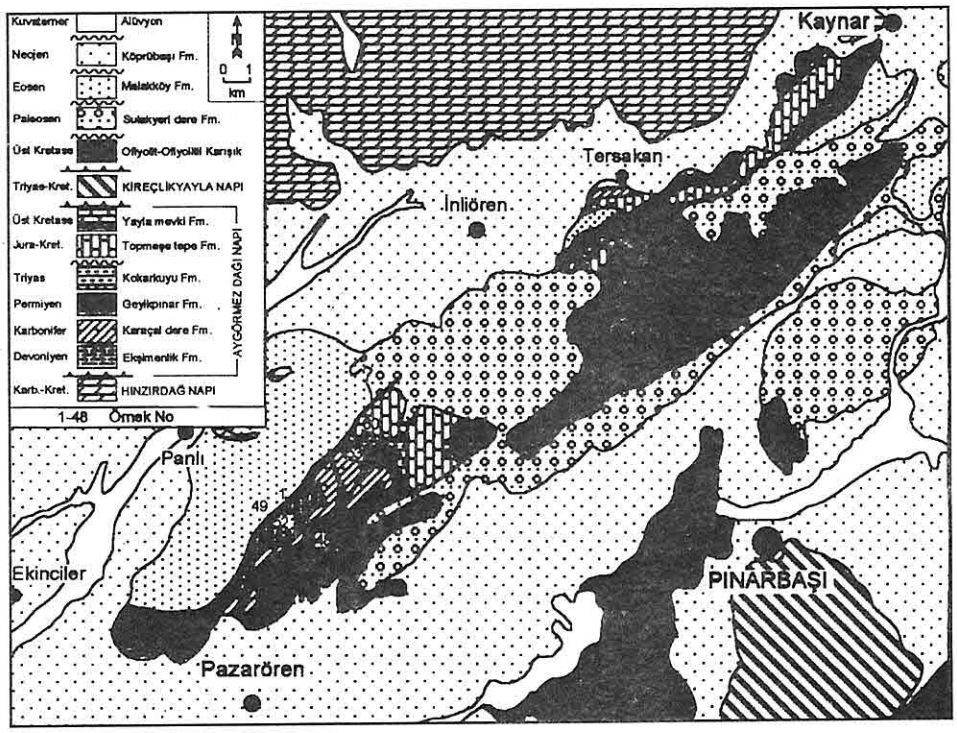
İnceleme alanı Doğu Torosların batı kesiminde, Kayseri iline bağlı Pınarbaşı ilçesi kuzeybatısında yeralmakta (Şekil1) olup; 1/25 000 ölçekli Elbistan K-36 a1, a2, a3, a4, b1, b2, b3, b4, c1, c2, d1 ve d2 paftalarının kesiştiği yaklaşık 1500 km^2,



Şekil 1. Toros Kuşağındaki Otoktan ve Allokton Birliklerin Yayılımı (Özgül, 1976) ve İnceleme Alanının Bölgesel Jeoloji Haritası (Özer ve diğ., 1984).

lik bir alan içindeki Aygörmez dağı çevresini kapsamaktadır (Şekil 2).

England ve Thompson (1984) tarafından modellendirildiği gibi, orojenik kuşaklardaki klasik bölgesel metamorfizma, çarpışma ve tektonik gömülmeye bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucunda meydana gelmekte ve Alp'lerde olduğu gibi diyajenezden amfibolit fasiyesine kadar



Şekil 2. Aygörmezdağı Çevresinin Jeoloji (Sümengen ve Terlemez, 1986) ve Örnekleme Haritası.

bir geçiş izlenebilmektedir (Frey, 1978). Açılma (extension) rejimi sonucu da, kabuğun derin kesimlerindeki granülit fasiyesinden (Sandiford ve Powell, 1986) üst kabuktaki basenlerde diyajenez - düşük dereceli metamorfizmaya (Robinson, 1987) kadar değişen bölgesel metamorfizma gelişebilmekte ve diyastotermal metamorfizma olarak adlandırılmaktadır (Robinson, 1987). Metamorfizma faktörlerinin (P-T-t:= basınç- sıcaklık - zaman) dağılımının ortaya konulması ile (çarpışma metamorfizmasında basınç, açılma metamorfizmasında veya diyastotermal metamorfizmada sıcaklık egemen) bu tektonik rejimler birbirinden ayırt edilebilmektedir.

Bu çalışmada, Aygörmez dağı çevresinde yüzeleyen ve litolojik olarak allokton Aladağ Birliği'ne (Özgül, 1976) benzerlik sunduğu belirtilen (Özer ve diğ., 1984), sedimanter-meta-sedimanter kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri ile diyajenetik/metamorfik tarihçesinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

2. BÖLGESEL JEOLOJİ

Doğu Torosların kuzeyinde yeralan Aygörmez dağı çevresinde farklı stratigrafik (Altıner, 1981) ve yapısal

konumlara sahip birlikler (otokton, allokton, ofiolitli karışık, örtü kayaçları) bulunmaktadır (Şekil 1). Bunlardan Kambriyen'den Tersiyer'e kadar uzanan otokton Geyikdağı birliği (Özgül, 1976) sedimanter-metasedimanter kayaçlardan oluşmakta (Bozkaa, 1995; Bozkaya ve Yalçın, 1995) ve daha güneyde Sarız-Tufanbeli-Sayimbeyli çevresinde yüzelemektedir.

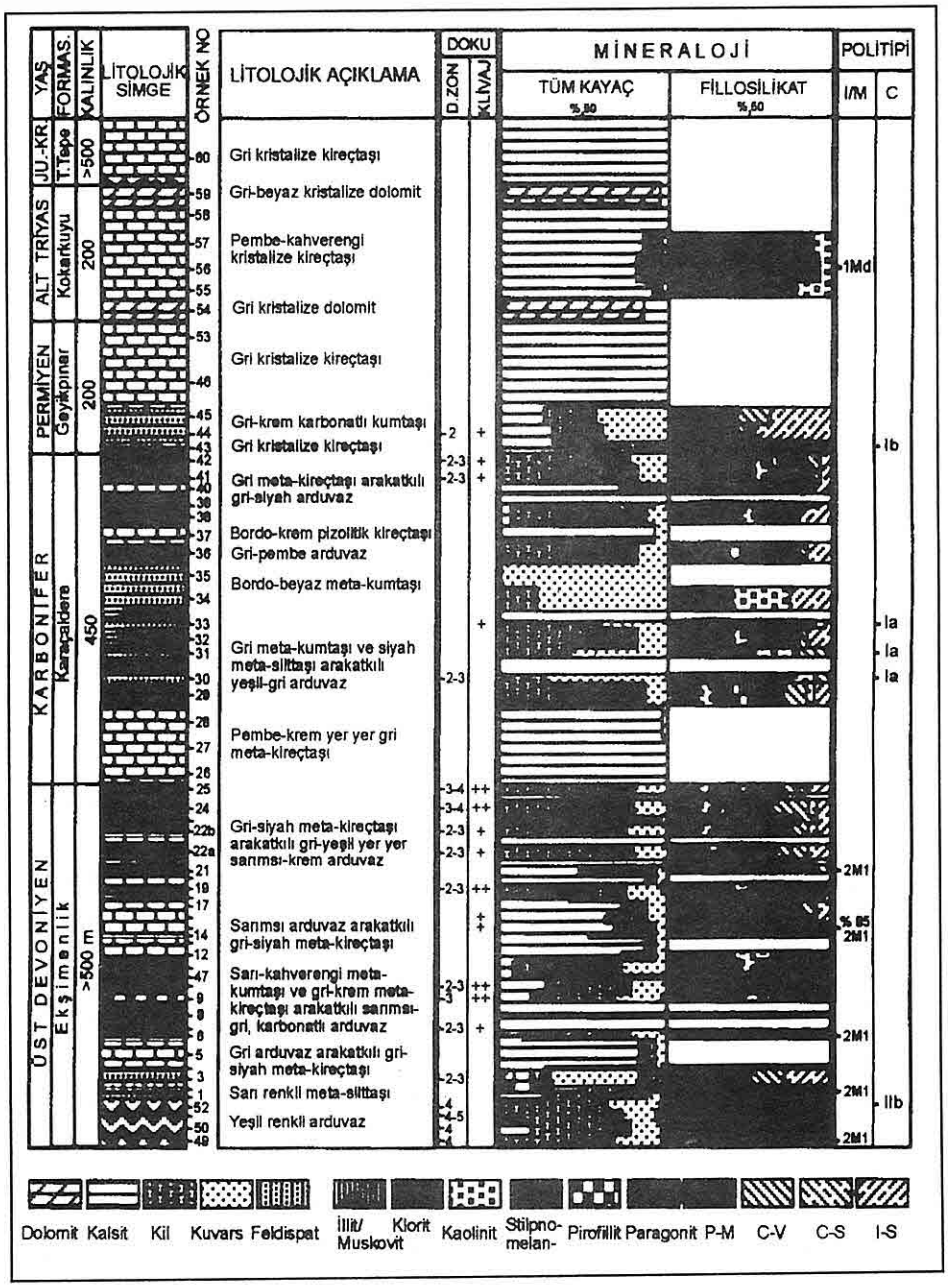
Allokton birimlerden Hınzırdağ napının Karbonifer-Alt Kretase yaş aralığına sahip kalkşist arakatkılı kristalize kireçtaşı-dolomitik kireçtaşları, Kireçlikyayla napının Orta-Üst Trias-Üst Kretase yaşlı alt seviyelerinin kısmen kristalize karbonat kayaçları ile temsil edildiği belirtilmektedir (Özer ve diğ., 1984). Üst Devoniyen'den Üst Kretase sonuna kadar bir istif sunan Aygörmez dağı napı ise yine aynı yazarlara göre, en altta şeyl ile bazı seviyeleri dolomitik olan makrofosilli kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır.

Bölgedeki ofiyolitik kayaçlar; ofiyolitli karışık metamorfik ofiolitli karışık, ve ofiyolit napı (Pınarbaşı ofiyolitleri: Aziz ve Erakman, 1981) biçiminde üç başlık altında toplanmıştır (Özer ve diğ., 1984). Bunlardan ofiyolitli karışık, serpantinleşmiş peridotit, gabro, diyabaz, spilit, bazalt, aglomera, grovak, radyolaritlerin karışmasından oluşmakta ve Jura-Üst Kretase yaşlı değişik boyutlu (dm-m) tortul kayaç blokları içermektedir. Metamorfik ofiyolitli karışık, yeşil-şist ve glokofan-şist fasiyesindeki kayaçlardan, ofiyolit napı ise ultramafik kayaçlar ve bunları kesen gabro ve diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Senoniyen oluşum yaşına sahip ofiyolitik kayaçların, bölgede Aladağlar'dakine benzer biçimde (Tekeli, 1980), allokton birliklerle birlikte kuzeyden güneye doğru Maestrihtiyen'de (Özer ve diğ., 1984) veya Maestrihtiyen öncesinde (Yılmaz ve diğ., 1993) yerleştikleri belirtilmektedir. Bölgedeki allokton birimleri uyumsuz olarak örten Tersiyer yaşlı birimler genellikle epiklastik ve volkanojenik kayaçlardan oluşmaktadır.

3. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

İncelemenin konusunu oluşturan ve Kaynar-Pazarören ilçeleri arasında KD-GB uzanımlı olarak iki yerde yüzlek veren Üst Devoniyen-Üst Kretase yaş aralığına sahip allokton birimler (Şekil 2), Aygörmez dağı grubu (Erkan ve diğ., 1978) ve Aygörmez dağı napı (Özer ve diğ., 1984) şeklinde adlandırılmış olup, allokton doğasını yansıtması nedeniyle bu çalışmada Aygörmez dağı napı adlaması tercih edilmiştir. İstifte başlıca Ekşimenlik (Üst Devoniyen), Karaçaldere (Karbonifer), Geyikpınar (Permiyen), Kokarkuyu (Alt Triyas), Topmeşe tepe (Jura-Kretase) ve Yayla mevki (Üst Kretase) formasyonları tanımlanmış (Erkan ve diğ., 1984), bu çalışmada ise Üst Devoniyen-Alt Trias yaş aralığına sahip kesimi incelenmiştir (Şekil 3).

Ekşimenlik formasyonu yalnızca Pazarören kuzeyinde yüzelemekte olup (Şekil 2), alt sınırı gözlenmemekle birlikte 500 m'i aşan bir kalınlığa



Şekil 3. Aygörmezdağı Napı Birimlerinin Litolojik Özellikleri ve Mineralojik-Dokusal Dikey Dağılımları

sahip gözükmektedir. Alt seviyeleri yeşil renkli ince taneli arduvazlarla temsil edilmektedir. Bu seviye Erkan ve diğerleri (1978) ile Sümengen ve Terlemez (1986) tarafından yeşil renkli tüf şeklinde tanımlanmış; ancak petrografik incelemelerde tüf olduğuna ilişkin herhangi bir mineralojik ve dokusal özellik gözlenmemiştir. Bunun üzerinde sarı renkli laminasonlu ve yer yer silis yumrulu ve kalsit ve demir oksit damarlı (mm-cm) karbonatlı metà - silttaşları yeralmaktadır. Gri renkli arduvaz arakatkılı (10-15 cm) gri-siyah meta - kireçtaşları ile sarımsı - kahverengimsi yer yer gri-krem renkli götitli meta-kumtaşı ve gri-krem renkli fosilli yer yer resifal meta-kireçtaşı arakatkılı sarımsı-gri renkli karbonatlı arduvazlar orta seviyeleri temsil etmektedir. Bu litolojileri sarımsı renkli götit içeren karbonatlı arduvaz (10 cm) arakatkılı gri - siyah renkli meta - kireçtaşları izlemektedir. Üst seviyeleri ise gri-siyah meta-kireçtaşı (15-20 cm) arakatkılı gri-yeşil, yer yer sarımsı-krem renkli arduvazlar oluşturmaktadır (Şekil 3).

Karaçaldere formasyonu yaklaşık 450 m kalınlığa sahip olup, en geniş yüzlekleri Pazarören kuzeyinde gözlenmektedir. Formasyon altta pembemsi-krem ve gri renkli, yer yer pizolitik meta - kireçtaşları, orta seviyelerde gri meta-kumtaşı ve siah meta - silttaşı arakatkıları içeren yeşilimsi - grimsi arduvazlar ile bordo-beyaz renkli meta-kumtaşları, üst sevieleri ise grimsi renkli er er pizolitik meta-kireçtaşı (20-30 cm) arakatkılı gri-yeşil, yer yer sarımsı krem renkli arduvazlar ile temsil olunmaktadır (Şekil 3).

Aygörmez dağı napının her iki yüzleğinde de Topmeşetepe formasyonu ile birlikte geniş yayılım gösteren Geyikpınar formasyonu (Şekil 2), yaklaşık 200 m kalınlığa sahip olup, en altta gri kristalize kireçtaşı ve hemen üzerinde gri-krem renkli karbonatlı kumtaşı, orta-üst seviyelerde ise tümüyle gri renkli kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır.

En geniş yüzelemeleri Pazarören kuzeyindeki yüzleğin kuzeydoğu kesiminde gözlenen yaklaşık 200 m kalınlığa sahip Kokarkuyu formasyonu, alt ve üst sevieleri gri renkli dolomitlerin, diğer seviyeleri ise pembemsi-kahverengimsi killi kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Topmeşe tepe ve yayla mevki formasyonları inceleme alanının kuzedoğusunda geniş üzlekler sunmakta ve tümüyle kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

4. MATERYAL VE YÖNTEM

Aygörmez dağı napını oluşturan istifin kesiksiz olarak gözlendiği Aygörmez dağı güneybatısında (Meşelik-Koçcağız tepe ve Sarpkaya-Kartalyuvası tepe arası), ölçülü kesit boyunca Üst Devoniyen-Jura yaş aralığını temsil eden toplam 61 adet örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan arındırılmış ve kurutularak laboratuvar işlemlerine (ince-kesit, kırma- öğütme - eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu

- XRD) hazır hale getirilmiştir. Örnekler tabakalanma ve/veya klivaj düzlemlerine (arduvaz dilinimi) yaklaşık dik olarak kesilerek ince-kesitleri yapılmıştır. Petrografik incelemeler ile kayacı oluşturan bileşenler, dokusal ilişkileri ve klivaj türleri belirlenerek diyajenez-metamorfizma hakkında bilgi edinilmiştir. Meta - klastitlerin adlandırılmasında Bozkaya ve Yalçın (1996) tarafından önerildiği gibi, petrografik-dokusal özelliklerin yanı sıra X-ışınları verileri (fillosilikat mineralojisi, illit "kristalinite") de gözönünde bulundurulmuştur. Karbonat kayaçların tanımlamasında ise Folk (1968) sınıflaması esas alınmıştır.

X-ışınları incelemeleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji - Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde Cu Kα ışıması, Ni filtre ve monokromatör kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu incelemeler ile örneklerin tüm kayaç ve sedimantasyon yöntemiyle ayrılan (3 saat 40 dak.) kil fraksiyonunu (< 2m) oluşturan bileşenler J.C.P.D.S. (1990) kartoteksleri ardımıla belirlenmiştir. Bileşenlerin yarı nicel yüzdelerinin hesaplanmasında Brindle'in (1980) dış standart yöntemi esas alınmıştır. Kil fraksiyonu difraktogramları, kil sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (havada kurutulmuş), glikollü (60 °C de 16 saat etilen glikol buharında tutma) ve fırınlı (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) çekimlerden elde edilmiştir.

İllit "kristalinite" ölçümleri Kübler (1984) indisine göre (illit/muskovitin 10-A°pikinin yarı yükseklikteki genişliği : Δ°20) yapılmıştır. Kristalinite indeksi standartları (CIS : Warr ve Rice, 1994) ile kalibrasonu yapılan illit "kristalinite" ölçümleri, karbonat, pirofillit, P-M ve paragonit içeren örneklerin hariç tutulması nedeniyle (Bozkaa ve Yalçın, 1996) yalnızca birkaç örnekte gerçekleştirilebilmiştir. Saf veya illit/muskovit vea kloritçe zengin kil fraksiyonlarında bu minerallerin politipleri, yönlendirilmemiş toz çekimlerden itibaren 2θ = 2-65° kaıt aralığındaki diyagnostik pikler (Maxwell ve Hower, 1967; Baile, 1988) yardımıyla saptanmıştır. Yine aynı difraktogramlardaki I(2.80 A°)/(2.58 A°) pik şiddet oranları kullanılarak dioktahedral mikaların % 2M/(2M+1Md) politipi miktarları Maxwell ve Hower'ın (1967) regreson çizgisinden elde edilen $\%2M_1=421(I_{2.80}/I_{2.58})-0.94$ eşitliği ile hesaplanmıştır.

İllit/muskovitlerin d(060) veya b_0 değerleri, kuvarsın (211) piki (2θ = 59.97°, d=1.541A°) referans alınarak, 2θ =59-63° arasında ölçülmüştür. Bu incelemeler ile illit/muskovitlerin oktahedral bileşimi ([d(060, 331) = 1.4936 + 0.0203 (Mg+Fe)] : Hunziker ve diğerleri, 1986) ve basıncın da b_0'a etkisi (Sassi ve Scolari, 1974) araştırılmıştır. Muskovit + paragonit birlikteliğine sahip kil fraksiyonlarında muskovit ve paragonitlerin d(005) piklerinden itibaren bulunan bazal pik (d_{002}) değerleri ile muskovitin paragonit bileşeni veya Na

içeriği ($d_{002}Mu_{2M}$ = 10.034 - 0.427 Na/(Na + K) : Zen ve Albee, 1964) hesaplanmış, ayrıca bu minerallerin bazal pikleri arasındaki ilişkiler incelenmiştir.

Kloritlerin yapısal formüllerinin bulunması için önce d(005) piklerinden itibaren hesaplanan d(00l) yansımaları ile bu minerallerin tetrahedral Al miktarı (d_{001}=14.55 Å-0.29Al^{IV} : Brindle, 1961) bulunmuştur. Sonra Brown ve Brindle'in (1980) önerdiği biçimde talk ve brusit tabakalarındaki Fe^{+2}' nin dağılımında (003)/(001), toplam Fe^{+2} miktarında [(002)+(004)]/[(001)+(003)] veya her ikisi için de Chagnon ve Desjardins'in (1991) (002)/(001) ve (004)/(003) bazal pik şiddet oranları yöntemi kullanılarak belirlenmiştir.

5. İNCE-KESİT PETROGRAFİSİ

Çok düşük dereceli metamorfik kayaçlarda, diajenez / metamorfizma derecesini yansıtan dokusal evrimin; metamorfizma derecesinin anısıra, litoloji ve tane bouna da bağımlı olduğu belirtilmektedir (Yoshida, 1969; Gra, 1978; Kisch, 1991). Bu nedenle çok düşük dereceli metamorfik kayaçlar için özellikle Rus yazarlarca tanımlanan dokusal zonların (Kossovskaya ve Shutov, 1958, 1963 ve 1970; Kisch, 1983; Fre, 1987) ve deformasyon şiddetini karekterize eden klivaj fabriğinin tanımlanmasında başlıca arduvazlar kullanılmış, meta - silltaşı ve meta - kumtaşları ayrıca değerlendirilmiştir.

5.1. Ekşimenlik Formasy*onu

Birimin en alt seviesini oluşturan ince taneli fillitik arduvazlar tümüyle klorit, serizit, kuvars, fedispat ve opak minerallerden oluşmakta, bazı örnekler az miktarda kalsit de içermektedir. İnce pulcuklar biçiminde gözlenen neomineralize serizit ve kloritler çift nikolde ve önlenmeye 45 ^{o} lik açılı konumda belirgin fillosilikat yönlenmeleri (S_1) oluşturmaktadır (Levha 1a). İlksel kırıntılı dokuyu tümüyle kaybetmesi, detritik kuvarsın tümüyle rekristalize olması, biotit içermemesi ve kil matriksin tümüyle klorit ve serizitik muskovite dönüşmesi nedeniyle, fillitik arduvazlar büyük ölçüde "iğnemsi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu"na (dokusal zon 4), kısmen de "yeşilşist fasiesi muskovit-klorit alt fasiyesi"ne (dokusal zon 5) benzemektedir. 4. dokusal zon yaklaşık prehnit-pumpelliit, 5. dokusal zon ise pumpelilit-aktinolit fasiyesine karşılık gelmektedir (Kisch, 1983).

Bu seviyenin üzerinde önemli miktarda kalsit, az miktarda dolomitten oluşan karbonat mineralleri, kuvars ve feldispat ile girift sınır ilişkileri gösteren karbonatlı meta-silttaşları yer almaktadır. Bu kayaçlarda matriksteki serizitlerin yanı sıra kalsitler içerisinde ince muskovit iğne ve lifleri de gözlenmektedir. Meta - silttaşlarında detritik dokunun gözlenmesi, bileşenlerin rekristalizasyona uğraması ve bağlayıcının çoğunlukla serizitlerden

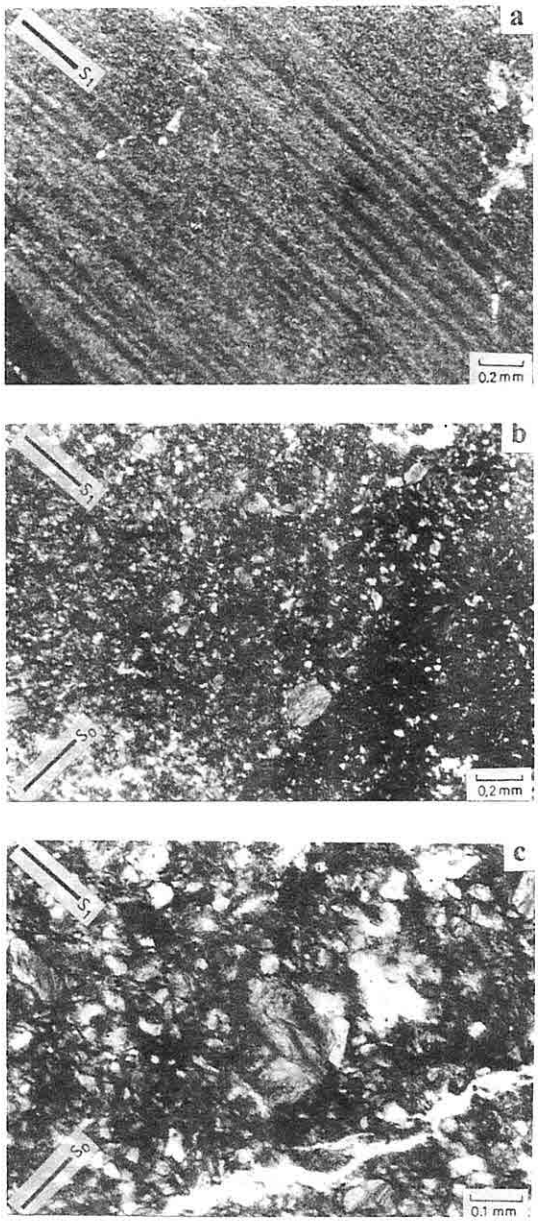
LEVHA 1

a) Arduvazlarda pürüzsüz ve sürekli sleyt klivajı/serizitlerin yönlenmesi ve rekristalize kuvars damarları (AG-50, çift nikol),

b) Arduvazlarda uzun eksenleri (S_0) veya (S_1) düzlemlerine paralel elipsoyidal klorit-mika podları (AG-19, tek nikol),

c) Arduvazlarda bükülmüş podlarındaki klorit-mikaların {001}düzlemleri ile (S_0) ve (S_1) düzlemleri arasındaki açısal ilişkiler (AG-19, tek nikol)

LEVHA 1



oluşması nedeniyle "altere kil matriks zonu" na (dokusal zon 2) ve "kuvarsitik yapı - hidromika-klorit matriks zonu"na (dokusal zon 3) benzerlik göstermektedir.

Alt ve orta seviyelerde gözlenen ve yer yer resifal özelliğe sahip, meta -kireçtaşları mikrogranoblastik dokulu olup, yer yer yönlenme ve/veya klivaj göstermektedir. Kalsit, kuvars ve iğnemsi mika minerallerinin yanısıra, yaygın biçimde götit gibi demir oksit-hidroksit mineralleri de içermektedir. Detritik kuvarslar kalsitlerle girift sınırlıdır.

Formasyonun orta seviyesindeki ince taneli meta - klastitler, alt seviyelerdekinden farklı olarak, genellikle kalsitli arduvazlarla temsil olunmaktadır. İlksel kırıntılı dokularını kısmen de olsa korumuş olmaları nedeniyle daha çok 3. dokusal zonu temsil etmektedir. Kuvarslar matriksteki serizitlerle girift sınır ilişkisi (kuvars-mika saçakları : Gra, 1978) sunmakta, ayrıca bükülmüş iri muskovitler de gözlenmektedir. Karbonatlı arduvazların çoğunda, tabakalanma düzlemlerine yaklaşık 35-40° açı yapan zayıf gelişmiş süreksiz klivaj, bazı örneklerde ise sürekli ve sık aralıklı-pürüzsüz klivaj (Powell, 1979, Kisch, 1991) düzlemleri gelişmiştir. Bunlarla arakatkılı karbonatlı meta - kumtaşlarının gözeneklerinde neoforme kloritler, arıca kloritleşmiş biyotitlerle birlikte turmalin ve zirkon gibi ağır mineraller de göze çarpmaktadır. Bu kayaçlar, biyotit kalıntılarını kısmen de olsa içermesi nedeniyle, daha düşük yansıtmaktadır. Meta - kumtaşlarında zayıf gelişmiş kesikli ve kaba klivaj (Born, 1929: Gra, 1977; Dennis, 1987) düzlemleri, tabakalanma düzlemleri ile yaklaşık 45° açı apmaktadır.

Üst sevielerin hemen alt kesiminde meta-kireçtaşları ile arakatkılı, ince-uzun biyotit ile iri muskovit podları içeren ve 2-3. dokusal zonların özelliklerini yansıtan arduvazlar yeralmaktadır. Arduvazlarda tabakalanma düzlemleriyle 30, 35 ve 75° gibi değişik açılar yapan, genellikle zayıf, kesikli ve süreksiz, bazı örneklerde kesiksiz ve sürekli ve sık aralıklı klivaj düzlemleri gelişmiştir. Muskovit podları, uzun eksenlerine dik önde klivaj düzlemlerile kesilmeleri nedenile uvarlağımsı ve küt görünümlüdür. Podların uzun eksenleri ile muskovitlerin {001} düzlemleri birbirlerine ve tabakalanma düzlemlerine (S_0) yaklaşık paralel konumludur (Levha 1b). Klivaj düzlemlerinin (S_1) muskovit podlarında bükülmeye neden olduğu ve podların bir kısmının tabakalanmaya, bir kısmının da klivaj düzlemlerine paralel konuma ulaştığı görülmüştür (Levha 1c).

Formasyonun en üst seviyesindeki arduvazlar, biotit yerine stilpnomelan (XRD verilerine göre) ve klorit içermekte ve daha yüksek dokusal zonları (3-4) temsil eden özellikler göstermektedir (Şekil 3). Küçük muskovit podları da içeren bu arduvazlar sık aralıklı sürekli ve pürüzsüz olmasıyla karekteristik tipik slet klivajına sahiptir.

5.2. Karaçaldere Formasyonu

Alt seviyeyi oluşturan meta-kireçtaşları, oolit/pizolit ve fosil türü allokem, mikrosparitik-sparitik ortokeme sahiptir. Eser miktarda kuvars ekstraklastları, er er kalsit dolguları ve rekristalizasyon izleri de gözlenmektedir.

Orta seviyenin egemen litolojisini oluşturan meta-kumtaşları, tümüyle kuvars ve fillosilikatlar ile eser miktardaki turmalin, zirkon ve apatit gibi ağır mineraller içermektedir. Ekşimenlik formasonundakilere göre, bu birimde klorit miktarı artmaktadır. Meta - kumtaşlarında kloritleşmiş biyotitlerin yanısıra neoforme kloritler de bulunmaktadır. Neoforme kloritler ve serizitler kuvarslarla girift sınırlı olup, kuvars - klorit / mika saçakları oluşturmaktadır. Bazen ilksel kırıntılı dokuyu temsil eden mikro laminalanmalar da gösteren meta - kumtaşları, genellikle 2-3. dokusal zonlara sahiptir. Meta - kumtaşları içerisinde arakatkılı ender olarak bulunan meta - silttaşları, tabakalanmaya yaklaşık dik konumlu zayıf ve kesikli klivajlara sahiptir. Bu kayaçlarda klivaj düzlemleri tarafından kesilerek kütleştirilen ve uzun eksenleri ile {001} düzlemleri tabakalanmaya yaklaşık paralel, bol miktarda klorit - mika podları bulunmaktadır.

Üst sevielerdeki arduvazlar bol miktarda neoforme klorit ve serizitin yanı sıra muskovit podları ve ince biyotitler içermekte ve 2-3. dokusal zona benzerlik göstermektedir. Ayrıca, bu kayaçlar tabakalanmaya yaklaşık 45° açılı zaıf gelişmiş süreksiz klivajlara sahiptir. Muskovit podları alt seviyelerdekine benzer şekilde, uzun eksenleri ve {001} düzlemleri tabakalanmaya paralel konumludur. Arduvazlarla arakatkılı kısmen rekristalize meta - kireçtaşları, mikrogranoblastik dokulu olup, yer yer oolit/pizolit ve fosil benzeri allokemler ve sparitik ortokemin yanısıra, alt seviyelerdekilere göre daha fazla kuvars ve fillosilikat (muskovit, serizit, neoforme klorit) içermektedir.

5.3. Geyikpınar Formasyonu

Formasyonun en alt seviyesinde klorit ve demir-oksit sarılımlı oolit ile fosil içeren sparitik bağlayıcılı kristalize kireçtaşları (oolitli sparit) yer almaktadır. Bu kayaçlar kloritlerden ileri gelen yeşilimsi görünüme sahiptir. Hemen üzerindeki karbonatlı kumtaşları, bükülmüş ince muskovit ve az miktardaki biyotitin yanı sıra otijenik klorit benzeri mineraller (XRD incelemelerine göre C-V ve C-S) içermekte olup, 2. dokusal zonu temsil eden ileri diyajenetik özellikler sunmaktadır. Orta-üst sevieleri oluşturan kristalize kireçtaşları, yer yer fosil türü allokem ve mikritik - mikrosparitik ortokem ile yaygın kalsit dolguları ve rekristalizasyonlarından oluşmaktadır.

5.4. Kokarkuyu Formasyonu

Birimin alt ve üst kesimlerde gözlenen kristalize dolomitler granoblastik-mozayik doku benzeri iri sparitik dokulu (dolosparit) olmalarıyla karakteristiktir.

Orta seviyelerde gözlenen kireçtaşları genellikle mikrosparitik, daha az da sparitik (fosilli mikrosparit, mikrosparit, sparit) dokulu olup, yer yer rekristalizasyona uğramıştır.

6. X-IŞINI MİNERALOJİSİ

Birimlerin tüm kayaç ve kil fraksiyonunu oluşturan bileşenlerin % miktarları, illit/muskovit ve kloritlerin politipleri, litolojik ve dokusal özelliklerle birlikte Şekil 3'de, tipik kil mineral parajenezlerine ait difraktogramlar da Şekil 4' de verilmiştir.

6.1. Ekşimenlik Formasyonu

Birimin alt seviyelerindeki arduvazlar bol miktarda fillosilikat ve kuvars, yalnızca bir örnek düşük miktarda kalsit (% 15) içermekte, fillosilikat parajenezini ise muskovit + klorit oluşturmaktadır (Şekil 3 ve 4).

Muskovitler, $2M_1$; kloritler ise IIb politipi (2.59, 2.55, 2.45 ve 2.26 A°) ile temsil edilmektedir (Şekil 5). Tümüyle epizonu işaret eden illit "kristalinite" verilerine (0.17-0.24, ortalama 0.2 θ) sahip muskovitlerin oktahedral (Mg+Fe) içerikleri 0.52 ve 0.64 olup, fenjitik bileşimi işaret etmektedir. b0 parametreleri (9.0246 ve 9.0396 A°) orta basınç fasiyesi serisine (Sassi ve Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) karşılık gelmektedir. Kloritlerin ortalama yapısal formülleri $(Si_{2.69}\ Al_{1.31})_4\ (Mg_{2.29}\ Al_{1.31}\ Fe^{+2}_{2.40})_6\ O_{10}\ (OH)_4$ biçiminde hesaplanmıştır.

Meta-silttaşları alttaki arduvazlarla birlikte istifin en fazla feldispat mineralleri içeren seviyesini temsil etmektedir (Şekil 3). Fillosilikatlar sadece muskovitlerden (% 90-100 $2M_1$) oluşabildiği gibi, muskovit + I - S + C - V parajenezi de gözlenebilmektedir. Muskovitlerin oktahedral Mg+Fe içeriği, 0.39 olarak bulunmuştur. b_0 (9.096 A°) parametresi orta basınç fasiyesi serisini temsil etmektedir. Bu seviyedeki kalsit içeren arduvazların fillosilikat parajenezi muskovit + C-V + P-M + paragonit + I-S şeklindedir.

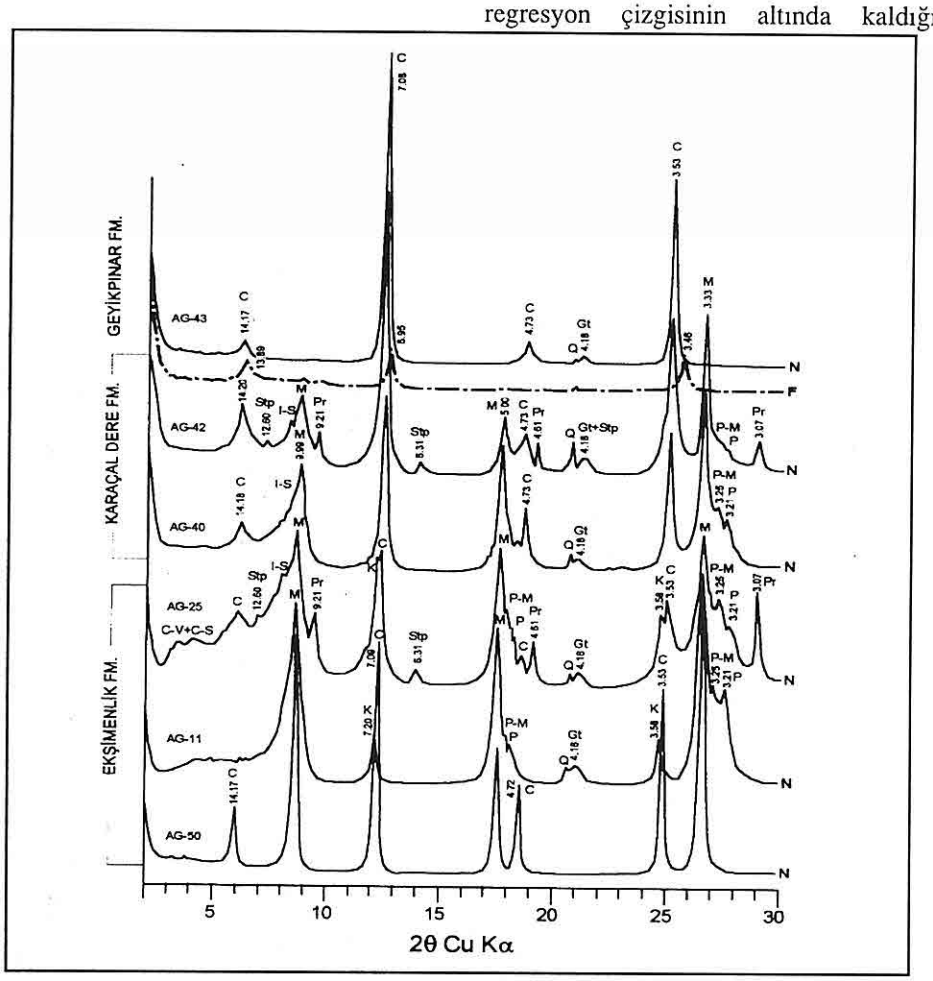
Orta seviyelerdeki meta-kireçtaşı ve arduvazlar, muskovit + kaolinit (dikit : Yalçın ve Bozkaya, 1997) + paragonit + P-M + I-S şeklinde birbirine benzer fillosilikat parajenenezi sunmaktadır (Şekil 4). Ancak, meta-kireçtaşlarında dikit ve I-S miktarı biraz daha yüksektir. Götit içeren bir meta-kireçtaşı örneği (AG-8) ise yalnızca muskovit (% 30) ve dikitten (% 70) oluşmaktadır (Şekil 3). Klorit, iki adet meta-kireçtaşı ve yalnızca bir seviedeki meta-kumtaşında (AG-7) belirlenmiştir.

Üst seviyelerdeki arduvazlarda alt seviyelerdekilerden farklı olarak kalsit bulunmamakta, fakat P-M, paragonit, rektorit, dikit, pirofillit ve stilpnomelan gibi indeks fillosilikat mineralleri ortaya çıkmaktadır (Şekil 3 ve 4). Bu seviyedeki meta-kireçtaşları ise klorit + muskovit + P-M + paragonit + I-S + C-V fillosilikat parajenezine sahiptir.

Formasyonun orta ve üst seviyelerinde paragonitle birlikte bulunan muskovitler (% 85-100 $2M_1$) % 0.11-0.17 arasında

değişen, en üst seviyede yeralan ve stilpnomelan içeren bir örnekte (AG-25) ise % 0.08 paragonit içeriğine sahiptir.

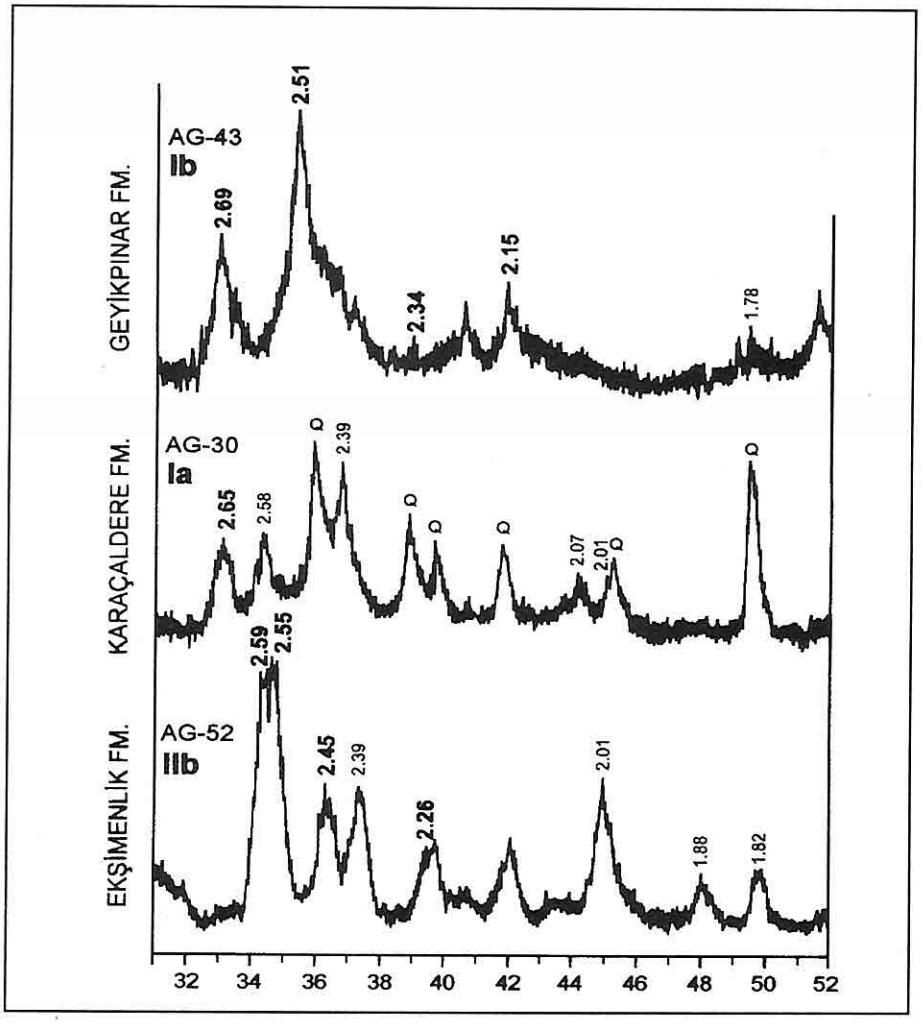
Ayrıca, muskovit ve paragonitlerin d (002) A° değerlerinin Zen ve Albeye'in (1964) diyagramında, yazarlarca önerilen regresyon çizgisinin altında kaldığı



Şekil 4. Aygörmezdağı Napında Belirlenen Tipik Fillosilikat Parajenezlerini Gösteren Yönlenmiş XRD Difraktogramları (M=Muskovit, C=Klorit, P=Paragonit, P-M=Paragonit-Muskovit, Pr=Pirofillit, K=Kaolinit/Dikit, Stp=Stiplomelan, I-S=ıllit-Smektit/Rektorit, Gt=Götit, Q=Kuvars, N=Normal, F=Fırınlı).

görülmüştür (Şekil 6).

Üst seviyedeki meta-kireçtaşında (AG-23) belirlenen kloritler alt seviyedekilerden daha yüksek Fe^{+2} içeriğine sahip ve yapısal formülü de $(Si_{2.68}\ Al_{1.32})_4\ (Mg_{0.48}\ Al_{1.32}\ Fe^{+2}_{4.20})_6\ O_{10}\ (OH)_4$ biçimindedir. Genellikle meta - kireçtaşlarındaki

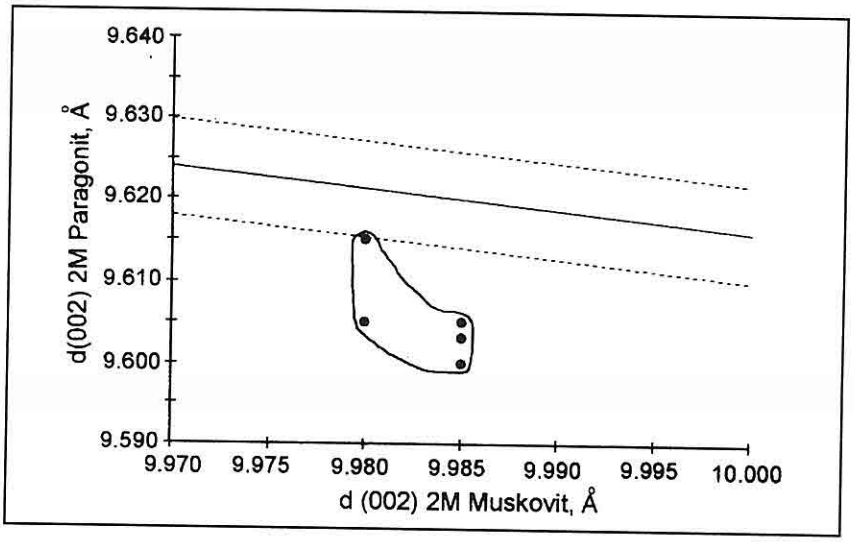


Şekil 5. Tipik Klorit Politiplerinin Yönlenmemiş XRD Toz Difraktogramları.

neoforme kloritler Fe^{+2}, meta -klastitlerdeki rekristalize kloritler ise Mg bakımından zengin olup, Şekil 7' deki diyagramda birbirinden ayırtedilebilmektedir.

