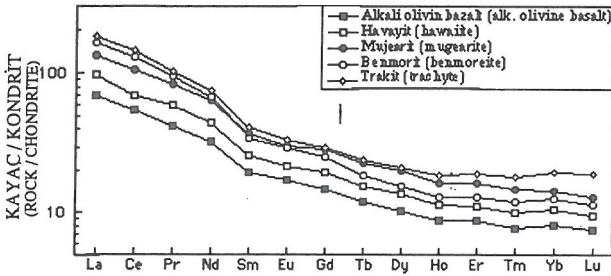


Şekil 3. Meydan alkanin volkanikleri ortalama kayaların MORB ve ilksel manto'ya göre normalleştirilmiş iz element dağılımları. MORB normalleştirme değeri Pearce (1983)'den ve ilksel manto normalleştirme değeri Wood ve diğ. (1979)'den alınmıştır.

Figure 3. MORB-and Primordial mantle-normalized trace element patterns of average rocks of the Meydan alkaline volcanics. MORB normalizing values are from Pearce (1983) and Primordial mantle normalizing values are from Wood et al (1979).



Şekil 4. Meydan alkanin kayalarında alkanin olivin bazalttan trakite nadir toprak element dağılımı. Kondrit değeri Boynton (1984)'den alınmıştır.

Figure 4. Rare earth element patterns from alkali olivine basalt to trachyte in the Meydan alkaline rocks. Chondrite values are from Boynton (1984).

PETROJENEZ

Açık Sistem Ayrışması

Kayaçların evriminde meydana gelen magmatik olayları belirlemek için Minster ve Allegre (1978), Allegre ve Minster (1978) tarafından uyumsuz ve yüksek derecede uyumsuz elementlere dayalı olarak geliştirilen diyagramlar kullanılmıştır. Şekil 5'de, alkali olivin bazalt ve havayitler orijinden geçen lineer bir trend boyunca yer alır (Ba/Zr-Ba diyagramı dışında), fakat mujearit, benmorit ve trakitler farklı bir durum gösterir. Bu ilişkiler, alkali olivin bazalt ve havayit oluşumunda kısmi ergimenin önemli bir rol aynadığını belirtmektedir. Kısmi ergime derecesinin düşmesiyle magma uyumsuz elementlerce daha fazla zenginleşme göstermiştir (Presnall ve diğ., 1978).

Mujearit, benmorit ve trakitlerin kesirli kristalleşme ile bir alkali olivin bazaltik ana magmadan

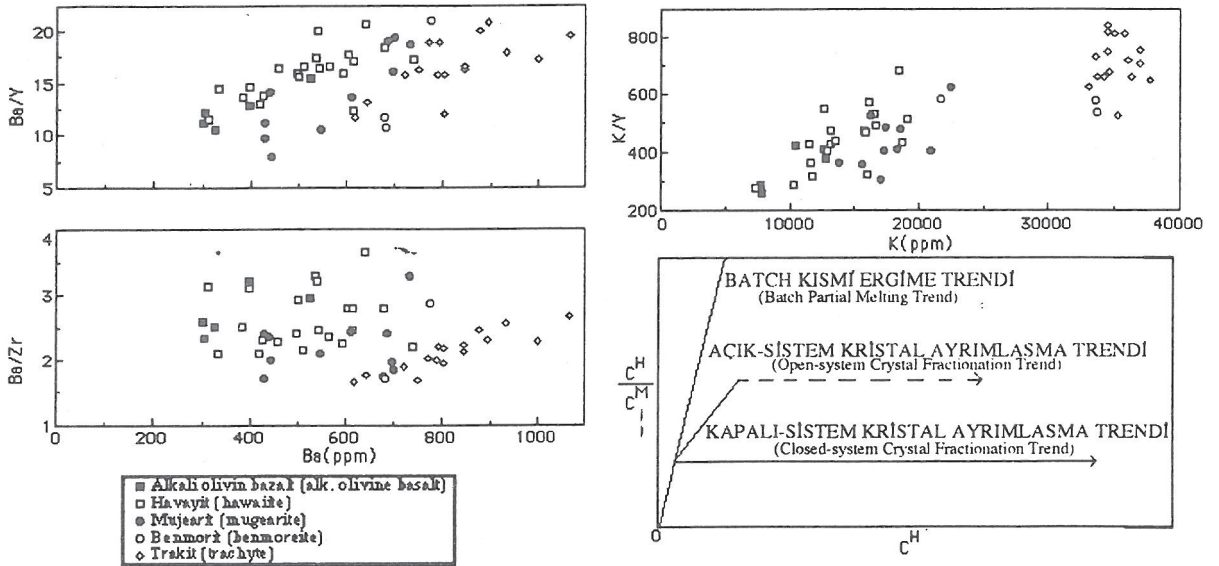
Çizelge 3. Meydan volkanik kayalarının nadir toprak element analizleri.

Table 3. Rare earth element analyses of the Meydan volcanic rocks.

Sample	MA-230	MA-23	MA-27	MA-29	MA-166	MA-175	MA-53	MA-34	MA-10	MA-43
La (ppm)	27.03	22.30	21.51	27.54	30.02	30.83	40.99	51.23	56.54	48.47
Ce	60.15	47.31	44.31	57.98	56.36	60.27	84.65	103.39	115.91	101.84
Pr	6.91	5.63	5.19	6.75	7.25	7.23	10.27	11.44	12.53	11.68
Nd	22.87	21.75	19.77	25.42	27.25	27.17	39.11	40.65	45.16	42.20
Sm	5.09	4.15	3.81	4.89	5.07	5.18	7.37	6.81	8.00	7.59
Eu	1.75	1.43	1.27	1.67	1.59	1.80	2.24	2.17	2.50	2.32
Gd	1.88	4.04	3.82	4.88	5.03	5.22	7.43	6.49	7.76	7.27
Tb	0.61	0.58	0.57	0.70	0.73	0.74	1.08	0.88	1.14	1.09
Dy	1.67	3.59	3.33	4.17	4.34	4.33	6.44	5.06	6.86	6.35
Ho	0.60	0.66	0.63	0.78	0.82	0.84	1.18	0.94	1.32	1.19
Er	1.38	1.90	1.84	2.28	2.36	2.44	3.39	2.72	3.99	3.61
Tm	0.25	0.27	0.25	0.32	0.33	0.35	0.47	0.39	0.59	0.53
Yb	1.68	1.76	1.69	2.19	2.18	2.28	3.02	2.63	4.07	3.68
Lu	0.26	0.25	0.24	0.32	0.30	0.32	0.42	0.64	0.61	0.54

türemiş, uyumsuz elementlerce zenginleşmelerine sebep sayılabilir. Bununla beraber uyumsuz elementlerce zenginleşme, kabuksal kontaminasyon, veya fazla farklılaşmış magmayla karışımdan da meydana gelebilir. Bir açık - sistem magma odasında yüksek derecede - ve orta derecede-uyumsuz elementlerin oranlarında önemli değişiklikler olabileceği gösterilmiştir. (O'Hara ve Mathews, 1981). Böyle bir sistemde bu oran, sadece kristalleşmeye değil aynı zamanda magma yenilenmesi

ve kaçışına da bağlıdır. Pankhurst (1977), açık-sistem ayrımlaşma eğrisinin, batch kısmi ergimesi ve kapalı - sistem ayrımlaşma eğrileri arasında alan üzerinde herhangi bir yerde değişebileceğini belirtmiştir. Bu nedenle mujearit, benmorit ve trakitik magmaların, magma odasında uzun bir süre kalma sonucu artan kesirli kristalleşmeyle birlikte açık - sistem ayrımlaşması ve yenilenmesi ile oluştukları söylenebilir.



Şekil 5. Meydan lavaları için orta derecede uyumsuz (C^M) ve yüksek derecede uyumsuz elementlerin (C^H) rölatif konsantrasyonuna dayalı işlem belirleme diyagramları.

Figure 5. Process identification diagrams for the Meydan lavas, base on the relative concentration of moderate incompatible (C^M) and highly incompatible (C^H) elements.

Muhtemel Ayrımlaşma Yolları

Uyumsuz elementlere karşılık Sr diyagramı, havayitlerden mujearit ve trakitlere doğru Sr'un ilerleyerek azaldığını göstererek plajiyoklas ayrımlaşmasını açıklamaktadır (Şekil 6). Havayitlerin alkali olivin bazaltdan daha yüksek Sr/Zr oranlarına sahip olmaları, bunların alkali olivin bazaltdan düşük-basınç ayrımlaşmasıyla türemesini imkansız kılar. Havayitler, muhtemelen alkali olivin bazaltdan yüksek basınçlarda klinopiroksen esaslı bir ayrımlaşmayla türemiştir (Frey ve diğ., 1990). Yüksek basınç ayrımlaşma birliğinde plajiyoklasın yokluğunda, Sr ve Zr arasında önemli ayrımlaşma olmayacaktır (Şekil 6A). Ayrımlaşma birliğinde plajiyoklasın ortaya çıkması ise havayitik bileşim boyunca Sr/Zr oranındaki düşüşü açıklayabilir.

Olivin ve muhtemelen titanomagnetit ayrımlaşması, önemli Cr ve Ni değişimiyle belirlenir. Alkali olivin bazalt ve havayitlerde forsteritik olivin ayrımlaşmasıyla Mg'un tüketilmesi, mujearit ve trakit-

lerde fayalitik olivin mikrofenokristallerinin kristalleşmesine neden olmuştur (Şekil 6B).

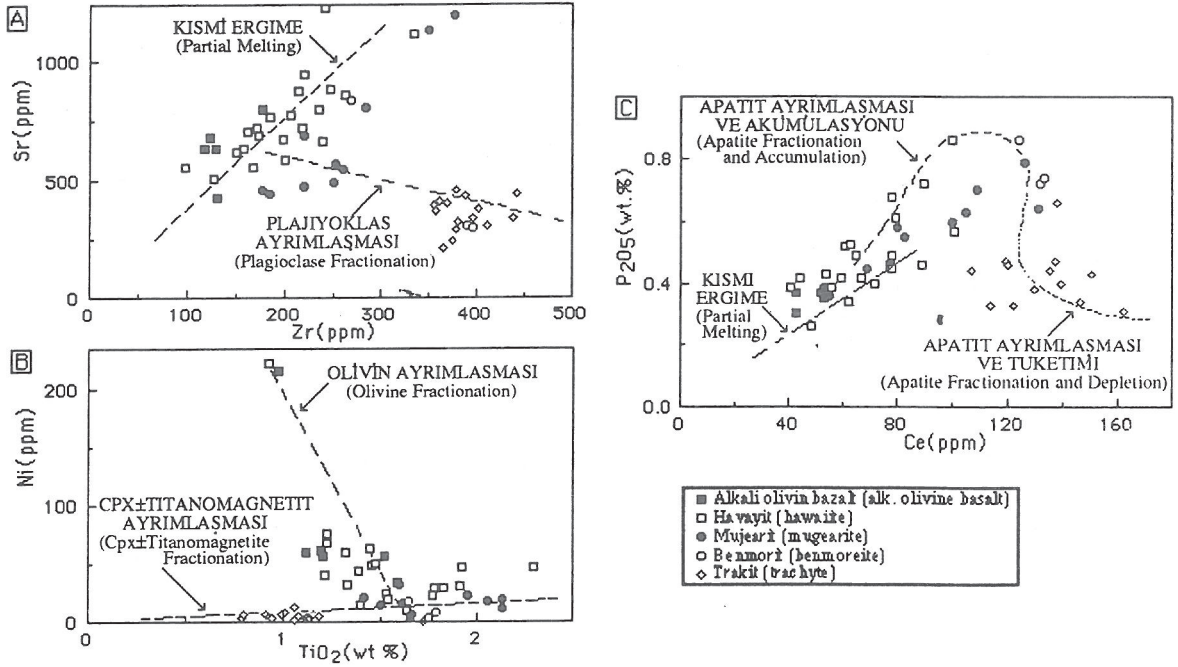
Bu uyumsuz elementlere karşılık P_2O_5 diyagramında (Şekil 6C), alkali olivin bazalt ve bazı havayitlerin orijinden geçen bir pozitif lineer trend boyunca yer aldıkları gözlenir. Bu trend, iki elementin kısmi ergime sırasında uyumsuzluğuyla açıklanabilir. Orijinden geçmeyen iki trend daha vardır; biri havayit ve bazı mujearitlerin apatit akümüasyonu ile etkilendiğini, diğeri ise pik yapı ve sonra apatitin magmadan P'yi uzaklaştırmasıyla azaldığını göstermektedir (Şekil 6C).

Kabuksal Kontaminasyon ve Magma Karışımı

Açık-sistem ayrımlaşma modeli, Meydan lavalarının magma odasında asimilasyonla modifiye edilme ihtimalini yükseltir (DePaolo, 1981). Açık-sistem ayrımlaşmasındaki karmaşıklıklar sebebiyle, bazı diyagramlardaki dağılımın nedeni bir çok şartlardan kaynaklanabilir. Buna ilaveten, çoğu iz elementlerin

zenginleşmesi ve farklılaşmış kayaçlardaki K_2O/Na_2O artışının sebebi kabuksal kontaminasyonla açıklanabilir (Watson, 1982).

Meydan bazaltları düşük (La/Yb)_N ve Zr/Nb oranlarıyla, zenginleşmiş bir manto kaynağının büyük derece ergiyikleri olarak yorumlanabilir. kabuksal olaylar bazaltların kimyasını hakim kılmadığından kaynağın büyük iyonlu litofil elementlerce ve hafif - REE'ce zenginleşmiş manto olduğu sonucu çıkartılmıştır.



Şekil 6. Meydan alkin volkaniklerinde, plajiyoklas (A), olivin ve titanomagnetit ± klinopiroksen (B) ve apatit (C) için mümkün ayrımlaşma yollarını gösteren iz element diyagramları.

Figure 6. Trace element plots of the Meydan alkaline volcanics showing possible fractionation paths for (A), plagioclase; (B), olivine and titanomagnetite ± clinopyroxene and (C), apatite.

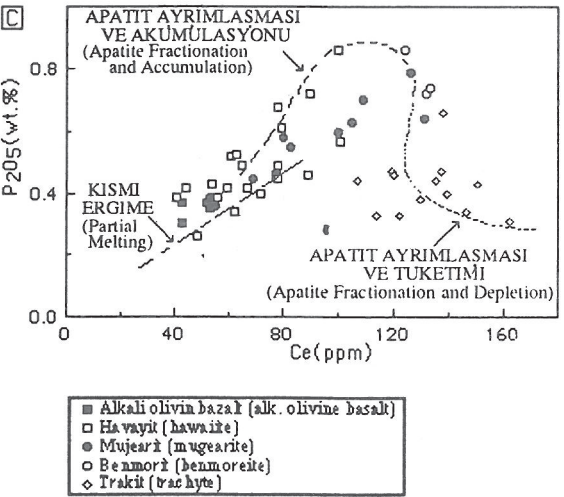
Ayrıca büyük negatif bir Nb anomalisi, kabukta büyük bir bolluğa sahip olan iz elementlerin önemli zenginleşmesi olmaksızın kabuksal kontaminasyona bağlanamaz. Ba zenginleşmesi ve Nb tüketilmesi büyük ölçüde mantonun sıvı metasomatizması sonucudur (Brandon ve Goles, 1988).

PETROJENETİK MODEL ve ANA MAGMA KAYNAĞI

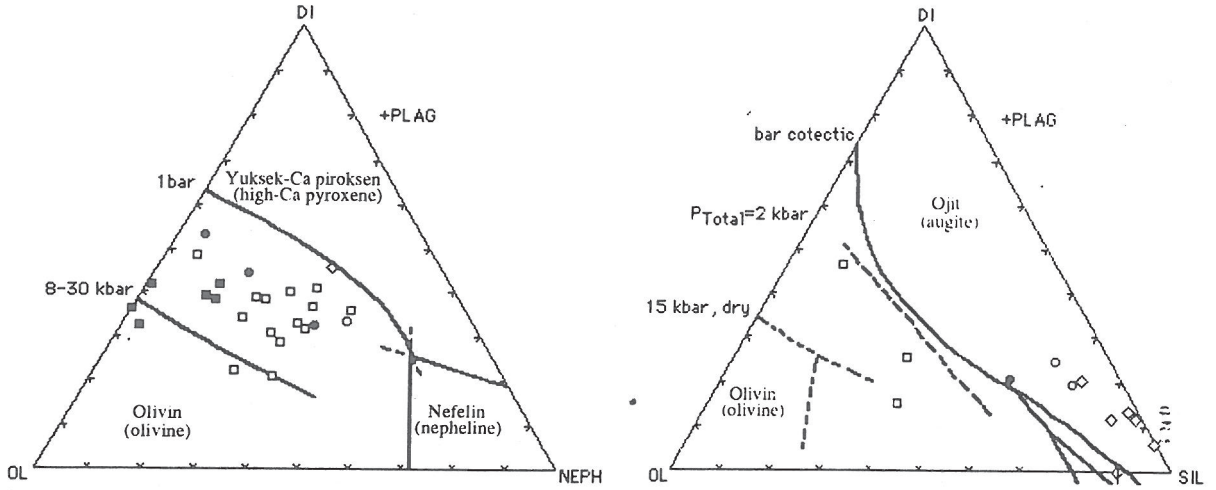
Sack ve diğ. (1987)'nin Di-Ol-Ne ve Di-Ol-Sil projeksiyonları dikkate alındığında, benmorit ve trakitler bir düşük basınç kotektığı boyunca, buna karşılık alkali olivin bazalt, havayit ve mujearit ise genel olarak 8-10 kbar ve 1 bar olivin - ojit - plajiyoklas kotektikleri arasında yer almaktadır (Şekil 7). Olivin, ojit ve plajiyoklas ayrımlaşması olduğu kabul edilirse, o zaman havayit ve mujearit durumunda ana magmadan ojit ve plajiyoklasın tamamen ayrılmış olması söz konusudur.

Bu yüzden, orta-yüksek basınç olivin-ojit-plajiyoklas ve daha sonra düşük basınç olivin-ojit-plajiyoklas ayrımlaşmaları olmuştur.

Kayaçların kimyasal özellikleri, zenginleşmiş manto ve yitim sonucu yeniden işlenen bileşenlerin karışımının içeren bir kaynak bölgesinden üretilen ergiyiklere benzemektedir. Bazaltik lavların HFSE zenginleşmesi, genel olarak kısmi ergime veya yitim levhasının dehidratasyonu ile bırakılan sıvılarca zengin-



leşen üst mantonun ergimesini içine alan modellere dayandırılmıştır (Saunders ve diğ., 1980). Bunun yanında, ayrılmadan sonra ergiyikler kıta altı litosferden geçerken çevre kayaçlar ile kontamine olmuşlardır. Bu işlem, gelişmiş kayaçlarda gözlemlendiği gibi Ba, K, La, Ce'de zenginleşme ve Ti, Zr, Nb'de azalma meydana getirmiştir (Kelemen ve diğ., 1990). Benmorit ve trakit, alkali olivin bazalt ve havayite (<15 ppm) göre yüksek Nb bolluklarına sahiptir. Alkali olivin bazalt ve havayitlerin düşük Ba/Nb, Sr/Zr, Ba/La, La/Nb ve La/Zr oranları, lavların jenezinde dalan levhadan türemiş malzemenin çok az bir rol oynadığını göstermektedir (Gill, 1981). Manto kökenli volkanik kayaçlar ve ksenolitlerdeki çalışmalar, manto peridotitinin yükselen sıvılar ve magmalarla girişimiyle kıta altı litosferde uyumsuz element zenginleşmesini ortaya çıkarmıştır (Worner ve diğ., 1986).



Şekil 7. Walker ve diğ. (1979) ve Grove ve diğ. (1982)'nin deneyleriyle belirlenen 1 bar kotektikini, Spulger ve Rutherford (1983)'un belirlediği şematik 2 kbar kotektik, ve Stolper (1980)'nin 15 kbar kotektikini gösteren Sack ve diğ. (1987)'nin Di-Ol-Ne ve Di-Ol-Sil projeksiyonları.

Figure 7. Di-Ol-Neph and Di-Ol-Sil projections of Sack et al. (1987) showing 1 bar cotectic defined by the experiments of Walker et al. (1979) and Grove et al. (1982), a schematic 2 kbar cotectic defined by Spulger and Rutherford (1983), and 15 kbar cotectic taken from Stolper (1980).

Sonuç olarak, Meydan bazaltlarının kimyasal değişimi, zenginleşmiş kıta altı litosferden türediklerini yansıtmaktadır. Manto metasomatizması, büyük ölçüde yitim levhasından bırakılan sıvı veya ergiyiklerin ürünü olup, muhtemelen ergime sırasında yiten levhada kalan HFSE'ce zengin fazların neticesinde sonradan oluşan ergiyikler yüksek LILE/HFSE oranlarıyla karakterize edilmiştir.

SONUÇLAR

Meydan alkalin volkanitlerini içine alan bu çalışmayla, hem yerel hem de Doğu Anadolu çarpışma volkanizması için bölgesel önemi olabilecek sonuçlar çıkartılmıştır;

Kayaçlar, magma karışımı ve dengesiz kristalleşme gibi magmatik olaylara işaret eden mineralojik ve petrografik veriler sunmaktadırlar. Genel olarak orta derecede alkalin farklılaşma trendi oluşturmakta olup, ana ve iz element değişimleri, esasen gözlenen fenokristal fazları olivin, ojit, plajiyoklas ve manyetit kesirli kristalleşmesi ile açıklanmıştır. Ayrışma başlangıçta olivin, sonra ojit ve plajiyoklas ile kontrol edilmiştir. Ana ayrışma trendinden sapma gösteren benmorit ve trakitlerde, magma karışımı ± kontaminasyon olayları daha etkili olmuştur.

