

Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve
Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir-Batı Anadolu)

Ayşe Orhan

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Ağustos 2008

Mineralogical and Geochemical Characteristics of the
Susurluk Skarn Deposits (Balıkesir – Western Anatolia)

Ayşe Orhan

DOCTORAL DISSERTATION

Department of Geology Engineering

August 2008

Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve
Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir-Batı Anadolu)

Ayşe ORHAN

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Lisansüstü Yönetmeliği Uyarınca
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Maden Yatakları ve Jeokimya Bilim Dalında
DOKTORA TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır

Danışman: Prof. Dr. Halim MUTLU

Ağustos 2008

Ayşe ORHAN' ın DOKTORA tezi olarak hazırladığı “Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir-Batı Anadolu)” başlıklı bu çalışma, jürimizce lisansüstü yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek kabul edilmiştir.

Üye : Prof. Dr. Halim MUTLU (Danışman)

Üye : Prof. Dr. Kadir SARIİZ

Üye : Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ

Üye : Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ

Üye : Doç. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nuntarih ve.....
sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Nimetullah BURNAK

Enstitü Müdürü

ÖZET

Bu çalışma Susurluk (Balıkesir) ilçesinin doğusunda yer alan Tersiyer yaşlı Çataldağ Granitoyidi ile Mesozoyik kireçtaşı ve mermer dokanağı boyunca gelişmiş kontak metasomatik skarn zonlarının oluşum ve kökenini belirlemek amacıyla yapılmıştır.

Bölgede dar bir alanda izlenen endoskarn zonu plajiyoklaz, piroksen ve granat minerallerinden oluşmuştur. Ekzoskarn zonu ise granat, piroksen, vezüvyanit ve vollastonit şeklinde genel bir zonlanma sunmaktadır. Elektron mikroprob çalışmaları ile granatların andradit-grossular; piroksenlerin ise diyopsit-hedenberjit bileşiminde oldukları ortaya konmuştur. Piroksenlerin Mn/Fe oranları, granatların yüksek andradit (Fe^{+3}) ve düşük spessartin (Mn^{+2}) + almandin (Fe^{+2}) içerikleri oksitlenmiş W skarn tipine işaret etmektedir.

Çataldağ Granitoyidi granit-granodiyorit bileşiminde olup sub-alkalen, kalk-alkalen ve peralüminyum karakterli I-S tipi bir plütondur. NTE yönelimlerine göre fraksiyonlanmış ve zayıf Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0.42-0.93$) sunmaktadır. Granitoyitte farklı NTE içeriği ve Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=1.07-2.44$) sunan hidrotermal akışkan infiltrasyonuna işaret eden bulgular elde edilmiştir. Skarn zonuna ait kayaçlar majör oksit içeriklerine göre ekzoskarn kalsik karakterlidir. HNTE yönelimleri granitoyidle uyumlu olmasına karşın mermer etkileşimi ile ANTE bileşimleri artmakta ve Eu negatif bir anomali sergilemektedir. Prograd ve retrograd evrelerde hidrotermal ve hidrotermal + meteorik akışkanların etkileri görülmektedir. Andraditlere ait yüksek NTE değerleri ve Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0.99-4.07$) hidrotermal akışkan infiltrasyonu ve sirkülasyonuna işaret eden karakteristik parametrelerdir.

Sıvı kapanım çalışmalarında homojenleşme sıcaklıkları ve NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri endoskarn mineralleri için $>600^{\circ}C$ ve $>70\%$; ekzoskarn mineralleri için ise $369^{\circ}C$ - >600 ve >70 - 14 olarak belirlenmiştir. Granitoyid minerallerinde ölçülen $\delta^{18}O$ (VSMOW) oranları plajiyoklaz için 8.95% , kuvars için $9.53-12\%$ ve biyotit için $2.87-6.82\%$ arasında değişmektedir. Skarn zonlarındaki $\delta^{18}O$ değerleri ise granat için

5.93–7.44‰, piroksen için 4.68–9.94‰, vollastonit için 4.89–7.45‰ ve vezüvyanit için 6.65 – 8.28‰ arasındadır. Mermer örneklerinden elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ oranları sırasıyla 4.67–5.31‰ (VPDB) ve 29.83–27.66‰ (VSMOW) arasında olup bu değerler denizel kökene işaret etmektedir. Skarn kalsitlerinde ise $\delta^{13}\text{C}$: –11.60 ile –0.02 ‰ ve $\delta^{18}\text{O}$: +1.21 ile +20.62‰ arasında değişmektedir. Skarn kalsitlerin artan sıcaklık altında devamlı şekilde meteorik su ile reaksiyonu sonucunda $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ oranları sistematik olarak azalmıştır. Endo ve ekzoskarn zonlarına ait piroksen ve vollastonitlerin farklı $\delta^{18}\text{O}$ oranlarına sahip olması skarn minerallerinin oluşumu sırasında dekarbonatlaşmanın etkin olduğuna işaret etmektedir. Dekarbonatlaşma sonucunda açığa çıkan CO_2 ve ayrıca meteorik su karışımı kalk-silika minerallerinde ağır oksijen ve karbon izotoplarının azalmasına neden olmuştur.

Bölgede ekzoskarn zonunda gelişen sülfid minerallerinin (kalkopirit, bornit) $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri –0.2 ile 2.9‰ (ort 1.78‰) arasındadır. Bu değerler kükürdün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Susurluk skarn yatağı, mineraloji, jeokimya, metasomatik akışkan, dekarbonatlaşma.

SUMMARY

The aim of this work is to determine the mode of occurrence and origin of contact metasomatic skarn zones which occur along the boundary between the Tertiary Çataldağ Granitoid and Mesozoic limestone-marbles exposing at east of the Susurluk town (Balıkesir).

The endoskarn zone which is traced in a narrow zone in the area is composed of plagioclase, pyroxene and garnet. The exoskarn zone shows a zonation consisting of garnet, pyroxene, vesuvianite and wollastonite. Electron microprobe analysis yielded that garnets are of andradite-grossular composition while pyroxenes are of diopside-hedenbergite type. Mn/Fe ratios of pyroxenes and higher andradite (Fe^{+3}) and lower spessartine (Mn^{+2}) + almandine (Fe^{+2}) contents are indicative of oxidized W skarn type.

The Çataldağ Granitoid with granite-granodiorite composition is of sub-alkaline, calc-alkaline and peraluminum I-S type pluton. Based on REE trends, it displays fractionated and weak Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.42\text{--}0.93$). Different REE contents and Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.07\text{--}2.44$) of granites suggest hydrothermal fluid infiltration. Considering the major element contents, rocks of the skarn zone are of exoskarn calcic character. Although LREE trends are consistent with granitoid, HREE contents are increased as a result of interaction with marbles. Effects of hydrothermal and hydrothermal + meteoric fluids are noticeable in prograde and retrograde stages. High REE compositions of andradites and Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.99\text{--}4.07$) are characteristic parameters indicating hydrothermal fluid infiltration and circulation.

Homogenization temperatures and salinity values (wt. % NaCl equivalent) recorded with fluid inclusion studies are $>600^\circ\text{C}$ and >70 for endoskarn minerals and 369°C - >600 and $>70 - 14$ for exoskarn minerals. $\delta^{18}\text{O}$ ratios (VSMOW) of samples from the granitoid minerals are recorded 8.95‰ for plagioclase, 9.53–12‰ for quartz and 2.87–6.82‰ for biotite. $\delta^{18}\text{O}$ values of the skarn minerals are 5.93–7.44‰ for garnet, 4.68–9.94‰ for pyroxene, 4.89–7.45‰ for wollastonite and 6.65 – 8.28‰ for vesuvianite. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios of marble samples are 4.67–5.31‰ (VPDB) and

29.83–27.66‰ (VSMOW) that are conformable with the marine origin. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of skarn calcites range from -11.60 to -0.02 ‰ and $+1.21$ to $+20.62$ ‰, respectively. Under increasing temperatures, as a result of continuous interaction of skarn calcites with the meteoric water, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcites are systematically decreased. Different $\delta^{18}\text{O}$ ratios of pyroxene and wollastonites of the endo and exoskarn zones indicate that decarbonation was an effective agent during the skarn formation. CO_2 released from decarbonation and meteoric water infiltration resulted in depletion of heavy isotopes of calc-silicate minerals.

$\delta^{34}\text{S}$ values of sulfide minerals (e.g., chalcopyrite and bornite) in the exoskarn zone are between -0.2 to 2.9 ‰ indicating that sulfur has a magmatic origin

Key words: Susurluk skarn deposit, mineralogy, geochemistry, metasomatic fluid, decarbonation.

TEŞEKKÜR

Tezin danışmanlığını üstlenerek beni yönlendiren, tezin seçim aşamasından tamamlanmasına kadar her aşamasında yardımlarını esirgemeyen, değerli görüş, tecrübe ve bilgileriyle yönlendiren danışman hocam Prof. Dr. Halim MUTLU'ya sonsuz şükran ve en derin saygılarımı sunarım.

Bu tezin oluşturulması için finansal yönden destekleyen Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Komisyonu (Proje no: 2006-15010)'na ve TÜBİTAK hızlı destek programına (Proje no: 106Y187),

İnceleme alanının konusunu oluşturan Çataldağ Granitoyidi'nin jeokimyası ve Susurluk skarn yatağının petrografisi konularında bilgi ve fikirlerine danıştığım sayın Doç. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU (Ankara Üniversitesi)'na ve sayın Prof. Dr. Sinan ÖNGEN (İstanbul Üniversitesi)'e,

Petrografi çalışmaları esnasında yardımlarını gördüğüm sayın Prof. Dr. Rifat BOZKURT (ESOGU-emekli öğretim üyesi)'a ve sayın Yük. Müh. Nihal GÖRMÜŞ (MTA)'e,

Sıvı kapanım kesitlerinin hazırlanması, incelenmesi ve yorumlanması esnasında yardım ve yönlendirmesinden dolayı sayın Yrd. Doç. Dr. Nurullah HANİLÇİ'ye (İstanbul Üniversitesi),

Elektron mikroprob çalışmaları esnasında yardımlarından dolayı sayın Araş. Gör. Evren ÇUBUKÇU'ya (Hacettepe Üniversitesi),

Petrografik kesitlerin fotoğraf çekimi esnasında yardımlarından dolayı sayın Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ ve sayın Araş. Gör. Mehmet DEMİRBİLEK'e (Dumlupınar Üniversitesi),

Görüş ve önerilerinden dolayı sayın Yrd. Doç. Dr. M. Selman AYDOĞAN'a (Balıkesir Üniversitesi),

Mineral seperasyon işlemi esnasında laboratuvarlarını kullanma imkanı veren Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümüne ve

Doktora çalışmasının her aşamasında manevi olarak destekleyen sevgili anne ve babalarıma ve en önemlisi sevgili oğlum Ali Alper ORHAN ve sayın eşim Ahmet ORHAN'a sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	v
SUMMARY	vii
TEŞEKKÜR	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xv
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xxiv
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması	1
1.1.1 Çalışma alanı.....	1
1.1.2 Çalışma alanındaki yerleşim yerleri ve morfolojisi.....	1
1.1.3 Ulaşım	2
1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsam.....	4
1.3 Çalışma Yöntemleri	6
1.3.1 Arazi çalışmaları	6
1.3.2 Laboratuvar çalışmaları	6
1.3.2.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar	7
1.3.2.2 Elektron mikroprob çalışmaları.....	7
1.3.2.3 Kimyasal analiz çalışmaları.....	8
1.3.2.4 Sıvı kapanım çalışmaları	8
1.3.2.5 Duraylı izotop çalışmaları	9
1.3.3 Büro çalışmaları	10
1.4 Önceki Çalışmalar.....	10
1.4.1 Skarn yataklarına yönelik uluslararası çalışmalar.....	10
1.4.2 Türkiye’deki skarn yataklarına yönelik çalışmalar	13
1.4.3 Çalışma sahasındaki skarn yataklarına yönelik çalışmalar	14

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

2. GENEL JEOLojİ	18
2.1 Stratigrafi	19
2.1.1 Fazlıkonağı Formasyonu (Pzf).....	19
2.1.1.1 Petrografi	26
2.1.2 Karakaya Formasyonu (TRk)	30
2.1.3 Kristalize kireçtaşı mermer (Mzmr).....	31
2.1.3.1 Petrografi	33
2.1.4 Yayla Melanjı (Ky)	35
2.1.5 Çataldağ Granitoyidi (Paç)	37
2.1.5.1 Petrografi	40
2.2 Tektonik Ortam.....	48
3. SKARN YATAKLARI ve MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ.....	51
3.1 Skarn Yataklarının Genel Özellikleri.....	51
3.2 Çataldağ Granitoyidi'nin Kontakt Metamorfizması ve Skarn Zonu Kayaçlarının Genel Özellikleri.....	56
3.2.1 Örenli köyü mevkiinde bulunan cevherleşmeler ve mineralojik özellikleri... 59	
3.2.1.1 Değirmenderesi.....	59
3.2.1.2 Sarıkaya Deresi lokasyonu	61
3.2.2 Serçeören köyü mevkiinde gelişen skarn zonları.....	63
3.2.2.1 Oyuk Tepe - A maden ocağı.....	67
3.2.2.2 Oyuk Tepe - B maden ocağı	67
3.2.2.3 Kocaçakıl Tepe maden ocağı.....	69
3.2.2.4 Naldöken Sırtı - A maden ocağı	70
3.2.2.5 Naldöken Sırtı - B maden ocağı	71
3.2.2.6 Naldöken Sırtı - C maden ocağı	72

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
3.2.3 Skarn zonlarının saha özellikleri ve petrografik incelemeleri	73
3.3 Kontakt Metamorfizmanın ve Skarn Zonunda Gözlenen Özelliklerin Yorumlanması	92
4. JEOKİMYA ÇALIŞMALARI.....	97
4.1 Elektron Mikroprob Çalışmaları	97
4.1.1 Genel tanımlamalar	97
4.1.2 Granat ve piroksen minerallerinin kimyasal kompozisyonları	101
4.1.3 Vezüvyanit minerallerinin kimyasal kompozisyonu	115
4.1.4 Skapolit minerallerinin kimyasal kompozisyonu.....	116
4.1.5 Plajiyoklaz minerallerinin kimyasal kompozisyonu	118
4.1.6 Biotit minerallerinin kimyasal kompozisyonu.....	121
4.1.7 Elektron mikroprob analiz sonuçlarının yorumlanması.....	123
4.2 Çataldağ Granitoyidi'nin Jeokimyası	124
4.2.1 Skarn zonları ile ilişkili granitoidlerin genel özellikleri	124
4.2.2 Çataldağ Granitoyidi'nin jeokimyası.....	126
4.2.2.1 Majör oksit jeokimyası	126
4.2.2.2 Çataldağ Granitoyidi'nin sınıflaması.....	135
4.2.2.3 İz element jeokimyası	141
4.2.2.4 Nadir toprak elementler jeokimyası	144
4.2.3 Çataldağ Granitoyidi'nin iz ve nadir toprak elementleri içeriklerinin Batı Anadolu'daki granitoidler ile karşılaştırılması	146
4.2.4 Çataldağ Granitoyidi'nin majör oksit içeriklerinin Batı Anadolu ve dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması	149
4.2.5 Çataldağ Granitoyidi'nin iz element içeriklerinin skarn granitoidleri ile karşılaştırması.....	152

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4.3 Skarn Yataklarının Jeokimyasal Özellikleri	153
4.3.1 Susurluk skarn yatağının jeokimyası	155
4.3.1.1 Majör oksit jeokimyası	165
4.3.1.2 İz element jeokimyası	168
4.3.1.3 Çoklu element jeokimyası	171
4.3.1.4 Nadir toprak element jeokimyası	175
4.3.1.5 Cevher iz element jeokimyası	185
5. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI	187
5.1 Genel Tanımlamalar ve Skarn Çalışmalarının Genel Özellikleri	187
5.2 Susurluk Skarn Yatağının Sıvı Kapanım Petrografisi	189
5.3 Sıvı Kapanımların Toplam Homojenleşme Sıcaklık ve Tuzluluk Ölçümleri	194
5.4 Sıvı Kapanımların Ötektik Sıcaklık Değerleri	198
6. DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI	202
6.1 Temel Kavramlar	202
6.2 Duraylı İzotopların Kullanım Alanları	204
6.3 Oksijen ve Hidrojen İzotop Sonuçları	207
6.3.1 Silikat minerallerinin kökeni	207
6.3.2 İzotopik denge ve jeotermometre	211
6.4 Karbon – Oksijen İzotop Sonuçları	219
6.4.1 Metamorfik buharlaşma (volatilization)	222
6.4.1.1 Tek evreli CO ₂ ayrılması (kapalı sistem)	223
6.4.1.2 Rayleigh ayrışması (açık sistem)	224
6.4.2 Su infiltrasyonu ile değişim	228
6.5 Kükürt İzotop Sonuçları	234

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
7. SONUÇLAR	236
KAYNAKLAR DİZİNİ	241
ÖZGEÇMİŞ	259