6.2. Karaçaldere Formasyonu

Birimin alt seviyelerini oluşturan meta-kireçtaşları tümüyle kalsitten oluşmaktadır. Üzerinde yer alan arduvazlar ve arakatkılı meta-kumtaşları tümüyle kuvars ve fillosilikat içermektedir. Arduvazlar muskovit + dikit + pirofillit + stilnomelan + P-M + paragonit + I-S + C-V + C-S ve muskovit + klorit + dikit + pirofillit + P-M +



Şekil 6. Birlikte Bulunan Muskovit ve Paragonitin (002)2M Değerleri Arasındaki İlişkiler (regresyon çizgileri Zen ve Albee, 1964'den).

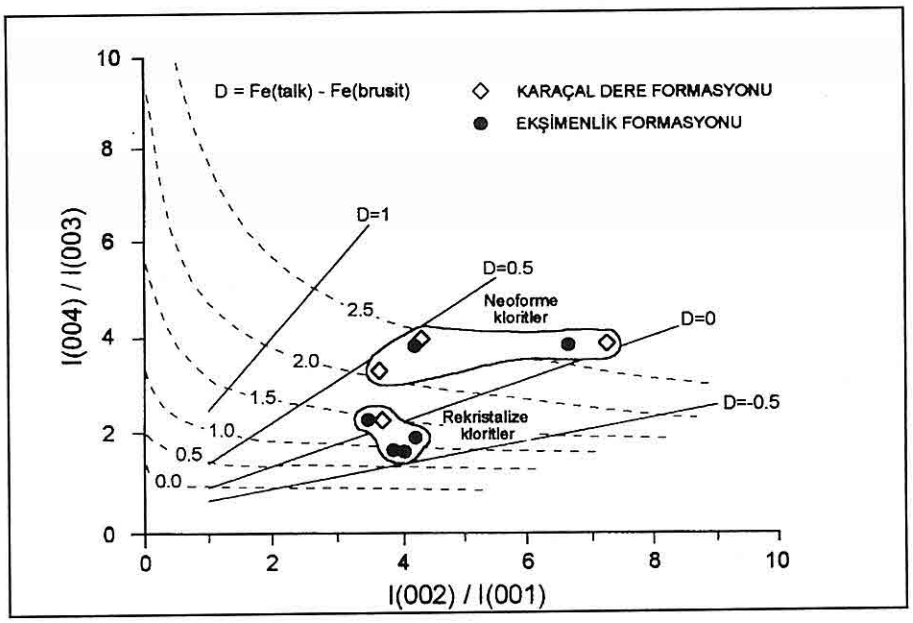
paragonit + I-S + C-V gibi fillosilikat parajenezlerine sahiptir. Meta-kumtaşları ise klorit + muskovit + dikit + C-V birlikteliği sunmaktadır. Ayrıca, kloritlerin yüksek demir içeriğine (Fe^{+2} > 5) sahip ve Ia politipinde (2.65 A°) oldukları belirlenmiştir (Şekil 5).

Orta seviyelerdeki meta-kumtaşı, metasilttaşı ve üzerinde yeralan arduvazlar sırasıyla dikit + klorit + I-S + muskovit, Ia klorit + muskovit + I-S + dikit ve muskovit + P-M + paragonit + I-S + klorit + pirofillit + C-V fillosilikat parajenezine sahiptir. Bu seviyedeki (AG-30) kloritler de alttakiler gibi yüksek demir içeriklidir (Şekil 7).

Üst seviyelerde meta-kireçtaşı arakatkılı arduvazlar klorit + muskovit + dikit + pirofillit + P-M + paragonit + I-S + C-V± stilpnomelan içermektedir (Şekil 4). Bir örnekte ölçülen 9.990 A°d(002) değerine göre muskovitlerin paragonit bileşeni % 0.10' dir. İki örnekte (AG-41 ve 42) incelenen kloritler 3.8-4.4 arasında Fe^{+2} içermekte (Şekil 7) ve ortalama yapısal formülleri $(Si_{2.70}\ Al_{1.30})4\ (Mg_{0.60}\ Al_{1.30}\ Fe^{+2}_{4.10})_6\ O_{10}\ (OH)_4$ biçimindedir. Meta-kireçtaşları arduvazlardan daha fazla klorit içermesine karşın, bu kayaçlarda dikit ve C-V bulunmamaktadır (Şekil 3 ve 4). Meta-kireçtaşlarındaki kloritler bir örnekte (AG-39) yüksek (>5), diğer bir örnekte (AG-40) ise düşük (2.9) Fe^{+2} içeriğine sahiptir (Şekil 7). Bunların yapısal formülleri $[(Si_{2.67}\ Al_{1.33})_2\ (Mg_{1.77}\ Al_{1.33}\ Fe^{+2}_{2.90})_6\ O_{10}\ (OH)_4]$ olarak belirlenmiştir.

6.3. Geyikpınarı Formasyonu

Birimin alt seviyesindeki kristalize kireçtaşları, kuvars ve tümüyle kloritten oluşan fillosilikatlar içermektedir. Orto-hekzagonal Ib politipindeki (2.69,



Şekil 7. I(004)/I(003) ve I(002)/(001) Pik Şiddet Oranları Kullanılarak Kloritlerde Talk ve Brusit Tabakalarının Fe^{+2} Dağılımının Belirlenmesi (diyagram Chagnon ve Desjardins, 1991'den).

2.51, 2.34 ve 3 2.15A°) kloritlerin (Şekil 5), yüksek demir içeriklerinden dolayı fırınlı pikleri düşük d-değerlerine doğru kaymaktadır (şekil 4). Kalsit çimentolu kumtaşları kuvarsın yanı sıra illit + I-S + C-V ± C-S parajenezine sahip fillosilikatlar içermektedir. Üst seviyelerin egemen litolojisi olan karbonat kayaçları ise bütünüle kalsitten oluşmaktadır.

6.4. Kokarkuyu Formasyonu

Alt ve üst seviyelerde dolomit (dolomit ± kalsit), orta seviyelerde ise kalsitin yanı sıra az miktarda fillosilikat ve kuvars içeren kireçtaşları yeralmaktadır. Kireçtaşlarındaki fillosilikatlar illit + kaolinitten oluşmaktadır (Şekil 3).

7. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Aygörmez dağı napı, Alt Triyas-Jura arasındaki uumsuzluk dışında kesiksiz bir istif sergilemekte, ayrıca sublitoral karbonat ve kırıntılı kayaçlar, Maestrihtien-Paleosen yaşlı olistostrom fasiyesinde kırıntılı kayalar ve bloklar, Karbonifer ve Alt Permien' de ayırtman biozonlar içermesi (Özgül, 1976) nedeniyle Aladağ Birliği'ne benzer olduğu belirtmektedir (Özer ve diğ., 1984). Özgül (1976) bu özelliklerin yanısıra birimlerin metamorfizma göstermediğini belirtmiş, ancak bu çalışmada istifin Devoniyen ve Karbonifer yaşlı kesimlerinin çok düşük dereceli metamorfizmaya uğradığı saptanmıştır.

Allokton istifin Üst Devoniyen yaşlı Ekşimenlik formasyonu arduvazları altta serizit önlenmeli epimetamorfik dereceli 4-5., orta seviyedekiler zayıf gelişmiş süreksiz ve daha az da sık aralıklı-pürüzsüz ve sürekli klivajlı 2-3., buna karşın üst seviyedekiler sık aralıklı-pürüzsüz ve sürekli klivajlı 3-4. dokusal zonu temsil etmektedir. Karbonifer yaşlı Karaçaldere formasyonu arduvazlarında zayıf gelişmiş süreksiz klivajlı 2-3., Geikpınar formasyonu kumtaşlarında ise 2. dokusal zon (ileri diyajenez) egemendir. Ekşimenlik formasyonundaki düşey dağılım, birimin alt ve üst kesimleri arasındaki dokanağın tektonik olabileceğini, diğer bir ifadeyle litolojik farklılıklara bağlı olarak kendi içerisindeki bindirme seviyeleri ile ilişkili terslenmiş (inverted) metamorfizmaya işaret edebileceğini düşündürmektedir.

Ekşimenlik ve Karaçaldere formasyonlarının değişik seviyelerindeki podlar, bindirme tektoniği ile ilişkili Bolkardağı Birliği' ne ait Kangal (Yalçın ve Bozkaya, 1997) ve Bozkır (Bozkaya ve Yalçın, 1997) yörelerindeki meta -klastitlerdeki podlardan mikaca daha zengindir. Podların uzun eksenleri ve muskovitlerin {001} düzlemlerinin birbirine ve tabakalanma düzlemlerine genellikle paralel olması bakımından da Geikdağı Birliği meta - klastitlerinde (Bozkaya, 1995; Bozkaya ve Yalçın, 1995) gözlenenlere benzerlik sunmaktadır. Diğer taraftan, yer yer klorit lamelleri de içeren podların yer yer klivajla deformasyona uğraması detritik mikalardan (biyotit) itibaren oluştuğu görüşünü (Voll, 1960; Beutner, 1978; Ro, 1978; Van der Pluijm ve Kaars -Sijpesteijn, 1984; White ve diğerleri, 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Piqué ve Wibrecht, 1987; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991, Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997) doğrular niteliktedir. Ancak, bu çalışmada da belirlendiği gibi, podların özellikle muskovitlerce zenginliği, bunların detritik muskovitlerle de ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Ayrıca, podların 2-3. dokusal zona ait ve zayıf klivajlı litolojilerde de bulunması, otijenik ve/veya neoformasyon (Hoeppener, 1956; Pe ve Krinsle, 1983) ve metamorfizma sırasındaki deformasyon (Attlewell ve Talor, 1969; Weber, 1981) sırasında gelişmediğini göstermektedir.

Aygörmez dağı napında belirlenen minerallerden fillosilikatlar Ekşimelik, kuvars Karaçaldere, kalsit ise Geyikpınar ve Kokarkuyu formasyonlarında daha egemendir. Feldispatlar yalnızca Ekşimenlik formasyonunun alt seviyelerinde bulunmaktadır. Ayrıca, biyotitin bolluğu, Aygörmez napı için karakteristik gözükmektedir.

Fillosilikat minerallerinden illit tüm birimlerde; kaolinit Ekşimenlik, Karaçaldere ve Kokarkuyu formasyonlarında; klorit Ekşimenlik formasyonunun alt seviyeleri ile Karaçaldere formasyonunda; stilpnomelan, pirofillit, paragonit, P-M ve rektorit gibi indeks mineraller Ekşimenlik ve Karaçaldere

formasyonlarında gözlenmektedir. İndeks minerallerin Bolkardağı Birliğine ait allokton birimlerde olduğu gibi (Yalçın, 1997, Bozkaya ve Yalçın, 1997), Aladağ Birliğini temsil eden Aygörmez dağı napında da gözlenmesi, buna karşın otokton Geyikdağı Birliği'nde gözlenmemesi (Çelik ve diğerleri, 1991, Bozkaya ve Yalçın, 1995), otokton ve allokton birimlerin ayırt edilmesinde ölçüt oluşturduğu görüşüne (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997) ek bir katkı sağlamaktadır. C-V ve C-S Ekşimenlik, Karaçaldere ve Geyikpınarı formasyonlarında ve daha ziyade arduvazlarda bulunmaktadır. Toros kuşağında ilk kez bu bölgede saptanan stilpnomelan, Alplerde ankizonu temsil eden litolojilerde de belirlenmiş ve daha çok demirli litolojilere bağımlı olduğu vurgulanmıştır (Fre, 1987). Aygörmez dağı napı litolojilerinde götitin yaygınlığı yazarın görüşünü desteklemektedir. Pirofillit, paragonit, P-M, rektorit ve dikit gibi indeks minareller anki- ve epimetamorfizmayı temsil etmektedir (Fre, 1987). İndeks minerallerden P-M'in I-S'in paragonite evriminin ara evresini oluşturduğu (Fre, 1969; 1970), pirofillitin ise kaolinit vea dikitten itibaren geliştiği (Clauer ve Lucas, 1970, Fre, 1970, 1978, Franceschelli ve diğ., 1986) görüşü egemendir. P-M ile I-S/rektoritin, pirofillit ile kaolinit/dikitin bulunması bu görüşleri desteklemektedir. Ancak, Fre (1987), pirofillit ve kaolinit/dikit birlikteliğini kaolinit ve/vea dikitin yarı kararlı faz şeklinde korunduğunu veya fazın gerileyen gelişimiyle ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. C-V aratabakalıları biyotitin degradasyon ürünü (Millot, 1970) olabildikleri gibi, daha çok smektitin gömülme diyajenezi/metamorfizması nedeniyle klorite doğru ilerleyen (agradason ürünü) evrimindeki ara evreyi oluşturmaktadır (Hoffman ve Hower, 1979; Chang ve diğ., 1986; Bozkaya ve Yalçın, 1995; Bozkaya ve Yalçın, 1997). Bu çalışmada eser miktarda saptanan diğer aratabakalı kil minerallerinden C-S' in ise genellikle volkanojenik (Evarts ve Schiffman, 1983; Inoue ve diğ., 1984; Inoue ve Utada, 1991; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997) submikroskopik malzeme ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Mika ve klorit politipleri alttan üste doğru tipik bir dağılım sunmaktadır. İllit/muskovitler Devonien'de % 85 $2M_1$, Alt Trias'ta 1Md; kloritler ise Devoniyen'de IIb, Karbonifer'de Ia ve Permiyen'de Ib politiplerine sahiptir. Hayes (1970) IIb politipinin metamorfik, Ib politipinin diyajenetik, Ia politipinin ise hidrotermal alterasyon veya yüzeysel bozunma ürünleri olduğunu ve mineralojik evrimlerinin Ia-Ib-IIb biçiminde gerçekleştiğini belirtmektedir. Ancak bu çalışmada klorit politiplerinin IIb-Ia-Ib biçimindeki dikey dağılımları, metamorfizma ve diyajenez arasındaki sınırın veya geçişin belirlenmesinde önemli bir ölçüt oluşturabileceğini ve/veya terslenmiş metamorfizmaya işaret edebileceğini düşündürmektedir.

Meta-klastitlerde paragonitle birlikte

bulunan muskovitlerin düşük paragonitik bileşimli oldukları, bu nedenle Zeyn ve Albee (1964) tarafından önerilen değerlerle uyuşmadığı gözlenmektedir. Bu durum muskovitlerdeki seladonitik sübstitüsondan (Chatterjee, 1971; Mposkoz ve Perdikatzis, 1981) veya muskovitlerin P-M ve paragonitlerden farklı kökenli olmasından (Bozkaa ve Yalçın, 1997) kaynaklanabilmektedir. Diğer bir ifadele, detritik mikaların fenjitik, matriksteki neoforme veya rekristalize serizitik mikaların ise paragonitik bileşimli olması, bu farklılığı meydana getirebilmektedir.

Elde edilen bulgular; Aygörmez dağı napının Üst Kretase sırasındaki (Sümengen ve Terlemez, 1984, Yılmaz ve diğ., 1993) allokton taşınma ve yerleşme sonucu P-T-t önünde metamorfizmaya uğradığına işaret etmektedir. Stratigrafik yaşla ilişkili çökelme gömülmesi sonucu gelişen metamorfizmanın etkileri ise sınırlı kalmış gözükmektedir.

İnceleme alanının da içinde yer aldığı Toros kuşağında allokton birlikler ve ofiolit napları birbirleri üzerine bindirmiş tektonik dilimler halinde bulunmaktadır (Ketin, 1984 ve içindeki kaynaklar). Toroslardaki otokton ve allokton birliklerin sınırlarında ve/veya allokton birliklerin litolojik farklılıklarına bağlı olarak kendi içerisindeki bindirme zonlarında farklı diyajenetik/metamorfik derecelere sahip mezoskopik ve/veya büyük ölçekli terslenmiş metamorfizmaların saptanması, bu kuşağın tektonik yapısına ve evriminine eni katkılar sağlayacaktır .

8. TEŞEKKÜR

Laboratuvar çalışmaları sırasındaki ardımlarından dolayı Kimya Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Ümit Şengül'e, nap tektoniği ve metamorfizma arasındaki ilişkilerin yorumlanmasındaki katkıları Dr.Haluk Temiz'e (C.Ü.) ve bilimsel hakem olarak manüskriptin değerlendirilmesi aşamasında geliştirici açıklamaları için Prof.Dr.Cemal Göncüoğlu'na (O.D.T.Ü.) teşekkür ederiz.

9. KAYNAKLAR

Altıner, D., 1981. Rechérches stratigraphiques et micropaléontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental Turquie). Université de Genève, Thésé, 450 p.

Attlewell, P. and Talor, R.K., 1969. A microtextural interpretation of a Welsh slate. International Journal of Mechanics and Mining Sciences, 6, 423-438.

Aziz, A ve, Erakman, B., 1981. Pınarbaşı, Sarız (Kayseri), Gürün (Sivas) ve Darende (Malatya) ilçeleri arasında kalan alanın jeoloji raporu. TPAO raporu, No: 1601, 52s.

Bailey, S.W., 1988. X-ra diffraction identification of the poltpes of mica, serpentine, and chlorite. Clays and Clay Minerals, 36, 193-213.

Beutner, E.C., 1978. Slat cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jerse. American Journal of Science, 278, 1-23.

Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki

(Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, Cumhuriet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 334 s (yaımlanmamış).

Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1995. Doğu Toros otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sarız-- Tufanbeli - Saimbeyli yöresi). Cumhuriet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 12, 1-37.

Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1996. Diajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 49, 1-22.

Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1997. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Kona) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçların mineralojisi ve petrografisi. Yerbilimleri, 19, 17-40.

Brindle, G.W., 1961. Chlorite minerals. In The X-ra Identification and Crstal Structures of Clay Minerals, G.Brown (ed.), Mineralogical Society, London, 242-296.

Brindley, G.W., 1980. Quantitative X-ray mineral analis of clays: In Crstal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W.Brindle 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 Crstal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindle and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Chang, H.K., Mackenzie, F.T. and Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays and Clay Minerals, 34, 407-423.

Chagnon, A. and Desjardins,M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalse aux raons 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.

Clauer, N. et Lucas, J., 1970. Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steige - Vosges septentrionales. Bulletin Groupe France Argiles, 22, 223-235.

Çelik, M., Karakaa, N. ve Turan, A., 1991. Erken Paleozoik aşlı killerin mineraloji ve metamorfizma özellikleri : Kona Güne ve Günebatısı. V. Ulusal Kil Sempozumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, Bildiriler Kitabı, M.Zor (ed.), 62-73.

Dennis, J.G., 1987. Structural Geolog-An Introduction. Wm.C.Brown Publishers, Dubuque, Iowa, 448 pp.

Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analsis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, Mid Wales, UK. Geological Magazine, 123, 299-306.

England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism; 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrolog, 25, 894-928.

Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1978. Sarız - Şarkışla - Gemerek-Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA raporu, No: 5646, 121 s.

Evarts, R.C. and Schiffman, P., 1983. Sub marine hdrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California. American Journal of Science, 283, 289-341.

Folk, R.L., 1968. Petrolog of Sedimentar Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.

Franceschelli, M., Leoni, L., Memmi, I. and Puxeddu, M., 1986. Regional distributions of Al-silicates and metamorphic zonation of the low-grade "Verrucano" metasediments from the northern Apennines (Ital). Journal of Metamorphic Geology, 4, 309-332.

Frey, M., 1969. A mixed-laer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. Contributions to Mineralog and Petrology 24, 63-65.

Frey, M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15, 261-279.

Frey, M., 1978. Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Cenral Swiss Alps, with special reference to prophyllite and margarite bearing assemblages. Journal of Petrology, 19, 95-135.

Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. M.Frey (ed), Blackie and Son,Glasgow, 9-58.

Frey, M., Saunders, J. and Schwander, H., 1988. The mineralog and metamorphic geolog of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. Journal of Geological Societ London, 145, 563-575.

Gray, D.R., 1977. Morphologic classification of crenulation cleavage. Journal of Geolog, 85, 229-235.

Gray, D.R., 1978. Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. Bulletin of Geological Societı of America, 89, 577-590.

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.

Hayes ,J.B., 1970. Poltpism of chlorite in sedimentarı rocks. Clays and Clay Minerals, 18, 285-286.

Hoeppener, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geologische Rundschau, 45, 247-283.

Hoffman, J. and Hower,J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers : Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In Aspects of Diagenesis, Scholle,P.A. and Schluger,P.R. (ed.), Soc. Econ.

Paleontol. Mineral., Special Publication, 26, 55-79.

Hunziker, J.C., Fre, M., Clauer, N., Dallmeer, 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. Contribution to Mineralog and Petrology,92, 157-180.

Inoue, A. and Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermall metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. American Mineralogist, 76, 628-640.

Inoue, A., Utada, M., Nagata, H. And Watanabe, T., 1984. Conversion of triochahedral smectite to interstratified chlorite-smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu District, Akita Prefecture, Japan. Clay Science, 6, 103-116.

J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases. Swarthmore, U.S.A., 871 pp.

Ketin, İ., 1984. Türkiye'nin bindirmeli-naplı yapısında yeni gelişmeler ve bir örnek : Uludağ Masifi. Ketin Simpozyumu, 19-36.

Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 2, Larsen,G. and Chilingar,G.V. (eds.), Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541.

Kisch, H.J., 1991. Development of slat cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. Jounal of Metamorphic Geology 9, 735-750.

Kossovskaya, A.G. and Shutov, V.D., 1958. Zonalit in the structure of terrigene deposits in platform and geosnclinal regions. Eclogae Geologie Helvetiae, 51, 656-666.

Kossovskaya, A.G. and Shutov, V.D., 1965. Facies of regional epigenesis and metagenesis. International Geology Review, 7, 1157-1167.

Kossovskaya, A.G. and Shutov,V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. Sedimentology, 15, 11-40.

Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In Thérmométrie et barométrie géologiques, M. Lagache (ed.), Soc. Franç. Minér. Crist., 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.

Millot, G., 1970. Geology of Clays. (Translated by W.R.F arrand and H.Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429pp.

Milodowski, A.E. and Zalasiewicz, J.A., 1991. The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, UK. Geological Magazine, 128, 263-278.

Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in ver low-grade metamorphic sedimentary rocks from

Norway. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 154, 271-287.

Mposkoz, E. und Perdikatzis, V., 1981. Die Paragonit-Chloritoid führenden Schiefer des südwestlichen Bereiches des Kerkis auf Samos (Greichenland). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 142, 292-308.

Özer, S., Terlemez, İ., Sümengen, M. ve Erkan, E., 1984. Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allokton birimlerin stratigrafisi ve yapısal durumları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27, 61-67.

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Proc. of Int. Symposium : Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C.Göncüoğlu (eds.), 77-90.

Piqué, A. et Wıbrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation snschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Bulletin de Minéralogie, 110, 665-682.

Powell, C.McA., 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophsics, 58, 21-34.

Pye, K. and Krinsle, D.H., 1983. Inter-laered clay stacks in Jurassic shales. Nature, 304, 618-620.

Robinson, D., 1987. The transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. Geology, 15, 866-869.

Roy, A.B., 1978. Evolution of silty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a stud from the Hunsrückschiefer. Bulletin of Geological Societ of America, 89, 1775-1785.

Sandiford, M. and Powell, R., 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension:modern and ancient examples. Earth and Planetarı Science Letters, 79, 151-158.

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.

Sümengen, M. ve Terlemez, İ, 1986. 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkie jeoloji haritaları serisi (Elbistan H-22). MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi yayınları, 19s.

Tekeli, O., 1980. Toroslarda Aladağların yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 11-14.

Van der Pluijim B. and Kaars--Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: Morpholog, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. Journal of Structural Geology, 6, 399-407.

Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. Liverpool and Manchester Geological Journal, 2, 503-567.

Warr, L.N. and Rice, A.H.N., 1994. Interlabrator standartization and calibration of cla mineral crystallinit and crystallite size data. Journal of Metamorphic Geology 12, 141-152.

Weber, K., 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low - grade metamorphic slates. Tectonophsics, 78, 291-306.

White, S.H., Huggett, J.M. and Shaw, H.F., 1985. Electron-optical studies of phllosilicate intergrowths in sedimentar and metamorphic rocks. Mineralogical Magazine, 49, 413-423.

Yalçın, H. ve Bozkaa, Ö., 1997. Kangal-Alacahan Yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kaaçlarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 1-16.

Yılmaz, A., Bedi, İ, Uysal, Ş., Yusufoğlu, H. ve Aydın, N., 1993. Doğu Toroslar'da Uzunala ile Beritdağı arasının jeolojik yapısı. Türkiye Petrol Jeologları Bülteni, 5, 69-87.

Yoshida, S., 1969. Structural analysis of the Paleozoic system in northeastern Tamba mountainous district, with special reference to folds and cleavage. Japanese Journal of Geology and Geography 40, 25-40.

Zen, E-AN. and Albee, A.L., 1964. Coexistant muscovite and paragonite in pelitic schists. American Mineralogist, 49, 904-925.

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

DERELİ-ŞEBİNKARAHİSAR (GİRESUN GÜNEYİ) ARASINDA YÜZEYLENEN DOĞU PONTİD PLÜTONİZMASI PETROJENEZİNDE MAGMA KARIŞIMI, FRAKSİYONEL KRİSTALLEŞME, KABUKSAL KİRLENME VE KISMİ ERİME SÜREÇLERİ

Sabah YILMAZ ve Durmuş BOZTUĞ
C. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: *Doğu Pontidlerin orta kesimlerinin çoğunlukla kuzey zonunda, Dereli-Şebinkarahisar (G Giresun) arasında yüzeylenen Üst Kretase-Eosen yaş aralığında yerleşmiş olan plütonik kayaçlar üç farklı plütonik faz olarak tanımlanmıştır. Bunlar Tamdere kuvars mozoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzogranitinden oluşan I. faz (Üst Kretase); Şebinkarahisar kuvars siyeniti ve Gökçebel siyenitinden oluşan II. faz (Paleosen) ile Yücedere diyorit/gabrosundan oluşan III. faz (Eosen) olarak haritalanmıştır. Bu fazların, aynı zamanda, tüm Doğu Pontid plütonizması için de geçerli olabileceği önerilmektedir.*

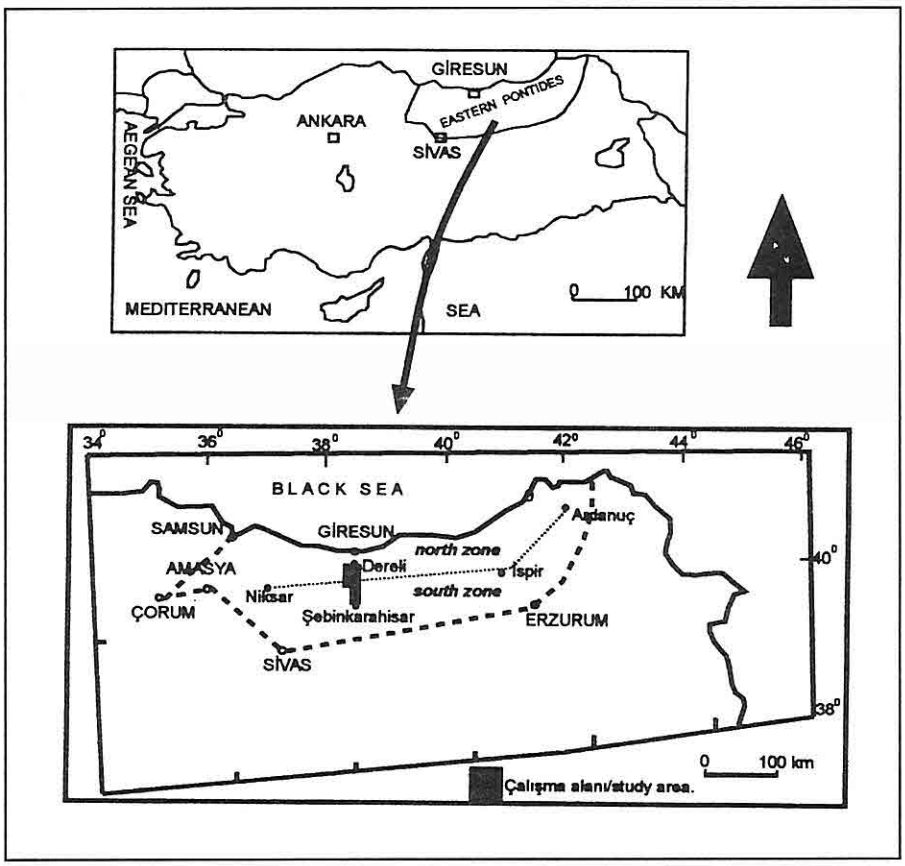
Bu plütonik fazlar üzerinde yürütülen arazi, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda elde edilen veriler, çeşitli fazlara ait magmaların, farklı kaynak malzemelerin farklı jeodinamik ortamlarda ve farklı kısmi erime koşulları altında meydana geldiklerini göstermiştir. Diğer taraftan, bu magma kaynaklarının katılaşmaları sırasında ilksel bileşimlerini değiştiren magma mingling/mixing, fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenme gibi süreçlerin etkin olduğu da belirlenmiştir. Yay magmatizması ürünü olan I. plütonik fazın magması, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen (mingling) ve homojen karışımı (mixing) sonucu meydana gelen hibrid bir magma karakterinde olup, fraksiyonel kristalleşme süreci ile haritalanabilir üç alt kayaç birimi (Tamdere kuvars monzoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzograniti) oluşturmuştur. Çarpışma sonrası alkali magma karakteri göstermesinden dolayı tüketilmemiş üst manto malzemesinin kısmen yüksek basınç (>10 Kbar) ve düşük dereceli kısmi erime (<% 20) koşulları altında erimeye uğraması sonucu meydana gelebileceği düşünülen II. faz magmasının katılaşması sırasında çevre kayaçlarında yaygın bir metasomatik alterasyon zonu gelişmiştir. Çarpışma sonrası toleyitik mafik magma özelliğinden dolayı üst manto malzemesinin kısmen yüksek dereceli (>%20) kısmi erime koşulları altında meydana gelebileceği önerilen III. faz magmasının ise %5-10 arasında bir kabuksal kirlenmeye uğramış olduğu belirlenmiştir.

MAGMA MINGLING/MIXING, FRACTIONAL CRYSTALLISATION, CRUSTAL ASSIMILATION AND PARTIAL MELTING PROCESSES ON THE PETROGENESIS OF THE EASTERN PONTIDE PLUTONISM, DERELI - ŞEBINKARAHISAR (GIRESUN) REGION, NE TURKEY

ABSTRACT: *Plutonic rock units of Upper Cretaceous-Eocene in age, outcropped between Dereli and Şebinkarahisar towns of Giresun city located mainly in the outer zone of the central parts of the Eastern Pontides, have been identified as three different plutonic phases. These are as follow: First plutonic phase consisting of Tamdere quartz monzonite, Sürmen granodiorite and Aksu biotite monzogranite (Upper Cretaceous); second plutonic phase comprising of Şebinkarahisar quartz syenite and Gökçebel syenite (Paleocene); and third plutonic phase composed solely of Yücedere diorite/gabbro (Eocene). These plutonic phases are suggested to be valid for the igneous geology of not only the Giresun area but also for the entirely Eastern Pontides. Field, mineralogical - petrographical and geochemical data on these plutonic phases have concluded that the magmas of different phases have been generated by different partial melting of different sources in different geodynamics. On the other hand, these data have also shown some solidification processes such as magma mingling/mixing, fractional crystallisation and crustal assimilation which have modified the primary compositions of the magmas. The magma of first plutonic phase, representing the characteristics of hybrid and arc related magmatism, has been derived from the mingling/mixing of co-eval felsic and mafic magmas. Solidification of this magma has yielded three mapable subunits by fractional crystallisation. The magma of second phase is thought to be derived from the enriched upper mantle by the partial melting under the conditions of relatively high P (>10 Kbar) and low degree partial melting (< 20%) due to its post-collisional alkaline magma character. It has also developed an intensive metasomatism in the wall-rocks. The magma of third phase is suggested to be sourced from the high degree (> 20%) partial melting of the upper mantle rocks because of having been post-collisional tholeiitic mafic magma character. It has also been contaminated with a degree of 5-10 % by the assimilation of crustal rocks during the ascending and solidification of the magma.*

1. GİRİŞ

Doğu Karadeniz bölgesinde Giresun ili güneyinde Dereli-Şebinkarahisar ilçeleri arasında yer alan çalışma alanı Anadolu'nun önemli tektonik birliklerinden birisi olan Pontidlerin (Ketin, 1966) hem kuzey hem de güney zonunda (Gedikoğlu ve diğ., 1979) konumlanmaktadır (Şekil 1). 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasının



Şekil 1. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası (Gedikoğlu ve diğ., 1979'a dayandırılmıştır).

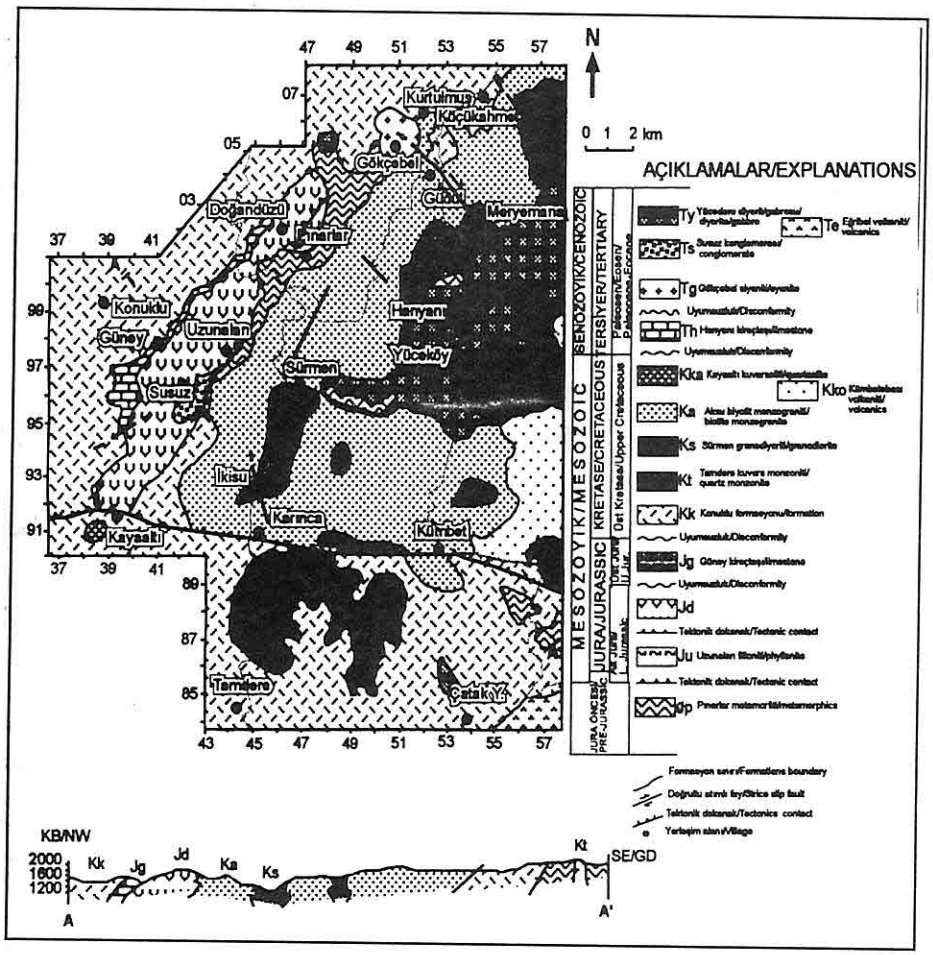
(Bingöl, 1989), Dereli-Şebinkarahisar arası kesiminde, sadece bir birim halinde ve "granitoyid" olarak tanımlanmış olan plütonik kayaçların farklı jeolojik yaş ve magma kaynaklarına sahip olup olamayacaklarını araştıran bir akademik çalışmada (Yılmaz, 1995); ilgili plütonik kayaçların farklı zamanlarda, farklı magma kaynaklarından beslenen üç ayrı faz halinde yerleşmiş oldukları belirlenmiştir (Yılmaz ve Boztuğ 1996).

Bu çalışmanın konusu, çalışma alanındaki üç ayrı plütonik fazın katılaşması sırasında etkin olan ve magma kaynaklarının ilksel bileşimlerini değiştiren süreçlerin arazi, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal kanıtlarını ortaya koymaktır. Örneğin, I. plütonik fazda magma mingling/mixing ve fraksiyonel kristalleşme; II. plütonik fazda magma mingling/mixing, kabuksal kirlenme ve III. Plütonik fazda ise

kabuksal kirlenme süreçleri daha etkin olmuştur. Diğer taraftan, bu plütonik fazlardan I. fazın magmasında kabuksal köken hakim iken, diğerlerinde ise manto kökenin hakim olduğu da saptanmıştır (Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996). Bilindiği gibi, kabuksal kökenin etkin olduğu granitik bileşimli magmaların kısmi erime tipi ve derecesi hakkında modelleme çalışmaları son derece kompleks olup, ileri düzeyde jeokimyasal veriler (örneğin, izotop jeokimyası, mineral kimyası, ilksel kıtasal kabuğu karakterize eden kayaçların belirlenmesi) gerekmektedir (Bussell, 1988; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Albaréde, 1996). Oysa, üst manto peridotitlerinin daha etkin olduğu magma kaynaklarının oluşumunda etkin olan kısmi erime tipinin (yığın/denge erimesi, batch melting; fraksiyonel erime, fractional/Rayleigh melting; Wood ve Fraser, 1976; Cox ve diğ., 1984; Wilson, 1989; Albaréde, 1996) ve derecesinin belirlenmesinde ise bazı ana petrokimyasal karakteristiklerin örneğin alkalinite, toleyitik bileşim, REE fraksiyonlanması, vb. özelliklerin (Wilson, 1989; Pitcher, 1993; Rollinson, 1993) bilinmesi yeterli olabilmektedir. Bu nedenle, inceleme alanındaki plütonik fazlardan manto katkısının daha fazla olduğu II. ve III. fazların magma kaynaklarının oluşumunda etkin olan kısmi erime süreçlerine de yaklaşımda bulunulmuştur.

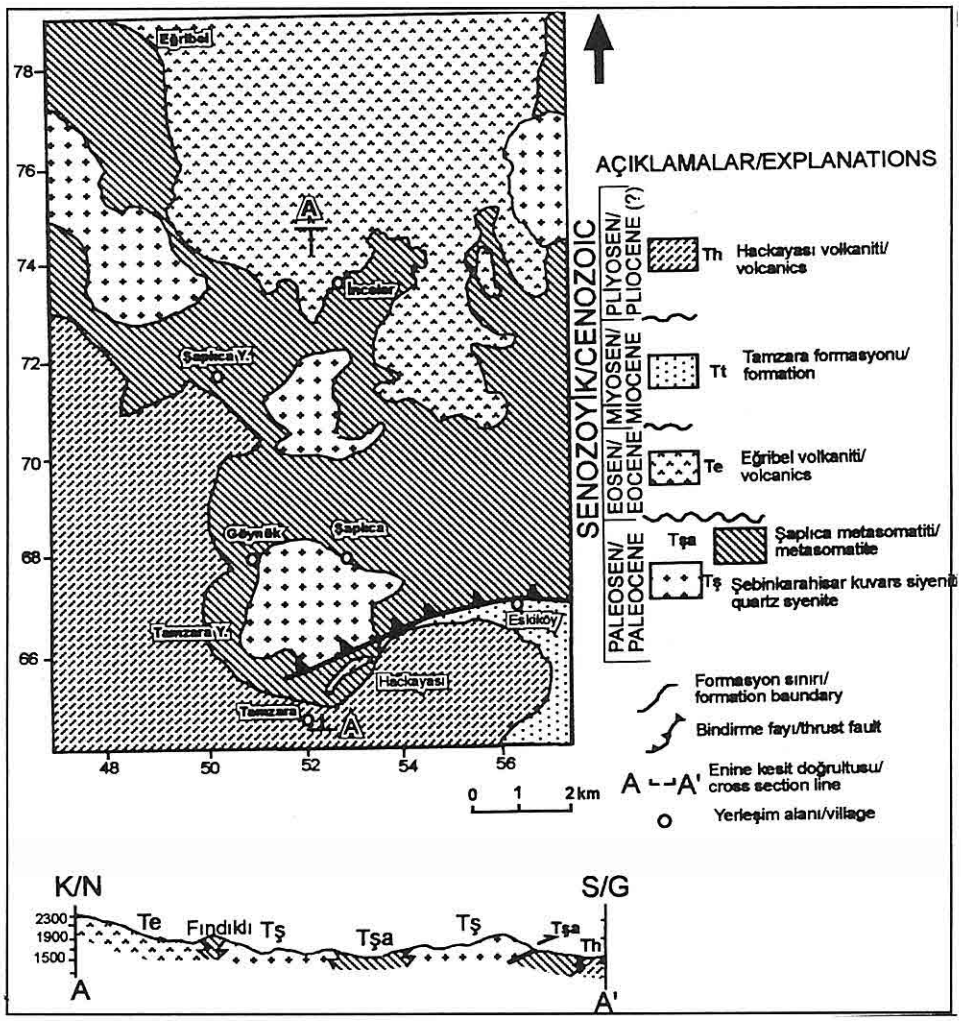
2. JEOLOJİK KONUM

Plütonik kayaçların yaygın olarak yüzeylendiği Dereli-Şebinkarahisar arasındaki bölgede, bu kayaçlardan başka, sınırlı alanda yüzeyleyen metamorfik, volkanik ve sedimanter kayaçların varlığı da saptanmıştır (Şekil 2). Dereli bölgesinin en yaşlı birimlerini oluşturan Jura öncesi yaşlı Pınarlar metamorfiti, Doğu Pontidlerde hemen hemen tek çıkma olarak bilinen Pulur metamorfitlerinin yanısıra kıtasal kabuk malzemesini karakterize etmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996). Jura yaşlı birimler ise volkano-sedimanter karakterli Doğandüzü formasyonu (Alt Jura) ve kireçtaşı litolojisindeki Güney kireçtaşından (Üst Jura) oluşmaktadır. Bölgenin en genş yayılıma sahip birimi olan Üst Kretase yaşlı Konuklu formasyonu çoğunlukla volkanik olmak üzere yer yer de volkano - sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Çalışma alanındaki plütonik birimler ise daha önce de belirtildiği gibi üç ayrı faz halinde haritalanmıştır. Bunlardan I. faz, Üst Kretase yaşlı olup; kendi arasında Tamdere kuvars monzoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzograniti olmak üzere haritalanabilir üç alt birime ayrılmaktadır. Başlıca siyenit ve kuvars siyenit bileşimli kayaçlardan oluşan Paleosen yaşlı II. plütonik faz, inceleme alanının kuzeyinde Gökçebel siyeniti ve güneyinde ise Şebinkarahisar kuvars siyeniti olarak haritalanan iki ayrı plütondan meydana gelmektedir. Eosen yaşlı III. plütonik faz ise gabro/diyorit bileşimli kayaçlardan oluşan Yücedere diyorit/gabrosu olarak tanımlanmıştır. I.



Şekil 2. Dereli Güneyinin Jeoloji Haritası (Yılmaz, 1995'den basitleştirlmiştir).

plütonik fazı oluşturan alt birimler, Konuklu volkanitini ve Pınarlar metamorfitini sıcak dokanakla kesmekte ve arazide birbirleriyle tedrici sınır ilişkisi göstermektedir. Ayrıca Şebinkarahisar bölgesinde yüzeylenen II. plütonik faza ait olan Şebinkarahisar kuvars siyenitinin Konuklu volkaniti kayaçlarını sıcak dokanakla kesmesi sonucu bu birimde yaygın bir alterasyon zonu meydana getirmiştir ve bu alterasyon zonu Şaplıca metasomatiti olarak ayrı bir birim şeklinde haritalanmıştır (Şekil 3). Çalışma alanının önemli yapısal jeolojik elementleri, başlıca KD-GB ve KB-GD gidişli doğrultu atımlı faylar ile D-B gidişli bindirme fayından oluşmakta ve Neojen sonrasında dahi etkin olan K-G yönlü sıkışma rejimi altında meydana geldikleri ifade edilmektedir. Ayrıca, plütonik birimlerin tamamından elde



Şekil 3. Şebinkarahisar Kuzeyinin Jeoloji Haritası (Yılmaz, 1995'den basitleştirilmiştir).

edilen çatlak sistemlerinin de fayları oluşturan tektonik rejim ile ilişkili olarak meydana gelmiş oldukları belirtilmektedir (Yılmaz, 1995).