MORB- ve PM- normalleştirilmiş uyumsuz iz element dağılımlarında muhtemelen manto kaynağında az bir dalma - batma bileşenine işaret eden, karakteristik negatif Nb anomalileri gözlenir. Buna ilaveten kayaçlar,

yüksek oksijen fugasitesi ve yükseltgen şartlar nedeniyle önemli Eu anomalisi göstermeyen, orta-derecede ayrılmış REE dağılımları gösterir. Ana magma, orta-yüksek basınç olivin-ojit-plajiyoklas ve daha sonra takip eden düşük basınç olivin-ojit-plajiyoklas ayrılmışına uğramıştır.

Uyumsuz iz elementler ve ana elementler, kayaçların kimyasal değişiminin açık sistem ayrılmışması ve kabuksal kontaminasyon ± magma karışımı ile kontrol edilen bir magmatik modeli desteklemektedir. Ba'un zenginleşmesi ve Nb'nin tüketilmesi, büyük ölçüde mantonun sıvı metasomatizması sonucu olmuştur. Sonuç olarak, kayaçların kimyası, değişik ölçüde zenginleşmiş bir kıta altı litosferik mantodan türediklerini yansıtmaktadır.

KATKI BELİRTME ve TEŞEKKÜR

Bu çalışma Milli Eğitim Bakanlığının finansı ile Glasgow Üniversitesinde gerçekleştirilmiştir. Glasgow Üniversitesi Jeoloji ve Uygulamalı Jeoloji Bölümü akademik personeli ve teknisyenlerine, özellikle başta Prof. B. E. Leake olmak üzere ana ve iz element analizleri için Dr. C. Frow ve J. Gallagher'a, Jeokimya laboratuvarındaki yardımları için M. MacLeod, D. Tuner ve W. Higgison'a ve East Kilbridge SURRC'de REE analizlerini yapan T. Schimid'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Allegre, C.J. ve Minster, J.F., 1978, Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 1-25.

- Arslan, M., 1994, Mineralogy, geochemistry, petrology and petrogenesis of the Meydan - Zilan (Erciş - Van, Turkey) area volcanic rocks: Dr. Tezi, Glagow Üniversitesi, İngiltere, 559 s. (yayımlanmamış).
- Boynnton, W. W., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements. Henderson, P. (ed), Rare Earth Geochemistry de, Elsevier, Amsterdam, 63-107.
- Brandon, A.D. ve Goles, G. G., 1988, A Miocene subcontinental plume in the Pacific Northwest: geochemical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 3-4, 273-283.
- Cox, K. G., Bell, J.D. ve Pankhurst, R.J., 1979, The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London, 450.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Frey, F.A., Green, D.H. ve Roy, S.D., 1978, Integrated models of basalts petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melilitites from south Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463-513.
- Frey, F.A., Wise, W.S., Garcia, M.O., West, H., Kwon, S.T. ve Kennedy, A., 1990, Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *J. Geophys. Res.*, 95, 1271-1300.
- Gill, J.B., 1981 *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390 pp.
- Grove, T.L., Gerlach, D.C. ve Sando, T.W., 1982, Origin of calcalkaline lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Cont. Min. Petrol.*, 80, 160-182.
- Hildreth, W.E. ve Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozola, F. ve Vellari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastren Turkey): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, C., Pasquare, G., Serri, G. ve Velliari, L., 1980, Geology of the volcanic area Noth of Lake Van, Turkey: *Geol. Rund.*, 69, 292-322.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J. ve Irving, A.J., 1990, High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345, 521-524.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- MacDonald, G.A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- Minster, J.F. ve Allegre, C.J., 1978, Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III : Inverse problem of batch partial melting in volcanic studies. *Cont. Min. Petrol.*, 68, 37-52.
- O'Hara, M.J. ve Mathews, R.E., 1981, Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. London*, 138, 237-277.
- Pankhurst, R.J., 1977, Open-system fractionation and incompatible element variation in basalts. *Nature*, 268, 36-38.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. : Hawkesworth, C.J. ve Norry, M.J., *Continental Basalt: and Mantle Xenoliths de, Shiva, Cheshire*, 230-249.
- Pearce, J.A. ve Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. *Cont. Min. Petrol.*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Y., Saroğlu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey : *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Drennes, N.L., Schrick, R.L. ve Dycus, D.W., 1978, Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kb : Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Cont. Min. Petrol.*, 66, 203-220.
- Sack, R.O., Walker, D. ve Carmichael, I.S.E., 1987, Experimental petrology of alkalic lavas : Constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids. *Cont. Min. Petrol.*, 96, 1-23.
- Saunders, A.D., Tarney, J. ve Weaver, S.D., 1980, Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula : Implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- Spulger, S.D. ve Rutherford, M.J., 1983, The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust : An experimental study. *J. Petrol.*, 24, 1-25.
- St. Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T.H. ve Rice, C., 1990, The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece : *Cont. Min. Petrol.*, 104, 73-84.

- Stolper, E., 1980, A phase diagram for mid-ocean ridge basalts : Preliminary results and implications for petrogenesis. *Cont. Min. Petrol.*, 74, 13-24.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. : Saunders, A.D. ve Norry, M.J.(ed), *Magmatism in the Ocean Basins de, Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- Walker, D., Shibata, T. ve DeLong, S.E., 1979, Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing. *Cont. Min. Petrol.*, 70, 111-125.
- Watson, E.B., 1982, Basalt contamination by continental crust : Some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 73-87.
- Wood, D.A., Joron, J.L. ve Treuil, M. 1979, A Re-appraisal of use trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- Worner, G., Zindler, A., Staudigel, H. ve Schminche, H.U., 1986, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 1-2, 107-119.

KARAYAZI (ERZURUM, DOĞU TÜRKİYE) YÖRESİ VOLKANİTLERİNİN ANA ELEMENT PETROKİMYASI

Major element petrochemistry of volcanics in the area of Karayazı (Erzurum, Eastern Turkey)

Salim GENÇ

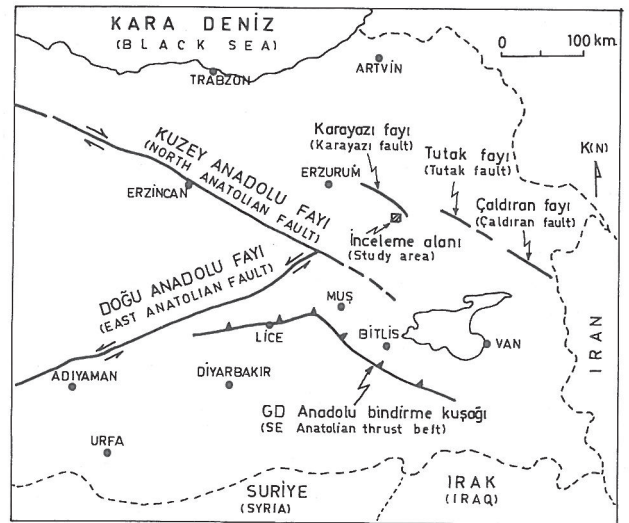
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ : "Karayazı Fayı"nın en belirgin yapısal unsur olduğu inceleme alanında, Senomaniyen (Üst Kretase) yaşlı "Anadolu ofiyolitli karışığı", Miyosen (Tersiyer) yaşlı (?) "Karakale Sırtı tufü" ve Pliyosen (Tersiyer) (?) yaşlı "Karasu bazaltı"yla güncel alüvyonlar yüzeyleyir. Bunlardan Anadolu ofiyolitli karışığı serpantin, serpantinleşmiş peridotit, spilit, bazalt, yastık lavlı bazalt, kuvarslı diyorit, gabro ve radyolaritten, Karasu bazaltı ise, adının da vurguladığı gibi, sadece bazalttan oluşur. Anadolu ofiyolitli karışığının volkanitleriyle Karasu bazaltından alınan 25 örnek, ana element içerikleri için, jeokimyasal olarak analiz edilmiştir. Bu analiz sonuçlarının değişik ayırtman diyagramlarında temsil edilmesiyle yöre volkanitlerinin petrolojik karakteristikleri araştırılmıştır. Böylece incelemeler, bazaltik türden olan bu volkanitlerin büyük bölümünün kalk-alkalin ve bir kısmının da alkalin karakterli olduğunu göstermiştir. Bu diyagramlar ayrıca, değişken alkali içeriklerine sahip olan ve olasılı olarak farklı zamanlı kristalleşme (fractional crystallization) geçiren magmalardan türeyen bu kayaların büyük bölümünün kalk-alkalin olmasına karşın, bir kısmının düşük-potasyum kalk-alkalin ve bazılarının da şoşonitik serilere ait olduklarını ortaya koymuştur.

ABSTRACT : In the study area, where "the Karayazı Fault" is the main structural unit, "Anatolian ophiolitic melange" of Cenomanian (Upper Cretaceous) age, "Karakale Sırtı tuff" of Miocene (Tertiary) age (?), "Karasu basalt" of Pliocene (Tertiary) age (?) and recent alluvium crop out. The Anatolian ophiolitic melange comprises serpentinite, serpentinized peridotite, spilitite, basalt, pillowed-basalt, quartz diorite, gabbro and radiolarite, whilst the Karasu basalt, as its name implies, contains only basalts. 25 specimens collected from both the volcanics of the Anatolian ophiolitic melange and the Karasu basalt were geochemically analyzed for their major element contents. The petrological characteristics of the volcanics in the area have been studied by representing the data of these analyses on various discriminant diagrams. Thus, the studies have indicated that the great majority of these volcanics, which are basaltic in nature, displays a calc-alkaline character, whilst some others possess an alkaline affinity. These diagrams have also shown that, although some of these rocks, that were probably produced from fractionally crystallized magmas, with varying alkali contents are the representatives of the calc-alkaline, the rest are found within the low-K and shoshonitic rock series.

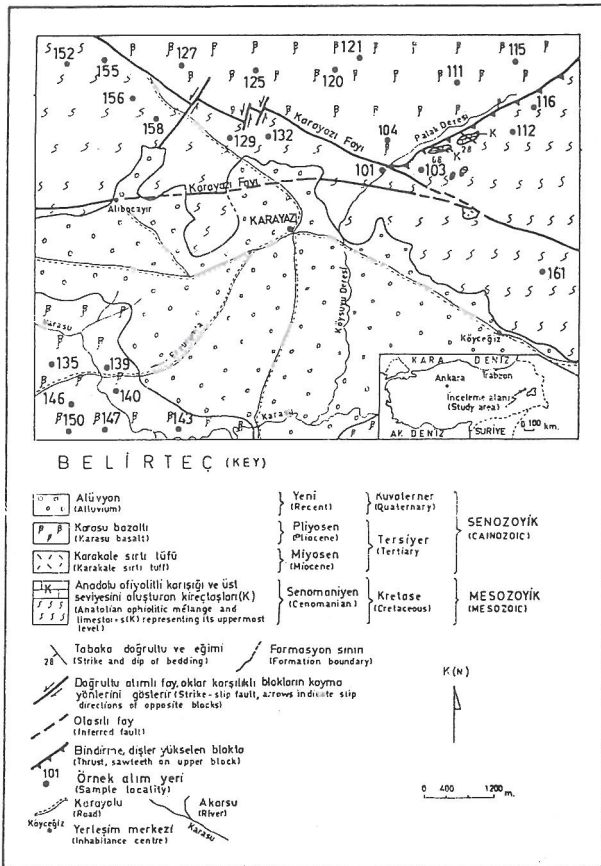
GİRİŞ

Karayazı yöresi, Erzurum iline bağlı Karayazı ilçesi dolayında yer alır (Şekil 1). "Karayazı Fayı" olarak bilinen ve devinimleri ile, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun diğer bazı kesimlerinde de olduğu gibi (Arpat, 1977; Arpat ve diğerleri, 1977; Şaroğlu ve Erdoğan, 1983), yörede zaman zaman depremlerin meydana gelmesine sebep olan bir kırığın, en belirgin yapısal unsur olarak dikkati çektiği inceleme alanında volkanik kayalar yaygın olarak yüzeyleyir. Her ne kadar yörede, Karayazı Fayı'na yönelik bazı çalışmalar (Koçyiğit, 1985; Genç, 1988, 1993) yürütülmüşse de doğrudan yöre volkanitlerinin petrolojik karakteristiklerine ilişkin bir araştırma henüz ortaya konulmamıştır. İşte burada, kısmen de olsa, böyle bir boşluğu doldurabilmek ve gelecekteki muhtemel tektonik yorumlara katkıda bulunabilmek amacıyla yöre volkanitlerinden toplanan 25 örneğin ana element analizleri yapılmış ve bu analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Bu bağlamda aşağıda, öncelikle yörenin genel jeolojik özellikleri veri-



Şekil 1. Karayazı (Erzurum) yöresinin yerini gösteren bulduru haritası.

Figure 1. Index map showing the location of Karayazı (Erzurum) area.



Şekil 2. Karayazi (Erzurum) yöresinin jeoloji haritası.
Figure 2. Geological map of Karayazi (Erzurum) area.

lecek, daha sonra da yöre volkanitlerinin petrografik nitelikleriyle petrolojik karakteristikleri ele alınacak ve bu konuda ulaşılan sonuçlardan söz edilecektir.

GENEL JEOLJİ

Karayazi yöresinde Mesozoyik ve Senozoyik kayaları yüzeylenir. DGD-BKB uzanımlı bir alanda haritalanan ve allohton karakterli olan Anadolu ofiyolitli karışığı (Koçyiğit, 1985) Mesozoyik'i temsil eden tek birim durumundadır (Şekil 2). Yerleşim yaşı Senomaniyen (Üst Kretase) olan (Yılmaz ve diğerleri, 1986, 1987) bu ofiyolitik karışık serpantinleşmiş peridotit, spilit, bazalt, yastık lavlı bazalt, kuvarslı diyorit, gabro ve radyolaritten oluşur. Senozoyik, Mesozoyik üzerine uyumsuz olarak gelir ve Tersiyer ve Kuvaterner birimleri ile temsil edilir. Bunlardan Tersiyer, Miyosen'e (?) ait Karakale sırtı tufünü ve Pliyosen'e (?) ait Karasu bazaltını kuvaterner ise güncel alüvyonları içerir (Şekil 2).

Şekil 2'deki jeolojik haritalardan da kolayca görülebileceği gibi Karayazi yöresi hayli kırıklı bir yapı sunar. Bu kapsamda daha önce de değinildiği gibi Karayazi Fayı bölgedeki en önemli yapısal unsur durumundadır. Yer yer doğu-batı ve fakat genelde KB-GD uzanımlı (yaklaşık K70B doğrultulu) bir kırık zonu

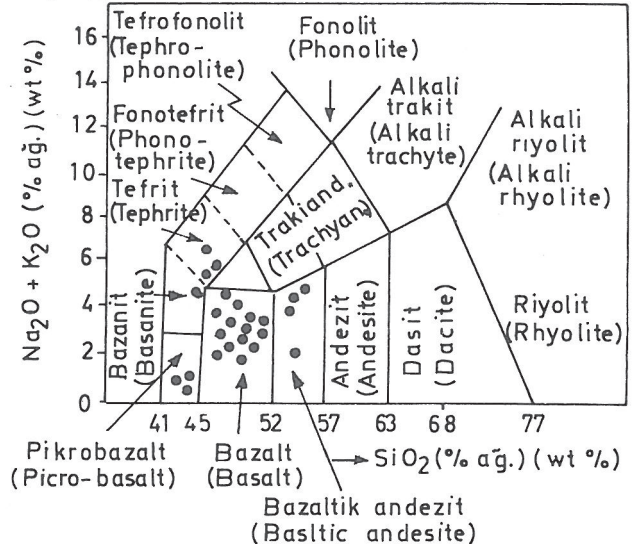
karakterinde olan bu fay yöredeki tüm kayaları etkilemiştir. Bazen Anadolu ofiyolitli karışığı içinde gözlenen, bazen de bu karışıkla Karasu bazaltı arasındaki ağı oluşturan ve sağ yönlü, yanal atımlı bir fay olan Karayazi Fayı'nın atımı, yersel olarak, 100-1000 metre arasında değişir (Koçyiğit, 1985; Genç, 1993). Fay zonu boyunca etkin milonitleşme, breşleşme ve özellikle Anadolu ofiyolitli karışığında hematit/limonit boyanması gözlenir. Karayazi Fayı'nın yanı sıra yörede, bu faydan daha genç ve daha küçük, atımları 100-200 metre kadar olan sol yönlü doğrultu atımlı iki fayla, bir de bindirmeye rastlanmıştır. Bu doğrultu atımlı faylar boyunca Anadolu ofiyolitli karışığı ve Karasu bazaltı ötelenmiş, bindirme boyunca ise Anadolu ofiyolitli karışığı Karasu bazaltı üstüne itilmiştir.

VOLKANİTLERİN PETROGRAFİSİ

Ana element analizleri gerçekleştirilen volkanik kaya örneklerinin bir bölümü Anadolu ofiyolitli karışığından, bir bölümü de Karasu bazaltından alınmıştır. Bunun bir sonucu olarak örnekler, petrografik olarak, tümüyle bazalt karakterindedir. Bu bazaltların petrografik karakteristikleri aşağıda kısaca gözden geçirilecektir.

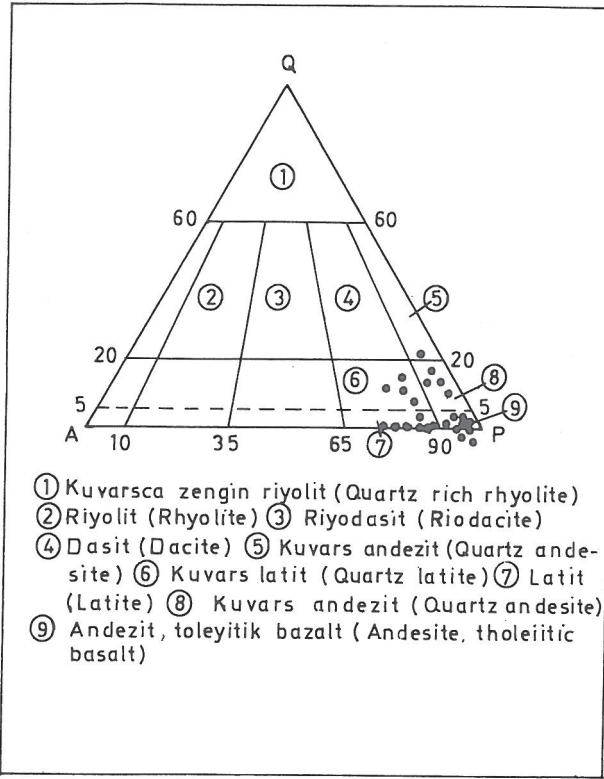
Anadolu ofiyolitli karışığı bazaltları

Hem yüzeylenmelerde ve hem de el örneklerinde siyah, grimsi-siyah ve yeşilimsi-siyah renklidirler. Yüzey kesimlerde yer yer hematit ve/veya limonitle sıvanmış olup, çok kırıklı yapıları ve yer yer de milonitleşmiş görünümleri ile tipiktirler.



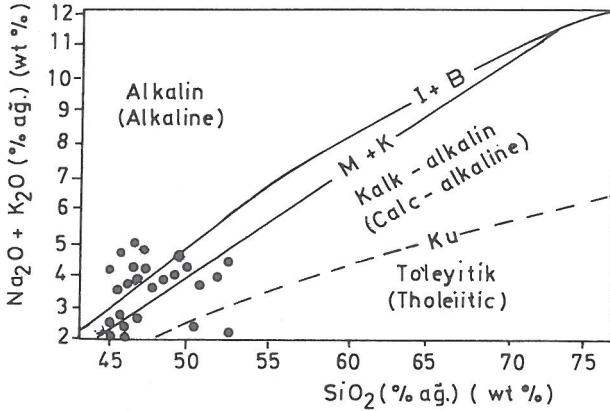
Şekil 3. Karayazi yöresi volkanitlerinin litoloji türlerine ilişkin alkali (Na_2O+K_2O)-silis (SiO_2) diyagramı (Zanettin, 1984'ten uyarlanmıştır).

Figure 3. Alkali (Na_2O+K_2O)-silica (SiO_2) diagram relating to the lithological types of the volcanics in the area of Karayazi (adopted after Zanettin, 1984).



Şekil 4. Karayazı yöresi volkanitlerinin QAP diyagramı (Streckeisen, 1967'den).

Figure 4. QAP diagram of the volcanics in the area of Karayazı (after Streckeisen, 1967).



Şekil 5. Karayazı yöresi volkanitlerinin değişik "kaya serileri"ne ilişkin alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-silica (SiO_2) diagramındaki dağılımı. I+B-Irvine ve Baragar, 1971; M+K-MacDonald ve Katsura, 1964; Ku = Kuno, 1960.