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası.....	2
1.2 Çalışma alanının sayısal arazi modeli.....	3
2.1 Balıkesir civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	20
2.2 Susurluk doğusunun jeoloji haritası.....	21
2.3 Dereköy – Paşalar civarının jeoloji haritası.....	22
2.4 Çataldağ Granitoyidi'nin güney kısmının jeoloji haritası.....	23
2.5 Fazlıkonağı Formasyonu ile Çataldağ Granitoyidi'nin ve Mesozoyik Mermerlerinin dokanak ilişkisi.....	24
2.6 Akçapınar Dere civarında şistlerin yapraklanma düzlemleri ve çatlakları boyunca yerleşmiş granit intrüzyonu.....	25
2.7 Paşalar civarında şistlerin yapraklanma düzlemleri boyunca sokulan Çataldağ graniti.....	25
2.8 Abdullahın çeşme lokasyonunda gözlenen amfibolşistlerin mikroskobik görüntüsü.....	27
2.9 Akça çeşme lokasyonunda gözlenen kuvars-mikaşistin mikroskobik görüntüsü....	28
2.10 Sarıkaya civarında gözlenen granat-biyotitşistin mikroskobik görüntüsü.....	28
2.11 Kapıkaya civarında gözlenen kuvarsşistin mikroskobik görüntüsü.....	29
2.12 Serçeören-Örenli yolu üzerindeki kristalize kireçtaşları.....	31
2.13 Kösetarlası mevkiindeki mermerler.....	32
2.14 Oyuktepe civarındaki mermerin mikroskobik görüntüsü.....	34
2.15 Serçeören köyü – Örenli köyü yolu üstünde gözlenen rekristalize kireçtaşının mikroskobik görüntüsü.....	34
2.16 Serpantinit blokları içeren Yayla Melanjı (Gözle Tepe civarı).....	36
2.17 Çataldağ Granitoyidi içerisinde feldspat megakristalleri ve biyotit ksenoliti (Türkmenkonağı civarı).....	38

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.18 Çataldağ Granitoyidinde yapraklanma düzlemleri ve düzenli gelişmiş baklava dilinimi şeklindeki çatlaklar (Karaali çeşme civarı)	38
2.19 Alagüney köyü civarında granit intrüzyonunu kesen pegmatitik damarı	39
2.20 Serçeören köyünün kuzeyinde mermerlerin tabakalanma düzlemleri boyunca sokulmuş granit intrüzyonu	40
2.21 Kalabaktepe civarında Çataldağ Granitoyidi'nin mikroskobik görüntüsü	41
2.22 Kalabaktepe civarında Çataldağ Granitoyidi'ne ait amfibol mineralinde uralitleşmenin mikroskobik görüntüsü	42
2.23 Çataldağ Granitoyidi'nde yönlü dokuların ve kataklazma etkilerinin mikroskobik görüntüsü	43
2.24 İki mikalı granitoyidin (Karaali çeşme civarı) mikroskobik görüntüsü	44
2.25 Biyotit mineralinde (Kocaçakıltepe civarı) manyetit kapanımları ve klivajlarındaki kalsitin SEM görüntüsü	44
2.26 Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotitlerin (Oyuktepe civarı) epidota dönüşümleri ...	45
2.27 Çataldağ Granitoyidi'nde gelişen mikrografik dokular (Karaali çeşme civarı) .	46
2.28 Çataldağ Granitoyidi'ne ait apatitlerin (Kocaçakıltepe civarı) mikroskobik görüntüsü	46
2.29 Skarn kontağında kalsit özümlemelerinin A: granitoyid; B: aplitik dayk kontağında mikroskobik görüntüsü	47
2.30 Batı ve kuzeybatı Anadolu'daki plütonik intrüzyonlar ve diğer kayaç gruplarının dağılımını gösteren jeolojik harita	50
3.1 Skarn zonlarının oluşumunu gösteren şematik kesit.....	54
3.2 Naldöken Sırtı civarında Çataldağ Granitoyidinin kontağında gözlenen mikaşistlerin mikroskobik görüntüsü.....	58
3.3 Kocaçakıl Tepe civarında Çataldağ Granitoyidinin kontağında gözlenen amfibolşistlerin mikroskobik görüntüsü	58

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.4 Değirmenderesi'nde pirotin oluşumu.	59
3.5 Değirmendere'de saptanan pirotinin cevher mikroskobu görüntüsü.....	60
3.6 Değirmendere lokasyonundan alınan alterasyon örneklerine ait XRD pikleri... 61	61
3.7 Sarıkaya Deresindeki cevherin arazi görünümü.	62
3.8 Sarıkaya Deresi'nde gözlenen arsenopiritin cevher mikroskobisi görüntüsü.....	63
3.9 Serçeören bölgesinin skarn zon haritası.....	65
3.10 Serçeören doğusunda mermer çatlağı boyunca gelişmiş granit intrüzyonu ve bununla ilişkili skarn mineralizasyonu.	66
3.11 Kocaçakıl Tepe civarında granit içerisinde düzensiz gelişmiş skarn mineralleşmesi.	66
3.12 Oyuk Tepe - A ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	68
3.13 Oyuk Tepe - B ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	69
3.14 Kocaçakıl Tepe ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	70
3.15 Naldöken Sırtı - A ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	71
3.16 Naldöken Sırtı - B ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	72
3.17 Naldöken Sırtı - C ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.....	73
3.18 Naldöken Sırtı –A ocağında granit kantağında gözlenen endoskarn zonlarının görüntüsü.	74
3.19 Plajiyoklaz-piroksen zonunun mikroskobik görüntüsü.	75

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.20 Oyuk Tepe – A ocağında granat-piroksen zonundaki piroksen ve kalsitin SEM görüntüsü.	76
3.21 Naldöken Sırtı – B ocağına ait piroksen-granat zonundaki granat ve skapolitin SEM görüntüsü.	76
3.22 Oyuk Tepe – A ocağında zonlu granatların boşluklarında gelişmiş kuvars kristalleri.	78
3.23 Kocaçakıl Tepe ocağında vollastonit üzerinde gelişmiş granat damarı.	78
3.24 Oyuk Tepe – A ocağında gelişen zonlu granatların mikroskobik görüntüsü	79
3.25 Granatın A: Çekirdeğinde, B: Zonlarında piroksen oluşumlarının mikroskobik görüntüsü.	80
3.26 Piroksen-granat skarn zonunda (Oyuk Tepe A ocağı) piroksen oluşumlarının mikroskobik görüntüsü	80
3.27 K-13 örneğine (Kocaçakıl Tepe ocağı) ait çatlaklı granatın mikroskobik görüntüsü	81
3.28 Vezüvyanit-granat skarna ait ZN-3 nolu (Boğa Tepe civarı) örneğin XRD pikleri. 82	
3.29 K-13 örneğin (Kocaçakıl Tepe ocağı) yelpaze şeklindeki vezüvyanitin mikroskobik görüntüsü	82
3.30 Piroksen-vollastonit skarnın (Oyuk Tepe A ocağı) mikroskobik görüntüsü	83
3.31 Vollastonit ve kalsitin mikroskobik görüntüsü (Oyuk Tepe B ocağı)	84
3.32 Mermer içerisinde gelişmiş damar biçimindeki skarnlaşma (Oyuk Tepe B ocağı). 85	
3.33 Mermer içerisinde damar şeklinde gelişmiş skarnlaşma ve silis damarı (Oyuk Tepe B ocağı).	86
3.34 Granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit skarna ait OB-3b nolu örneğin XRD pikleri (Oyuk Tepe B ocağı).	86
3.35 Retrograd evrede gelişen vezüvyanitin (Oyuk Tepe B ocağı) mikroskop görüntüsü	87

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.36 Vollastonit bant ve merceklerinin görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı).	88
3.37 Yelpaze ve çubuk şeklindeki vollastonitlerin mikroskopta II. Nikol görüntüleri....	88
3.38 Granat çatlağındaki kalsitin mikroskobik görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı)..	89
3.39 Mermer içerisinde gelişmiş skarn minerallerinin bantlı yapıdaki görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı).	90
3.40 Ekzoskarnın dış zonlarına ait mermer skarnın mikroskobik görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı).	91
3.41 Mikalı bant seviyenin mikroskobik görüntüsü (Oyuk Tepe B ocağı)	91
3.42 Çalışma alanındaki skarn zonlarının ve evrelerinin genel özellikleri.	93
4.1 Zonlu granat gelişiminin şematik gösterimi	100
4.2 Prograd ve retrograd evrelere ait granatların kimyasal kompozisyonlarındaki değişimler.....	102
4.3 Endo ve ekzoskarn zonlarına ait piroksenlerin kimyasal kompozisyonundaki değişimler.....	102
4.4 Piroksen-plajiyoklaz skarn ile metasomatizmaya uğramış granitlere ait piroksenlerin kimyasal kompozisyonları.	112
4.5 Piroksen ve granatların skarn tipine göre sınıflandırılması	113
4.6 Proksimal zona ait zonlu granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri.	114
4.7 Zonlu granatların çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri.	115
4.8 Plajiyoklaz minerallerinin kimyasal kompozisyonları.	121
4.9 Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotit örneklerinin oksitlenme derecesi.	123
4.10 Çataldağ Granitoyidi'nin majör oksit bileşimleri için Harker değişim diyagramları.	133
4.11 Çataldağ Granitoyidi'nin TAS diyagramına göre sınıflaması	135
4.12 Çataldağ Granitoyidi'nin magma karakteristiğine göre sınıflaması	136

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.13 Çataldağ Granitoyidi'nin $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$ ve $P=K - (Na+Ca)$ sınıflama diyagramındaki yeri	136
4.14 Çataldağ Granitoyidi'nin Streckeisen (1976, 1979)'a göre sınıflaması.	137
4.15 Çataldağ Granitoyidi'nin mol A/NK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ - A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) göre magma karakteristiği	138
4.16 Çataldağ Granitoyidi'nin mol Al/(Ca+Na+K)-SiO ₂ diyagramında magma karakteristiği.	138
4.17 Çataldağ Granitoyidi'nin SiO ₂ 'ye karşılık P ₂ O ₅ ve Pb grafikleri	140
4.18 Çataldağ Granitoyidi'nin skarnlarla ilişkili plütonlara göre göreceli oksitlenme derecesi	141
4.19 Çataldağ Granitoyidi'ne ait iz elementlerin Harker değişim diyagramları.....	143
4.20 Çataldağ Granitoyidi'ne ait alterasyonların gözlenmediği örnekler için NTE grafikleri.....	144
4.21 Çataldağ Granitoyidi'ne ait metasomatik alterasyonların gözlendiği örnekler için NTE grafikleri.....	146
4.22 Çataldağ Granitoyidi'ne ait aplit ve pegmatit granitlere ait örnekler için NTE grafikleri.....	147
4.23 Çataldağ Granitoyidi ve Batı Anadolu'daki diğer plütonik kayalara ait örnekler için NTE grafikleri.....	148
4.24 Çataldağ Granitoyidi ve Batı Anadolu'daki plütonik kayalara ait örnekler için çoklu element grafikleri	148
4.25 Çataldağ Granitoyidi'nin A) K ₂ O-SiO ₂ , B) MgO-SiO ₂ C) Na ₂ O+K ₂ O-SiO ₂ , D) ANK-ACNK, E) (Fe ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O)/K ₂ O-SiO ₂ diyagramlarında Batı Anadolu ve dünyadaki diğer skarn granitoyidler ile karşılaştırılması	151
4.26 Çataldağ Granitoyidi'nin iz element içerikleri ve skarn granitoyidler için ortalama değerler	153

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.27 Skarn zonlarına ait örneklerin AFC [(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)-(Na ₂ O+K ₂ O) – (CaO-3.3P ₂ O ₅) – (MgO+ MnO+FeO)] diyagramında gösterilmesi	165
4.28 Skarn zonlarının Harker değişim diyagramlarında gösterilmesi.	167
4.29 Skarn zonlarına ait iz elementlerin Harker değişim diyagramları.	169
4.30 Çataldağ Granitoyidi ve endoskarn zonuna ait örneklerin çoklu element diyagramları	171
4.31 Çataldağ Granitoyidi, granat içeren zonlar ve mermer skarn (dış skarn) zonu ve mermere ait örnekler için çoklu element diyagramları.....	173
4.32 Çataldağ Granitoyidi, vollastonit-piroksen-granat ile piroksen-vollastonit skarn zonları ve mermerlerin jeokimyasal karşılaştırılması	174
4.33 Çataldağ Granitoyidi ve plajiyoklaz-piroksen skarn zonu için NTE grafikleri.177	177
4.34 Andradit ve grossular bileşimli granat skarnlar için NTE grafikleri	178
4.35 Granatların kompozisyonu ile Eu/Eu* arasındaki ilişki.	179
4.36 Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vezüvyanit-granat skarn zonları için NTE grafikleri.....	180
4.37 Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vollastonit-piroksen-granat skarn ve granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit zonları için NTE grafikleri.	182
4.38 Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vollastonit-piroksen-granat skarn ve piroksen-vollastonit zonları için NTE grafikleri.....	183
5.1 Prograd evrede gelişen OA-3-8 örneğinde A-piroksen mineralinde, B-vollastonit mineralinde 3 fazlı birincil kapanımın görünümü	193
5.2 Retrograd evrede gelişen OA-3b örneğinde A-piroksen mineralinde, B-vollastonit mineralinde 3 fazlı birincil kapanımın görünümü	193
5.3 Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin toplam homojenleşme sıcaklık değerleri.	194

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
5.4 Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin toplam homojenleşme sıcaklık değerleri.....	195
5.5 Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.....	195
5.6 Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.....	196
5.7 Endo ve ekzoskarn zonlarına ait minerallerin Th-tot ve %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.....	197
5.8 Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin ötektik sıcaklık (Te) değerleri.....	199
5.9 Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin ötektik sıcaklık (Te) değerleri.....	199
6.1 Farklı su tipleri için $\delta^{18}\text{O}$ ile δD oranları.....	205
6.2 Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları.....	206
6.3 Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{34}\text{S}$ oranları.....	206
6.4 Granit ve skarn zonlarına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (%)......	210
6.5 Granatların bileşimleri ile $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki ilişki.....	216
6.6 Aynı örnek çiftlerine ait $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerlerinin karşılaştırılması.....	217
6.7 Aynı örnek çiftlerine ait $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Diy-Vol}}$ değerleri.....	218
6.8 Mermer ve skarn kalsit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin sistematik değişimi.....	221
6.9 Mermer ve skarn kalsit mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.....	222
6.10 Çeşitli dekarbonatlaşma reaksiyonları için F(karbon)'a karşı F(oksijen) değerleri.....	226
6.11 Mermer, endo ve ekzoskarn zonlarına ait kalsitler için karbon ve oksijen izotop diyagramı.....	230

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
6.12 Skarn kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile kalsit bollukları arasındaki ilişki..	232
6.13 Skarn kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile yan kayacın SiO_2 içerikleri arasındaki ilişki..	233
6.14 Prograd ve retrograd evrelerde gelişen kalsit ve vollastonit minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre tüketilme.	234

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
3.1 Skarn cevherleşmesi içeren yatakların genel özellikleri.....	52
3.2 Değirmendere'den toplanan alterasyon örneklerine ait XRD sonuçları ve bolluk dereceleri.....	60
3.3 Sarıkaya lokasyonundan alınan örneklere ait XRD sonuçları ve bolluk dereceleri.	63
4.1 Skarn mineralleri ve bileşimleri.....	98
4.2 Skarn zonlarına ait granatların elektron mikroprob sonuçları (%).	103
4.3 Skarn zonlarına ait piroksenlerin elektron mikroprob sonuçları (%).	107
4.4 Vezüvyanit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).	117
4.5 Skapolit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).	119
4.6 Plajiyoklaz minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).	120
4.7 Biyotit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).	122
4.8 Çataldağ Granitoyidi'nin majör ve iz element kompozisyonları.....	127
4.9 Çataldağ Granitoyidi ve I - S tipi granitoyidlerin genel karakteristikleri	139
4.10 Skarn zonuna ait kayaçların majör ve iz element kompozisyonları.	155
4.11 Mermer ve Kocaçakıltepe maden ocağına ait cevher örneğinin majör ve iz element kompozisyonları.....	163
5.1 Skarn zonlarında ölçülmüş sıvı kapanımların mikrotermometrik değerleri.	190
6.1 Oksijen izotop analiz sonuçları (%)	208
6.2 Oksijen izotop analiz sonuçlarından hesaplanan denge sıcaklıkları ve akışkanın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.....	212
6.3 Çeşitli mineral çiftleri için geliştirilen oksijen izotop jeotermometreleri.....	213
6.4 Sıcaklık bağımlı $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral-H}_2\text{O}}$ eşitlik sabitleri.....	213
6.5 Granatların kimyasal kompozisyonu ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.	216
6.6 Bölgedeki mermer ve skarn cevherleşmesi içinde gelişen kalsit minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları (‰).....	220

ÇİZELGELER DİZİNİ (devam)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
6.7 Dekarbonatlaşma reaksiyonunda buharlaşma süreciyle tüketilen ^{13}C ve ^{18}O miktarları.....	227
6.8 Bölgedeki çeşitli kükürt minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop oranları (%).	235

BÖLÜM 1

GİRİŞ

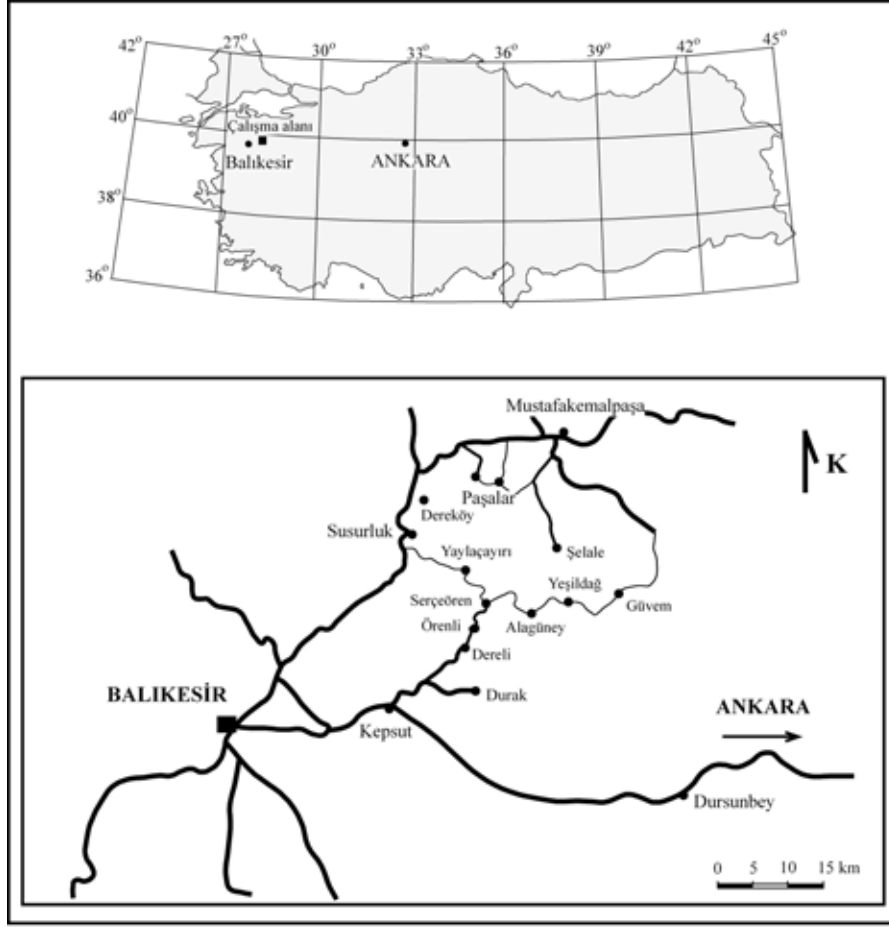
1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması

1.1.1 Çalışma alanı

İnceleme alanı Balıkesir iline bağlı Susurluk ilçesinin doğusunda yer almaktadır. Çalışma sahası İ20a2, b1 ve b4 paftalarında yaklaşık olarak 45 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanında önemli yerleşim yerleri Dereköy, Paşalar, Örenli, Serçeören ve Alagüney köyleridir.