3. DOĞU PONTİDLERDEKİ PLÜTONİK FAZLAR

Doğu Pontid magmatizmasının en karakteristik ürünü olan Kaçkar batolitinde Ardeşen (Rize) - İspir (Erzurum) arasında K-G yönlü bir jeotravers boyunca, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Granitoyid Petrojenezi Ekibi ve MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü elemanlarınca yürütülmekte olan

magmatik petrojenez çalışmasının sonuçlarına göre, Kaçkar batolitinin beş farklı magmatik getirimle oluştuğu belirlenmiştir. Bu magmatik getirimlerin yay magmatizması, çarpışmayla eş zamanlı lökokratik magmatizma, çarpışma sonrası kalk-alkali hibrid magmatizma, çarpışma sonrası alkali magmatizma ve çarpışma sonrası mafik-toleyitik magmatizma ürünü oldukları ileri sürülmektedir. Bu nedenle, Doğu Pontidlerin Dereli-Şebinkarahisar (Giresun güneyi) arası kesiminde tanımlanan I., II. ve III. plütonik fazların sadece bu bölge için değil, aynı zamanda, tüm Doğu Pontidler için geçerli olabileceği düşünülmektedir. Bu plütonik fazlardan I. faz, kendi arasında fraksiyonel kristalleşme süreci ile üç alt birime ayrılabilen (Tamdere kuvars monzoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzograniti) kalk-alkalin, I-tipi ve yay magmatizmasının ürünü olan bir magmatik fazı karakterize etmektedir. II. plütonik faz, çarpışma sonrası alkali magmatizma; III. plütonik fazın ise çarpışma sonrası mafik-toleyitik magmatizma ürünü olduğu belirtilmektedir (Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996). Bu plütonik fazların jeolojik konumu, mineralojik-petrografik özellikleri, tümkayaç jeokimyası ve petrojenezi konularındaki ayrıntılı bilgiler Yılmaz ve Boztuğ (1996) tarafından verilmiştir. Bu nedenle, Dereli - Şebinkarahisar arasında yüzeyleyen bu plütonik fazlara ait ayrıntılı mineralojik-petrografik tanımlamalar ile tümkayaç ana ve eser element jeokimyası verileri burada tekrar edilmeyecek olup, bu konuda gerekli bilginin Yılmaz ve Boztuğ (1996)'de bulunduğu belirtilerek yetinilecektir.

4. KATILAŞMA SIRASINDA MAGMALARIN İLKSEL BİLEŞİMLERİNİ DEĞİŞTİREN SÜREÇLER

Dereli - Şebinkarahisar arasındaki plütonik fazlarda yapılan arazi, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucu elde edilen veriler, bunların katılaşmaları sırasında, magma kaynaklarının ilksel bileşimlerini değiştiren bazı süreçlerin varlığını ortaya koymuştur. Bu süreçler başlıca magma karışması (magma mingling/magma mixing), fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenme süreçleridir. Diğer taraftan, daha önce de belirtildiği gibi, manto kökenin hakim olduğu II. ve III. plütonik fazların magma kaynaklarının oluşumu sırasındaki kısmi erime koşullarına da yaklaşımda bulunulacaktır.

Magma Karışması (Magma Mingling/Mixing)

Son yıllarda kalk-alkali ve hibrid bileşimli magma kaynaklarının oluşturduğu devasa batolitlerde örneğin Sierra Nevada batoliti, Trans-Himalaya batoliti; Didier ve Barbarin, 1991) yürütülen çalışmalarda, hibrid magma kaynaklarının oluşumunda felsik ve mafik bileşimli ancak eşyaşlı (coeval) magmaların karışmasının önemli olduğu görülmüştür. Bu konudaki en güncel ve kapsamlı çalışmalar Didier ve Barbarin

(1991) tarafından verilmiştir. Diğer taraftan, bu alandaki Türkçe yerbilimleri literatüründeki boşluğu kısmen de olsa gidermek için Yılmaz ve Boztuğ (1994) tarafından gerçekleştirilen ve ülkemizden de örneklerin sunulduğu derleme çalışması da okuyucuya önerilmektedir. Eşyaşlı felsik ve mafik magmaların ilk oluşum ortamlarında, yani kabuğun derin kesimlerinde ve/veya üst mantoda, diyapirik olarak yükselmeye başladıkları anda her iki magma kaynağı da viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olduğundan homojen bir karışım meydana gelir ki bu olaya magma mixing denilmektedir (Fernandez ve Barbarin, 1991). Bu süreç, ancak sadece mikroskop altında gözlenebilen bazı özel dokular (Hibbard, 1991) ve eser element/eser element variogramlarındaki hiperbolik trendler (Cox ve diğ., 1984; Albarède, 1996) yardımıyla tanınabilmektedir. Diğer taraftan, magmalar sığ derinliklere yükseldiğinde, bunlardan özellikle mafik magmanın visko-plastik, felsik magmanın ise Newtonian davranış aşamasında olması durumunda heterojen bir karışım meydana gelmekte ve bu tür karışıma ise magma mingling denilmektedir. Bu süreç ise, felsik ana kayaçlar içerisinde mafik magma damlacıklarını/ kabarcıklarını karakterize edecek şekilde korunmuş cm-dm boyutlarında ve genel olarak yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavların (MME) varlığıyla arazi çalışmalarının daha başlangıcında bile tanınabilmektedir (Didier ve Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994; Ekici ve Boztuğ, 1997).

Çalışma alanındaki plütonik fazlardan I.ve II. fazlara ait birimlerde yaygın olarak gözlenen MME oluşumları (Resim 1), bu fazların magma kaynaklarının oluşumunda etkin olan eşyaşlı mafik ve felsik magma karışımının sığ derinliklerdeki heterojen evresinin, yani magma mingling evresinin kanıtları olarak değerlendirilmektedir. Çalışma alanındaki plütonik fazlardan I. ve II. fazlara ait birimlerin kayaç örneklerinde gözlenen bazı özel mikroskopik dokular (Hibbard, 1991, 1995) ve eser element/eser element variogramlarındaki hiperbolik trendler (Cox ve diğ., 1984; Albarède, 1996) ise eşyaşlı mafik ve felsik magmaların oldukça derinliklerde homojen bir şekilde karışmalarını (magma mixing) yansıtan kanıtlar olarak değerlendirilmektedir. Bu özel dokular plajiyoklazların büyümesi sırasında etkin olan erime/çözünme olaylarına bağlı olarak gelişen hücremsi-süngerimsi doku (Resim 2a, DŞ-13), plajiyoklaz mineralleri içerisindeki çivi başlarına (spike zones) benzer yamalar (Resim 2b, DŞ-48), poikilitik plajiyoklaz içerisindeki klinopiroksen kapanımlarının dizilimi (Resim 3a,b, DŞ-392), poikilitik K-feldispat mineralleri (Resim 4a, DŞ-36), antirapakivi dokusu (Resim 4b, DŞ-69) ve iri plajiyoklaz minerali içerisindeki küçük plajiyoklaz lataları (Resim 5a, DŞ-37), bıçağımsı biyotit (Resim 5b, DŞ-29) oluşumlarıdır.

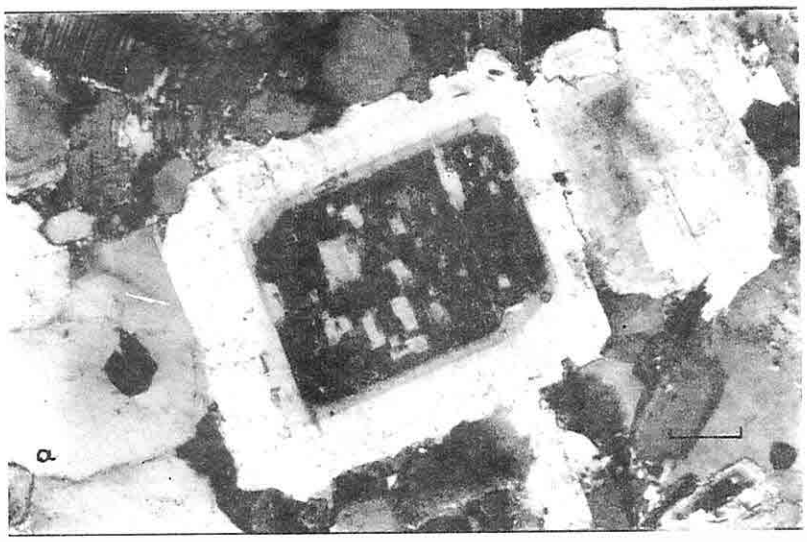
Magma mixing olayını gösteren diğer bir veri ise, eser element / eser

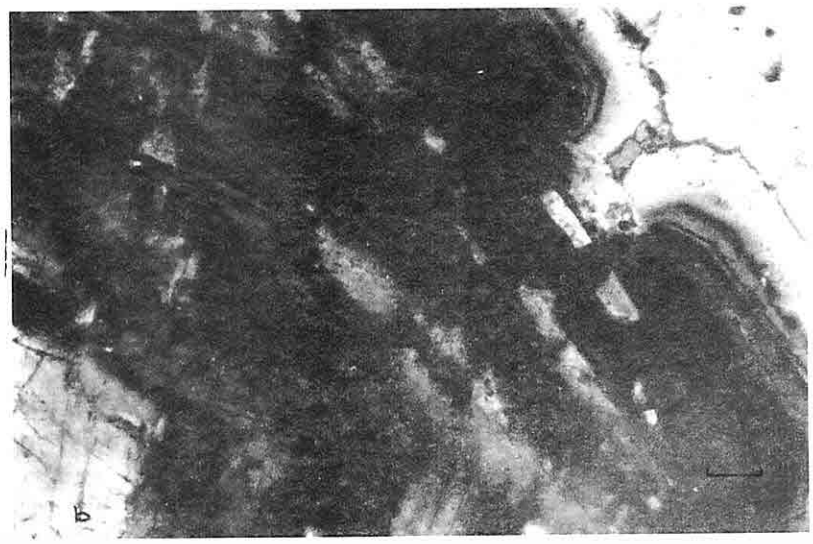
Resim 1. Tamdere kuvars monzoniti içerisindeki mafik magmatik enklavların (MME) genel görünümü.

element oranlarının kullanıldığı değişim diyagramlarıdır. Bu diyagramlarda çizgisel bir gidişten ziyade hiperbolik bir trend gözlendiğinde magma mixing olayının kanıtı olarak değerlendirilmektedir (Cox ve diğ., 1984; Alberéde, 1996). Çalışma alanındaki birimlerin bu tür değişim diyagramlarındaki dağılım desenlerine bakıldığında, I. plütonik fazın, II. faza (Şekil 4) göre daha az belirgin olan hiperbolik trendler sergilediği gözlenmektedir (ilgili jeokimyasal veriler için bkz. Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Çizelge. 2-6). Diğer taraftan, I. plütonik fazın oluşumunda etkin olan fraksiyonel kristalleşme sürecinin, bu diyagramlardaki hiperbolik trendleri bozduğuna inanılmaktadır. Çünkü, bu diyagramlarda kullanılan elementlerden bazıları aksesuvar minerallerin (örneğin, Ce ve Y elementleri allanit, apatit minerallerinin), bazıları fraksiyonlanmanın ilk evrelerinde oluşan minerallerin (örneğin, Nb ve Y elementleri piroksen ve amfibol minerallerinin), diğer bazıları ise fraksiyonlanmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin (örneğin, Rb, Ba ve Sr elementleri ise feldispatlar ve biyotit minerallerinin) bünyesine girerek magmadan itibaren tüketilmektedir.

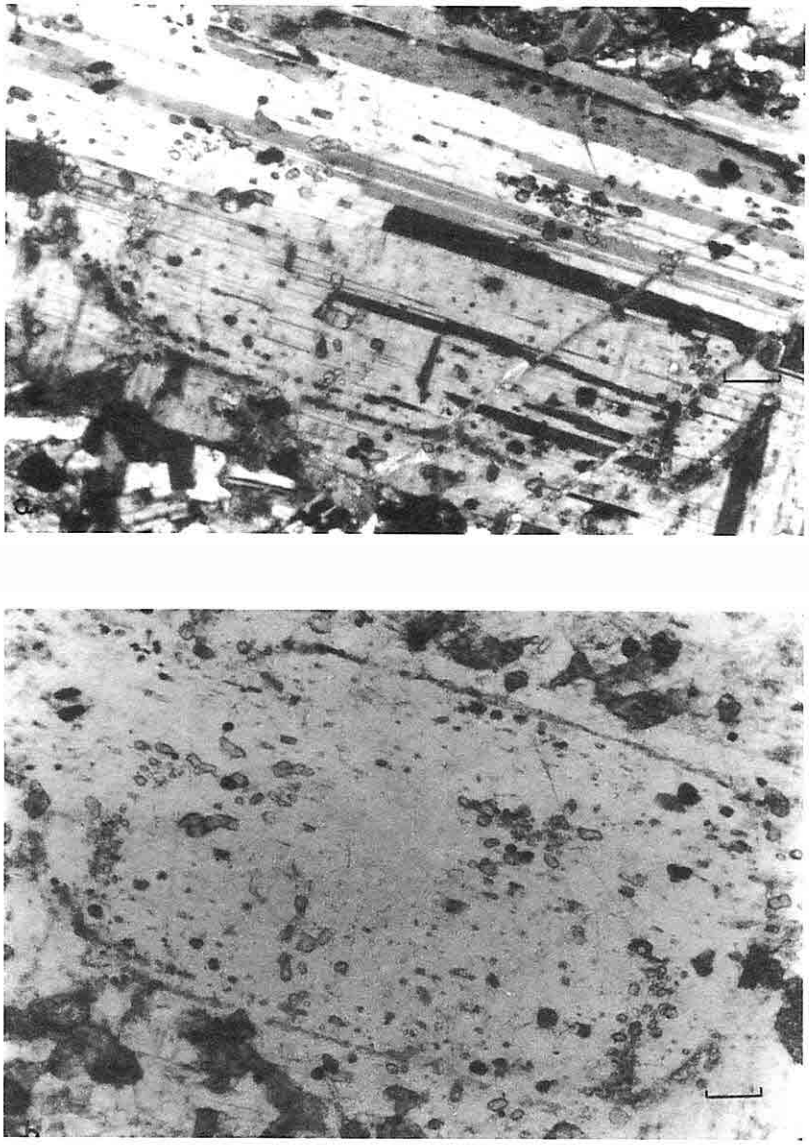
Fraksiyonel Kristalleşme

Arazi çalışmalarının henüz başlangıcında I. plütonik fazı oluşturan birimlerin, birbirleriyle daima tedrici geçiş göstermeleri fraksiyonel kristalleşme sürecinin bir yansıması olarak değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmenin ışığında, I. plütonik fazı oluşturan Tamdere kuvars monzoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzograniti birimlerinde gerçekleştirilen mineralojik - petrografik

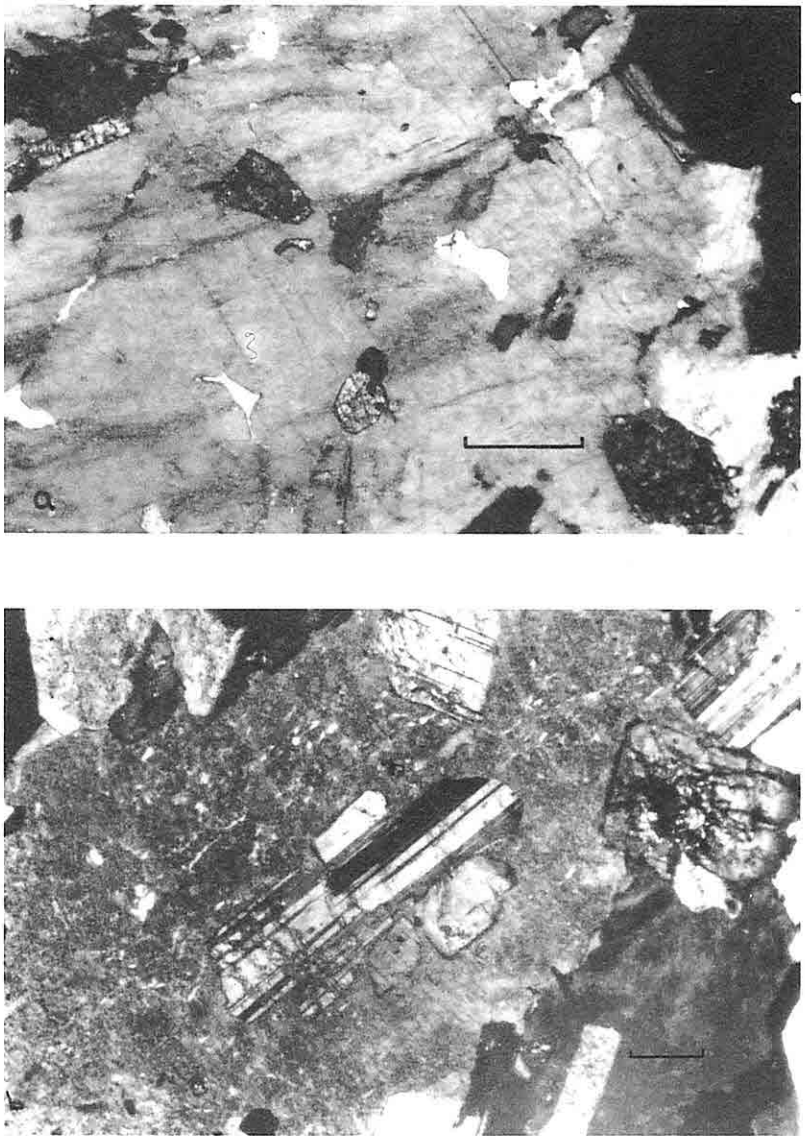




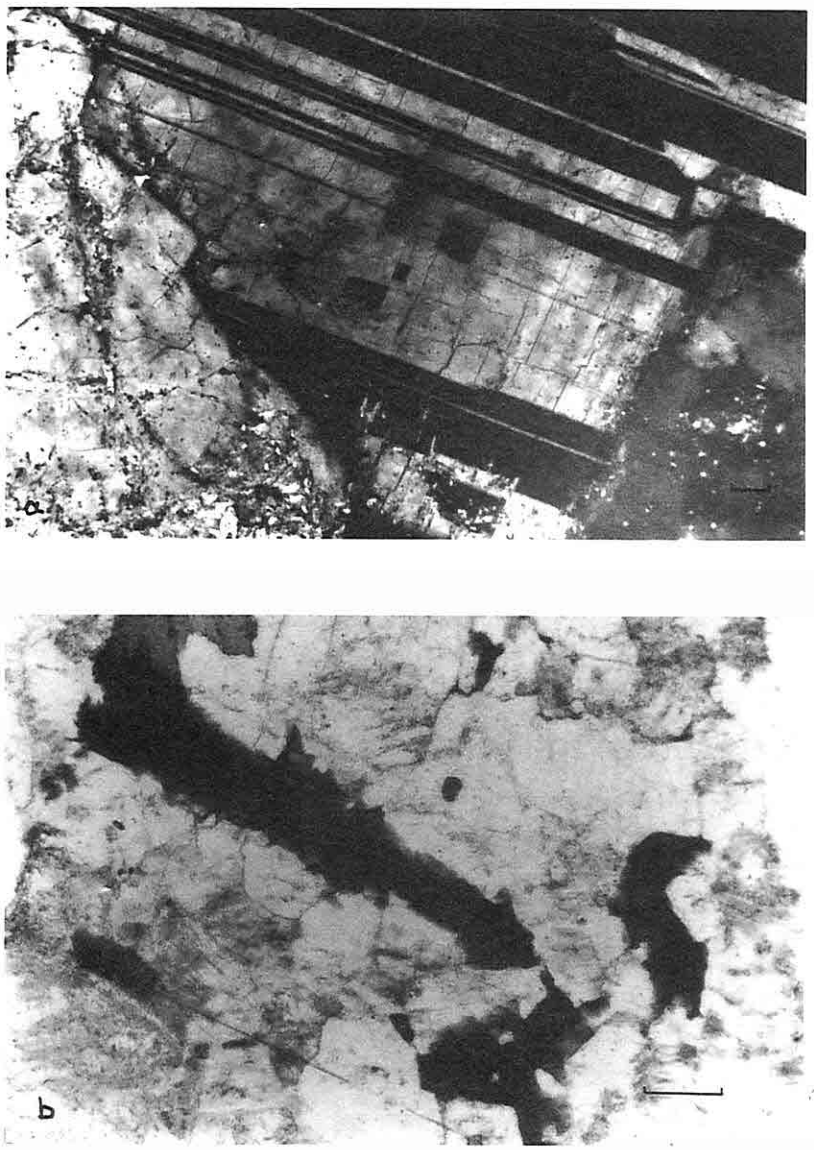
Resim 2a. Süngerimsi hücreli plajiyoklaz mineralinin genel görünümü (DŞ-13 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.3 mm), **b.** İri plajiyoklaz minerali içerisinde çivi başlarına benzer yamaların genel görünümü (DŞ-48 no'lu örnek, çift nikol, çizgisel ölçek 0.2 mm).



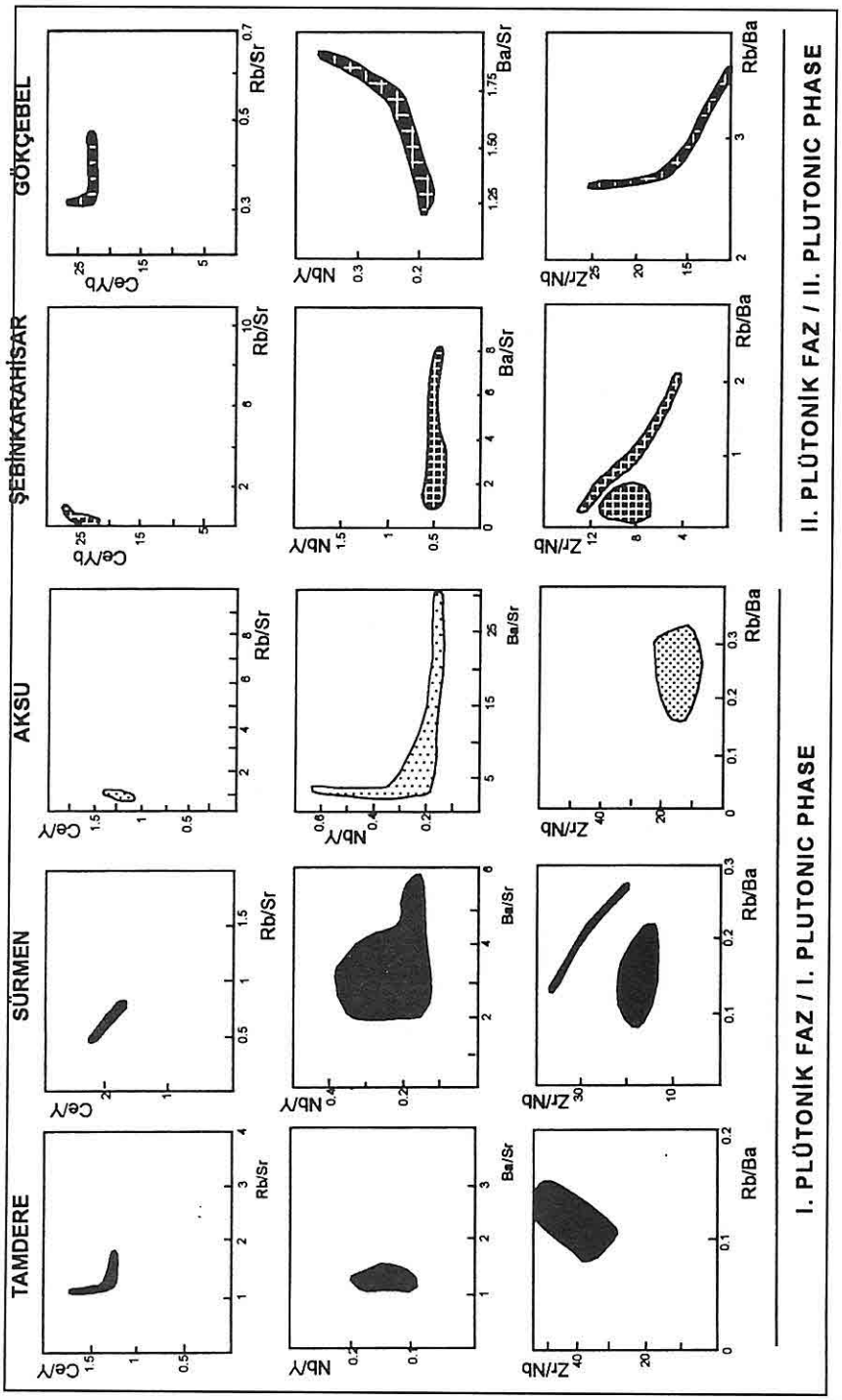
Resim 3. Plajiyoklaz minerali içersinde klinopiroksen kapanımlarının dizilimi (DŞ-392 no'lu kayaç örneği, a. çift nikol, b. tek nikol, çizgisel ölçek 0.175 mm.



Resim 4a. Poikilitik doku gösteren K-feldispat minerallerinin genel görünümü (DŞ-177/1 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.225 mm), **b.** Antirapakivi dokusunun genel görünümü (DŞ-69 no'lu kayaç örneği, çift nikol, 0.25 mm).



Resim 5 a. İri Plajiyoklaz Minerali İçerisinde Lata Biçimli Küçük Plajiyoklaz Minerallerinin Bulunması (DŞ-37 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.14 mm). **b.** Bıçağımsı biyotit mineralinin genel görünümü (DŞ-29 no'lu kayaç örneği, tek nikol, çizgisel ölçek 0.275 mm).



Şekil 4 a. I. plütonik fazı oluşturan birimler (Tamdere kuvars monzoniti, Sürmen granodiyoriti ve Aksu biyotit monzograniti) ile **b. II.** plütonik fazı oluşturan birimlerin (Şebinkarahisar kuvars siyeniti ve Gökçebel siyeniti) eser element/eser element diyagramındaki (Albarède, 1996) konumları.

ve tümkayaç jeokimyası çalışmaları bu birimlerin oluşumunda etkin olan fraksiyonel kristalleşme sürecinin varlığını analitik olarak da desteklemektedir. Örneğin, hibrid bir magma kaynağının ilk katılaşma ürünü olan Tamdere kuvars monzoniti mafik mineralleri hb + cpx + bi topluluğundan; ikinci katılaıma ürünü olan Sürmen granodiyoritinde hb + bi + cpx topluluğundan ve katılaşmanın en son ürünü olan Aksu biyotit monzogranitinde ise, birimin adlandırılmasında dahi bir ön ek olarak kullanılabilecek yaygınlıkta sadece biyotit mineralinden oluşmaktadır. Jeokimyasal çalışmalarda ise, fraksiyonel kristalleşme sürecinin en iyi bir şekilde test edilebildiği K/Rb-Rb değişim (Jakes ve White, 1970, 1972; Mc Charty ve Hasty, 1976) diyagramında (Şekil 5); Zr-SiO_2 ve Nb-Zr değişim (Wilson, 1989) diyagramlarında (Şekil 6) ve REE verilerinin Chondrit'e (Evensen ve diğ., 1978) göre normalleştirilmiş dağılım desenlerinde (Şekil 7) Tamdere kuvars monzonitinden Sürmen granodiyoritine ve nihayet Aksu biyotit monzogranitine doğru bir fraksiyonlanmanın kanıtları gözlenmektedir. Böylece, gerek arazide tedrici geçişli sınırların varlığı, gerekse mafik mineral topluluğu ile desteklenen fraksiyonel kristalleşme süreci, jeokimyasal verilerle de kanıtlanmaktadır.

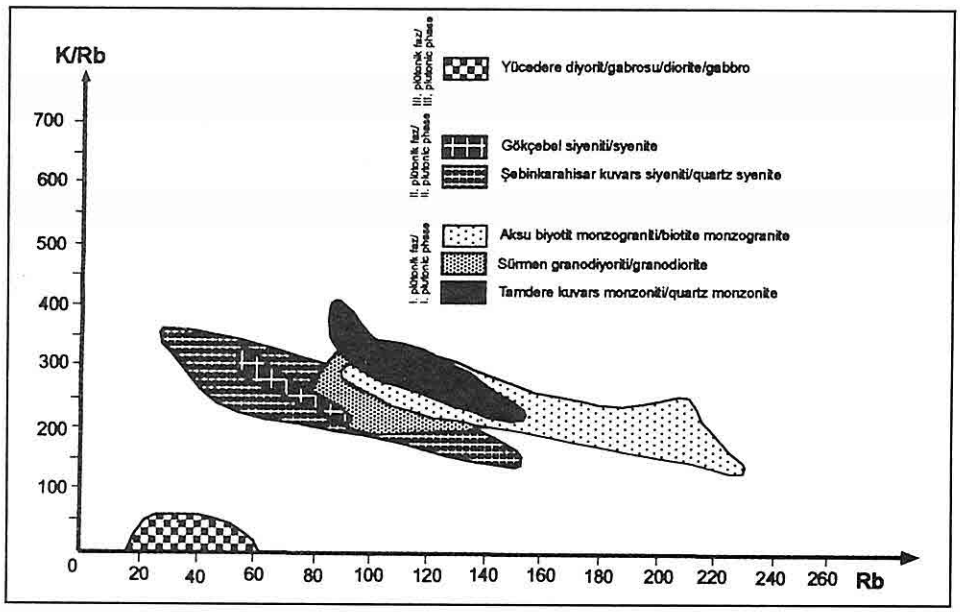
Kabuksal Kirlenme

Kabuksal kirlenme süreci, doğal olarak, çalışma alanındaki plütonik fazlardan, magma kaynaklarında üst manto malzemesinin etkin olduğu II. ve III. plütonik fazlarda gözlenmektedir. Bu kirlenme süreci, manto kökenli magmaların yükselmesi sırasında, kabuksal kökenli yan kayaçları asimile etmeleri ve böylece ilksel bileşimlerini değiştirmeleri şeklinde gerçekleşmekte ve başlıca iz element diyagramlarıyla Sr-Nd-Pb izotopları sistematiğinde belirgin olarak izlenebilmektedir (Wilson, 1989; Cox ve diğ 1984; Albarède, 1996).

Chondrit'e (Evensen ve diğ 1978) göre normalleştirilmiş REE dağılım diyagramında yataya yakın bir trend vererek tipik üst manto malzemesi karakteri sunan III. plütonik faz (Şekil 8a), ORG'ye (Pearce ve diğ., 1984) göre normalleştirilmiş eser element dağılım diyagramında ise Rb ve Th elementlerindeki zenginleşme ile kabuksal kirlenmenin kanıtlarını sunmaktadır (Şekil 8b). Diğer taraftan, alkali özellikte olmasından dolayı üst manto kökenli kaynak kayaçların kısmi erimesinden türeyen II. plütonik faz ise, Y/Nb - Yb/Nb eser element dağılım diyagramında kabuksal kirlenmenin kanıtlarını sunmaktadır (Şekil 9).

Kısmi Erime

Kısmi erime ve anateksi terimleri, herhangi bir katı içerisinde, katının bütününden daha az oranlarda eriyik üretmeye neden olan süreçleri tanımlamak için kullanılmaktadır. Daha önce de belirtildiği gibi, üst manto kökenli kaynak malzemelerin kısmi erimesinden türeyen magmaların erime

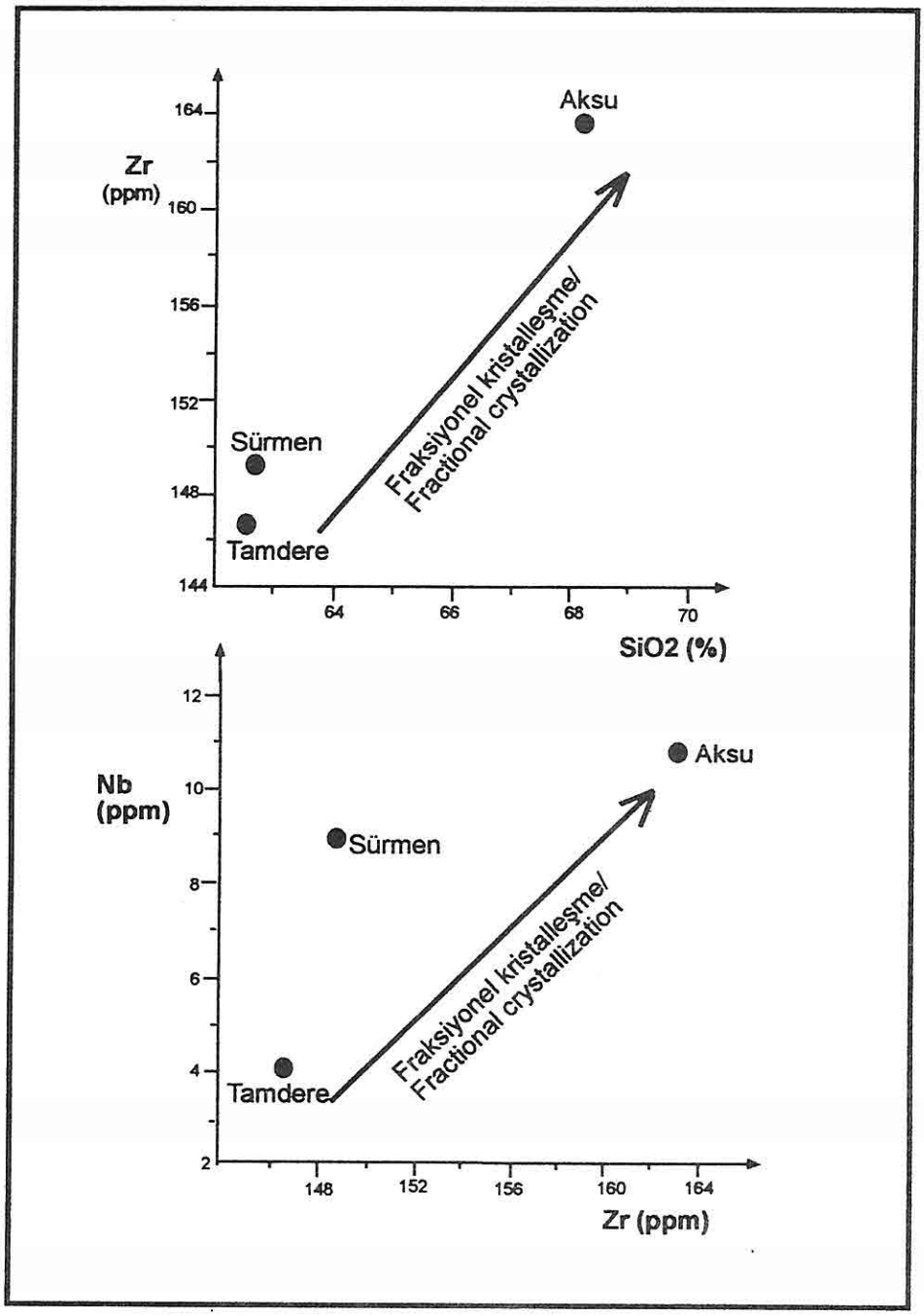


Şekil 5. Plütonik Fazların K/Rb - Rb Değişim Diyagramındaki Konumu.

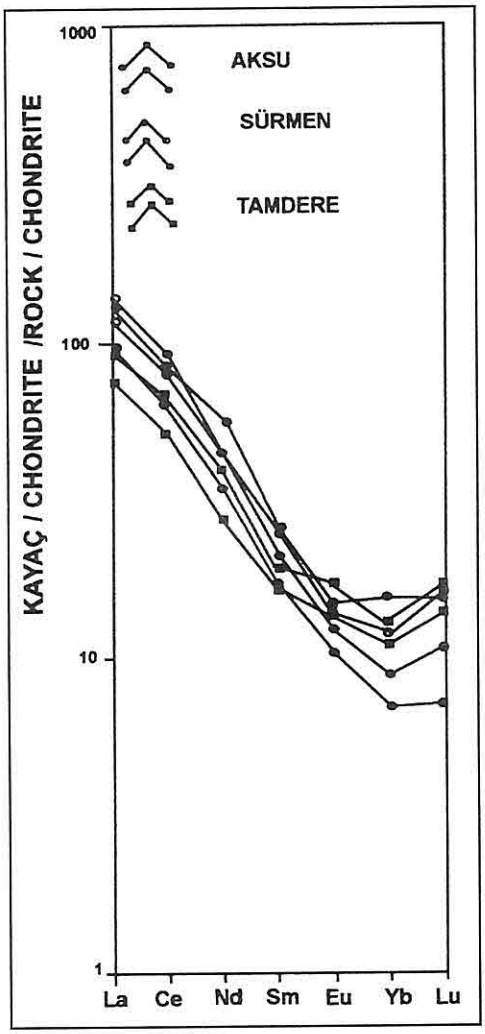
tipi ve derecelerine yaklaşımda bulunmak, kabuk kökenli malzemelerden türemiş magmatik sıvılarınkinden daha kolaydır. İnceleme alanındaki plütonik fazlardan II. ve III. plütonik fazların magma kaynaklarının üst mantodan türemiş oldukları bilinmektedir. Bunlardan özellikle II. plütonik fazın alkali bileşimde olmasından dolayı, Wilson (1989, s.69) tarafından verilen ölçütlere göre; bu fazın magmasının, zenginleşmiş üst manto lerzolitlerinin 10 Kb'dan daha yüksek basınç koşullarında ve % 20'den daha az olan bir kısmi erime derecesi ile meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Düşük K'lu toleyitik bileşimli mafik kayaçlardan oluşan III. plütonik faz magmasının ise, yine aynı araştırıcı tarafından verilen değerlendirmelerin ışığında, % 20'den fazla bir kısmi erime derecesi ile meydana gelmiş olabileceği ileri sürülmektedir. Diğer taraftan, manto kökenli kaynak kayaçların ortalama yoğunlukları 3.0 ve daha yüksek olduğundan dolayı, bu kayaçlardan itibaren, kısmi erimeye uğrar uğramaz meydana gelen magmatik sıvıların belirgin yoğunluk farkından dolayı kalıntı katıdan hemen ayrılarak diyapirik olarak yükselmesi şeklinde gelişen bir kısmi erime türü olan Rayleigh/fraksiyonel erimesi ile (Wood ve Fraser, 1976; Cox ve diğ., 1984; Wilson, 1989; Albaréde, 1996) meydana gelmiş olabilecekleri de düşünülmektedir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Çalışma alanında yüzeylenen



Şekil 6. I. Plütonik Fazın Zr-SiO_2 ve Nb-Zr Değişim Diyagramlarındaki Konumu.

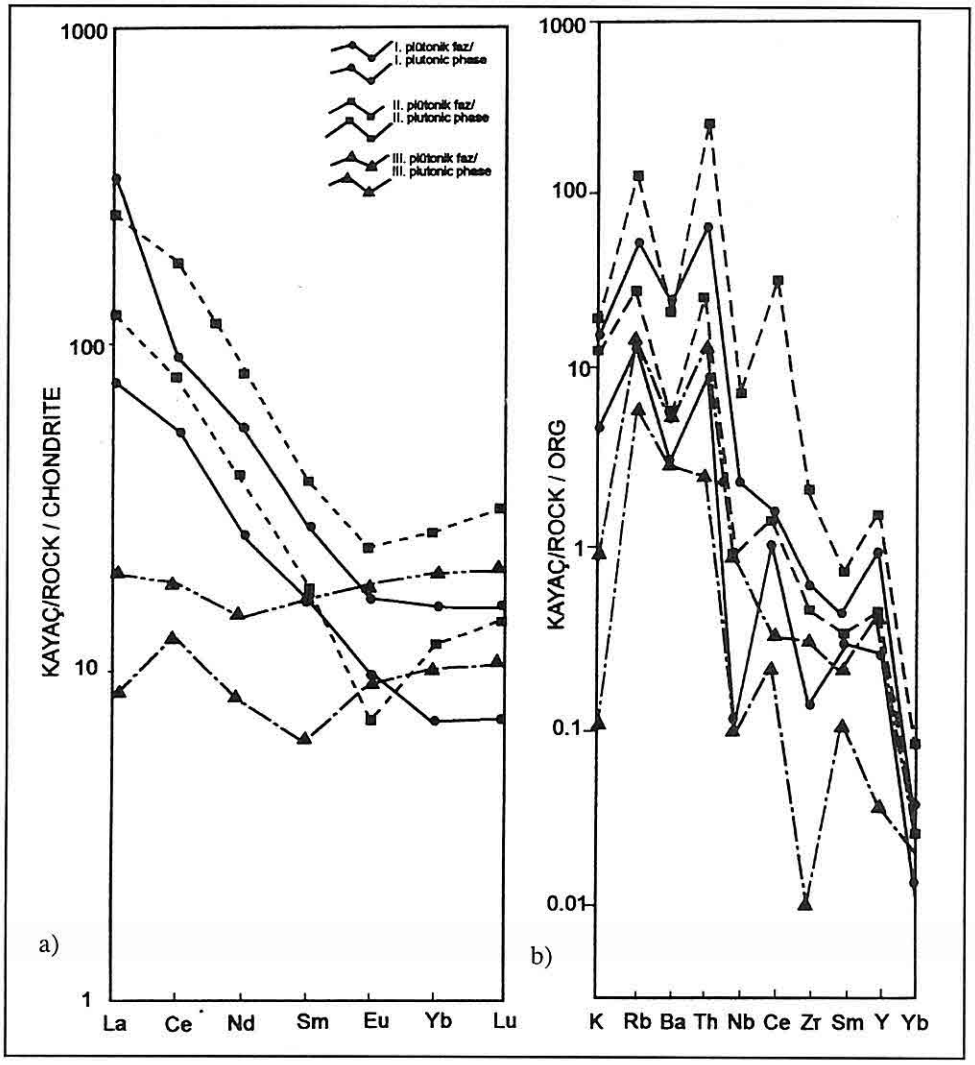


Şekil 7. I. Plütonik Fazın Chondrit'e (Evensen ve diğ., 1978) Göre Normalleştirilmiş REE da Dağılım Deseni.

plütonik fazlar üzerinde yürütülen çalışmalardan elde edilen veriler, çeşitli fazlara ait magmaların, farklı kaynak malzemelerin, farklı zamanlarda, farklı jeodinamik ortamlarda ve farklı kısmi ergime koşullarında meydana geldiklerini göstermiştir. Bu magma kaynakların katılaşmaları sırasında magmaların ilksel bileşimlerini değiştiren magma karışması (magma mingling/magma mixing), fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenme gibi süreçlerin etkin olduğu görülmüştür.

2. I. Plütonik faz, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ve homojen karışımı (magma mixing) sonucu oluşan hibrid bir magmanın katılaşması sırasında etkin olan fraksiyonel kristalleşme süreci ile oluşmuştur. II. Plütonik faz, tüketilmemiş üst manto malzemesinin kısmen yüksek basınç (> 10 K'bar) ve düşük dereceli kısmi ergime (< % 20) koşulları altında ergimeye uğraması sonucu oluşmuştur. Bu esnada oluşan magmanın kabuksal kökenli yan kayaçları asimile ederek kabuksal kirlenmeye uğradığı da belirlenmiştir. III. Plütonik faz da II. faza benzer şekilde, tüketilmemiş üst manto malzemesinin kısmen yüksek dereceli (> % 20) kısmi ergime koşulları altında meydana gelebileceği ve özellikle Rb ve Th içeriklerindeki zenginleşme ile karakteristik olan bir kabuksal kirlenmeye uğramış olduğu düşünülmektedir. Diğer taraftan, gerek II. plütonik fazın gerekse III. plütonik fazın magma kaynaklarının üst manto kayaçlarının kısmi erimeleri ile oluşmalarından dolayı, etkin olan kısmi erime tipinin Rayleigh/fraksiyonel erime türü olabileceği de ileri sürülmektedir.

3. I. ve kısmen de II. plütonik fazlarda gözlenen magma karışımı, I.

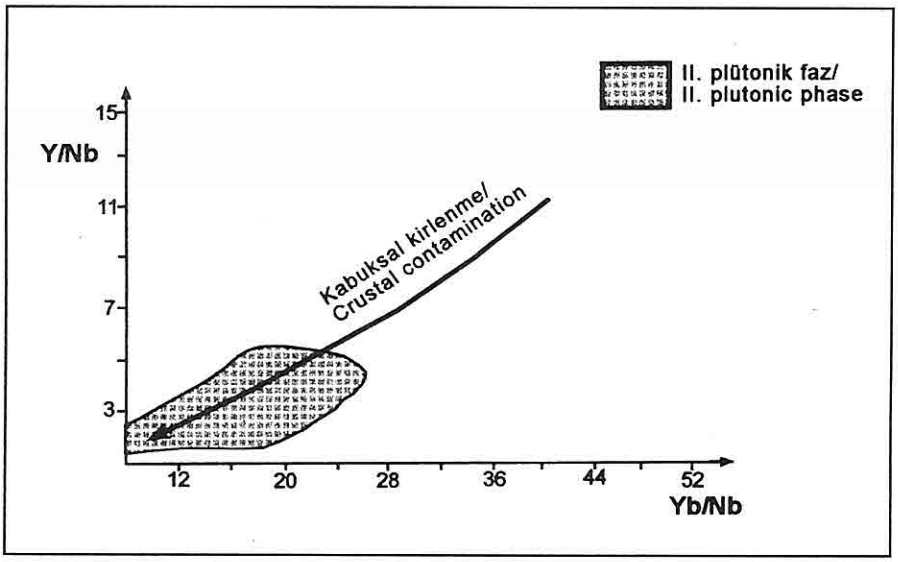


Şekil 8a. Üç Plütonik Fazın Chondrit'e (Evensen ve diğ., 1978) Göre Normalleştirilmiş REE da Ölçüm Deseni, b. ORG'ye (Pearce ve diğ., 1984) Göre Normalleştirilmiş Bazı Uyumsuz Elementlerin Dağılım Deseni.

plütonik fazda gözlenen fraksiyonel kristalleşme; II. ve III. plütonik fazlarda gözlenen kabuksal kirlenme süreçlerinin kesin olarak tanımlanması ve kantitatif modellemesi (Tatar ve Boztuğ, 1997) için EMA yöntemiyle mineral kimyası ve tümkayaç izotop jeokimyası çalışmaları önerilmektedir.

