

Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik Skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi

Features and interpretations of the different types of skarn formations of the Akdağmadeni mining district» Yozgat»

AHMET SAĞIROĞLU, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

ÖZ : Akdağmadeni cevherleşmeleri çevresinde gözlenen skarn oluşukları adamellit tipi granitik kayac - bölgesel başkalaşım kay açlar dokanağı, Boyunca gelişmişlerdir. Skarnlaşma hem granitik kayac içerisinde (endoskarn) hemde başkalaşım kayaçlarında (ekzoskarn) gözlenmektedir.

Kenar kuşakları boyunca adamellit içerisinde görülen skarnlaşmanın özellikleri adamellit dokanağında bulunan çevre kay açlarının bileşimi ile yakından ilgilidir. Dolomitik mermerle dokanakta olan endoskarnların mineral topluluğu; manyetit-piroksen - flogopit ve adamellit normalde görülen silikatlarıdır. Kalsitik mermerlerle dokanakta bulunan mağmatik kayacın kenar zonları ise feldspatların sasuritleşmesi ve serisitileşmesi şeklinde metasomatizmaya uğramış ve ayrıca bu zonlarda flogopit oluşmuştur.

Ekzoskarnlar genellikle başkalaşım kayaçlarından karbonatlılar içerisinde gelişmişlerdir ve ilksel kayacın bileşimine bağlı olarak değişik özellikler gösterirler. Saha, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal veriler skarnlaşmanın değişik evrelerde oluştuğunu göstermektedir. Kalsitik mermerlerde metasomatizmanın dört ayrı evresi saptanmıştır: 1) Manyetit-granat-piroksen, 2) Epidot-amfibol, 3) Epidot-klorit ve 4) Muskovit-kaolinit evreleri. Bu dört evre koşulları bir-biri üzerine geldiği gözlenmektedir. Buna rağmen her evrenin mineral topluluğu ayırt edilebilmektedir ve kendine özgüdür. Petrolojik, petrografik ve jeokimyasal veriler, skarnlaşmayı oluşturan çözeltilerin başlangıçta demirce zengin, sıcak ve zaman geçtikçe ayrıca dokanaktan uzaklaştıkça dereceli olarak Al'ce zengin ve daha az sıcak hale geldiğini göstermektedir. O_2 aktivitesi başlangıçta düşüktür ve belkide ısı değişimi nedeniyle zamanla daha da azalmıştır. Diğer taraftan CO_2 aktivitesinin orta değerlerde olmasından dolayı wollastonit, siderit veya grafit oluşmamıştır. Mineral toplulukları bu metasomatizma evrelerindeki sıcaklıkların sırasıyla 600°C, 450-500°C, 400°C ve 300° olduğunu göstermektedir. Böyle yüksek sıcaklıklara ve O_2 ve CO_2 üreten reaksiyonlara rağmen düşük aO_2 ve orta aCO_2 değerleri ancak ortamdan CO_2 ve O_2 nin kaçmasıyla açıklanabilir.

Dolomitik mermerlerde kalsitik mermerlerin ilk üç evresine eşdeğer iki evreli bir metasomatizma görülür: 1) Spinel-forsterit-piroksen-manyetit-flogopit ve 2) serpantin evreleri.

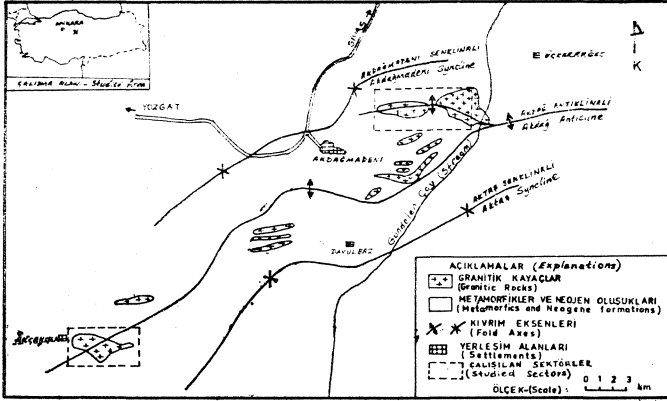
ABSTRACT : Skarn rocks of the Akdağmadeni mining district are located on and around adamellite type granitic rock-regional metamorphic rocks contact. Skarn formations occur both within the granitic rock (endoskarns) and the metamorphic rocks (exoskarns).

The character of the skarn alteration within the marginal zones of adamellite is closely related to the compositions of the country rocks which are in contact with the adamellite. Endoskarns in contact with dolomitic marble have the mineral assemblage of magnetite-pyroxene-phlogopite-and the usual silicates of adamellite. Alteration in the marginal zones of the magmatic rock, in contact with calcitic marble manifests itself as saussuritization, sericitization of feldspars and the presence of phlogopite.

Exoskarns mainly developed within the carbonate rocks of the metamorphic rocks and show different features depending upon the composition of the parent rock. Field, petrographic, mineralogic and geochemical data indicate that the skarn alteration took place in different stages. In calcitic skarns four stages of alteration are identified; 1) *M-g** netit-garnet-pyroxene stage, 2) Epidote-amphibole stage, 3) Epidote-chlorite stage and 4) Kaolinite - muscovite-stage. Apparently conditions of these four stages overlapped, however mineral assemblages of each stage are still distinguishable and characteristic. It is understood from petrologic, geochemical and petrographic data that skarnizing solutions were iron-rich and gradually became aluminum rich and less hot in time and distance from contact. Activity of O_2 was low and became lower probably due to temperature gradient. Activity of CO_2 on the other hand was moderate and consequently neither wollastonite nor siderite and graphite formed. Mineral assemblages indicate that the formation temperatures for the alteration stages were; 600°C, 450-500°C, 400°C and 300°C respectively. The low aO_2 and moderate aCO_2 despite such high temperatures and O_2 and CO_2 producing reactions, can only be explained by the escape of CO_2 and O_2 from the environment. Two step alterations occur in dolomitic marble which correspond to the first three stages of the calcic skarns; 1) Spinel-forsterite-pyroxene-magnetite-phlogopite stage and 2) Serpentine alteration stage.

GİRİŞ

Bu incelemeye konu olan skarnlaşmalar Yozgat ile Akdağmadeni ilçesi çevresinde kurşun-çinko cevherleşmeleri ile birlikte bulunur (Şekil: 1). Bu bölgede birçok granitik pluton daha yaşlı bölgesel başkalaşım kayalarını kesmiş ve dokanaklar boyunca skarnlaşmaya ve cevherleşmeye neden olmuştur. Burada sadece iki cevherleşme sektöründe (Akçakışla ve Akdağmadeni) görülen skarnlaşma incelenmiştir-



Şekil 1. Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş jeolojisi ve çalışılan sektörler (Vache 1963 ten uyarlanmıştır).

Figure I. Generalised geology of the studied area and studied sectors (modified after Vache 1963).

Skarnlaşma ve buna eşlik eden cevherleşme evreleri, ha ünde meydana gelmiş ve ilk evrede ekonomik olmayan maneyit cevherleşmesi oluşmuştur. Daha sonra oluşan Pb - Zn cevherleşmesi ekonomiktir, tarih devirler boyunca işletilmiş ve halen özel bir şirket tarafından işletilmektedir. Bu şirket ortalama tenörlü % 6.7 Zn+ % 5.5 Pb+konsantrasyonda 1400 gr/t Ag (Berkpınar 1979 ve 1980, kişisel görüşme) olan cevheri flotasyonla zenginleştirerek 15 000 ton/yıl konsantre elde etmektedir.

Kırşehir masifi cevherleşme bakımından oldukça zengin olmasına rağmen masifi kapsayan detaylı jeolojik çalışmalar yoktur. Adı geçen madencilik bölgesindeki bölgesel başkalaşım Erkan (1980), Tülümen (1980) ve Sağiroğlu (1982) tarafından incelenmiştir. Cevherleşmelerle ilgili Kovenko (1945) ve Pollak (1958) in prospeksiyon raporları vardır. Vache (1963) in yatakları inceleyen kısa bir çalışması bulunmaktadır. Tülümen (1980) çalışmasında cevherleşmeye kısaca değinmiş ve Sağiroğlu (1982) de cevherleşme ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu makale Akdağmadeni ve Akçakışla sektöründe görülen skarnlaşmayı jeolojik, petrografik, petrolojik ve jeokimyasal olarak inceleyip bir skarnlaşma modeli geliştirmektedir. Bulgular arazi gözlemlerine* jeolojik haritaya, ICPM yöntemleriyle yapılan tüm kayac analizlerine, mikroprob analizlerine («Scanning», «wavelength* ve «energy dispersive» yöntemleriyle) ve XRD incelemelerine dayanmaktadır. Ayrıca bulguların doğruluğu burada detayları verilmeyen sıvı kapanım ve sülfid petrolojisi çalışmalarıyla kontrol edilmiştir.

Skarnlaşma konusunda çok karmaşık bir adlama ve tanımlama olduğundan, karmaşıklıktan kaçınmak için, bu çalışmada adlama ve tanımlamalar tamamen «Glossary of Geology (1980)» de verildiği anlamlarda kullanılmıştır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında, tabanda mika gnays, amfibol gnays, oluşturmaktadır. Akdağ masifinin büyük bir bölümü genç volkanik ve tortul kayalarla kaplıdır ve kristalen tabanın az bir kısmı açığa çıkmıştır. Masif genellikle bölgesel başkalaşım kayaları ve bunları kesen daha genç asitik magmatiklerden oluşmuştur.