1.1.2 Çalışma alanındaki yerleşim yerleri ve morfolojisi

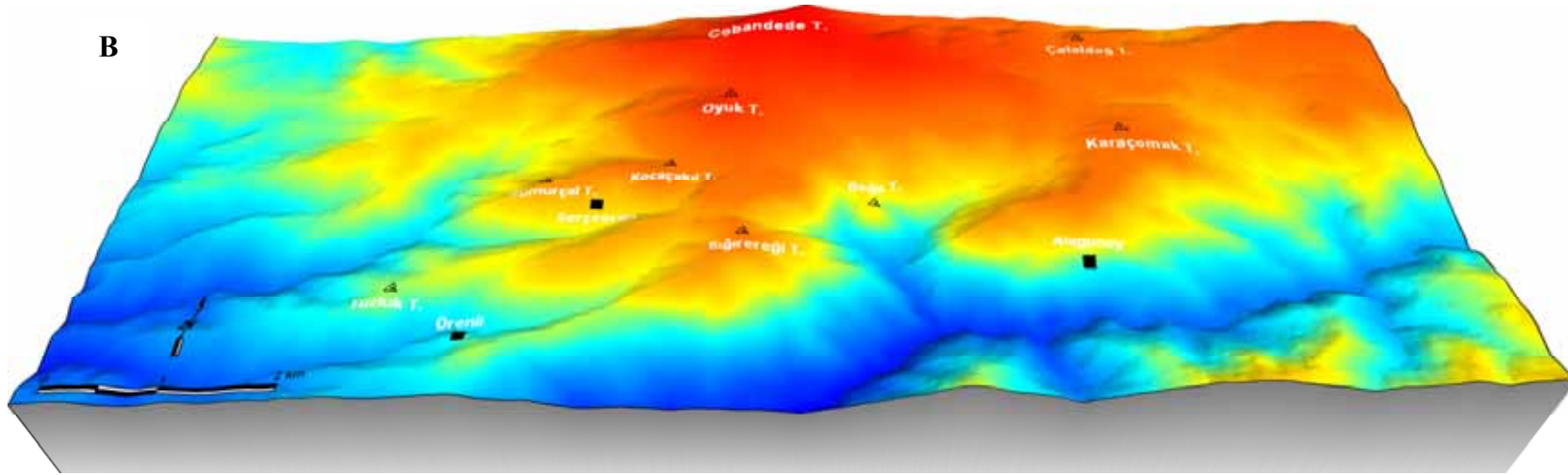
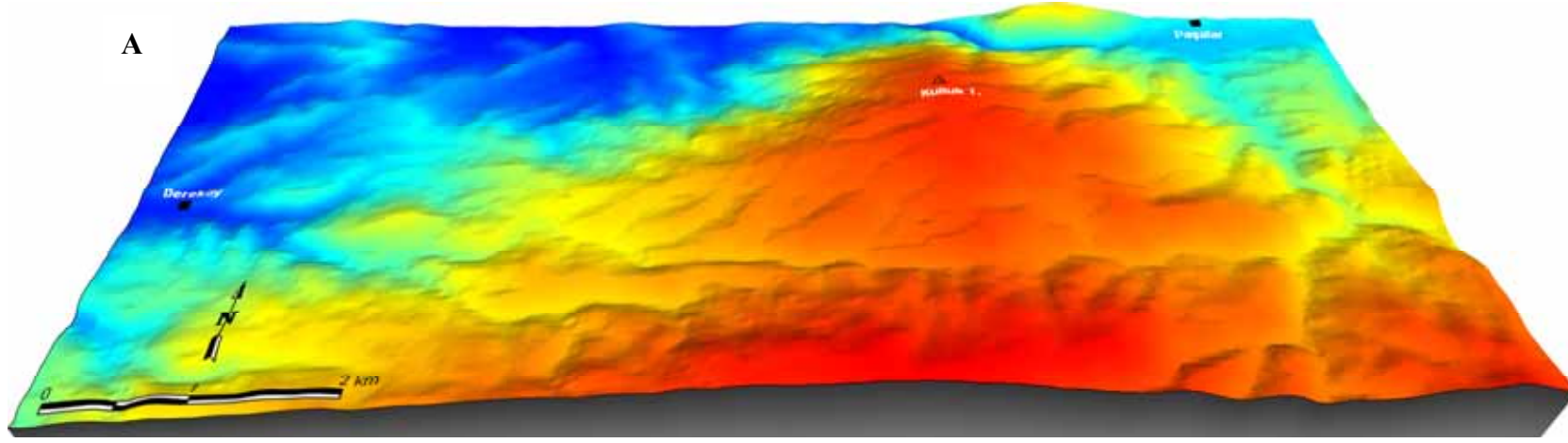
İnceleme alanında Serçeören, Örenli, Alagüney köyleri civarında kuzeyden güneye doğru yüksekliği azalan, oldukça engebeli bir rölyef hakimdir (Şekil 1.2). Simav çayı civarında yükselti 70 m'ye kadar düşmektedir. Tepe ve vadiler arasındaki yükselti farkları oldukça fazladır. Vadiler yamaçları çoğu zaman geçit vermeyecek kadar dik ve uçurumlar halindedir. Belli başlı yükselti; Bakacak tepe (963 m) Çobandede tepe (1317 m), Çataldağ tepe (940 m), Oyuktepe (1131 m), Yumurçal tepe (815 m), Kocaçakıl tepe (945 m), Sığırereği tepe (854 m), Boğa tepe (815 m), Tuzluk tepe (641 m), Kocabayır tepe (205 m) ve Karaçomak tepedir (944 m). Dereler sırtlar boyunca birleşerek Simav çayına akmaktadır. Bölgedeki önemli sırt ve dereler ise Naldöken sırtı, Zindancık sırtı, Karakova sırtı, Maden sırtı, Killik sırtı, Akçapınar dere, Naldöken dere, Zindancık dere, Serçeören dere, Karakova dere, Ketenlik dere, Değirmen dere ve Sarıkaya deresidir. Dereköy - Paşalar arasında gözlenen bazı önemli yükselti ve dereler ise Küllük tepe (562 m), Acısudere, Bıçkıdere ve Karaderesidir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.

1.1.3 Ulaşım

Çalışma alanında Susurluk-Dereköy ve Susurluk-Yaylaçayır köyleri arasında asfalt diğer kısımlarda ise stabilize yol bulunmaktadır (Şekil 1.1). Maden ocaklarının bulunduğu alanlarda orman yolları oldukça bozuktur ve ulaşım genellikle patika yollar ile sağlanmaktadır. Topoğrafyanın çok engebeli oluşu, yolların bozuk olması, bölgenin orman ve bitki örtüsü ile kaplı olması çalışma alanında ulaşımı zorlaştırmaktadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının sayısal arazi modeli (A: Dereköy-Paşalar, B: Örenli-Serçeören-Alagüney köyleri arası).

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsam

“Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir-Batı Anadolu)” başlığı altında hazırlanan doktora tezinin konusunu Susurluk doğusundaki Tersiyer yaşlı Çataldağ Granitoyidi’nin Oligo-Miyosen ve Mesozoyik yaşlı metamorfik ve karbonatlı birimlere sokulumu sonucu gelişmiş kontakt metasomatik yataklar oluşturur. Skarn olarak da nitelendirilen bu yatakların oluşumunda etkin rol oynayan akışkanlar ve bunların evrimine yönelik jeokimyasal parametrelerin açıklaması çalışmanın ana hedefidir.

Granitoyid sokulumu ile karbonatlı kayaçlar arasında bulunan büyük ve küçük ölçekli skarn zonları; akışkan infiltrasyonu, metasomatik reaksiyonlar, sıcaklık değişimleri ve akışkanların karışımının temel rol oynadığı metasomatik süreçlere bağlı olarak oluşur. Çok sayıda skarn sistemi bu süreçlere bağlı olarak proksimal granat, distal piroksen ve vezüvyanit (veya vollastonit, bustamit gibi piroksenoid veya rodonit) gibi genel bir zonlanma sunar. Bu nedenle, skarn minerallerinde sistematik renk ve kompozisyon çeşitliliği gözlenir. Skarn zonlarının oluşum koşulları ve kökeninin ortaya konulmasına yönelik çalışmalar arazide sistematik örnek alımı ve mineralojik tanımlamalar ile başlar. Mineralojik parajenezlerin belirlenmesi skarn zonlarına yönelik oluşum modelinin açıklanmasının temelini oluşturur. Skarn zonlarında gelişmiş minerallerin bileşimlerinin belirlenmesi, metasomatik süreç boyunca etkili olan akışkanların bileşimlerini ve oluşum koşullarını saptamanın etkin yollarından birisidir. Ayrıca, önemli skarn minerallerinden olan granat ve piroksene ait bileşimler de skarn yatağının metal içeriği hakkında önemli ipuçları verir.

Skarn kökenine yönelik yapılan çalışmalarda, mineral parajenezleri ve bileşimlerinin belirlenmesi yanında skarn oluşumunda önemli rol oynayan plüton ve karbonatlı kayaçlar birlikte ele alınarak incelenir. Skarn kayaçları ile plüton ve karbonatlı kayaçların majör ve iz element bileşimlerinin incelenmesi kontakt metasomatik etkileri açıklamanın ve magmatik–metamorfik akışkanların iskeletini

kurmanın en etkili yoludur. Ayrıca sokulum ve karbonatlı kayaçların bileşimi ile skarnların metal içerikleri arasında da sistematik bir ilişki vardır.

Skarn yataklarının oluşumunda etkili akışkanların belirlenmesinde jeokimyasal çalışmalar ile birlikte sıvı kapanım ve duraylı izotop çalışmaları da önemli sonuçlar vermektedir. Kristallerin büyümesi sırasında ve/veya sonrasında klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında tutulmuş sıvı damlacıkları, oluşum sıcaklıkları ve cevherleşmeye neden olan akışkanların bileşimi hakkında kesin veriler sağlamaktadır. Sıvı kapanım çalışmaları gibi duraylı izotop çalışmaları da ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ oranları) cevher oluşturan akışkanların köken ve evrimine yönelik problemlerin çözümünde önemli veriler sunmaktadır. Kabuk, üst manto, yan kayaçlar ve su birbirlerinden farklı H, C, O ve S izotop değerlerine sahiptir. Farklı bir kayaç veya akışkanla etkileşim sonucunda, rezervuardaki çözeltiler yeniden dengeye ulaşacaklar ancak bileşimleri önemli ölçüde değişikliğe uğrayacaktır. Jeokimyasal işlevler neticesinde (dekarbonatlaşma reaksiyonu, akışkan-kayaç etkileşimi ve yükseltgenme/indirgenme reaksiyonları), elementlerin izotopik oranları belirgin şekilde değişecektir. Skarn sistemlerinde yer alan elementlerin izotopik kompozisyonları ve sistem içindeki değişimleri akışkanların skarn oluşumunda evrimini anlamada etkin yollardan birisidir.

Skarn yataklarının oluşumunda etkili akışkanların kökeni ve evrimine yönelik yapılan güncel çalışmalarda mineral parajenezlerinin belirlenmesi ile birlikte jeokimyasal, izotopik ve sıvı kapanım çalışmaları birlikte yürütülmektedir. Bu tür analitik yaklaşımlar uluslararası çalışmalarda yaygın olarak kullanılmakla beraber kısıtlı olsa da ülkemiz genelinde yapılan çalışmalarda da uygulanmıştır. Tersiyer yaşlı Çataldağ Granitoyidi'nin Mesozoyik yaşlı karbonatlı kayaçlara sokulumu neticesinde gelişmiş kontakt metasomatik zonların oluşum koşulları ve kökenini çeşitli analitik yöntemlerle belirlemek bu çalışmanın amaç ve konusunu oluşturmaktadır. Bu bölgede daha önce böyle bir çalışmanın yapılmamış olması nedeniyle bu araştırma skarn jeokimyası konusunda literatüre önemli veriler sağlayacaktır.

1.3 Çalışma Yöntemleri

Tez çalışması arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada yürütülmüştür. Bu aşamalar aşağıda sırasıyla açıklanmıştır.

1.3.1 Arazi çalışmaları

Saha çalışmaları Susurluk (Balıkesir) ilçesinin doğusunda bulunan Çataldağ Granitoyidi'nin kuzeydoğusunda ve güneyinde gelişmiş skarn zonlarını kapsar. Oligo-Miyosen yaşlı Çataldağ Granitoyidi ile Paleozoyik yaşlı Fazlıkonağı Formasyonu ve Mesozoyik yaşlı karbonatlı birimlerinin arasında gelişmiş skarn zonları İ20a₂, b₁ ve b₄ paftalarında yer alır. 2006 ve 2007 yıllarında gerçekleştirilen arazi çalışmalarında ilk olarak, çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalar kullanılarak bölgedeki skarn oluşumlarının jeolojik konumları ve işletilmiş maden ocaklarının koordinatları belirlenmiştir. Bir sonraki aşamada ise, skarn oluşumlarının yaygın olarak gözlemlendiği Serçeören bölgesinde, Çataldağ Granitoyidi ile metamorfitle (şist ve mermer) ve kireçtaşı ve mermer dokanağı boyunca GPS yardımıyla skarnların 1/5.000 ölçekli zon haritası çizilerek, skarn zonlarının yatay ve düşey dağılımları belirlenmiştir. Maden ocaklarının gözlemlendiği alanlarda, skarn zonlarının renk ve kompozisyonel çeşitliliği esas alınarak Çataldağ Granitoyidi'nden itibaren ölçekli skarn kesitleri çıkartılmış ve sistematik örneklemeler yapılmıştır. Ayrıca maden zuhurları ve çevresinden, skarn ve alterasyonunun gözlemlendiği alanlardan, Çataldağ Granitoyidi'nin çekirdek ve kenar fasiyeslerinden, metamorfik ve karbonatlı kayalardan sistematik örnekler toplanmıştır.

1.3.2 Laboratuvar çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları mineralojik ve petrografik, elektron mikroprob, kimyasal analiz, sıvı kapanım ve duraylı izotop çalışmalarından oluşmaktadır. Bu çalışmalar sırasıyla aşağıda verilmiştir.

1.3.2.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar

Laboratuar çalışmaları, araziden sistematik olarak toplanan örneklerin mineralojik, petrografik, dokusal ve yapısal özelliklerinin belirlenmesini takiben başlamıştır. Araziden alınan örnekler taş kesme cihazında kesilerek alterasyona uğramış kısımları temizlenmiş ve böylece ince kesit, parlak kesit ve XRD analizleri için hazır hale getirilmiştir. Toplanan örneklerden 150 adet ince kesit, 5 adet parlak kesit ve 40 adet XRD analizi MTA Genel Müdürlüğünde yapılmıştır. XRD analizi için örnekler agat havanda dövülerek toz haline getirilmiştir. Analizler Rigaku Geigerflex D-Maxll TC model XRD cihazı ile 2-Theta: 0-70° arasında gerçekleştirilmiştir. İnce kesit ve parlak kesitlerde örneklerin mineralojik, petrografik, dokusal ve yapısal özelliklerini belirlemeye yönelik incelemeler Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği ve Dumlupınar Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümlerinde Nikon Alphaphot-2 Pol marka polarizan ve Nikon Eclipse marka üstten aydınlatmalı mikroskoplar kullanılarak yapılmıştır. Fotoğraf çekimlerinde ise Nikon Eclipse marka mikroskopa bağlantılı Nikon E8400 fotoğraf makinesi kullanılmıştır.