5. KAYNAKLAR

Albaréde, F., 1996, Introduction to Geochemical Modelling, Cambridge



Şekil 9. II. Plütonik Fazın Y/Nb - Yb/Nb Eser Element Değişim Diyagramındaki Konumu.

University Press, 543 pp.

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

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

Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991, Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.

Ekici, T. ve Boztuğ, D., 1997, Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yer alan Yozgat batolitinde syn-COLG ve post-COLG granitoyid birlikteliği. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Adana, Bildiriler Kitabı, (baskıda).

Evensen, N.M., Hamilton, P.J. and O'Nions, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1199-1212.

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

Gedikoğlu, A., Pelin, S. and Özsayar, T., 1979, The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas: Geochome-I, 555-580.

Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid

systems: In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.

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

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

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

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, M.T.A Dergisi, 66, 20-34.

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

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

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

Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, 352pp.

Tatar, S. ve Boztuğ, D., 1997, Yozgat batoliti GB kesiminde (Şefaatli-Yerköy Arası) FC ve magma mingling/mixing süreçlerinin kanıtları, Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Adana, Bildiriler Kitabı (baskıda).

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466 pp.

Wood ve Fraser, 1976, Elementary thermodynamics for geologists, Oxford University Press, Oxford.

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

Yılmaz, S., 1995, Dereli-Şebinkarahisar (Giresun Güneyi) arası granitoyid plütonlarının karşılaştırmalı incelenmesi, Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 310s, 2 Ek, Sivas (yayınlanmamış).

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996, Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. International Geology Review, 38, 935-956.

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

GÖKSU VADİSİ BOYUNCA YÜZEYLEYEN MİYOSEN ÖNCESİ TEKTONO-STRATİGRAFİK BİRLİKLERİN STRATİGRAFİSİ: SİLİFKE BATISI (İÇEL)

Ahmet TURAN
S.Ü., Jeoloji Mühenisliği Bölümü , Konya / Türkiye

ÖZET: *Silifke batısında Göksu Nehri boyunca, Geç Kambriyen-Geç Kretase sürecinde, otoktokton Geyikdağı Birliği ile allokton Bozkır ve Aladağ birliklerine dahil edilen, temel kaya birimleri yüzlek verir.*

Geyikdağı Birliği'nin en alt birimini, Üst Kambriyen-Orta Ordovisiyen yaşlı metakırıntılardan ibaret Ovacık formasyonu oluşturur. Bunu açılı uyumsuzlukla Üst Devoniyen-Karbonifer yaşlı, Karaütük formasyonu örter. Karaütük formasyonu içinde rekristalize kireçtaşı ve dolomitlerin oluşturduğu Kerkezlik ve çok ince şeyl, kuvarsit aratabakalı çakıltaşlarından ibaret Hangediği üyeleri ayırtlanmıştır. Karaütük formasyonu ile Gedikdağı grubu ters faylı dokanaklıdır. Grubun tabanında Jura-Kretase yaşlı Sayeteği formasyonu yeralır. Sayeteği formasyonunun alt bölümü Kocakapızdere dolomit üyesi, üst düzeyleri ise Bilalli kireçtaşı üyesi şeklinde ayırtlanmıştır. Gedikdağı grubunun üst birimi, karbonat arakatkılı kırıntılılardan oluşmuş Üst Kretase yaşlı Gölbeleni formasyonudur. İstifin tavanını pelajik marn yapılışlı Çanaktepe üyesi oluşturur.

Geyikdağı Birliği'ni tektonik olarak örten Bozkır Birliği, Geç Kretase'de şekillenmiş Şeyhler ofiyolitli karışığından oluşmaktadır.

Bozkır ve Geyikdağı birliklerinin üzerine bindiren Aladağ Birliği, Ağıldere grubu ile başlar. Ağıldere grubu; kireçtaşı ve kuvarsitlerden oluşan Karbonifer yaşlı Değirmendere, onkolitli kireçtaşlarından ibaret olan Alt Permiyen yaşlı Yarıktaş , çok az kuvarsit içeren bol algli kireçtaşı yapılışlı ve Üst Permiyen yaşlı Akkorum formasyonlarından oluşur. Ağıldere grubunu açılı uyumsuzluklarla örten Kemertaş grubu ise, karasal-yarı karasal nitelikli, kaba ve ince kırıntılılardan ibaret Jura yaşlı Boztepe formasyonu ve onunla yanal ve düşey geçişli olan Üst Jura yaşlı Çambaşıtepe formasyonundan ibarettir. Çambaşıtepe formasyonu da; Çıtmıklıtaş dolomit üyesi ve Avcılarini kireçtaşı üyesine bölünmüştür.

Otokton ve allokton birlikler, denizel Orta Miyosen istifi ve Kuvaterner-Güncel taraça, yamaç molozu, alüvyon ile örtülürler.

STRATIGRAPHY OF PRE-MIOCENE TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS ALONG THE GÖKSU VALLEY: WEST OF SİLİFKE (İÇEL)

ABSTRACT: *The Late Cambrian to Late Cretaceous aged basement rocks crop out*

along the Göksu River (west of Silifke). The rock units seen the region are belong to autochthonous Geyikdağı Unit and allochthonous Bozkır and Aladağ units.

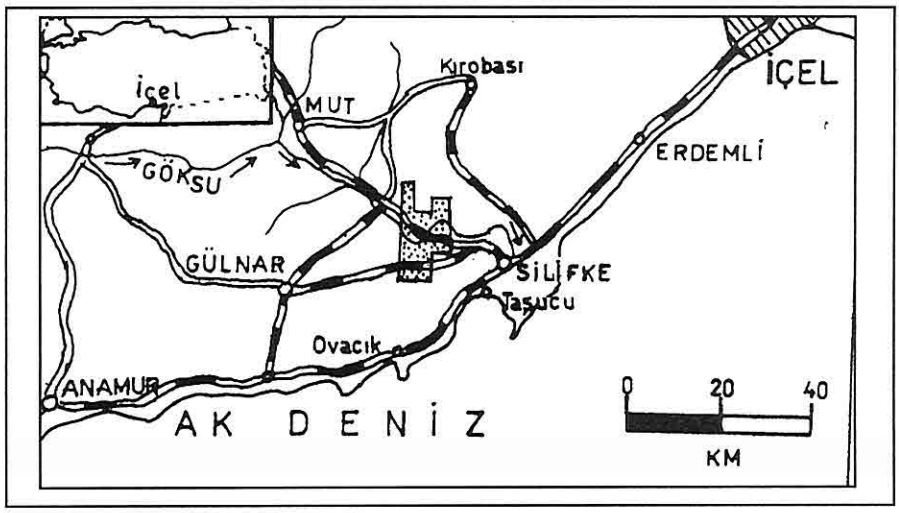
The Upper Cambrian-Middle Ordovician aged Ovacık Formation occcurs at the base of the Geyikdağı Unit. The Upper Devonian-Carboniferous Karaütük Formation overlies the Ovacık Formation with an unconformity and subdivided into two members Kerkezlik and Hangediği. The Kerkezlik Member consists of recrystallized limestones and dolomites. The Hangediği Member is represented by conglomerates which including very thin shale and quartzite interbedded. The Gedikdağı Group overlies the Karaütük Formation with a reverse fault. The Jurassic-Cretaceous aged Sayeteği formation, occurs at the boottom of the Gedikdağı Group. This formation can be subdivided into two members: Kocakapızdere Dolomite Member at the bottom and Bilalli Limestone Member at the top. The Sayeteği Formation passes upward in to the Gölbeleni Formation which was deposited in a pelagic environment during the Upper Cretaceous. The Çanaktepe Member is recognised in the Gölbeleni Formation.

In the studied area, the Bozkır Unit overlies tectonically the Geyikdağı Unit and is represented by the Upper Cretaceous Şeyhler ophiolitic melange.

The Ağıldere Group forms the base of the Aladağ Unit which tectonically overlies the Bozkır and Geyikdağı units. This group begins with the Carboniferous the Değirmendere Formation. The Lower Permian aged Yarıktaş Formation overlies the Değirmendere Formation. The Yarıktaş Formation conformably overlain by the Akkorum Formation which was deposited during the Late Permian. The Akkorum Formation is also covered by the Jurassic aged Kemertaş Group with an unconformity. The Boztepe Formation occurs at the Upper Jurassic aged Çambaşıtepe Formation. This formation is divided in to two members: The Çıtmıklıtaş Dolomite Member at the bottom and Avcılarini Limestone Member at the top.

1. GİRİŞ

Silifke yöresindeki (Şekil 1) jeolojik çalışmalar Blumenthal (1955) tarafından başlatılmıştır. Blumenthal (1955), bölgede Permiyen yaşlı Kırtılbaba Dağı karbonatları ile Jura-Kretase yaşta Hisar Dağı ve inceleme alanındaki Gedik Dağı kireçtaşları arasında bir ilşiki kuramazken, sınırlı foraminifer içeriği ile Hisar Dağı ve Gedik Dağı karbonatlarının benzer olduğunu öne sürer ve Gedik Dağı kalkerlerinin şisti Devoniyen ile sınırdaş olduklarını, dolayısıyla bir senklinal meydana getirdiklerini düşünür. Aynı araştırıcı, Göksu Vadisi boyunca ofiyolitik arakatkıların varlığından bahsederken, bu ofiyolitli zonun içinde kalkerli bir Palezoyik istifinin olması gerektiğini ve bunun da şist-hornştayn tabakalarıyla ilişkili olabileceğini söyler. Böyle bir tabaka karmaşığının Kıyı Toroslar'ında



Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası.

olmadığını savunan Blumenthal (1955), ofiyolitli-radyolaritli zonların Bozkır - Hadim-Ermenek-Karaman hattı boyunca Mut üzerinden Göksu Vadisi'ne ulaşması gerektiğini ve bu ofiyolitik zonun güneyinde Silifke-Ovacık Palezoyik'inin bulunduğunu savunur. Blumenthal (1955), batıda Hadim-Bozkır yörelerinde izlediği önemli şariyaj hatlarının buralara kadar devam ettiğini de düşünür. Mut-Silifke bölgesinde, 1/100.000'lik jeoloji haritalarının yapımına yönelik olarak, Akarsu (1960), Silifke-Gökbelen arasında Paleozoyik şist ve kalkerleri ile Miyosen çökelleri altında aşırı yontuma bağlı olarak Kretase kalkerlerinin yüzeylediğini söyler. Niehoff (1960) ise bölgedeki jeolojik çatının, Blumenthal (1955)'in savunduğu gibi büyük şaryajlara bağlı olmadığını ve bölge tektoniğinin kıvrımlarla açıklanabileceğini ileri sürer. Gökten (1976) yörede Devoniyen, Permiyen, Jura, Kretase ve Lütesiyen yaşta litolojiler kapsayan formasyonlar ayırtlayarak, bunları "Temel kaya birimleri" olarak ele almış, bunların birbirleriyle stratigrafik ilişkili olduklarını ve transgresif olarak Miyosen tortullarıyla örtüldüklerini belirterek, Miyosen stratigrafisi üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. Silifke-Anamur arasında çalışan Demirtaşlı (1984), hazırladığı tektonik krokide inceleme alanını "Kuzey Zon" olarak belirtmiş ve bu zonda Triyas çökellerinin yokluğundan, Jura karbonatlarının daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örttüğünden ve Paleozoyik-Mesezoyik blokları içeren Üst Kretase yaşlı bir vahşi filişten söz etmiştir. Uğuz (1989), Gülnar-Silifke arasında yaptığı çalışmada yöre kayalarını; Kambriyen-Eosen aralığında çökelmiş " Otokton kaya birimleri ", Üst Devoniyen - Alt Miyosen çökelleriyle ofiyolitik karışıktan oluşan "Allokton

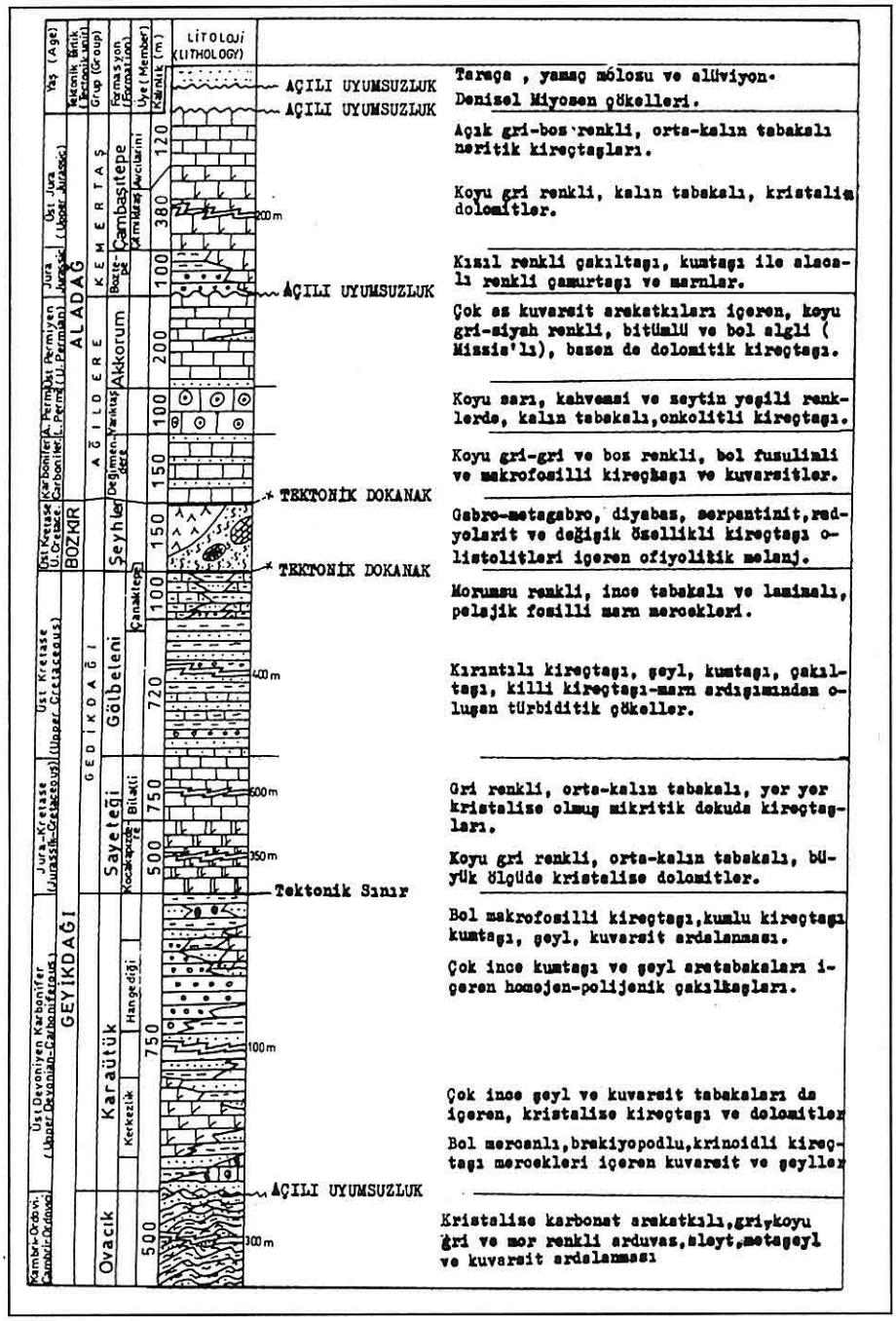
kaya birimleri" ve Alt Miyosen molas çökelleri ile Orta Miyosen denizel çökellerinden oluşmuş "Genç örtü kayaları" şeklinde bölümlendirmiştir.

Blumenthal (1955)'in görüşüne koşut olarak, bölgede Paleozoyik ve onun Mesozoyik örtüsü durumundaki bir göreli otokton (Geyikdağı Birliği), ofiyolitik melanjdan oluşan alt allokton (Bozkır Birliği) ile bunun üzerinde Geç Paleozoyik-Mesozoyikte çökelmiş üst allokton (Aladağ Birliği) yeralır. Fakat Blumenthal (1955)'in Gedik Dağı çevresinde "Şisti Devoniyen" olarak nitelendirdiği birim, Karbonifer'i de kapsamakta olup, bir senklinal olarak düşündüğü Gedik Dağı'nın karbonat ve kırıntılıları ile Paleozoyik arasındaki sınır faylıdır (Şekil 3). Blumenthal (1955)'in tezine karşı Niehoff (1960)'un tektonik taşınmaları kabullenmeden bölge jeolojisini kıvrımlarla açıklamaya çalışması, kabullenilemez. İnceleme alanının 1/25.000'lik jeoloji haritası, Gökten (1976) ve Uğuz (1989) tarafından yapılmasına rağmen, o günkü koşullarda yeterli fosil bulgularına ulaşılamaması ile vahşi morfolojiden dolayı; Gökten (1976), Erken - Orta Paleozoyik birimlerinin hepsini Devoniyen'e atfetmiş, farklı birliklerdeki Jura birimlerini de beraberce ele alarak korelasyon yoluyla yaşlandırmış ve bazı Jura birimlerini Permiyen'e koymuştur. Uğuz (1989 ise bölgenin karmaşık tektonik yapısından ve çok dar alanlardaki düzensiz yüzleklerden dolayı, tektono-stratigrafik dizilimde ve korelasyon yoluyla yaptığı yaşlandırmalarda hatalar yapmıştır.

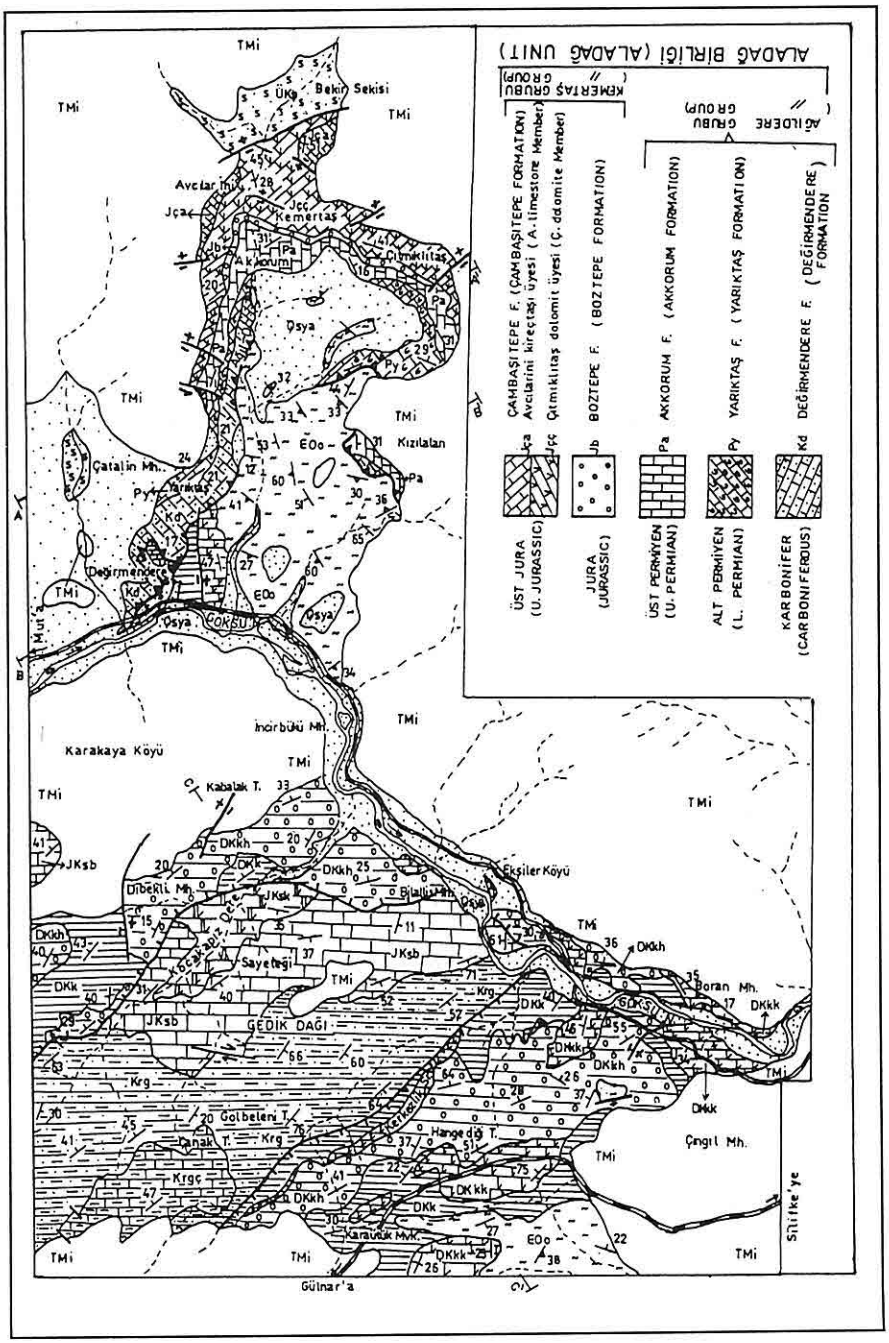
Görüldüğü gibi bölge jeolojisine ilişkin olarak, araştırmacılar tarafından farklı görüş ve veriler ortaya konulmuştur. Bu makalede stratigrafik ve yapısal konumlar açısından, birbirinden farklı tektonik dilimler oluşturan Geyikdağı, Bozkır ve Aladağ birlikleri (Özgül, 1976)'nin dokanak ilişkileri ve her birliğin stratigrafik gelişimi, Göksu Vadisi boyunca incelenmiştir. Yörede Miyosen ve daha genç oluşuklar altındaki bu birliklerin iç yapıları ve dokanak ilişkilerinin net olarak ortaya konulmasında, Orta Toros kuşağında yine aynı birliklerin geniş, kalın ve daha düzenli yüzeylemelerinin bulunduğu Ermenek, Hadim, Beyşehir yörelerinde yapılan gözlemlerden de faydalanılmıştır (Demirtaşlı, 1978; Turan, 1990; Şen, 1996). Bu çalışmada, Göksu vadi sistemi içinde yaklaşık 100 km^2'lik bir alanın jeolojisini irdeleyerek, önceki çalışmalardan kaynaklanan bazı eksiklikleri tamamlayıp, yöredeki Miyosen öncesi oluşukların stratigrafisini, yeni bulgulara göre gözden geçirmek amaçlanmıştır.

2. STRATİGRAFİ

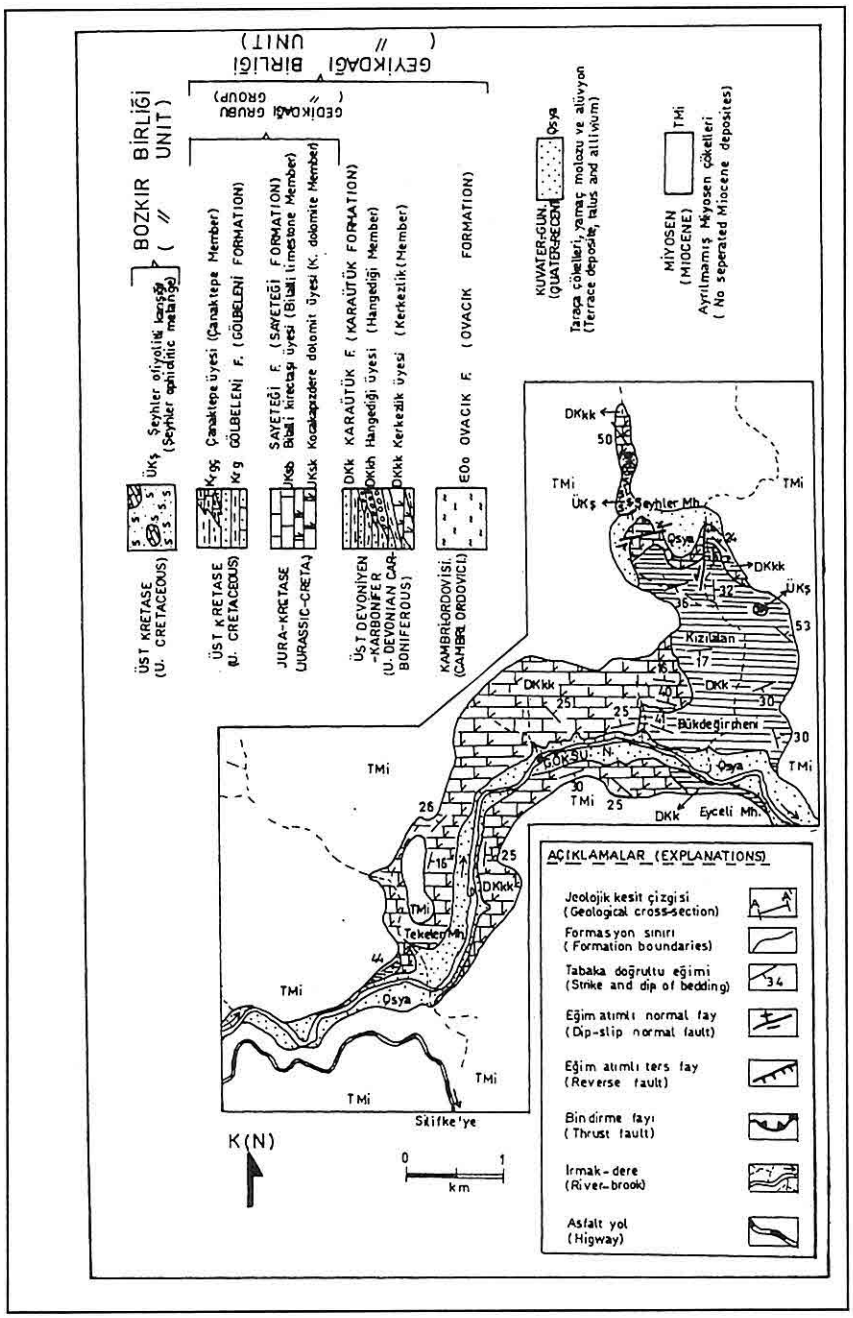
Yörede Geç Kambriyen'den günümüze kadar oluşmuş farklı niteliklerdeki birimler, tektono-stratigrafik konumları itibari ile otokton Geyikdağı Birliği, allokton Bozkır ve Aladağ birlikleri ile Miyosen- Güncel yaşlı örtü birimlerinden oluşur (Şekil 2). Miyosen ve sonrası çökelleri bu makalenin kapsamı



Şekil 2. Çalışma Alanının Tektono-Stratigrafik Dikme Kesiti.



Şekil 3a. İnceleme sahasının batı kesiminin jeoloji haritası.



Şekil 3b. İnceleme Sahasının Doğu Kesiminin Jeoloji Haritası.

dışındadır.

2.1. Geyikdağı Birliği

Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976), yörede göreli bir otokton konumundadır ve Ovacık, Karaütük formasyonları ile Gedikdağı grubundan oluşur (Şekil 2).

Ovacık Formasyonu (EOo) : Geyikdağı Birliği'nin en alt seviyesini oluşturan arduvaz, sleyt ve kuvarsit yapılışlı birim, Silifke batısındaki Ovacık tip yerine izafeten Demirtaşı (1984) tarafından adlandırılmıştır. Bu formasyonun inceleme alanındaki yüzleklerini Gökten (1976), Karaütük formasyonunun alt bölümleri içinde ele almıştır. Demirtaşlı (1984)'nın adlamasını Uğuz (1989)'da kullanmış ancak bazı yüzlekleri yanlışlıkla Silüriyen-Erken Devoniyen'de çökelmiş Eğripınar, Hırmanlı ve Karayar formasyonlarına dahil etmiştir. İnceleme alanında Ağıl Dere Vadisi'nin doğu yamaçlarında, taraça çökelleri altında küçük pencereler halinde yüzeyleyen Ovacık formasyonu, Göksu vadisine doğru geniş yüzlekler verirken Karaütük mevkiindeki vadi içlerinde de formasyonun yüzeylemelerine rastlanır (Şekil 3).

Ovacık formasyonu gri, koyu sarı ve mor renkli sleyt, metaşeyl, metasilttaşı, arduvaz ve kuvarsitlerden yapılıdır. Belirgin yapraklanma, lineasyon ve buruşma klivajlarının geliştiği mor renkli sleytler arasında sarımsı gri metaşeyl ve metasilttaşları izlenir. Organik madde içeriğinin fazla olduğu yerlerdeki koyu gri ve siyah renkli metaşeyllere, ince tabakalar halinde koyu gri renkli, kumlu kristalize karbonatlar ve kalın kuvarsitler eşlik eder. Gri-açık gri ve sarımtrak renklerdeki kuvarsitler, yer yer 50-60 m kadar kalın aradüzeyler oluşturur. Kuvarsitler, belirgin yönleme gösteren metakuvarsitler ile homojen olmayan bir tane dağılımına sahip, az yuvarlak-köşeli tanelerden ve demiroksitlerce kirletilmiş silisli bir çimentodan oluşan kuvars arenitler şeklindedir.

Ovacık formasyonunun alt sınırı, inceleme alanında gözlenmez. Ancak bu sınırın Orta Kambriyen yaşta, aynı litolojilerden yapılmış Ovacıkışıklı (Demirtaşlı, 1984) ve Gökbelendere (Uğuz, 1989) formasyonları ile uyumlu olduğu belirtilmektedir. Üst sınırı ise Karaütük formasyonu ile açılı uyumsuzdur. Birimin inceleme alanındaki görünür kalınlığı 500 m'ye yaklaşır.

Ovacık formasyonunun yaşı, içerdiği graptolit, trilobit ve brakiyopodlara göre daha önce, Demirtaşlı (1984) ve Uğuz (1989) tarafından Üst Kambriyen-Orta Ordovisiyen olarak verilmiştir.

İlksel olarak kumtaşı, silttaşı, şeyl ile seyrek olarak kumlu ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluşan litolojik gelişim, türbiditik ortam koşullarını anımsatırken; killi karbonatlarıdaki graptolitler (Demirtaşlı, 1984; Uğuz, 1989), Ovacık formasyonunun, derin şelf kenarı zonlarda etkin dalga tabanı altında oluştuğunu ortaya koyar. Başlangıçta sığ daha sonra derin şelfi karekterize eden Ovacıkışıklı formasyonu üzerinde uyumlu olan (Demirtaşlı, 1984) Ovacık

formasyonunun uyumsuz üst sınırı da dikkate alındığında, formasyonun orojenik dönemlerle ilişkili bir filiş istifi olduğu söylenebilecektir.

Karaütük Formasyonu (DKk) : Kuvarsit, şeyl, dolomit, bol fosilli kireçtaşı ve çakıltaşı yapılışlı litolojiler, alttaki Ovacık formasyonuna ilişkin litolojilerle birlikte Gökten (1976) tarafından Karaütük tip mevkisine istinaden Karaütük formasyonu olarak adlandırılmıştır. Fakat bu çalışmada düşük derecede metamorfizma gösteren ve daha sonraki çalışmalarda (Uğuz, 1989) Ordovisiyen'e ait fosil içerdiği saptanmış birimler için Ovacık formasyonu, üstte metamorfizma göstermeyen Geç Devoniyen-Karbonifer kırıntılı ve karbonatları için ise Karaütük formasyonu tanımının kullanılması gereği ortaya çıkmıştır. Karaütük formasyonuna karşılık gelen litolojiler, Uğuz (1989) tarafından yanlışlıkla Ovacık formasyonu üzerinde allokton kabul edilmiş ve karbonat arakatkılı şeyl-kuvarsit yapılışlı Kargılıdere, kiltaşı-silttaşı-kumtaşı arakatkılı bol fosilli karbonat içerikli Korucuk ve gerçekte bu litolojilerle yanal-düşey geçişli olan çakıltaşları ise otokton taban oluşturan Paleosen-Eosen yaşlı Kerkezlik formasyonları şeklinde incelenmiştir. Hatta kiltaşı ve silttaşının yoğun olduğu Göksu köprüsü güney ayağındaki bir mostra, yine Uğuz (1989) tarafından Ovacık formasyonu olarak haritalanmıştır. Uğuz (1989)'un farklı tektonik ve stratigrafik düzeyler olarak incelediği bu litolojik topluluklar, Gökten (1976)'in de kabullendiği gibi birbirleriyle yanal-düşey geçişler sunan ardışımlı litolojiler olup, neticede adlama önceliği ilkesine uygun tarzına Karaütük formasyonu içinde değerlendirileceklerdir.

Değirmendere'nin doğusu, Hangediği Tepe ile Dibekli, Boran, Tekeler, Bükdeğirmeni ve Şeyhler mahalleleri civarında yüzeyleyen (Şekil 3) Karaütük formasyonu içinde, Kerkezlik ve Hangediği üyeleri ayırtlanmıştır.

Karaütük formasyonu, en altta bol brakiyopod-mercan ve krinoidli kristalize kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı mercekleri içeren kuvarsit ve şeyller ile başlar. Üste doğru ince kuvarsit-şeyl arakatkıları içeren kristalize kireçtaşı ve dolomitlere geçilir. Bu karbonatlardan sonra koyu sarı-boz renkli, bol makro ve mikro fosilli kireçtaşı, silttaşı ve kuvarsit nöbetleşmesi izlenir. Daha sonra çok ince kuvarsit ve şeyl arakatkılı kalın çakıltaşı seviyeleri gelir. En üstte ise yine bol makrofosilli, gri ve sarımsı renkli, kumlu kireçtaşı, şeyl, kuvarsit ardalanması yeralır. Formasyonun kireçtaşı mercekleri, ekseri laminalı yapıda ve kumlu kristalize kireçtaşı niteliğinde olup ilksel çatının kısmen korunabildiği yerlerde; mikrit-mikrosparit, fosilli dismikrit, biyomikrit, biyosparit şeklindedir. Farklı düzeylere ilişkin kumtaşları ise ekseri kuvars arenit ve kuvars vake türünden olup bağlayıcı karbonat veya silis çimentoludur. Karaütük formasyonu içinde ayırtlanan üyeler ve özellikleri, kısaca aşağıda

verilmiştir.

Kerkezlik Üyesi (DKkk): Karaütük formasyonu içinde, çok az oranda kuvarsit ve şeyl arakatkıları içeren kalın kristalize kireçtaşı ve dolomitler, Kerkezlik üyesi şeklinde ayırtlanmıştır (Gökten, 1976). Koyu gri, açık gri ve sarı boz renkli, düzgün tabakalı, bazen fazlaca gözenekli dolomitize karbonatlar ile rekristalize kireçtaşları, üyenin asıl litolojisini oluşturur. Mikroskopta çoğunlukla, laminalı, kumlu, fosilli, kristalize kireçtaşı ve tamamen dolomit romboederlerinden oluşmuş dolomitler ile dolomit romboederleri içeren neomorfik kireçtaşı oldukları saptanan numunelerin yanında, Kerkezlik üyesine ait bazı karbonatların mikrit ve biyomikrit oldukları gözlenmiştir. Kalınlığı 200 m'ye kadar varan Kerkezlik üyesi, formasyonun diğer litolojileri ile yanal ve düşey geçişlidir.

Hangediği Üyesi (DKkh): İnce kuvarsit ve şeyl aratabakaları içeren kahvemsi gri renkli, orta-kalın tabakalı çakıltaşından oluşan üye, Gökten (1976) tarafından adlanmıştır. Uğuz (1989) ise bu üyeyi Kerkezlik formasyonu olarak tanımlamış ve Anamur - Bozyazı arasındaki konglomeratik bir düzeyde bulduğu fosil bulgularına dayanarak hatalı bir korelasyonla, yaşını da Paleosen-Eosen olarak vermiştir. Çakıltaşları, büyük bir ekseriyetle gri -koyu gri ve krem renkli, az yuvarlak -köşeli ve homojen kireçtaşı çakılları ile daha az oranda kuvarsit, şeyl çakıllarından oluşmakta olup bağlayıcı kristalize karbonattır. Karbonat çakılları ile bağlayıcı arasındaki sınırlar bazen oldukça girifttir. Brakiyopod, ekinit ve mercan parçaları kapsayan kristalize kireçtaşı, şeyl ve kuvarsitler, çakıltaşları arasında mercekler halinde izlenebilir. Ayrıca Boran Mahallesi'nin batısında görüldüğü gibi bazen hem çakıllar hemde bağlayıcı içinde fuzulinidler bulunmaktadır. Görülen özellikler ile Hangediği üyesini oluşturan çakıltaşları, homojen-polijenik konglomera durumundadır. Karaütük formasyonunun diğer litolojileri ile yanal ve düşey geçişli olan üyenin kalınlığı, bazı merceklerde 200 m'yi bulmaktadır. Çakıltaşlar arasındaki bol fosilli kristalize kireçtaşı merceklerinde Karbonifer simgeleyen fuzulinidlere rastlanmıştır.

Ovacık formasyonunu açılı uyumsuzlukla örten ve Gedikdağı grubu ile ters faylı bir sınır oluşturan Karaütük formasyonunun kalınlığı, tip yerinde üyelere ait mercekler dahil 750 m olarak ölçülmüştür.

Formasyonun taban bölümündeki kireçtaşı merceklerinde Üst Devoniyen'i gösteren; *Alveolites* sp., *Hexagonaria* sp., *Coenites* sp. gibi mercanlara rastlanırken, daha üstlerdeki kireçtaşı aradüzeylerinde Alt - Orta Karbonifer'i gösteren; *Parathurammina* sp. (Grup suleimanovi), *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Eostafella* sp., *Archeodiscus* sp., *Calcisphaera* sp., *Eotubertina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Globoendothyra* sp., *Omphalotis* sp., *Koninckopora* sp., *Hexaphyllia* sp., *Parakamaena* sp.,

Pseudokamaena sp., *Hemithurammina* sp., *Parathurammina* sp. (Grup dogmarae) gibi fuzulinid ve alglere, formasyonun en üst düzeylerinde ise Üst Karbonifer-Alt Permiyen'i simgeleyen Schwarinidae'lere rastlanması, Karaütük formasyonunun Geç Devoniyen'den Karbonifer sonuna kadar çökeldiğini gösterir.

Karaütük formasyonunun ardışık litolojileri, karbonatların yoğun makro ve mikrofosil kapsamları ve sparitik mikrofasiyesler, ortamın sığ sıcak ve yüksek enerjili bir deniz olduğuna işarettir. Karbonat çökelleri arasındaki dismikrit, biyomikrit mikrofasiyesleri ise dalga etkisinden uzak kalmış sığlıkları gösterir. Neticede Karaütük formasyonunun resif ardı - resif düzlüğü ortamlarında çökeldiği ortaya çıkmaktadır.

Gedikdağı Grubu: Sığ platform karbonatları ve türbiditik ortam koşullarını yansıtan havzalarda oluşan filiş fasiyesli pelajik çökeller, Gökten (1976) ve Uğuz (1989) tarafından Gedikdağı formasyonu olarak incelenmiştir. Ancak litostratigrafik birim ayırtlama ilkelerine göre, Gedikdağı biriminin grup mertebesinde kullanılması ve içerdiği sığ karbonatların Sayeteği, karbonat arakatkılı ve mercekli pelajik kırıntılıların ise Gölbeleni formasyonları şeklinde adlandırılması daha uygundur.

Sayeteği Formasyonu: Dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı yapılışlı olan ve Gedik Dağı'nın kuzey eteklerinde, Kocakapız Dere, Sayeteği ve Bilalli Mh. dolaylarında yüzlek veren karbonatlar (Şekil 1), Sayeteği mevkiine izafeten ilk kez bu çalışmada formasyon mertebesinde tanımlanmıştır. Formasyonun kristalen dolomitleri Kocakapızdere, platform tipi kireçtaşları ise Bilalli üyeleri adı altında incelenecektir.

Kocakapızdere Dolomit Üyesi (JKsk): Koyu gri-siyah renkli, orta-kalın tabakalı kristalen dolomitlerden oluşan üyenin taban sınırı, inceleme alanında gözlenememektedir. Kalın klivajlı ve 0.3-0.5 mm irilikte dolomit romboederlerinden oluşan dolosparitlerin hakim olduğu üyenin üst kesimlerinde, koyu renk tonu açılmakta ve intraklastlar içeren kristalize olmuş kireçli dolomitlere geçilmektedir. Çalışılan sahada yapılan kesit ölçümlerine göre kalınlığı 400-500 m. arasında değişen dolomitler, üst üyeye tedrici geçişlidir.

Bilalli Kireçtaşı Üyesi (JKsb): Gri - açık gri renkli, orta tabakalı, bol eklemli ve yer yer kristalize kireçtaşlarından ve dolomitli kireçtaşı ara tabakalarından yapılı üye; mikrosparit, dismikrit, fosilli mikrit ve kristalize mikritten oluşur. Ölçülü stratigrafi kesitinde kalınlığı 750 m.'ye varan Bilalli kireçtaşı, Gölbeleni formasyonu ile uyumlu olarak örtülür.

Kocakapızdere dolomiti içinde herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Bilalli kireçtaşı üyesinde ise *Pseudocyclammina* sp., *Valvulina* sp., *Cuneolina* sp., Miliolidae ve Textularidae

formlarına rastlanmış ve formasyona Jura - Kretase yaşı verilmiştir.

Sayeteği formasyonunun dolomitlerle başlayan litolojik gelişimi, başlangıçta çökelmenin sığ, ılık-sıcak bir denizde, belkide lagüner koşullarda başladığını gösterir. Bilalli birimin bentik fauna kapsamı ve dismikritli miktik mikrofasiyesleri, çökelmenin düşük enerjili sığ bir denizde gerçekleştiğini gösterir.

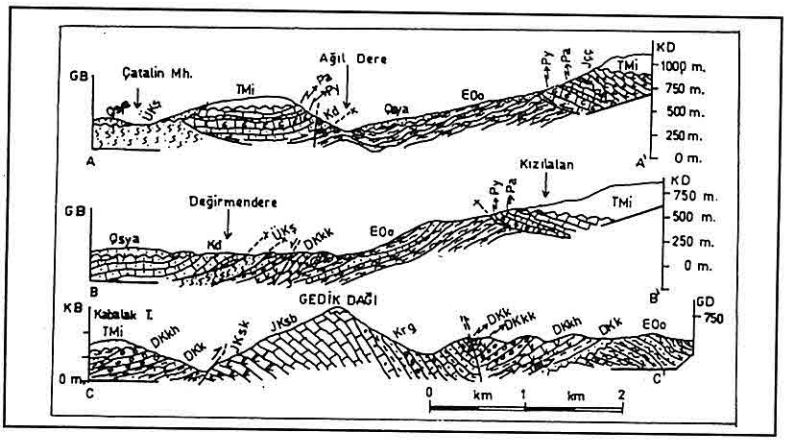
Gölbeleni Formasyonu (Krg): İnce ve kaba kırıntılarla killi ve kırıntılı karbonat ardışığı yapılışlı bu formasyon, Gedik Dağı'nın güney ve doğu etekleri ile Gölbeleni T. ve Çanak T. dolaylarında geniş bir yayılıma sahiptir (Şekil 3). İsimlendirme formasyonun en iyi yüzleklerinden olan Gölbeleni T. batısındaki tip yerine istinaden yapılmış ve üst düzeylerdeki pelajik marnlar da Çanaktepe üyesi olarak ayırtlanmıştır.

Gölbeleni formasyonu gri-boz renkli, ince-orta tabakalı kırıntılı kireçtaşı şeyl, marn, kumtaşı ve çakıltaşı ardalanmasından oluşur. Formasyonun kırıntılı karbonatları ekseri kalkarenit ve kalsirudit şeklindedir. Bazen 10-30 mm irilikte taneler içeren kalsiruditler arasında kalsisiltit tabakaları da bulunur. Yönlenmiş tanelerin de bulunduğu kalkarenitlere, fosilli mikrit, mikrosparit ve killi mikrit fasiyesli killi kireçtaşı ve çamurtaşı aratabakaları eşlik eder. Formasyonun kumtaşları ekseri litik arenit, litik veke ve kuvars vake türündendir.