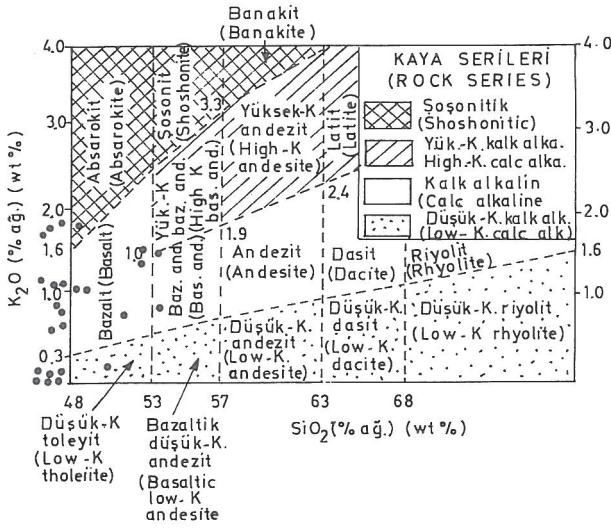
Figure 5. Distribution of the volcanics of Karayazı area in the alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-silica (SiO_2) diagram relating to various "rock series". I+B-Irvine and Baragar, 1971; M+K-MacDonald and Katsura, 1964; Ku-Kuno, 1960.

Mikroskopik olarak incelendiğinde bu bazaltların, esas itibariyle, monoklinal piroksen ve/veya

olivin, plajiyoklas, epidot, mikalar, klorit ve opak minerallerden oluştuğu görülür. XRD incelemeleriyle ojit bileşiminde olduğu belirlenen monoklinal piroksen çoğunlukla küçük, köşeli ve/veya kısmen yuvarlak, tek kristaller ve/veya kristal kümeleri şeklinde gözlenir. Bazı örneklerde öteye beriye serpilmiş, iri, tek kristaller şeklinde de görülen ojit, matriksin de ana mineral bileşeni durumundadır. Kayaç içindeki hacimsel oranı daima % 30'dan daha fazla olan bu mineral sadece bir örnekte yer yer uralitleşmiştir öyle ki bu örnekte bazı kristallerin kenarları ve/veya kristal içindeki çatlaklar boyunca tremolit/aktinolit gelişimi gerçekleşmiştir. Örneklerin çoğunluğunda var olan olivin, öteye beriye serpilmiş, kırıklı büyük kristaller ve/veya küçük taneler biçiminde izlenir; kayaç içindeki hacimsel oranı daima % 25'den fazladır. Plajiyoklas, genelde ikizli, irili-ufaklı latalar ve/veya daha küçük, köşeli taneler biçiminde izlenir. Gerek Michel-Levy yöntemine (Kerr, 1959) göre ikizlerin sönme açılarından yapılan mikroskopik tayinler ve gerekse X-ray incelemeleri plajiyoklas türünün labdorit ve/veya bitovnit (An60-72) olabileceğini ortaya koymuştur. Matriksin de ana minerallerinden birisi olan plajiyoklas birkaç örnekte, kristal kenarları ve/veya kristal içindeki çatlaklar boyunca serizitleşme gösterir ve kayaç yapıcı mineral olarak % oranı daima 25'den daha fazladır. Plajiyoklasla piroksen ve olivinin birbirleriyle olan ilişkileri düşünüldüğünde, ojit ve/veya olivinin irili-ufaklı kristal ve/veya tanelerinin plajiyoklas lata ve taneleri arasında dağılımları şeklinde ortaya çıkan doleritik doku en fazla gözlenen doku türüdür. Ancak bunun yanısıra, plajiyoklasın olivin ve özellikle monoklinal piroksenler tarafından hapsedilmesi şeklinde gelişen optik bir dokuya da zaman zaman rastlanır. % oranı sürekli 5'den daha az olan epidot bazı örneklerde gözlenmiştir veya öteye beriye serpilmiş küçük taneler ve/veya taneli agregatlar halindedir. Mikalar da epidot gibi sadece örneklerin bazılarında bulunur ve hem biyotit ve hem de muskovitle temsil edilmişlerdir. Bunların her ikisi de serpilmiş küçük, tek levhacıklar durumunda olup % oranları 1-2 dolayındadır. Ayrıca, bulunduğu birkaç örnekte plajiyoklasın değişim ürünü olarak ortaya çıkan serizite de rastlanılmıştır. Sadece üç örnekte görülen ve bulunuş şekli itibariyle muskovit ve biyotite benzeyen kloritin kayaç içindeki hacimsel oranı sürekli olarak % 3'den daha azdır. Her örnekte mutlaka var ve % oranı daima 10'dan az olan opak mineraller genelde dağınık, köşeli ve/veya belli bir şekli olmayan taneler halinde izlenir.

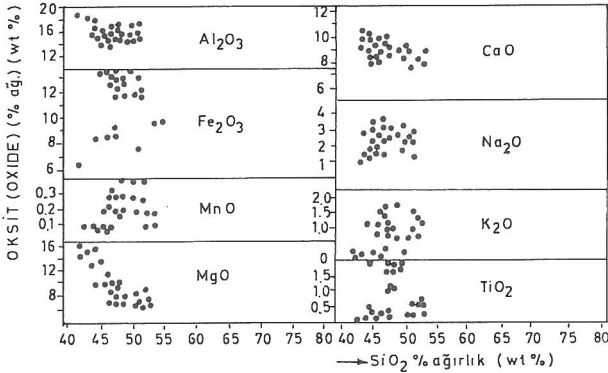
Karasu bazaltı

Tipik plato bazaltı niteliğinde olan ve çok kırıklı bir görünüm sunan, çatlakları yer yer ikinci kalsit ve/veya zeolit tarafından doldurulan bu birim, yüzeylenme ve el örneklerinde esmer, kahverengimsi-siyah ve/veya grimsi-siyah renklerde izlenir. Anadolu ofiyolitli karışığı bazaltlarına kıyasla daha taze ve dayanıklı olan Karasu bazaltı mikroskopik olarak da onlara göre daha ince taneli bir matriks ve bunun içine serpilmiş, daha



Şekil 6. Karayazı yöresi volkanitlerinin "kaya serileri"ne ilişkin K_2O - SiO_2 diagramı (Taylor ve diğerleri, 1981'den).

Figure 6. K_2O - SiO_2 diagram relating to "rock series" of the volcanics in the area of Karayazi (after Taylor et al., 1981).



Şekil 7. Karayazı yöresi volkanitlerinde, diğer oksitlerin SiO_2 'e göre değişim diyagramları.

Figure 7. Variation diagrams of other oxides against SiO_2 in the volcanics of Karayazi area.

muntazam ikizli plajiyoklas lataları ile tipiktir, yani Anadolu ofiyolitli karışığı bazaltlarının daha doleritik bir doku sunmasına karşın Karasu bazaltı karakteristik bazalt dokusuyla dikkati çeker. İnce kesit çalışmaları plajiyoklasın yanısıra monoklinal piroksen, muskovit ve opak minerallerin diğer mineral bileşenleri olduğunu ortaya koymuştur.

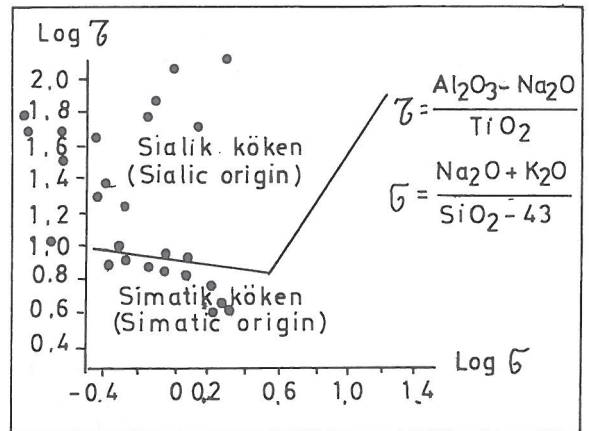
Yukarıda da değinildiği gibi plajiyoklas, hem matriks içine serpilmiş, ikizli kristal ve/veya latalar ve hem de, matriksin bir ana bileşeni olarak, küçük, köşeli ve/veya belirgin bir şekli olmayan taneler halinde gözlenir. Hem ikizli lataların sönme açılardan ve hem de XRD incelemelerinden Karasu bazaltındaki plajiyoklas türünün bitovnit (An70-74) olabileceği anlaşılmıştır. Kayaç içindeki hacimsel oranı daima % 50'nin üzerinde

olan plajiyoklasta alterasyon izine rastlanılmamıştır. Monoklinal piroksen de hem matriks içinde dağınık, iri, tek kristaller ve/veya daha küçük taneler durumunda veya matriks bileşeni olarak çok küçük tanecikler şeklinde bulunur. XRD incelemeleriyle ojit bileşiminde olabileceği anlaşılan monoklinal piroksende, başka bir minerale dönüşüm yani alterasyon izlenmemiştir. Her ne kadar ojitin % oranı bir örnekten diğerine değişiklik gösterirse de hiç birisinde % 30'un altına düşmez. Muskovite sadece bir örnekte (örnek No : 143) rastlanılmış olup, % 1-2 dolayındaki bir hacimsel oranla ve öteye beriye serpilmiş, küçük levhacıklarla temsil edilir. Opak mineraller ise ya tek tek köşeli ve/veya belirgin bir şekli olmayan taneler durumunda gözlenirler ve % oranları daima 5'in altında kalır.

VOLKANİTLERİN PETROLOJİSİ

DTA yöntemiyle, Netz marka analiz aleti ve saf Al_2O_3 standartları kullanılarak elde edilen ana element analiz sonuçları, bu sonuçların kullanılmasıyla hesaplanan CIPW normları ve Rittmann parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Örneklerin SiO_2 ve (Na_2O+K_2O) içeriklerine göre düzenlenen bir diyagram (Zanettin, 1984) Şekil 3'te gösterilmiştir. Bu diyagramdan açıkça görülebileceği ve daha önce de değinildiği gibi analiz edilen volkanitler bazik karakterlidir ve bu kapsamda örneklerin büyük bölümü bazalt, üç tanesi pikrobazalt, dört tanesi tefrit ve dört tanesi de bazaltik andezit alanlarına düşmektedir. Diğer taraftan QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) gösterim söz konusu olduğunda yöre volkanitlerinin, SiO_2 - (Na_2O+K_2O) diyagramındaki benzer şekilde, bazaltik ve andezitik alanlara düştüğü görülmektedir (Şekil 4). Öte yandan, bunların hangi kaya serilerine ait olabileceğini belirlemek için oluşturulan bir alkali (Na_2O+K_2O) -silis (SiO_2) diyagramındaki dağılımları düşünüldüğünde, sadece iki örneğin toleyitik, diğerlerinin ise kalk-alkalin ve alkalin



Şekil 8. Karayazı yöresi volkanitlerinin Gottini (1969) diyagramındaki dağılımı.

Figure 8. Distribution of the volcanics of Karayazi area in Gottini (1969) diagram.

Ör.No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Toplam
101	47.71	14.90	8.12	0.1	15.28	10.10	1.20	0.04	1.1	0.1	0.21	2.1	100.95
103	46.81	14.81	8.61	0.1	14.76	9.80	2.20	0.04	1.1	0.1	0.32	1.3	99.95
104	43.60	19.80	6.10	0.1	16.60	9.10	1.05	0.06	0.1	0.1	0.23	1.0	101.84
111	48.40	14.40	13.3	0.3	7.20	8.20	2.85	1.05	1.2	0.1	0.36	2.7	100.06
112	49.68	13.62	14.2	0.4	8.60	8.80	2.86	1.05	1.3	0.1	0.21	1.4	102.22
115	52.00	14.50	11.6	0.2	6.60	8.60	3.35	0.65	0.6	0.1	0.25	1.6	100.05
116	46.62	14.72	15.3	0.3	7.62	9.70	2.66	0.90	0.2	1.2	0.23	1.2	100.65
120	48.60	15.80	11.8	0.2	6.95	8.96	3.76	1.80	1.6	0.1	0.18	1.4	101.15
121	47.00	16.00	11.6	0.2	7.40	9.00	3.85	0.65	1.3	0.3	0.41	2.0	99.71
125	53.40	15.80	7.3	0.1	6.20	8.30	2.60	1.50	0.6	0.2	1.33	1.7	99.03
127	52.81	14.92	12.6	0.3	7.80	7.88	2.05	1.60	0.3	0.4	0.15	1.4	102.21
129	46.90	15.82	12.3	0.2	6.96	9.82	3.70	0.80	1.6	0.2	0.21	1.3	99.81
132	47.81	15.93	11.4	0.3	7.86	8.92	2.80	0.92	1.8	0.3	0.32	1.6	99.96
135	52.81	15.34	9.42	0.1	7.05	8.88	2.60	1.56	0.6	0.2	0.68	1.8	100.94
139	53.63	16.71	9.34	0.2	8.11	9.31	1.16	0.82	0.3	0.1	0.15	1.3	101.13
143	46.32	17.91	13.4	0.3	9.02	9.33	2.61	1.07	0.3	0.1	0.39	1.3	102.05
146	50.34	16.82	11.9	0.4	7.96	8.87	1.96	0.18	0.3	0.1	0.51	1.2	100.54
147	45.83	17.03	9.61	0.3	13.82	9.38	2.1	0.03	0.2	0.1	0.32	2.3	101.02
150	45.89	16.71	8.89	0.4	14.92	8.96	1.61	0.46	0.3	0.1	0.31	1.1	99.65
152	45.82	14.66	13.89	0.1	9.36	8.92	3.26	1.80	1.8	0.3	0.98	1.0	101.89
155	44.96	14.88	14.76	0.1	9.28	9.81	2.96	1.05	2.0	0.2	0.86	1.0	101.90
156	45.32	13.96	12.93	0.2	10.21	8.66	3.25	1.70	1.8	0.2	0.11	1.5	100.73
158	46.28	14.42	11.28	0.1	8.81	9.87	2.46	1.09	1.7	0.3	0.86	1.0	98.15
161	46.43	13.38	12.61	0.2	9.30	9.47	3.12	1.91	1.7	0.2	0.95	1.2	100.47

CIPW normları ve Rittmann indisleri τ^{\prime} , δ
(CIPW norms and Rittmann indices τ^{\prime} , δ^{\prime})

	Öz.	Or.	Ab.	An.	Ol.	Di.	Hyp.	τ	δ	τ^{\prime}	δ^{\prime}
101	-	0.24	10.15	46.07	12.98	1.60	18.79	177.00	0.73	0.95	0.07
103	-	0.24	18.61	35.88	15.95	7.84	10.36	146.10	0.80	0.94	0.16
104	-	0.35	8.88	43.04	14.22	-	21.05	187.50	1.85	0.95	0.07
111	3.86	6.21	24.11	23.40	-	9.93	13.33	9.62	0.72	0.49	0.07
112	2.62	6.21	24.20	21.23	-	14.79	14.56	8.27	0.59	0.45	0.06
115	6.57	3.84	28.34	22.61	-	13.81	10.03	18.58	0.50	0.66	0.05
116	6.28	5.32	14.05	32.79	-	9.79	14.44	70.30	0.55	0.88	0.05
120	6.78	4.73	23.35	28.37	-	11.09	12.17	21.73	0.41	0.68	0.04
121	-	3.84	32.57	24.46	6.69	10.22	4.15	9.35	1.13	0.48	0.10
125	10.66	8.87	22.00	27.02	-	2.74	14.17	22.00	0.39	0.69	0.01
127	9.68	9.46	17.34	26.79	-	6.81	16.27	42.90	0.37	0.82	0.04
129	-	4.73	31.31	24.20	7.49	14.33	-	7.58	1.15	0.43	0.10
132	1.50	5.44	23.69	28.19	-	6.39	16.61	7.30	0.77	0.42	0.07
135	7.38	9.22	22.00	25.58	-	9.47	13.17	21.23	0.42	0.68	0.04
139	13.82	4.85	9.81	37.97	-	5.15	17.81	51.83	0.19	0.84	0.02
140	0.43	0.24	11.68	40.91	-	-	30.78	34.50	0.30	0.78	0.03
143	-	6.32	22.08	34.00	7.18	7.14	8.90	51.00	1.10	0.84	0.10
146	9.82	1.06	16.58	36.57	-	2.77	18.54	49.53	0.29	0.83	0.03
147	-	0.18	17.77	36.96	10.66	5.37	16.71	74.65	0.75	0.88	0.07
150	-	2.72	13.62	37.01	10.55	3.76	20.36	50.33	0.72	0.83	0.07
152	-	10.64	27.58	20.06	13.42	8.96	-	6.33	1.79	0.39	0.15
155	-	6.21	25.04	24.22	9.91	9.14	4.74	5.79	2.05	0.37	0.17
156	-	10.05	27.50	18.49	15.17	8.15	-	5.73	2.13	0.36	0.18
158	0.42	6.44	20.81	25.09	-	8.97	17.78	7.12	1.08	0.42	0.09
161	-	11.29	26.40	16.87	11.40	13.80	0.49	5.83	1.47	0.37	0.13

Çizelge 1. Karayazı yöresi volkanitlerinin ana element analizleri, hesaplanan CIPW normları ve Rittmann parametreleri.

Table 1. Major element analyses, calculated CIPW norms and Rittmann parameters of the volcanics of Karayazı area.

alanlarda yer aldığı anlaşılmaktadır (Şekil 5). Benzer şekilde, yöre volkanitlerinin Taylor ve diğerleri (1981) diyagramına uygulanması halinde, büyük çoğunluğunun kalk-alkalin, bir bölümünün düşük-potasyum kalk-alkalin ve sadece birkaç tanesinin de şoşonitik nitelikli olabileceği gözlenmektedir (Şekil 6). Aynı örnekler itibariyle, diğer oksitlerin SiO₂'ye karşı değişim diyagramları hazırlandığında, Al₂O₃, MgO, CaO'nin, SiO₂'nin artan miktarlarına azalarak uyum sağladığı; Fe₂O₃, MnO, Na₂O, K₂O ve TiO₂ değerlerinin ise, belirgin olmasa da, SiO₂'nin artan değerlerine uygun olması olarak, farklı zamanlı kristallenmeden (fractional crystallization) ileri gelebileceği düşünülmektedir. Diğer taraftan yöre volkanitlerinin kaynaklandığı magmanın "sialik" bir kökenden mi geldiği yoksa "simatik" nitelikli mi olabileceğini tartışmak amacıyla örnekler Gottini (1969) diyagramına uyarlanmıştır. Bu diyagramdan görülebileceği gibi volkanitlerin büyük çoğunluğu "sial", bir bölümü de "sima" kökenlidir (Şekil 8). Bunlardan "sial" kökenli olanlar Karasu bazaltından, diğerleri ise Anadolu ofiyolitli karışığında alınan örnekleri temsil etmektedir.

Yöre volkanitlerinin, oluşmuş olabileceği tektonik ortam hakkında fikir yürütmek amacıyla Şekil 9'da gösterilen Rittmann ve Villari (1979) diyagramı verilmiştir. Bu diyagramdan açıkça görülebileceği gibi örneklerin sadece 3 tanesi "kratonik bölge volkanitleri", iki tanesi "orojenik bölge volkanitleri" alanlarına düşmekte, büyük çoğunluğu ise belirsiz alanda yer almaktadır. Bu nedendir ki, bu diyagrama dayanılarak tektonik ortam konusunda yorum yapmak güvenilir görülmemektedir.

SONUÇLAR

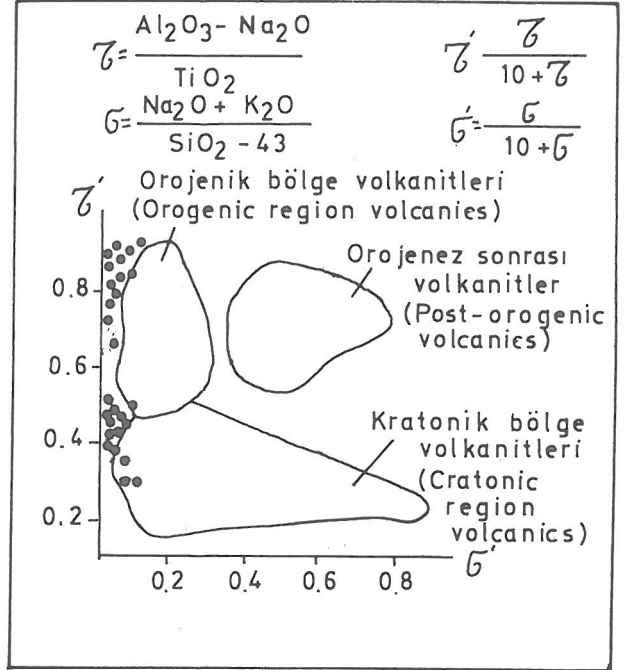
Sağ yönlü yanal atımlı Karayazı Fayı'nın kuzey ve güney bloklarının Karayazı ilçesi dolayındaki bölümlerini oluşturan yöre volkanitlerine ilişkin aşağıdaki sonuçlardan söz edilebilir :

1) Karasu bazaltından derlenenlerle birlikte, Anadolu ofiyolitli karışığında alınan volkanik kaya örnekleri de, esas itibariyle, bazaltik türden olup, büyük çoğunluğu kalk-alkalin ve bir bölümü de alkalin karakter sunmaktadır.

2) Yöre volkanitlerinin bazılarında düşük oranlarda belirlenen alkali (Na₂O+K₂O) içerikleri, bazı örneklerde oldukça yüksek değerler vermektedir. Bu kapsamda, kalk-alkalin karakterin yanısıra, düşük-potasyum kalk-alkalin ve şoşonitik nitelikli olanlara rastlanılmıştır.

3) Bu volkanitler, olasılı olarak farklı zamanlarda kısmi kristallenme (fractional crystallization) geçiren magmalardan türemişlerdir ve bir bölümü "sialik", bir bölümü de "simatik" kökenli olmalıdır.