Bu yazıya konu olan inceleme sahasında bölgesel oaşkalaşım kayaları, granitik kayalar ve Eosen oluşukları görülmektedir. Ayrıca skarn kayaları ayrı bir grup olarak incelenmiştir (Şekil : 2).

Bölgesel Başkalaşım Kayaları

İnceleme alanında, tabanda mika gnays, amfibol gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşmuş bölgesel başkalaşım kayaları vardır. Bu birimler arasında uyumsuzluklardan bahsedilmektedir (Vache 1963 ve Tülümen 1980) fakat bu çalışmaya konu olan sahada bölgesel başkalaşım kayac birimleri arasında herhangi bir uyumsuzluk görülmemiştir. Nitekim Erkan (1980) de Akdağmadeni cevherleşmeleri civarında başkalaşım kayac birimleri arasında bir uyumsuzluk gözlemediğini bildirmektedir. Bu konu Sağiroğlu (1982) de detaylı olarak tartışılmıştır.

Her iki sektörde de bölgesel başkalaşım kayaların antiklinal kanatlarını oluşturur ve antiklinal merkezine granitik kayac plutonu yerleşmiştir.

Bölgesel başkalaşım kayaları değişik kalınlıklarda (5-10 cm den 1-2 m ye kadar) aralanmışlardır. Bu özellik Çukurmaden ve Alibeypınarı yörelerinde çok açıkça gözlenmektedir.

Bölgesel başkalaşımın oluşum koşulları şöyle özetlenebilir :

1 — Mika gnayslardaki plajiyoklaslar, oligoklas kompozisyonundadır ki bu Turner ve Verhoogen (1960), Turner (1968) ve Miyashiro (1973)'a göre amfibolit fasiyesini gösterir. Gerçi amfibolitlerde plajiyoklasların bileşimi An⁺e kadar çıkmaktadır ama bu Miyashiro (1973) te belirtildiği gibi ortamda kalsitin bulunması nedeniyle. Gnayslardaki plajiyoklasların Or oranı da Sen (1959) un çalışmalarında amfibolit fasiyesinde oluşan plajiyoklaslarda bulunduğu Or oranlarına oldukça yakındır.

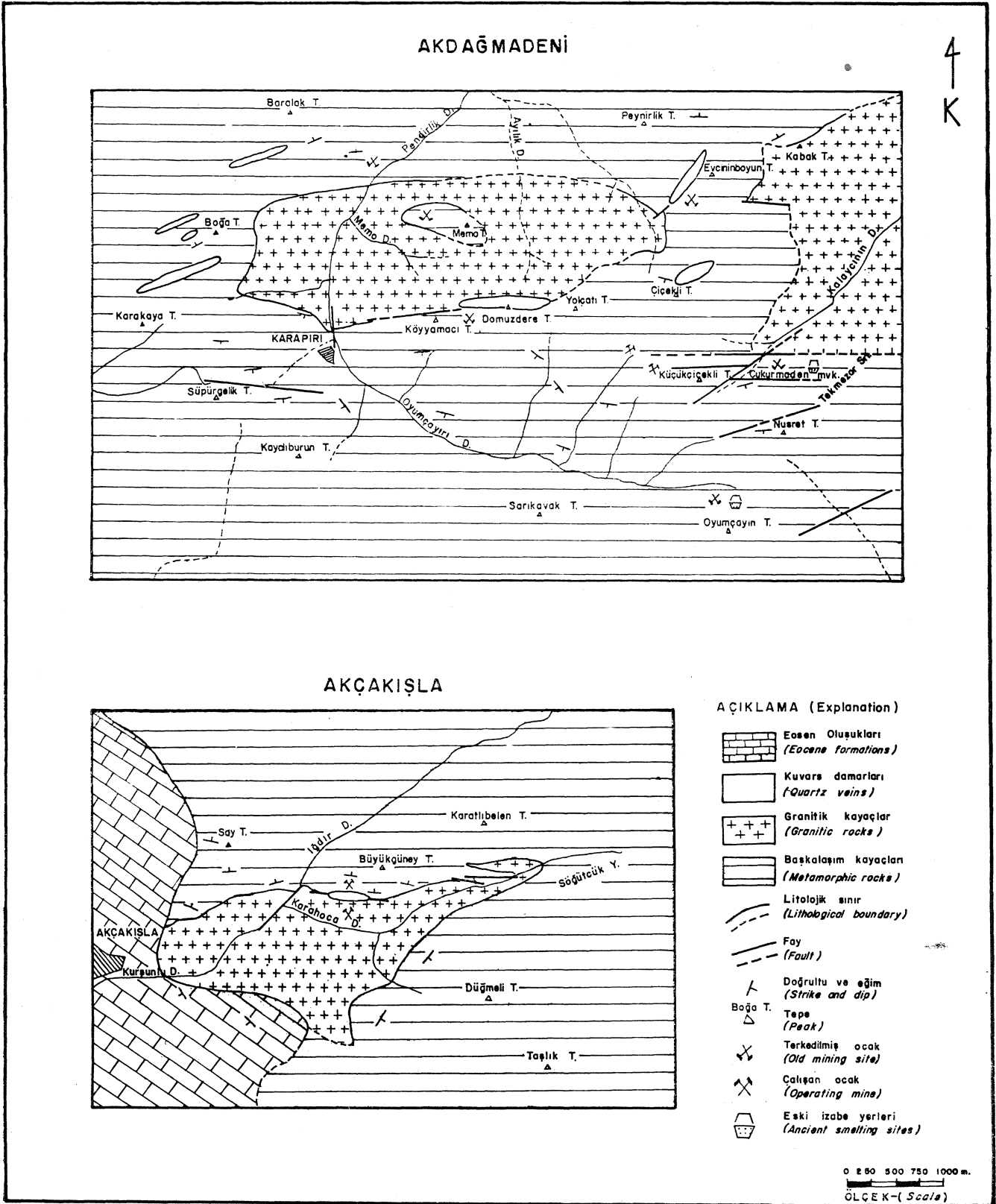
2 — Amfibolit gnaysların hornblendlerinin Ti iyonik oranları Raase (1974) ün çalışmalarında belirlediği orta-yüksek sıcaklık amfibolit fasiyesi oranlarındadır.

3 — Muskovitlerin alkali bileşenleri başkalaşımın yaklaşık 500°C de olduğunu göstermektedir (Bkz Yoder ve Eugster, 1955).

4 — Amfibollerin Al^{iv} —Si iyonik oranları, Raase (1974) ün bulguları esasına göre, başkalaşım basıncının 5 kb do. laylarında olduğunu göstermektedir.

Granitik Kayalar

Granitik kayalar Akdağmadeni sektöründe iki ayrı pluton, Akçakışla sektöründe ise tek bir pluton şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil: 2). Bu plutonlar dışında gerek bölgesel başkalaşım gerekse granitik kayaların kendi içiade 1-2 m çapında dayklar bulunmaktadır. Bu daykların çoğu ana plutonların apofizleri şeklinde gelişmiştir ve ana plutonları oluşturan kayalardan tane boydan dışında pek farklı değildirler. Bazıları ise açıkça çok daha sonraları yer-



Şekil 2. Çalışılan sektörlerin jeolojisi.
Figure 2- The geology of the studied sectors.

leşmişlerdir ve koyu renkli mineral bileşenleri oldukça azdır. Bu dayklar belkide mağma farklılaşmasında daha sonraki evrelerini temsil etmektedirler.

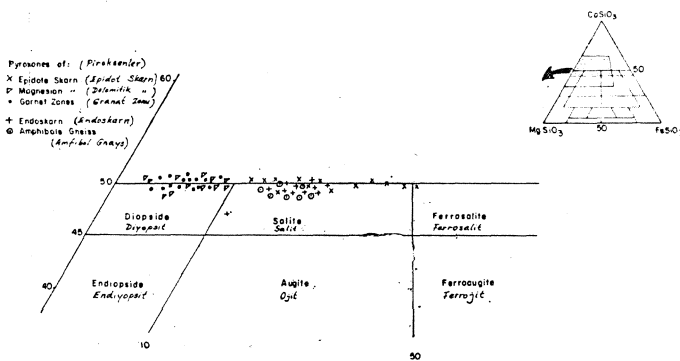
Harpum (1963) sınıflaması esasına göre granitik kayalar Adamellitir. Modal sınıflamalara göre (örneğin IUGS, 1975 ve Williams ve diğerleri, 1954) ise bu kayalar kuvars monzonit grubuna girmektedir ki bilindiği gibi adamellit ve kuvars monzonit eş anlamlıdır. Atherton ve Tarney (1979) nin koyduğu ölçütlere göre çalışma sahasında bulunan granitik kayalar I-tip'tir.

i Granitik kayalarda üç tip doku gözlenmektedir: 1) yaygın doku, 2) porfirik doku ve 3) dayk ve kenar zonlarda görülen doku. Birinci tip doku plutonların esasını oluşturan kısımlarda gözlenmektedir ve 2-3 cm tane iriliğindeki açık tuğla renkli ortoklas fenokristallerinin 3 mm kadar irilikteki plajiyoklas, kuvars ve biyotit veya hornblend taneleri tarafından kuşatılması şeklindedir. Ayrıca az olarak manyetit apatit ve sfen bulunur. Porfirik doku Akdağmanlı batolitlerinin kuzey sınırları boyunca gözlenir ve bu dokudaki kayalar iki farklı tane iriliğindeki kristallerden oluşmuşlardır. Bunlardan 2-3 mm tane iriliğinde olan, kristal kenarları boyunca yuvarlaklaşmış, çatlaklı feldspat, kuvars ve biyotit taneleri gene aynı minerallerin 0.5 mm kadar irilikteki küçük kristalleri ile çevrilmiştir. Bu doku «mortar» dokusu olarak sınıflandırılabilir. Gerçekten de bu tip kayadaki kuvarslar kuvvetli basınç belirtisi gösterirler. Üçüncü tip birinci tipten sadece tane iriliği bakımından farklıdır ve plutonların kenar zonlarında ve dayklarda görülen bu tip dokulu kayalarda kristal tane iriliği 2 mm den daha azdır.