1.3.2.2 Elektron mikroprob çalışmaları

Çataldağ Granitoyidi ve skarn minerallerinin kimyasal kompozisyonlarını belirlemeye yönelik elektron mikroprob çalışmaları Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapılmıştır. Bu amaçla, 20 adet örneğin mikroprob analizi yapılmıştır. Elektron mikroprob analizi Zeiss Evo 50 EP taramalı elektron mikroskobu üzerinde entegre Bruker Axs XFlash 3001 SDD (Silicon Drift Detector) EDS sistemiyle yürütülmüştür. Analizler tek tarafı parlatılmış ve üzeri karbon kaplanmış ince kesitler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Vakumlama işleminden sonra cihaz kalibre edilerek çalışma koşullarına getirilmiştir. Elektron mikroprob cihazı 15kV ivmelendirici gerilimde 15 nA demet akımı göndererek 20 sn sayma zamanı ile analiz yapmaktadır.

1.3.2.3 Kimyasal analiz çalışmaları

İnceleme alanı içerisinde mostra veren Çataldağ Granitoyidi, skarn zonu ve karbonatlı ve metamorfik kayalara ait toplam 78 adet örneğin kimyasal bileşimlerinin belirlenmesine yönelik majör oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. Analizler için yaklaşık 30 gr örnek hazırlanmıştır. Örneklerin tüm kayaç analizleri ACME (Kanada) Laboratuvarlarında ICP tekniği kullanılarak yapılmıştır. Majör oksitler ile C ve S analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak, iz element analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kimyasal analizlerle ana oksitlerden SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3top}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, A. Z. (A. Z: Ateşte Kayıp; 1000°C) iz elementlerden Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Ta, Th, U, Nb, Y, Cu, Zn, Pb, Cs, Ga, V, Ni, Co, Sc ve nadir toprak element içerikleri saptanmıştır.

1.3.2.4 Sıvı kapanım çalışmaları

Çataldağ skarn zonundan alınan örneklerde skarn zonunun sıcaklığı ve cevherleşmeye neden olan akışkanların kökenini belirlemeye yönelik sıvı kapanım çalışmaları İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım laboratuvarında yapılmıştır. 2x3x1 cm. boyutlarında hazırlanmış seçilmiş 6 adet örnek, aşındırma işleminden sonra Struers marka RotoPol 35 ve PdM-Force 20 parlatma cihazlarında dört aşamada parlatılarak sıvı kapanım çalışmalarına hazır hale getirilmiştir. 200 mikron kalınlığında iki tarafı parlatılmış ince kesitlerde, petrografik analizler ile çeşitli skarn minerallerinde ölçüme uygun birincil sıvı kapanımlar belirlenmiş ve 0.5x0.5 cm ebatlarında küçük chipler hazırlanmıştır. Hazırlanan chipler, Leica DMLP marka polarizan mikroskoba monte edilmiş ve analizler “Linkham THMG-600 ısıtma-soğutma (heating-freezing)” düzeneğinde yapılmıştır. Düzenekte, ısı ve soğutma kontrolünü sağlamak amacıyla ısı kontrol paneli sistemi ile faz değişimlerini takip edebilmek için kamera ve monitör bulunmaktadır. Isıtma evresinde maksimum 600°C ye kadar ısıtma yapılabilmektedir. İki fazlı kapanımlarda homojenleşme sıcaklığını tespit etmek için, sistem tek bir faza dönüşene kadar ısıtılmış

tek fazın ortaya çıktığı bu sıcaklık, homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanmıştır. Yapılan ölçümlerde ısıtma evresi (heating stage) için doğruluk $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ 'dir. Soğutma evresinde ise sıvı nitrojen sistemi devreye sokularak sistem soğutulmakta ve sıvı kapanımında meydana gelen faz değişimleri takip edilmektedir. Genellikle soğutma sırasında faz değişimlerini fark etmek kolay olmamaktadır. Bu nedenle sıvı kapanım tamamen donduktan sonra yeniden ısıtılır. Sistem tamamen donduktan sonraki yeniden ısıtma evresinde, sistemin ilk ergime derecesi/ötektik sıcaklık değeri (Te) ile son buz erime sıcaklık değeri (Tm-ice) belirlenmektedir. Soğutma evresi (freezing stage) için ölçümlerdeki doğruluk derecesi ise $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 'dir.

1.3.2.5 Duraylı izotop çalışmaları

Skarn oluşumunda rol oynayan akışkanların kökenine yönelik bilgi sağlamak ve skarnın oluşum sürecini araştırmaya yönelik olarak Çataldağ Granitoyidi ve skarn zonuna ait silikat minerallerinden δD , $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) (İskoçya) ve sülfür minerallerinde $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizleri Queensland University'nde (Avustralya) ve kalsit minerallerinde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri ise Arizona University'nde (ABD) yapılmıştır. δD analizi için granitoyide ait biyotit, $\delta^{18}\text{O}$ analizi için granitoyitte kuvars, plajiyoklaz; skarn zonunda kuvars, plajiyoklaz, granat, klinopiroksen, vezüvyanit ve vollastonit; $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ analizleri için skarn kalsit ve $\delta^{34}\text{S}$ analizleri için ise arsenopirit, pirotin, kalkopirit ve bornit mineralleri hazırlanmıştır. Granitoyid merkezinden 6 adet, kenar zonlardan 4 adet ve skarn zonlarından 32 adet silikat minerali, mermer ve skarnlardan 18 adet kalsit minerali, skarn zonundan 3 adet sülfür ve diğer cevher zonlarından 3 adet sülfür minerali hazırlanmıştır. Taze kısımlarından yaklaşık 10 cm^2 lik alandan kırılmış kayaçlar agat havanda dövülmüş ve elekler yardımı ile tane boylarına ayrılmıştır. Nikon marka binoküler mikroskop altında bu örneklerden saf mineral taneleri elle ayrılmıştır. Tane ayırma işleminden sonra, kalsit dışındaki örneklerde %1 N HCl kullanılarak karbonat temizlemesi yapılmıştır. Bütün örnekler saf suda yıkama ve kurutma işleminden sonra izotop analizine hazır hale getirilmiştir.

1.3.3 Büro çalışmaları

Saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler büro çalışmaları ile değerlendirilmiştir. Büro çalışmalarında öncelikli olarak elde edilen veriler ışığında gerekli bilgisayar programları kullanılarak harita ve kesitlerin çizimleri gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları değerlendirilerek tablo, grafik ve şekiller oluşturulmuş ve diğer veriler de göz önüne alınarak gerekli yorumlar yapılmış, çalışmanın amaç ve konusuna ulaşılmaya çalışılmıştır.

1.4 Önceki Çalışmalar

Bu bölümde skarn yataklarına yönelik yapılmış uluslararası ve ulusal çalışmalar ve çalışma alanında içinde yer aldığı bölgede yürütülen çeşitli jeolojik araştırmalar ayrı kısımlar halinde sunulmuştur.

1.4.1 Skarn yataklarına yönelik uluslararası çalışmalar

Kontakt metasomatik ya da günümüzde skarn olarak tanımlanan yataklar kendilerine has mineralojileriyle değişik cevherleşmelerin olduğu ekonomik yönden önemli yataklardır. Jeokimyasal ve mineralojik yönden farklı bileşim gösteren skarn yatakları, metal içeriklerine göre Einaudi et al. (1981); Einaudi and Burt (1982) ve Meinert (1983; 1992) tarafından sınıflandırılmıştır. Skarnın ana minerali olan granat ve piroksenlere göre yapılan bu sınıflamalarda, skarnlar metal içeriklerine göre sekiz tipe ayrılmıştır. Bu araştırmacılar, skarnların metal içerikleri ile granat ve piroksen bileşimleri arasında sistematik bir ilişki olduğu belirtmişler ve skarnları sırasıyla Fe, W, Cu, Zn-Pb, Mo, Sn ve Au skarn olarak adlandırmışlardır. Einaudi et al. (1981) granatların Fe^{+2} ve Fe^{+3} içeriğine göre W skarnı indirgenmiş ve oksitlenmiş olarak iki gruba ayırmışlardır. Bu araştırmacılara göre, indirgenmiş W skarn düşük andradit (Fe^{+3}); oksitlenmiş W skarn ise yüksek andradit içeriğine sahiptir. Nakano (1994; 1998) ise her skarn tipi için piroksen kompozisyonlarını incelemiş ve istatistiksel bir değerlendirme yaparak farklı skarn tipleri için piroksenlerde Mn/Fe değerlerini tanımlamıştır. Skarn minerallerine

göre yapılan bu sınıflamanın yanı sıra, skarn tipinin bağlı bulunduğu intrüzyonun bileşim, büyüklük ve tektonik ortam karakteristikleri bakımından farklılıklar sunduğunu belirtilmiştir (Einaudi et al. 1981; Einaudi and Burt 1982; Meinert 1992; 1995). Dolayısıyla, her skarn tipinin kendine has jeokimyasal bileşim ve mineralojiye sahip olduğu vurgulanmıştır.

Bazı araştırmacılar ise, zonlu kristal yapısına sahip granatlar üzerinde skarn oluşumunda etkili akışkanların evrimine yönelik çalışmalar yapmışlardır (Jamtveit, 1991; Jamtveit and Anderson, 1993; Clechenko and Valley 2003; Ciobanu and Cook, 2004). Bu araştırmacılar, granatların çekirdek kısmının erken evreyi bantların ise sonraki evreleri temsil ettiğini ve bunların da etkin akışkan bileşimindeki değişiklikler ile Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığını belirtmişlerdir. Granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru And/Grs ve Grs/And oranlarındaki artış ve azalışlar ise oksitlenme derecesi $f(O_2)$ ile ilişkilendirilmiştir (Abu El-Enen et al., 2004). Oksitlenmiş W skarnlarda, proksimal granat=piroksen seviyesindeki zonlanmış granatların çekirdekten kenar zonlara doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesi tipik bir özellik olarak tanımlanmıştır (Taylor, 1976; Collins, 1977; Newberry, 1983).

Büyük skarn yataklarının magmatik aktiviteye bağlı olarak oluştuğu ve plütonun kimyasal kompozisyonu ile skarn tipi arasında doğrudan bir ilişki olduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Zharikov, 1970; Shimazaki, 1975; 1980; Einaudi et al., 1981; Kwak and White, 1982; Meinert, 1983; Newberry and Swanson, 1986; Newberry, 1987; 1991; Ray et al., 1995; Newberry, 1998; Meinert et al. 2005). Ray et al., (1995) ve Meinert et al. (2005) Fe, Cu, Au, Mo, W, Sn ve Pb-Zn skarnları, ilişkili oldukları plütonlarla birlikte ele alarak jeokimyasal olarak incelemişler ve magma karakterinin yanısıra magmanın oksitlenme derecesi ile de skarn tipinin belirlenebileceğini ortaya koymuşlardır (Newberry and Swanson, 1986; Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005).

W skarnın ilişkili olduğu plütonun genel karakteri birçok araştırmacı tarafından araştırılmıştır (Kwak and White, 1982; Newberry and Swanson; 1986; Keith et al., 1989; Newberry, 1998). Newberry and Swanson (1986) W skarnın oluştuğu granitoidlerin oldukça hacimli olduğunu, kaba taneli holokristalin ile porfirik dokuların birlikte geliştiğini ve K-feldspat megakristalleri içerdiğini belirlemişlerdir. Plütonların granit ile granodiyorit arası bileşimde olduğunu ve mirmekitik dokuların yaygın olarak gözlemlendiğini tespit etmişlerdir. W skarnı oluşturan plütonun karakteri ise tartışma konusu olmuştur. Kwak and White (1982) oksitlenmiş, Keith et al. (1989) indirgenmiş karakterli plütonların etkili olduğunu belirtirken, Newberry and Swanson (1986) ise plütonun her iki karakterde de olabileceğini öne sürmüşlerdir. Einaudi et al. (1981) indirgenmiş W skarn plütonlarının oksitlenmiş W skarn plütonuna göre daha derinde soğuduğunu ve dolayısıyla basıncın daha yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Ray et al. (1995) W skarnın bağlı bulunduğu granitlerin kıta-içinde geliştiğini savunurken, Newberry and Swanson (1986) ve Newberry (1998) ise bunların dalma-batma zonlarında geliştiğini ve bu oluşum sürecinde kıtasal kabuk kirlenmesinden fazla etkilenmediğini savunmuşlardır. Newberry and Swanson (1986) ve Newberry (1998) geniş ölçüde fraksiyonlanma gösteren granitoidlerin tektonik ortam olarak kıta içinde gelişen veya çarpışmayla eş zamanlı plütonlar olduğunu vurgulamışlardır.

Kontakt metasomatik yataklarda akışkanların kökeni ve evrimine yönelik duraylı izotop çalışmaları 1960'lı yıllarda başlamıştır. Skarn zonunda yapılan bu çalışmalarda plütonun kenar fasiyeslerine doğru minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karbonat kayacı ile etkileşim sonucu arttığı fark edilmiştir (Shieh and Taylor, 1969; Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al., 1985). Skarn minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları prograd evrede (susuz fazlarda) magmatik kökene işaret ederken, retrograd evrelerde (sulu fazlarda) ise akışkanlar magmatik ve/veya meteorik kökenli olabilmektedir (Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al., 1985; Cartwright et al., 1997; Xu and Lin, 2000; Yücel Öztürk et al., 2008). Skarn kalsitlerde yapılan $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop çalışmalarında ise mermerden skarn zonlarına doğru izotop oranlarının düştüğü belirlenmiştir (Shieh and Taylor, 1969; Taylor and O'Neil, 1977; Brown et al., 1985; Bowman et al., 1985; Gerdes and Valley, 1994; Cartwright et al., 1997; Cartwright and Buick, 2000; Buick

and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003; Timon et al., 2006). Kalsitlerdeki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotoplarının tüketilmesi dekarbonatlaşma sonucu ortaya çıkan metamorfik buharlaşma (Shieh and Taylor, 1969; Valley, 1986) ve dış kaynaklı akışkanların infiltrasyonu ile açıklanmıştır (Bowman et al., 1985; Valley, 1986; Cartwright et al., 1997; Buick and Cartwright, 2000; Cartwright and Buick, 2000; Shin and Lee, 2003; Timon et al., 2006).

Skarn yataklarındaki cevher oluşumunda etkili akışkanların kaynağının ortaya konulmasında jeokimyasal ve izotopik çalışmalarla birlikte sıvı kapanım çalışmalarına da ağırlık verilmiştir. Skarn mineralleri içerisindeki sıvı kapanımlar sıcaklık, basınç ve skarn oluşturucu akışkanların bileşiminin belirlenmesinde kesin veriler sağlamıştır (Mathieson and Clark, 1984; Kwak, 1986; Layne and Spooner, 1991; Singoyi and Zaw, 2001; Gilg et al., 2001; Choi et al., 2003; Baker and Lang, 2003; Fan et al., 2004; Timon et al., 2006; Shin and Lee, 2006). Araştırmacılar sıvı kapanım çalışmalarında belirledikleri sıcaklık ve tuzluluk değişimleri ile prograd ve retrograd skarn evrelerini tanımlamışlardır.

Skarn zonunda kontakt metasomatik etkilerin izlerini görebilmek ve akışkanların kaynağını belirleyebilmek için skarn zonunda majör oksitlerle birlikte nadir toprak element (NTE) içerileri de incelenmiştir (Giuliani et al., 1987; Bau, 1991; Whitney and Olmsted, 1998; Ordonez-Calderon et al., 2008). Bu çalışmalarda, NTE'lerinin ana kayaktan skarn zonlarına doğru geniş bir yayılım gösterdiği ve skarn evrelerinde hareketli ya da hareketsiz davrandıkları belirlenmiştir.

1.4.2 Türkiye'deki skarn yataklarına yönelik çalışmalar

Ülkemizde skarn kökenine yönelik yapılmış çalışmalarda mineral parajenezleri kılavuz olarak kullanılmış, skarn ile doğrudan ilişkili plüton ve karbonatlı kayalar birlikte ele alınarak kontakt metasomatik etkiler jeokimyasal olarak açıklanmıştır (Sağiroğlu, 1984; Kuşcu ve Erler, 1999; Demange et al., 1998; Şaşmaz, 1999; Öngen 2000; Çalık ve Öngen, 2000; Kuşcu vd., 2001; Kuşcu et al., 2002; Altunbey and

Sağıroğlu, 2003). Kuşcu et al. (2002) ile Yücel Öztürk et al. (2005) ise Çelebi ve Evciler Granitoyid'lerine bağlı olarak oluşmuş skarn yataklarını, mineral parajenezi ile birlikte skarnı oluşturan plütonun jeokimyasal kompozisyonunu petrojenez ve tektonik ortama göre incelemişler ve dünyadaki diğer skarn plütonları ile karşılaştırma yaparak sınıflandırmışlardır. Ülkemizde, skarn yataklarının kökenine ait petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanında kısıtlı olsa da sıvı kapanım (Sezerer Kuru vd., 2006; Aysal vd., 2006) ve duraylı izotop (Yücel Öztürk et al., 2008) çalışmaları mevcuttur. Sıvı kapanım çalışmalarıyla metasomatik zonlardaki oluşum koşullarını belirlemek için mikrotermometrik ölçümler yapılmış, homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluklar hesaplanmıştır. Skarn zonlarının ilk evreleri yüksek sıcaklık ve tuzluluk ile karakteristik olmakla birlikte prograd evrelerde meteorik suyun katılımı ile sıcaklık ve tuzluluk değerleri azalmaktadır. Cevher oluşturan akışkanların sıcaklık ve kökenine yönelik duraylı izotop çalışmaları ise ilk olarak Yücel Öztürk et al. (2008) tarafından yapılmıştır. Evciler Granitoyidi'nde gerçekleştirilen bu çalışmada, susuz minerallerin baskın olduğu birinci (prograd) evrede granat ve piroksenlerin $\delta^{18}\text{O}$ oranlarının %4.6 ila 8.2 ve %6.2 ila 10.3; sulu minerallerin baskın olduğu ikinci (retrograd) evrede ise amfibol ve epidotların $\delta^{18}\text{O}$ oranlarının %6.3 ila 8.2 ve -%3.3 ila 5.1 arasında olduğu belirlenmiş, üçüncü evrede ise sülfür (pirotin+pirit+kalkopirit) klorit ve/veya kuvarsın geliştiği ortaya konmuştur (Yücel Öztürk et al., 2008). Prograd evre (susuz faz) mineral çiftlerinden 622-755°C sıcaklık aralığı elde edilmiş ve bu evrede magmatik akışkanların baskın olduğu vurgulanmıştır. Evciler Granitoyidi ile ısıtılan meteorik suyun sistemdeki sirkülasyonu sonucu granitoyid ve çevre kayalarda oksijen izotop oranlarının değiştii ileri sürülmüştür. Dünyadaki diğer skarn tipleri ile karşılaştırıldığında, Evciler Granitoyidi'ne bağlı gelişmiş skarnların Au-Cu tipi skarnlarla benzerlikler gösterdiğini belirtilmiştir.