4) Her ne kadar Anadolu ofiyolitli karışığının derin deniz kökenli ve Karasu bazaltının da plato bazaltı niteliğinde olduğu bilinmekteyse de, yöre volkanitlerinin ait olabileceği tektonik ortamları yorumlamak için elde yeterince veri yoktur ve bu nedenle de daha fazla



Şekil 9. Karayazı yöresi volkanitlerinin, tektonik ortamlara ilişkin Rittmann ve Villari (1979) diyagramındaki dağılımı.

Figure 9. Distribution of the volcanics of Karayazı area in Rittmann and Villari diagram relating to tectonic environments.

örnek analizine ve özellikle iz element analizlerine mutlak gereksinim vardır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E., 1977, 1975 Lice depremi : Yeryuvarı ve İnsan, 2/1, 15-27.
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H.B., 1977, 1976 Çaldıran depremi : Yeryuvarı ve İnsan, 2/1, 29-41.
- Genç, S., 1988, Karayazı (Erzurum) yakın yöresinin jeolojisi ve Karayazı Fayı : Türkiye Jeoloji Kurultayı 1988 Bildiri Özleri, 15-16.
- Genç S., 1993, Karayazı (Erzurum) yakın yöresinin jeolojisi ve depremselliği : Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Dergisi, 7, 91-110.
- Gottini, V., 1969, Serial characters of the volcanic rocks of Pantellaria : Bull. Volc., 3, 818-817.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.
- Kerr, P. F., 1959, Optical mineralogy : McGraw-Hill, 442 s.
- Koçyiğit, A., 1985, Karayazı Fayı : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 28/1, 67-72.
- Kuno, H., 1960, High alumina basalts : Jour. Petrol., 17/4, 589-637.
- MacDonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Jour. Petrol., 5, 82-133.

- Rittmann, A. ve Villari, L., 1979, Volcanism as a tracer in geodynamic processes : *Geologie En Mifnbow*, 58 (2), 225-230.
- Streckeisen, A.L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks : *Neves Jahrb. Mineral. Abhandle*, 107, 144-240.
- Şaroğlu, F. ve Erdoğan, R., 1983, Çaldıran fayının deprem sonrası hareketi ile ilgili gözlemler : *Yeryuvarı ve İnsan*, 8/3, 10-11.
- Taylor, S.R., Arculus, R., Perfit, M.R. ve Johnson, R.W., 1981, Island arc basalts : Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets de (Basaltic Volcanism Study Project), Pergamon Press, 193-213.
- Yılmaz, A., Terlemez, İ. ve Uysal, Ş., 1986, Erzurum güneydoğusunda yer alan Hınıs, Tekman ve Karayazı arasının jeolojisi : MTA Derleme Rapor No : 8089, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., Terlemez, İ. ve Uysal, Ş., 1987, Geological characteristics and structural evolution of the ophiolitic units around Sakaltutan Dağı (Erzurum) : Melih Tokay Jeoloji Simpozyumu 87, Programme and Abstracts, Ankara, 55-56.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks : *Episodes*, 7/4, 19-20.

CEVHER TAŞIYICI SIVILARIN CEVHERLİ KAYAÇLARIN NADİR ELEMENT İÇERİKLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ: GÜMÜŞLER (NİĞDE) Sb - Hg ± W ± Ba CEVHERLEŞMELERİNDEN BİR ÖRNEK

The effects of mineralising fluids on the rare earth element concentrations of the mineralised rocks: An example from the Gümüşler (Niğde / Turkey) Sb - Hg ± W ± Ba occurrences

Miğraç AKÇAY

K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Böl. Trabzon

ÖZ: Cevherleşme içeren kayaçların nadir toprak element (NTE) içerikleri değişkendir. Antimonit cevherleşmesinin çok yaygın olduğu örneklerin NTE konsantrasyonları taze kayaca oranla bir azalma, fakat az cevherli ve çok az silisleşmiş örneklerin NTE değerleri ise bir artış gösterir. Antimoniti oluşturan cevher taşıyıcı sıvılarla yan kayaç mermerin kaolinleşme, silisleşme zinober ve altın çökelişi sırasında yeniden çökeltiştir. Al, K, ve Au'nun hafif NTE'lerle pozitif korelasyon göstermesi, fakat buna karşın, daha önceki fazların ürünleri olan Sb ve Ba'un hafif NTE'lerle negatif korelasyon göstermesi bu yorumu desteklemektedir.

Cevherli mermerlerin NTE kalıplarında önemli Eu anomalileri bulunur. Bu anomaliler + 2 değerlikli Eu'nun cevherleşme, muhtemelen barit oluşumu, esnasında sıvı fazdan katı faza geçme olayı 250 °C nin altındaki ısılarda gerçekleştiğinden, Gümüşler cevherleşmelerinde görülen baritin oluşum ısısının 250 °C den düşük olduğu söylenebilir.

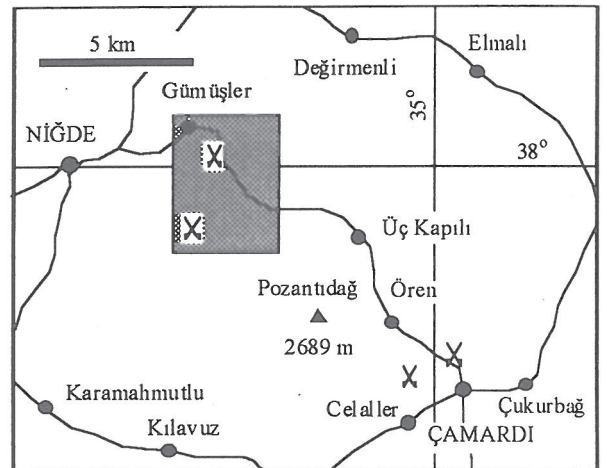
ABSTRACT: Mineralised samples have varying rare earth element (REE) contents. REE contents of stibnite-rich samples are lower than those of unmineralised marble, but those of less mineralised and less silicified samples are higher. The light REE were mobilised from the host lithologies (carbonates) during the stibnite deposition stage and were redeposited towards the final stages of mineralisation which involves kaolinisation, sericitisation, silicification, cinnabar and gold deposition. This is supported by the positive correlation coefficients between light REE and Al and Au, and negative correlation coefficients between light REE and Ba and Sb.

REE patterns of the mineralised marbles display positive Eu anomalies. These anomalies demonstrate partitioning of divalent Eu into the solid phase most probably during baryte deposition stage. As this partitioning is believed to take place at temperatures under 250 °C, deposition temperature of baryte in the Gümüşler occurrences should be <250°C.

GİRİŞ

Çok sayıda antimonit + zinober + şelit cevherleşmelerinin yer aldığı Gümüşler yöresi (Şekil 1), maden yatakları açısından Türkiye'nin önemli merkezlerinden birisi olup, çok sayıda araştırmacının dikkatini çekmiştir. Yörenin jeolojisi ayrıntılı olarak Göncüoğlu (1981) tarafından incelenmiştir. Niğde masifinde yer alan yörede bulunan litolojik birimler, alttan üste doğru mermer, amfibolit ve kuvarsit bantları içeren gnays, mermer, ve gnays, şist ve kuvarsit bantları içeren mermerlerdir. Bu birimler ve onları kesen gabro intrüzyonları, Senomaniyen yaşlı (95±11 MY; Göncüoğlu, 1986) granitik kayaçlar tarafından kesilmiştir. Granitik mağmatizmaya bağlı apilit, mikropegmatit ve pegmatit bileşimindeki dayklar, yörede bulunan cevherleşmelerin yakınlarında yaygındır (Akçay, 1994 a).

Gümüşler yöresinde bulunan Sb ± Hg ± W cevherleşmeleri incelenmiştir. Dennis (1970) ve Yıldız (1978) tarafından jeolojik ve mineralojik özellikleri



Şekil 1. Çalışma sahasının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

Çizelge 1. Bu çalışmada kullanılan örneklerin tanımlanması. Table 1. Description of the samples used in this study.

Ö.NO (S.NO)	ÖRNEK YERİ (LOCATION)	KOORDİNAT (EASTING / NORTHING)	MİNERALOJİ VE HİDROTERMALALTERASYON (MINERALOGY AND HYDROTHERMAL ALTERATION)
DR3-12.8	Rasih-İhsan	658091 E 4203197 N	Antimonit saçınımları içeren oksitlenmiş ve breşleşmiş mermer. (Oxidised and brecciated marble with disseminations of stibnite).
DR3-45	Zuhuru (Prospect)		Barit ve antimonit damarcıkları içeren oksitlenmiş ve kaolinleşmiş mermer. (Oxidised and kaolinised marble with veinlets of baryte and stibnite).
DR3-72.5	Sondaj No 3		Ayrışmamış taze dolomitik mermer. (Unaltered fresh dolomitic marble).
DR4-70.5	Sondaj No 4	658167 E 4203191 N	Antimonit ve orpiment saçınımları içeren oksitlenmiş mermer. (Oxidised marble with stibnite and orpiment disseminations).
10724	Rasih-İhsan	657988 E 4203100 N	Pirit ve zinoberli, antimonitce zengin silisleşmiş mermer. (Silicified stibnite-rich marble with pyrite and cinnabar).
N-17.3	Zuhuru (Prospect)		Antimonit, zinober ve pirit içeren silisleşmiş ve sideritleşmiş mermer. (Silicified and sideritised marble with stibnite, cinnabar and pyrite).
N-20.7	Barit Baca Galerisi (adit)		Zinober, antimonit ve Sb-sülfotuzlar içeren silisleşmiş mermer. (Oxidised marble with cinnabar, stibnite and Sb-sulphosalts).
10783	Ekinlik Tepe Zuhuru (Prospect)	658525 E 4202715 N	Sb-sülfotuzlar ve antimonit içeren oksitlenmiş ve silisleşmiş şist. (oxidised and silicified schist with Sb-sulphosalts and stibnite).
10804		657190 E 4202294 N	Zinober cepleri içeren oksitlenmiş ve silisleşmiş breşik mermer. (Oxidised, silicified and brecciated marble with cinnabar pockets).
10812		657165 E 4202303 N	Zinober, antimonit, orpiment ve realgar içeren oksitlenmiş ve serizitleşmiş şist (Oxidised and sericitised schist with cinnabar, stibnite, orpiment and realgar)
M.20	Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe Zuhuru (Prospect)	655730 E 4200536 N	Zinober ve pirit saçınımları ve altın içeren silisleşmiş mermer. (Silicified marble with cinnabar and pyrite disseminations and native gold)
M.23		655713 E 4200536 N	Bol zinober, pirit ve nabit altın içeren aşırı silisleşmiş, serizitleşmiş breşik yapılı kayaç. (Cinnabar, pyrite, and native gold bearing silicified and sericitised brecciated rock).
DH2-11.5		655721 E 4200600 N	Bol zinober ve pirit ve az nabit altın içeren aşırı silisleşmiş, serizitleşmiş breşik şist. (Cinnabar, pyrite, and native gold bearing silicified and sericitised brecciated schist).
N.9	At Ağılı Tepe	657150 E 4109875 N	Tamamen oksitlenmiş kayaç. (Completely oxidised rock).

açıklanan bu cevherleşmeler, Akçay (1994 a ve b) ye göre daykların sokulumundan sonra arda kalan mağmatizma sonrası sıvılar tarafından oluşturulmuştur. Başlıca antimonit ± şelit ± barit ± zinober ± pirit ± Sb-sülfotuzlar ± nabit altın içeren, genellikle damar tipindeki Gümüşler yöresi cevherleşmeleri, mezotermalden epitermale doğru değişen sıcaklık (<150 °C - > 350 °C ve <%10.5 tuzluluğa sahip sıvılardan gelişmiştirler (Akçay, 1994a).

Bu çalışma, yöredeki cevherleşmeleri bir başka açıdan ele almakta ve cevherleşmelerin nadir toprak element içeriklerini araştırmaktadır. Ayrıca, NTE kalıplarının cevher zuhurlarının mineralojik

bileşimlerine bağlı olarak değişimi ve zuhurlarda görülen süperjen ve hipojen alterasyonun, NTE nin hareketliliği üzerindeki etkileri incelenmektedir.

Nadir toprak elementleri benzer fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptirler, ve oluşturdukları kompleks bileşiklerde ±3 değerlik taşırlar. Yalnız, Eu ve Ce farklı değerliklerde de bulunabilir Eu indirgen ortamlarda ±2 değerlik gösterirken, Ce oldukça yükseltgen ortamlarda ±4 değerlik gösterebilir (Sverjensky, 1984; Meen, 1990 ve Wood, 1990). Bu iki elementin, özellikle Eu nun, jeolojik ortamlarda farklı değerlerde bulunabilme niteliği, kayaç ve minerallerde gözlenen NTE kalıplarını belirleyen etkenlerden birisidir Nadir toprak

elementleri, son zamanlarda maden yataklarına ilişkin çalışmalarda da kullanılmaya başlanmıştır. Çok çeşitli maden yataklarında yapılan çalışmalar, daha çok cevherleşmelerin, kayaçların nadir toprak element içeriklerine etkilerini ortaya koymaya çalışmış ve bu elementlerin hareketli olduklarını göstermiştir (Palacios ve diğerleri, 1986; Leroy ve Turpin, 1988 ve Parr, 1992).

ANALİTİK YÖNTEMLER

Örnek Toplanması

Örneklerin NTE içeriklerinin mineralojik bileşime bağlı olarak değişiminin araştırılması amacıyla, farklı zuhurlardan, değişik mineralojik bileşimde örnekler toplanmıştır. Sonuçların sıhhatli olabilmesi için, örnekler, cevher damarlarından değil, ornatıma bağlı cevherleşmenin bulunduğu tavan bloklarından toplanmıştır. Ayrıca, Gümüşler yöresi cevherleşmelerinde önemli oranlarda bulunan Au, Ag, Ba, Pb, Zn, Cu, Sb, As, Fe, Al, Ca, Mg ve Ti gibi bazı elementlerin cevherli örneklerdeki yoğunlukları dikkate alınarak, bu elementlerden birinin yüksek değerlerde bulunduğu (damar dışı) örnekler de toplanmıştır. Toplanan tüm örneklerin yerleri (koordinatları), mineralojik bileşimleri, ve önemli özellikleri Çizelge 1 de verilmiştir.

Örneklerin Hazırlanması ve Analizleri

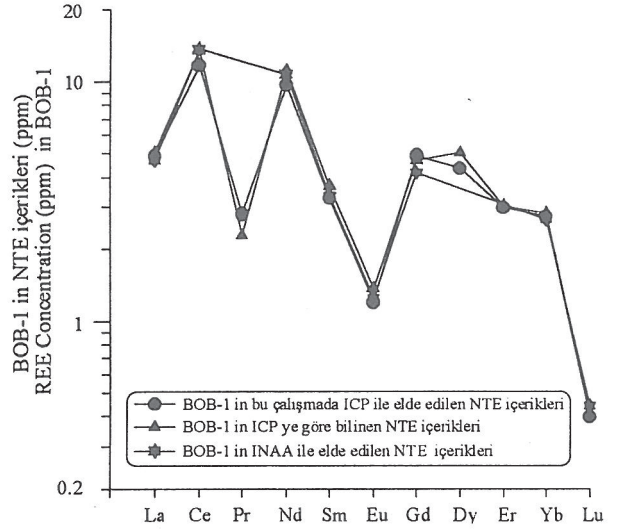
Öğütücülerle ince toz haline getirilmiş olan örnekler, Walsh ve diğerleri (1981) nin yöntemine göre, asitlerle tepkimeye sokularak, örnek içerisinde bulunan NTE ve diğer elementler klorür bileşiklerine haline getirilmiştir. Bu solüsyonlarda bulunan bazı elementler, katyon değişim kolonları kullanılarak yıkanmış ve NTE nin deriştirilmesi sağlanmıştır. Sonuçta, NTE içeren solüsyonlar Leicester Üniversitesinde ICP - ES ile analiz edilmiştir.

Analizlerin doğruluğu kullanılan referans örnekleriyle tescil edilmiştir. Kullanılan referans örneğinin (BOB-1) ICP-ES sonuçlarının INAA sonuçlarıyla karşılaştırılması sonucunda, her iki aletten elde edilen sonuçların birbirlerine çok yakın olduğu ortaya koyulmuştur (Şekil 2).

Verilerin Hazırlanması ve Sunulması

Bu çalışmada oranlayıcı değerler olarak, hem kondiritler (Wakita ve diğerleri, 1971) ve hem de cevher içermeyen ve herhangi bir alterasyon etkisi göstermeyen taze mermerden (örnek DR3-72.5) elde edilen sonuçlar kullanılmıştır. Böylece, cevherleşme ve ona eşlik eden hidrotermal alterasyonun, örneklerin NTE konsantrasyonları üzerindeki etkileri ortaya koymaya çalışılmıştır. Elde edilen oranlar Grapher for windows programıyla grafiksel olarak gösterilmiştir.

Nadir toprak elementlerinin ayrımlaşması La/Lu değerleriyle gösterilmiştir. Eu anomalileri (Eu/Eu*), kendisinden bir önceki ve bir sonraki elementlerin (Sm ve Gd) oranlanmış değerlerinin aritmetik ortalaması olarak hesaplanmıştır. Grafiklerin fazla zik - zaklı yapısı



Şekil 2. BOB-1 standart örneğinin farklı NTE analiz sonuçlarının karşılaştırılması.

Figure 2. Comparison of different REE analysis of BOB-1 reference sample.

nedeniyle, Ce anomalileri Hole ve diğerleri (1984) nin yöntemine göre, La ve Nd nin ağırlıklı ortalaması (weighted mean) alınarak hesaplanmıştır:

$$Ce/Ce^* = Ce \frac{[(Nd / La) ^{-1/3}]}{La}$$

NADİR TOPRAK ELEMENT KALIPLARI

Sedimenter kayaçların çoğu, tek düze nadir toprak element kalıpları gösterir. Fakat metamorfizma ve hidrotermal sistemlerle etkileşim nedeniyle bu kalıplar değişime uğrayabilirler (Palacios ve diğerleri, 1986 ve Maclean, 1988).

Çalışma sahasında bulunan, cevherleşme içeren ve içermeyen (metamorfik) kayaçların toplam NTE konsantrasyonları 6.5 ppm - 155 ppm arasında değişir. Bu değer, taze mermer örneğinde (DR3-72.5) ise 11.8 ppm dir. Aynı sondajdan alınan, cevherleşme içeren örneklerdeki (DR3-12.8 ve DR3-45, Çizelge 1) NTE değerleri taze mermere göre daha fazladır (16.4 ve 17.6 ppm). Nadir element değerlerindeki bu artış, diğer bir sondajdan alınan cevherli örnekte (DR4-70.5) de görülür. Buna karşın, Barit baca Sb-Hg-W±Ba damarının tavan bloğundan alınan örneklerin NTE içeriklerinde bir azalma görülmektedir (Çizelge 2). Yalnız bir örnekte (N-20.7) toplam nadir element içeriği mermere göre üç kat daha fazladır. Ekinlik Tepe zuhurlarından alınan cevherli mermerler (10783 ve 10804, Çizelge 1 ve 2) yaklaşık 15 ppm NTE içerir ve diğer cevherli mermer örnekleriyle benzerlikler gösterir. Cevherleşme içeren şistlerden alınan örneklerde ise çok farklı NTE kalıpları bulunur. Ekinlik Tepe den alınan bir şistin toplam NTE konsantrasyonu 84 ppm iken Mehmetler Yurdu Sivrisi tepe den alınan bir başkasında bu değer 154.5 dir. Yukarıda özetlenen bütün örnekler, toplam NTE içeriklerine göre beş ayrı sınıfa

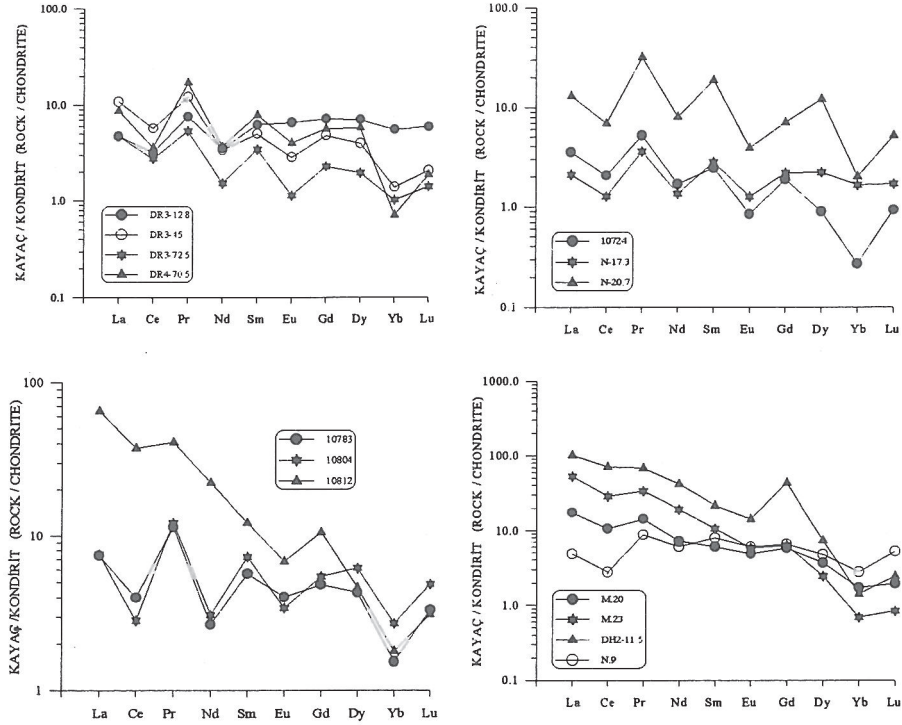
Çizelge 2. Örneklerin nadir toprak element, ve bazı iz ve ana element içerikleri.