Çanaktepe üyesi (Krgç): Gölbeleni formasyonu içindeki ince tabakalı ve laminalı, bordo renkli, kalın marn mercekleri Çanaktepe üyesi olarak tanımlanmıştır. Üye adı Uğuz (1989)'dan alınmıştır. Gökten (1976) aynı birimi, Çanak T. civarında gösterdiği morfolojik diklikten dolayı, alttaki formasyonları kuşkulu bir tektonik dokanakla örten Çanaktepe kireçtaşı olarak irdelemişse de, birim, Uğuz (1989)'un da belirttiği gibi alttaki litolojilerle uyumludur. Üyeden toplanan örnekler, killi mikrit ve killi biyomikritler olarak tanımlanmışlardır. Üyeyi oluşturan merceklerin kalınlığı yer yer 100 m'yi bulur. Çanaktepe üyesi, Gölbeleni formasyonunun kırıntılı çökelleri ile yanal ve düşey geçişlidir.

Alt sınırı Sayeteği formasyonuyla uyumlu olan Gölbeleni formasyonu, üstten Miyosen çökelleriyle açılı uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2-4). Formasyonun toplam kalınlığı, Gölbeleni T.-Gedikdağı arasında yapılan ölçülü stratigrafik kesitte 820 m olarak bulunmuştur (Şekil 2).

Formasyonun alt bölümlerinden alınan örneklerde *Nautiloculina* sp., *Nezzata* sp., Globotruncanidae, Heteohelicidae ile rudist parçalarına; üste doğruda *Helvetoglobotruncana* cf. *helvetica*, *Globotruncana* sp.'ya rastlanırken, Çanaktepe üyesinde de *Globotruncana bulloides*, *Glabotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Globigerinelloides* sp., *Rugoglobigerina* sp. gibi planktonlara rastlanmıştır. Neticede formasyonun Geç Kretase'de,



Şekil 4. İnceleme Alanının Jeoloji Kesitleri.

Üst Senoniyen'e kadar çökeldiği belirlenmiştir.

Gölbeleni formasyonunun litolojik gelişimi, fasiyes özellikleri ve planktonik foramnifera içeriği, çökelmenin giderek derinleşen yüksek enerjili pelajik bir havzada ve kırıntı desteğinin yoğunluk arzettiği ortam koşullarında olduğunu gösterir. Bu istifin sınır ilişkileri dikkate alındığında, Gölbeleni formasyonunun bir filiş istifi olduğu söylenebilecektir.

2.2. Bozkır Birliği

İnceleme alanında oldukça sınırlı bir alanda yüzeyleyen Bozkır Birliği (Özgül, 1976), tektonik bir melanj olan Şeyhler ofiyolitli karışığından ibarettir (Şekil 2,3).

Şeyhler Ofiyolitli Karışığı (ÜKş): Serpantinit, gabro, diyabaz radyolarit, çört, çörtlü kireçtaşı blokları içeren karmaşık iç yapılı oluşuklar, Değirmendere'nin doğusu ile Çatalin Mahallesi ve Bekir Sekisi dolaylarındaki yüzeylemelerinin yanısıra (Şekil 3), bu topluluğun tipik melanj özelliği arzettiği Şeyhler Mahallesi'ne izafeten bu çalışmada Şeyhler ofiyolitli karışığı şeklinde adlandırılmıştır. Sözkonusu melanj oluşuklarını Gökten (1976) "serpantinitler", Uğuz (1989) ise "ofiyolitli karışık" şeklinde coğrafi bir ad vermeksizin tanıtmışlardır.

Arazide yeşil ile kahverengi tonlarda renkler sunan ve düşük rölyefli morfolojiler arzeden karışık, gri-açık gri renkli, bentik ve planktonik fosilli kireçtaşı bloklarıyla radyolarit, çört parçaları ve serpantinit, gabro-metagabro, diyabaz-metadiyabazlardan oluşur. Gabrolarda plajioklastların serisitleştiği, olivinlerin ise serpantinleştiği görülür. Diyabazlarda plajioklasların şerisitleşme ve kaolenleşme göstermesine karşılık, kayaçta albitleşme ve epidotlaşmalar yaygındır. Karışık içindeki magmatitlerin çoğu deformasyonlar ve alterasyonlar neticesinde matriks görünümlü bir agrega haline gelmişlerdir. İrili ufaklı kireçtaşı blokları ise biyomikrit, radyolaryalı mikrit, killi biyomikrit, intramikrit ve

kristalize karbonatlar şeklindedir.

İnceleme alanında Şeyhler karışığının tabanında, tektonik ilişkili olarak Karaütük formasyonu görülür. Üstte yine tektonik olarak Aladağ Birliği'ne ait formasyonlar ve bunların aşındığı yerlerde ise açılı uyumsuzlukla denizel Miyosen çökelleri yeralır (Şekil 2-4). Uğuz (1989) bölgedeki bu ofiyolitik melanjı Aladağ Birliği'ne ait formasyonların üzerinde göstermektedir. Fakat arazi gözlemlerimiz ofiyolitik melanjın altta olduğunu ortaya koymuştur. Özellikle Değirmendere Köyü'nün doğusunda, Karaman-Mersin karayolu üzerinde, Aladağ Birliği'nin ofiyolitik melanj üzerinde olduğu çok net gözlenmektedir. İnceleme alanında Şeyhler karışığının mostra kalınlığı, 150 m'ye varır.

Karışığın kireçtaşı bloklarında Jura'yı gösteren *Opthalmidium* sp., *Textularia* sp., Valvulinidae, Trochaminidae gibi fosiller ile Geç Kretaseye ait pelajik faunalardan; *Globotruncana ganserina ganseri, Globotruncana linneana, Globotruncana* sp., *Dicarinella* sp. ve Heterohelicidae bentiklerden ise; *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp. ve rudist parçaları görülmüştür. Neticede karışığın içindeki blokların çökelme yaşının Üst Senoniyen'e kadar çıkması, melanjin oluşma yaşının Senoniyen veya daha genç olduğunu ortaya koymaktadır.

Şeyhler karışığının ofiyolitik elemanlı matriksi, farklı oluşum ortamlarına özgü bloklar ile bu blokların litoloji özellikleri ve fosil içerikleri, karmaşık iç yapılı bu oluşukların, dalma-batma zonlarına özgü hendeklerde oluştuktan sonra, tektonik taşınmalarla bölgeye yerleşmiş tektonik melanjlar olduğunu ortaya koymaktadır.

2.3. Aladağ Birliği

Aladağ Birliği (Özgül, 1976), inceleme alanın batısında, Geyikdağı ve Bozkır birlikleri üzerinde allokton örtüler oluşturur (Şekil 2-4). Bu tektonik birlik, bölgede Ağıldere ve Kemertaş grupları ile temsil edilir.

Ağıldere Grubu:

Karbonifer-Permiyen yaşlı kırıntılı ve karbonatlar, önceleri Gökten (1976) tarafından Permiyen yaşta olduğu kabul edilen Ağıldere formasyonu olarak incelenmiştir. Ancak Karbonifer yaşlı olduğu fosil bulguları ile ortaya konulan seviyeleri de içeren bu Geç Paleozoyik istifinin, stratigrafik grup mertebesinde ele alınması ve Gökten (1976)'in formasyon adının grup adı olarak kullanılması daha uygundur. Bu bağlamda daha önceden bilinmeyen Karbonifer birimleri Değirmendere formasyonu ve Gökten (1976)'in üye mertebesinde tanımladığı yanal ve düşey yönde süreklilik arzeden birimler de, Yarıktaş ve Akkorum formasyonları şeklinde yeniden tanımlanmışlardır.

Değirmendere Formasyonu (Kd): Değirmendere, Yarıktaş ve Ağıl Dere dolaylarında yüzeyleyen ve kireçtaşı ile kuvarsitten yapılı litolojiler, Değirmendere'nin kuzeydoğusundaki tip yerine istinaden, bu çalışmada Değirmendere formasyonu şeklinde

adlandırılmıştır. Ancak bölgenin göreli otoktonu olan Geyikdağı Birliği'ne dahil Karaütük formasyonuna karşılık gelen birimleri yanlışlıkla allokton olarak düşünen Uğuz (1989), allokton Aladağ Birliği'ne ilişkin bu Karbonifer çökellerini de otoktona ait Karbonifer tabakalarıyla birlikte Korucuk formasyonu kapsamında incelemiştir.

Formasyon koyu gri-siyah ve gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı, bol makrofosilli (krinoid, briyozoa, mercan, brakyopod) ve fuzulinli kireçtaşları ile sarı boz ve gri-açık gri renkli kuvarsit ardalanmasından oluşur. Karbonat örnekleri; oobiyosparit, kumlu biyosparit intrabiyosparit mikrofasiyesli iken kırıntıların da kuvars arenitler olduğu belirlenmiştir.

Alt sınırı boyunca sıra ile Şeyhler ofiyolitli karışığı, Karaütük formasyonu ve Ovacık formasyonuna bindiren Değirmendere formasyonu, Yarıktaş formasyonu ile uyumlu olarak örtülür (Şekil 1,2). Formasyonun kalınlığı tip mevkisinde 150 m ölçülmüştür.

Formasyonun alt düzeylerinde fuzulinidlerden; *Eostaffella* sp., *Endothyra* sp., *Archeodiscus* sp., *Pachysphaerina* sp., *Eotubertina* sp., alglerden; *Stacheoides* sp., *Epistacheoides* sp., *Koninckopara* sp., görülmüş ve bu düzeylere Alt Karbonifer yaşı verilmiştir. Üst seviyelerden alınan örneklerde; *Quasifusulina* cf *cayeuxi*, *Quasifusulina* sp., *Schubertella* sp., *Tetrataxis* sp., *Climacammina* sp., *Globivalvulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Tubiphytes* sp., *Diplosphaerina* sp., *Geinitzina* sp., *Eotubertina* sp., Schwagerinidae gibi Üst Karbonifer'i gösteren mikrofosillere rastlanmıştır. Neticede Değirmendere formasyonunun tüm Karbonifer boyunca çökelimini sürdürdüğü anlaşılmıştır.

Değirmendere formasyonunun kapsadığı bol ve çeşitli makro-mikrofauna topluluğu, canlıların yoğun olarak yaşadığı resifal çökelme ortamlarını hatırlatmaktadır. Kumlu, oolitli, intraklastlı sparitik mikrofasiyesler ise yüksek enerjili, çalkantılı deniz ortamlarını karakterize eder.

Yarıktaş Formasyonu (Py): Yarıktaş ve Ağıl Dere ile Kızılalan dolaylarında izlenen ve onkolitli kireçtaşlarından oluşan litolojiler, bu çalışmada Yarıktaş formasyonu olarak tanımlanmıştır. Gökten (1976)'in aynı adla üye mertebesinde tanımladığı birimin, Aladağ Birliği içinde Karbonifer-Permiyen geçişinde tüm Toroslar'da süreklilik göstermesinden (Özgül, 1976; Turan, 1990; Şen, 1996; Okuyucu ve Güvenç, 1997) ve alt-üst birimlerden kolayca ayrılabilen kalın bir stratigrafik zon oluşturmasından dolayı, formasyon mertebesinde kullanılması daha uygundur. Koyu sarı-kahverengi, kalın tabakalı onkolitli kireçtaşlarından oluşan birim içinde çok ince düzeyler halinde laminalı, kumlu kireçtaşları gözlenebilir. Girvenella alg tüplerinin her seviyede yaygın olarak izlendiği birimde, üste doğru fuzulinid ve krinoidlerde artış görülür ve renk griye doğru değişir.

Formasyondan alınan örnekler ekseri biyosparrudit ve biyolitit şeklindedir.

Değirmendere formasyonu uyumlu bir şekilde örten Yarıktaş formasyonu, Kızılalan dolaylarında Ovacık formasyonuna bindirmiştir (Şekil 3-4). Üstte ise Akkorum formasyonuna uyumlu olarak geçer. Birimin kalınlığı Ağıl Dere-Yarıktaş Mevkii arasında 100 m ölçülmüştür.

Formasyondan alınan örneklerde, *Tetrataxis* sp., *Geinitzina* sp., *Pachypholia* sp., *Girvenella* sp., *Tetrataxis* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Triticites* sp., *Bradyna* sp., Schwagerinidia, Schubertellidae gibi formlara rastlanmış ve birime Alt Permiyen yaşı verilmiştir.

Birimin zengin fosil içeriği, biyosparrudit ve biyolititlerden yapılı mikrofasiyesleri, çökelme ortamının genelde resifal, ayrıntıda resif gerisi-resif düzlüğü alt fasiyeslerini içeren bir resif karmaşığı şeklinde olduğunu gösterir.

Akkorum Formasyonu (Pa): Ağıl Dere, Akkorum ve Kızılalan dolaylarında bir kuşak şeklinde izlenen (Şekil 3) ve genelde kireçtaşı yapılışlı litolojiler, Akkorum formasyonu şeklinde, Gökten (1976)'den mertebece değişiklik yapılarak yeniden tanımlanmıştır. Demirtaşlı (1984) ve Uğuz (1989) ise, alttaki Yarıktaş formasyonuna karşılık gelen litolojilerle birlikte birimi Kırtıldağı formasyonu kapsamında incelemişlerdir.

Formasyon 8-10 metrelik bir kuvarsit seviyesiyle başlar. Üstlerde ise genelde koyu gri-siyah renkli, bol algli, orta tabakalı, bitümlü kireçtaşları ile devam eder. Kireçtaşları içinde çok ince kuvarsit mercek ve kamaları izlenebilir. Formasyonun karbonatları bol çatlak ve fisürlü istiflenmiş biyomikrit ve %40'a kadar varan oranda alg içeren biyomikritlerden oluşmuşken, kumtaşlarıda kuvars arenit türündendir.

Yarıktaş formasyonu üzerinde uyumlu olan Akkorum formasyonu, Kemertaş grubuna ait formasyonlar tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Formasyonun kalınlığı, Akkorum'daki tip kesit yerinde 200 m ölçülmüştür.

Formasyonda rastlanan; *Dagmarita chanakchiasis, Globivalulina* sp., *Geinitzina* sp., *Nankinella* sp., *Pachypholia* sp., *Staffella* sp., *Schubertella* sp., *Mizzia* sp., gibi foraminifer ve alglerle birime Üst Permiyen yaşı verilmiştir.

Formasyonu oluşturan litolojilerin fasiyes özellikleri, tüm seviyelerde Mizzia vb. alglerin bolluğu, çökelme ortamının düşük enerjili resif ardı-lagün bölgesi olduğunu gösterir. İnce düzeyler halinde izlenen kuvarsitler ise zaman zaman enerji düzeyinin yükselmesine paralel olarak ortama kırıntılı gereç geliminin olduğunu gösterir.

Kemertaş Grubu: Jura yaşlı kırıntılar ve karbonatlardan yapılı formasyonlar, stratigrafik bir grup oluşturduklarından, bu çalışmada Kemertaş grubu olarak inceleneceklerdir. İnceleme alanında Kemertaş grubu içinde, Boztepe ve Çambaşıtepe formasyonları

ayırtlanmıştır.

Boztepe Formasyonu (Jb): Kemertaş ve Çıtmıklıtaş'ın eteklerinde ince bir seviye halinde izlenirken, yanal yönde kamalanarak kaybolan ve konglomera-kumtaşı-çamurtaşı yapılışlı litolojiler bölgede daha önceleri Gedik ve diğ. (1979) tarafından Boztepe formasyonu şeklinde tanımlanmıştır. Boztepe formasyonuna karşılık gelen tabakalar, yörede Demirtaşlı (1984) ve Uğuz (1989) tarafından Yanışlı formasyonu şeklinde incelenmişse de, adlama önceliği ilkesine uyularak bu çalışmada Gedik ve diğ. (1979)'nin adlaması kullanılmıştır.

Kızıl renkli, çapraz tabakalı, kalın çakıltaşı ve kumtaşı tabakaları ile bordomsu ve yeşilimsi gri renkli çamurtaşı, çok ince jips bantları ve marnlardan yapılı olan birimin çakılları, alttaki formasyonlardan türemiş yarı yuvarlak-yuvarlak, homojen kireçtaşı ve kuvarsit çakıllarıdır. Kumtaşları ise demiroksit ve hidroksitli killi bir matrikse sahip, kuvars kırıntılarınca zengin litik vakelerdir. Çamurtaşlarında koyu sarı-kahverenkli bir matriks içinde, dolomit taneleri ile onkoidal zarflı taneler görülür. Sarımsı gri renkli, orta-kalın tabakalı marnların ise yer yer bivalv, ostrakod ve miliolid içeren killi biyomikritler şeklinde olduğu göze çarpar.

Akkorum formasyonunu açılı yumsuzlukla örten Boztepe formasyonu, yanal ve düşey ve kaba-ince kırıntılı içerikli bir transgresif seri şeklindeki yönde Çambaşıtepe formasyonuna uyumlu bir geçiş gösterir. Boztepe formasyonunun kalınlığı inceleme alanında en çok 120 m kadardır.

Formasyonun marnlarında cins ve tür tayini yapılmayan bazı miliolid, ostrakod, bivalvler dışında alglerden Salpingoporella sp. cinsine rastlandığından, birime Jura yaşı verilmiştir.

Formasyonun litolojik özellikleri ve sınırlı fosil kapsamı, çökelmenin alüvyal yelpaze-lagün geçişinde ve karasal-yarı karasal ortam şartlarında gerçekleştiğini göstermektedir.

Çambaşıtepe Formasyonu: Çıtmıklıtaş, Kemertaş ve Avcılar İni dolaylarında sürekli bir kuşak halinde izlenen ve karbonatlardan oluşan formasyonun adı Gedik ve diğ. (1979)'den alınmıştır. Ayrıca benzer birimler için bölgede Demirtaşlı (1984) ve Uğuz (1989) Tokmar formasyonu adını kullanmışlarsa da, yine isimlendirme önceliği ilkesine uyularak, Gedik ve diğ. (1979)'nin adlamasına sadık kalınmıştır. Bu makalede Çambaşıtepe formasyonu, iki üyeye bölünmüştür.

Çıtmıklıtaş Dolomit Üyesi (Jçç): Koyu gri renkli, kalın tabakalı, kristalen dolomitlerden oluşan üyenin adı ilk kez kullanılmıştır. Alttaki Boztepe formasyonunun, Ağıl Dere Vadisi'nin çok dik yamaçlarında sürekli olmayan dar bir alanda yüzeylemesi, Çıtmıklıtaş dolomit üyesinin renk tonu ve morfolojik

görüntüsünün alttaki Akkorum formasyonuna benzerliği dolayısıyla bu dolomitler, Gökten (1976) tarafından Permiyen karbonatlarına dahil edilmiştir. Bol eklemli ve çatlaklı olan Çıtmıklıtaş dolomit üyesinin ince kesitlerinde yoğun şekilde fisürler izlenir. Bazı örneklerde parçalanmış-breşleşmiş milotinik zonlara özgü bir doku göze çarparken, birçok örnek belirgin dolomit romboederlerinden oluşan dolospraritler şeklindedir. Kalınlığı Çıtmıklıtaş Mevkii'nde yapılan kesit ölçümünde 380 m'yi bulan üye, üste doğru tedricen Avcılarini üyesine geçer.

Avcılarını Kireçtaşı Üyesi (Jça): Açık gri, sarımsı boz renkli, orta tabakalı kireçtaşından oluşan üye, ilk defa bu çalışmada tanımlanmıştır. Üyenin alt üye ile geçişlerini temsil eden mikritik örnekler, yaygın biçimde dolomit romboederleri içerirken üste doğru alınan örneklerin dismikrit, mikrit, fosilli intramikrit ve fosilli mikrit oldukları gözlenmiştir. Üyenin kalınlığı, Avcılar İni'nin doğusundan Ağıl Dere Vadisi'ne doğru oluşan yüksek eğilimli şevde 120 m ölçülmüştür.

Çambaşıtepe formasyonu alt sınırı boyunca Boztepe formasyonu ile uyumludur (Şekil 2,4). Boztepe formasyonunun kamalanıp kaybolduğu yerlerde Akkorum formasyonunu açılı uyumsuzlukla örten Çambaşıtepe formasyonu, Miyosen çökelleriyle açılı uyumsuz olarak örtülür. Formasyonun inceleme alanındaki toplam kalınlığı, üyelerden yapılan ölçümlere göre 500 m'yi bulur (Şekil 2).

Formasyonun dolomit üyesinde herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Kireçtaşı üyesinde; *Kurnubia palastiniensis, Kurnubia* sp., *Salpingoporella annulata, Trochammmina* sp., *Opthalmidium* sp. cins ve türlerine rastlandığından formasyona Üst Jura yaşı verilmiştir.

Çambaşıtepe formasyonunun dolomitleri olasılıkla sığ - sıcak lagünlü bir karbonat platformunun ürünleridir. Üstteki kireçtaşlarının mikrofasiyes özellikleri ve mikrofosil kapsamları, bu platformun sığ ve düşük enerjili, duraylı, kapalı karbonat şelfi olduğunu gösterir.

3. SONUÇLAR

1- Göksu vadisinde yaklaşık 100 km^2'lik bir alanda yüzeyleyen Miyosen öncesi oluşuklar, Toroslar'ın göreceli otoktonu olan Geyikdağı Birliği ile allokton konumlu Bozkır ve Aladağ birliklerine dahil edilmiştir. Bu bağlamda bölgede en altta Geyikdağı Birliği, bunun üzerinde alt allokton konumunda Bozkır Birliği, üstte ise üst allokton konumunda Aladağ Birliği yeralır.

2- Otokton birlik içinde yeralan ve üzerindeki Karbonifer yaşlı formasyonla birlikte Gökten (1976) tarafından Devoniyen'e atfedilen birimlerin, iki ayrı formasyondan oluştuğu anlaşılmıştır. Alttaki buruşma klivajlı şisti kayaların (Ovacık formasyonu) Üst Kambriyen - Ordovisiyen yaşlı birimler olduğu ve bunların bol makro ve mikrofosilli karbonat ve kırıntılardan yapılmış Üst Devoniyen - Karbonifer yaşlı kalın

tortullar (Karaütük formasyonu) ile açılı uyumsuz olarak örtüldüğü saptanmıştır.

3- Uğuz (1989)'un Kargılıdere ve Korucuk formasyonları şeklinde inceleyip allokton kabul ettiği Geç Devoniyen - Karbonifer çökelleri, Değirmendere Köyü'nde ofiyolitik melanj üzerindeki bölümü hariç, tamamen otoktona ait Karaütük formasyonu kapsamındadır.

4- Uğuz (1989)'un Kerkezlik formasyonu olarak tanımladığı ve batıda Bozyazı civarındaki fosil bulgularını gözönünde bulundurup korelasyon yoluyla Paleosen-Eosen yaşını verdiği birim, Geç Devoniyen'den Karbonifer sonuna kadar çökelmiş olan Karaütük formasyonu içinde yeralan ve çakıltaşlarından oluşan bir üye (Hangediği üyesi)'dir.

5- Yörede üst allokton birlikte Aladağ Birliği Karbonifer'in varlığı, somut fosil bulguları ile ortaya konulmuş ve Karbonifer yaşlı Değirmendere formasyonu tanımlanmıştır.

6- Üst allokton birlik içinde yeralan ve önceki çalışmalarda Üst Permiyen'e dahil edilen kalın dolomitli serilerin (Çıtmıklıtaş üyesi) ayrı bir formasyon (Çambaşıtepe formasyonu) içinde yeraldığı ve Jura yaşlı olduğu belirlenmiştir. Ayrıca dolomitlerin altında, Erken Kimmeriyen hareketlerinin izlerini taşıması açısından önemli olan bir transgresyon serisinin (Boztepe formasyonu) varlığı tespit edilmiştir.

7- Bozkır Birliği'ne ait ofiyolitli topluluklar, Uğuz (1989)'un belirttiği gibi en üst tektonik dilim olmayıp Aladağ Birliği'nin altında yeralır.

4. TEŞEKKÜR

Yazar bu çalışmanın yapılması yönünde yapıcı önerilerde bulunan Prof. Dr. Ergun GÖKTEN (Ank. Üniv.)'e ve paleontolojik sorunların çözümünde yardımlarını gördüğü Tanyol ÇORUH'a (T.P.A.O.) en içten teşekkürlerini sunar.

5. KAYNAKLAR

Akarsu, İ., 1960, Mut bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Ens. Derg., 54, 36-45.

Blumenthal, M., 1955, Cenubî Anadolu Torosları'nın sahil sıradağlarında Silifke -Anamur arasındaki jeolojik incelemeler: M.T.A. Der. Rap. No: 2823, Ankara.

Demirtaşlı, E., 1978, Ermenek batısında Göktepe-Dumlugöze-Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. 32. Bil. ve Tek. Kurultayı, bildiri özetleri, 31, Ankara.

Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains: Geology of the Taurus belt, Inter. Symp., 125-142, Ankara.

Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H., Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/1, 7-26.

Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve miyosen stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/2, 103-117.

Niehoff, W., 1960, Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor: M.T.A. Der.

Rap. No: 3390, Ankara.

Okuyucu, C. ve Güvenç, T., 1997, Hadim Napı'nda Karbon - Perm geçişi, Girvanella kireçtaşı oluşumunun paleontolojisi: Ç. Ü.'de Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Semp., bildiri özleri, 211-212, Adana.

Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült.,19/1, 65-78.

Şen, O., 1996, Üzümlü (Beyşehir güneyi-Konya) ve Bademli (Akseki kuzeyi - Antalya) arasında kalan Toroslar'ın stratigrafisi ve tektonik özellikleri: S.Ü. Fen Bil. Ens., doktora tezi (yayınlanmamış), 186.

Uğuz, M.F., 1989, Silifke- Ovacık - Gülnar (İçel ili) arasının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Bil. Ens., doktora tezi, 172 s., (yayınlanmamış).

Turan, A., 1990, Toroslar'da Hadim (Konya) ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi: S.Ü. Fen Bil. Ens., Doktora Tezi, 229 s., (yayınlanmamış).

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

DIAGENETIC DEVELOPMENT AND RESERVOIR CHARACTERISTICS OF THE DOLOMITES IN THE TEPEARASI FORMATION (SW OF BEYŞEHIR-KONYA)

Ali SARI, Erdoğan TEKİN, Nurettin SONEL
A. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye
İsmail BAHTİYAR
Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara/Türkiye

ABSTRACT: *Tepearası formation belonging to the autochthonous Geyikdağı Group, Central Tauride Belt (SE of Beyşehir), is Dogger in age and is represented by compenent, massive limestones passing into grey coloured dolomites in the mid-to upper sections. The overall thickness of the dolomitic levels range between 150-200 m. and the laterally extends to 500-700 m.*

Three types of dolomites were distinguished through petrographical analyses: homogenous; saddle-crystalline; and joint-filling dolomite which were interpreted to have formed at two different stages being early-and post diagenetic. The homogenous dolomites of early diagenetic stage are represented by light colored, monotonous-textured, and dolosparite mosaic type of lithology. The saddle - crystalline dolomite, formed in the late diagenetic stage, has the chracteristics of light to dark color; coarser crsytalline; and of idiomorphic shape. The other type of epigenetic dolomites, namely the joint- filling typse, presents a crystal growth pattern from the center of the joint space towards the joint walls which are associated with coarse calcite crystals as well as primary dolomite crystal clasts which formed in the early diagenetic stage. In addition to these characteristics, cataclastic textural properties indicating the influence of tectonism are also observed. Mikrotexture oriented SEM studies indicate that saddle crystalline dolomites show zonal growth structures and contain secondary dissolution vugs. SEM studies also revealed the existence of some inclusions in joint- filling dolomites. EDS analyses indicate the existence of clay minerals (likely to be illite) in the pores of dolomite.

Mineralogy oriented XRD and EDAX analyses and geochemistry oriented AAS analyses and petrographic data suggest that the dolomitization in the Tepearası formation devoloped under the control of saline (rich in Mg) and fresh warm water (as a function of tectonic thrusting).

The analyses carried out to determine the reservoir characteristics of dolomites in the Tepearası formation yield low- to very low values of porosity and permeability.

TEPEARASI FORMASYONU (GB BEYŞEHİR - KONYA) DOLOMİTLERİNİN DİYAJENETİK GELİŞİMİ VE REZERVUAR KARAKTERLERİ

ÖZET : *Orta Toroslardaki (GD Beyşehir) otokton Geyikdağı Birliğinin Dogger yaşlı birimi Tepearası formasyonudur. Formasyon tabanda kırılgan dokulu genellikle masif kireçtaşlarıyla başlayıp; orta-üst seviyelerinde ise gri renkli ve yer yer tabakalı dolomitik seviyelerle son bulur. Dolomitik seviyelerin kalınlığı 150-200 m. arasında değişmekte olup, yanal devamlılıkları ise 500-700 m. civarında izlenmektedir.*

Petrografik çalışmalarda homojen, benekli (saddle kristalli) ve çatlak dolgusu olmak üzere 3 farklı tip dolomit tespit edilmiştir. Bunlar erken ve geç olmak üzere iki farklı diyajenetik evrede meydana gelmişlerdir. Erken diyajenetik evrede oluşan homojen dolomitler, çoğunlukla açık renkli, tek düze dokulu ve dolosparit bir mozayikle temsil olunur. Geç diyajenetik evrede oluşanlardan (epijenetik dolomitlerden) benekli (saddle kristalli) olanlar ise; genellikle açık-koyu gri renkli, öncekilere göre daha iri kristalli ve öz şekillidirler. Epijenetik dolomitlerin diğer tipini oluşturan çatlak dolgusu dolomitler de; boşluk çeperinden merkeze doğru büyüme formunda olup, bazı alanlarda bunlara iri-bloksu zonlu kalsit kristalleri ve erken diyajenetik evrede oluşmuş breşik birincil dolomit kristal parçacıklarıda eşlik etmektedir. Ayrıca bunlarda tektonizma etkisini yansıtan kataklastik doku gelişimleride açık olarak izlenmektedir. Mikrodokuya yönelik olarak yapılan Taramalı Elekron Mikroskobu (SEM) çalışmalarında benekli (saddle kristalli) dolomit kristallerinin tipik zonlu büyüme yapıları gösterdikleri ve ikincil erime boşlukları içerdikleri görülmüştür. Diğer yandan yine SEM çalışmalarında çatlak dolgusu dolomitlerde bazı içe'tiler (kapantılar)'da saptanmıştır. Yapılan Enerji Dispersif X-ışınları Spektrofotometresi (EDS) çalışmalarında da, dolomitlerin porozite (boşluk) alanlarını doldurmuş kil mineralleri (olası illit grubu) belirlenmiştir.

Her üç tip dolmitte yapılan mineralojik amaçlı XRD ve EDAX çalışmaları ile jeokimyasal amaçlı Atomik Absorsiyon Spektrofotometresi (AAS) çalışmaları ve petrografik veriler Tepearası formasyonundaki dolomitleşmelerin, Mg' ca zengin tatlı su-sıcak eriyiklerin (tektonik bindirmeye bağlı) kontrolünde geliştiğini gösterir.

Diğer yandan Tepearası formasyonu dolomitlerinin rezervuar karekterlerinin belirlenmesi için yapılan gözeneklilik ve geçirgenlik analizlerinde oldukça düşük değerler elde edilmiştir.

1. INTRODUCTION

Study area comprises the Tepearası village and its surrounding located in the NW of the Üzümlü town of Beyşehir (Konya) (Figure 1). Investigated dolomites are exposed in an area of

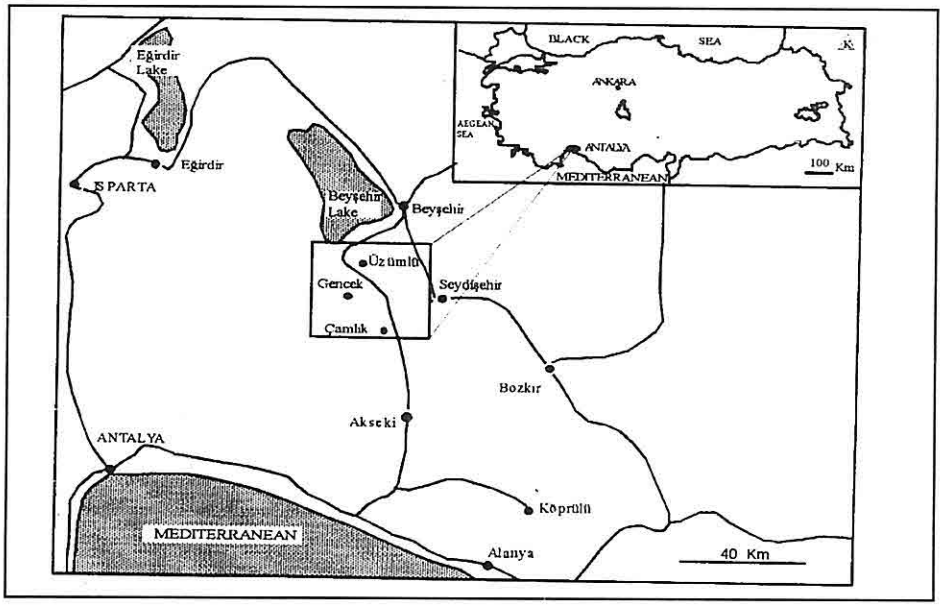


Figure 1. Location Map of the Study Area.

2 km^2 around the Tepearası village. The aim of this study is to determine diagenetic development and reservoir characteristics of the dolomites in the area.

In order to explain dolomitization processes proposed associated with several complex events, a number of dolomitization models are given in detail in the works of Hardie (1986). Recent O^{18} and C^{13} stable isotope and trace-element geochemistry studies frequently applied to the origin of the dolomites (Zenger and Dunham, 1980; Nilsen et al., 1994; Garea and Braithwaite,1996) are helpful particularly for understanding the mechanism of dolomitization and for determination of source of Mg - bearing solutions governing the dolomitization.

Of these, Mg source of the dolomites formed in the early diagenetic stage is stated to be a) sea water and b)mixing between sea water and fresh water (brackish ground water) (Friedman and Sanders, 1967; Hanshaw et al., 1971; Lands, 1985; Varol and Magaritz, 1992). However, in the studies of Beales and Hardy (1980) and Zenger (1983), Mg source of the late diagenetic dolomites is given as a) vadose (fresh) water, b) hydrothermal solutions, and c) formation waters (associated with clay mineral transformation). It is worth noting here that from the petroleum geology point of view, late diagenetic dolomites can commonly develop to be a potential reservoir rock.

On the other hand, Tepearası dolomites of Dogger age were formed in two

different diagenetic stages, namely early and late. Although they are not macroscopically observed in the field, their different types are easily distinguished by petrographic and Scanning Electron Microscope studies (SEM).

2. MATERIAL AND METHOD

Detail field work was conducted in the study area. Then, the samples collected during these studies were petrographically examined under microscope, and three different types of dolomites were identified. Later, Scanning Electron Microscope (SEM) studies were carried out to determine the micro-textural characteristics of these 3 main types of dolomites.

Dolomite samples treated with no external effect (e.g. decomposition in acid and heating) and coated with Au in 2.5 Å were subjected to image scanning on the JEOL JSM-840 A type electron microscope During the SEM studies, in describing some inclusions within the dolomites, Energy Dispersive X-ray Spectrophotometer (EDS) studies were also performed to analyze the seem-quantitative chemical composition of the respective samples and to determine the types of clay minerals filling some porous structures which are thought to be important in reservoir geology. EDS studies were realized by the energy-separated x-ray analyzer with a system of Tracor TN-5502 installed to the electron microscope.

Mineralogic contents of the dolomite samples, following the petrographic studies, were determined with a Rigaku Gelgerflex D/D max - 2 ϕ WC system Jeol-JDX model X-ray diffractometry. Peaks of the diffractograms obtained were evaluated using the ASTM cards (1972). Additionally, trace-element analyses of the Tepearası dolomites were conducted on a Hitachi Z-8200 polarized Zeeman model Atomic Absorption Spectrophotometer (AAS). First, the samples analyzed were powdered in a aged mortar, and then a-0.5 g sample was taken from 200 no. mesh by quartering. Then, this amount in platinum cruises was subjected to melting in the furnace at temperatures between 950-1100°C by mixing with 3 g $NaCO_3$. Treating the leachate, gathered as a result of melting and dissolution, with diluted 5 ml HCl, solutions were obtained to be analyzed in AAS. In the AAS analyses, flame technique was used. Standards of the Wako Pure Chemical Industrial Ltd. Comp. were utilized for the correction of values. Furthermore, light source of each element was used as the light source in the AAS analyses.

In addition to all these, apart from the possibility that Tepearası dolomites in the area are the reservoir rocks for the Akkuyu (Upper Jurassic - lower Cretaceous) and Tarasçı (Triassic) formations, to determine reservoir features, porosity, permeability, and grain size analyses were performed. For these analyses, samples were cleaned under vacuum and in the alcohol. Then, upon dried at a temperature of 70°C,

their dimensions and weights were measured, hence being ready to be analyzed. Porosity was measured with the use of Helium porosimeter and according to Boyle Law, and the data obtained from these measurements were used in the calculation of grain densities of the grains. Permeability, on the other hand, was measured by the dried air being passed through the sample that was placed within the Hassler type core cell and was calculated with the use of Darcy Law. Permeability values with respect to measured air (ka) were transformed to liquid permeability values (absolute permeability K_1) by the Klingenberg correction. Evaluation table of Loverson (1967) was utilized in the permeability and porosity evaluations.

3. GENERAL GEOLOGY AND STRATIGRAPHY

The study area situated within the Geyikdağı autochthonous is represented with a thick comprehensive sequence ranging from Cambrian to middle Eocene in age. There are many studies conducted in the study area, but most of them are related to the geology, stratigraphy, and the petroleum geology of the area, and hence not directly related to the formations of Tepearası dolomites. Some of these multi-purposed studies are of Özgül (1976, 1984), Monod (1977), Demirtaşlı (1984), Ayyıldız and Sonel (1992), Yağmurlu (1992), Toker et al., (1993), Sonel et al., (1995), Sarı (1996), and Sarı et al., (1996). Dolomites under investigation were differentiated as the Tepearası formation of Dogger age (Monod, 1977), and bordered by the Sarakman member (lower Dogger) of Tepearası formation at the base and Akkuyu formation (Upper Jurassic-early Cretaceous) at the top which consists of clayey-silty limestone and bituminous shales (Photo.1).

Additionally, dolomites in the area are transitional with the Sarakman member of Tepearası formation composing of massive limestones, and this transition is typically observed around the Tepearası village. The dolomite sequence having a thickness of about 150-200 m laterally changes to thin bedded, dark colored, bituminous, fine grained limestone unit.

The allochthonous units in the study area are the ophiolitic rocks and Aladağ and Bozkır units (Figure 2).

These units have no direct relation with the present study, but they might be the primary source of hot Mg-bearing solutions formed in association with tectonic movements (thrusts) activated during the settlement of the allochthonous units.

4. POLARIZED MICROSCOPE AND SEM STUDIES

3 main dolomite types with different textural characters were described in the petrographic investigations of the Tepearası dolomite formation of Dogger age. These are: a) homogeneous (pure - clean), b) mottled (saddle crystalline), and c)fracture filling. Petrographic features of these types can be summarized as follows.

Photo 1. Field Shoving of the Formations in the Geyikdağı Unit Around Tepearası Village.gEg: Gümüşdamla Formation (Eocene), g KEa: Akdağ Formation (Cretaceous-Eocene) gJt: Tepearsı Formation (Jurassic)

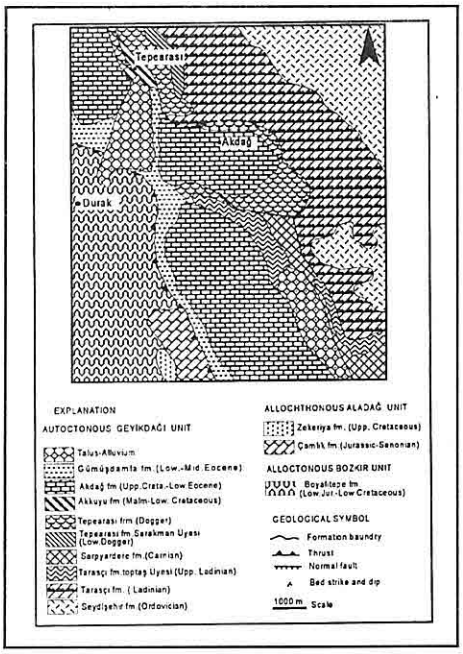


Figure 2. Geological Map of the Study Area.

4.1. Homogeneous (pure-clean) Dolomites

Those are light colored dolosparites with a uniform texture. They have hypidiomorph texture and have crystal dimensions of 0.1-0.2 mm. Their crystal edges are partly smooth and show weak porosity developments. Dolomite crystals are mostly pure and clear. In some cases, micritic coatings are observed on the dolomite crystals (Plate :1,a).

4.2. Mottled (saddle crystalline) Dolomites

Those are most commonly observed Dolomites. This mottled structure was first described in the study of Osmand (1956). In most cases, white (light) colored dolosparites developing in a dark colored micrite comprises this type of structure.This type of dolomites associated with stalactite texture developments are especially found in karstic dissolution pores. (Plate:1,b). That is, they freely grow from the pore wall to the center. In some samples, they are also accompanied by coarse grained, secondary calcite crystals. In the study of Varol (1992), mode of occurrence of this

type of dolomites is stated as dolomite cement of syngenetic precipitation or transformation of primary calcite and/or micritic matrix to the dolomite (replacement). Additionally, petrographic and SEM studies indicate that most of the mottled dolomites vastly observed in the Tepearası formation dolomites are saddle crystalline type. These are idiomorphic and quite coarse crystallized. Under thin section, saddle crystalline dolomites seem to contain some inclusions from the basement rock together with partly semi-reflection waved extinction appearance and the edges of dolomite rhombohedrons are shown as somewhat folded (Plate:1,c). SEM studies also indicate typical zoning grow structures and secondary dissolution spaces for the dolomites (Plate:1,d). Zoning grow structures reveal that Mg-bearing solutions were brought into environment time to time. These type of textural developments are important findings for the formation mechanism and source of such dolomites (Radke and Mathis, 1980).

4.3. Fracture Filling Dolomites

Those are the epigenetic dolomites with a cement character which fill the micro fracture and fissures as a stalactite form (Gregg and Sibley, 1984). Their grains are idiomorphic and quite coarse grained, show distinctive zoning grow structures. Fracture spaces not filled by this type of dolomites are filled by coarse calcite crystals (Plate:1,e). In some places, these type of dolomites are accompanied by brecciated primary dolomite crystal fragments. In addition, most important feature of them is the recognition of cataclastic texture developments reflecting an intense tectonism effect (Plate.1,f). During the SEM-EDS studies, in the fracture filling dolomites, the presence of some secondary inclusions (e.g. calcite), brecciated-dolomite silt, and illite group of clay minerals that partly fill in the pores (Plate 1:g-h).

5. TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY STUDIES ON AAS

In order to determine the formation mechanism and source of the Tepearası formation dolomites, trace element geochemistry studies were conducted through the use of AAS technique, and the results are given in Table 1.

Table 1 shows that homogeneous (pure-clean) dolomites formed in the early diagenetic stage have significant Na, Ba, Sr, Fe, Zn, Cu, and Pb trace element contents. However, their Mg/Ca ratio is equal to 1 and Mn values are measured below the detection limit. It is also noticeable that compared to mottled (saddle crystalline) and fracture filling dolomites formed in the late diagenetic stage, homogeneous dolomites have somewhat lower trace element contents (except Sr). An interesting point here is that each of three different dolomite types has similar concentrations of Sr and their Mn values are below the

PLATE I

A: Crystals of subidiomorph homogeneous dolomite (early diagenetic). Dark colored (blurred) areas are coatings of micritic limestone (Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 139).

B: Crystals of idiomorph saddle dolomite (late diagenetic). Mostly in the form of zoned growth structures (Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 111).

C: Crystals of saddle dolomite (late diagenetic) with the typical zoned growth structure. Occasional remnants of primary host rock observed (Cross nichole, 6.3 x10) (Sample no. 111).

D: SEM view of saddle dolomite crystals (late diagenetic). Distinct features of zoned growth structure along with secondary dissolution vugs (Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 111).

E: Vug filling dolomite crystals (late diagenetic) associated with cementing agent of large, blocky, zoned calcite crystals dolomite, kz: zoned calcite, d: dolomite (Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 126).

F: Vug filling dolomites (late diagenetic) with distinctive kataclastic (shearing) texture devolopment(Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 132).

G: SEM view of clay minerals (likely to be illite group filling the pores of vug-filling type of dolomites (late diagenetic) (Cross nichole, 6.3 x 10) (Sample no. 132). d:dolomite, k:secondary calcite, i: illite

H: SEM view of secondary calcite crystals with the zoned growth structure associated with vug filling dolomites (late diagenetic) (sample no. 132) d:dolomite, kz: zoned calcite.