1.4.3 Çalışma sahasındaki skarn yataklarına yönelik çalışmalar

Batı Anadolu'da Tersiyer magmatizmasına bağlı olarak oluşmuş birçok pirometazomatik ve hidrotermal (polijenetik) kökenli cevherleşme mevcuttur (Özocak, 1971; Dericioğlu, 1972; Erdağ, 1976; Pehlivanoğlu, 1979; Erdinç, 1978; Çakır ve Genç

1983; Taşkın, 1983; Alpan, 1994; Erbayar ve Pehlivanoğlu, 1995; Sarı ve Küçükefe, 2000; Yıldırım vd., 2001; Cengiz vd., 2001). Susurluk civarında gözlenen skarn cevherleşmeleri bölgede Tersiyer magmatizması ile ilişkili yatlardan birisidir. Bölgedeki cevherleşme Oligo-Miyosen yaşlı Çataldağ Granitoyidi'nin Paleozoyik yaşlı metamorfik (şist ve mermer) ve Mesozoyik yaşlı rekrystalize kireçtaşı ve mermerlere sokulumu ile oluşmuş kontakt metasomatik karakterdedir (Dericioğlu, 1972; Erdağ, 1976; Erdinç, 1978; Çakır ve Genç, 1983; Alpan, 1994; Pehlivanoğlu ve Erbayar, 1995; Akyüz, 1995; Arık, 1995). Çalışma alanının da kapsayan iki adet doktora (Erdağ, 1976; Akyüz, 1995) ve bir adet yüksek lisans tez (Arık, 1995) çalışması bulunmaktadır. Bölgede yapılmış çalışmalar kısaca şöyledir:

Dericioğlu (1972), Sarıkaya civarındaki Cu-Pb-Zn cevherleşmelerin şistlerle aridalanmalı mermerler içerisinde geliştiğini ve kontakt pnömatolitik karakterde olduğunu belirlemiştir.

Erdağ (1976), Çataldağ Granitoyidi'nin güney kısmının jeoloji ve petrografisini çalışmıştır. Plütonun granodiyorit bileşimine sahip olduğunu ve skarn zonunun kontakt metasomatik süreçler sonucunda geliştiğini belirlemiştir. Aynı araştırmacı, skarn zonunda yapmış olduğu petrografik incelemeler neticesinde granat, diyopsit, vezüvyanit, vollastonit, forsterit, skapolit, tremolit ve biyotit minerallerini tespit etmiştir. Pelitik kayaçların kantağında ise kordiyerit mineralini belirlemiş mineral parajenezlerinden yola çıkarak kontakt metamorfizmadaki oluşum sıcaklığını açıklamıştır.

Erdinç (1978) ile Çakır ve Genç (1983), bölgedeki vollastonit zuhurlarının ön etüdünü yapmışlardır. Çakır ve Temiz (1989) Balıkesir-Kepsut-Örenli-Serçeören-Örencik-Soğucak-Yaylabaşı civarının jeolojik etüdünü ve talk prospeksiyonunu gerçekleştirmişlerdir.

Ergül vd. (1980), Biga yarımadası doğusunda Balıkesir-Marmara Denizi arasında kalan sahada Batı Anadolu'nun jeolojik gelişiminin çözümüne katkıda

bulunmak için genel amaçlı jeolojik çalışma yürütmüşlerdir. Bölgede 1/25.000 ölçekli jeolojik harita alımına paralel olarak petrografik ve paleontolojik tanımlamalar ile radyometrik yaş tayinleri yapmışlardır. Çataldağ Granitoyidi'nin modal analizine göre bileşiminin siyenogranit ile granodiyorit arasında değiştiğini ve granitlerin kontakt zonlarında metamorfizmanın hornblend-hornfels ile albit-epidot-hornfels fasiyesleri şeklinde geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Granitlerde yapılan K/Ar yaş tayinleri ile granitin yaşının Paleosen olduğunu ortaya koymuşlardır.

Akyüz (1995), Manyas-Susurluk-Kepsut arasında (çalışma alanını da kapsayan) kalan bölgedeki birimleri jeolojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan incelemiş ve bölgedeki tektonik birlikleri tanımlamıştır. Bölgedeki birimler Sakarya zonu, İzmir-Ankara zonu, Anatolid grubu ve Tektonizma sonrası birimler olarak çeşitli tektonik birliklere ayrılmıştır. Paleo-Tetis okyanusunun güneye dalması ile oluşan Sakarya zonu birimlerinin Karakaya Kompleksi, Nilüfer Birimi, Hodul Birimi ve Orhanlar Grovağı'ndan; İzmir-Ankara zonu birimlerinin ise Senomaniyen-Meagriyen yaşlı Ovacık Melanjı, Meagriyen-Üst Paleosen yaşlı Bornova Flişi'nden oluştuğu belirlenmiştir. Bölgede gözlenen Anatolid-Torid platformu kuzey ucunu temsil eden Orhaneli Biriminden ve tektonizma sonrasında da Ilıca-Şamlı ile Çataldağ Granodiyoritlerinin yer aldığını tespit etmiştir. Bölgede tektonik olarak en az üç evrenin geliştiğini savunmuş, tektonik evrimin Paleo-Tetis ve Neo-Tetis okyanuslarının kapanması ve Miyosen sonrası Anadolu levhasının batıya kaçması şeklinde geliştiğini açıklamıştır. Bölgedeki granodiyoritlerin post-tektonik olduklarını, 700-800°C'de soğuduklarını ve çevresinde hornblend-hornfels fasiyesine ait kontakt metamorfizmanın geliştiğini belirtmiştir.

Arık (1995), bölgenin jeolojisini ve stratigrafisini etüt etmiş, çalışma alanında bulunan vollastonit, talk yataklarını ile çinko-kurşun ve bakır oluşumlarını petrografik yönden incelemiş ve rezerv hesaplamaları yapmıştır. Çalışma alanındaki vollastonit mineralizasyonunun granit, monzonit, siyenit, kuvars monzonit ve kuvars siyenit bileşimine sahip intrüzif kayalara bağlı olarak geliştiğini, skarn zonunda ise vollastonit, granat, piroksen, plajiyoklaz, kalsit, kuvars, tremolit, silimanit, epidot,

skapolit, forsterit, sfen, K-Feldspat, apatit ve kordiyerit şeklinde mineral parajenezinin geliştiğini belirlemiştir. Aynı araştırmacı, talk oluşumlarının ise silisli dolomitik kireçtaşlarının düşük dereceli metamorfizması ve serpantinlerin alterasyonu sonucu geliştiğini öne sürmüştür.

Boztuğ vd. (2006), Kuzeybatı Anadolu’da yer alan Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) ve Kozak (İzmir) granitoidlerini jeokimyasal olarak incelemişler ve bu plütonların K-Ar soğuma yaşlarını tespit etmişlerdir. Ilıca ve Kozak Granitoidlerinin yüksek ve orta K’lu kalk-alkalen, metalumino bileşimli I-tipi granit türü kayalardan, Çataldağ Granitoidi’nin ise I-tipi ve peralumino bileşim sergileyen Çataltepe K-feldspat mega kristalli granit ve S-tipi özellik gösteren Turfaldaki iki mikalı graniti olarak iki farklı litolojiden oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu granitoidlerde yaptıkları K-Ar analizleri ile Ilıca Granitoidi’nin Üst Eosen-Oligosen (25.6 ± 1.9 ile 37.7 ± 1 My), Çataltepe K-feldspat mega kristalli granitinin Oligo-Miyosen (21.7 ± 0.1 ile 25.9 ± 0.5 My), Turfaldaki iki mikalı granitinin Alt Miyosen (21.2 ± 6 ile 21.9 ± 0.6 My), Kozak Granitoidi’nin Alt-Orta Miyosen (14.6 ± 1.0 ve 23.0 ± 3.8 My) yaşlı olduklarını belirlemişlerdir. Petrografik ve jeokimyasal çalışmalar ile Çataldağ Granitoidi’ne ait I-tipi granitoidlerin mafik ve felsik magmaların karışımı sonucu hibrit kökenli magmadan, S-tipi granitlerin ise tipik olarak kabuksal kökenli felsik magmadan kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. I tipi granitlerde yaptıkları jeokimyasal çalışmalar neticesinde, Çataldağ Granitoidi’nin LILE, HFSE ve HNTE bakımından zengin olduğunu ve dalma-batma magmatizması ile metasomatizmaya uğramış manto malzemesi karakteristikleri gözlemişlerdir. Bölgesel jeolojik konum içerisinde değerlendirdiklerinde, Ilıca, Çataldağ ve Kozak Granitoidlerinin çarpışma sonrası litosferik dilim kopması (kıtasal kabuğun kısmen veya tamamen tüketilmesi) mekanizmasıyla gelişmiş oldukları sonucuna varmışlardır.

BÖLÜM 2

GENEL JEOLojİ

Batı Anadolu'da, Triyas öncesi yaşlı kuzeyde Kazdağ Masifi, kuzeydoğuda Uludağ Masifi, Güneyde ise Menderes Masifine ait birimler yer almaktadır (Bingöl, 1976). Çalışma alanının tabanında, Paleozoyik yaşlı yeşilist, mikaşist ve mermerlerden oluşan Fazlıkonağı Formasyonu yer almaktadır (Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995). Fazlıkonağı Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla Alt Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu gözlenir (Bingöl vd., 1973; Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Okay vd., 1990). Karakaya Formasyonu Kazdağının güneyinde ve güneydoğusunda, Uludağ kuzeyinde, Manisa ve Simav kuzeyinde, Bilecik, Eskişehir ve Ankara dolaylarında ve Amasya'nın güneyinde geniş bir yayılım sunmaktadır (Bingöl vd., 1973; 1976). Birim konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve Permiyen yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Bölge Alt Triyas'da zaman zaman derinleşen çok hareketli sedimantasyon sürecine sahne olmuştur. Neritik ortam ürünleri olan Triyas-Jura-Kretase yaşlı kristalize kireçtaşı ve mermerler Karakaya Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alır (Erdağ, 1976; Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995). Üst Kretase'de birbirleriyle ilksel ilişkisi olmayan çökel, metamorfik, mafik ve ultramafik kayalardan meydana gelmiş Yayla Melanjı yerleşmiştir (Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990). Yayla Melanjı tüm eski birimleri tektonik dokanakla örtmektedir. Menderes Masifinin kuzeyinde Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritik intrüzyonlar gözlenir (Bingöl et al., 1982). Jeolojik veriler granodiyoritlerin Mesozoyik yaşlı litolojileri kontakt metamorfizmaya uğrattığını göstermektedir (Ercan vd., 1984; Ercan vd., 1990; Karacık and Yılmaz, 1998; Genç, 1998; Yücel Öztürk et al., 2005; Genç ve Altunkaynak, 2007). Çataldağ Granitoidi'nin kontakt zonlarında metamorfizma derecesinin albit - epidot hornfels ve horblend hornfels fasiyesinde geliştiği ve kontakt metamorfizma zonlarının oldukça geniş olduğu belirlenmiştir (Erdağ, 1976; Erdinç, 1978; Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995). Neojen tamamen karasal özellikteki Miyosen-Pliyosen yaşlı çamurtaşı, killi kireçtaşı birimleri ile bunlarla yanal ve düşey geçişli

andezit, lav, tuf ve aglomeralar ile temsil edilmektedir. Volkanikler genellikle asit ve kalk-alkalen bileşimdedir (Ergül vd, 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995). Volkanizmanın en son ürünü olan bazaltlar Pliyosen-Kuvaterner yaşlıdır (Ergül vd., 1980; 1986).

2.1 Stratigrafi

2.1.1 Fazlıkonağı Formasyonu (Pzf)

İnceleme alanının temelini oluşturan birim alaca renkli şistler ve bunlar içerisinde yer yer mercek ve bant şeklindeki mermerlerden oluşmuştur (Şekil 2.1). Birim değişik araştırmacılar tarafından farklı isimler altında tanımlanmıştır. Erdağ (1976) tarafından “kristalin şistler” olarak bahsedilen birim, Yalçınkaya ve Afşar (1980) tarafından “Kızıltepe Metamorfileri” olarak adlandırılmıştır. Ergül vd. (1980) ise metamorfikler (amfibolit şist, serpantin şist kuvarsit, metakumtaşı, kalk şist, mermer bant ve mercekleri) ile ultrabazikleri (spilit, diyabaz, serpantin, lisvenit, radyolarit) birlikte grup mertebesinde incelemişler ve en iyi Fazlıkonağı köyünde gözleendiği için birimi “Fazlıkonağı Grubu” olarak adlandırmışlardır. Ergül vd. (1986), Çakır ve Temiz (1989) ve Ercan vd. (1990) tarafından sadece metamorfik birimler formasyon mertebesinde incelenmiş ve “Fazlıkonağı Formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Akyüz (1995) ise, yeşil şist fasiyesine ait metamorfileri ve karbonatları Manyas’ın güneyindeki Sakarya zonu birimlerinden olan “Nilüfer Birimi” olarak adlandırmıştır. Nilüfer birimine ait metamorfikleri ise “Kiraz Metamorfiti” olarak isimlendirmiştir.

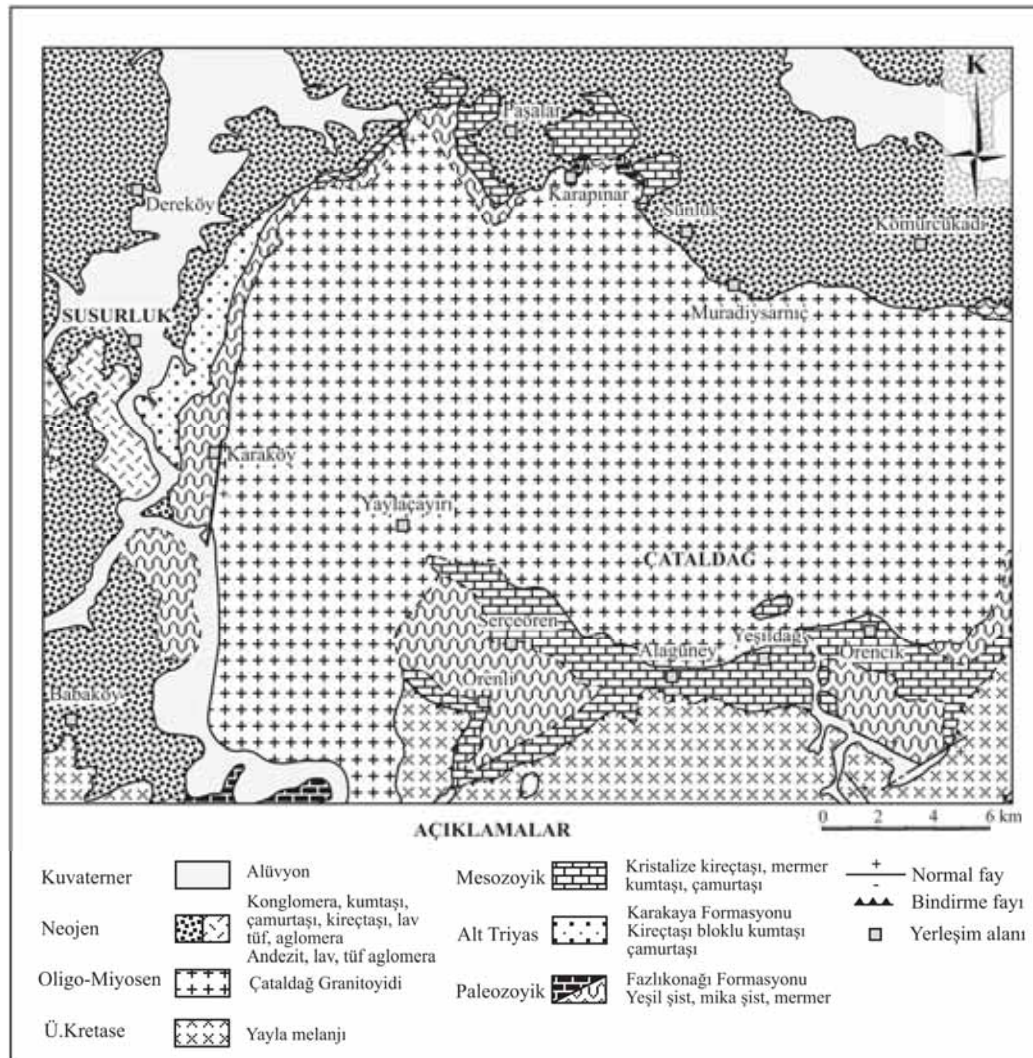
Fazlıkonağı Formasyonu yeşil, gri, kahve ve alacalı renk tonlarında gözlenmektedir. Belirgin şekilde lineasyon ve foliyasyon gösteren birim amfibolit şistler, mika şist, kuvars şist, serisit-klorit-kuvars şist ve talk şistlerden oluşur ve ayrıca mermer mercekleri içerir (Erdağ, 1976; Akyüz, 1995). Akyüz (1995) ise birimin amfibolit şist, mika şist, kuvars şist şeklinde belirgin bir dizilim göstermediğini belirtmiştir.