Table 2. Concentrations of rare earth elements and some minor and major elements of samples.

ÖRNEK YERİ LOCATION	RASİH-İHSAN CEVHERLEŞMESİ RASİH-İHSAN OCCURRENCE							EKİNLİK TEPE SAHASI			MEHMETLER Y.S.TEPE SAHASI			
	SONDAJ NO 3 DRILL HOLE-3			DR-4	BARİT BACA GALERİSİ (ADIT)			EKİNLİK TEPE AREA			MEHMETLER Y.S.TEPE AREA			
S.NO	DR3-12.8	DR3-45	DR3-72.5	DR4-70.5	10724	N-17.3	N-20.7	10783	10804	10812	M.20	M.23	DH2-11.5	N.9
Au (ppb)	3460	10	N.A	N.A	70	N.A	3720	N.A	N.A	7970	6270	37300	4620	NA
Al (ppm)	152	264	202	1131	2578	4131	660	2122	1164	9011	4294	3467	6993	22390
As (ppm)	1153.3	2514.3	5.7	3100.0	2879.2	9470.3	1417.5	33122	4232.5	14167	88.5	118.7	1120.8	5390.1
Ba (ppm)	30.4	1363.9	0.7	186.5	33.5	334.8	23.9	335.9	318.7	49.1	2.3	19.5	14.3	24.7
Ca (ppm)	48721	53733	65419	41402	3720	28966	33219	9477	110175	5709	647	81	31	4281
Cu (ppm)	25.4	196.6	1.8	1140.9	10.1	226	52.6	3958.5	38.2	14.8	3.4	4.2	12.7	397.5
Fe (ppm)	3862	9453	410	3865	2812	15669	7519	42310	26077	26865	136	6805	14618	502302
K (ppm)	459	1089	961	334	1261	1257	934	1363	281	5040	1235	6237	2708	1416
Mg (ppm)	10474	4090	12618	212	133	460	256	126	19765	494	54	174	27	455
Pb (ppm)	98	1889.6	1.7	9577.8	422.1	721.6	2856.3	53422	4410.5	56	1.4	10.8	13.9	1.6
Sb (ppm)	1355.1	2712.3	10.5	3524.3	75684	107237	4754.7	52038	14711	1343	25.6	211	54.7	270.7
Ti (ppm)	7.7	315.3	9.6	5.5	72.4	47.6	42.3	27	11	1195.3	269.0	2007.4	6260.2	63.7
Zn (ppm)	108.6	173.1	2.3	678.6	39.3	2295.5	246.1	398	28303	87	4.9	8.5	6.6	0.8
Ag (ppm)	67.3	540.1	0.4	1315.2	97.8	1421.5	238.3	10902	137	28.3	22.8	78.4	46.9	0.2
La (ppm)	1.60	3.68	1.60	2.95	1.19	0.71	4.41	2.53	2.58	22.08	5.99	17.90	34.87	1.63
Ce (ppm)	2.89	5.18	2.49	3.26	1.86	1.15	6.21	3.63	2.58	33.96	9.70	26.20	64.38	2.53
Pr (ppm)	0.92	1.45	0.64	2.05	0.63	0.43	3.84	1.39	1.48	4.91	1.75	4.07	8.23	1.07
Nd (ppm)	2.24	2.14	0.97	2.35	1.07	0.86	5.11	1.70	1.97	14.18	4.60	12.27	26.56	3.83
Sm (ppm)	1.21	0.97	0.67	1.53	0.47	0.54	3.60	1.11	1.42	2.39	1.16	2.07	4.20	1.53
Eu (ppm)	0.48	0.21	0.08	0.29	0.06	0.09	0.28	0.29	0.25	0.50	0.35	0.42	1.05	0.44
Gd (ppm)	1.83	1.23	0.59	1.46	0.48	0.56	1.82	1.25	1.42	2.76	1.50	1.62	11.25	1.70
Dy (ppm)	2.09	1.18	0.58	1.71	0.27	0.66	3.58	1.29	1.85	1.39	1.09	0.74	2.20	1.43
Yb (ppm)	1.20	0.30	0.22	0.15	0.06	0.36	0.44	0.34	0.60	0.40	0.38	0.15	0.31	0.61
Lu (ppm)	0.20	0.07	0.05	0.06	0.03	0.06	0.17	0.11	0.17	0.11	0.07	0.03	0.08	0.18
SREE	16.37	17.62	11.81	20.71	6.53	9.38	30.87	14.96	16.37	84.01	30.58	65.94	154.47	16.31
[La/Lu] _{72.5}	0.24	1.57	33.81	1.40	1.13	0.37	0.75	0.66	0.46	6.16	2.67	18.32	12.33	0.27
[La/Lu] _{chond}	0.81	5.33	3.38	4.73	3.82	1.25	2.54	2.24	1.56	20.83	9.04	61.95	41.71	0.91
[Eu/Eu*] _{72.5}	2.35	1.41	----	1.49	0.96	1.27	0.81	1.89	1.34	1.46	2.00	1.76	1.00	2.05
[Eu/Eu*] _{chond}	0.98	0.58	0.40	0.60	0.39	0.51	0.30	0.77	0.54	0.60	0.82	0.69	0.44	0.83
[Ce/Ce*] _{chond}	0.74	0.78	0.85	0.55	0.75	0.70	0.61	0.76	0.50	0.82	0.81	0.76	0.93	0.54

ayrılabilirler : 1) Oldukça taze, ve cevhersiz mermer 11.8 ppm içerir, 2) Sb - Hg W ± Ba damarının cevherli ve altere olmuş yan kayacında (tavan bloku) toplam NTE içeriği 6.5-9.4 ppm arasındadır, 3) yüzeysel oksidasyonun egemen olduğu demir - oksitce zengin fakat silisleşme göstermeyen cevherli mermerlerin toplam NTE içerikleri 15-17.6 ppm arasında değişir, 4) Sb-Hg-W±Ba damarının tavan bloğundan alınan Pb ce zengin Sb-sülfotuzları içeren silisleşmiş ve yüzeysel oksidasyona uğramış cevherli mermer örnekleri, toplam NTE açısından diğer mermerlere kıyasla daha zengindirler ve 20.7-30.9 ppm NTE içerirler, 5) Cevherli şistler cevherli örnekler içerisinde en zengin NTE konsantrasyonları (>84 ppm) gösteren birimlerdir.

Nadir elementlerin örnekler içerisindeki ayrım- lışmasını gösteren La/Lu oranlarına bakıldığında, bu oranın da çok değişiklik gösterdiği ve 0.8 - 62 arasında değiştiği görülür. Hafif ve ağır NTE ayrım- lışması en fazla La/Lu oranının >20 olduğu cevherli şistlerde (10812 ve DH2 - 11.5; Çizelge 2 ve Şekil 3) görülür. Cevherli mermer örneklerinde kondirite oranlanmış değerlerden elde edilen (La / Lu)_{kondirite} oranları ise 1.3 - 5.3 arasındadır. Hafif ve ağır NTE ler arasında bir ayrım- lışma, sadece tamamen oksitlenmiş (> % 50 Fe) bir örnek olan N. 9 da gözlenmemiştir. Bu değerlere bağlı olarak, mermerlerdeki hafif NTE içeriklerinin ağır NTE ye göre zayıf bir zenginleşme gösterdiği, fakat cevherli şistlerde ise (Şekil 3) aşırı bir hafif NTE



Şekil 3. Örneklerin kondirite oranlanmış NTE kalıpları. Örnek tanımları için Çizelge 1'de bakınız. Bütün veriler ppm cinsindedir.
 Figure 3. Chondrite-normalised REE patterns of samples. See Table 1 for description of samples. All values are in ppm.

zenginleşmesinin olduğu söylenebilir. Bu aşırı zenginleşmenin nedeni şistler içerisinde apatit ve sfen gibi aksesuar minerallerin varlığıdır.

Kondirite oranlanmış değerlerden elde edilen sonuçlara göre, örneklerdeki Eu anomalileri [(Eu/Eu)*_{kondirite}] negatif olup 0.3 - 0.9 arasında değişir (Çizelge 2). buna karşın, taze ve cevhersiz mermere oranlanmış sonuçlar genellikle pozitif anomaliler gösterir (Şekil 4). Eu anomalilerinin şekli, cevhersiz mermere göre diğer örneklerdeki Eu değişimini verdiğinden, anomalilerin pozitif olması, metamorfizmadan sonra kayaca Eu ilave edilmiş olması anlamını taşır. Çizelge 2 de verilen (Eu/Eu*)_{mermer} değerleri, Çizelge 1 de verilen örneklerin mineralojik bileşimleri ışığında değerlendirildiğinde, fazla oranda antimonit, barit, sülfotuzlar ve pirit içeren örneklerin Eu anomalilerinin yüksek olduğu görülecektir. Değişik cevherleşme fazlarına eşlik eden, özellikle silisleşme ve oksitleşme türündeki hidrotermal alterasyon da Eu anomalilerini artırmaktadır. Bu durum, cevherleşmenin NTE üzerinde ki etkisini gösterir.

Cevhersiz mermere oranlanmış verilerin yer aldığı Şekil 4 de verilen grafikler, mermerleşme aşamasından sonra örneklerde meydana gelen NTE kaybı ve kazaçlarını göstermektedirler. Kayaçlar içerisinde cevherleşmeye bağlı olarak gelişen NTE değişikliklerini ortaya koymaya yarayan bu grafiklere göre, bazı örneklerin ağır NTE içeriklerinde hafif NTE ne göre zayıf da olsa bir artışın olduğu söylenebilir.

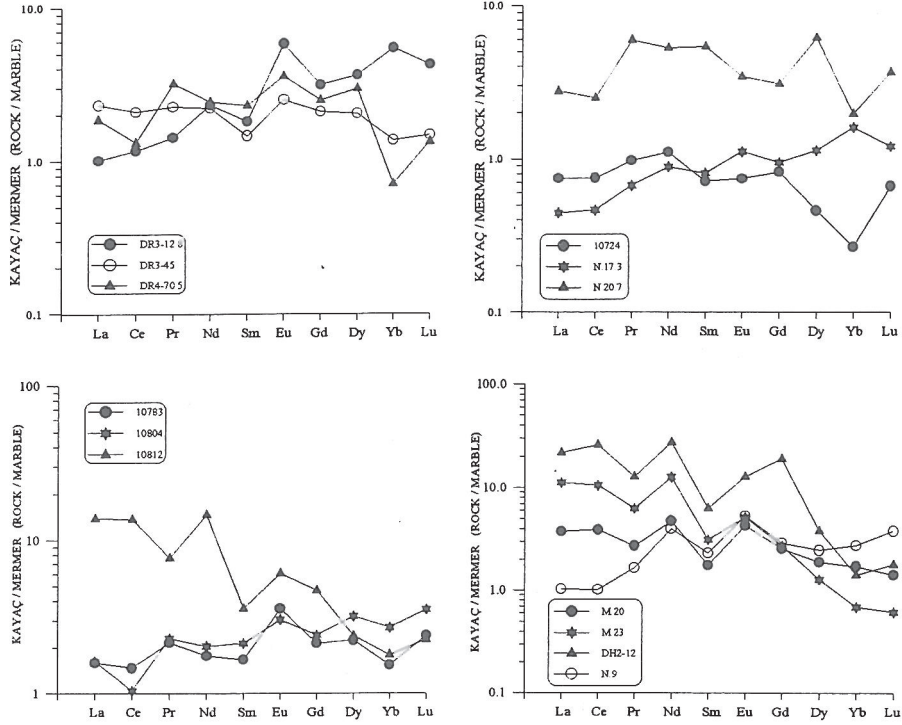
Şistlerin mermere oranlanmış NTE kalıpları kondirite oranlanmış kalıplarına benzer olup La/Lu oranında azalma gözlenir (Şekiller 3 ve 4).

Kondirite oranlanmış NTE kalıplarında çok keskin Ce anomalileri görülmesine rağmen, cevhersiz mermere oranlanmış olanlarda bu anomaliler çok daha zayıftır. Silisleşmenin az, fakat oksitlenmenin çok yaygın olduğu Sb-sülfotuzlarınca zengin örneklerde (DR-4-70.5, N-20.7, 10783, 10804 ve N. 9) görülen (Çizelge 2, ve Şekil 4) bu zayıf Ce anomalileri, hidrotermal alterasyon esnasında bir miktar Ce nin katı fazdan ayrıldığını ve sıvıya katıldığını gösterir.

Korelasyon Katsayıları

Korelasyon katsayılarının NTE verilerine uygulanması Maclean (1988) tarafından önerilmiştir. NTE nin birlikte bulunduğu elementlerin ortaya çıkarılması amacıyla, cevherleşmeye eşlik eden bazı elementler de NTE ile birlikte korele edilmeye çalışılmıştır. Bütün hafif NTE bireyleriyle çok iyi korelasyon göstermesine rağmen, ağır NTE den yalnız Dy, Yb ve Lu birbirleriyle iyi korelasyon gösterir.

Altın daha çok, pozitif korelasyon ($r=0.24 - 0.32$) gösterdiği hafif NTE lerle uyumlu olup, ağır NTE lerle negatif korelasyon gösterir (Çizelge 3). Buna karşın antimon, genelde bütün NTE lerle negatif bir korelasyona sahiptir ($r = -0.26 - -0.37$). Aynı şekilde, Ba, Cu, Pb, As, ve Ag zenginleşmeleri de NTE lerle zıt ilişkiler



Şekil 4. Örneklerin taze mermere oranlanmış NTE kalıpları. Örnek tanımları için Çizelge 1'e bakınız. Bütün veriler ppm cinsindedir.
Figure 4. Chondrite-normalised REE patterns of samples. See Table 1 for description of samples. All values are in ppm.

gösterir. Bu elementler ve Sb nin bütün NTE lerle negatif korelasyona sahip olmaları, bu elementlerin varlığının NTE kaybına yol açtığını göstermektedir. Alüminyum ve NTE ler arasında çok iyi bir ilişki görülmemekle birlikte, bu elementler arasındaki korelasyon katsayılarının genelde pozitif olması, ki bu Eu için 0.4 dür, NTE lerin az da olsa kil ve feldspatlar gibi Al içeren minerallerle ilişkili olabileceğini düşündürür. Kalsiyum ve magnezyum hafif NTE lerle oldukça iyi negatif korelasyon gösterirken, Yb ve Lu ile pozitif korelasyon gösterirler. Her iki element için korelasyon katsayılarında, La dan Lu ya gidildikçe bir artış gözlenir. Buna göre, cevherleşme ve hidrotermal alterasyon esnasında, mermer yan kayacın Ca ve Mg ca fakirleşmesinin (dekarbonitizasyon), hafif NTE lerin kayaçlarda göreceli olarak zenginleşmesine ve ağır NTE lerin de fakirleşmesine yol açmış olduğu söylenebilir. Aynı yorum Fe ve Zn için de geçerlidir. Çinkonun çalışma sahasında sülfürlü bileşikler halinde değil, oksit ve karbonatlar halinde bulunması, ağır NTE lerle pozitif korelasyon gösteren Fe, Ca ve Mg ile olan yakınlığının ve dolayısıyla ağır NTE lerle ilişkisini bir göstergesidir.

Al, Ca, Mg ve Fe nin tersine, K ve Ti hafif NTE lerle iyi pozitif korelasyon gösterip, ağır NTE lerle negatif korelasyon gösterirler. Potasyum için bu korelasyon La ($r = 0.7$) dan Lu ($r = -0.3$) ya doğru bir azalma kaydeder. Titanyumun hafif NTE lerle korelasyonu 0.7 ile 0.95 arasında değişmektedir. Buna göre, Ti ile hafif

NTE ler arasındaki ilişki, hafif NTE lerin kendi aralarındaki ilişkiden hiç de geri değildir. Hem K ve hem de Ti ile hafif NTE ler arasındaki bu güzel ilişki, bu elementleri içeren minerallerin hafif NTE ni ağır NTE ne tercih ettiklerini belirtir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Şistler dışındaki bütün örneklerin NTE kalıpları çok zikzaklı bir yapıya sahiptir. Cevherli örneklerin kondirite oranlanmış grafiklerinde ağır NTE değerlerinde az oranda bir azalma görülür. Şistler ise hafif NTE lerce aşırı olarak zenginleşmiş ve ağır NTE lerce fakirleşmiş karakteristik bir yapı gösterirler (Şekil3). Şistler ayrıca önemli oranda negatif Eu anomalileri gösterirler. M. 20 ve M. 23 nolu örneklerin NTE kalıpları şistlerle benzerlikler taşır, fakat bu kalıplar diğer mermerlerinkinden de çok farklı değildir. Bu benzerlik, örneklerin litolojik özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Şistlerle mermerlerin dokanak zonlarından alınmış olan bu iki örnekte, mermerler ve şistler arasında NTE kalıplarının görülmesi normaldir.

10724 ve N-17.3 nolu örneklerin mermere oranlanmış grafiklerinde az oranda bir hafif NTE azalması göze çarpar (Şekil 4). Bu azalma % 7-10 arasında Sb içeren örneklerin cevherleştirilmesi sırasında hafif NTE nin hareketlenmesine bağlıdır. Antimon ve hafif NTE ler arasında gözlenen negatif korelasyon da hafif NTE içeriklerindeki bu azalmayı ve dolayısıyla hareketliliği

	La												
Ce	0.99	Ce											
Pr	0.95	0.95	Pr										
Nd	0.99	0.99	0.96	Nd									
Sm	0.75	0.76	0.91	0.81	Sm								
Ee	0.84	0.87	0.84	0.89	0.78	Ee							
Gd	0.85	0.89	0.86	0.89	0.77	0.91	Gd						
Dy	0.17	0.19	0.44	0.25	0.73	0.43	0.37	Dy					
Er	-0.32	-0.29	-0.31	-0.33	-0.31	-0.28	-0.21	-0.11	Er				
Yb	-0.18	-0.16	-0.16	-0.13	0.02	0.23	0.01	0.44	-0.08	Yb			
Lu	-0.18	-0.17	-0.03	-0.09	0.27	0.23	0.04	0.71	-0.22	0.83	Lu		
Au	0.32	0.24	0.24	0.28	0.12	0.12	-0.07	-0.26	-0.25	0.25	0.37		
Al	0.2	0.20	0.14	0.27	0.17	0.35	0.20	-0.05	-0.19	0.11	0.26		
As	-0.08	-0.09	-0.1	-0.12	-0.15	-0.07	-0.12	-0.01	-0.14	-0.04	0.11		
Ba	-0.22	-0.22	-0.2	-0.27	-0.28	-0.27	-0.18	-0.11	-0.08	-0.09	-0.12		
Ca	-0.44	-0.43	-0.38	0.45	-0.27	-0.38	-0.29	0.18	0.29	0.3	0.3		
Cu	-0.21	-0.2	-0.17	-0.22	-0.16	-0.08	-0.13	-0.03	-0.00	-0.11	0.05		
Fe	-0.15	-0.14	-0.16	-0.06	-0.02	0.12	-0.03	0.01	0.17	0.23	0.42		
K	0.7	0.63	0.58	0.64	0.36	0.38	0.25	-0.21	0.44	0.29	-0.33		
Mg	-0.3	-0.29	-0.32	0.31	-0.26	-0.21	-0.18	0.05	0.13	0.44	0.34		
Pb	-0.19	-0.18	-0.14	-0.21	-0.13	-0.09	-0.12	0.01	-0.07	-0.09	0.08		
Sb	0.34	-0.31	-0.40	-0.32	-0.46	-0.48	-0.29	-0.43	0.05	-0.23	-0.29		
Ti	0.92	0.95	0.88	0.95	0.72	0.86	0.95	0.17	0.28	-0.17	0.19		
Zn	-0.16	-0.17	-0.14	-0.17	-0.08	-0.13	-0.09	0.13	0.03	0.21	0.32		
Ag	-0.19	-0.19	-0.17	-0.21	-0.18	-0.11	-0.13	-0.06	-0.06	-0.1	0.02		

Çizelge 3. İz, ana ve nadir toprak elementleri arasındaki Pierson korelasyon katsayıları.

Table 3. Pierson correlation coefficients for minor, major and rare-earth elements.

desteklemektedir. Broken Hill (Avustralya) deki şelit yataklarında bulunan kalk - silikatların hafif NTE içeriklerinin, cevherleşmeye bağlı olarak azaldığını ortaya koyan Lottermoser (1989) in gözlemleri de bu yorumu desteklemektedir. Hafif NTE nin bu hareketliliği, ya onlarla çok iyi ilişkili olan ve jeolojik ortamlarda hareketsiz olduğu belirtilen Ti nin (Pearce ve Norry, 1979) de hareketli olması, ya da hafif NTE nin örneklerde bulunan Ti minerallerinin yapısına girmesi ile açıklanabilir. İkinci yorum daha mantıklı görünmektedir. Zira, Schock (1979) kendi çalışmasında manyetit ve titanomanyetitlerin hafif NTE içeriklerinin, kendilerini içeren kayalara nazaran en az üç kat daha fazla olduğunu bulmuştur.