PLATE 1

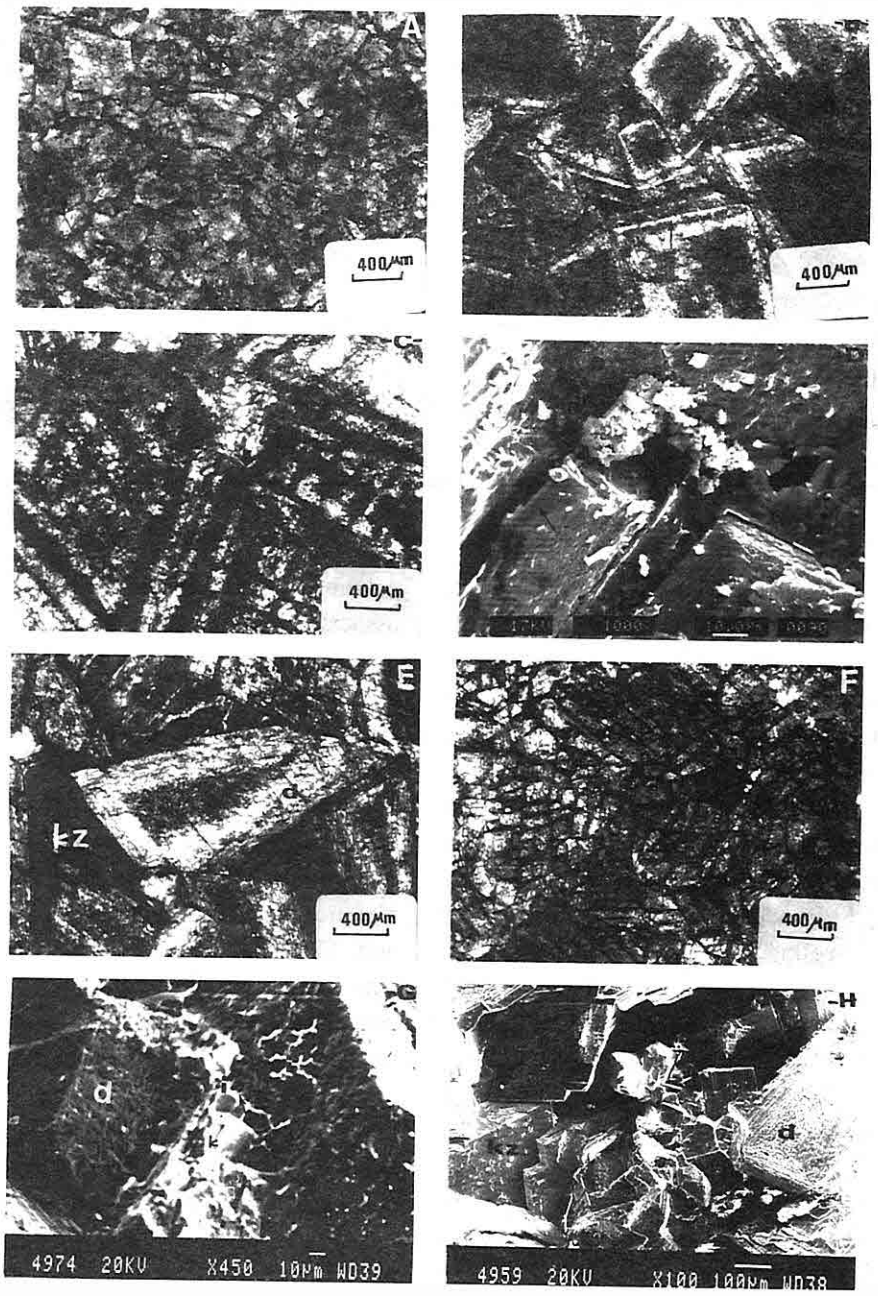

A
400µm
B
400µm
C
400µm
D
E
kz
d
400µm
F
400µm
G
d
k
4974 20KV X450 10µm WD39
H
kz
d
4959 20KV X100 100µm WD38

Table 1. AAS Analyses Results of Different Type Petrographic Dolomite Samples and Trace Element Belonging to Host Rock Limestone.

Type of Trace Element / Petrographic Types and Host Rock	Na (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Mg/Ca
Homogenous(Pure-clean) Erly Diyagenetic	1315	2302	64	561	*	64	16	321	1
Mottled (saddle crytaline) Late Diagenetic	1376	2591	40	1121	*	356	764	2430	1
Fracture filling Late Diagenetic	1576	2790	42	1310	*	376	834	2480	1
Sarakman member limestone	1095	1757	225	2068	*	*	*	*	0.01

*: The results of under the dedection limits

detection limit. This may indicate that since Na concentration; which is indicative of fresh water (vadose), is extremely high, the source of Mg-bearing solutions could not be the sea water or the solutions having a bacterial origin.

Combination of all these trace element concentrations with the other results shows that homogeneous dolomites have formed under the control of fresh water (vadose)in the early diagenetic stage (Üşenmez and Friedman, 1987; Matsumoto and Kayayana, 1988; James et al.,1993;Garea and Braithwaite, 1996). Na, Ba, Fe, Zn, Cu, and Pb concentrations of the mottled (saddle crystalline) and fracture filling dolomites formed in the late diagenetic stage are quite high. In the literature, all these values have been evaluated as the indicative of hot (40-80°C) Mg-bearing solutions epigenetic in origin formed associated with deep-see burial. Low Mn concentrations below the detection limit, low Sr contents (40 ppm), and a Mg/Ca ratio of equal to 1 also support this hypothesis.

Trace element geochemistry of the Sarakman member limestones is also interesting. That is Na and Ba have significant high concentrations, while Sr and ΣFe concentrations are higher in comparison to the dolomites. A Sr concentrations of about 225 ppm may indicate that Sarakman member limestones are the shallow marine (upper tidal belt) carbonate deposits. Compared to the dolomites, higher rational ΣFe concentrations may suggest that limestones are associated with bauxite occurrences (particularly Cenomanian) that are widely observed in the region. In

addition, as expected, Mg/Ca ratio was found to be 0.01 probably suggesting that Sarakman member limestones are originated from low-Mg calcite.

6. STUDIES ON THE RESERVOIR GEOLOGY

Using the techniques, mentioned in the Material and Method section, on the samples collected from the Tepearası formation dolomites, porosity, permeability, and grain density analyses were conducted. Results of these analyses are given in Table 2. Porosity values of the samples range from 0.29 to 2.75 %, permeability values are between 0.02-0.36 (md), and grain density values change from 2.67 to 2.80 g/cm^3. An average porosity value of 2.52% and an average permeability value of 0.29 (md) for the samples indicate that Tepearası formation shows a weak reservoir rock character.

Porosity-permeability and porosity - grain density relations of the samples were also established (Figures 3 and 4). During the porosity-permeability and porosity-grain density evaluations, no clear opening was observed and the samples were found to be clustered in a certain site which hindered to make a comment on the source rock evaluation

Table 2. Porosity, Permeability and Grain Density Results Belonging to Tepearası Formation Dolomite and Sarakman Member Limestone of Tepearası formation

Formation Name	Samlpe No	Porosity (%)	Permeabity (md)	(Kl)	Grain Density (gr/cm^3)
Tepearası	22	1.36	0.04	0.02	2.70
"	23	0.75	0.05	0.03	2.70
"	24	1.11	0.05	0.03	2.73
"	25	not Measured			
	77	0.29	0.77	0.04	2.70
"	85	0.90	0.07	0.04	2.67
"	86	not Measured	not Measured	not Measured	not Measured
"	11	2.75	0.55	0.36	2.80
Sarakman member	215	1.77	0.08	0.05	2.81
"	216	0.95	0.07	0.04	2.76
"	218	not Measured	not Measured	not Measured	not Measured

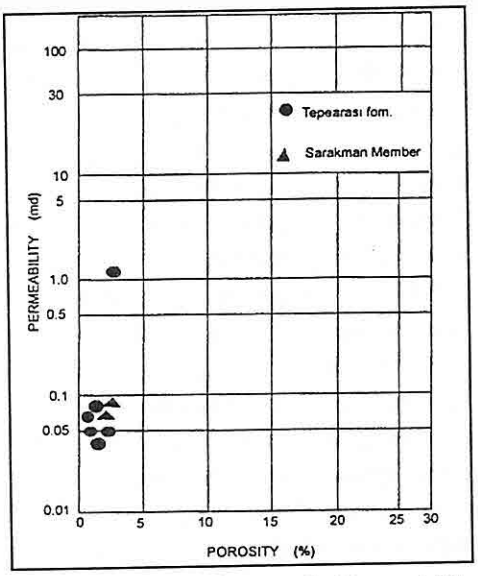


Figure 3. Porosity and Permeability Diagram of Tepearası Formation and Sarakman Member.

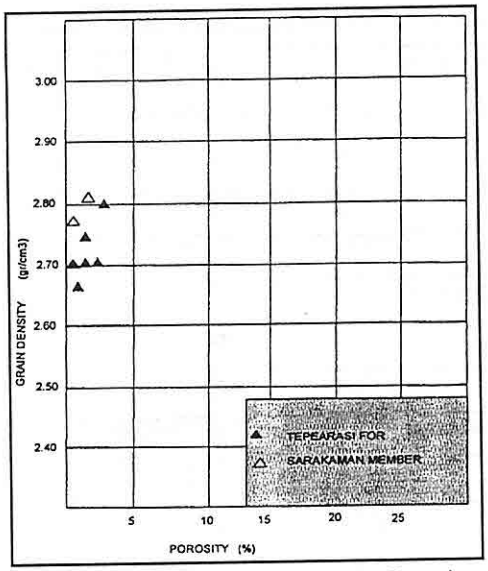


Figure 4. Porosity and Grain Density Diagram of Tepearası Formation and Sarakman Member.

of the unit. This is probably due to homogeneity of the unit. Furthermore, porosity, permeability, and grain density analyses of the Sarakman member limestones of the Tepearası formation were also performed (Table 2). Porosity values of the limestone samples range from 0.95 to 1.77%, permeability values are between 0.04-0.05 (md), and grain density values change from 2.76 to 2.81 g/cm3. Porosity-permeability and porosity-grain density relations of the limestone samples were also established (Figures 3 and 4). Porosity values of lower than 2 %, permeability values as low as 0.05 (md) for the limestone samples and clustering of the samples in a certain site in the evaluations of porosity-permeability and porosity-grain density indicate that the unit cannot be reservoir rock.

The values given above for both units and the findings of petrographic and electron microscope studies support each other.

7. RESULTS

This study, which was directed to the petrography, microtexture, trace element geochemistry, and reservoir character of the Tepearası formation dolomites of Dogger age in the Geyikdağı unit of the central Tauride belt, reveal the following results:

1)Two different dolomite facies of early and late diagenetic stages were distinguished.

2) Dolomites of early diagenetic stage are pure-clean dolomites that formed by

partially dolomitization of the limestones deposited in shallow upper tidal belt and fresh (vadose) waters played an important role in their occurrence.

3) It is determined that mottled (saddle crystalline) and fracture filling type dolomites, which are dominated in the Tepearası formation and formed in the late diagenetic stage, were developed under the control of hot Mg-bearing solutions during the deep burials occurred in association with intense tectonic activity of limestones comprising the basement rocks. These hot solutions gave rise to neomorphic recrystallization and/or dissolution of previously formed dolomites. As a result, micro fissures and karstic micro spaces (these spaces can be derived from thermokarst formation) were cemented by the dolomite crystals.

4) Sr^{+2} concentrations reveal that there is no relation between sea water and dolomitization. Na contents, however, indicate that dolomitization process is associated with the groundwater. Moreover, concentrations of Ba, Zn, Cu, and Pb elements are the indicative of the effectiveness of hot solutions in the dolomite formation. Furthermore, high amount of ΣFe indicates that deposition environment was an oxidation zone and a iron intrusion was accumulated in between the cleavage surfaces of the dolomite crystals.

5) Tepearası formation dolomites, that are examined in respect to reservoir geology, have an average porosity value of 1.52 % and an average permeability value of 0.29 md. Porosity values of limestone samples of the Sarakman member are less than 2% and permeability values were found to be as low as 0.05 md. All these values reveal that both units could not have a reservoir rock character.

8. ACKNOWLEDGMENTS

This study is a part of the research project no. 93 - 05 - 01 - 01 funded by Research Fund of Ankara University. Authors thank to A. Osman Doğan for his help in the field studies and to all the persons and organizations for their contribution to the chemical analyses. Appreciation is extended to Prof.Dr. Baki Varol for his criticism and suggestions for the manuscript. The authors thanks to Dr.Mustafa Albayrak for analyses XRD (MTA) and SEM studies in Reserch Center of Turkish Petroleum Corporation.

9. REFERENCES

ASTM., 1972, Inorganic index to the powder diffraction file: Joint committee on powder diffraction standars. Pennnsylvania, 1432 p.

Ayyıldız, T. ve Sonel, N., 1992, Üzümdere-Akkuyu (Akseki - Antalya) civarının petrol ana kaya fasiyesleri ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi: S.Ü .Müh.Mim Fak. Derg., v. 7, s. 1-2, p.18-30.

Beales, F.W., and Hardy, J.L., 1980, Criteria for the recognation of diverse dolomite types with an emphasis on studies on host rocks for Mississipi

Valley-Type ore deposites: in Zenger, D.; Dunham, J.B., and Ethingon, R.L.,eds Concept and models of Dolomitization SEPM Special Pupl., No.28. p 197-213.

Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonis of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mauntains: Geology of the Taurus Belt., p: 101-119, Ankara.

Friedman,G.M., and Sanders, J.E, 1967, Origin of occurrence of dolostones: in Chlingar,G.V., Bissel, H.J. and Fairbriedge,R.W., eds., Carbonate rocks, Part A; Origin,Occurrence,and Classification: Amsterdam, Elsevier, p.167-348.

Garea,B.B, and Braithwaite., C.J.R.,1996, Geochemistry isotopic composition and origin of the Beda Dolomites, Block NC74F, SW Sırt Basın, Libya: Journal of Petroleum Geology, vol 19 (3), pp. 289-304.

Gregg. J. M and Sibley., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Jour. sed.petro., v.54, p.908-952.

Hanshaw, B. B., Back,W, and Deike, R.G., 1971, A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater: Economic Geology, 66, 710-724.

Hardie, L.A., 1986, Dolomitization. A critical view of some current view of some current views-perspectives: Jour.Sed. Petrol., v.57, s.166-183.

James P.J., Bone, Y., and Kıser, T.K ., 1993, Shallow Burial dolomitization of mid-Cenozoic, Cool-Water, Calcitic, Deep-Shelf Limestones, southern Australya: Journal of Sedimentary Petrology, vol. 63, no.3, p.528-538.

Lands, S.Y.,1985, The origin of Massive Dolomite: Journal of Geological Education, v. 33, p.112-125.

Loverson,A.I., 1967, Geology of Petroleum: W.H.Free and Comp., p.499 San Fransisco.

Matsumoto, R., Lijima. A., and Katayama, T.,1988, Mixed water hydrotermal dolomitization of the Pliocene Shihara Limestone, Izu Peninsula, Central Japan Sedimentology, v. 35, p. 979-999.

Monod, O., 1977, Recherces geologiques dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir: These Eresente a I'Universite de Paris sud centre d'Orsa, 442 p.

Nielsen,P.,Swennen.,R, and Keppens,E, 1994, Multiple - step recrystalization massive ancient dolomite units: an example from the Dinantian of Belgium. Sedimentology, v. 41, p. 567-584.

Osmand, J.C.,1956, Mottled carbonate rocks in the middle Devonian of easthern Nevada: Jour. sediment. Perol., v.26, p.32-41.

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült., 19, 1, 65-78.

Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurides: Gelogy of the Taurus Belt, p. 77-90, Ankara.

Radke, B.M.and Mathis, R.L, 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite: J. Sediment Petrol., v.50, p. 1149-1168.

Üşenmez, Ş., and Friedman G.M., 1987, Fabric and Composition of dolomites and dolomites from near Karapınar (Adana, southern Turkey): Carbonates and Evaporites, v. 2, no. 2, p.7 -18, U.S.A.

Sarı, A., 1997, Akkuyu - Tarasçı (Beyşehir Güneyi) formasyonlarının organik fasiyesleri ve hidrokarbon türümlerinin kökensel yorumu: S.Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi (baskıda).

Sarı, A., Sonel, N., Doğan ve A.O., 1996, Üzümlü-Çamlık arasında Kalan Bölgenin Stratiğrafisi (Beyşehir Güneyi, Konya): S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi. c.2, s.2 (Baskıda).

Sonel, N., Sarı, A., Doğan ve A. O., Bozüyük, Y., 1995, Üzümlü (Beyşehir) civarının petrol kaynak kaya fasiyesleri ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi: Türkiye Jeolojisi Kurultayı Bülteni, v. 10, p. 34-40.

Toker, V., Sonel, N., Ayyıldız, T., ve Albayrak, M., 1993, Akseki kuzeyi Üzümdere (Antalya) civarının stratigrafisi: Türkiye Jeo. Bült., c. 36, 2, s. 57-73.

Varol, B., 1992, Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devoniyen (Şafaktepe fm.) Dolomitlerinin kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli): M.T.A Dergisi, no 114, s. 37-44.

Varol, B., and Magaritz, T., 1992, Dolomitization, time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic sequence, south-central Turkey: Sed. Geology, v. 76, p. 117-133.

Yağmurlu, F., 1992, Eğridir güneyi Mesozoyik karbonat istifi içerisinde yer alan dolomitik hazne kayaların petrografik özellikleri: Türkiye 9.Petrol Kongresi ve Sergisi Bildiriler Kitabı. s.102-113, 17-21 Şubat, Ankara

Zenger, D.H., 1983, Burial dolomitization in the lost Burro Formation (Devonian), East-Central California,and the significance of late diagenetic dolomitization: Geology, v. 11, p.519-522.

Zenger, D.H., and Dunham,J .B., 1980, Concept of models of dolomitization-an introduction: Geol. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., v. 28:p. 1-119.

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

TRABZON CİVARINDA YER ALAN BAZI TOPRAKLARIN İYOT KONSANTRASYONLARI

Emine TAŞHAN
KTÜ ., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yüzeylenen birimlerin oluşturduğu topraklarda iyot konsantrasyonu araştırılmıştır. Ayrıca iyot konsantrasyonunun toprak-ana kaya, topoğrafya, yükselti ve insan sağlığına etkileri irdelenmiştir.*

Çalışılan toprak örnekleri Pontid Alt Bazik Karmaşığı (Jura-Alt Kretase), Berdiga Kireçtaşları (Jura-Alt Kretase), Dağbaşı Granitoyidi (Üst Kretase), Cevherli ve cevhersiz dasitler (Üst Kretase), Volkano-Tortul Seri (Üst Kretase) ve alkalen bazaltlar (Neojen) üzerinde gelişen toprak profilindeki A ve B horizonlarından alınmıştır. Spektrofotometrede yapılan analizler sonucunda elde edilen ortalama iyot değerleri aşağıdaki Tabloda verilmiştir.

Birim	Yaş	Çalışılan örneklerin Ort. İyot değerleri (ppm)	Aynı bileşimdeki örnek. Dünyadaki Ort. İyot değer. (ppm)
Bazalt,andezit,diyabaz (Alt Bazik Karmaşığı)	Jura-Alt Kretase	17	93*
Kireçtaşı (Berdiga)	Jura-Alt Kretase	15	45**
Granitoyid (Dağbaşı)	Üst Kretase	13	61*
Dasit (Cevherli ve cevhersiz)	Üst Kretase	25	83*
Volkano-Tortul Seri	Üst Kretase	11	37**
Alkalen Bazaltlar	Neojen	15	22*

*Goldschmidt, 1954; **Davidson ve diğ.,1975

Aynı birim içinde yükselti arttıkça iyot konsantrasyonunda azalma gözlenmekte ve bu oran % 5'e kadar ulaşmaktadır. Bölgede bir negatif I anomalisinin olduğu saptanmıştır. Bunun sebebi sert topoğrafya, Ph koşulları ve bölgenin aşırı yağış alması nedeniyle iyodun havadan toprağa bağlanamamasıdır. Topraktaki bu iyot eksikliği guvatr hastalığına neden olmaktadır ve Doğu Karadeniz Bölgesi'nde guvatr hastalığı oldukça yaygındır. Bu nedenle bu bölge endemik guvatr bölgesi olarak önerilmiştir.

THE CONCENTRATION OF IODINE LEVELS IN SOILS OF THE TRABZON AREA

ABSTRACT: *In this study, iodine concentrations of soils, that are developed on rocks of the North Zone of Eastern Pontide, are investigated. Effects of soil-parent rock, topography, elevation and human life to the iodine concentration are also studied.*

Studied soil samples, which are from the Pontide Lower Basic Complex (Jurassic-Lower Cretaceous), Berdiga Limestones (Jurassic-Lower Cretaceous), Dağbaşı Granitoid (Upper Cretaceous), Ore bearing dacites and barren dacites (Upper Cretaceous), Volcano-sedimentary Series (Upper Cretaceous), and alkaline basalts (Neogene), were collected from the A and B horizonzs of the soil profile. Average iodine values that obtained from spectrometry analyses, are given in the following Table. Average iodine contents of similar rock groups on Earth are also given in the Tablo.

Iodine concentrations increase with increasing elevation in some rock units, and this ratio increases up to 30 per cent. In general, a negative iodine anomaly is obtained in the studied area. Rough topography, Ph conditions and high precipitation make it difficult to bind iodine in soils. Iodine deficiency in soils causes goiter which is commonly seen in the Eastern Black Sea Region. Therefore, the studied area is proposed as an endemic goiter region.

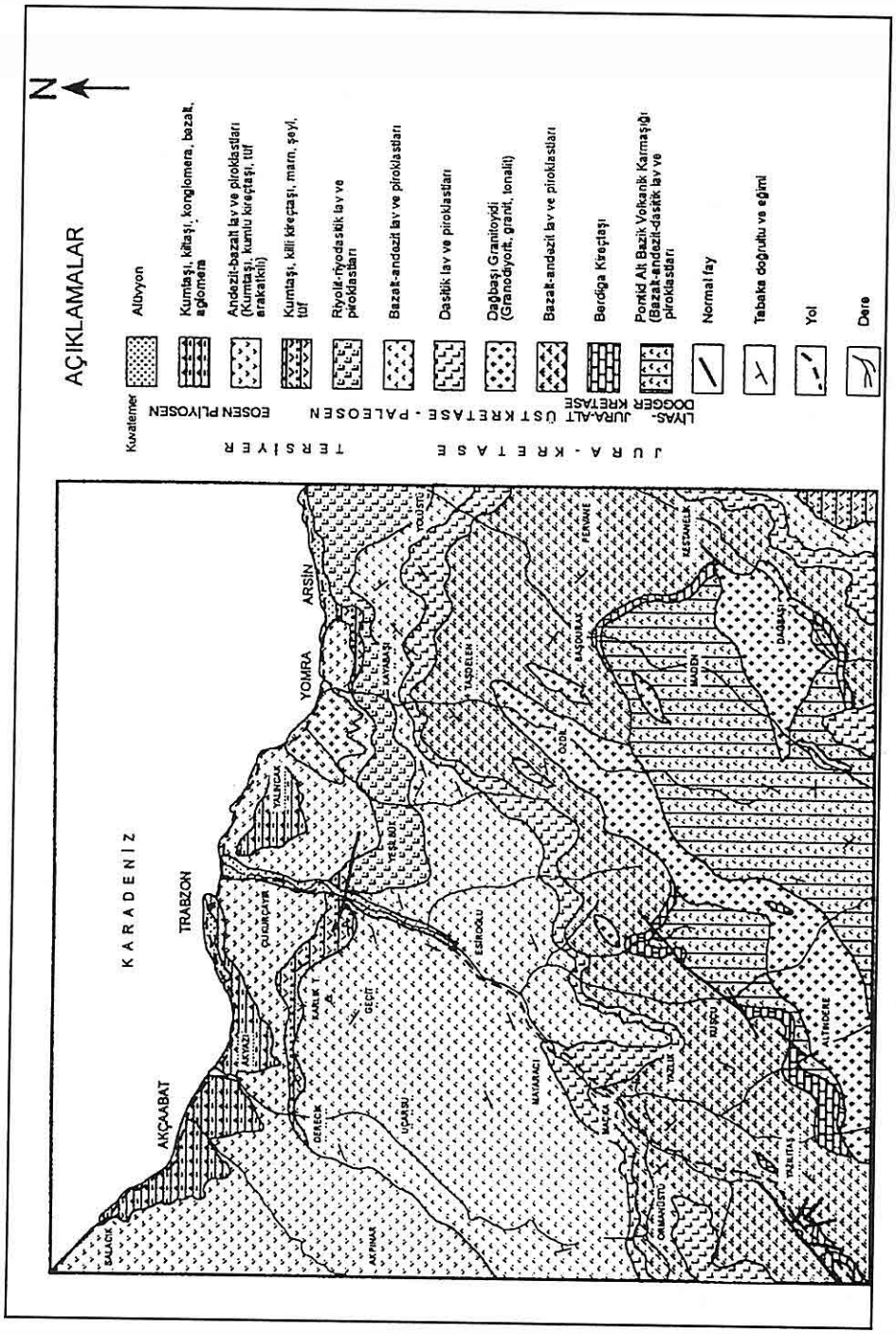
Unit	Age	Ave. Iodine con. of studied soils (ppm)	Average Iodine con. of similar soil groups of Earth (ppm)
Basalt,andesite,diabase (Lower Basic Complex)	Jurassic-Lower Cretaceous	17	93*
Limestone (Berdiga)	Jurassic-Lower Cretaceous	15	45**
Granitoid (Dağbaşı)	Upper Cretaceous	13	61*
Dacite (Ore bearing and barren)	Upper Cretaceous	25	83*
Volcano-Sedimentary Series	Upper Cretaceous	11	37**
Alkaline Basalts	Neogene	15	22*

**Goldschmit,1954; **Davidson et al.,1975*

1. GİRİŞ

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde özellikle Trabzon yöresinde guvatr hastalığı insidansı çok yüksektir. Çalışmalar bölgedeki iyot eksikliğini bunun başlıca nedeni olarak göstermektedir. İnsanlar günlük iyot gereksinimlerinin % 90'ını yiyeceklerden % 10'unu sulardan karşılamaktadır.

Bu çalışmanın amacı Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yer alan litolojik birimler üzerinde gelişen toprak profillerindeki iyot konsantrasyonunun saptanması ve toprak-ana kaya, yükselti, topoğrafya gibi parametrelerin irdelenerek; iyot- toprak -besin zincirinde iyodun besinlere geçişi ve insan sağlığına olası etkileri ve çözüm önerileri ortaya koymaktır. Bu nedenle Trabzon merkez olmak üzere güneyde 2000 m yükseklikler ulaşacak şekilde Trabzon G_{42} ve G_{43} (1/100.000 ölçekli) paftalarının içinden 260 km^2 lik alan çalışma bölgesi olarak seçilmiştir (Şekil 1).



Şekil 1. Trabzon Bölgesinin Jeoloji Haritası.

Kayaçlarda ve Toprakta İyot Konsantrasyonu

İyodun bir kaç bağımsız mineral şekli vardır (Örneğin Lautarit $Ca(IO_3)_2$) ve başlıca kayaç yapıcı mineraller dışındadır. Magmatik kayaçlarda iyot konsantrasyonu yaklaşık 0.24 ppm.dir. Magmatik minerallerdeki iyot oranı 0.22-0.94 ppm arasında, ortalama 0.35ppm, en düşük değer 0.22 ppm ile apatitte, en yüksek değer de 0.94 ppm ile hiperstende tesbit edilmiştir(Fellenberg ve Lunde, 1926).

Metamorfik kayaçlardaki iyot dağılımı 0.18-2.33 ppm arasında değişmektedir. Sedimanter kayaçlarda iyot konsantrasyonu oldukça yüksektir ve homojen değildir. Yaygın magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlardaki iyot konsantrasyonları Tablo 1'de gösterilmiştir.

Toprak ana kayaya göre yüksek iyot konsantrasyonuna sahiptir. Topraktaki en düşük iyot konsantrasyonu 2 ppm olarak iç karasal bölgelerde tesbit edilmiştir (Goldshmidt, 1954).

Zengin organik madde içeren A horizonunda, iyot oranı B horizonuna göre daha az miktarda bulunmaktadır (Tablo 2, Fuge, 1984).

Topraktaki iyot konsantrasyonu değişkendir. İyot bazı mekanizmalar tarafından topraktan uzaklaştırılarak doğal denge durumu bozulur. İyodun yer değiştirmesi sonucu topraktaki iyot konsantrasyonu azalır. Toprakta iyot kaybı üç yolla olabilir(Johnson,1980).

1-Yeraltısuyu içinde mekanik ve kimyasal taşınma

2- İyodun gaz halinde atmosfere geçişi

3- Tarla bitkilerinin hasadı ile.

Birinci yol topraktan iyodun yer değiştirme mekanizmasında önemli rol oynar. Topraktaki suyun hareketi yatay ve dikey yönde iyodun göçüne neden olur. Johnson (1980) suyun göçü esnasında suyun kimyasal aktivitesi sonucunda toplam iyodun (It) % 10'dan daha az bir kısmının soğuk suya geçtiğini tesbit etmiştir.

Tarla bitkilerinin hasadı ile m^2 de ürün başına 620 mg. iyot bitkilere geçer(CIEB,

Tablo 1. Magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlardaki iyot konsantrasyonları (Johnson, 1980).

Magmatik Kayaçlar	Ort. I (ppm)	Metamorfik Kayaçlar	Ort. I (ppm)	Sedimanter Kayaçlar	Ort.I (ppm)
Granit	0.25	Şist	0.52	Kireçtaşı	2.7
Dolerit	0.18	Kristalen şist	0.50	Şeyl	2.3
Pegmatit	0.28	Muskovit şist	0.35	Kumtaşı	0.8
Siyenit	0.24	Aktinolit şist	0.19	Yeni sediment	5-200
Dünit	0.14	Amfibolit	0.32		
Gabro	0.32	Eklojit	0.18		
Bazalt	0.27	Gnays	2.33		
Andezit	0.25	Mermer	0.39		
Riyolit	0.20	Hornfels	0.32		
Tüf	0.64				

Tablo 2. Değişik Toprak Örneklerindeki A ve B Horizonlarındaki Organik Madde ve İyot İçerikleri (Fuge 1984'den).

Örnek	Organik Madde (%)	I (ppm)
Kahverengi Toprak (Nehir Vadisi)		
A Zonu	16.7	26.8
B Zonu	8.8	38.7
Kahverengi Toprak		
A Zonu	10.9	9.5
B Zonu	5.3	17.2
Kil (Nehir Vadisi)		
A Zonu	8.9	5.8
B Zonu	4.6	12.3

1952). Bitkileri gübreleme ve humus gibi olaylar topraktaki iyot kaybını en az düzeye indirir. Topraktaki iyodun mümkün oluşum formu Şekil 2'de özetlenmiştir. Burada eriyebilir iyodat ve eriyemeyen iyodat kesin olarak ayırtedilmiştir. Yerinde kalıcı şekiller çok düşük konsantrasyonlara sahiptirler. Topraktaki mobil iyot (Im) miktarı, toplam iyot (It) miktarının % 1 ile % 25'i arasında bir değişim göstermektedir.

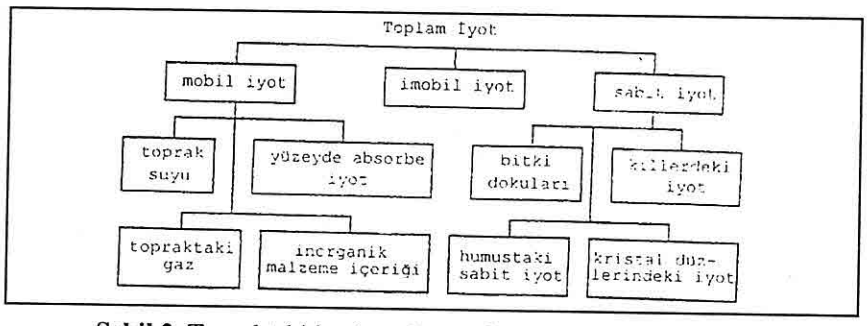
2. TOPRAK İYODU JEOKİMYASI

2.1. Analiz Yöntemi

Jeolojik malzemeler içindeki iyot Fellenberg'in 1927'den beri geliştirirlen nişasta-iyot kompleksi yöntemi veya Sandell-Kolthof'un 1934'den beri geliştirilen cerium katalitik reaksiyon yöntemi ile analiz edilmektedir. Son yıllarda iyot için basit analiz metodları geliştirilmiştir.

Nişasta-iyot kompleksi yöntemi karmaşık ve zaman alıcı olduğundan, günümüz teknolojisinde cerium katalitik yöntemi tercih edilmektedir.Bu çalışmada toprak örneklerindeki iyot konsantrasyonunun tayini Dubravcic (1955) tarafından geliştirilen, Fuge ve diğerleri (1978) tarafından otoanalizörlere uygulanan yöntemin manuel spektrometrelere uygulanması ile yapılmıştır. Bu kolorimetrik yöntemin temeli:

$2Ce^{+4} + As^{+3}$ I (Katalizör) $2Ce^{+3} + As^{+5}$ sarı renksiz katalitik reaksiyonuna



Şekil 2. Topraktaki iyodun oluşum formu(Johnson, 1980).

dayanmaktadır.

Kullandığımız laboratuvar koşullarında 20 ^{0}C sıcaklıkta, 15 dakika reaksiyon süresi optimum olarak saptanmış ve elde edilen kalibrasyon eğrisi şekil 3'de verilmiştir. Analiz yönteminin kesinliği (precisies) aynı örnek üzerinde yapılan 10 ölçüm sonucunda % 5 olarak hesaplanmıştır.

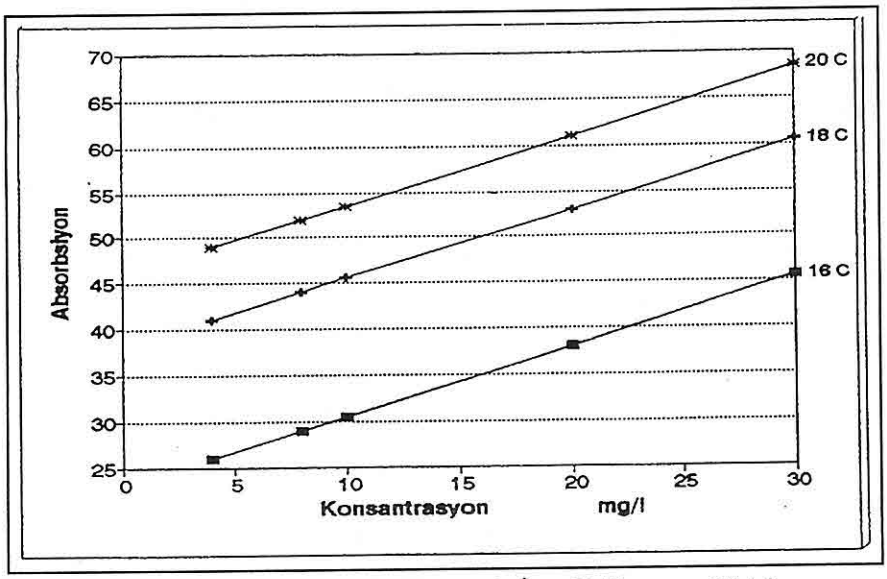
2.2 Analizi Yapılan Topraklar

Çalışılan toprak örnekleri Şekil 1 üzerinde gösterilmiş Pontid Alt Bazik Karmaşığı (Jura-Alt Kretase, Köprübaşı, 1992; Yalçınalp, 1992), Berdiga kireçtaşları (Jura-Alt Kretase, Ketin, 1966; Kırmacı, 1992), Dağbaşı Granitoyidi (Üst Kretase, Çoğulu, 1975; Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978), Cevherli ve cevhersiz dasitler (Üst Kretase, Çoğulu, 1970, 1975), Volkano-Tortul seri (Üst Kretase, Erguvanlı, 1953), ve alkalen bazaltlar (Neojen, Tokel, 1983) formasyonları üzerinde gelişen toprak profilindeki A ve B horizonlarından alınmıştır.

2.3. Örnek Alımı

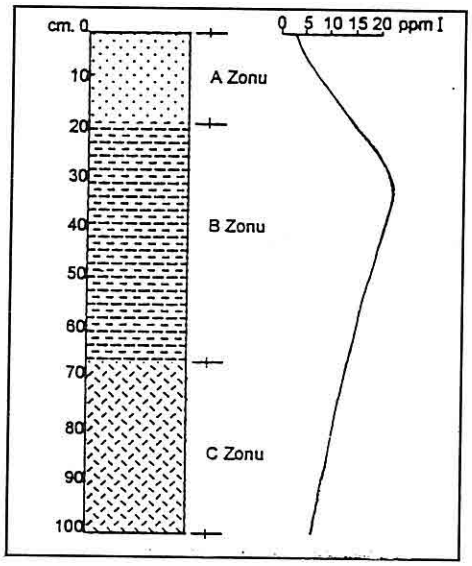
Örnekler kalınlıkları birimden birime değişen, yerinde oluşmuş toprak profilleri üzerinden toplanmıştır. Çalışılan bölgedeki lav akıntılarının üzerinde ince bir A zonu (10-15 cm) ve ince bir B zonu (30-40cm) gelişirken, C zonu gelişmemiştir. Piroklastikler üzerinde gelişmiş toprak profillerinde ise ince bir A zonu (20 cm), 70 cm'ye varan sarımsı kahverengi killi B zonu ve değişken kalınlıkta, iyi gelişmiş bir C zonu gözlenmiştir.

Toprak profilinde dikey yöndeki iyot konsantrasyonundaki değişimi görmek için aynı birimi oluşturan kayaçlar üzerindeki toprak profilinden iki ayrı



Şekil 3. Spektrometrik Yöntemde İyot Kalibrasyon Eğrisi.

yerde örnekleme yapılmıştır. Bir metre yüksekliğindeki bu profilde örnekler 5 cm aralıklarla alınmıştır (Şekil 4 ve 5). Her iki profilde de iyodun diğer mobil elementlerde olduğu gibi daha killi B zonunda zenginleştiği görülmüştür. Ortalama iyot konsantrasyonu A zonunda 4 ppm, B zonunda 17 ppm ve C zonunda 3 ppm dir. İyodun B zonunda A ve C zonlarına göre daha zengin olmasının nedeni, yağmur suları ile çözünüp B zonuna süzülen iyot iyonlarının buradaki kil mineralleri tarafından absorbe olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle bu çalışmada örnekleme için B zonu tercih edilmiş ve 106 adet örnek bu zondan alınmıştır. Bazı noktalarda A ve B zonlarını karşılaştırmak amacıyla A zonundan da 20 adet örnek alınmıştır.

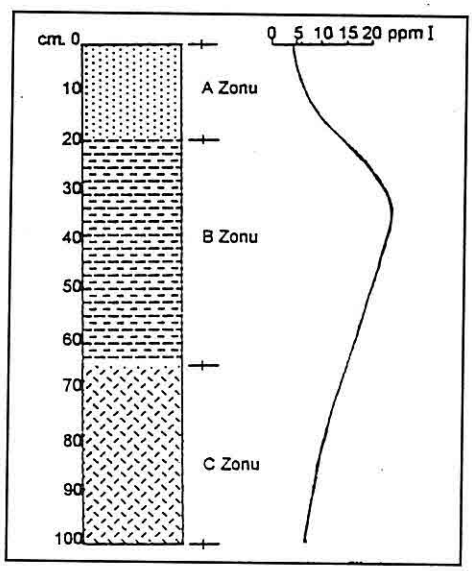


Şekil 4. Dasitik Tüf Üzerindeki Toprak Profilinde Derinliğe Göre İ (iyot) Konsantrasyonu Değişimi (Yorma).

2.4. Analiz Sonuçları ve Değerlendirilmesi

İnceleme alanındaki kayaç birimlerinin iyot içerikleri dünya literatüründeki ortalama değerlere uygunluk gösterirken, bu birimler üzerinde gelişen toprak profillerinde iyot konsantrasyonları ile aynı bileşimdeki örneklerin dünyadaki ortalama iyot değerleri arasında büyük fark vardır (Tablo 3). Örneğin; örneklenen Jura-Alt Kretase kireçtaşları üzerinde gelişen toprak profilinde ortalama 15 ppm iyot değerleri elde edilirken dünya ortalaması 45 ppm dir.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı üzerinde gelişmiş topraklarda (B zonu) ortalama 17 ppm, Berdiga kireçtaşı topraklarında ortalama 15 ppm, Dağbaşı granitoyidi topraklarında ortalama 13 ppm,



Şekil 5. Dasitik Tüf Üzerindeki Toprak Profilinde Derinliğe Göre İ (İyot) Konsantrasyonu Değişimi (Yalıncak).

Tablo 3. İnceleme Alanındaki Toprak Profillerindeki İyot Konsantrasyonları ve Aynı Bileşimdeki Örneklerin Dünyadaki Ortalama İyot Değerleri

Birim	Yaş	Çalışılan örneklerin Ort. İyot değerleri (ppm)	Aynı bileşimdeki örnek. Dünyadaki Ort. İyot değer. (ppm)
Bazalt,andezit,diyabaz (Alt Bazik Karmaşığı)	Jura-Alt Kretase	17	93*
Kireçtaşı (Berdiga)	Jura-Alt Kretase	15	45**
Granitoyid (Dağbaşı)	Üst Kretase	13	61*
Dasit (Cevherli ve cevhersiz)	Üst Kretase	25	83*
Volkano-Tortul Seri	Üst Kretase	11	37**
Alkalen Bazaltlar	Neojen	15	22*

*Goldschmidt, 1954; **Davidson ve diğ.,1975

cevherli ve cevhersiz dasitlerde ortalama 25 ppm, Volkano - tortul seri topraklarında ortalama 11 ppm ve alkalen bazaltlarda ortalama 15 ppm iyot değerleri tesbit edilmiştir(Tablo 4).

Aynı birim içinde yükselti arttıkça iyot konsantrasyonunda azalma gözlenmekte ve bu oran B zonu örneklerinde % 5'e kadar çıkarken A zonu örneklerinde maksimum % 0.4 dür. İyot Konsantrasyonu ile yükselti arasındaki değişim Tablo 5'de verilmiştir.

3. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Trabzon ve civarındaki rezidüel toprakta bir negatif iyot anomalisinin olduğu saptanmıştır. Bölgenin sert topoğrafyaya sahip olması, çok yağış alması ve aşırı yıkanma nedeniyle mobil bir element olan iyot toprakta yoğunlaşamayıp uzaklaşmaktadır. Yüksek kotlar uzun süre kar altında kalmakta ve bu sırada toprağın hava ile olan ilişkisi kesilmektedir. Böylece iyodun havadan toprağa bağlanması

Tablo 4. İnceleme Alanındaki Litolojik Birimler Üzerinde Gelişmiş B Zonu Topraklarda Ortalama İyot Konsantrasyonları (ppm).

Pontid Alt Bazik Karmaşığı	Berdiga Kireçtaşı	Dağbaşı Granitoyidi	Cevherli ve cevhersiz dasitler	Volkano-tortul seri	Alkalen bazaltlar	
13	23	10	24	14	11	14
18	23	12	26	8	13	14
20	13	10	23	5	16	18
16	15	11	27	16	22	11
24	13	12	26	5	22	8
20	11	14	25	16	13	11
15	10	16	28	10		21
14	12	17	24	17	13	22
17	15	17	26	8	22	16
14	14	20	27	10	10	
	12	15	23	11	14	
	24	9	14	12	16	
		9	13		15	
n:10`	n:12	n:13`	n:13`	n:12`	n:22`	
`x = 17.10	`x =15.41	`x =13.23	`x =15.41	`x = 11.0`	`x =15.10	

Tablo 5. İnceleme Alanındaki Litolojik Birimlerdeki İyot Konsantrasyonunun Yükseltiye Göre Değişim Oranları.

Örneklerin Alındığı Formasyon	Min. eş yükselti (m)	Min. eş yükseltideki I(ppm)	Max. eş yükselti (m)	Max. eş yükseltideki I(ppm)	% Değişim
Pontid Alt Ba-zik Karmaşığı					
B zonu	450	24	950	13	2.5
Berdiga Kireçtaşı					
B zonu	200	24	900	10	2
A zonu	200	6	900	4	0.3
Dağbaşı Granitoyidi					
B zonu	400	20	1200	9	1.3
A zonu	400	5	1200	3	0.25
Cevherli ve cevhersiz dasit					
B zonu	400	28	850	23	1.1
Volkano-Tortul Seri					
B zonu	200	17	450	5	4.8
A zonu	200	5	450	4	0.4
Alkalen bazaltlar					
B zonu	75	22	400	8	4.3
A zonu	75	4	400	3	0.3

önlenmiş ve toprak iyot açısından fakir kalmıştır.

Yeterince multi-disipliner çalışma olmadığından literatürde topraktaki iyot miktarı ile guvatr sıklığı arasında ilgiyi gösteren rakamlara rastlanamamaktadır. Ancak genelde iyot açısından fakir topraklar üzerinde yaşayan topluluklarda hastalığın görüldüğü vurgulanmaktadır (Tokel ve Mocan, 1985). Çalışma alanındaki bölge halkının yaklaşık yarısı guvatr hastasıdır(Koloğlu ve Koloğlu, 1967). Bu oran bazı yöre (özellikle Tonya) kadınları arasında % 94'e kadar çıkmaktadır(Koloğlu ve Koloğlu, 1966).