Granitik kayalar batolitlerin kenarları boyunca metasomatizmaya uğrayarak özgün özellikleri olan endoskarların oluşturmuşlardır. Endoskarlar ilerde daha detaylı verilecektir.

YAPISAL JEOLJİ

Bu çalışmaya konu olan her iki sektör de kabaca KD-GB doğrultusunda uzanan Akdağ antiklinali ile ilişkilidir (Şekil: 1). Fakat Akdağ antiklinali doğrultusundaki ufak değişimlerden ötürü her iki sektöre de tabaka doğrultulan KB-GD dur. Çiçeklitepe çevresinde olduğu gibi yoğun olarak faylanmış yörelerde tabaka doğrultuları bu genelden oldukça farklılıklar gösteriler. Tabakaların eğimi Akdağmadeni sektöründe 35-45° ve Akçakışla sektöründe 50-55° dir.



Şekil 3_B Çalışma sahası kayalarında gözlenen klinopyroksenlerin kompozisyonları.

Figure 3. Compositions of the clinopyroxenes from various rocks of the studied area.

Madencilik bölgesi yoğun olarak faylanmıştır. Vache (1963) fay düzlemleri yönlemleri ve soğuma çatlakları ölçümlerini analiz ederek ana fay doğrultusunun 70-80° ve ikinci derecedeki doğrultusununsa 150-160° olduğunu bulmuştur. Bu yazıya konu olan çalışma sırasında yapılan 100 den fazla fay ölçümü Vache'nin bulgularına uymaktadır. Bu faylanma yapısı Kırşehir masifi kuzey doğusunun veya Akdağ masifinin Baykal (1945) ve Ketin (1963) tarafından tanımlanan genel tektonizmasında da uymaktadır.

Fay zonlarının bu çalışmanın konusu olan skarnlaşmada ve sülfid çökmesinde çok önemli yerleri vardır. Fay zonları boyunca ilerleyen çözeltiler önce skarnlaşmaya daha sonra da cevherleşmeye neden olmuşlardır. Nitekim en kapsamlı skarnlaşmalar yoğun olarak faylanmış yörelerde gelişmiştir. Böyle yörelerde, örneğin Çiçeklitepe ve Çukurmaden yöreleri, cevherleşmelerde önemli boyutlara ulaşmışlardır.

Tabaka doğrultu ve eğimleri de skarnlaşmada ve dolayısıyla cevherleşmede önemlidirler. Tabakalanmanın plutonlara dik olduğu yerlerde ve eğim açısının az olduğu yerlerde çözeltiler tabaka yüzeyleri boyunca ilerliyerek skarnlaşmaya ve cevherleşmeye neden olmuşlardır. Aksi koşullarda, Akçakışla sektöründe olduğu gibi, bu oluşumlar çok dar bir kuşakta gelişmişlerdir.

SKARN OLUŞUKLARI

Skarn oluşukları her iki sektörde de granitik plutonların çevresini saran bir kuşak şeklindedir. Bu skarn kuşağının kalınlığı litolojiye ve yapıya bağlı olarak değişmektedir. Granitik kayalar dokanağdaki mermerler, bekleneneği gibi, skarnlaşmaya dokanadaki gnays ve amfibolitlerden daha elverişlidir ve skarnlaşma mermerlerde büyük boyutlara ulaşmıştır. Sahada bu gelişmeye sayısız örnekler vardır: Örneğin Karapiri kuzeyinde gnayslarda skarnlaşma yok denecek kadar az geliştiği halde hemen yanbaşıdaki mermerler büyük ölçüde skarnlaşmış ve cevherlidirler. Yapı-skarnlaşma ilişkisi daha önce verilmişti ve bu olguya bir çok örnek vermek olasıdır.

Granitik kayalardaki skarnlaşma makroskobik olarak ayırtedilmediğinden sahadaki yayılım ancak dokanağa dik olarak alınan sistematik kayalar örneklerinin kimyasal analiz ve petrografik incelenmesiyle ortaya çıkmıştır. Fakat Sistematik örnek alımı sınırlı olduğundan skarnlaşmanın yayılımını ancak kabaca tahmin etmek olasıdır. Üç değişik sistematik örnek doğrultusunda skarnlaşmanın etkinliğinin dokanaktan 20-30 m içlere kadar olduğu gözlenmiştir.

Akdağmadeni bölgesinde incelenen iki sektördeki skarn kayaları şöylece sınıflanabilir:

A — Endoskarlar, mağmatik kayalarda görülen skarnlaşma.

B — Ekzoskarlar; mağmatik kayaların içine sokulduğu kayalardaki skarnlaşmalar.

1 — Dolomitik mermerlerde görülen skarnlaşma.

2 — Kalsitik mermerlerde görülen skarnlaşma

a) Manyetit-granat-piroksen kuşakları.

b) Epidot-amfibol kuşakları

c) Epidot-klorit kuşakları,

d) Kaolinit-muskovit oluşukları.

Endoskarlar

Plutonların kenar zonları boyunca gelişen endoskarlar, mağmatik kayalar dokanakta bulunan mermerlerin bileşimine göre iki değişik şekilde gözlenir: dolomitik mer-

	Piroksen (Pyroxene) (16)		Mika (Mica) (31)		Manyetit (Magnetite) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	48.51-51.80	50.22 \pm 1.28	37.90-40.54	39.39 \pm 1.09	0.00-0.45	0.22 \pm 0.21
TiO ₂	0.00-1.27	0.52 \pm 0.52	1.45-4.19	2.58 \pm 0.91	0.54-0.63	0.08 \pm 0.11
Al ₂ O ₃	0.00-3.71	1.82 \pm 1.61	11.76-13.81	12.68 \pm 0.68	0.00-0.21	0.58 \pm 0.04
Fe ₂ O ₃	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)
FeO	4.41-11.13	0.28 \pm 2.66	5.98-16.00	13.61 \pm 3.25	92.40-93.44	92.83 \pm 0.43
MnO	0.00-0.44	0.30 \pm 0.14	0.22-0.79	0.48 \pm 0.21	0.00-0.21	0.12 \pm 0.11
MgO	10.50-14.80	12.42 \pm 1.75	14.27-22.24	16.75 \pm 2.54	0.00-0.14	0.03 \pm 0.06
CaO	22.27-24.95	23.52 \pm 1.11	-	-	-	-
Na ₂ O	0.00-1.48	0.79 \pm 0.60	0.00-0.91	0.17 \pm 0.34	-	-
K ₂ O	-	-	9.65-10.63	10.06 \pm 0.35	-	-

Çizelge 1- Endoskarn minerallerinin kimyasal bileşimleri.

Table I. The chemical compositions of the endoskarn minerals.

CD : Analiz sayısı - (Number of analysis).

(II) : Toplam demir Fe⁺ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺).

R : Değişim aralığı - (Range).

 $\bar{x} \pm SD$: Ortalama değer ve standard sapma - (Mean value and standard deviation).

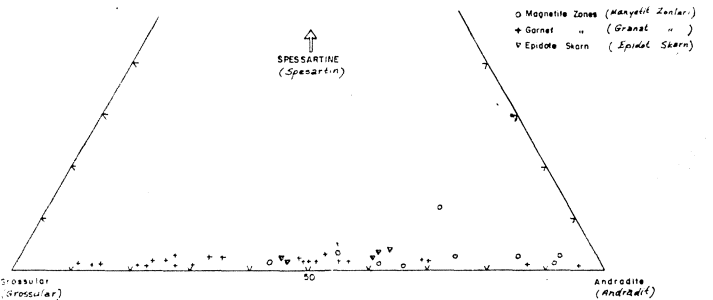
mer dokanağmdaki skarnlaşma ve kalsitik mermer dokanağmdaki skarnlaşma.