ÜST SİSTEM			FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMA
S E N O Z O Y İ K	S İ S T E M	S E R İ				
S E N O Z O Y İ K	T E R S İ Y E R	Oligosen-Miyosen - Pliyosen		Qal	Alüvyon	
				PIB	Bazalt	
				N, Nx, Mi, Pl	Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı ve bunlarla yanaldüsey geçişli andezitik lav, tüf, aglomera	
			Çataldağ Granitoyidi	Paç	Granit, granodiyorit	
M E S O Z O Y İ K	K R E T A S E	Üst	Yayla Melanjı	Ky	Ofiyolitik melanj; tektonik ilişkili çökel, metamorfik, mafik ve ultramafik kayalar	
				Mzmr	Kristalize kireçtaşı, mermer	
				W-Vol-Cu		
M E S O Z O Y İ K	T R İ Y A S	Alt	Karakaya Formasyonu	TRk	Permiyen kireçtaşı blokları içeren konglomera, kumtaşı, çamurtaşı	
				Pzmr		
P A L E O Z O Y İ K			Fazlıkonağı Formasyonu	Pzf	Mermer arakatlı yeşil şist, mikaşist	
				Cu-Pb-Zn		

Şekil 2.1. Balıkesir civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ergül vd., 1986'dan değiştirilerek alınmıştır).

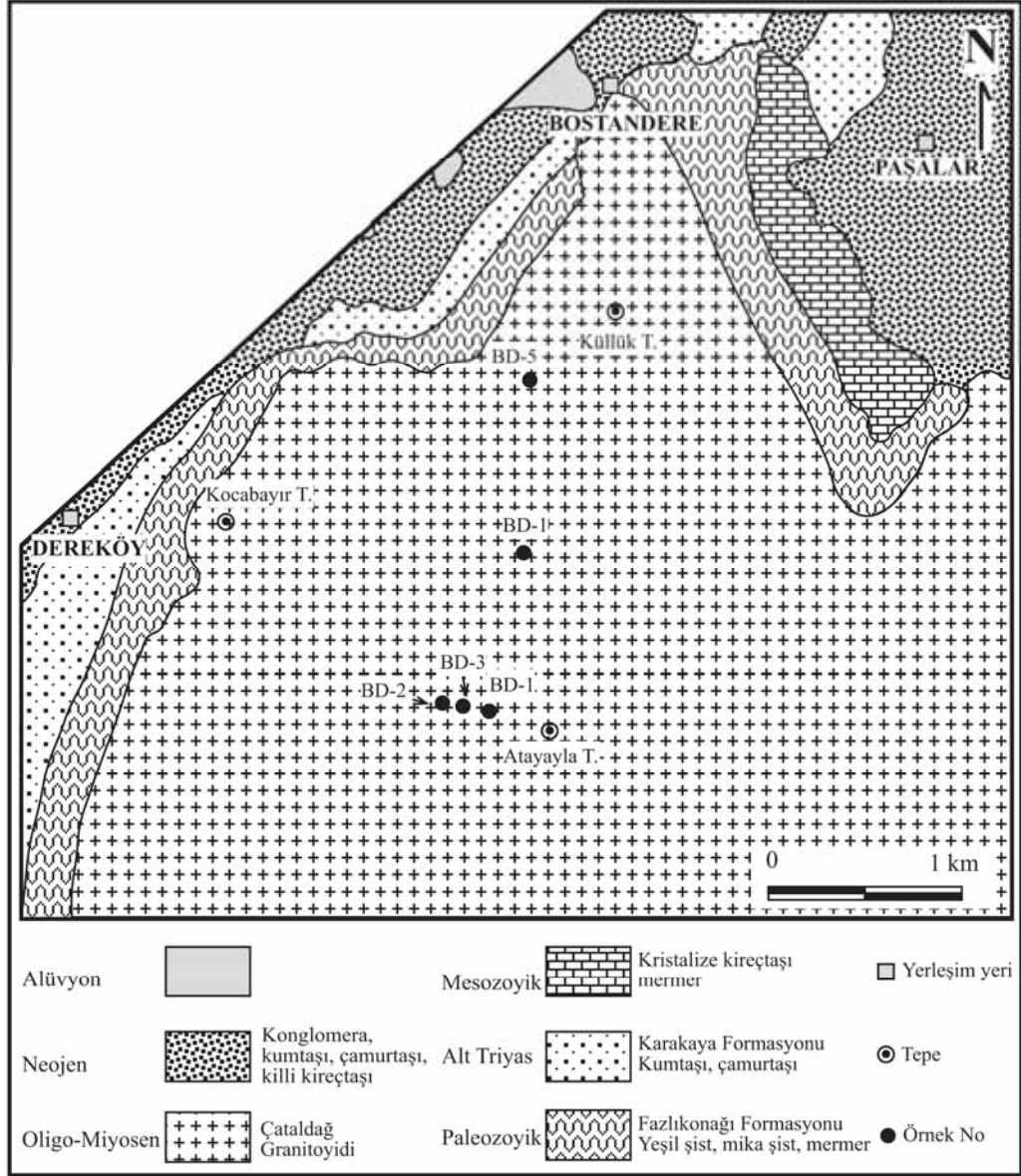
Fazlıkonağı Formasyonu Susurluğun doğusunda Dereköy-Paşalar arası ile Örenli köyü çevresinde geniş yayılım sunarken, Serçeören köyü ve Alagüney ile Yeşildağ

köyleri arasında dar bir alanda gözlenir. (Şekil 2.2, 2.3 ve 2.4). Şistler Serçeören ve Alagüney ile Yeşildağ köyleri arasında Mesozoyik yaşlı mermerler arasında nadir olarak ve ince şistozite düzlemleri şeklinde gözlenmektedir. Bu bölgelerde şistozite düzlemlerinin doğrultu ve eğimleri sırasıyla K67B, 42°GB ve K45B, 57°GB olarak ölçülmüştür. Örenli ve Bıçkıdere ile Acısudere civarlarında şistler daha yaygın olarak gözlenmekte ancak mermerler ise izole oluşumlar şeklinde sınırlı yüzlek vermektedirler. Örenli civarında şistlere ait cevherleşmelerin çevresinde yoğun alterasyonlar gelişmiştir.

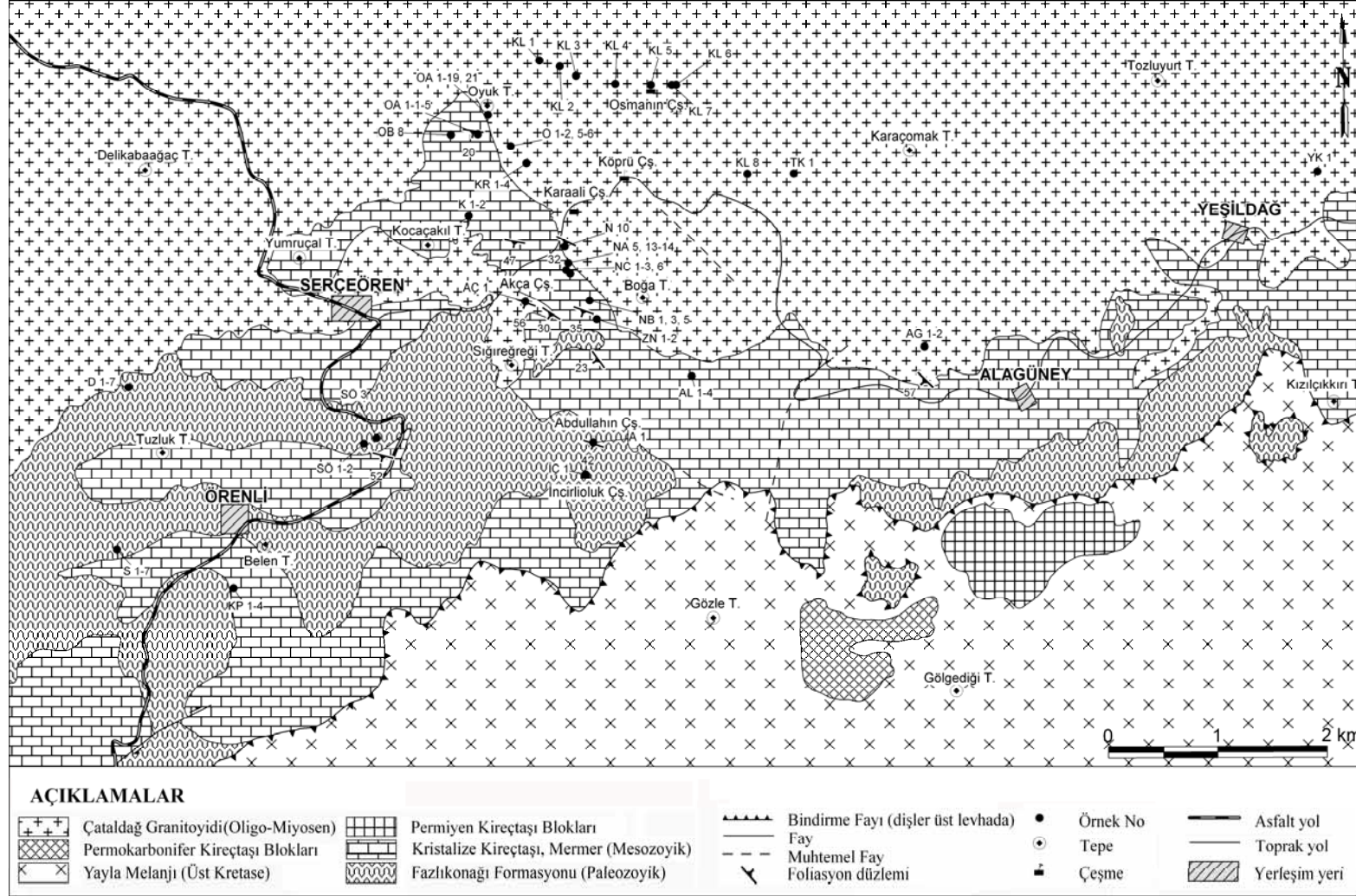


Şekil 2.2. Susurluk doğusunun jeoloji haritası (Ergül vd., 1986'dan alınmıştır).

Şistlerin doğrultu ve eğimleri K80B, 33°KD'dur. Bıçkıdere ile Acısudere mevkieinde ise şistlerin doğrultu ve eğimi K59B, 40°GD'dur.



Şekil 2.3. Dereköy – Paşalar civarının jeoloji haritası (Ergül vd., 1986'dan alınmıştır).



Şekil 2.4. Çataldağ Granitoidi'nin güney kısmının jeoloji haritası (Arık, 1995'den alınmıştır).

Birimin alt sınırı çalışma alanında görülememiştir. Üst sınırı ise Mesozoyik yaşlı kireçtaşı ve mermerler ile uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.5). Çataldağ Granitoyidi'nin şistlerin çatlak ve yapraklanma düzlemleri boyunca intrüzyon yaptığı ve yer yer aplit ve pegmatit damarları ile kesildiği gözlenmiştir (Şekil 2.6 ve 2.7).

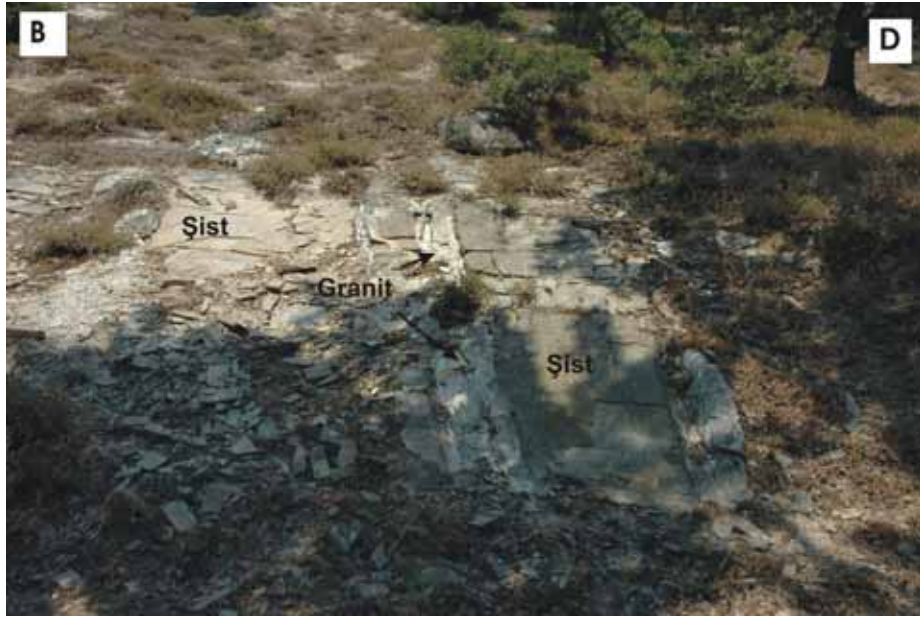


Şekil 2.5. Fazlıkonağı Formasyonu ile Çataldağ Granitoyidi'nin ve Mesozoyik Mermerlerinin dokanak ilişkisi.

Mermerler (Pzmr)

Çalışma alanındaki karbonatlı birimler Ergül vd. (1980; 1986), Çakır ve Temiz (1989), Ercan vd. (1990) tarafından Fazlıkonağı Grubu/Formasyonu içinde “Mermerler” olarak değerlendirmiştir (Şekil 2.1).

Fazlıkonağı Formasyonu içinde yer yer mercer ve bantlar şeklinde gözlenen mermerler gri ve beyaz renkli ve ince-orta tabakalıdır. Çalışma alanı sınırları içerisinde Örenli, Sarıkaya Deresindeki şistler içerisinde sınırlı olarak gözlenir.



Şekil 2.6. Akçapınar Dere civarında şistlerin yapraklanma düzlemleri ve çatlakları boyunca yerleşmiş granit intrüzyonu.



Şekil 2.7. Paşalar civarında şistlerin yapraklanma düzlemleri boyunca sokulan Çataldağ graniti.

Fazlıkonağı Formasyonunun tabanının görülememesi ve ayrıca devrik düzensiz izoklinal kıvrımlanmalar nedeniyle birimin kalınlığı belirlenememiştir. Metamorfizma dolayısıyla içinde organik bir kalıntıya rastlanmayan birimin yaşı, Batı Anadolu'da

yapılan çalışmalarda konumu göz önüne alınarak Üst Paleozoyik olarak kabul edilmiştir (Ürgün 1972; Akat vd., 1978; Ergül vd., 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990).

Fazlıkonağı Formasyonu Biga Yarımadasındaki Nilüfer Birimi (Okay vd., 1990; Akyüz ve Okay, 1998), Manyas'ın güneyindeki Nilüfer Birimine ait Kiraz Metamorfitleri ile deneştirilebilir özelliktedir.

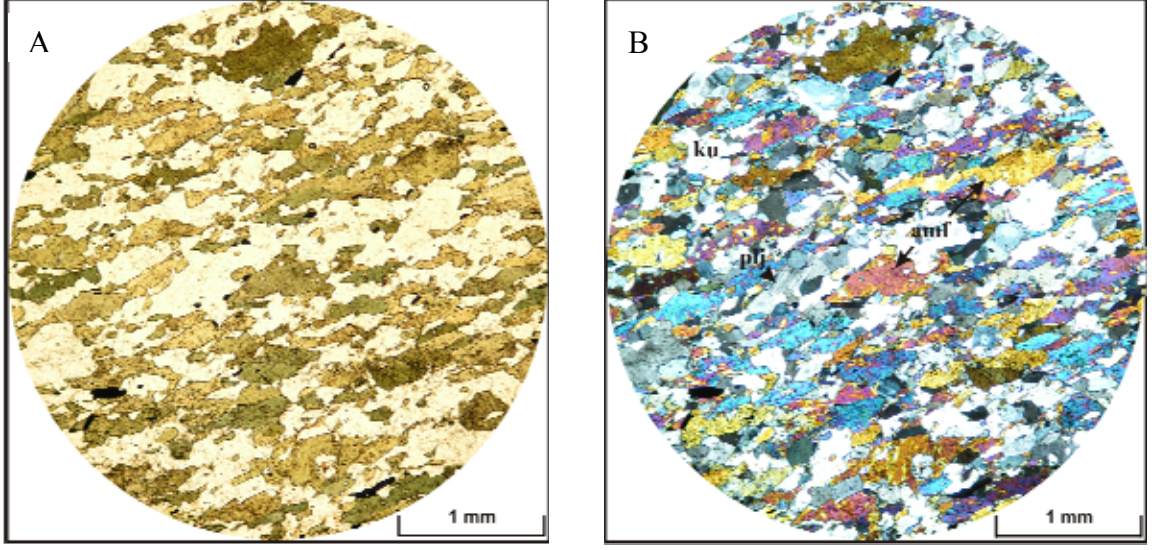
2.1.1.1 Petrografi

Petrografik incelemeler neticesinde, şistlerin Serçeören ve Alagüney köyleri civarlarında amfibolşist, mikaşist ve kuvars-mikaşist karakterinde, Örenli civarında amfibolşist, mikaşist, kuvarşist ve talkşist karakterinde, Dereköy–Paşalar civarında ise kuvars-mikaşist türünde olduğu belirlenmiştir. Petrografik incelemelerde %50'den fazla mika içeren şistler mikaşist, %50'den fazla kuvars içerenler ise kuvarşist olarak tanımlanmışlardır. Fazlıkonağı Formasyonuna ait şistlerin petrografik özellikleri şu şekildedir:

Amfibolşistler, arazide yeşil renkleri ve folyasyon düzlemlerinin belirgin olmasıyla tanınır. Petrografik olarak amfibolşistlerin mineral parajenezi:

Amfibol + kuvars + epidot + biyotit + plajiyoklaz + opak mineral şeklindedir.