Aşırı şekilde silisleşmiş ve altınca zengin olan N - 20.7 nolu örnek, yakın çevresinden alınan antimonca çok zengin olan 10724 (%7.5 Sb) ve N - 17.3 (% 10.7 Sb) nolu örneklerle göre değişik bir NTE kalıbına sahiptir. Diğerlerine nazaran yaklaşık beş kat daha yüksek NTE değerlerine sahip olan 20.7 nolu örnekteki bu farklılık, hidrotermal sistemin son fazlarına doğru, NTE içeriğinde bir artışın olmasıyla açıklanabilir. Belki de antimonit çökelimi esnasında açığa alınan hafif NTE, zinober ve altın çökelimi ve silisleşmenin geliştiği bu son fazda, termodinamik şartlardaki değişiklikler nedeniyle yeniden çökeltilmiştir.

Cevher taşıyıcı sıvıların termodinamik özellikleri, Eu nun davranış şekillerine bağlı olarak ortaya koyulabilir. Mermere oranlanmış NTE kalıplarında

(Şekil 4) pozitif Eu anomalilerinin bulunması, Eu nun, muhtemelen barite eşlik ederek (Sverjensky, 1984), cevherleşmekte olan kayaca geçtiğinin bir göstergesidir. Sverjensky (1984) baritin +2 değerlikli Eu yu bünyesine alabileceğini göstermiş ve pozitif Eu anomalilerinin buna bağlı olabileceğini belirtmiştir. Deneysel çalışmalar, +2 değerlikli Eu nun, ısı 250 °C den fazla olan hidrotermal sıvılarda, +3 değerlikli olanın ise daha düşük ısı sıvılarda yoğunlaştığını göstermiştir (Wood, 1990 ve Bau, 1991). bu durum, +2 değerlikli Eu nun 250 °C den düşük ısı sistemlerde duraysız olması ve sonuçta katı faza geçmesini gerektirir. Dolayısıyla baritin oluşum ısı 250 °C den az olmalıdır. Bu ısı, sıvı kapanımlarına bağlı olarak barit için verilen, 149 - 213 °C (172± 14 °C; Akçay, 1994a) arasındaki homojenleşme ısı ile uyumaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akçay, M., 1994 a, Genesis of the Stibnite-Cinnabar-Scheelite Deposits of the Gümüşler Area, Niğde, Central Turkey and Implications on Their Gold Potential: Doktora tezi, Leicester Üniversitesi, İngiltere. (yayımlanmamış)
- Akçay, M., 1994 b, Mineral Chemistry of Tourmalines From the Gümüşler Sb-Hg-W Deposits (Niğde Massif, Central Turkey): Geosound, 24, 151-161.
- Bau, M., 1991, Rare - earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluidrock interaction and the significance of the oxidation state of europium: Chemical Geology, 93, 219-230.
- Dennis, R. A. 1970, The Mineralization at the Hg-Sb-W Mine near Niğde, South - Central Turkey: Master tezi, Swansea University.
- Göncüoğlu, M. C., 1981, Niğde masifinin jeolojisi: İç Anadolu'nun Sempozyumu, 16-19, Ankara,
- Göncüoğlu, M. C., 1986, Geochronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 105-106, 83-96.
- Leroy, J.L. ve Turpin, L., 1988, REE, Th and U behaviour during hydrothermal and supergene processes in a granitic environment: Chemical Geology, 68, 239-251.
- Lottermoser, B.G., 1989, Rare - earth element behaviour associated with strata - bound scheelite mineralisation (Broken Hill, Australia): Chemical Geology, 78, 119-134.
- Maclean, W.H., 1988, Rare - earth element mobility at constant inter - REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec: Mineral . Deposita, 23, 231-238.
- Meen, J.K., 1990, Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and Laramide granitoids. southwestern Montana, U.S.A.: Chemical Geology, 81, 199-207.

- Piacios, C. M., Hein, U.F. ve Dulski, P., 1986
Behaviour of rare - earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile: *Earth Planetary Sci. Let.*, 80, 208-216.
- Parr, J. M., 1992, Rare-earth element distribution in exhalites associated with Broken Hill type mineralisation at teh Pinnacles deposit, New South Wales, Australia: *Chemical Geology*, 100, 73-91.
- Pearce, J. A. ve Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks: *Cont. Min. Petrol.*, 69, 33-47.
- Schock, H.H., 1979, Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites: *Chemical Geology*, 26, 119-133.
- Sverjensky, D. A., 1984, Europium redox equilibria in aqueous solution: *Earth Planet. Sci., Let.*, 67, 70-78.
- Wakita, H., Rey, P. ve Schmitt, R. A., 1971, Abundances of 14 rare - earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils: *Proc. 2 nd Lunar Sci. Conf.*, 1319-1329.
- Walsh, J.N., Buckley, F. ve Barker, J., 1981, The simultaneous determination of rare-earth elements in rocks using Inductively Coupled Plasma Source Spetrometry: *Chemical Geology*, 33, 141-153.
- Wood, S. A., 1990, The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: Theoretical Predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure: *Chemical Geology*, 88, 99-125.
- Yıldız, M., 1978, Türkiye'de Bazı Civa Yataklarının Oluşum ve Mukayesesi: M. T. A Yayın No 173, Ankara.

LAHANOS (ESPIYE) VE İSRAİLDERE (TİREBOLU) MASİF SÜLFİD CEVHERLEŞMELERİ ÇEVRESİNDE GÖRÜLEN HİDROTERMAL ALTERASYON ZONLARINDAKİ KİMYASAL VE MİNERALOGİK DEĞİŞİMLER

Chemical and mineralogical changes in the alteration zones at the Lahanos (Espiye) and İsraildere (Tirebolu) massive sulfide mineralizations, Giresun, NE Turkey

Necati TÜYSÜZ
Murat ER

Karadeniz Teknik Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü, 61080-Trabzon
Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 61200-Trabzon

ÖZ : İsmaildere ve Lahanos masif sülfid cevherleşmeleri Üst Kretase Yaşlı volkanotortul seri içinde yer alır ve bu cevherleşmelerin taban kayalarını dasit lav ve piroklastları oluşturur. Bu kayalar cevherleşmenin olduğu kısımlarda şiddetli bir şekilde hidrotermal alterasyona uğrar ve buna bağlı olarak da önemli kimyasal ve mineralojik değişimler gösterirler. Kimyasal değişimler İsraildere'de SiO_2 , MgO ve K_2O eklenmesi ve CaO , Na_2O ve Fe_2O_3 eksilmesi; Lahanos'ta ise SiO_2 ve Fe_2O_3 eklenmesi ve CaO , Na_2O ve MgO eksilmesi şeklindedir. Lahanosta K_2O değerlerinde genel olarak belirgin bir değişim görülmemesine rağmen yersel zenginleşmeler görülür. Buna göre her iki cevherleşmede ortak olarak Na ve Ca azalması ve SiO_2 artması görülür. Bununla beraber, SiO_2 her iki sahada da yersel olarak artma veya eksilmeler gösterir. Na_2O , İsraildere'de altere olmamış dasitlerde %3 civarında iken cevherli altere dasitlerde %1.9 un altına, Lahanos'ta ise %3.3 ten %0.06 ya düşer. Ca, İsraildere'de altere olmamış dasitlerde yaklaşık %4.7 iken alkere dasitlerde %0.9 un altına; Lahanos'ta ise yaklaşık %2.5 den %0.5 in altına düşen değerler gösterir.

Bu yataklarda farklı alterasyon mineralojisi gösteren iki ayrı zon, bir geçiş zonu ile birbirinde ayrılır. Bu zonlardan cevherleşmeye eşlik eden en içteki zon başlıca serizit, illit, ankerit, dolomitten, en dıştaki zon ise klorit, montmorillonit ve kaolinitten oluşur. Ara zon kısmen ve tamamen ayrılmış plajyoklaz ve karışık tabakalı illit içermesiyle diğerlerinden ayrılır. Kuvars bütün zonlarda görülür. Plajyoklazın alterasyon minerali olmamasına rağmen, varlığı veya yokluğu alterasyon zonlarının ayrılmasında önemli bir kriter olarak kullanılır. Hidrotermal alterasyon sonucu altere dasitlerde İsrailder'de %4 lik bir kütle artışı görülürken, Lahanosta belirgin bir kütle değişimi görülmez. Na ve Ca değerlerindeki azalmaların alterasyon mineralojisindeki değişimler ile birlikte haritalanması. yörede benzer yatakların aranmasında uygulanabilecek basit ve ucuz bir jeokimyasal yöntem oluşturur.

ABSTRACT : Massive sulfide mineralizations at İsraildere and Lahanos are hosted by Upper Cretaceous volcanosedimentary series. Footwall-rocks of the mineralizations consist solely of dacitic lavas and pyroclastics. The dacites are intensively hydrothermally altered around mineralizations and have undergone major chemical and mineralogical changes. SiO_2 , MgO and K_2O were added to altered dacites at İsraildere during mineralizations, whereas CaO , Na_2O and Fe_2O_3 were depleted. The dacites at Lahanos, however, were enriched in SiO_2 and Fe_2O_3 , but impoverished in CaO , Na_2O and MgO . Unlike these elements K_2O is only locally enriched. Hence, The changes in Na and Ca values during alteration appear to be a common feature for İsraildere and Lahanos mineralizations. Na_2O values decrease from about 3% in unaltered dacites to below 1.9% in altered ones at İsraildere and from about 3.3% to 0.06% at Lahanos. CaO follows a similar trend changing from 4.7% in unaltered dacites to below 0.9% in altered ones at İsraildere and from 2.5% to 0.5% at Lahanos.

Three mineralogically and chemically different alteration zones were identified around the mineralizations. The inner alteration zone with respect to mineralization consists mainly of sericite, illite, ankerite and dolomite, while the outer one composed largely of chlorite, montmorillonite and kaolinite. The alteration zone between these is characterized by presence of partly and/or completely altered plagioclase and mixed layer illite. Quartz is unique in all these zones. As a result of hydrothermal alteration, the dacites show 4% mass increase at İsraildere, but almost none at Lahanos. Mapping and interpretation of Ca and Na depleted zones, together with mineralogical changes may render a cheap and simple geochemical method for exploration of such mineralizations in the region which is densely vegetated.

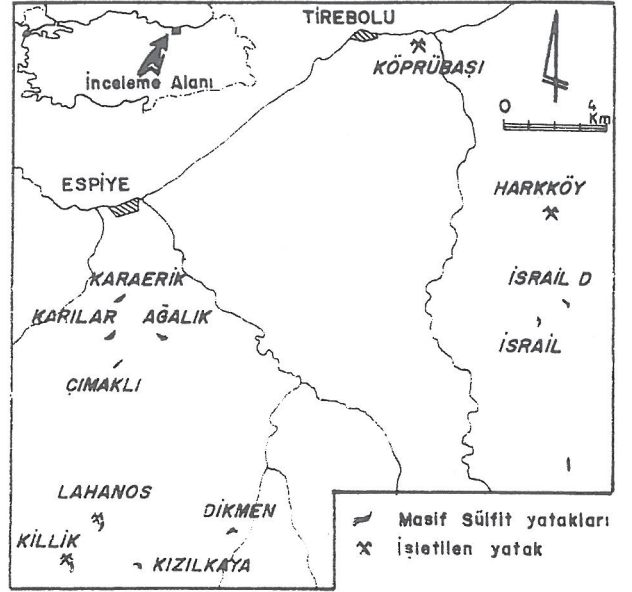
GİRİŞ

Masif sülfid yataklarının tabanında derine doğru gittikçe daralan bir huni şeklinde görülen alterasyon zonu, taban kayaların bu kısımlarda şiddetli hidrotermal sıvı akışının etkisi altında kaldığını gösterir. Paleodenez tabanına yayılan cevherli çözeltiler buralarda deniz tabanıyla uyumlu masif sülfid mercikleri oluşturur (Franklin ve diğ., 1981; Eldrige ve diğ., 1983). Alterasyona bağlı olarak taban kayaları önemli derecede kimyasal ve mineralojik değişimlere uğrar ve bazı kimyasal unsurlar taban kayacına eklenirken bazıları da ayrılır (Lambert ve Sato, 1974; Urabe ve diğ., 1983). Kuroko tip yataklarda yapılan kimyasal çalışmalarda, bu yataklarda cevhere yaklaştıkça taban kayacında Na ve Ca'un azaldığı, K ve Mg un ise arttığı veya azından azalmadığı saptanmıştır (Date ve diğ., 1983; Hashiguchi ve diğ., 1983). Noranda (Kanada) bölgesindeki masif sülfid yataklarının taban kayalarında da cevherleşmeye yakın zonlarda Na ve Ca azalması görülürken, Si, Mg, Fe ve K'un yer yer arttığı, yer yer de azaldığı saptanmıştır (Riverin ve Hodgson, 1980; Hall, 1982; Barrett ve diğ., 1991 ve MacLean ve Hoy, 1991). Ishikawa ve diğ. (1976), Kuroko tip masif sülfid yataklarının taban kayalarında alkali, alkali toprak ve baz metal değişimlerini inceleyerek, bu kayalardaki alterasyon şiddetini belirleyen bir formül geliştirmiştir. Bu formül;

$$A.I = 100 \times \left[\frac{MgO + K_2O}{Na_2O + K_2O + CaO + MgO} \right] \text{şeklindedir.}$$

Doğu Karadeniz bölgesinde bulunan masif sülfid yatakları bir çok özellikleri ile Kuroko yataklarına oldukça benzemektedir. Bu yatakların mineral toplulukları, cevherleşmeye eşlik eden kimyasal değişimler ve alterasyonun yatay ve dikey boyutları hemen hemen aynıdır. Doğu Karadeniz bölgesinde yer alan bazı masif sülfid yataklarına eşlik eden hidrotermal alterasyon, Tuğal (1969), Çağatay (1977), Çağatay ve Boyle (1977), Eğin (1978), Schneider ve diğ. (1988) ve Çağatay (1993) tarafından incelenmiştir.

Bu çalışmada, İsraildere ve Lahanos masif sülfid cevherleşmelerine eşlik eden hidrotermal alterasyon esasında oluşan kimyasal ve mineralojik değişimler incelenmiş ve elde edilen sonuçların yörede benzer yatakların aranmasında uygulanabilirliği tartışılmıştır. İsraildere cevherleşmesi Giresun ili Tirebolu İlçesi Kovanpınar köyünün yaklaşık 11 km güneydoğusunda bulunan İsraildere'de Lahanos masif sülfid yatağı ise Espiye ilçesinin 11 km güneyinde yer alır (Şekil 1) İsraildere'de Lahanos Masif sülfid yatağı ise Espiye ilçesinin 11 km güneyinde yer alır (Şekil 1). İsraildere'de M.T.A. tarafından 3 adet sondaj çalışması yapılmış ve bu sondajlardan birisi altere olmamış dasitlerde, diğer ikisi cevherli ve altere dasitlerde ilerlemiş ve yaklaşık 50.00 ve 80.00 m lerde altere olmamış dasit-



Şekil 1. Yer bulduru haritası
Figure 1. Location map

lere girmiştir. Sondajlardan, altere dasitlerde 5 m , altere olmamışlarda ise 10 m aralıklarla örnekler alınmıştır. Lahanos yatağından ise Demirexport tarafından yapılan LS-19 nolu sondajdan, mevcut galerilerden ve cevherleşmeden gittikçe uzaklaşacak şekilde mostralardan örnekler alınmıştır.

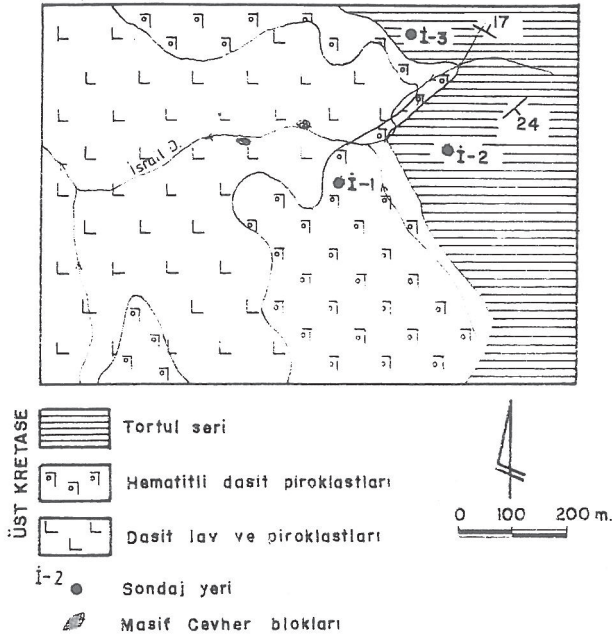
Örnekler deki ana oksit ve X-ray diffraktometre analizleri M.T.A. laboratuvarlarında yapılmıştır. Altere olmamış kayaların mineralojik bileşimleri mikroskopta incelenmiştir.

JEOLJİ

İsraildere ve Lahanos cevherleşmeleri Doğu Pontidlerin orta kısmında yer alır. Pontidler, Liyas-Pliyosen zaman aralığında ada yayı özelliği gösterir ve genellikle plutonik ve yer yer tortul ara katkılı bimodal volkanik kayalardan oluşur.

İsraildere

İsraildere cevherleşmesi Üst Kretase yaşlı dasit lav ve piroklastları içerisinde yer alır (Şekil 2). Bu dasitler krem, beyazımsı sarı ve yeşilimsi gri renklidir. Altere olmamış örneklerde kuvars, plajiyoklas ve az miktarda hornblend fenokristalleri, aynı minerallerden oluşmuş mikrolitik bir hamur içinde yer alır. Taban dasitleri altere zonlarda killeşme, serizitleşme, silisleşme, hematitleşme ve kloritleşme gösterir. Bu dasitleri gri beyaz renkli killi kireçtaşı, kumtaşı, şarap renkli çamurtaşı ve yeşil renkli kloritleşmiş tüf arakatlı gri yeşil, kahverenkli, yer yer breşik, ince kuvars damarcıklı, çatlakları manganer sivalı, hematitli dasitik tüf ve breşler örter. Bu seri üste doğru tamamen kumtaşı, kiltası, tüf ve çamurtaşından oluşan Üst Kretase yaşlı tortul bir seriye geçer. Seri içinde bu birimlerin kalınlıkları 10 cm den 2 m ye kadar değişir.

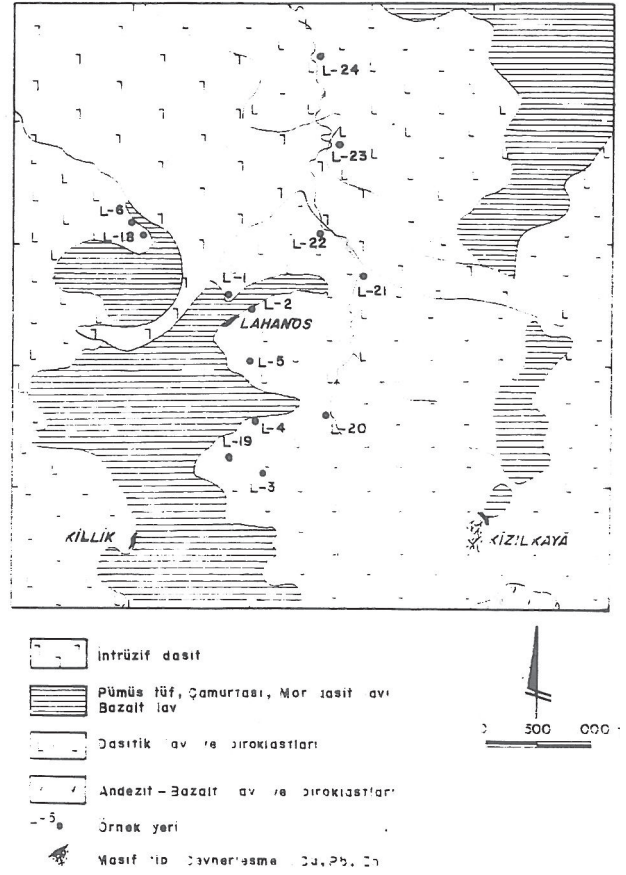


Şekil 2. İsraildere cevherleşme sahası ve çevresinin jeoloji haritası
Figure 2. Geologic map of the İsraildere mineralization and surrounding areas

İsraildere de cevherleşme ağsı ve saçınımlı olup başlıca pirit, kalkopirit ve sfaleritten oluşur (Altun, 1984). Sülfid damarlarının kalınlığı yer yer 10 cm yi aşar. Ayrıca İsrail dere içinde 1x1x2 m boyutlarına ulaşan birçok masif cevher bloklarına rastlanılmaktadır (Altun, 1984). Bu bloklar başlıca pirit, kalkopirit, sfalerit, tenantit, tetraedrit ve galenit ten oluşur.

Lahanos

Yöredeki en yaşlı birim gri yeşil renkli Üst Kretase yaşlı andezitik ve bazaltik lav ve piroklastlardan oluşur (Şekil 3). Bunlar yer yer çamurtaşları bantları içerir. Bu seri gri-beyaz renkli, porfiritik dokulu dasitik lav ve piroklastları ile örtülür. Dasitler masif sülfid cevherleşmelerinin taban kayacını oluşturur ve oldukça geniş alanlar kaplar. Kalınlıkları 50-400 m arasında değişir. Bu dasitleri pomzalı tüf, çamurtaşları, mor dasit lavı ve bazalttan oluşan bir seri örter. Bu kayalar genelde sırt ve tepeler boyunca yüzeylenir. Pomzalı tüfler gri yeşil yer yer mor renkli bantlar şeklinde olup değişik boyutlu kayaç parçacıkları içerirler. Birkaç 10 m kalınlıkta görülen tüfler yanal olarak çamurtaşlarına geçerler. Çamurtaşları bordo-şarabi renkli ve ince tabakalıdır. Kalınlıkları birkaç 10 m arasında değişir. Mor dasitler ise ince kolonlu yapı gösterir. Bütün bu birimler cevherleşmeler ile dokanak oluşturur ve onları örterler (Şekil 4). Örtü kayaları içinde görülen bazaltlar ise daha ziyade üst seviyelerde bulunurlar. Yöredeki en genç birimleri KB-GD yönlü kırıklar boyunca kokulum yapmış porfiritik dokulu dasitler oluşturur.