Birinci şekilde kayaçta adamellit normal mineral topluluğuna ek olarak kayaç hacminin % 20'sine kadar varan klinopiroksen, % 5'e kadar ulaşan manyetit varur, Kuvars miktarı artmış mika-hornblend miktarları azalmıştır. Klinopiroksenler salit bileşimindedir (Şekil 4 ve Çizelge 1) ve genellikle hornblend veya artık flogopit bileşimindeki biyotit kalıntılarını çevrelemektedirler. Bu ilişki salitin hornblend ve biyotitten türediği şekilde yorumlanabilirse de böyle bir yorum ancak kısmen doğru olabilir. Çünkü sabit miktarı adamellit toplam mafik minerallerinden çok daha fazladır ve ayrıca ortama Ca girmesi gerekir. Bu nedenle Ca ve Mg zenginleşmesinin kaynağı olarak mermerler düşünülmelidir. Fe zenginleşmesinin kaynağı magma olmalıdır. Çünkü bu skarnlaşmanın görüldüğü yerlerde dokanakta demirce zengin kayaç veya mineral topluluğu yoktur. Fakat Fe daha derinlerdeki dokanaklar boyunca yan kayaçlardan mobilize edilmiş olabilir.

Kalsitik mermerlerle dokanakta olan magmatik kayaçtaki alterasyon feldispatların serizitleşmesi ve sasuritleşmesi şeklinde kendini gösterir ki bu açıkça Ca metasomatizmasının bir sonucudur.

Bu iki tip dışında, granitik plutonların kenar zonları boyunca her yerde görülen daha genel bir değişme olgusu vardır. Bu olgu kendini biyotit yerine flogopit varlığı ve ortoklas fenokristallerinin kenarları boyunca oligoklas kabuğu ile çevrelenmiş olmasıyla gösterir (Levha 1-1). Ortoklas kristalleri çevresinde görülen buna benzer bir de-

ğişim Cornwall, İngiltere'deki Shap granitlerinde, izlenmiştir ve William ve diğerleri (1954) bu değişimi kısmen katılmış magmanın andezitik yan kayacı özümlemesiyle açıklamaktadırlar. Çalışma sahasında bazik kayaç olarak sadece amfibolit ve amfibol gnays bulunmaktadır, halbuki tanımlanan değişim mermer-granitik kayaç dokanaklarında gelişmiştir. Bu nedenle Akdağmadeni magmatiklerinde görülen alterasyona Ca metasomatizmasının neden olduğunu düşünmek daha yerinde olur. Oligoklaslaşma için gerekli Na ise ertoklasın kendi bünyesinde var olduğu gibi serizit-



Şekil 4. Kalsitik skarn zonlarına görülen granatların kompozisyon değişimi.

Figure 4. The compositional variation of the garnets from the calcitic skarn zones-leşme ve sasuritleşme sonucu ortamda serbest hale gelen Na dan da sağlanmış olabilir.

Mikalar dokanağa yakın kısımlarında Mg ca zengin flogopit bileşimindedirler. Batolitlerin içlerine doğru mikaların Mg bileşenleri dereceli olarak azalmakta ve Fe bileşenleri de dereceli artmaktadır (Şekil 5). Plutonların iç kısımlarında mikalar biyotittir, Görüldüğü gibi Mg zenginleşmesinin kaynağı açıkça yan kayalardır. fSkzoskamlajr

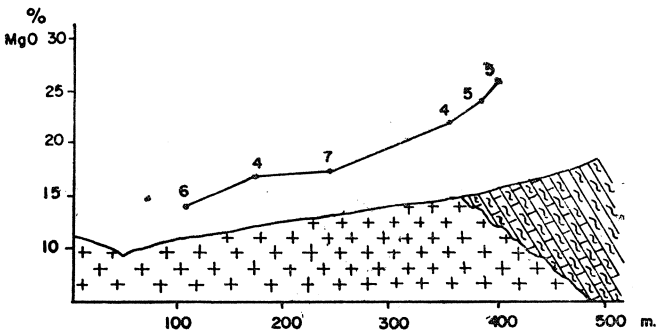
Dolomitik Mermerlerdeki Skamlama, İnceleme sırasında dolomitik mermerler çok az olduğundan bu tip ^karnlaşmaya ender olarak rastlanır. Dolomitik skarnlaşmanın en güzel örneği Akçakışla sektöründe açık işletmenin kuzeyinde görülür.

Dolomitik skarnlar esas olarak kalsit ve dolomit kristallerinden oluşmuştur. Kalsit kristalleri arasında iri taneli (2-3 mm) spinel, manyetit, forsterit, klinopiroksen kristalleri ve flogopit levhacıkları bulunur.

Skarn minerallerinin miktarı ve tane iriliği adamellit dokanağmdan uzaklaştıkça azalmaktadır. Bu konuda bazı düzensizlikler görülürse de bu düzensizlikler tabaka düzlemleri boyunca çözeltilerin daha kolay dolanımından kaynaklanmaktadır.

Forsterit yuvarlakça, iri (2-3 mm) kristaller şeklinde bulunur ve fazlaca serpantinleşmiştir. Serpantinleşmeye hemen hemen her yerde oldukça küçük taneli fakat öz şekilli manyetit oluşumu eşlik etmektedir (Levha 1-2). Spineller yeşilimsi-kahverengimsi taneler şeklinde görülür ve sev' o nit-pleonaste bileşimindedirler. Manyetit kristalleri irice, yuvarlakçadır ve içerdiği çok sayıda spinel ayrılımları nedeniyle benekli bir görünümü vardır. Aynı türden spinel ayrılımları manyetit tanelerinin kenarları boyunca da görülür (Levha 1-3). Bu ayrılımlar açıkça katı ayrılımlardır ve soğuma sırasında ayrılarak manyetit kristallerinin içlerinde ve kenarları boyunca yerleşmişlerdir. Piroksenler diyopsit bileşimindedirler (Çizelge 2) ve dilinim yüzeyleri boyunca zayıfca serpantinleşmişlerdir. Flogopit kıymıklar şeklinde bulunur ve rensizden kahverengine değişen renklerde gözlenir.

Flogopit dışındaki dolomitik skarn minerallerinin bileşimi dokanakta oldukça karmaşık şekildedir (Şekil 6). Şekilde görüldüğü gibi dokanaktan uzaklaştıkça bu karmaşıklık azalmakta ve mineraller kimyasal formüllerine uygun bir şekil almaktadırlar. Dokanaktan uzaklaştıkça mineral

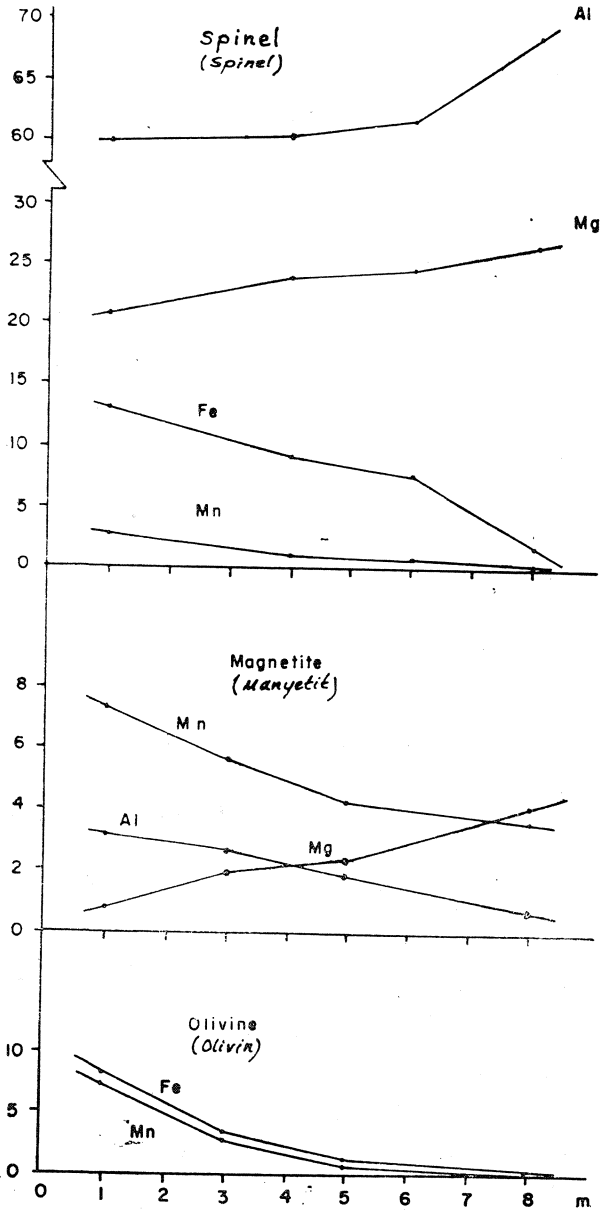


Şekil 5. Eksoskarn ve granit mikalarının MgO bileşenleri değişimi Eğri üzerindeki numaralar ortalaması alınan analiz sayısını göstermektedir.

Figure 5. The variation of MgO contents of the micas from granite and exoskarn. The figures are the number of analyses whose average shown.

kimyasal yapılarının sadeleşmesi bu olguda sıcaklığın etkisini açıkça ortaya koymaktadır. Rao ve Rao (1973) ve Rumble (1976) mağmatik kayac dokanaklarında gelişmiş böyle karışık kimyasal yapıda skarn minerallerini tanımlamaktadırlar. Yüksek sıcaklık nedeniyle elementlerin aktiviteilerinin yüksek olması ve dolayısıyla bu tür karmaşık kimyasal yapıdaki minerallerin oluşması beklenir.