Guvatr hastalığını önlemek için günlük iyot alımını arttırmak gerekmektedir. Bunun için en etkili yöntem tuzları iyotlandırmadır. Ayrıca iyot içeriği açısından fakirleşmiş topraklar özel gübreleme yöntemleri ile iyotlandırılmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi endemik guvatr bölgesi olarak önerilmiştir. Bölgedeki endemik guvatrıyı kontrol altına almak için başlangıç olarak bütün yörede guvatr taramaları yapılmalı, toprak jeokimyası çıkarılmalı ve guvatr bölgelerinin sınırlarının saptanması gereklidir.

4.TEŞEKKÜR

Makalenin yayına hazırlanmasında gerekli eleştiri ve katkılarından dolayı Y.Doç.Dr. Cüneyt ŞEN (KTÜ), Y.Doç.Dr. Bülent YALÇINALP (KTÜ) ve Prof. Dr. Selçuk TOKEL (Kocaeli Ü.)'e teşekkür ederim.

5. KAYNAKLAR

CIEB Chilean Iodine Educational Bureau, 1952. Iodine content of foods. Shenval Press, London.

Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrografik ve jeokronolojik araştırmalar. İ.T.Ü. Kütüphanesi, 1034, 112s., İstanbul.

Dubravcic, M., 1955. Determination of iodine in natural waters (sodium chloride as a reagent in the catalytic reduction of ceric ions). Analytst. 80, 295-300.

Fellenberg, T. von and Lunde, G., 1926. Untersuchungen über das vorkommen vo jod in der natur. X Beitrag zur geodas chemie des jods. Biochemische zeitschrift, 175, 162-171.

Fuge, R. and Johnson, C.C., 1984. Iodine content of some geochemical reference samples. Geostandardt Newsletter 3, 51-51.

Gedikoğlu, A., 1978. Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaçları. Doçentlik Tezi, K.T.Ü. Yer Bilimleri Fak. Trabzon.

Goldschmidt, V.M., 1954. Geochemistry. Oxford University press, London.

Johnson, C.C., 1980. The geochemistry of iodine and a preminary investigation into its potential us as a pathfingerelement in geochemical exploration. Ph. D. thesis. University Colloge of Wales, Aberystwyth.

Ketin, İ., 1966. Türkiye'nin tektonik birlikleri. MTA yay. 66, 20-34, Ankara.

Kırmacı, M.Z., 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının sedimantolojik incelemesi. Doktora tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enst., Trabzon.

Koloğlu, S. ve Koloğlu, B., 1967. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde endemik guatr etiyolojisi üzerine araştırma. Türkiye Bilimsel Araştırma Kurumu Raporu 67.

Koloğlu, S. ve Koloğlu, B., 1966. Türkiye'de endemik guatr. Su ve gıda maddeleri ile vücuda giren günlük iyot miktarı. A.Ü. Tıp Fak. Mec. XIXğIII, 572.

Tokel, S. ve Mocan, M.Z., 1985. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde görülen endemik guatrın nedeni: Jeokimyasal çevre. TJK Bildiri Özleri 17-21.

Van, A., 1990. Pontid kuşağında Artvin bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfit mineralizasyonları. Doktora tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enst. Trabzon.

Vinogradov, A.P., 1939. origin of iodine-and bromine- containing waters in petroliferous regions. Trudy - Biogeokhimicheskaia Lab. Akademii Nauk, SSSR 5.

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

KIRIKKALE-SULAKYURT PLUTONUN GÜNLENME VE ALTERASYON DERECELERİ

Yusuf Kağan KADIOĞLU ve Aydın ÖZSAN
A.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye

ÖZET: *Sulakyurt plutonu orta Anadolu intruzif kütlelerinden birisini oluşturup Kırıkkale'nin 56 km KD sundadır. Çalışma alanında başlıca tonalit, gabro ve dasit olmak üzere 3 ana kayaç kütlesi gözlenmektedir. Tonalitler çalışma alanının en yaygın kayaç birimini oluşturmaktadır ve gabrolar tonalitler içerisinde stoklar şeklinde görülmektedir. Gabrolar tonalitler ile olan dokanak kısımlarında diyorit bileşimlidir. Tonalit yüzleklerinin önemli bir bölümü ileri derece günlenme göstermişler ve bunun sonucu kaolinleşme yaygın olarak oluşmuştur. Tonalitler sık eklemli olması günlenme derecesinin derinliği 50 m nin altına kadar ilerlemesine neden olmuştur. Silisleşme ve epidotlaşma tonalitlerin kırıkları boyunca mikroskop altında gözlenmiştir. Gabrolarda günlenme oranı alterasyona göre daha az gelişmiştir. Karbonatlaşma ve epidotlaşma gabrolarda gözlenen tipik alterasyon ürünleridir. Sonuç olarak tonalitlerde günlenme oranı alterasyona göre daha fazla gelişmiş gabrolarda ise alterasyon oranı günlenmeye göre daha fazla gelişmiştir.*

WEATHERING AND ALTERATION DEGREES OF SULAKYURT PLUTON, KIRIKKALE

ABSTRACT: *Sulakyurt pluton is one of the intrusive bodies of the central Anatolia and is exposed 56 km to NE of Kırıkkale. The study area is mainly composed of tonalite, gabbro and dacite. Tonalite is formed the predominant unit of the area and the gabbro is exposed as small intrusive bodies within the tonalite. The gabbro has dioritic composition at the contact with the tonalite. Most of the surfaces of the tonalite are extremely weathered and the kaolinitization are the typical products of this process. The intense frequency of joints in the tonalite are caused to increase the weathering process until 50 m at the depth. Silicification and epidotization are the main alteration types which are observed along the microcracks of the tonalite under the microscope. The amount of the weathering in the gabbro is less than the amount of the alteration. Carbonitization and epidotization are the typical alteration products of the gabbro. Consequently the degree of the weathering in the tonalite is more than the degree of the alteration process. However, the degree of the alteration process in the gabbro is more than the degree of the weathering process.*

1. GİRİŞ

Sulakyurt plutonu Kırıkkale'nin 56 km KD' suna düşmektedir ve Orta Anadolu intruzif kütlelerin küçük bölümünü oluşturmaktadır (Kadıoğlu ve Özsan, 1997). Sulakyurt plutonunun ayrıntılı mineraloji ve petrografisi Kadıoğlu ve Özsan (1997), mühendislik jeolojisi ise Özsan ve Kadıoğlu (1997) tarafından yapılmıştır. Sulakyurt plutonunu oluşturan tonalitler ve bunların içerisine stoklar şeklinde sokulan gabro-diyorit kayaçlarının saha gözlemleri ve sondaj verilerinden yararlanarak günlenme ve alterasyon dereceleri ilk kez bu çalışmada ortaya konulmaktadır.

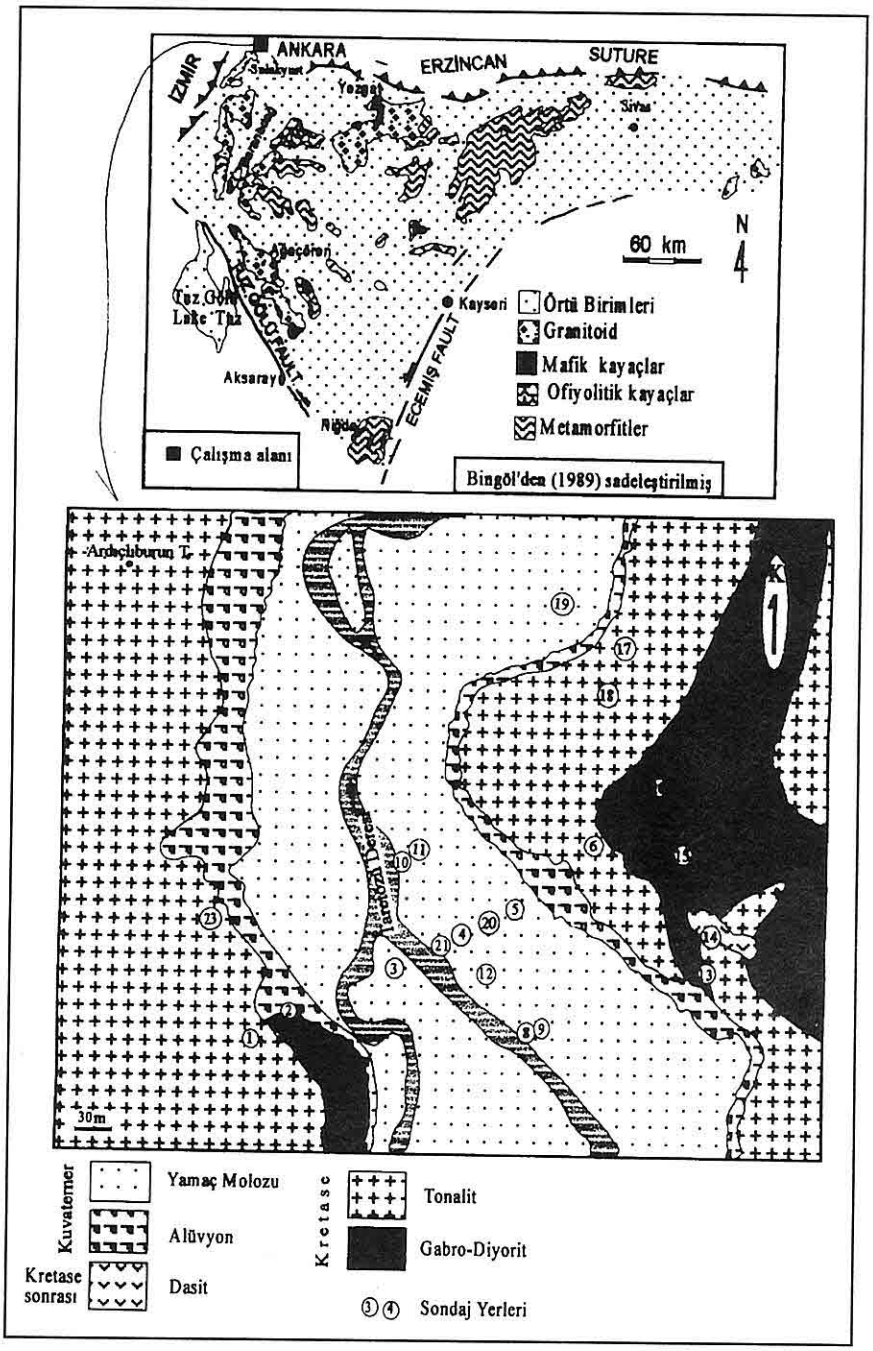
Yeryüzünde dağılım oranları açısından fazla olan granitoid ve bazik kayaçlar sıkça bozunmaya uğramışlardır. Bu tür kayaçlarda meydana gelen günlenme ve alterasyon özelliklerinin incelenmesi mühendislik jeolojisi açısından zeminlerin sağlamlığı (Ghosh, 1982; Ghosh ve Awasthy, 1990) ve ayrışma miktarı ve türüne göre toprak oluşum açısından önemli sayılmaktadır (Ghosh, 1982). İnceleme alanındaki tonalit ve gabroik kayaçların üzerine oturtulacak olan Sulakyurt sulama barajının konumu bu çalışmanın önemini bir kat daha artırmaktadır. Sulama baraj inşaatı için DSİ tarafından yapılan karotlu sondaj verileri (DSİ, 1995) bu çalışmada kullanılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

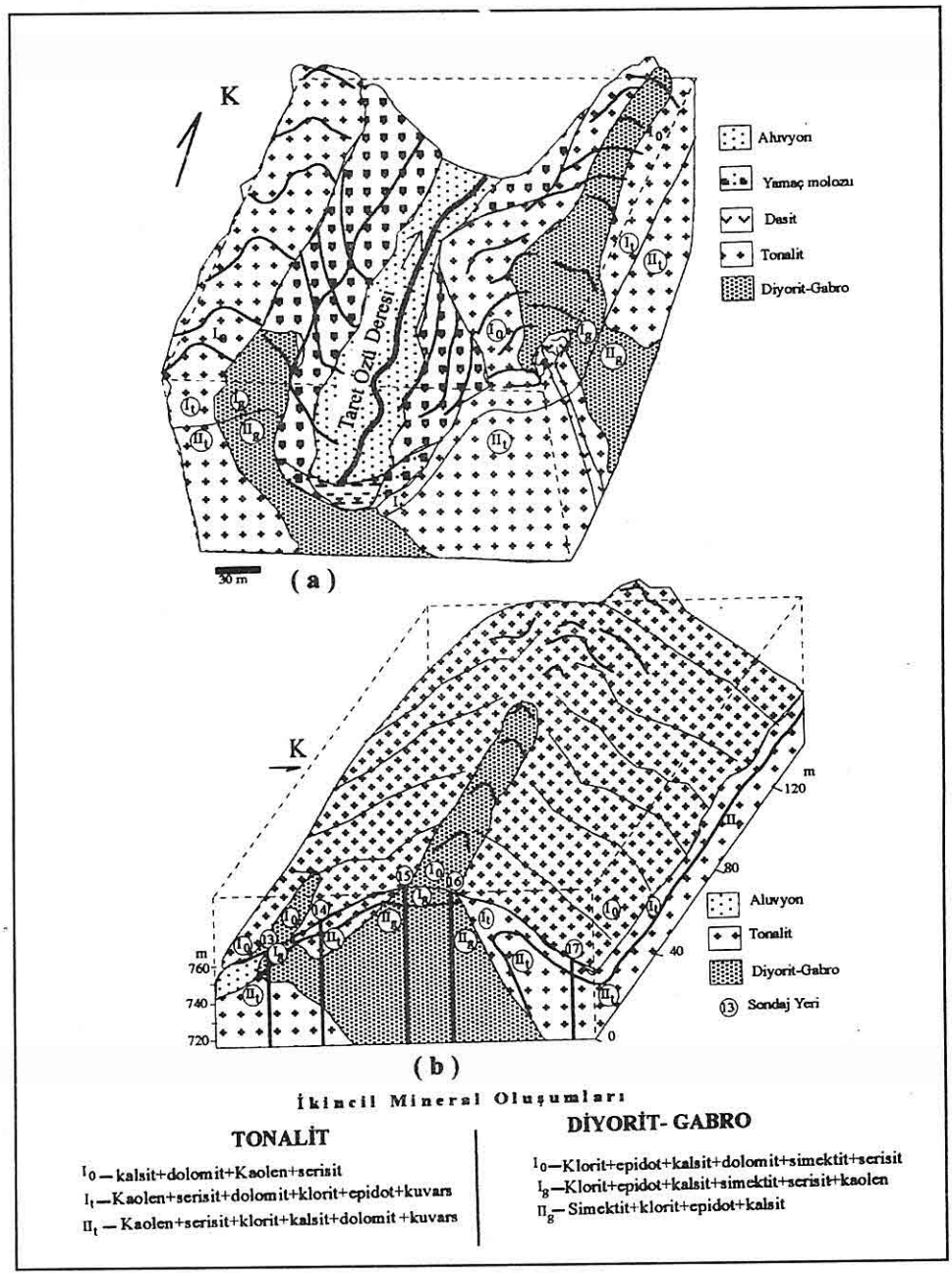
Sulakyurt plutonu genel olarak tonalit ve gabro-diyorit olmak üzere iki ana kayaç kütlesinden meydana gelmektedir. Bu tonalitler orta Anadolu granitoid kayaçlarının (Erler ve Bayhan, 1995) kuzey batı bölümünü oluşturmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanında tonalitler en yaygın kayaç birimini oluşturmakta olup genellikle gri renk tonlarında görülmektedir. Çok sık eklemli ve kırıklı olan tonalitler genel olarak K35B, 45KD ve K55D, 50GB doğrultu ve eğiminde iki ana eklem sistemine sahiptirler. Tonalitlerde, kuvars ve plajiyoklazlar ana bileşen olarak bulunmakta ve az miktarda amfibol ve biyotit mineralleri de mafik bileşenler şeklinde görülmektedirler. Genellikle eş boyutlu kristallerden oluşan tonalitler fanaritik dokulu olarak görülmektedirler. Bunlar; boyutları 1 cm den 20 cm ye kadar varan diyorit, kuvars diyorit bileşiminde magma karışım ürünü olan mafik magmatik anklavlar içermektedir (Kadıoğlu ve Özsan, 1997).

Tonalitler genellikle Sulakyurt plutonunun yüksek kesimlerinde nisbeten taze olarak görülmekte, topografik kodları düşük olan kesimlerde ise daha çok ayrışmış olarak görülmektedir.

Tonalitler, yer yer gabro-diyorit stokları içermektedir (Şekil 2a,b). Gabroik kayaçlar tonalitler ile sinosoidal dokanaklı olarak yeralmaktadır ve tonalitler ile olan dokanak kısımları diorit bileşimli olup merkezlerine doğru tedrici olarak gabro bileşimine geçmektedir. Aynı özellik Orta Anadolunun diğer granitoid ve gabroları arasında da görülmektedir(Kadıoğlu ve diğ., 1995; Kadıoğlu ve Güleç, 1996).



Şekil 1. Çalışma Alanının Yerbulduru ve Jeoloji Haritası



Şekil 2. Sulakyurt Plutonunun Derinlik ve XRD Sonuçlarına Göre a) Taretözü deresi boyunca,b) Çalışma alanının sağ yamacı boyunca, bozunma mineral gruplarını gösteren blok diyagram.

Yayılımları fazla olmayan gabroik kayaçlar genellikle tepelerin üzerinde yüksek topografik mostralar vermektedir. Gabroik kayaçların tonalitler içerisinde derine doğru açılarak devam ettiği DSİ tarafından yapılan karotlu sondaj verilerinden ortaya konulmaktadır (şekil 2a,b). Buna göre tonalitler ile gabroik kayaçlar arasındaki dokanak (sinous dokanaklı, Clarke, 1992 sayfa 32 ve 33) eşzamanlıdır. Felsik ve mafik kayaçlar mağma karışım süreci ile oluştukları için her iki kayacın arasında fiziksel bir süreksizlik oluşmamıştır. Tonalitleri yer yer dasitik dayklar kesmektedir. Çalışma alanının ortasından geçen Taretözü deresi boyunca alüvyonlar yeralmakta ve alüvyonların kenarları boyunca yamaç molozları Sulakyurt plutonun üzerini örtmektedir.

3. GÜNLENME VE ALTERASYON DERECELERİ

Kayaçların atmosferik şartlar altında kalmaları sonucu bünyelerinde meydana gelen değişiklik günlenme kavramı altında toplanırken derinden gelen hidrotermal çözeltilerin kayacı kestikleri zonlar boyunca meydana getirdikleri değişiklikler ise alterasyon kavramı adı altında toplanmaktadır. Bu bozunmalar kayacın yapı ve dokusunda meydana getirdiği değişikliklerin yanısıra kayaçtaki ayrışma ve toplam mineralojik bileşimleri açısından da kayacı değişime uğratırlar. Her iki değişim de bozunma süreci içerisinde gerçekleşmektedir ve bu sürecinde artması veya azalması bozunmaya uğrayan kayacın mineralojik bileşimine, gözenekliğine, permabilitesine, kırık - çatlak sıklığına, sıcaklığa, basınca, bozunmaya neden olan çözeltinin bileşimine ve Eh-Ph oranına bağlıdır. Buna göre magmatik kayaçlar genellikle sedimanter kayaçlara göre bozunmaya karşı daha duraylıdırlar. Ancak magmatik kayaçların da bozunma özelliği kendi içerisinde mineralojik bileşimine bağlı olarak değişmektedir (Şekil 3) .

Granitoid kayaçlar feldispatca zengin oldukları için kolaylıkla günlenmeye uğramaktadırlar Kalsiyumca zengin olan plajiyoklazlar (labrador, bitovnit gibi) sodyumca zegin olan plajiyoklazlara (oligoklaz, andezin) göre daha kolay bozunmaya uğramaktadırlar. Bunun sonucunda kayaç ayrışmakta ve ayrışma ile birlikte plajiyoklaz mineralleri killeşmektedir.

Granitoid kayaçların ana mineral bileşimlerini oluşturan feldispatlar asidik bir çözeltinin etkisiyle genellikle kolaylıkla bozunarak aluminyum silikat (Killeşme) minerallerine dönüşmektedir. Feldispatların asidik çözelti etkisi ile genel olarak göstermiş olduğu tepkimeler aşağıdaki kimyasal denklemlerle açıklanabilmektedir.

$KAlSi_3O_8+H^+ \rightarrow KAlSi_3O_8^- + SiO_2+H_2O$

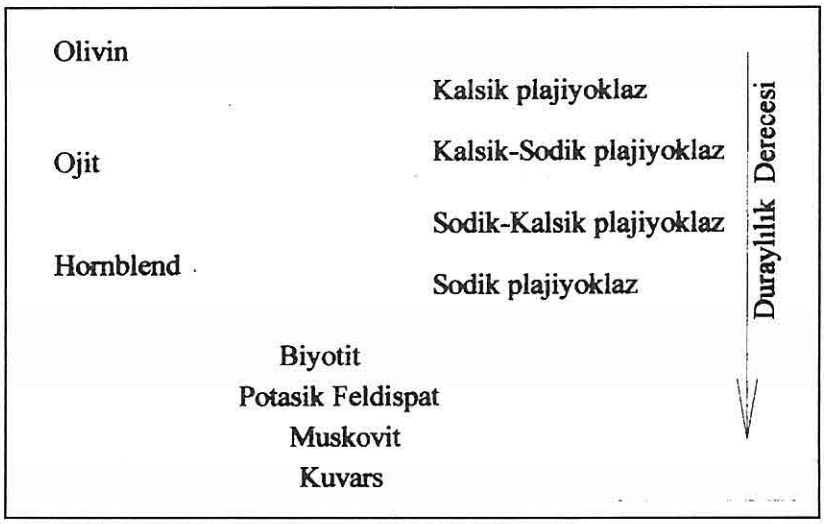
Ortoklaz

$NaAlSi_2O_8 + H^+ \rightarrow Na^+ + AlSi_3O_8^- + SiO_2 + H_2O$

Sodik plajiyoklaz

$CaAl_2Si_2O_8 + H^+ \rightarrow Ca^{2+} + Al_2Si_2O_2^{2-} + SiO_2 + H_2O$

Kalsik plajiıoklaz



Şekil 3. Günlenmeye Uğrayan Mağmatik Kayaçlardaki Minerallerin Ayrışma Sırası (Zhao ve diğ.).

Kimyasal denklemlerden de görüldüğü gibi alkali feldispat, sodik plajiyoklaz ve kalsik plajiyoklaz mineralleri asidik çözelti etkisiyle kil minerallerine dönüşmektedir. Buna göre çalışma alanından toplanan örneklerden ve sondaj karotlarından yararlanılarak çalışma alanındaki tonalit ve diyorit-gabro birimleri saha gözlemleri ayrışma ve bozunma ile oluşan ikincil mineraller XRD (MTA laboratuvarlarında) ile tesbit edilmiştir. Derinliği baz alarak bozunma ile ikincil olarak oluşan minerallerin türlerine göre 3 gruba ayrılmaktadır (Şekil 2). Her gruba ait mineral bileşimleri aşağıda verilmektedir.

Tonalit

1.grup =kalsit+dolomit+kaolen+serisit

2.grup =Kaolen+serisit+dolomit± klorit ±epidot ±kuvars

3.grup =Kaolen+serisit ± klorit ± kalsit ± dolomit ± kuvars

Diyorit-Gabro

1.grup =klorit +epidot + kalsit + dolomit + simektit + serisit

2.grup =klorit +epidot+kalsit+simektit ± serisit ± kaolen

3.grup =Simektit + klorit ± epidot ± kalsit

Bu mineral bileşimlerine dikkat edildiği zaman tonalitlerdeki killer daha çok kaolen ve serisit bileşiminde iken diyorit-gabrolarda daha çok simektit ve serisit bileşimindedir. Toplanan örneklerden mikroskop altında mikropetrografik, mikroçatlak, ayrıca alterasyon indeksi, RQD (kaya kalitesi tanımlaması) değerleri bulunmuş ve derinlik baz alınarak Sulakyurt intruzif kayaçları günlenme ve alterasyon derecelerine göre 6 gruba ayrılmıştır. Bunlar derinliğe bağlı olarak altan üste

doğru; taze kayaç, çok az ayrışmış, orta derece ayrışmış, çok ayrışmış, ileri derece ayrışmış ve kumul (Gruss) şeklindedir (Tablo 1).

Kayaçların mikroskop altında mühendislik jeolojisi açısından bozunmaözellikleri mikropetrografik ve mikroçatlak özelliklerine bağlı olarak ölçülebilmektedir (Baynes ve Dearman, 1978a, 1978b, 1978c; İrfan ve Dearman, 1978). Mikropetrografik indisleri incekesitte yer alan birincil minerallerin (kuvars, feldispat, amfibol ve biyotit gibi) ikincil minerallere (kil, serisit, epidot, kalsit ve demiroksit mineralleri gibi) göre oranıdır. Bu indis mikroskop altında minerallerin nokta sayımı ile ortaya konulmaktadır. Mikroçatlak indisleri ise mikroskop altında 1 cm^2 ye düşen süreksizlik (çatlak, dolgu, kırık gibi) oranıdır. Sulakyurt granitoidi için hesaplanan bu indislerin değerleri Tablo 1 de verilmiştir.

Tablo1. Sulakyurt Granitoidinin Günlenme ve Alterasyon Dereceleri.

Sınıfı	Derecesi	Mikropet -rografik (%)	Mikro-çatlak (%)	Alterasyon indeksi	RQD (%)	Derinlik (m)
Taze Kayaç	1	>10	< 0.5	>80	>5	>60
Hafif ayrışmış	2	6-10	0.5 - 3	80-60	5-3	60-45
orta derece ayrışmış	3	4-6	3 - 5	60-40	3-0	45-30
Yüksek derecede ayrışmış	4	2-4	5 - 12	40-20	0	30-20
Tamamen ayrışmış	5	<2	>12	<20	0	20-5
Rezüduel zemin veya Toprak	6	-	-	-	0	<5

4. SONUÇLAR

Sulakyurt plutonu tonalit ve diiorit-gabro birimlerinden oluşmakta, gabroların tonalitlerle olan dokanakları sinosoidal olup herhangi bir süreksizlik içermemektedir. Tonalitler atmosferik şartlar altında bozunarak mikropetrokimyasal özelliklerine göre 6 gruba ayrılmaktadır. Bunlar bozunma derecelerine ve derinliklerine göre sırasyla :

-Tamamen ayrışmış (kumul)
-İleri derece ayrışmış
-Çok ayrışmış
-orta derece ayrışmış
-Az ayrışmış
-Taze kayaç

Tonalit ve diyorit - gabro kayaçlarının XRD analiz sonuçlarından yararlanarak ikincil mineral ayırma özelliklerine göre

3 gruba ayrılmaktadır.

Tonalit

1.grup =kalsit+dolomit+kaolen+serisit

2.grup =Kaolen+serisit+dolomit± klorit ±epidot ±kuvars

3.grup =Kaolen+serisit ± klorit ± kalsit ± dolomit ± kuvars

Diorit-Gabro

1.grup =klorit +epidot + kalsit + dolomit + simektit + serisit

2.grup =klorit +epidot+kalsit+simektit ± serisit ± kaolen

3.grup =Simektit + klorit ± epido t± kalsit

5. KAYNAKLAR

Baynes, F.J. ve Dearman, W.R., 1978a, The relationship between microfabric and the . engineering properties of weathered granite. Bulletin of Int.Assoc.of Eng.Geol.18, 191-198.

Baynes, F.J. ve Dearman, W.R., 1978b, Scanning electron microscope studies of weathered rocks: a review of nomenclature and methods. Bulletin of Int.Assoc.of Eng.Geol. 18, 199-204.

Bingöl, E., 1989, Türkiye Jeoloji Haritası, 1/2000.000, MTA, Ankara.

Clarke, D.B. 1992, Granitoid Rocks, Chapman and Hill, New ıork, 283 s.

DSİ, 1995, Kızılırmak Sulakyurt Projesi Sulakyurt Barajı ve Sulama Kanalları Mühendislik Jeolojisi Ön İnceleme Raporu. DSİ 5. Bölge Müdürlüğü, Ankara yayınlanmamış).

Erler, A. and Baıhan, H., 1995, Orta Anadolu Granitoid'lerinin genel değerlendirilmesi ve sorunları. yerbilimleri, 17, 49-67.

Ghosh, D.K. ve Awasthi, D.D., 1990, Weathering grade classification of Lesser Himalayan granites. Bulletin of Int.Assoc.of Eng.Geol. 42, 31-38.

Ghosh, D.K., 1982, Weathering of granites and differentiates and their influence on Dam foundations in Central India. Prespectives in Geomorphology Concept Publ. Co. New Delhi, 3, 53-85.

İrfan, T.Y., E. Dearman, W.R., 1978, Engineering classification and index properties of a weathered granite. Bulletin of Int.Assoc.of Eng.Geol. 17, 79-90

Kadıoğlu, Y.K., Güleç, N., ve Ateş, A., 1995, Structural position of gabbroic rocks in Ağaçören granitoid: Field observation and aeromagnetic data. Second International Turkish Geology Workshop, Cumhuriyet Üniversitesi Sivas. Abstracts, s. 55.

Kadıoğlu, Y.K., 1996, Genesis of Ağaçören Intrusive Suite and its Enclaves (Central Anatolia): Constraints from Geological, Petrography, Geophysical and Geochemical Data. ODTÜ Doktora Tezi, 242s Ankara (yayınlanmamış).

Kadıoğlu, Y.K. ve Güleç, N. 1996, Ağaçören Granitoidinde yeralan Gabro Kütlelerinin yapısal Konumu: Jeolojik ve Jeofizik (Özdirenç) Verilerin yorumu. Doğa Türk yerbilimleri Dergisi 5, 153-159.

Kadıoğlu, Y.K., ve Özsan, A., 1997. Sulakyurt Granitoidindeki ofiyolitik

olmayan gabroların konumunun sondajlarla belirlenmesi :Jeoloji Mühendisliği ve Sondaj uygulamaları Sempozyumu Bülteni (Baskıda).

Özsan.,ve Kadıoğlu, Y..K., 1997. Sulakyurt baraj yeri Granitoidlerinin mühendislik jeolojisi özellikleri: Jeoloji Mühendisliği ve Sondaj Uıgulamaları Sempozyumu Bülteni (Baskıda).

Zhao,J., Broms, B.B., Zhou,Y., ve Choa.,V.,1994 A study of the weathering of the Bukit Timah granite part A: review, field observations and geophısical survey. Bulletin of Int. Assoc. of Eng.Geol. 49,97-106.

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

TUZHİSAR (Sivas) KAYATUZU KRİSTALLERİNDE SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Fuat CEYHAN, Osman KOPTAGEL ve Ahmet EFE
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü , Sivas/Türkiye

ÖZET: *Tuzhisar kaya tuzu oluşumları Sivas güneydoğusunda Orta -Üst Miyosen yaşlı Karayün Formasyonu'nun Fadlım Üyesi üst seviyelerinde, yumrulu jipslerle yanal geçişli olarak yüzeylemektedir. Grimsi yeşil, mavimsi ve şeffaf renklerde gözlenen kayatuzları, yanal devamlılığı olmayan tabakalı bir oluşum sunmaktadırlar.Kaya tuzlarının tabaka kalınlığı 5-20 cm arasında değişmekte olup, yer yer 60 cm'ye kadar ulaşan seviyeler halinde de gözlenmektedirler.*

Kayatuzu örneklerinde yapılan mikroskopik incelemelerde tuz kristallerinin hooper ve chevron tiplerinin karışımları şeklinde kristallendikleri gözlenmiştir. Chevronların çamur ile karışık, hopperların ise temiz yüzeyli ve düzensiz dağılımlı olduğu izlenmiştir. Kaya tuzu tabakalarında saçınımlı olarak gözlenen yumrulu jipsler alabastrin dokulu ikincil jipsler olarak tanımlanmıştır. Yeşil renkli çamurlar ise (XRD analizlerine göre) kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve kil türü malzemelerden meydana gelmiştir.

Tuz kristallerinde yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre, tabakalar arasında Mg, Ca, Mn, K, Fe, ve Sr içerikleri bakımından büyük farklılıkların olmadığı bulunmuştur. Tuz kristallerinde yapılan sıvı kapanım ölçümlerinde, tek fazlı kapanımlar kristal kenarlarına paralel olarak oldukça bol miktarda gelişmiştir. Bu tek fazlı kapanımlarda yapılan ilk erime (Tfm) sıcaklıkları -60 - 0 °C arasında olup, bu sıcaklıklara karşılık gelen egemen tuz sistemleri $MgCl_2$-NaCl, NaCl, $CaCl_2$-$MgCl_2$- NaCl $2H_2O$, $NaSO_4H_2O$ olarak bulunmuştur. Son buz erime sıcaklıklarının ise -19 ile -13 °C arasında yığıştıkları gözlenmiştir. Bu sıcaklıkların ise 20-19 %wt NaCl tuzluluğa karşılık gelmektedir. Tuz kristallerinin homojenleşme sıcaklıkları ise 10-70 °C arasında değişim göstermekte olup ortalama 30-35°C arasında değişen oluşum sıcaklığından bahsedilebir.

Yukarıdaki verilerden yararalanılarak Tuzhisar kaya tuzu oluşumunun geçici sahil sabka ortamında çökeldiği sonucuna ulaşılmıştır.

FLUID INCLUSIONS STUDIES ON THE ROCK SALTS CRYSTALS OF TUZHİSAR (Sivas)

ABSTRACT: *Rock salt beds appear horizontally inter fingering with nodular gypsum almost top part of the Fadlım Member of Karayün Formation aged Middle-Upper Miocene. The rock salt beds appear colour in greyish green, blue and (transparent) colourless, bedded, vary in thickness from 5 to 20 cm but some of them almost reach to*

60 cm randomly.

Microscopic observation of salt samples revealed that two types of crystals are present hopper that appears as clear crystals randomly distributed and chevron types crystals occur piled up together with mud. Nodular gypsum seen in the rock salt beds are described as alabastrine secondary gypsum. XRD analysis show that the green coloured muds are composed of calcite, dolomite, quartz, feldspar and clay minerals.

Chemical analysis halite indicated that there are not any significant differences in the Mg, Ca, Mn, K, Fe and Sr contents of different beds. The halite crystals bear crowded primary fluid inclusions which have are single phase and grown parallel to growing edge of crystals. First melting temperature of single phase inclusion measured -60 to 0°C and that temperature indicate $MgCl_2$-NaCl, NaCl, $CaCl_2$-$MgCl_2$ - NaCl $2H_2O$, $NaSO_4H_2O$ salt system. Last melting temperature measured between -19 to -13°C which indicete from 19 to 20.%wt NaCl equivalent. Homogenisation's temperatures vary between 10-70 °C, but they peak on 30-35.

In the light of above given data the rock salt beds seem to be formed in a ephemeral coastal sabkha environment.

1.GİRİŞ

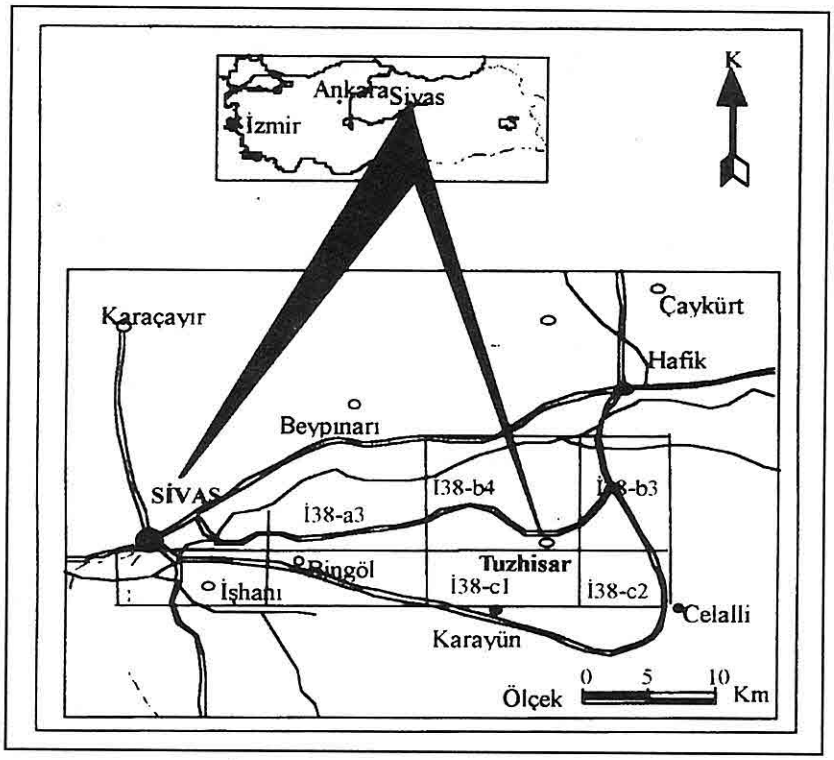
Sivas çevresinde çözelti madenciliği yöntemi ile işletilen bir çok tuzla bulunmaktadır. Bu tuzlalardan kaya tuzu sadece Tuzhisar (Hafik-Sivas) tuzlasında yüzeylemektedir (Şekil 1). Bu çalışmada, yörede yüzeyleyen kayatuzunun kimyasal bileşimi ve tuz kristallerindeki sıvı kapanımlarında ilk buz ergime, son buz ergime ve homojenleşme sıcaklıklarını ölçerek ortamda egemen olan tuz sisteminin, %wt olarak NaCl eşdeğeri tuzluluğun ve tuz kristallerinin oluşum sıcaklıklarının bulunması amaçlanmıştır.

İnceleme alanı çevresinde tuzlarla ilgili çalışmalar oldukça az olup daha çok genel jeoloji ve petrol jeolojisi amaçlı olan çalışmalardan bazıları Stchepinsky (1939), Alpay (1948), Ezgü (1948), Kurtman (1961), Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), Baysal ve Ataman (1979), Gökçen (1982), Gökçen ve Kelling (1985), İnan ve İnan (1987, 1990), Aktimur ve diğ. (1990), Poisson ve diğ. (1992), Altunsoy (1993) ile İnan ve diğ. (1993) olarak sıralanabilir. Evaporit ve tuz yatakları ile ilgili önceki çalışmalar ise Ceyhan (1987), Gökçe ve Ceyhan (1988a), Gökçe ve Ceyhan (1988b) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışmadaki kimyasal analizler ve sıvı kapanım incelemeleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

2. İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİ

İnceleme alanının kuzeyinde ve güneyinde Üst Kretase yerleşim yaşlı ofiyolitler [Güneş Ofiyoliti (Bayhan ve Baysal, 1981)] ve Tekelidağ Karışığı (Yılmaz,1981) yer almaktadır. Ofiyolitler üzerinde Tecer Formasyonu olarak tanımlanan (İnan ve İnan, 1990) Üst



Şekil 1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu

Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşları (Artan ve Sestini, 1971; Kurtman, 1973; Meşhur ve Aziz, 1980; İnan ve İnan, 1987 ve 1990) yer almaktadır.

Eosen yaşlı fliş fasiyesinde çökelmiş birimler Bozbel Formasyonu, Oligosen yaşlı bordo, vişne çürüğü renkli kırıntılı birimler ise Selimiye Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Kurtman,1973).Yöredeki Miyosen yaşlı birimler Gökçe ve Ceyhan (1988 a,b) tarafından Boynuzözü, Aktaş, Göbeklitarla ve Purtepe üyelerinden oluşan Hacıali Formasyonu ve Şahbey, Fadlım ve Bingöl üyelerinden oluşan Karayün Formasyonu şeklinde tanımlanmıştır.

2.1. Kayatuzu Özellikleri

Kayatuzu Karayün Formasyonu'nun Fadlım üyesi içinde yumrulu jipslerle parmaklanmalı (interfingering) olup, tuzlu seviyenin alt kısımlarındaki tuz tabakaları boyutları 0.5-2 cm arasında değişen jips yumruları içermektedir. Bu jips yumruları alabastrin ikincil jipsler olarak tanımlanmıştır (Ceyhan 1987). Kayatuzu seviyesi merceğimsi bir dış şekle sahip olup tabakalı iç yapı göstermektedir. Tabakalar yanal devamlılığı olmayan, kalınlığı 5-20 cm arasında değişen grimsi yeşil renkli, şeffaf, oluşumlar halindedirler. Tuz tabakalarının orta kısımları şefaf ve

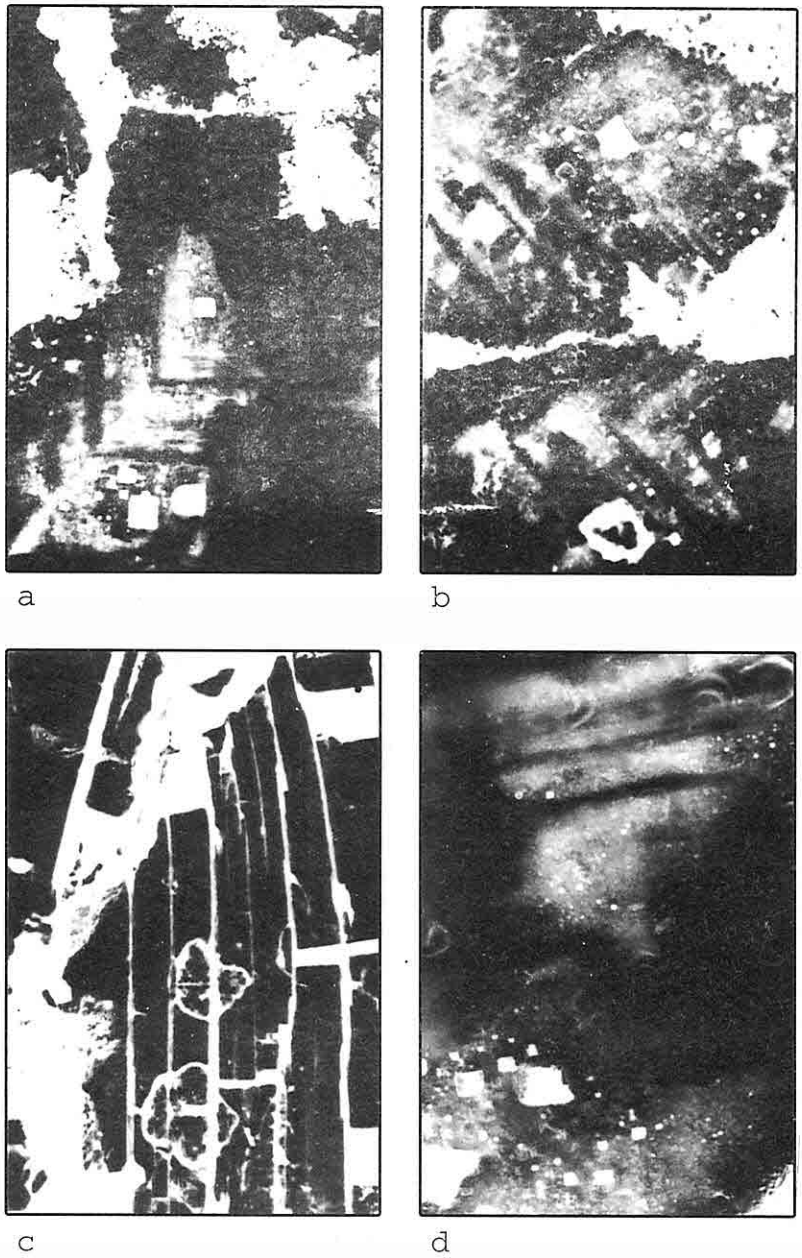
temiz tuz kristallerinden meydana gelirken, tabakaların alt ve üst kısımlarında yeşil renkli çamur katkıları tuz kristallerini kuşatır ve/veya ara boşluklarını doldurur durumdadır. Tuz tabakaları üzerine yeşil renkli, ince kamamsı çamur tabakası gelmektedir. Çamur tabakasından alınan örneklerde yapılan XRD yarı nicel incelemelerinde bileşenlerin kil, kalsit, kuvars, dolomit, feldispat ve tuz olduğu saptanmıştır.

Tuz kristallerinin mikroskopik incelemeleri sonucunda hooper (Resim 1a) ve chevron tipi (Resim 1b) kristal gelişimli oldukları saptanmıştır. Hooper kristal ve parçacıkları oldukça temiz durumlu iken chevron tipi kristaller çamur bir matriks ile birlikte gözlenmiştir. Tuz tabakaları bu iki tip kristallin ve bunların kenarları keskin ve yuvarlaklaşmış çubuklarının yığışımları şeklindedir (Resim 1c). Tuz kristallerinin bazıları bulanık yüzeyli iken bazıları ise oldukça temiz yüzeylidir. Bulanık yüzeyli kristallerin kenarlarında ve köşelerinde oldukça bol miktarda sıvı kapanım gözlenmektedir (Resim 1d). Buna karşın temiz yüzeyli kristallerde ise sıvı kapanım gözlenememiştir. Tuz örneklerinde yapılan kimyasal analizlerin sonucu Tablo 1'de görülmektedir. Yapılan istatistiksel değerlendirmelerde Sr ile Ca, K ile Mg arasında pozitif korelasyonların bulunduğu saptanmıştır (Tablo 2). Bunun yanısıra analizi yapılan elementlerden Fe diğer elementlerle de pozitif bir korelasyon sunmaktadır. Sr ile Ca'un ve K ile Mg'un arasındaki bu korelasyon jeokimyasal ortamlarda benzer davranış göstermelerinden kaynaklanmış olmalıdır. Fe'in diğer elementlerle olan pozitif korelasyonu, bu elementin çökelme ortamına tuz kristal oluşumu süreci boyunca, dışarıdan taşınmış olduğunu düşündürmektedir (Dean ve Tung, 1974).

3. SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Sıvı kapanım çalışmaları için seçilen örnekler hava soğutma ile kuru olarak kesilmişlerdir. Daha sonra soğuk yapıştırma tekniği ile lamlara yapıştırılan örnekler aşındırma tozları ile aşındırılmış, dönme hızı ayarlanabilir disk üzerinde her iki yüzeyleride parlatılmıştır. Sıvı kapanım incelemeleri uzun mesafe (long distance working) tipi kondansör ve 40X büyütmeli objektif ataşmanlı Linkam TH600 ısıtma - soğutma sistemi monte edilmiş alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile yapılmıştır.

Halit kristalleri deniz suyu'nun ilksel hacimlerinin 1 / 10 - 12'sine kadar buharlaşmasıyla (Brodkorb, 1989) veya tuzlu su yoğunluğunun 1,19 - 1,21 gr/cm^3 olduğunda (Braitsch, 1971; Dean ve Schreiber, 1978; Sonnenfeld ve Perthuisot, 1989) kristallenmektedirler. Halit kristallerinin ilk şekillenimi ya hava-su yüzeyinde (hooper kristaller) ya da dipte (chevron kristalleri) gerçekleşmektedir. Çözeltilerin aşırı doygun olduğu durumlarda hızlı kristal gelişimi nedeni ile kristal bünyelerinde sıvı kapanımlar gelişebilmektedir. Bunun yanı sıra sıvı kapanım içermeyen kristallerin yavaş



Resim 1 a: Hooper tipi kristal, **b:** Chevron tipi kristal, **c:** Tuz kristal parçaları, **d:** Tuz kristallerinde gelişmiş sıvı kapanımlar.

Tablo 1. Tuz (Halit) örneklerindeki elementlerin kimyasal analiz sonuçları (ppm)

Örnek N	Mn	K	Fe	Ca	Sr	Mg
1	0.91	80.00	57.14	6709.00	75.36	186.25
2	0.91	80.00	48.57	8718.00	257.46	166.17
3	0.91	15.00	5.71	1760.00	9.20	43.82
4	0.91	133.00	117.14	8656.00	275.85	158.86
5	0.91	24.00	22.86	11679.00	91.95	62.08
6	0.91	17.00	8.57	2816.00	6.13	54.78
8	0.91	7.00	2.86	2630.00	3.06	54.78
9	0.91	21.00	8.57	2547.00	18.39	58.43
9a	0.91	39.00	34.28	4514.00	76.63	93.13
10	0.91	2.86	11.43	2464.00	9.20	62.08
14	0.91	10.00	2.86	3044.00	6.13	63.91
15	0.91	48.00	28.57	9608.00	95.01	71.21
15a	0.91	53.00	5.71	1988.00	6.13	40.17
16	0.91	12.00	8.57	2692.00	6.13	47.48
17	0.91	24.00	17.14	8428.00	95.01	111.39
18	0.91	53.00	37.14	7890.00	113.41	84.00
19	0.91	43.00	25.71	4266.00	70.50	157.04
20	0.91	144.00	119.99	17891.00	137.93	346.94
21	0.91	21.00	14.29	9360.00	79.69	142.43
70	0.91	22.00	11.43	3044.00	15.33	43.82
71	0.75	34.00	33.00	1069.00	32.00	223.00
71a	1.40	42.00	45.00	1884.00	65.00	285.00

Tablo 2. Tuz örneklerindeki bazı elementlerin spearman korelasyon değerleri.

	Mn	Zn	K	Fe	Ca	Sr
Mn	1.000					
Zn	0.024	1.000				
K	0.048	-0.321	1.000			
Fe	0.071	-0.402	0.822	1.000		
Ca	0.048	-0.463	0.484	0.517	1.000	
Sr	0.024	-0.469	0.744	0.844	0.760	1.000
Mg	0.024	-0.323	0.605	0.837	0.373	0.672

gelişim ürünü oldukları düşünülmektedir (Dean ve Schreiber, 1978; Hardie ve diğ., 1983; Warren, 1989; Roberts ve Spencer, 1995). Hooper tipi kristalizasyon sürecinde bazen kapanımlarda sadece hava kabarcıkları da tutuklanmış olabilmekte, ancak bu tür kapanımlar gerçek oluşum sıcaklığını vermemekte olup oldukça yüksek homojenleşme sıcaklıkları göstermektedirler (Roberts ve Spencer, 1995). Dolayısıyla bu tür çalışmalarda böylesi kapanımlar değerlendirme dışında tutulmaktadır (bu amaçla,-5 ile -10°C' ye kadar yavaş yavaş soğutulan kapanımlar Roberts ve Spencer (1995)'in önerdiği şekilde ön incelemeye tabii tutulmuşlardır).

tutulmuşlardır).

İncelenen örneklerdeki kapanımlar Roedder (1979, 1984) ile Shepherd ve diğ. (1985)'nin tanımlamalarına göre birincil ve ikincil olarak ayırtlanmışlardır. Bunlardan birincil kapanımlar, kristallerin oluşumu sırasında büyüme yüzeyine paralel olarak gelişmiş, şeffaf, 5-25 µm boyutlu, kare veya kübik şekilli, tek fazlı, çok sayıda bantlar şeklinde dizilim göstermektedirler. İkincil kapanımlar ise kristal gelişiminden sonra oluşmuş ve kristal kenarlarından içeriye doğru çatlak veya çözünme boşlukları boyunca grup veya kümeler şeklinde gelişmişlerdir.

Tuz kristallerinde ısıtma ve soğutma çalışmaları sırasında; çatlama, sızma gibi problemlerden kaçınmak için ısıtma hızı 0.1-0.5 ^{o}C/dak. olarak belirlenmiştir (Roberts ve Spencer, 1995).

3.1. İlk Buz Ergime Sıcaklığı(Tfm)

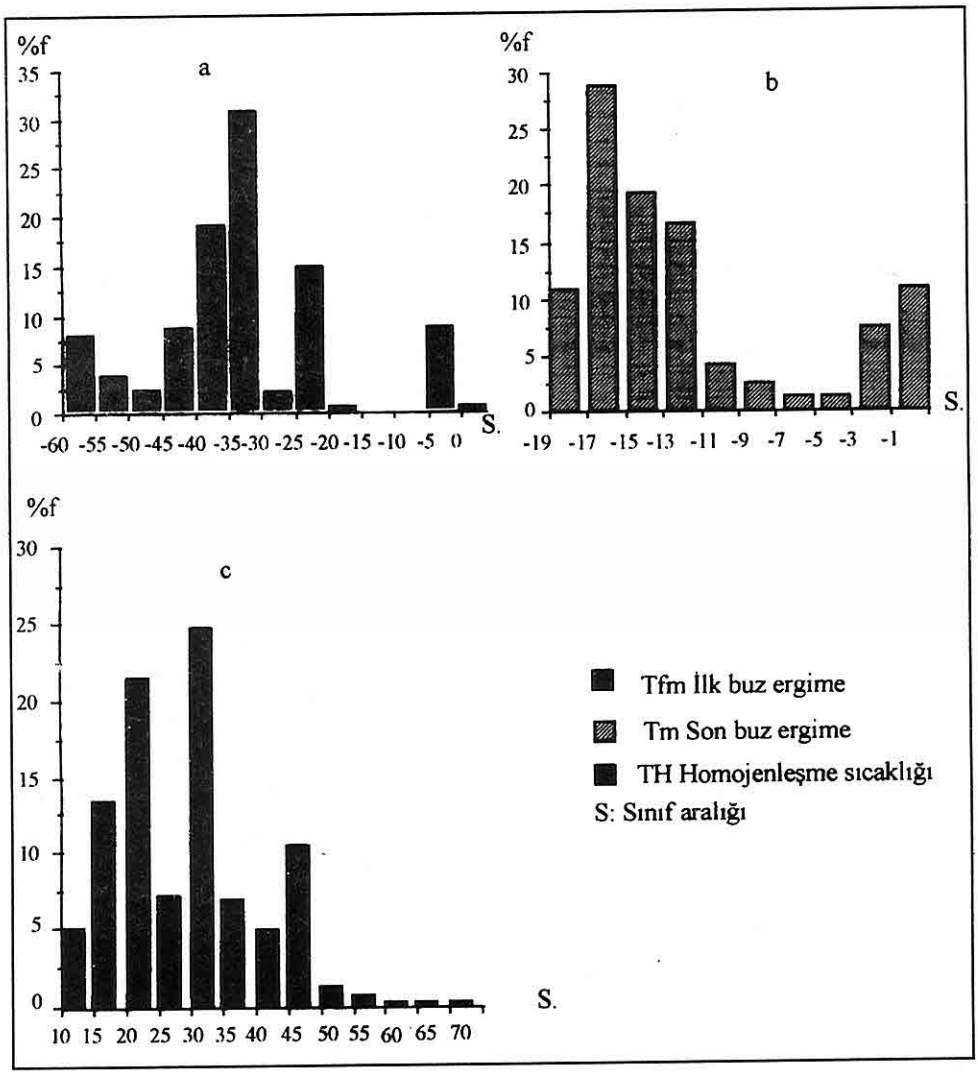
Sıvı kapanımlardaki çözeltilerin tuz sistemini belirleyebilmek amaçıyla ölçülen Tfm (First Melting Temperature) % f dağılımları Şekil 2a'da görülmektedir. Tfm değerleri -60°C ile 0 ^{o}C arasında geniş bir dağılım aralığında olup çeşitli tuz sistemlerini işaret etmektedir. Ölçülen Tfm değerlerinden -30 -35 ile -20 -25 ^{o}C arasında olanlar egemen olup, bunlara karşılık gelen tuz sistemleri sırasıyla $MgCl_2$-NaCl ve NaCl dir (Hardie ve diğ., 1983; Shepherd ve diğ., 1985). Bu tuz sistemlerinin yanısıra -60 -55°C arasında $CaCl_2$ - $MgCl_2$ -NaCl-$2H_2O$ tuz sistemi, -5 0 arasında ise $NaSO_4$. H_2O tuz sistemlerinin de bileşime katıldıkları görülmüştür. Bunlardan $NaSO_4$. H_2O sisteminin gözlendiği örnekler tuzlu seviyenin altındaki jips yumruları içeren kısımlara karşılık gelmektedir.

3.2. Son Buz Ergime Sıcaklığı(Tm)

Son buz ergime sıcaklık ölçümleri ile ortamın %wt NaCl eş değeri tuzluluğu bulunmaktadır. İncelenen tuz örneklerinde ölçülen Tm değerlerinin % f dağılımları Şekil 2b'de görülmektedir. Bu değerler -19 ile -1 arasında geniş bir dağılım aralığında olup, daha çok -19 ile -13°C arasındaki sıcaklıklarda yoğunlaşmışlardır. Bu değerlere karşılık gelen ortam tuzluluğu Bodnar (1993)'a göre 21.11 - 16.99 %wt NaCl eşdeğeri, Shepherd ve dig. (1985)'ne göre ise 21-17 %wt NaCl eşdeğeridir. Tm değerlerindeki maksimum yoğunlaşma ise -17 -15°C arasındaki değerlerde görülmekte olup bu sıcaklığa karşılık gelen %wt NaCl eşdeğeri Bodnar (1993)'a göre 20.37 ile 18.72 arasında, Shepherd ve dig. (1985)'ne göre ise 20 -19 arasındadır.

3.3 . Homojenleşme Sıcaklığı (TH)

Homojenleşme sıcaklık ölçümleri minerallerin oluşum sıcaklıklarına yaklaşımlarda bulunmak amaçıyla yapılmaktadır. İncelenen örneklerdeki tuz kristallerinin homojenleşme sıcaklıklarına ait % f değerleri Şekil 3c'de yer almaktadır. Bu şekilden de görüleceği gibi tuz kristallerindeki sıvı



Şekil 2. Tuz Kristallerinde **a:** ilk ergime (Tfm), **b:** son buz ergime (Tm), **c:** Homojenleşme Sıcaklıkları (TH).

göstermektedir. 15-25, 30-35 ve 45-50°C ler arasında üç grupta yoğunlaşan TH değerleri 30-35 °C arasında maksimum yoğunlaşma sunmaktadırlar. Bu verilere göre tuz kristallerinin oluşum sıcaklıklarının 30-35 °C arasında olduğu

4. SONUÇLAR

İncelenen tuz yatağındaki tabakaların orta-ince oluşu, yanal devamlılığının olmaması, tabakaların taban ve tavanlarında matriksin egemen olması, tuz tabakalarının hooper, chevron ve bu

iki tipin parçalarının karışımlarının yığışımından meydana gelmiş olması tuz yataklanmasının sahil ortam şartlarında gerçekleştiğini göstermektedir.

Tuz örneklerinde yapılan kimyasal analiz sonuçlarının spearman korelasyon yöntemi ile yapılan istatistksel değerlendirmesinde Mg, Ca, Sr, K ve Fe arasında pozitif bir ilişkini varlığı görülmüştür. Fe'nin diğer elementlerle olan pozitif ilişkisi bu elementin ortama dışardan akarsular tarafından çözülü olarak taşındığını göstermektedir.

Sıvı kapanımlarında ölçülen ilk buz ergime (Tfm) sıcaklık değerleri çökelim ortamında $CaCl_2$-$MgCl_2$-NaCl (ile $\pm NaSO_4$) tuz sistemlerinin egemen olduğunu, son buz ergime (Tm) sıcaklık değerlerinin ise ortamda 20.37-18.72 %wt NaCl eşdeğeri tuzluluğun olduğunu göstermektedir. Ölçülen homojenleşme sıcaklıkları ise 15 - 25, 30-35 ve 45-50°C olmak üzere üç ayrı dağılım aralıkları sunmakta olup, ortalama 30-35 °C'lık oluşum sıcaklığından bahsedilebilir.

Tuzhisar kayatuzu oluşumlarının petrografik, kimyasal ve sıvı kapanım çalışmalarından elde edilen verilerle sahil sabka ortam şartlarında çökelmiş olduğu sonucuna varılmıştır.

5. KAYNAKLAR

Alpay, B. 1948, Tuzhisar Tuzlası Hakkında Jeolojik Rapor. M.TA Derleme Rap. No. 3480, Yayımlanmamış, Ankara.

Aktimur, H. T., Tekirli, M. E. ve Yurdakul, M. E. 1990, Sivas- Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi. M.T.A..der. S. 111, S.25-37.

Altunsoy, M. 1993, Karacaören (İmranlı)- Diktaş (Divriği) Yöresi Tersiyer Çökellerinin Sedimanter Petrolojisi, Petrol Ana Kayası ve Organik Fasiyes Özelliklerinin İncelenmesi. C. Ü. Fen Bil. Enst. Doktara Tezi (Yayınlanmamış), S.278, Sivas

Artan, Ü. ve Sestini, G. 1971, Sivas-zara-Beypınarı Bölgesi Jeolojisi. Mta. Dergisi S.76., S.80-97.

Bayhan, H. ve Baysal, O. 1981, Güneş - Soğucak (Divriği - Sivas) Yöresindeki Sülfit Cevherleşmesinin Mineralojik ve Jenetik İncelenmesi. H. Ü. Yerbilimleri Der. C.8, S. 41 - 52.

Baysal, O. ve Ataman, G., 1979, Sedimentology, Mineralogy and Geochem- Istry of a Sulphate Series (Sivas -Turkey). Sed. Geol. V.25, P. 67-81.

Bodnar, R. J. 1993, Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H_2o-nacl Solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 57, P. 683-684.

Braitcsh, O. 1971, Salt Deposits Their Origin and Composition. 297p. New York, Berlin, Springer-Verlag.

Brodtkrob, M.A. 1989, Nonmetalliferous Stratabound Ore Fields.331 P.,Van Nostrand Reinhold Pub, New York.

Ceyhan, F. 1987, Sivas Güneydoğusundaki Tuz ve Jips Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu, Kökeni ve Ekonomik Özellikleri. Cumhuriyet Üniv. Fen Bil. Yük. Lis. Tezi (Yayınlanmamış), Sivas.

Dean, W. E. and Tung, A.l. 1974, Trace and Minor Elements in Anhydrite and Halite, Supai Fm (Permian), East-Central Arizona. 4th Symposium On Salt, V.1., P. 287-301.

Dean, W.E. and Schireiber, B.C, 1978, Marine Evaporites. 188 P. Semp Publi. Sales. Tulsa Usa

Ezgü, M., 1948, Yenice Tuzlası Hakkında Jeolojik Rapor. M.TA. Derleme Rap. No. 3489 (Yayınlanmamış), Ankara.

Gökçe, A. ve Ceyhan, F. 1988 A, Sivas Güneydoğusundaki Miyosen Yaşlı Çökellerin Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Oluşumu. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri C. 5, S.1, S. 91 - 111.

Gökçe, A. ve Ceyhan, F. 1988 B, Sivas Güneydoğusundaki Jips, Sölestin Ve Kayatuzu Yataklarının Stratigrafik Konumu, Yapısal Özellikleri ve Oluşumu. 1. Jeoloji ve Madencilik Sempoz. Sivas.

Gökçen, S. L. 1982, Zara- Hafik (Se Sivas) ve Refahiye (SW Erzincan) Bölgeleri Eosen Flişinin Sedimanter Petrolojik Karşılaştırılması. Hacettepe Yerbilimleri C.9, S. 141- 147.

Gökçen, S. L. ve. Kelling., G., 1985, Oligocen Deposits of the Zara-Hafik Region (Sivas, Central Turkey); Evalution from Storm-İnfluenced Shelf to Evaporitic Basin. Geologische Rundschau V.74/1., P. 139 - 153.

Hardie, L.A., Lowenstein, T. and Spencer, R.J. 1983, The Problem of Distinguishing Between Primary and Secondary Features in Evaporites. Sixth International Symposium On Salt, V.1., P.11-41.

İnan, S. ve İnan, N., 1987, Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Stratigrafik Tanımlanması. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri. C.4, S.1., S. 13 - 22.

İnan, S. ve İnan, N., 1990, Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) Özellikleri ve Önerilen Yeni İsim: Tecer Formasyonu. T.J.K. Bült. C. 33., S. 51 - 56.

İnan. S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993, Ulaş - Sincan (Sivas) Yöresinin Starigrafisi. Doğa - Türk Yerbilimleri Dergisi C.1, S.1, S. 1-15.

Kurtman, F., 1961, Sivas Civarındaki Jipsli Serinin Stratigrafik Durumu. M.TA Der. No. 56., S.26 - 30.

Kurtman, F., 1973, Sivas -Hafik - Zara ve İmranlı Bölgesinin Jeolojik ve Tektonik Yapısı. M.TA. Dergisi, Sayı 80, S. 1-32.

Meşhur, M. ve Aziz, A., 1980, Sivas Baseni Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. T.P.A.O. Rap. No. 1530 (Yayınlanmamış).

Poisson, A.M., Temiz, H. and Gürsoy, H. 1992, Pliocene Trusth Tectonics in the Sivas Basin Near Hafik (Turkey); Southward Fore Thrusts and Associate Northward Back Thrusts. C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri C. 9, S.1, S. 19 - 26.

Robert, S.M. And Spencer, R.J., 1995. Paleotemperatures Preserved in Fluid Inclusions in Halite. Geo.Cosm.acta., Vol: 59, N: 19, P. 3929-3943.

Roedder, E. 1979, Fulid Inclusions as Samples of Ore Fluids. in: H.l. Barnes, (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 2nd Ed. John Willey and Sons. Newyork, S. 684-737.

Roedder, E. 1984, Fluid İnclusions. Minerological Society of America. V 12, 646 P.

Shepherd, T.j., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985, a Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Limited. Glaskow 239 P.

Sonenfield, P. and Perthuisot., J.P. 1989. Brines and Evaporites. Short Course Presented at the 28th International Geological Congres V.3, P.126.

Stchepinsky, V., 1939 , Sivas Vilayeti Merkezi Kısmının Umumi Jeolojisi Hakkında Rapor. M..T.A. Rap. No. 868 (Yayınlanmamış), Ankara.

Warren, J, K. 1989, Evaporite Sedimentology. 285p. Prenci Hall New Jersey.

Yilmaz, A. 1981, Tokat ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitli Karışığın İç Yapısı ve Yerleşme Yaşı T.J.K. Bült. C.24 S.1, S. 31-36

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

İSTANBUL' DAKİ TARİHİ ESERLERDE KULLANILAN BAKIRKÖY KİREÇTAŞINA ATMOSFERİK PARAMETRELERİN ETKİSİ*

Okay GÜRPINAR, Cemil SEYİS, Atiye TUĞRUL ve İ. Halil ZARİF
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul / Türkiye

ÖZET: *İki kıtanın buluştuğu yer olan İstanbul, çağlar boyu çeşitli medeniyetlere ev sahipliği yapmıştır. Bu nedenle de tarihi eserler bakımından zengin bir kent olup adeta bir açık hava müzesi niteliğini taşımaktadır. Günümüzde hızla gelişen sanayileşmenin neden olduğu çevre kirliliği genellikle doğal taşlardan yapılmış olan tarihi eserleri önemli oranda etkilemektedir. Yapı taşının yüzeyinde özellikle bozunma ve kirlenme olarak kendini gösteren bu etkilenme, nedenlerinin tam olarak anlaşılması sonucu etkin ve ekonomik koruma yöntemlerinin geliştirilmesi ile durdurulabilir. İstanbul' daki doğal taşlardan yapılmış tarihi eserlerde yapı taşı olarak çoğunlukla Bakırköy kireçtaşı kullanılmıştır. Bu kireçtaşının tarihi eserlerde kullanıldığı zamandan itibaren maruz kaldığı atmosferik etkiler sonucunda gelişen bozunma taşın yüzeyinde 0.1 - 1cm derinliğe kadar etkili olmuştur. Bu araştırma için, Bakırköy kireçtaşının kullanıldığı Şehzade Mehmet Camii'nden örnekler alınmıştır. Örnekler üzerinde yapılan laboratuvar araştırmaları sonucunda, taşın yüzeyinde etkin olan bozunmanın, önemli fiziksel değişimlere neden olduğu saptanmıştır.*

THE EFFECTS OF ATMOSPHERIC PARAMETERS ON THE BAKIRKÖY LIMESTONE USED IN THE HISTORICAL MONUMENTS IN İSTANBUL

ABSTRACT: *İstanbul, where two continents meet, hosted several civilization over centuries. It is, therefore, a rich city in terms of historical cites and can be considered as an open museum. Environmental pollution caused by widely developing industrilization of modern times usually effects historical monuments, considerably, made up of natural stones. This effect, appearing as pollution anddeterioration on surface of building stone can be prevented by through understanding of cause, and hence by developing effective and economical prevention methods. The Bakırköy limestone used as building stone in majority of the historical monuments, constructed by natural stones in İstanbul. The deterioration that developed as a result of environmental effects since this limestone first used in historical monuments has been affective 0.1 - 1 cm deep from the surface. During this study, samples were taken from*

the Şehzade Mehmet Mosque where the Bakırköy limestone were used. Studies on the samples implies that deterioration on stone surface caused important variations on physical characteristics of the rock.

* Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu'nca desteklenmiştir. Proje No: ÖR/5/260696

1. GİRİŞ

Tarihi eserlerdeki doğal taş bozunması kültürel zenginliklerin yok olmasına neden olmaktadır. Şehir merkezlerinde ve endüstriyel alanlarda bulunan tarihi eserlerde kullanılan taşlardaki bozunma, endüstrileşmenin hızlı gelişmesi ile orantılı olarak hızla artmaktadır. Özellikle, İstanbul gibi büyük şehirlerin atmosferi günümüzde özel çevre problemleri oluşturmakta ve bu tür alanlardaki yapılarda kullanılan doğal taşların, kırsal kesimdekilere oranla çok daha hızlı bozunmalarına neden olmaktadır.

İstanbul'daki tarihi yapıların büyük çoğunluğunda Bakırköy kireçtaşı kullanılmıştır. Bunun en büyük nedeni yakın çevrede bulunması, diğer yapı taşlarına oranla daha hafif ve kolay işlenebilir olmasıdır. Pek çok eserde kullanılmasının yanısıra atmosferik etkilerden fazla etkilenen bir doğal taş çeşidi olması nedeniyle bu çalışmada Bakırköy kireçtaşının bozunması incelenmiştir.

Deneysel çalışmalarda kullanılan örnekler, İstanbul Vakıflar Bölge Müdürlüğü'nün yapmış olduğu restorasyon çalışmaları sırasında Şehzade Mehmet Camii'nden temin edilmiştir. Aksaray'da bulunan bu camii, 1544-1548 yılları arasında Kanuni Sultan Süleyman tarafından Mimar Sinan' a yaptırılmış olup, kubbe yüksekliği 7 metre, kenar uzunluğu 8 metredir (Demircanlı, 1989). Esas yapı taşı, halk arasında küfeki taşı olarak da adlandırılan Bakırköy kireçtaşıdır. Camii'nin özellikle minareleri üzerinde ince bir taşı işçiliği mevcuttur. Diğer bazı yapıların aksine burada ince işçilik için daha yumuşak taşlar tercih edilmemiş, yine Bakırköy kireçtaşı kullanılmıştır.

2. BAKIRKÖY KİREÇTAŞININ JEOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Mactra fosilleri içeren Bakırköy kireçtaşı, İstanbul'da; batıda Büyükçekmece, doğuda Topkapı, kuzeyde İkitelli - Şamlar - Kayabaşı ve güneyde Marmara Denizi arasında kalan alanda yer yer yüzeylenmektedir. Arıç (1955) tarafından Bakırköy kalkeri olarak adlandırılan bu formasyonun egemen litolojisi, ak, krem ince taneli, ince-kalın katmanlı, bol çatlaklı, bol fosil kavkılı ve erime boşluklu kireçtaşı olup, alt düzeyleri daha çok killi, üst seviyeleri kireçtaşı ve kil ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin içerdiği fosillerin boyut, şekil ve miktarları değişkenlik sunmaktadır. Bunların çoğu iyi çimentolanmış ve yönlenmiştir. Bakırköy kireçtaşı altta çakıl-kum-kilden oluşan Çukurçeşme formasyonu ile dereceli, kil-silt-killi kireçtaşından oluşan Güngüren formasyonu ile de tedrici

geçişli olup, Kuvaterner yaşlı çökeller tarafından diskordan olarak örtülmektedir. Kalınlığı değişmekle birlikte yer yer 30-35 metreye kadar ulaşabilmektedir. Sayar ve Pamir (1933), Küçükçekmece civarında buldukları *Mactra* ve *Melanopsis*, Arıç (1955), *Melanopsis* ve *Helix* fosillerine dayanarak birimin Sarmasiyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir.

3. TARİHİ YAPILARDA KULANILAN BAKIRKÖY KİREÇTAŞININ BOZUNMASI

Tarihi eserlerde kullanılan doğal taşların bozunması öncelikle jeolojik özellikleri ile ilgilidir. Bakırköy kireçtaşının bol çatlaklı, bol fosil kavkılı ve erime boşluklu olması porozitesinin yüksek olmasına neden olmuştur. Yüksek porozite yanında bileşiminin $CaCO_3$ olması bu taşın özellikle atmosferik parametrelerden etkilenmesini kolaylaştırmaktadır.

3.1. Atmosferik Parametreler

Canlıların yaşantısını sürdürdüğü atmosfer hacimsel olarak %78 azot, %21 oksijen ve %1 karbondioksit, argon ve diğer gazları içerir. Atmosfer ayrıca, su buharı, kükürt dioksit ve kükürt trioksit, azot oksit, klor gibi gazları da ihtiva eder (Winkler, 1973). Bu gazlar taş yüzeylerini kaplar ve taşa etki ederler. Hava kirliliğinin yoğunluğu atmosfer içerisindeki partikül miktarı ile orantılı olup kirliliği oluşturan partikül miktarı ve boyutu yerden yükseklik arttıkça azalır ancak nem oranı arttıkça artar (Winkler, 1973). Atmosferde mevcut ve taşların bozunması özerinde etkisi bulunan parametreler genel olarak su, gaz, ısı değişimi ve rüzgardır.

3.1.1. Su

Su, taşların bozunmasında çok önemli bir rolü üstlenmektedir. Aşındırıcı ve eritici etkisinin yanında bileşik yaparak asit oluşturur, donarak parçalar, demir kısımların paslanmasını kolaylaştırır, kirlerin yüzeye yapışmasını sağlar ve bitkilerin gelişmesine sebep olur (Meisel, 1988). Zararlı yanlarının yanında suyun taşlar üzerindeki çözülebilen zararlı maddeleri temizleme özelliği de vardır. Ancak durum sürekli yağış alan kısımlarda söz konusu olabilmektedir.

Bu bilgiler ışığında kuru olmayan ve fazla yağış almayan nemli bölgelerin taş bozunması açısından en tehlikeli bölgeleri oluşturduğu anlaşılmaktadır. Özellikle zeminden kapiller olarak yükselen suyun bozunma üzerinde etkisi büyüktür.

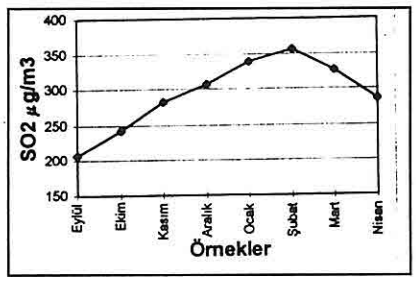
Bakırköy Kireçtaşının çatlaklı ve erime boşluklu yapısı suyun etki gösterebilmesini kolaylaştırmaktadır. Su taşların içine tuzları taşımakta ve buharlaşma sonucunda bunların hacim artışıyla kabuklanmalar oluşturabilmektedir. Yine gözenekler içerisindeki suyun donması sonucunda çatlamalar ve ufalanmalar gelişir ki suyun hacim artışının fazla olması nedeniyle bunların zararları büyük olmaktadır.

3.1.2. Gazlar

Atmosferde bulunan ve kireçtaşlarını etkileyen gazlardan olan CO_2'nin birincisi biyosferik, ikincisi endüstriyel olmak üzere iki temel kaynağı vardır. Bu gaz yağmur suyu ile birleşerek kireçtaşını eriten karbonik asidi oluşturmaktadır.

Kireçtaşları açısından atmosferde bulunan gazlardan, en tehlikelisi olan SO_2 yakılan fosil yakıtların kükürt muhtevasına oranla havaya karışmaktadır (Sorguç, 1990). SO_2 konsantasyonu A.B.D. Hava Kalitesi Kontrolu standartlarına göre maksimum 260 mg/m^3 olarak belirlenmiştir (Ayalp, 1976). Şekil 1' de 1972-1973 yılları için İstanbul' daki aylık SO_2 değişimini gösteren grafik, özellikle Aralık- Ocak - Şubat - Mart aylarında bu standardın çok üstüne çıkıldığını göstermektedir. İhmal edilebilecek düzeyde kükürt içeren doğal gazın son zamanlarda kullanımının yaygınlaştırılması ile bu değerlerin düşürülmesine çalışılmaktadır.

$$CaCO_3 + SO_2 + 1/2O_2 \rightarrow CaSO_2 + CO_2$$



Şekil 1. İstanbul İlindeki CO_2 Konsantrasyonunun (mg/m^3) 1972-73 Yılları için Aylık Ortalamaları (Ayalp,1976).

ve $CaCO_3 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + H_2O + CO_2$ gibi bilinen reaksiyonlarla sülfür bileşenleri karbonatları sülfatlara dönüştürerek hacim artışına sebep olurlar. Dolayısıyla çatlamalara, ufalanmalara ve kabuklanmalara sebep olurlar (Sorguç, 1990).

3.1.3. Isı Değişimleri

Taş bozunmasında rol oynayan pek çok etkenlerden biri olan ısı değişimleri çeşitli olaylar sonucunda oluşan kabuklanmaların dökülmesine, bir arada kullanılmış fakat farklı genleşme katsayılarına sahip taşların ara yüzlerinin bozulmasına neden olmaktadır. Özellikle Bakırköy kireçtaşı gibi ince boşluklara sahip taşların önce kuvvetlice ısınıp ardından aniden soğuması yüzeyde ince çatlaklar oluşturur. Böyle durumlara güneş ışınlarının ısıttığı yerlere aniden soğuk yağmurun gelmesi sebep olur (Meisel, 1988).

3.1.4. Rüzgar

Rüzgarın belli başlı etkileri mekanik olarak yüzeyi zamanla aşındırması, havadaki gaz, partikül ve yağmuru taş yüzeyine hakim rüzgar yönünde savurmasıdır (Meisel, 1988). Yapıların özellikle yüksek ve ince işçilikli kesimlerinde rüzgarın aşındırıcı etkisi kendisini belli etmektedir. İstanbul' da özellikle kış aylarında kuzey ve kuzeydoğudan esen sert rüzgarlar yapıların bu kesimlerinde fazla bir kirlenme ve bozunmaya yol açmaktadır. Bunun yanında taşın yüzeyindeki suyu makro gözeneklerden taşın içerisine itici

ve ıslanmış kesimleri kurutucu etkisi de söz konusudur. Rüzgar ayrıca havaya karışan zararlı gaz ve partikülleri uzun mesafelerde taşıyarak sanayi alanlarına uzak yerlerdeki eserlerin de etkilenmesini sağlamaktadır.

4. BOZUNMA SONUCU FİZİKSEL ÖZELLİKLERDEKİ DEĞİŞİM

Bozunma ile gelişen fiziksel özelliklerdeki değişim hem gözlemsel hemde deneysel olarak tespit edilmeye çalışılmıştır. Gözlemsel çalışmalar İstanbul daki birçok eser üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Deneysel çalışmalar için Şehzade Mehmet Camii'nin restorasyon çalışmaları sırasında farklı örnekler derlenmiştir. Tarihi eserlerde kullanılan Bakırköy kireçtaşlarındaki bozunma taşın yüzeyinden itibaren 0.1 - 1 cm derine etkidiğinden alınan örneklerin 1cm derinliğe kadar olan kısımları bozunmuş, daha içerideki kısımları ise taze olarak kabul edilmiştir. Bu nedenle taşların yüzeyinden itibaren yüzeye paralel yaklaşık 1cm ve bunun altından yine yaklaşık 1cm kalınlığında ikişer dilim kesilmiştir. Bu dilimler üzerinde efektif poroziteyi belirlemek amacıyla civa porozimetresi deneyi TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Malzeme Bölümü Laboratuvarı' nda Autopore II 9220 ile, kuru birim hacim ağırlık ve ağırlıkça su emme deneyleri ise İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Malzeme Laboratuvarında TS-699'a göre gerçekleştirilmiştir.

4.1. Gözlemsel Veriler

Gözlemsel çalışmaların yapıldığı tüm tarihi yapılarda gözle görülür bir bozunma tespit edilmiştir. Yapıların inşaatı sırasında Bakırköy Kireçtaşı'nın kil oranı yüksek kesimlerinden alınan taşların yer yer kullanıldığı gözlenmiştir. Bunlar dayanım açısından çok zayıf olup çevresine nazaran daha fazla aşınıp kötü bir görünüm sunarlar. Kavkısı az ve kırıntısı fazla olan kesimlerde gözlenen kabuklanmalar ortalama 1-2 mm kalınlığında gelişmektedir. Elle ayrılabilen bu kabuk arkasında çoğunlukla kahverengi-bej renkli ve ayrılması zor, yaklaşık 0,5 mm kalınlığında bir yüzey bulunmaktadır. İstanbul Surlarında bu şekildeki kabuklanmalar çok belirgin bir şekilde görülmektedir. Buradaki taşın daha iç kesimde bulunması nedeniyle yağmur suyundan kısmen korunmakta olduğundan yağmur kirleri yıkayamamaktadır.

Çoğu yapıda belirli bir yönde görülen fazla kirlenme ve bozunma hakim rüzgar yönüne ve toplayıcı ortam özelliklerine bağlı olarak gelişen gaz ve partikül yoğunlaşmaları sonucunda oluşmuştur.

Özellikle güneşin az etkidiği ve mikroiklim oluşturan korunmuş, nemli ortamlarda gazlar ve kirleticiler Bakırköy kireçtaşının yüzeyine yapışmakta ve onun bozunmasına yol açmaktadır.

4.2. Deneysel Veriler

Bozunma ile ilgili taşın en önemli fiziksel özelliği porozitesidir. Porozite ve

boşluk çapı dağılımı kireçtaşının heterojenliği ile ilgili olarak çok değişkendir. Buna bağlı olarak da bozunma davranışları açısından farklılıklar oluşturmaktadır.

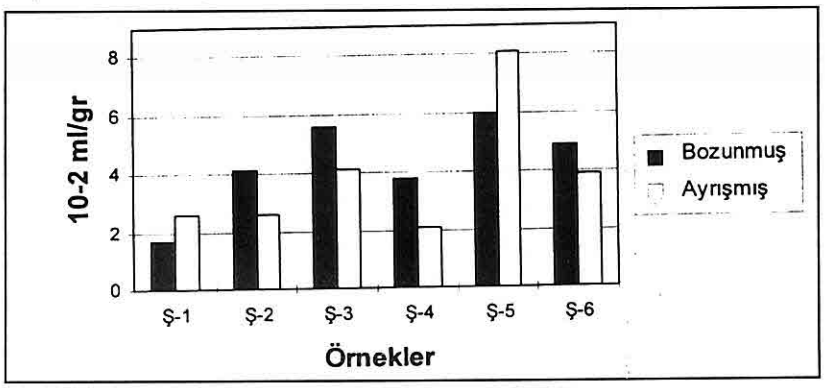
Poroziteyi belirlemek amacıyla yapılan civa porozimetresi deneyi sonucunda ml/gr cinsinden belirlenen ve Şekil 2'de görülen toplam civa sokulumu 0.002 mm ile 0.1 mm arasında olup bu değerler efektif porozite hakkında bilgi vermektedir.

Ş-1 ve Ş-5 nolu örneklerde diğer örneklerin tersi olarak bozunmuş kısımda tazeye oranla gram başına daha az civa intrüzyon etmiştir. Bunun sebebi ise bu taşların bulundukları ortam özellikleri sonucunda hacim arttırıcı yerine gözenekleri tıkayıcı reaksiyonlara maruz kalmış olmalarıdır. Ş-2, Ş-4 ve Ş-6 nolu örneklerde bozunma sonucu yüzeylerinde erime geliştiğinden porozitelerinde bir artış olduğu görülmektedir. Artan gözeneklilik özellikle fosil yakıtlardan kaynaklanan kirlerin taşın iç kesimlerine nüfuz etmesini kolaylaştırmıştır. Ş-3 nolu örnekte yine bozunmuş kısıma tazeye oranla daha fazla civa intrüzyon etmiş, fakat burada kirlenme görülmemiştir. Ağırlıka su emme deney sonuçları Şekil 3' de görüldüğü üzere civa porozimetresi deney sonuçlarını doğrular şekildedir. Şekil 4' de yer alan kuru birim hacim ağırlık sonuçları ise bozunma sonucunda az da olsa bir azalma olduğunu göstermektedir.

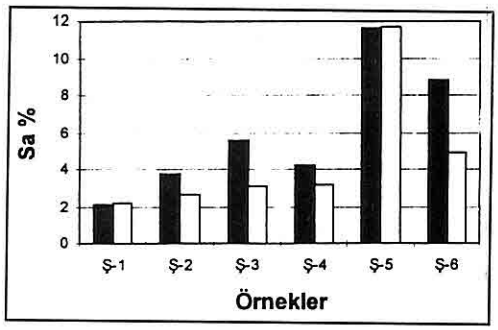
5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Atmosferdeki mevcut su, gaz, ısı değişimi ve rüzgar gibi parametreler pek çok tarihi yapıda kullanılmış olan Bakırköy kireçtaşı özerinde büyük bir etkiye sahip olup bu taşların zaman içinde bozunmasını sağlamaktadır. Gözlemsel ve deneysel bulgular bu etkilerin basit bir şekilde ifade edilemeyecek karmaşık ve birçok parametreye bağlı mekanizmalar ile geliştiğini göstermiştir.

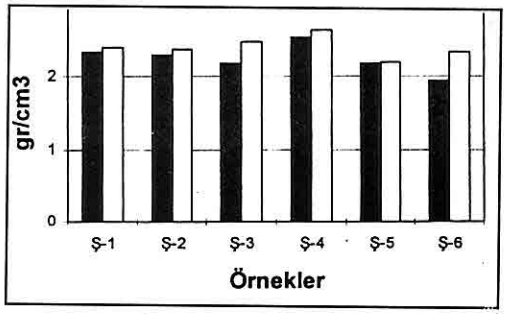
Bozunma sonucunda taşların kuru birim hacim ağırlıklarında azalma söz konusudur. Yine taşların bozunması sonucunda efektif porozitelerinde önemli değişikliklerin olduğu yapılan civa



Şekil 2. Örneklerde Toplam İntrüzif Civa Hacmi Değişimi (10-2 ml/gr).



Şekil 3. Örneklerde Ağırlıkça Su Emme Değişimi (Sa%).



Şekil 4. Örneklerde Kuru Birim Ağırlık Değişimi (gr/cm^3).

porozimetresi deneyleri sonucunda anlaşılmıştır. Efektif porozitelerinde çoğunlukla artış gözlenmesinin yanısıra, yer yer azalma da gelişebilmektedir. Artan porozite genellikle taş yüzeyindeki erime ve kavkı kırılmaları, bu değerlerdeki azalma ise taşların, yüzeydeki gözenekleri tıkayıcı reaksiyonlara maruz kalmaları ile ilgilidir.

Kireçtaşlarının bileşimlerinin yanısıra, içerdikleri kavkıların boyutları, miktarları ve yönelimleri, bozunmalarındaki etkin parametrelerden birini oluşturmaktadır. Bakırköy kireştaşının killi düzeylerinin rüzgar aşındırmasından daha çok etkilenmesi nedeniyle, bu düzeylerin eserlerde kullanıldığı yerlerde aşınma oldukça yüksek değerdedir. Ayrıca farklı fasiyeslerdeki ve dolayısıyla farklı özelliklere sahip kireçtaşlarının birarada kullanılması ile birlikte, taşların kesimi, yüzeylerinin işlenme biçimi, traşlanmış olup olmamaları, eserlerde kullanım şekilleri, yapının üst veya temele yakın kesiminde veya farklı cephelerde kullanılmaları bozunmalarını değişik oranlarda etkilemiştir. Sözü edilen parametrelerin yanısıra kullanılan harcın niteliği de bu taşların bozunmasında etkin parametrelerden birini oluşturmuştur.

İstanbul daki tarihi eserlerin büyük çoğunluğunda kullanılmış olan Bakırköy kireçtaşlarının oldukça gözenekli ve kavkılarının kırılgan olması nedeniyle bozunan ve kirlenen bu taşların yüzey temizliğinin oldukça dikkatli yapılması gereklidir. Aksi halde temizleme sırasında oluşturulacak yüzey pürüzlülüğü ve yüzey porozitesinin artışı bu taşların daha hızlı bir şekilde kirlenmelerine ve yüzeylerinin bozunmasına neden olacaktır.

7. KAYNAKLAR

Arıç, C. (1955), Haliç-Küçükçekmece Gölü Bölgesinin Jeolojisi, 0.D.T.Ü. Maden Fakültesi, Doktora Tezi, 48 s.

Ayalp, A. (1976), İstanbul da Atmosfer Kirlenmesi, İ.Ü.Tıp Fak. Koruyucu Hekimlik ve Halk Sağlığı Kürsüsü, Doktora Tezi, 269 s.

Demircanlı, Y. Y. (1989), İstanbul Mimarisi İçin Kaynak Olarak Evliya

Çelebi Seyahatnamesi, Vakıflar Genel Müdürlüğü Yayınları, 774 s.

Meisel, U. (1988), Naturstein - Erhaltung und Restaurierung von Aubenbau-teilen, Bauverlag GMBH, Wiesbaden und Berlin, 196 bl.

Sayar, M. ve Pamir, H. N. (1933), Une Foune de Vertebre Fossile Miocene Pres d'İstanbul, C. R. Soc. Geol. Fr., 6, Paris.

Sorguç, H. (1990), Geleneksel Kargir Yapıların Restorasyonunda Teknoloji ve Malzeme Sorunları, M.S.İ. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 141 s.

TS-699 (1987), Tabii Yapı Taşları-Muayene ve Deney Metodları, Türk Standartları Enstitüsü, Birinci Baskı, Ankara, 82 s.

Winkler, E.M. (1973), Stone Properties, Durability in Man's Environment, Springer-Verlag, Wien, New York.,230 p.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 6 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 6 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocesser compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be orginised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drown by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be orginised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)