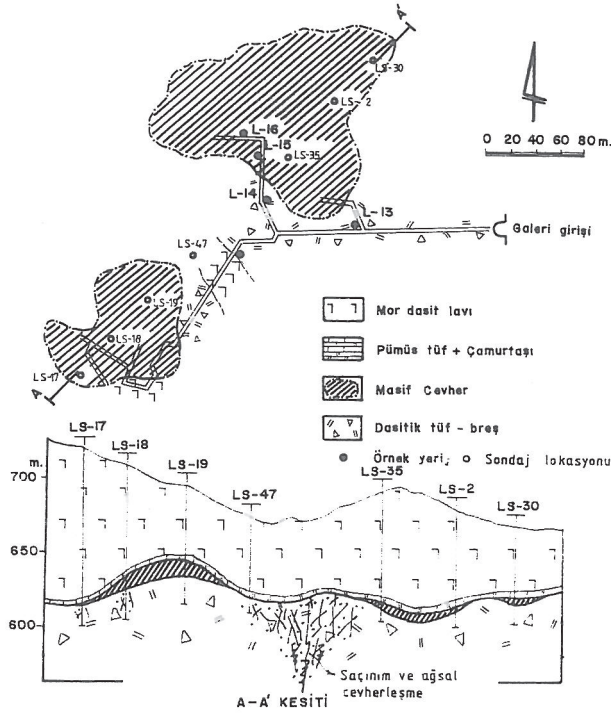


Şekil 3. Lahanos maden yatağı ve çevresinin jeoloji haritası
Figure 3. Geologic map of the Lahanos mine and surrounding areas

HİDROTERMAL ALTERASYON Kimyasal Değişimler

İsraildere ve Lahanos'tan alınan altere olmamış dasitlerde, plajioklaz, kuvars ve az miktarda hornblend fenokristalleri plajioklaz ve kuvarstan oluşan bir hamur içinde görülür. Plajioklazlar kısmen serititleşmiş, killeşmiş, kloritleşmiş ve kalsitleşmiştir. Hornblend ve biyotit ise genellikle kloritleşmiştir. Altere olmuş dasitlerde ise plajioklaz fenokristalleri tamamen serititleşmiş, killeşmiş ve kloritleşmiştir. Altere olmuş dasitlerdeki plajioklazlar ile altere olmamış dasitlerdeki plajioklazlar aynı miktarlardadır. Dolayısıyla, her iki dasit topluluğundaki ana oksitlerdeki farklılaşma dasitlerin birincil bileşiminden ziyade farklı alterasyon derecelerinden dolayıdır.

İsraildere sondajlarından alınan 18 altere vae 21 altere olmamış kayaç örnekleri üzerinde yapılan kimyasal analiz neticeleri Tablo 1 de verilmiştir. Bu verilerin istatistiksel değerlendirilmesi yapılmı ve Na₂O, K₂O, MgO ve CaO değerlerinin altere ve altere olmamış taban dasitindeki dağılımları araştırılmıştır (Şekil 5). Bu oksitlerden, Na₂O, CaO ve K₂O belirgin bir şekilde iki ayrı veri topluluğu oluştururken, MgO verileri belirgin olmasa da



Şekil 4. Lahanos maden yatağının dikey ve yatay jeolojik kesitleri
Figure 4. Vertical and horizontal geological sections of the Lahanos mine

iki ayrı veri topluluğunun varlığına işaret eder. Ayrıca, kümülatif frekans eğrileri üzerinde bu 4 oksite ait 2 ayrı topluluk açık bir şekilde görülmektedir. Bu grafiklerden (Lepeltier, 1969 ve Parslow, 1974) cevherleşmeye eşlik eden şiddetli altere dasitler ile altere olmamış dasitlere ait veri toplulukları Na_2O için %1.95, CaO için %0.9, K_2O için %3.85 ve MgO için %2.3 lük eşik değerleri ile birbirinden ayrılır. Dolayısıyla, Na_2O nın %3.85 i ve MgO in %2.3 ü aştığı zonlar, cevherleşmenin içinde bulunabileceği altere zonlara karşılık gelir. Alterasyon derecesinin belirlenmesinde yararlı olabilecek Alkali İndis değerleri de , eşik değerinin %73 olduğu 2 ayrı topluluk oluşturur. Dolayısıyla A.İ. nin %73 ü aştığı zonlar cevherleşme için ilginç olmaktadır (Şekil 6 ve 7).

Lahanos için yapılan çalışmalarda, yataktan 1 km dışı kadar yoğun bir alterasyon zonu gözlenir. Bu zonun böyle geniş olmasının asıl nedeni Lahanos cevherleşmesine ait hidrotermal alterasyon zonunun Killik cevherleşmesine ait alterasyon zoru ile çakışmasından dolayıdır. Yataktan 1 km kadar uzaklıkta alınan örnekler altere olmamış olup, belirgin kimyasal farklılaşma gösterirler. Na_2O değerleri İsraildere'dekilere göre çok daha düşüktür (Tablo 2). CaO de yer yer yüksek değerler göstermesine rağmen, altere zonda Na_2O gibi oldukça fazla miktarda azalma gösterir. İsrailderede'kinin aksine Lahanos'ta MgO değerleri önemli oranda azalma gösterir. Bununla birlik-

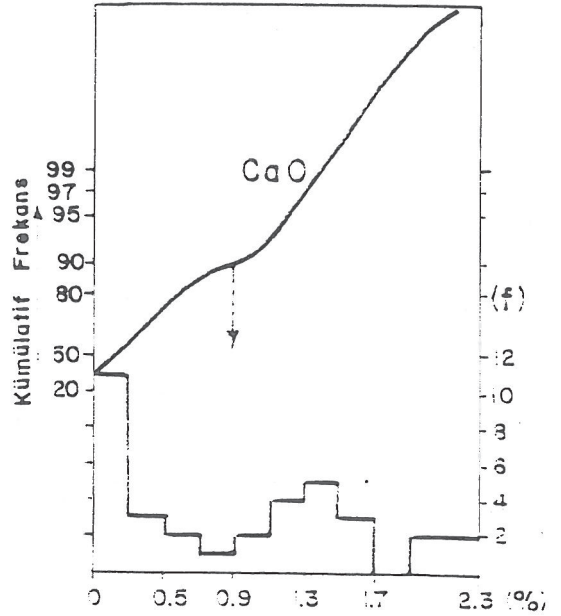
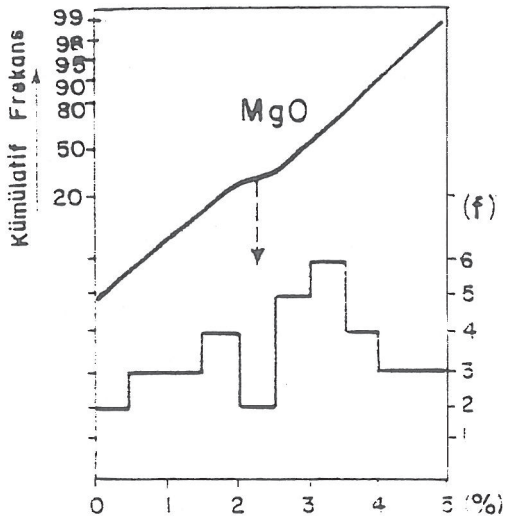
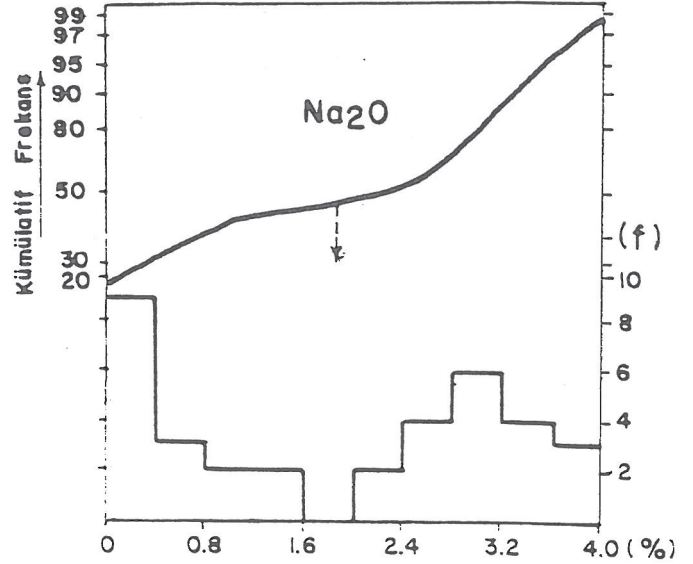
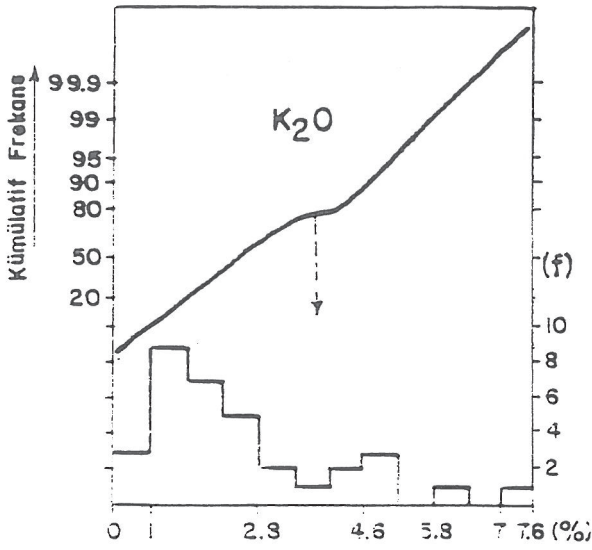
te, MgO te CaO gibi yersel olarak yüksek değerleri gösterir. K_2O ise yer yer artmakta yer yer de azalmaktadır.

Mineralojik değişimler

Lahanosta ve İsrailderede cevherleşmeden dışı doğru 3 ayrı alterasyon zonu ayırt edilmektedir. Bütün zonlarda kuvars olmasına rağmen en içteki zon kuvars, serizit, illit, ankerit, dolomit, hematit, jips, klorit, kalsit, ve montmorillonitten oluşmaktadır (Şekil 8). Plajiyoklas alterasyon minerali olmamasına rağmen varlığı veya yokluğu alterasyon zonlarının tayininde kullanılabilir önemli bir kriterdir. Plajiyoklaslar cevherleşmenin olduğu en içteki zonda şiddetli alterasyondan dolayı kaybolur ve dışı doğru gittikçe azalan bir bozuma gösterir. İsraildere ve Lahanos taki sondajlardan alınan örneklerde cevherleşmeye yakın kısımlarda plajiyoklas bulunmaz. Ayrıca, cevherleşmenin bulunduğu zonlarda montmorillonit de görülmez. Ancak, Lahanosta en iç zonda çok az, miktarda bulunur. Date ve diğ.(1983) göre bu zondaki montmorillonit Na 'ca zengindir. En dıştaki zon Lahanosta cevherleşmeden yaklaşık 1 km uzaklıkta olup klorit, montmorillonit, kaolin ve plajiyoklas içerir. Bu zondaki montmorillonit ise Ca 'ca zengindir (Date ve diğ., 1983) Ara zonda karışık tabakalı illit, illit, klorit, montmorillonit, kaolin, profillit ve kısmen altere olmuş plajiyoklas görülür. Genel olarak en dış zondan en içteki zona doğru serizit miktarında ve plajiyoklasların bozulmasında ortma ve buna karşılık montmorillonit içeriğinde azalma görülür. Alterasyon mineralojisinden yararlanarak alterasyonun oluşumu anındaki ortamın fiziko-kimyasal koşulları belirlenebilir (Rose ve Burt, 1979). İsraildere ve Lahanos'ta cevherleşmeye eşlik eden kuvars, serizit veya kaolin zonu, cevherleşmeyi oluşturan sıvıların ısısına ve $a\text{K} + / a\text{H}+$ oranına bağlı olarak gelişir (Riverin ve Hodgson, 1980; Maruma, 1989). İncelenen cevherleşmelerde en içte serizitleşmenin bulunması ve dışı doğru karışık tabakalı illite ve kaoline geçiş göstermesi, cevherleşmeyi oluşturan sıvıların başlangıçta 200-250 C lik bir ısıya ve yüksek $a\text{K} + / a\text{H}+$ oranına sahip olduğu (Riverin ve Hodgson, 1980) ve yan kayaçla olan reaksiyonlara bağlı olarak ta bu ısının ve oranın gittikçe azaldığını gösterir. Hemley ve Jones (1964)'de benzer şekilde masif sülfid yatakların etrafındaki mineralojik değişimlerin başlıca pH ve T'ye bağlı olduğunu belirtir. Cevherleşmeye yakın kısımlarda yüksek olan ısı dışı doğru azalmakta, pH ise artmaktadır. Ayrıca, soğumaya bağlı olarak bu zonlarda silis çökelişi artmaktadır.

Kütlesel değişimler

Jeokimyasal olarak hareketsiz olan elementlerden yararlanarak alterasyonunun şiddeti, alterasyon esnasında oluşan kimyasal, kütleli ve hacimsel değişimler hesaplanabilmektedir. Hareketsiz elementler altere olmamış ana kayaç ile altere olmuş eşdeğerinde en iyi pozitif korelasyonu gösteren elementlerdir. (MacLean ve Kranitoids, 1987; MacLean, 1990).



Şekil 5. İsraildere cevherleşmiş taban dasitlerindeki bazı ana oksitlere ait histogram ve kümülatif frekans eğrileri (oklar eşik değerleri gösteriyor).

Figure 5. Histograms and cumulative frequency curves of some major oxides in footwall dacites at İsraildere (arrows pointing threshold values)

Kuroko tip yataklarda ve Noranda masif sülfid yataklarında yapılan çalışmalarda hareketsiz element olarak Al, Ti, Zr, Y ve Nb saptanmıştır. (Roberts ve Reardon, 1978; MacGeehan ve MacLean, 1980; Riverin ve Hodgson, 1980; Finlow - Bates ve Stumpfl, 1981; Hall, 1982; Gibson ve diğ., 1983). Kütle değişimleri ise altere olmamış kayadaki hareketsiz elementin altere kayadakinine oranı şeklinde ifade edilir (Shriver ve MacLean, 1993; MacLean ve Kranitoids, 1987;

MacLean, 1990). Örneğin, eğer Al_2O_3 hareketsiz element olarak saptanmış ise alterasyon sonrası ortaya çıkan SiO_2 miktarı;

$$SiO_2 = \% \text{ Ağ. } Al_2O_3 (\text{altere olmamış kayaç}).$$

$$\left[\frac{\% \text{ ağ. } SiO_2}{\% \text{ ağ. } Al_2O_3 (\text{altere kayaç})} \right] \text{ şeklinde bulunur.}$$

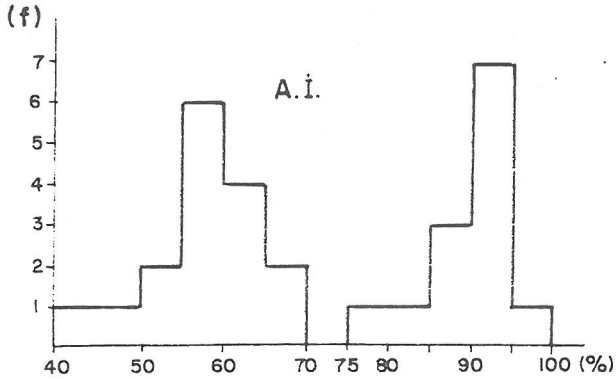
Ornek No	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135
Alterasyon	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	68.70	76.13	76.72	77.00	70.00	73.00	73.00	73.00	73.00	68.00	67.00	75.00	72.00	75.00	69.40	69.00
TiO ₂	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	17.40	11.60	11.00	14.00	16.00	14.40	13.70	12.70	13.00	15.00	16.60	13.60	15.50	13.70	15.60	15.00
Fe ₂ O ₃	1.30	1.80	3.30	0.50	3.10	1.30	1.30	1.30	3.00	2.10	2.20	1.00	1.00	2.00	1.10	1.70
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	3.20	1.00	2.00	2.30	3.50	2.00	1.90	1.20	3.60	3.80	4.30	1.50	2.80	3.20	4.00	4.70
CaO	0.10	0.10	1.00	1.40	1.40	1.50	1.50	1.30	1.10	1.20	1.50	0.70	1.50	1.30	1.70	1.60
Na ₂ O	0.10	0.30	0.10	2.10	3.00	3.50	4.10	3.60	2.50	2.60	2.90	2.90	3.40	2.40	3.10	2.70
K ₂ O	7.20	6.10	4.70	2.60	1.20	1.00	0.90	1.40	1.60	2.00	1.90	5.00	1.10	2.30	1.20	1.70
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
A. Za.	1.20	2.10	-	-	1.10	2.80	3.10	4.90	1.00	4.60	2.80	-	2.10	-	3.00	2.90
Toplam	99.60	99.50	99.10	100.20	99.60	99.80	99.80	99.70	99.10	99.60	99.50	100.00	99.70	100.20	99.40	99.60
Azalan veya artan elementler	SiO ₂	-10.60	33.20	34.00												
	Fe ₂ O ₃	-2.84	0.47	0.48												
	MgO	0.70	0.67	0.68												
	K ₂ O	3.55	3.75	3.76												
	Na ₂ O	-2.85	-2.80	-2.80												
CaO	-4.67	-3.42	-3.42													

Ornek No	11	12	13	14	15	16	17	18	19	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119
Alterasyon	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+
SiO ₂	82.50	77.50	78.25	75.10	72.50	79.65	78.00	69.75	71.90	74.00	74.00	68.00	78.42	62.50	61.20	65.00	67.20	69.00	76.00
TiO ₂	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.20	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	9.70	12.00	12.70	17.00	16.90	12.30	15.00	15.20	15.80	15.00	13.80	14.60	11.00	19.60	22.00	18.70	17.60	17.40	16.00
Fe ₂ O ₃ *	3.10	3.70	4.00	1.00	1.20	0.60	0.50	2.70	0.50	2.80	2.70	3.90	3.40	3.30	4.10	0.60	3.70	2.10	1.70
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10
MgO	0.50	1.10	0.60	2.80	4.00	3.50	4.50	3.20	6.60	2.80	2.90	2.00	0.10	5.50	6.30	3.40	2.40	2.70	1.00
CaO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.30	0.90	0.50	0.70	4.70	0.30	2.10	2.10	2.80	0.10	0.50	0.40
Na ₂ O	0.10	0.50	0.10	1.00	0.50	0.30	0.40	3.40	1.60	3.00	2.80	2.90	3.90	1.20	1.30	8.40	0.30	0.80	4.00
K ₂ O	2.00	3.00	2.90	3.70	3.80	2.20	2.70	1.00	1.90	2.00	2.60	2.50	1.10	0.50	0.20	3.40	4.40	4.70	1.30
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
A. Za. **	1.00	0.80	0.10	-	-	0.20	-	-	-	-	-	0.80	1.10	4.20	2.10	4.30	3.30	2.40	-
Toplam	99.30	99.00	95.00	101.00	99.30	99.20	101.5	99.90	99.50	100.40	99.80	99.90	99.60	99.30	99.80	99.20	99.30	98.90	100.70
Azalan veya artan elementler	SiO ₂	55.60	26.08	22.05	-2.78	-5.52	26.39	7.80								-17.45	-12.60	-10.30	1.16
	Fe ₂ O ₃	0.76	0.58	0.69	-3.08	-2.89	-3.22	-3.45								-3.47	-0.86	-2.17	-2.38
	MgO	-1.24	-0.68	-1.30	0.42	1.48	2.18	2.40								0.68	0.00	0.29	-1.08
	K ₂ O	0.60	1.19	0.83	0.67	0.78	0.09	0.12								1.54	1.15	1.45	-1.34
	Na ₂ O	-2.75	-2.32	-2.83	-2.07	-2.50	-2.58	-2.54								-2.61	-2.68	-2.25	0.74
CaO	-4.55	-4.63	-4.65	-4.66	-4.66	-4.65	-4.65								-2.54	-4.67	-4.25	-4.38	

*; Toplam Fe, Fe₂O₃ olarak verilmiştir, **; A. Za., Ateşte kayıp;+,altere;-altere olmamiş

Tablo 1. İsraildere cevherleşmesi taban dasitlerine ait kimyasal analiz sonuçları ve element değişimleri

Table 1. Results of chemical analyses and element variations due to hydrothermal alteration in foot - wall dacites at İsraildere