Zharikov (1970) değişik ortam ve koşullarda gelişmiş skarn oluşumlarında gözlenen flogopitlerin alüminyum katsayısı (aluminousness) $al = Al^{IV} / (Si + Al^{IV}) + (Fe^{IV} + Mg + Ti + Al^{IV})$ ve demir katsayısı (ferruginousness) $f = Fe^{IV} / (Fe^{IV} + Mg)$ arasındaki ilişkileri incelemiş ve benzer koşullarda gelişen



Şekil 6. Dolomitik skarn minerallerinin dokanaktan uzaklığa göre kompozisyon değişimleri.

Figure 6. The compositional variations in various magnesian skarn minerals, relative to the distance from the contact.

	Olivin (Olivine) (16) (I)		Serpantin (Serpentine) (9)		Piroksen (Pyroxene) (25)		Flogopit (Phlogopite) (21)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	37.60-40.75	39.29±1.06	37.27-40.36	39.05±1.15	48.84-53.51	51.33±1.46	36.01-39.82	38.36±1.22
TiO ₂	0.00-2.25	0.08±0.08	-	-	0.00-0.26	0.05±0.10	0.33-1.50	0.67±0.34
Al ₂ O ₃	-	-	0.00-3.49	1.17±1.25	0.00-5.75	2.46±2.02	12.92-16.98	15.02±1.35
Fe ₂ O ₃	(III)	(III)	1.61-10.97	4.92±3.49	(III)	(III)	(III)	(III)
FeO	0.51-8.83	4.78±4.00	(II)	(II)	1.58-4.48	3.41±1.03	0.22-5.14	2.82±1.68
MnO	0.00-8.61	4.04±3.86	0.00-3.35	1.44±1.27	0.00-1.64	0.74±0.66	0.00-0.86	0.26±0.31
MgO	43.67-55.70	49.69±5.94	32.79-37.86	35.16±2.14	13.54-17.85	15.28±1.30	22.54-26.25	24.32±1.42
CaO	0.00-0.47	0.26±0.19	0.00-0.78	0.27±0.29	24.58-25.69	25.17±0.32	0.00-0.33	0.14±0.15
Na ₂ O	-	-	-	-	0.00-1.11	0.34±0.50	0.75-1.60	0.92±0.26
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	7.99-10.61	9.78±0.94

	Spinel (Spinel) (35)		Manyetit (Magnetite) (30)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	0.00-0.27	0.06±0.12	0.00-0.40	0.23±0.11
TiO ₂	0.00-0.73	0.18±0.24	0.38-5.81	1.04±1.68
Al ₂ O ₃	57.03-68.33	63.67±2.83	0.00-6.76	2.71±2.14
Fe ₂ O ₃	* (III)	(III)	(III)	(III)
FeO	2.32-11.42	7.55±3.34	73.07-87.70	81.57±4.26
MnO	0.00-3.48	1.19±1.39	2.38-8.06	6.07±1.83
MgO	21.10-27.21	23.89±2.42	1.72-6.91	3.48±1.61
CaO	0.00-4.22	0.56±1.38	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-

Çizelge 2. Dolomitik skanı minerallerinin kimyasal bileşimleri.

Table 2. The chemical compositions of the Magnesian skarn minerals.

- (I) : Analiz sayısı - (Number of analysis)
 (II) : Toplam demir Fe⁺ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺).
 (III) : Toplam demir Fe⁺* olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺*).
 E : Değişim aralığı - (Range)
 X + SD : Ortalama değer ve standart sapma - (Mean value and Standard deviation).

skarnlarda bu değerlerin çok dar bir alanda değiştiğini saptanmıştır. İnceleme sahasındaki dolomitik skarn flogopitlerinin f ve al bileşenleri, Zharikov tarafından magmatizma sonrası hipabisal derinliklerde oluşup bozunmuş skarnlar diye tanımlanan alana düşmektedir (Şekil 7). Skarnların oluştuktan sonra bozunmaya uğradığını gösteren mikroskobik ve jeokimyasal veriler de vardır. Ama derinlik, dolayısıyla basıncı belirten veriler pek azdır.

Kalsitik Skarnlar. Kalsitik mermerle, içinde görülen skarn oluşumları birbirinden farklı özellikteki kuşaklar içinde görülür. Sahada bu kuşakların birbirleriyle olan ilişkileri pek açık olmamasına rağmen kaba bir sıralanmayı gözlemek olasıdır. Bu kuşaklar manyetit kuşağı, granat-piroksen kuşağı, epidot-amfibol kuşağı ve epidot-klorit kuşağıdır. Aslında manyetit zonlarında bile klorit gibi bağlı olarak düşük sıcaklık minerallerini gözlemek olasıdır. Fakat bu skarnlaşmanın birçok evrelerde gelişmesi ve dolayısıyla ilk evrenin ürünü skarn oluşuklarının daha sonraki evrelerde bozunması nedeniyledir.

Manyetit Kuşakları. Manyetit kuşakları Akçakışla sektöründe dokanak boyunca 0.50-2,00 m arasında değişen kalınlıkta ve Köyyamacı T. de fay düzlemleri boyunca 10-15 cm kalınlıkta gelişmiştir. Köyyamacı Tepe'de manyetit cev-

herleşmesi faylanma yüzeyleri ve çentikleri içerirler. Bu nedenle manyetit cevherleşmesinin faylanmadan önce gelişmiş olması gerekir.

Manyetit kuşaklarının kayaçları mikroskobik olarak, 1-2 cm uzunlukta ve ışınal yerleşmiş manyetit levhaları ve manyetit taneleri arasında açık kahverenkli granat* renk* siz klinopiroksen, açık sarı epidot, kalsit ve kuvars gözlenir. Çok az olarak anortit de izlenmiştir. Granatlar zonludur ve kuvvetli anomali anizotropi gösterirler. Bileşimleri Ad₄₁₋₈₇ arasında değişirse de altere olmamış kısımlarda düzenli ve bileşimleri (Ad₈₅ dolaylı) vardır (Çizelge 3). Klinopiroksenler genellikle kuvvetlice bozunmasma rağmen mikroprob analizleri diyopsit bileşiminde olduklarını göstermektedir. Epidotlar da yer yer kuvvetlice bozunmuşlardır. Bozunmaya uğramayan epidotların pistasit mol fraksiyonu (Ps₁ 35 dolayındadır).

Granat-Piroksen Kuşakları. Bir iki metre kalınlıktaki granat zonları Akçakışla sektöründe adamellit dokanağma yakın yerlerde ve kalsitik mermerler içinde gözlenir. Ayrıca Akdağmadeni sektöründe Memo tepe'de ve Çiçeklitepe-Evcininboyun Tepe arasında 2-3 m kalınlıkta kuşaklar şeklinde görülürler. Çoğu yerde tabakalanmayı kesen doğrultular da geliştiklerinden litolojik olarak değil de kırılma tarafından kontrol edilmiş olmaları gerekir.

	Granat (Mz) (Garnet)(Mz) (23) ⁽¹⁾		Granat (GPz) (Garnet)(GPz) (27)		Granat (EAz) (Garnet)(EAs) (22)		Piroksen (GPz) (Pyroxene)(GPz) (18)		Piroksen (EAz) (Pyroxene)(EAs) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	34.43-37.73	35.79±1.05	35.03-38.43	37.25±1.01	35.23-36.39	35.63±0.42	52.13-54.67	53.82±0.69	50.69-53.50	52.27±0.95
TiO ₂	0.00-0.64	0.18±0.18	0.00-1.83	0.45±0.40	0.50-0.79	0.64±0.14	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.51-12.13	5.51±4.40	0.78-16.82	12.58±4.65	8.60-13.97	11.56±2.02	0.00-2.13	0.88±0.62	0.00-1.45	0.53±0.43
Fe ₂ O ₃	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)
FeO	12.50-28.64	21.83±6.22	3.28-27.34	11.45±7.12	10.75-17.47	13.63±8.51	1.95-7.50	3.36±1.72	2.98-9.37	7.09±1.73
MnO	0.56-1.97	1.14±0.48	0.00-1.16	0.54±0.32	0.58-2.13	1.21±0.51	0.00-3.84	0.87±1.08	0.25-8.72	3.58±3.49
MgO	0.00-0.26	0.03±0.08	0.00-3.31	0.89±1.21	0.00-0.24	0.09±0.14	11.29-16.71	15.33±1.64	8.30-15.95	11.41±2.27
CaO	31.33-34.65	33.20±1.14	33.73-36.61	35.20±0.69	33.14-35.54	34.60±0.99	23.14-26.23	25.58±0.84	22.39-25.71	24.52±1.05
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.00-0.85	0.15±0.32	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	Epidot (Epidote)(Mz) (17)		Epidot (Epidote)(GPz) (6)		Epidot (Epidote)(EAz) (36)		Epidot (Epidote)(ECz) (15)		Epidot (Epidote)(ECz) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	36.50-37.96	37.10±0.44	37.14-37.86	37.49±0.29	35.82-38.26	37.32±0.64	36.24-38.87	37.68±0.97	27.33-30.29	28.70±0.55
TiO ₂	0.00-0.37	0.13±0.13	0.00-0.35	0.14±0.13	0.00-0.29	0.08±0.10	0.00-0.36	0.15±0.15	0.00-0.15	0.10±0.07
Al ₂ O ₃	19.52-26.49	22.04±1.99	20.57-24.17	21.92±1.43	20.71-24.13	22.52±1.02	22.12-26.45	24.11±1.44	14.37-16.89	15.61±1.88
Fe ₂ O ₃	8.18-18.34	14.71±3.13	11.62-16.28	14.81±2.04	11.81-16.01	14.09±1.14	8.46-14.26	10.94±1.94	18.71-22.84	20.86±1.38
FeO	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)
MnO	0.00-0.73	0.29±0.25	0.25-0.39	0.33±0.06	0.14-1.13	0.48±0.32	0.19-2.04	0.76±0.65	2.27-4.91	2.89±0.92
MgO	0.00-0.34	0.16±0.17	0.00-0.40	0.20±0.22	0.00-0.33	0.10±0.14	0.00-0.39	0.13±0.17	16.49-19.28	17.79±0.94
CaO	23.12-23.94	23.46±0.25	23.12-24.43	23.63±0.46	22.06-23.65	23.10±0.53	20.76-23.91	22.81±1.12	0.12-0.47	0.25±0.11
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00-1.06	0.41±0.40
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 3. The Chemical Compositions of The Calcitic Skarn Minerals.