Amfiboller nematogranoblastik dokuda olup yeşil rengi ve baklava dilinimi ile kolayca tanınır (Şekil 2.8). Nematoblastik dokudaki amfiboller şistozite düzlemine paralel dizilmişlerdir. Granoblastik doku özelliğinin sergilendiği ara kısımlarda ise kuvars ve az oranda plajiyoklaz görmek mümkündür. Sönme açlarına göre plajiyoklazlar albit–oligoklas bileşimindedir.



Şekil 2.8. Abdullahın çeşme lokasyonunda gözlenen amfibolşistlerin mikroskobik görüntüsü (A: I. Nicol, B: II. Nicol) (ku: Kuvars, plj: Plajiyoklaz, amf: amfibol).

Mikaşistler arazide yeşil-kahve renkleri ve kırılma yapılarıyla oldukça belirgindir. El örneklerinde biyotit ve muskovit minerallerinin uyumlu bir şekilde dizildiği gözlenir. Bu dizilim boyunca kolayca ayrılırlar.

Kuvars ve mika minerallerinin kayada bulunma oranına göre mikaşistler; mikaşist ve kuvars-mikaşist şeklinde sınıflandırılmışlardır. Granatların belirlendiği bazı örnekler ise granat-mikaşist şeklinde adlanmışlardır. Mikaşistlerde gözlenen mineral parajenezleri şu şekildedir:

Biyotit + kuvars + epidot + plajiyoklaz

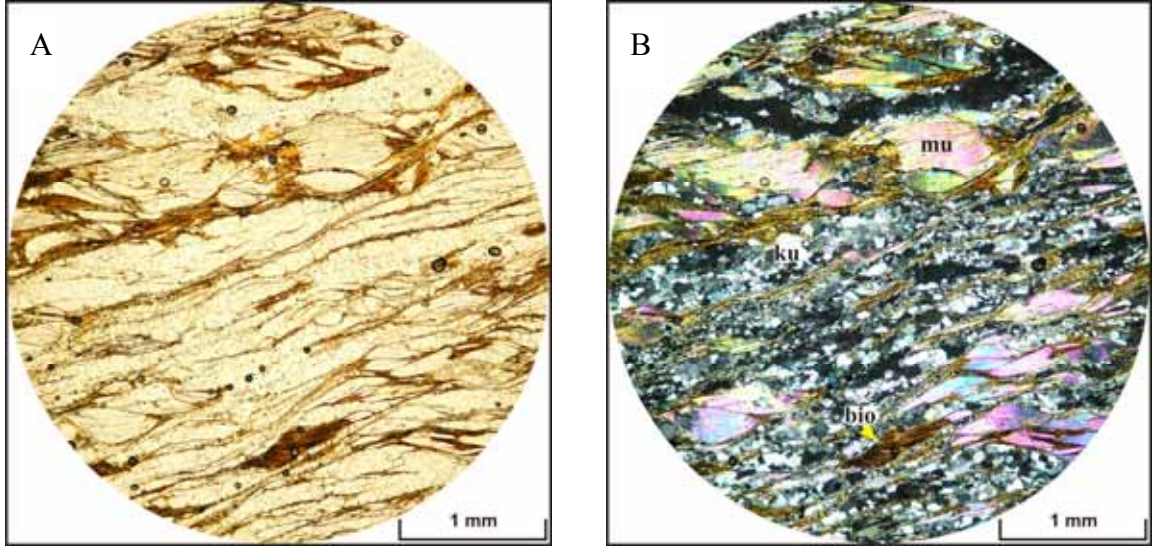
Muskovit + biyotit + kuvars + plajiyoklaz + opak

Biyotit + kuvars + plajiyoklaz + amfibol + sfen + opak

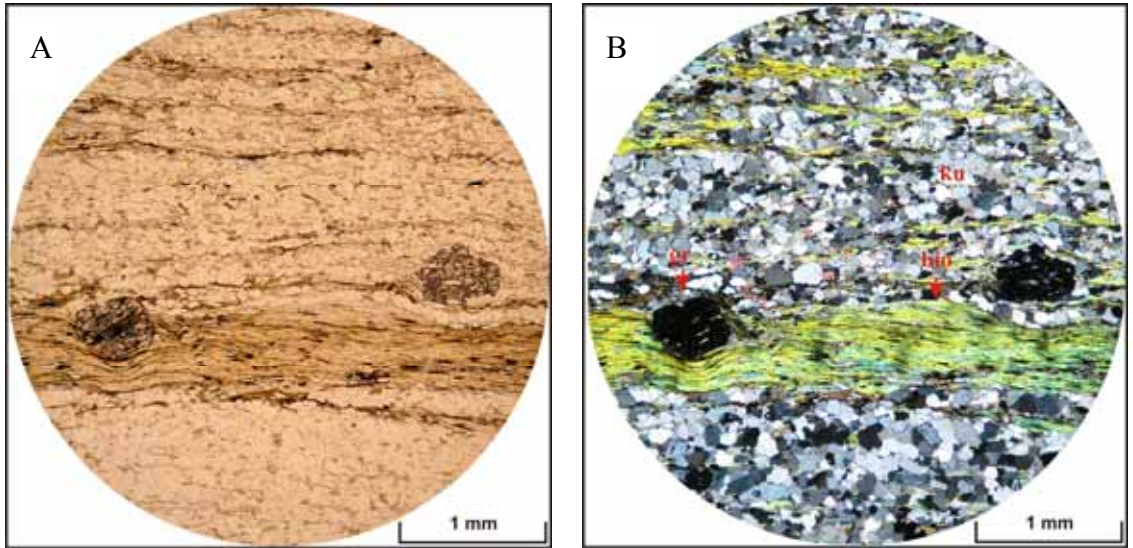
Muskovit + biyotit + kuvars + granat

Mikaşistler lepidogranoblastik dokuda olup biyotit ve muskovit mineralleri ile kuvars bantlı şekilde sıralanmıştır (Şekil 2.9). Mika mineralleri şistozite düzlemlerine paralel dizilmiş olup lepidoblastik dokudadır. Biyotit minerallerinde az da olsa

kloritleşmeler fark edilmiştir. Kuvarslar mikaların dizilimine paralel olarak sıralanmış merccekler şeklindedir. Granoblastik dokudaki kuvarslarda hafif dalgalı sönmeler gözlenmektedir. Az oranda albit-oligoklas bileşimli plajiyoklaz tespit edilmiştir. Bazı örneklerde ise yarı öz şekilli granatlar gözlenmiştir (Şekil 2.10).



Şekil 2.9. Akça çeşme lokasyonunda gözlenen kuvars-mikaşistin mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ku: Kuvars, bio: Biyotit, mu: Muskovit).

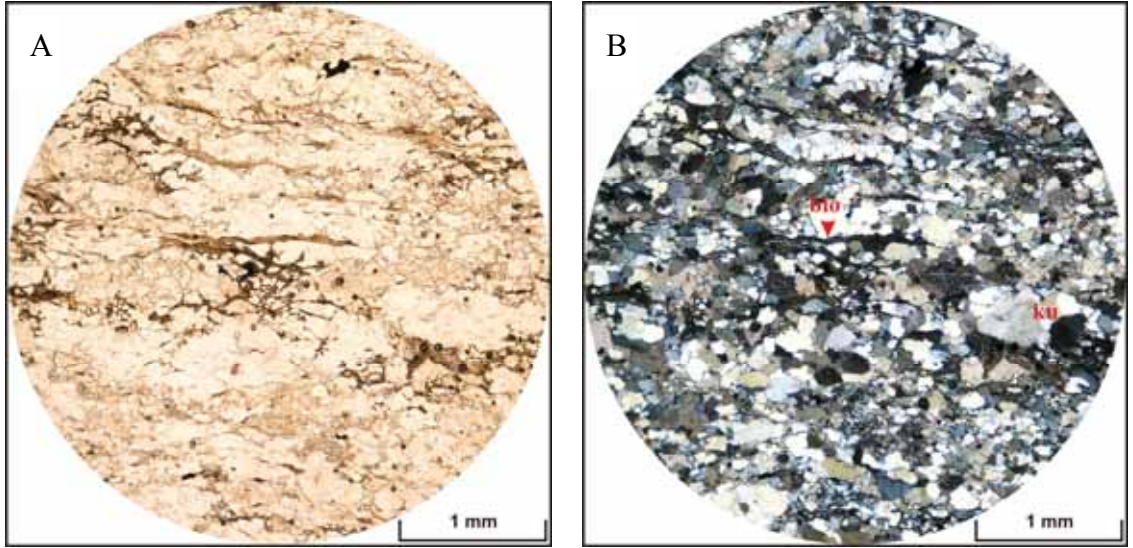


Şekil 2.10. Sarıkaya civarında gözlenen granat-biyotitşistin mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ku: Kuvars, bio: Biyotit, gr: Granat).

Kuvarşşistler beyaz, açık kahvemsi renkleri ve sertlikleri ile arazide kolayca tanınır. Yapılan petrografik inceleme sonucunda kuvarşşistlerin mineral parajenezi şu şekilde belirlenmiştir:

Kuvars + biyotit + muskovit

Kuvars kayaç içerisindeki başlıca bileşendir. Kısmen yeniden kristalleşmeler ve kısmen de yönlü doku gözlenir. Biyotit ve muskovit yönlendirilmiş şekilde kuvars minerallerinin arasında yer alır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11. Kapıkaya civarında gözlenen kuvarşşistin mikroskobik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ku: Kuvars, bio: Biyotit).

Mineralojik ve petrografik çalışmalar neticesinde Fazlıkonağı Formasyonunun orta - yüksek yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği belirlenmiştir (Ergül, 1980; Akyüz, 1995). Akyüz (1995) amfibolşistlerde, elektron mikroprob analizlerine dayanarak plajiyoklazların albit-oligoklas bileşiminde olduğunu belirlemiştir. Plajiyoklazların hem albit hem de oligoklas bileşimlerinde olması metamorfizma koşullarının amfibolit fasiyesine çıkmadığını göstermektedir. Bu verilere dayanarak amfibolşistlerin orta-yüksek sıcaklık koşullarında yeşilşist fasiyesinde metamorfizma

geçirdiği söylenebilir. Muskovitşistlerde ise, plajiyoklazlar sönme açalarına göre albit-oligoklas bileşimindedir. Akyüz (1995) mikaşistlerde bulunan granatların, elektron mikroprob analizleri ile grossular-almandin bileşiminde olduğunu belirlemiştir. Granatın saf almandin bileşiminde olmaması ve diğer veriler de göz önüne alındığında metamorfizmanın 4-6 kbar ve 425-500°C’de gerçekleştiği belirlenmiştir (Akyüz, 1995). Örneklerin hiç birinde stavrolitin bulunmaması bunu destekleyici niteliktedir.

2.1.2 Karakaya Formasyonu (TRk)

Biga yarımadasında düzenli bir istif olarak ve formasyon mertebesinde ilk olarak Bingöl vd. (1973) tarafından Karakaya Formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Daha sonra bölgede çalışanlarca birim Karakaya Grubu (Yalçınkaya ve Afşar, 1980; Ergül vd., 1980), Karakaya Formasyonu (Ergül vd, 1986; Ercan vd., 1990) ve Hodul Birimi (Okay vd., 1990; Akyüz ve Okay, 1998) olarak adlandırılmıştır.

Formasyon kırıntılı kayalar ve bunların içerisindeki kireçtaşı bloklarından oluşur. Litolojisine göre mor renkten bej renge kadar değişik renklerde izlenir. Genel olarak çamurtaşı ve kumtaşından oluşan birim içinde grovak, çakıltaşı, kuvarsit, radyolarit ile sleyt bant ve mercikleri barındırır (Ergül vd., 1980; 1986) (Şekil 2.1).

Karakaya Formasyonu Kazdağının güneyinde ve güneydoğusunda, Uludağ kuzeyinde, Manisa ve Simav kuzeyinde, Bilecik, Eskişehir ve Ankara dolaylarında ve Amasya'nın güneyinde geniş bir şekilde yayılım sunarken çalışma alanında sadece Dereköy-Paşalar civarında gözlenir (Şekil 2.2 ve 2.3). Birimin kalınlığı yaklaşık olarak 200 m'dir (Ergül vd., 1986). Fazlıkonağı Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Formasyonun kırıntılı seviyelerinde fosil bulunamamıştır. Üst Permian yaşlı kireçtaşı blokları içermesinden dolayı birim Alt Triyas yaşlı olarak kabul edilmiştir (Ergül vd., 1980; 1986).

2.1.3 Kristalize kireçtaşı mermer (Mzmr)

Bölgede çalışan önceki araştırmacılardan Erdağ (1976), mermerleri Kristalin şistler içerisinde “Mermer”, kireçtaşlarını ise Tortul kayaçlar içerisinde “Kireçtaşı” olarak adlandırmıştır. Çakır ve Temiz (1989) ile Ergül vd. (1986) birimi “Mesozoyik Kristalize Kireçtaşı ve Mermer” olarak adlandırılırken, Akyüz (1995) “Çataltepe Mermeri”, Arık (1995) ise “Darıçukuru Formasyonu” olarak adlandırmışlardır.

Bütünüyle karbonat kayaları ile temsil edilen birim beyaz-gri renkli, değişken kalınlıkta tabakalı, şeker dokulu ve belirgin laminalı olup üste doğru masif özelliktedir (Şekil 2.12 ve 2.13). Üst yüzeyleri karenlidir. Karstik bir topoğrafya sunan birimde yer yer kovuk, konkurdan ve dev kazanlarına rastlanır (Darıçukuru Deresinde). Birimin kalınlığı 300-450 m. arasındadır (Çakır ve Temiz, 1989; Arık, 1995). Kireçtaşı ve mermerlerin Fazlıkonağı Formasyonu ile olan dokanak ilişkisi uyumsuzdur (Şekil 2.1). Üstüne ise tektonik olarak Yayla Melanjı itilmiştir. Birim çalışma alanında geniş alanda bir yayılıma sahiptir. Serçeören, Alagüney ve Yeşildağ köylerinin içinde bulunduğu



Şekil 2.12. Serçeören-Örenli yolu üzerindeki kristalize kireçtaşları.

alanda yaygın olarak izlenirken Dereköy-Paşalar arasında ise seyrek mostralara gösterir (Şekil 2.2 ve 2.3).



Şekil 2.13. Kösetarlası mevkiindeki mermerler.

Mesozoyik yaşlı karbonatlı birimlerin Çataldağ Granitoyidi ile kontak yaptığı zonlarda, tane boylarının irileştiği ve metasomatik minerallerin geliştiği gözlenir. Özellikle Serçeören köyünün kuzeyinde yaygın skarn zonları gelişmiştir.

Birim içerisindeki kireçtaşlarının % 10 organizma ve organizma parçası, % 10 intraklast ve % 50 mikritten oluştuğunu belirlemiş, ancak yaşlandırma yapılmamıştır (Erdağ, 1976). Ercan vd. (1990) Manyas gölünün kuzeydoğusunda “Akçakoyun Formasyonu” olarak adlandırdıkları orta - kalın tabakalı kireçtaşları içerisinde belirledikleri fosillere göre birimin Üst Jura-Alt Kretase yaşlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Mermerler içerisinde ise herhangi bir organik kalıntıya rastlanılmamıştır. Karbonatlı birimler Üst Paleozoyik yaşlı Fazlıkonağı Formasyonu üzerine

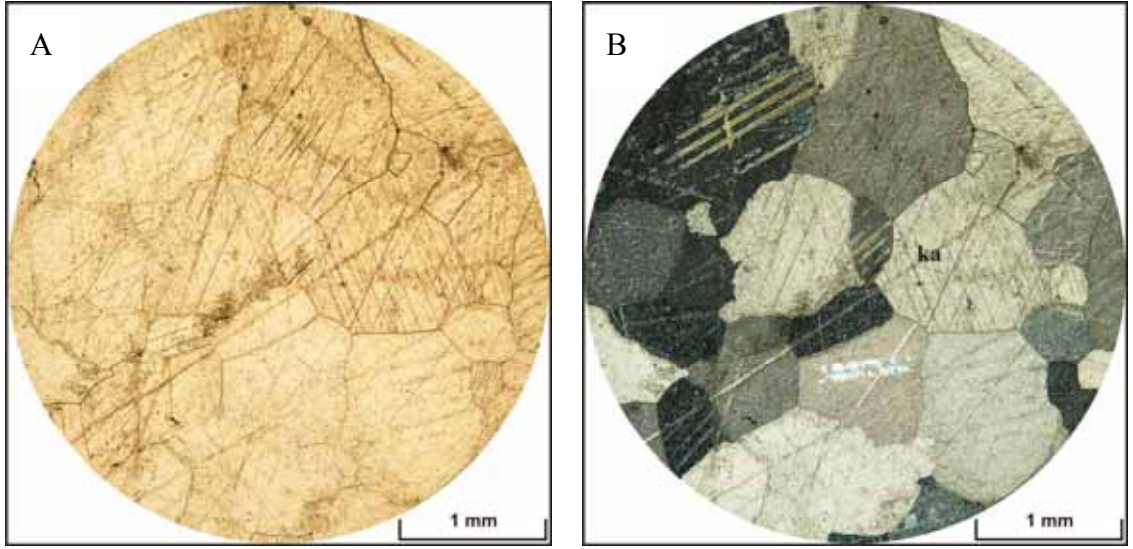
uyumsuzlukla durmakta ve yerleşim yaşı Üst Kretase olan Yayla Melanjı ile örtülmektedir. Ergül vd. (1986) tarafından stratigrafik konumuna bakılarak birimin Orta-Üst Triyas-Jura-Kretase yaşlı olduğu düşünülmüştür.