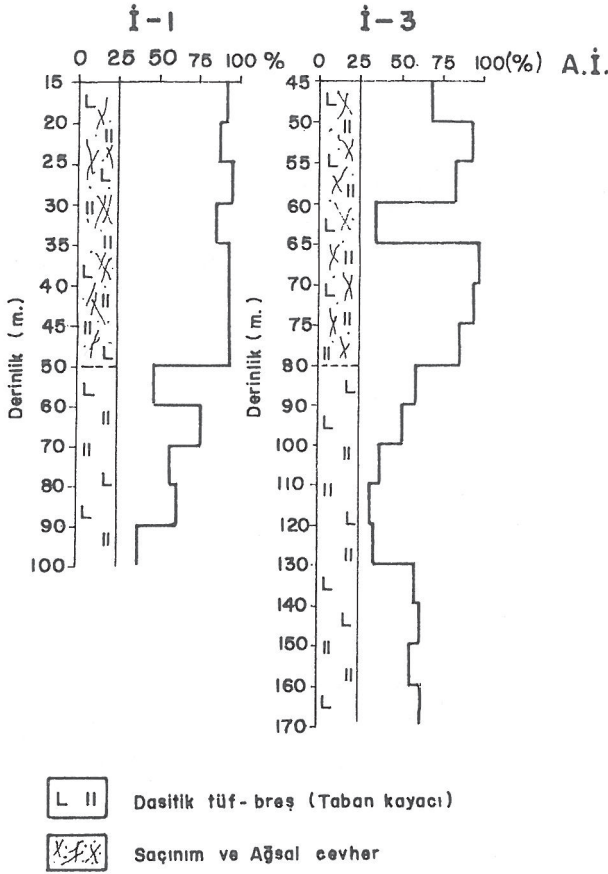


Şekil 6. İsraildere taban dasitlerine ait alkali indis (A.İ.) değerlerini gösterir histogram

Figure 6. Histogram of alkali index values of foot - wall dacites at İsraildere

İsraildere'de altere olmamiş 21 örneğe ait korelasyon matrisi incelendiğinde altere olmamiş dasitlere en yüksek pozitif korelasyon Al₂O₃, MgO ve TiO₂ arasında görülür (Tablo 3). Ancak, Al₂O₃ ile MgO arasındaki korelasyon altere dasitlerde oldukça düşüktür

($r = 0.27$). Dolayısıyla, İsraildere için hareketsiz elementler olarak Al₂O₃ ile TiO₂ belirlenmiştir. Al altere olmamiş dasitlerde kayaç yapıcı minerallerin ana elemanı olduğu gibi, bunların alterasyon ürünlerinde de ana eleman olarak bulunmakta ve dolayısıyla sistemde kalmaktadır. Lahanos'ta altere olmamiş dasitlerden alınan örnekler az olduğundan bunlara ait bir korelasyon matrisi oluşturulamamıştır. Ancak, Lahanos'ta ki taban dasitinin İsraildere'dekiler ile aynı mineralojik özellikte olması ve benzer hidrotermal alterasyon göstermesi nedeniyle, Al₂O₃ bu saha da hareketsiz element olarak düşünülebilir. İsraildere'den alınan 112 nolu, Lahanosta alınan L22 nolu örnekler altere olmamiş taban dasitinin kimyasal bileşimini en iyi şekilde temsil eden örneklerdir. Her iki sahada hidrotermal alterasyonlara bağlı olarak meydana gelen kimyasal değişimler bu örneklerin bileşimleri baz alınarak hesaplanmıştır (Tablo 1 ve 2). Buna göre cevherleşmeye bağlı olarak, İsraildere'de Na₂O değerlerinde % 2.35, CaO değerlerinde % 4.3, Lahanosta ise Na₂O değerlerinde %3.2 ve CaO değerlerinde %1.9 luk azalmalar görülür. Buna karşılık İsraildere'de SiO₂ değerleri genel olarak %10.5, Lahanosta ise %3.0 artmıştır. K₂O ise İsraildere'de %1.3 oranında artarken Lahanosta hemen



Şekil 7. İsraildere cevherleşmesinde taban dasitlerinde yapılmış sondajlardaki A. İ. değerlerinin cevherleşmeye göre değişimi

Figure 7. İsraildere cevherleşmesinde taban dasitlerinde yapılmış sondajlardaki A. İ. değerlerinin cevherleşmeye göre değişimi

hemen değişmemiştir. Fe_2O_3 İsraildere'de % 1.5 oranında azalırken Lahanos'ta %2.65 oranında artmıştır. Dolayısıyla, her iki sahada da Na_2O ve CaO azalması ve yersel K_2O artışı görülür. SiO_2 in yersel olarak azalmasına rağmen, bütün sistem gözönüne alındığında arttığı görülür. Bütün bu değerlendirmelere göre, İsraildere'de %4 oranında bir kütle artışı görülürken, Lahanos'ta belirgin bir kütle değişimi görülmez.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

İncelenen cevherleşmelere ait taban dasitlerinde, cevherleşmeye yaklaşıncan Na ve Ca azaldığı fakat K un yer yer arttığı görülür (Şekil 10). Bölgedeki diğer bazı masif sülfid yataklarında da benzer değişimler görülmesine rağmen, bütün bu yataklar için ortak olan bir kimyasal değişimden bahsetmek güçtür. Çağatay (1993) da Çayeli Madenköy, Sürmene-Kutlular, Of-Kotarakdere ve Rize - Tunca masif sülfid yataklarında yaptığı çalışmalarda Na_2O , CaO , Fe_2O_3 , MgO ve K_2O

ZON	I	II	III	C E V H E R
MINERAL				
Kuvars	—	—	—	
Serizit	—	-----	—	
Kaolin	—	—	-----	
İllit	-----	-----	—	
Karışık tabakalı İllit	—	—	-----	
Klorit	—	-----	-----	
Montmorillonit	—	—	-----	
Dolomit/Ankerit	—	-----	—	
Kalsit	—	-----	-----	
Plajjoklas	—	-----	—	
Azalan Elementler	CaO, Na ₂ O Fe ₂ O ₃		CaO, Na ₂ O Fe ₂ O ₃ MgO	
Artan Elementler		CaO, Na ₂ O MgO	SiO ₂ K ₂ O SiO ₂ Fe ₂ O ₃	

I : İsraildere L : Lahanos

Şekil 8. Lahanos ve İsraildere cevherleşmeleri etrafındaki alterasyon mineralleri ve zonlanmaları
Figure 8. Alteration minerals and their zonation around Lahanos and İsraildere mineralizations.

nun farklı davranışlarda bulduklarını, ancak genel olarak bu yataklarda cevherleşmeye yaklaştıkça Na ve Ca un azaldığını ve K un arttığını belirtir.

Bu çalışmada incelenen yataklarda, cevherleşmeye yaklaştıkça görülen Na azalması düşük pH ve nispeten yüksek ısıda plajjoklazların serizitleşmesine bağlıdır. Serisileşmeyi sağlayan K , muhtemelen hidrotermal çözümlerden veya daha az oranda dasitlerde az miktarda görülen ortoklazdan gelmektedir. Buradan ayrılan Na deniz suyuna taşınır veya dış zonlarda montmorilloniti oluşturur. Serizit her iki sahada da görülmesine rağmen, Lahanosta yersel olarak daha zengin zonlar oluşturur. Mg her iki sahada da yersel olarak zengin kısımlar oluşturur ve muhtemelen kloritin varlığını belirtir (Date ve diğ., 1983). Mg başlıca deniz suyundan gelir ve mafik minerallerdeki Fe^{2+} nin yerini alır (Date ve diğ., 1983; Urabe ve diğ. 1983). Açığa çıkan Fe^{2+} Fe^{3+} e dönüşerek hematiti oluşturur.

Her iki sahada da altere olmamış kayaların Na_2O içerikleri yaklaşık %3 iken bu oran cevherleşmeye bağlı olarak alterasyona uğrayan kayalarda % 2 den az oranlardadır. Aynı şekilde altere olmamış kayaların CaO içerikleri yaklaşık olarak 2.5 dan büyük iken bu oran altere kayalarda % 1'in altına düşer. K_2O değerlerinde

Ornek No	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	
Alterasyon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
SiO ₂	78.28	74.43	70.78	72.68	72.80	85.22	50.17	32.89	44.83	61.80	74.40	76.50	60.30	41.50	54.40	52.00	74.50	
TiO ₂	0.22	0.46	0.34	0.46	0.52	0.18	1.38	1.04	1.04	0.30	0.35	0.25	0.45	1.95	0.85	0.90	0.45	
Al ₂ O ₃	6.86	11.09	15.29	13.72	17.16	8.84	20.30	30.69	34.94	9.45	13.15	11.40	15.65	35.20	15.35	29.55	11.55	
Fe ₂ O ₃	7.80	6.10	3.47	4.60	2.32	1.33	8.00	15.80	4.15	16.20	4.60	5.35	4.15	2.35	8.00	2.15	6.00	
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	
MgO	0.05	0.13	2.60	0.02	0.01	0.25	4.00	0.40	0.45	0.13	0.18	0.25	0.38	1.30	2.75	1.75	1.10	
CaO	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	2.16	0.49	0.05	0.10	0.06	0.15	3.55	2.15	3.70	0.53	0.34	
Na ₂ O	0.03	0.14	0.11	0.04	0.05	0.01	0.05	0.11	0.09	0.05	0.08	0.05	0.08	0.04	0.90	0.03	0.09	
K ₂ O	0.49	2.00	1.70	0.26	0.33	1.90	4.00	0.03	7.60	1.90	3.05	2.30	3.20	1.00	0.36	3.85	2.10	
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	
A. Za.	5.35	4.99	5.08	7.50	6.65	1.32	9.17	19.15	7.73	9.75	3.82	3.40	11.25	13.53	12.60	8.50	2.95	
Toplam	99.10	99.30	99.40	99.30	99.80	99.10	99.20	100.6	100.90	99.60	99.60	99.70	99.10	99.00	98.90	99.30	99.10	
Azalan veya artan elementler	SiO ₂	95.50	27.36	-3.10	6.90	-9.00	69.76	-34.9	-54.5	-51.60	24.52	21.09	27.16	-13.92	-53.00	-18.90	-44.5	23.90
	Fe ₂ O ₃	12.29	3.80	-0.92	0.67	-2.23	-2.02	1.40	3.23	-2.50	20.60	0.70	3.88	-0.34	-3.24	3.30	-3.15	3.40
	MgO	-1.80	-1.73	0.56	-1.88	-1.89	-1.49	1.90	-1.71	-1.72	-1.70	-1.79	-1.52	-1.55	-1.37	0.70	-1.00	-0.51
	K ₂ O	-0.98	0.60	-0.40	-1.72	-1.72	1.10	0.80	-1.99	1.10	0.90	1.30	1.47	0.98	-1.59	-1.66	-0.12	0.65
	Na ₂ O	-3.24	-3.12	-3.20	-3.26	-3.26	-3.28	-3.26	-3.25	-3.26	-3.22	-3.22	-3.22	-3.23	-3.28	-2.50	-3.29	-3.19
CaO	-2.44	-2.43	-2.43	-2.45	-2.46	-2.45	-2.46	-2.25	-2.46	-2.23	-2.42	-2.25	0.82	-1.58	1.00	-2.18	-2.05	

Ornek No	L18	L19	L20	L21	L22	L23	L24
Alterasyon	+	+	-	-	-	-	-
SiO ₂	81.50	68.75	75.50	72.50	70.00	69.50	79.70
TiO ₂	0.10	0.30	0.30	0.20	0.20	0.20	0.20
Al ₂ O ₃	12.00	11.50	12.50	13.40	14.50	14.00	12.40
Fe ₂ O ₃	2.48	13.40	3.44	4.27	4.20	4.51	0.60
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	0.42	2.50	2.20	1.95	1.90	2.90	1.60
CaO	0.10	0.10	1.20	1.20	0.15	0.60	0.20
Na ₂ O	0.04	0.07	1.50	3.80	3.30	1.65	3.60
K ₂ O	2.50	2.50	2.00	1.20	2.00	2.50	1.10
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
A. Za.	1.05	0.78	1.16	1.28	3.40	2.44	1.44
Toplam	100.40	100.10	100.00	100.00	99.90	98.50	101.00
Azalan veya artan elementler	SiO ₂	28.62	16.60				
	Fe ₂ O ₃	-1.20	12.70				
	MgO	-1.40	1.25				
	K ₂ O	1.03	1.15				
	Na ₂ O	-3.25	-3.21				
CaO	-2.38	-2.38					

Tablo 2. Lahanos cevherleşmesi taban dasitlerine ait kimyalsal analiz sonuçları ve element değişimleri

Table 2. Result of chemical analyses and element variations due to hydrothermal alteration in foot - wall dacites at İsraildere

ise serizitleşme nedeniyle cevherleşmeye yaklaştıkça artışlar görülür. Na₂O ve CaO değerlerindeki azalma ve K₂O değerlerindeki artış, cevherleşmeye eşlik eden hidrotermal alterasyona bağlı olduğundan, taban dasitlerinin Na₂O, CaO ve K₂O içeriklerinin belirlenmesi Doğu Karadeniz gibi yoğun bitki örtüsü ile kaplı arazilerde bulunan masif sülfid yataklarının araştırılmasında uygulanabilecek ucuz ve basit bir jeokimyasal arama yöntemi oluşturur. Ayrıca, plajiklazların alterasyona uğradığı ve serizitleşmenin yaygın olduğu zonların bilinmesi, alterasyon minerallerindeki değişimler ile birlikte taban dasitlerinin Na₂O, CaO ve K₂O içeriklerinde görülen değişimlerin birlikte haritalanması ve yorumlanması sondaj çalışmalarını yönlendirmede önemli bir kriter olarak kullanılabilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışma esnasında yardımlarını gördüğü M. T. A. ve Demir Export elemanlarına teşekkürü bir borç bilir.

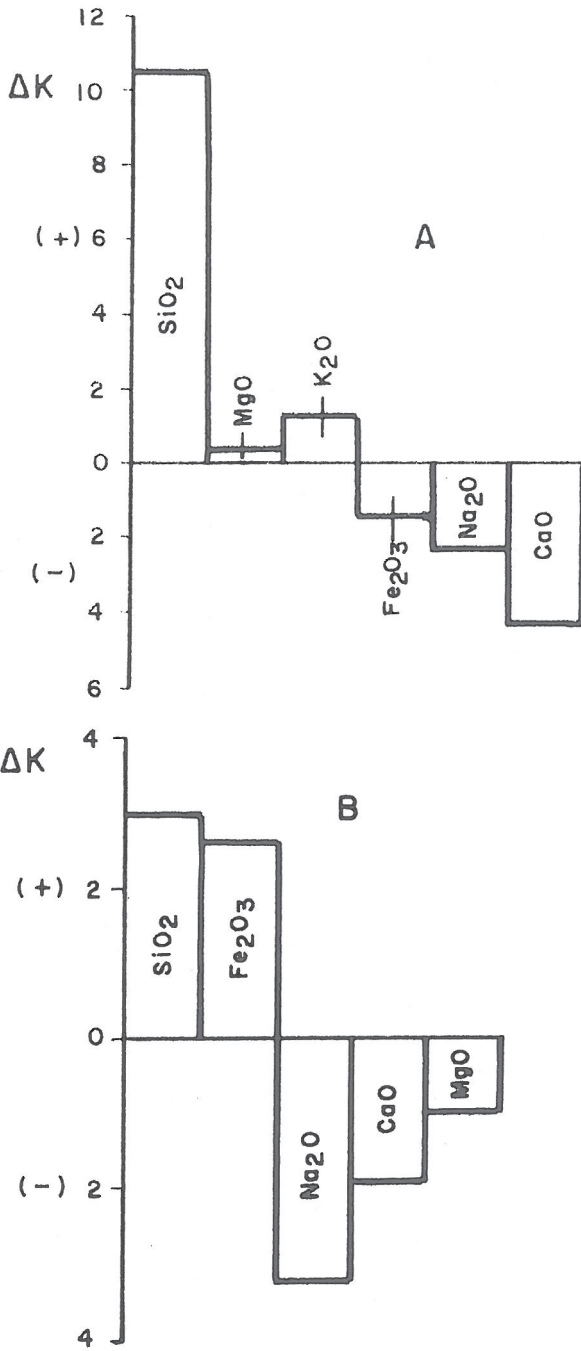
Tablo 3. İsraildere'deki altere olmamış taban dasitlerindeki ana oksitlerin korelasyon matrisi

Table 3. Correlation matrix of major oxides in unaltered foot - wall dacites at İsraildere

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃
Na ₂ O	1	-0.78	-0.67	0.52	-0.01	-0.16	-0.56	-0.26
MgO	-0.78	1	0.79	-0.71	-0.31	0.14	0.48	0.09
Al ₂ O ₃	-0.67	0.79	1	-0.88	-0.42	0.35	0.76	0.31
SiO ₂	0.52	-0.71	-0.88	1	0.45	-0.54	-0.72	-0.40
K ₂ O	-0.01	-0.31	-0.42	0.45	1	-0.13	-0.33	-0.24
CaO	-0.16	0.14	0.35	-0.54	-0.13	1	0.57	0.32
TiO ₂	-0.56	0.48	0.76	-0.72	-0.33	0.57	1	0.62
Fe ₂ O ₃	-0.26	0.09	0.31	-0.40	-0.24	0.32	0.62	1

DEĞİNİLEN BELGELER

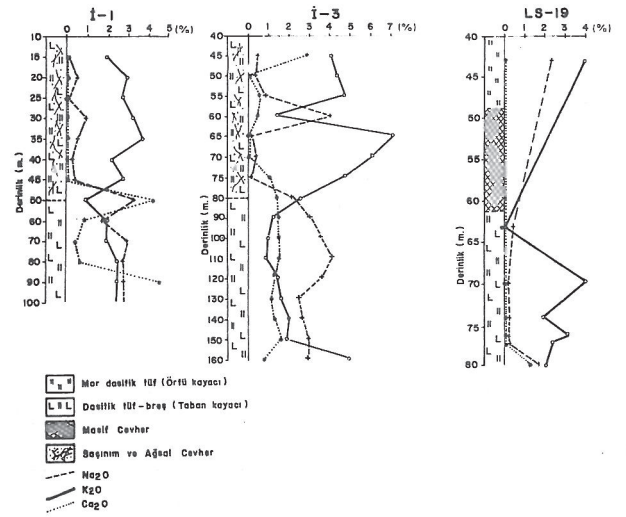
- Altun, Y., 1984, Gresun - Görele ve Tirebolu (Doğu Karadeniz) yöresindeki renkli metal yataklarının karşılaştırılmalı cevher mineralojileri ve kökenleri; Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, 108 s. (yayımlanmamış)
- Barett, T. J., MacLean, W.H., Cattalini, S., Hoy, L. ve Riverin, G., 1991, Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec, III. The Ansil Mine, Can. Jour. Earth Sci., 28, 1699-1730.
- Çağatay, M. N., 1977, Development of geochemical exploration techniques for massive sulfide ore deposits, eastern Black Sea region, Turkey: Doktora Tezi, Londra Üniversitesi, 364 s. (yayımlanmamış).
- Çağatay, M. N. 1993, Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: Examples from Turkey: Econ. Geol., 88, 606-621.
- Çağatay, M. N. ve Boyle D. R., 1977, Geochemical prospecting for volcanogenic sulfide deposits, eastern Black Sea region, Turkey: Geochem. Explor., 8, 49-71.
- Date, J., Watanabe, Y. ve Saeki, Y., 1983, Zonal alteration around the Fkazawa kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan: Econ. Geol. Mon. 5, 365-386.
- Eğin, D., 1978, Polymetallic sulfide ore deposits and associated volcanic rocks from the Harşit river area, NE Turkey: Doktora Tezi, Durham Üniversitesi, 276 s. (yayımlanmamış).
- Eldridge, C. S., Barton, P. B. ve Ohmoto, H., 1983, Mineral textures and their bearing on formation of the kuroko orebodies: Econ. Geol. Mon. 5, 341-281.



Şekil 9. İsraildere (A) ve Lahanos (B) cevherleşmeleri taban dasitlerindeki kimyasal ve kütleli değişimler
Figure 9. Chemical and mass changes in foot - wall dacites at İsraildere (A) and Lahanos (B)

Finlow-Bates, T. ve Stumpf, E. F., 1981, The behavior of the so - called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine - exhalative ore deposits: Mineral. Deposita, 16, 319-328.

Franklin, J. M., Sngster, D. M. ve Lydon, J. W., 1981, Volcanic associated massive sulfide deposits: Econ. Geol. 75 th Anniv. Vol., 485-627.



Şekil 10. İsraildere ve Lahanos cevherleşmeleri taban dasitlerinde yapılmış sondajlarda görülen düşey kimyasal değişimler

Figure 10. Vertical chemical variations of the hydrothermal alteration halo in drill holes at İsraildere and Lahanos

Gibson, H. L., Watkinson, D. H. ve Comba, C. D. A., 1983, Silicification: Hydrothermal alteration of an Archean geothermal system within the Amulet rhyolite formation, Noranda, Quebec: Econ. Geol., 75, 954-971.

Hall, B. V., 1982, Geochemistry of the alteration pipe at the Amulet upper A deposit, Noranda, Quebec: Canad., Jour. Earth Sci., 19, 2060-2084.

Hashiguchi, H., Yamada, R. ve Inoue, T., 1983, Pratical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa kuroko deposits, Akita Prefecture, Jpan: Econ. Geol. Mon. 5, 387-394.

Hemley, J. J. ve Jones, W. R., 1964, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Econ. Geol., 59, 538-569.

Ishikawa, Y., Sagawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976, Delineation of Prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes: Mining Geol., 26, 12-151236.

Lambert, I. B. ve Sato, T., 1974, The kuroko and associated ore deposits of Jpan: A review of their features and metallogenesis: Econ. Geol., 69, 1215-1236.

Lepeltier, C., 1969, A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation: Econ. Geol., 64, 538-550.

MacGeehan, P. J. ve MacLean, W. H., 1980, Tholeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulfide deposits at Matagami, Quebec: Nature, 283, 153-157.