(I) : Analiz sayısı - (Number of analysis).

(II) : Toplam demir Fe⁺³ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺³).(III) : Toplam demir Fe⁺² olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺²).

R : Değişim aralığı - (Range).

 $\bar{x} \pm SD$: Ortalama değer ve standart sapma - (Mean value and standard deviation).

Mz : Manyetit kuşağı - (Magnetite zone) -

GPz : Granat - Piroksen kuşağı - (Garnet - proxene zone).

EAz : Epidot - amfibol kuşağı - (Epidote - amphibole zone).

ECz : Epidot-klorit kuşağı - (Epidote - chlorite zone).

Granat-piroksen zonlarının ana bileşeni iri (2-3 cm) taneli öz şekilli kuvvetli anizotropi şeklinde anomali gösteren zonlu (Levha I-4) ve bileşimi andradit-grossular-hidrogrossular (Ad₁₂₋₉₃) arasında değişen granatlarıdır (Çizelge 3). Granatların bileşimleri ile renkleri arasında bir ilişki vardır ve andradit, grossular, hidrogrossular granatlar sırasıyla açık kahve, zeytin yeşili ve açık zeytin yeşili renktedirler. Granatların MgO bileşeni yüksektir (% 3-5 MgO' a kadar) ve bu genellikle yüksek sıcaklık belirtisi olarak kabullenilir (Bkz Deer ve Diğerleri, 1962). Granatlar çok karmaşık ikizlenmeler gösterirler. Granat taneleri boyunca yapılan «Scan» profilleri taneler içinde bileşim değişimi

olmadığını göstermektedir. Bu da, kuvvetli zonlanma, anomalik anizotropi ile birlikte metasomatik bir kökeni belirler. Granatın türü de bunu doğrulamaktadır. Bütün bu nedenlerden ötürü granatlar bölgesel başkalaşım kökenli olmazlar.

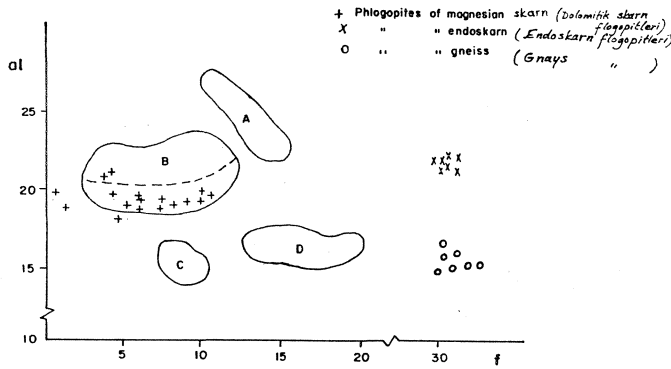
Granat zonlarında görülen piroksenler iri taneli (2-3 mm) renksizdirler ve ağırlıkça % 0.00-13.00 Al₂O₃ içerirler. Yüksek Al bileşimliler fassait ve düşük Al içerenler diyop[^]sittirler. Ama % 6-7 Al[^]O[^] gibi değerlere sahip olanlar fassait veya diyopsit olabilir. Deer ve diğerleri (1978) de belirtildiğine göre bu iki mineral birbirine geçiş göstermektedir. Bazı deneysel çalışmalar piroksenlerin Al₂O₃ bileşiminin

değişen basınçla arttığını (1 kbar. da ağırlıkça % 14 Al_2O_3 ve 18 kbar da % 19) göstermişse de (Bkz Deer ve diğerleri 1978) çalışılan sahada böyle büyük basınçlar ve özellikle bu tür basınç değişimlerini gösteren hiç bir belirti yoktur. Bu nedenle basınç dışında etkenler aramak gerekir ki bu da doğal fassaitler üzerinde çalışanlara göre (Rao ve Rao, 1970) Al ve Si iyonlarının ortamdan almabilirliği diğer bir deyişle aktiviteleridir. Piroksenlerin MnO bileşenleri ağırlıkça % 4.00'e kadar çıkmaktadır. Sovyet araştırmacılar skarn tipi yataklarda görülen piroksenlerde böyle yüksek MnO değerleri izlemişlerdir (Bkz Zharikov ve Vlasova, 1955) •

Epidot bağımsız taneler veya granat taneleri kenarları boyunca iğnemi bozunma ürünü olarak gözlenir- Ps değerleri 37 den 16 kadar düşmekte ise de altere olmamış kı-sımlarda 30 dolaylarındadır (Tablo 3).

Amfiboller piroksenlerden dönüşmüşlerdir. Az olarak kuvars ve ortoklas da bulunur.

Epidot-Amfibol Kuşakları. Kalsitik skarnların en kalın kuşakları olan epidot-amfibol zonları Akdağmadeni sek-töründe yaygın olarak gelişmiştir. Bu tip skarnların mine-



Şekil 7. Çalışma sahasının değişik kayaçlarında gözlenen flogopitlerin f ve al bileşenlerinin Zharikov (1970) sınıflamasına uyarlanması.

- A : Yarı derinlikte ve mağmatik evrede oluşmuş bozunmuş skarnlar,
 B : Mağmatik evrede oluşmuş ve bozunmuş skarnlar (üst bölüm), mağmatik evre sonrası oluşmuş ve bozunmuş skarnlar, (alt bölüm),
 C : Mağmatik evrede ve derinlerde oluşmuş bozunmuş skarnlar,
 D : Mağmatik evrede ve derinlerde oluşmuş bozunmuş endoskarnlar.

Figure 7. Ferruginousness (f) and aluminousness (al) of the flogopites from the various rocks of the studied area, plotted on Zharikov (1970)'s classification diagram.

- A : Altered skarns of magmatic stage and hypabyssal facies,
 B : Altered skarns of magmatic stage (upper portion), Altered skarns of postmagmatic stage (lower portion),
 C : Altered skarns of magmatic stage and abyssal facies,
 D : Altered endoskarns of magmatic stage and abyssal facies.

rai topluluğu epidot, amfibol, kuvars, sfen, apatit, granat, piroksen, hematit ve ortoklasdır.

Epidot-amfibol kuşakları sülfid cevherleşmelerinin önemli kısmını içerirler. Fakat cevherleşmeler çevresindeki alterasyon daha değişik olduğundan bu kuşaklar ayrı bir başlık altında incelenmiştir.

Epidot-amfibol kuşaklarında görülen epidot açık sarı renkli, prizmatik, çoğu yerde ışınal ve tane boyu orta-iri (1-3 mm) dir. Ps değerleri burda da geniş bir aralıkta değişmektedir (20-33) (Tablo 3). Fakat bu değişim gene değişik aşamalarındaki alterasyonların üst üste gelmesindedir. Nitekim grandit granat-piroksen-epidot-kuvars mineral topluluğundaki epidotların bileşimi çok az değişmektedir (Ps=33 q12). Epidot amfibol-kuvars-sfen mineral topluluğunun Ps değerleri 25 dolayındadır. Bu ikinci mineral topluluğu epidot-amfibol kuşaklarının belirgin mineral topluluğudur. Birinci topluluk granat-piroksen oluşum evresinden bir kalıntı olarak kabul edilebilir. Epidotlar gene iki ayrı şekilde; bağımsız taneler ve granatların altere kenarları şeklinde görülürler.

Piroksenler uralitleşerek tremolit-aktinolite dönüşmüşlerdir. MnO bileşenleri ağırlıkça % 020-8.00 arasında değişmektedir. Al_2O_3 bileşenleri, bu kesimlerde aktivitesinin çok düşük olması nedeniyle olsa gerek, oldukça düşüktür (Tablo 3).

Genellikle granditik bileşimdeki granatlar çok enderdir ve hemen hemen her zaman bölümsel olarak epidot'a bozunmuşlardır.

Sfen toplam kayacın % 5-10'u kadar olabilmektedir ve yarı özşekilli taneler şeklinde bulunur-

Epidot-Klorit Kuşakları. Sülfid cevherleşmeleri çevresinde bulunan epidot-klorit kuşakları kuvvetlice bozunmuş kuşaklardır. Bu kuşakların mineral topluluğu epidot, klorit, kuvars, kaolinit, sfen, muskovit ve sülfidlerdir. Epidot kuvvetlice bozunmuş ve kuvars-klorit-kalsit yığınları ile çevrelenmiş iskeletler şeklindedir.

Kaolinit bulutumsu kahverengi yığınlar şeklinde ve her zaman sülfid mineralleşmesi ile ilgili olarak bulunur.

Kuvarslar irice öz veya yarı özşekillidirler ve taneler bal petekleri diziliminde gözlenirler. Çoğu zaman opak mineral çekirdekleri (Levha 1-D) içeren ve zonlu yapı gösteren bu kuvarsların, sıralanan bu özelliklerinden dolayı, bir çözeltiden boşlukta gelişmiş olmaları gerekir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Akdağmadeninde görülen skarn oluşukları bölgede görülen adamellit intrüzyonu ile yakından ilgilidir. Fakat oluşuklar tekdüze değil değişik fiziko-kimyasal koşulların ürünü şeklindedir. Bu değişik oluşuklar adamellit kontağın-dan itibaren manyetit, granat-piroksen ve epidot şeklinde bir kaba kuşaklanma ve çatlaklardan dışa doğru kaolinit, kuvars, ikincil kalsit, kalsit ve epidot-klorit-sülfid şeklinde sıralanmalar gözlenirse de kuşaklanmayı hem zamanın hem de dokanaktan uzaklığın etkilediğini düşünmek daha yerinde olur.

Adamellit yerleşmesi sırasında yan kayaçları ısıtılarak daha sonraki skarnlaşma için gerek kimyasal gerekse fiziksel olarak daha uygun hale getirilmişlerdir. Skarnlaşmanın granitik kayaç yerleşiminden çok daha sonra olması gerekir. Çünkü en yüksek sıcaklık skarn mineralleri bile bölgenin ana faylanma sistemine uygunluk gösteren ve hem mağmatik hemde bölgesel başkalaşım kayaçlarını etkilemiş olması nedeniyle magma katılmasından sonra gelişmiş

EVRELER (stages)	GARNET-PYROXENE (Granat - Piroksen)	EPIDOTE-AMPHIBOLE (Epidot - amfibol)	EPIDOTE-CHLORITE (Sulphides) (Epidot - klorit - sülfid)	KAOLİNİT*FJSKOVİT (Kaolinit - Muskovit)
EPİDİTLARIN Ps DEĞERLERİ (Ps values of Epidotes)	35 30 25 20			
SIVI KAPANIM HOMOJENL. SICAKLIĞI (Fluid inclusion homogenization temp)	> 500°C	460-490°C	390-430°C	< 320°C
MINERAL TOPLULUĞUNDAN HESAP SIC. Temperature estimated mineral assemblage	~ 550°C	450-500°C	?	< 300°C
SKARN MINERAL TOPLULUKLARI (Skarn mineral assemblages)				

Şekil 5. Çalışma alanında gözlenen skarnlaşmanın olası modeli çeşitli evrelerindeki oluşum sıcaklıkları ve epidotların Ps değişimi. Kısaltmalar ad? : andraditik granat, amp: amfibol, an: anortit, cc: kalsit, eh: klorit, ep: epidot, ggar: grossular granat, hm: hematit, ka: kaolinit, mt: manyetit, ol: olivin, py: piroksen, ser: serpantin, sp: spinel.

Figure 8- Possible skarnisation model of the studied area, the formation temperatures in various stages and the variation of the Ps values of epidotes. Abbreviations adg: andraditic garnet, amp: amphibole, an: anorthite, cc: calcite, ch: chlorite, ep: epidote, ggar: grossular garnet, hm: hematite, ka: kaolinite, mt: magnetite, ol: olivine, py: pyroxene, ser: serpentine, sp: spinel-

olduğu açık olan faylar boyunca yaygın olarak oluşmuştur. Skarnlaşmayı, magmatik-bölgesel başkalaşım kayaları dokanağı ve granitik kayaç içerisindeki çatlaklar boyunca yükselen ve derinlerde devam eden magma farklılaşmalarından kaynaklanan çözeltiler sağlamıştır. Bu farklılaşmanın bir ürünü de batolitleri kesen ve daha asidik dayk intrüzyonlarıdır.

Bu çözeltiler zamanla ve dokanak veya kırık zonundan uzaklaştıkça değişik özellikler kazanmış ve değişik tipte skarnlaşmaya neden olmuşlardır. Bu nedenle, skarnlaşmayı değişik evrelerde incelemek gerekir: 1) Manyetit-piroksen-granat 2) epidot-amfibol 3) epidot-klorit ve 4) muskovit-kaolinit evreleri. Bu evrelerde çözeltilerin özellikleri ve kimyasal reaksiyonlar şöyle özetlenebilir :

1) Manyetit-Granat-Piroksen Evresi

Manyetit-andradit-epidot (Ps 33)-kuvars mineral topluluğundan sıcaklığın 600°C dolayında olması ve $\log a_{O_{2SS}} - 15$ olması beklenir. (Bkz. Barnes, 1979 s. 200). Sonucu koşul hematitin bu evrede oluşmaması ile de sağlanmaktadır- CO_2 aktivitesinin yüksek olduğunu gösteren grafit ve siderit ve de çok düşük olduğunu belirten vollastonit ortam-

da gelişmemiştir. Huckenholz ve diğerleri (1971) ve (1972) andraditik granat ve manyetit-in düşük P ve yüksek T de çözeltilerden doğrudan oluşabileceğini deneysel olarak göstermişlerdir. Ama andraditik granat oluşumu için Deer ve diğerleri (1962) tarafından verilen.

$3 CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3 SiO_2 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CO_2$ reaksiyonu daha geçerli gözükmektedir çünkü kısmen andradite dönüşmüş kalsit taneleri vardır.

Bu evrede, dolomitik mermerlerde Manyetit-spinel-forsterit-diopsid mineral topluluğu gelişmiştir. Bunlardan manyetit ve spinel ilk aşamada bir katı çözeltiler şeklinde gelişmişler fakat daha sonra düşen sıcaklıkla spinel manyetit-ten ayrılarak manyetit tanelerinin kenarları boyunca yerleşmiştir.

Bu evrede çözeltiler demirce zengindirler ve bu yüzden Ps bileşenleri yüksek epidotlar, manyetit ve andraditik granat oluşmuştur.

2) Epidot-Amfibol Evresi

Bu evrede gerek doğrudan çözeltilerden gerekse daha önce oluşmuş granat ve piroksenlerin bozunmasıyla epidot ve amfibol oluşmuştur. Daha önce açıklandığı gibi, bu ev-

rede etkin olan çözeltiler ortama daha sonra geldiklerinden veya çözeltilerin kaynağından uzaklaştıklarından daha az sıcak ve Fe yerine Al'ce zengindirler. Bu evrenin mineral topluluğu granditik granat-piroksen-epidot (Ps₂₅)-amfibol-kuvars-sfen şeklindedir ki bu Liou (1973) in bulguları temelinde göre düşük oksijen fugasitesini (Log fO₂[^]=22) ve önemli H₂O'de yüksek sıcaklığı belirtmektedir. Zharikov (1970) benzer mineral toplulukları için 450-500°C oluşum sıcaklıkları hesaplamaktadır. Bu evrenin sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklıkları 460-490°C (basınca göre düzeltilmiş değer) arasındadır. Oksijen fugasitesi düşük olmasına rağmen bağıl olarak daha düşük sıcaklık etkin olduğundan ilk evrede oluşan manyetitlerin çoğu bu evrede martitleşmişlerdir.

3) Epidot-Klorit Evresi

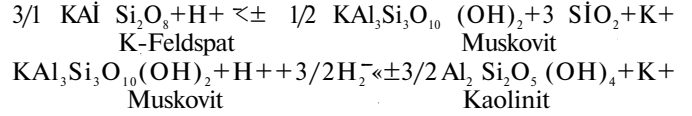
Cevherleşmelerle yakından bağlantılı olarak gözlenen epidot (Ps₂₀)-klorit zonlarının diğer mineralleri kuvars, kaolinit, sfen, muskovit ve sülfidlerdir. Bu kuşaklarda epidotlar iskeletler halindedirler ve kuvars, klorit ve kalsitten oluşmuş karmaşık yığılımlarla çevrelenmişlerdir. Bu nedenle Deer ve diğerleri (1962) tarafından verilen; Epidot + H₂O + Co₂ » klorit + CaCO₃ + SiO₂ reaksiyonunun burda gerçekleşmiş olması gerekir. Ayrıca amfibollerden çok az olarak büyük bir olasılıkla; Aktinolit + CO₂ + H₂O » Klorit + CaCO₃ + SiO₂ reaksiyonuyla klorit oluşmuştur.

Bu evrenin sıvı kapanımları 390-430°C (düzeltilmiş değer) homojenleşme sıcaklığı vermektedirler. Bu evrede oluştuğu varsayılan sülfidlerden pirotin jeotermometresi de 380-480°C arasında bir sıcaklık vermektedir. Sfalorit jeobarometresi 0-5 kbar altında basınçlar vermektedir. Sıvı kapanımlarının belirttiği basınç ise 0.3 kbar'dır. Skarnlaşmanın ve cevherleşmenin kırık zonları, tabaka yüzeyleri ve boşluklarda geliştiği göz önünde tutulursa böyle düşük basınçlar gerçek değerler olarak değerlendirilebilirler. Çünkü bu gibi ortamlarda etkin basınç sadece hidrotermal kolonun basıncıdır.

Dolomitik mermerde oluşan skarn minerallerinden forsterit ve çok zayıf olarak da piroksenler serpantinleşmişlerdir. Deneysel bulgulara göre (örneğin Bowen ve Tuttle, 1949) bu tür serpantinleşmeler 500°C den yüksek sıcaklıkta oluşmaz ve inceleme sahasında gerçekleşmiş olması gereken Forsterit + H₂O » serpantin + Manyetit reaksiyonu ise 400°C nin altında oluşmaktadır (Bkz Deer ve diğerleri, 1962).

4) Kaolinit-Muskovit Evresi

Kaolinit ve muskovit her zaman sülfid minerallerinin yakın dolayında gözlenmektedir. Daha önce belirtildiği gibi kaolinit çatlakların en iç kuşağını doldurmaktadır. Diğer bir deyişle en geç oluşumdur. Sülfid taneleri arasında ise bulutumsu, optik özellik göstermeyen, yığınlar şeklinde ve muskovit tanelerinin altere olmuş kısımlarını oluşturur şeklindedir. Bu gözlemlerden çıkararak muskovit ve kaolinitin çok geç oluşuklar olduğu söylenebilir. Nitekim Rose ve Burt (1979) kaolinit-muskovitin aynı ortamda beraber bulunmasının 300°C nin altında sıcaklığı belirlediğini deneysel olarak saptamışlardır. Çalışma sahasındaki bu minerallerin ortoklaslardan yukarıda anılan yazarların verdiği hidroliz reaksiyonlarla oluşmuş olması gerekir :



Rose ve Burt (1979)'e göre 300°C den yüksek sıcaklıklarda bu reaksiyonlar profilit ve andaluzit vermektedir. Bu mineraller çalışılan skarn ve sülfid oluşuklarında gözlenmemiştir.

Hidroliz reaksiyonlarının, metasomatizmanın en son aşamasını simgeleyen ve yoğun kuvars oluşumu ile kendini belli eden evrede oluşmuş olması gerekir. Nitekim bu evrede oluşan kuvarsların homojenleşme sıcaklıkları 320° (düzeltilmiş değer) den daha düşüktür.

Endoskarnların oluşum zamanını faylanmaya göre bağıl olarak gösteren açık bir belirti yoktur. Gerçi adamellit-pirit ve kalkopiritlerle dolu çatlakları çevresinde feldspatların bozunması şeklinde bir bozunma görülürse de bu ancak epidot-klorit evresine eşdeğer olabilir. Halbuki biyotitlerin flogopitleşmesi gibi çok daha kapsamlı bir metasomatizmanın magma tamamen katılaştıktan sonra olması gerekir. Çünkü bu metasomatizmanın mekanizmasının difüzyon olması gerekir ve difüzyon metasomatizmasının adamellit gibi tıkHz bir kayaçta gerçekleşmesi olanaksızdır. Piroksen ve manyetit gibi minerallerin varlığı da daha sıcak evrelerde endoskarnların oluşmasının diğer bir belirtisidir.

Skarnlaşma modeli evreleri, reaksiyonlar ve etkin fiziko-kimyasal koşullar Şekil 8 de özetlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Londra Üniversitesinde yapılan doktora tez çalışmasının bir parçasını oluşturmaktadır. Yazar, başta tez hocası Dr. R.M.F. Preston olmak üzere Londra Üniversitesinin değişik kollejerinde görevli öğretim üyeleri ve teknisyenlerine bu çalışma sırasında yardım ve ilgilerinden dolayı teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Atherton, M.P. ve Tarney, J., (eds), 1979, Origin of granite batholiths: Shive. Orpington Kent.
- Baykal, F., 1945, E'tude géologique du Taurus entre Daren-de et Kayseri (Anatolie): Rev. Ist., 10, 133-142.
- Deer, W.A. Howie, R.A. ve Zussman, J., 1962, Rock forming minerals: Longmans, London. 529 s.
- Deer, W.A., Howie, R.A. ve Zussman J., 1978, Rock Forming silicates' volume 2A, single chain silicates: Longmans, London.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni, Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 213-218.
- Harpum, J.R., 1963, Petrographic classification of granitic rocks in Tanganyika by partial chemical analyses : RecGeol. Surv. Tanganyika, 10, 80-88.
- Huckenholz, H-G. ve Yoder, H-S. Jr., 1971, Andradite stability relations in the CaSiO₃-Fe²⁺O₃ join up to 30 Kbar: N.Jb. Miner. Abh., 114, 246-280.
- Huckenholz, H-G., Unhuber, W. and Springer, J., 1974, The join CaSKVAI₂O₃-Fe₂O₃ of the CaO-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₄ quaternary system and its bearing on the for-

- mation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes: N. Jb. Miner. Abh., 121,160-207.
- Ketin, İ., 1963, The geological map of Turkey, Kayseri sheet (1: 500 000) : Maden Tetkik Arama Enst, Ankara.
- Liou, J.G., 1973, Synthesis and stability relations of Epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$: J. Petrology 14, 381-413.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin, London. 492 s-
- Rease, P., 1974, Al and Ti contents of hornblend, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism: Contr. Mineral. Petrol., 45, 231-236.
- Rao, A.T. and Rac, M.W., 1970, Fassaite from a eale-silicate skarn vein near Gondivalasa, Orissa, India: Amer. Mineral., 55. 975-980.
- Rose, W.A. and Burt, D.M., 1979, Hydrothermal alteration; Barnes, H.L.S ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits da : John Wiley and Sons Ltd. New York. 173-235.
- Rumble, D., 1976, Oxide minerals: Min. Soc Am. Short course note*, volume 3, chapte, 3.
- Sağiroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposition of the Lead-Zinc deposits of Akdağmadeni, Yozgat, Turkey: Londra Üniversitesi (Yayınlanmamış) doktora tezi, 324 s.
- Sen, S.K., 1959, Potassium content of natural plagioclases and origin of antiperthites: J. Geology, 67, 479-495.
- Turner, F.J. and Verhoogen, I-, 1960, Igneous and metamorphic petrology, 2 nd ed: Me Graw Hill, New-York, 694 s.
- Turner, F.J., 1968, Metamorphic Petrology: Me Graw Hill New York, 404 s-
- Tülümen, E-, 1980, Akdağmadeni yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler: Doktora tezi, K.T.Ü. Yer-bilimleri Fakültesi yayını, Trabzon.
- Vache, R., 1963, Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu kristalinine karşı olan jeolojik çevreleri : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 60, 22-35.
- Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, M.C., 1954, Petrography : W.H. Freeman and Co., San Fransisco, 406 s.
- Yoder, H.S. and Eugster, H.P., 1955, Synthetic and natural muscovite : Geochim. Cosmochim. Acta., 8, 225-280.
- Zharikov, V.A., 1970, Skarn part I, II and III: Internal Geology Rev., 12, 541-559, 619-647, 760-775.

Yazının Geliş Tarihi : 28.1.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 24.4.1984

Yayma Verildiği Tarih : 29.4.1984

LEVHA I

- Şekil 1, Adamellitın kenar zonlan boyunca yaygın olarak görülen ortoklasın bozunması: Küçük ortoklas taneleri tamamen, iri taneler ise kenarları boyunca oligoklasa (beyaz renkli) dönüşmüştür.
- Şekil 2. Olivinlerde serpantinleşme. Opak taneler, serpantinleşme sonucu oluşan manyetit taneleridir. Tek nikol, görüntü alanı 0.87x0-60 mm.
- Şekil 3. Dolomitik skarn manyetitlerinde spinel ayrılmaları (saydam küçük kristaller). Tek nikel, görüntü alanı 0.55 x 0.38 mm.
- Şekil 4. Granat-piroksen kuşaklarında gözlenen zonlu, kısmen epidotlaşmış granatlar. Çift nikol, görüntü alanı 3.5 x 2.4 mm-

PLATE I

- Figure 1- Dominant alteration observed throughout the marginal zones of the adamellite : minute orthoclase grains completely and the coarse ones along the grain borders are altered to oligoclase (milky white).
- Figure 2. The serpentinisation in olivine. Opaque grains are the magnetites which are formed as a result of serpentinisation, Ppl, field of view 087 x 0.60 mm-
- Figure 3- The spinel exsolutions (minute, transparent crystals) in the magnetites of magnesian skarn. PpL field of view 055 x 0.38 mm-
- Figure 4. The zoned garnets of the garnet-pyroxene zones. Which are partially altered to epidote, xpl, field of view 3-5 x 2.4 mm.