Mesozoyik yaşlı karbonatlı birimler, Erdağ (1976) tarafından kayaç içerisindeki mikrit ve mikrosparit oranına göre, kısmen enerjili neritik ortam ürünleri olarak tanımlanmıştır. Ercan vd. (1990) belirledikleri fosillere göre bu birimin karasal malzeme içermeyen neritik bir ortamda oluştuğunu savunmuşlardır.

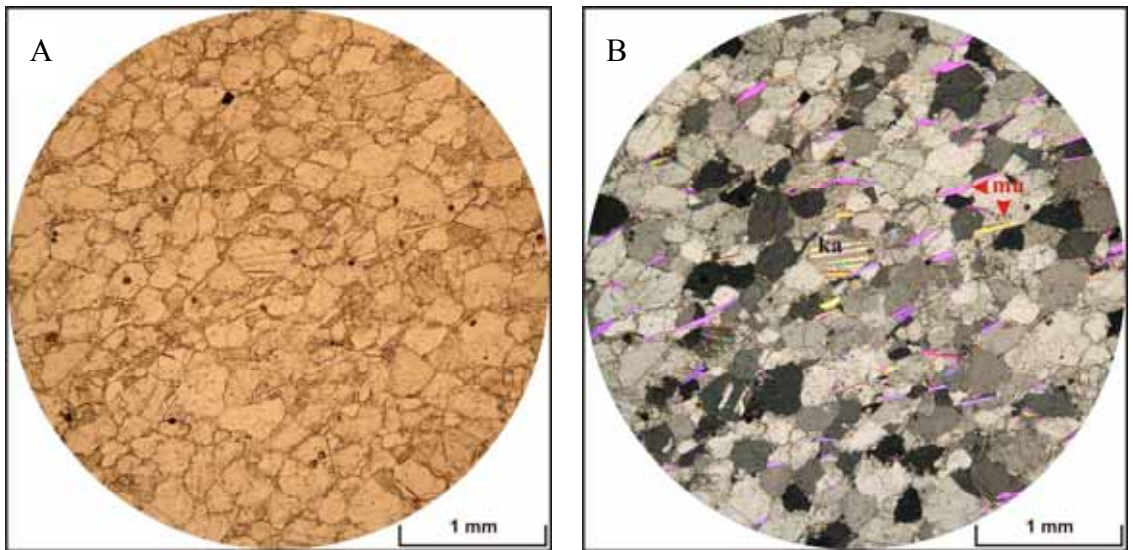
Birim Manyas gölünün kuzeydoğusundaki Akçakoyun Formasyonu (Ercan vd., 1990; Ergül vd., 1980), Mustafakemalpaşa civarında İnatlar Kireçtaşı (Yalçınkaya ve Afşar, 1980), Biga yarımadasında da Çal Birimine ait Bilecik Kireçtaşları (Okay vd., 1990) ile deneştirilebilir özelliktedir.

2.1.3.1 Petrografi

Yapılan petrografik çalışmalar neticesinde, mermerin granoblastik dokuda olduğu ve kalsit kristallerinden meydana geldiği belirlenmiştir. Aplit granit kantağından alınan rekrystalize kireçtaşlarındaki kalsit kristalleri ince taneli iken granit kantağına yakın kesimlerden örneklenen kalsit kristallerinin irileştiği görülmüştür (Şekil 2.14, 2.15). Kalsitler rombohedral dilinimlere ve polisentetik ikizlere sahiptir. Yüksek girişim rengi inci grisi pembe tonlar arasındadır. Rekrystalize kireçtaşlarındaki kalsit kristalleri öz şekilsiz tanelerden oluşmaktadır. Tane kenarları düzensiz girinti çıkıntılar halinde olup kalsit kristallerinin kenarlarında ve taneleri kesen yapraksı muskovit kristalleri gözlenmiştir. Mermerlerde ise kalsitler daha iri kristallidir, taneler eş boyutlu olup tane kenarları düzgündür. Skarn zonlarına yakın kısımlardaki mermerler muskovit, biyotit, kuvars, feldspat, piroksen, vollastonit, vezüvyanit, sfen ve opak (manyetit) mineralleri içermektedir.



Şekil 2.14. Oyuktepe civarındaki mermerin mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ka: Kalsit).



Şekil 2.15. Serçeören köyü - Örenli köyü yolu üstünde gözlenen rekristalize kireçtaşının mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ka: Kalsit, mu: Muskovit).

2.1.4 Yayla Melanjı (Ky)

Birim birbirleriyle ilksel ilişki göstermeyen çökel ve metamorfik kayalar ile ofiyolit topluluğuna ait bazik ve ultrabazik kayalardan meydana gelmiş karmaşık ile temsil edilir (Şekil 2.1). Ergül vd. (1980; 1996) ve Ercan vd. (1990) formasyonu Yayla Melanjı olarak adlandırmışlardır.

Formasyon yeşil, gri, sarı, kırmızı, mor, kahve gibi renklerin hakim olduğu alacalı bir görünüme sahiptir. Bu topluluk radyolarit, çamurtaşı, split, tuf, serpantinit, diyabaz, gabro, dunit, harzburjit, mermer, metakumtaşı ve blok görünümünde klorit-lavsonit-glokofanşist, epidot-lavsonit-glokofanşist ile bunların içinde değişik boyutta ve farklı yaşta kireçtaşlarından oluşur (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990).

Yayla Melanjı tüm eski kaya birimlerinin üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer alır. Formasyon içinde blok olarak bulunan Karakaya Formasyonuna ait birimler allohton karakterlidir. Ofiyolit topluluğuna ait gabrolar koyu yeşil, yeşilimsi siyah ve yeşilimsi beyaz renklerde olup oldukça sert köşeli kırılmalı ve çok kırıklıdır. Serpantinitler yeşil, açık yeşil, koyu yeşil renklerde, çok kırıklı ve gelişkin makaslanmalıdır. Kırık yüzeylerindeki kaymalardan dolayı belirgin iz ve parlaklıklar gözlenir. Tamamen serpantinleşmiş peridotitlerde kromit parçalarına rastlanır. Split bazaltlar koyu renkli, yer yer boşluklu ve beyaz renkli eklemlili ve bol kırıklı olup gelişkin makaslanma sunarlar. Radyolaritler kırmızımsı, sarımsı, kahve renkli, bol kırıklı ve makaslanmalı olup bazı yerlerde tabakalı durumlarını korumuşlardır. Lisvenitler sarı, kırmızımsı ve kahve renkli olup silisleşmiş ve karbonatlaşmışlardır ve aynı zamanda bol miktarda demir oksit (limonit) ve serpantin içerirler. Diyabazlar ise piroksen (ojit) ve feldspat içermektedir (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990).

Karmaşığı oluşturan birimler genellikle köksüz ve taşınmış yabancı bloklar olup tektonik dokanaklıdır ve aralarında stratigrafik istiflenme, düşey ve yanal geçişler sunmazlar (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990). Formasyon tüm eski birimler üzerinde tektonik dokanakla durmaktadır. Başlıca Gözle Tepe civarında

gözlenmektedir (Şekil 2.2; 2.4 ve 2.15). Kuzey sınırı Mesozoyik yaşlı karbonatlı birimler ile kontrol edilen birim Oligo-Miyosen yaşlı Çataldağ Granitoyidi ile kesilmiştir.



Şekil 2.16. Serpantinit blokları içeren Yayla Melanjı (Gözle Tepe civarı).

Birim içerisinde blok olarak gözlenen en genç birim Üst Jura'ya aittir. Melanj oluşumunun Kretase öncesi başladığı ve Meastrihtiyen'de tamamlandığı belirtilmiştir (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990). Birimin Çataldağ Granitoyidi tarafından kesilmesi yerleşme yaşının Tersiyer öncesi olduğu kanısını kuvvetlendirmektedir (Ergül vd., 1980). Birimin yaşı içerdiği bloklar ve stratigrafik konumundan dolayı Üst Kretase olarak kabul edilmiştir (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990). Birim Mustafakemalpaşa civarındaki Kocasu Melanjı (Yalçınkaya ve Afşar, 1980) ile deneştirilebilir özelliktedir.

2.1.5 Çataldağ Granitoyidi (Paç)

Birim Susurluk'un doğusunda Çataldağı'nda yaygın olarak yüzelediğinden Bürküt (1966) tarafından "Çataldağ Graniti" olarak adlandırılmıştır. Yörede çalışan diğer araştırmacılar tarafından da bu adlama kabul edilmiştir (Erdağ, 1976; Yalçınkaya ve Afşar, 1980; Ergül vd., 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995).

Susurluk doğusunda yaklaşık 450 km²'lik geniş bir alan kaplayan Çataldağ Granitoyidi çalışma sahasında Paşaların güneyinde, Dereköyün doğusunda, Seçeören ve Alagüney köylerinin kuzeyinde ve Çataldağı'nın kuzey eteklerinde yayılım gösterir (Şekil 2.2; 2.3 ve 2.4).

Kuzeybatı Anadolu'daki epizonal genç tektonik-post tektonik (Alpin) granitlerini temsil eden plüton genellikle hololökokrat ve lökokrat karakterdedir (Erdağ, 1976; Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990; Akyüz, 1995). Çataldağ Granitoyidi bir dizi apofiz, dayk ve sillerden oluşmakta olup granitoyidin dış yüzeyi gri-boz, taze kırık yüzeyi ise beyazımsı alaca renklidir. Arazide çoğunlukla arenalaşmış veya ayrılmış mostralara sunan birimin masif, sert ve temiz mostralara oldukça azdır. Çıplak gözle kuvars, feldspat ve mikalar görülebilir. Birim çekirdek kısımlarında kaba taneli holokristalin dokudadır. Granitoyid içerisinde feldspat mega kristalleri ve yer yer biyotit ksenoliti içerir (Şekil 2.17). Kenar fasiyeslere doğru ise granitoyidte bazı değişiklikler gözlenir. Dokanaklara doğru plütonda belirgin bir yapraklanma ve yönelme hakimdir. Bu yönelmeler biyotit taneleri ile net bir şekilde izlenir. Konağa doğru biyotit ve feldspat tanelerinin irileşmesi ile porfirik doku özelliği öne çıkar. Porfirik özellikli granitoyidlerde feldspat minerallerinin dilinim yüzeyleri oldukça belirgindir. Feldspat mineralleri maksimum 10 cm, biyotitler ise yaklaşık 7 cm boyutlarındadır. Granitoyitte soğuma ile ilişkili belirgin yapraklanma düzlemleri ve düzenli gelişmiş baklava şeklinde çatlaklar da mevcuttur (Şekil 2.18). Bölgede ölçülen çatlakların doğrultu ve eğimi K36B-64°KD ve K70D-73°GD'dur. Granitoyidler içerisinde ortalama 10 cm kalınlığında ve 7.5 m uzunluğunda kuvars damarları gelişmiştir. Kuvars damarlarının



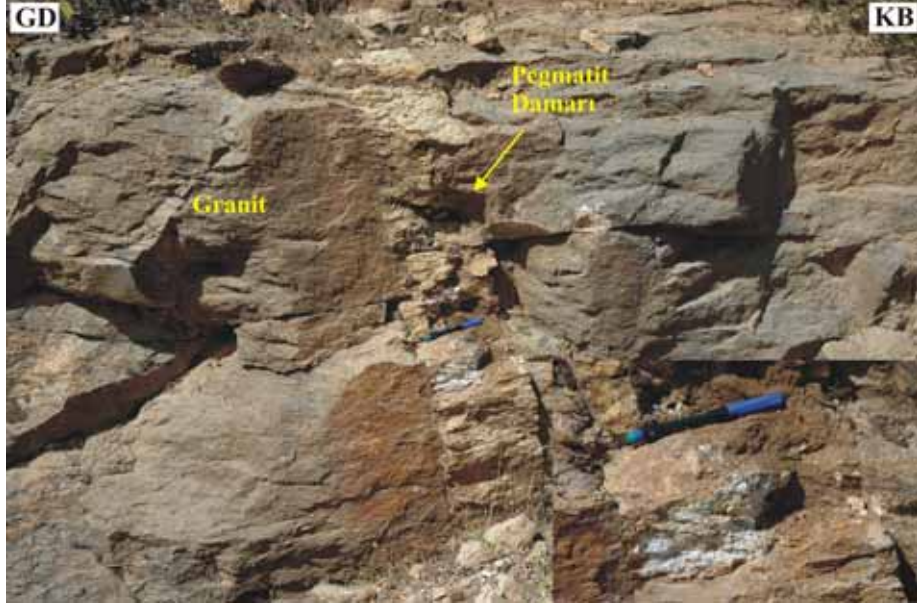
Şekil 2.17. Çataldağ Granitoyidi içerisinde feldspat megakristalleri ve biyotit ksenoliti (Türkmenkonağı civarı).



Şekil 2.18. Çataldağ Granitoyidinde yapraklanma düzlemleri ve düzenli gelişmiş baklava dilinimi şeklindeki çatlaklar (Karaali çeşme civarı).

doğrultu ve eğimi $K53B-62^{\circ}KD$ 'dur. Bölgede cm-m arasında değişen kalınlıklarda çok sayıda daha açık renkli aplit ve pegmatit damarları tespit edilmiştir. Aplit damarları ince kuvars, feldspat ve biyotit taneleri pegmatit damarları ise oldukça bol ve iri taneli

feldspat taneleri içerir. Aplit ve pegmatitik damarları hem çevre kayayı hem de granitoyidi keserler (Şekil 2.19).



Şekil 2.19. Alagüney köyü civarında granit intrüzyonunu kesen pegmatitik damarı.

Çataldağ Granitoyidi kendisinden yaşlı tüm birimleri kesmektedir (Şekil 2.1). Fazlıkonağı Formasyonu ve Mesozoyik yaşlı karbonatlı birimler ile ilişkisi arazide net olarak gözlenir. Plüton genellikle yaşlı birimlerin tabaka ve şistozite düzlemlerine uyumlu olarak sokulum yapmıştır. Bazen bu intrüzyonlar metamorfite tabaka ve şistozite düzlemlerine uyumlu siller halinde gözlenir ve budinaj benzeri yapılar sunar (Şekil 2.7 ve 2.20). Granitoyidin karbonatlı birimlere intrüzyonu sonucu düzenli gözlenemeyen kontakt zonlar (skarn zonu) oluşmuştur. Şist ve mermerleri keserek çıkan Çataldağ Granitoyidi bu kayaç parçalarını bünyesine almıştır.

Çataldağ Granitoyidi'nin yaşı, Üst Kretase Yayla Melanjını kestiği için bu birimden genç, Miyosen yaşlı volkanik ve çökel kayalar tarafından örtüldüğü için Miyosen'den yaşlı olmalıdır. Bu stratigrafik ilişkiye göre, granitoyidin yaşı Paleosen olarak kabul edilmiştir (Ergül vd., 1980; 1986; Ercan vd., 1990). Birimde ilk kez radyometrik yaş çalışması yapan Bingöl et al. (1992) Çataldağ Granitoyidi'ne ait



Şekil 2.20. Serçeören köyünün kuzeyinde mermerlerin tabakalanma düzlemleri boyunca sokulmuş granit intrüzyonu.

biyotitlerden K-Ar yöntemiyle 20.8 ± 0.4 My (Alt Miyosen) yaş elde etmiştir. Boztuğ vd. (2006) ise Çataldağ Granitoyidi'ni Çataltepe K-feldspat megakristalli granodiyoriti ile iki-mikalı Turfaldag granitinden oluştuğunu belirtmiştir. Biyotitte yaptıkları K-Ar yaş tayinine göre, Çataltepe Granodiyoriti ve Turfaldagı Granitinin yaşlarını 21.7 ± 0.1 ile 25.9 ± 0.5 My (Oligo-Miyosen) ve 21.2 ± 0.6 ile 21.9 ± 0.6 My (Alt Miyosen) olarak belirlemişlerdir.

Çataldağ Granitoyidi Batı Anadolu'da bulunan Kestanbol (Karacık and Yılmaz, 1998, Eybek Graniti (Genç ve Altunkaynak, 2007), Evciler (Yücel-Öztürk et al., 2005), Kozak (Altunkaynak and Yılmaz, 1998) ve Ilıca (Boztuğ vd., 2006) plütonları ile yaş ve kimyasal bileşim özelliklerine göre deneştirilebilir özelliktedir.

2.1.5.1 Petrografi

Çataldağ Granitoyidi mikroskobik olarak çekirdek kısımdan kenar fasiyeslere doğru aşağıda tanımlandığı üzere birtakım dokusal ve mineralojik değişiklikler sunmaktadır:

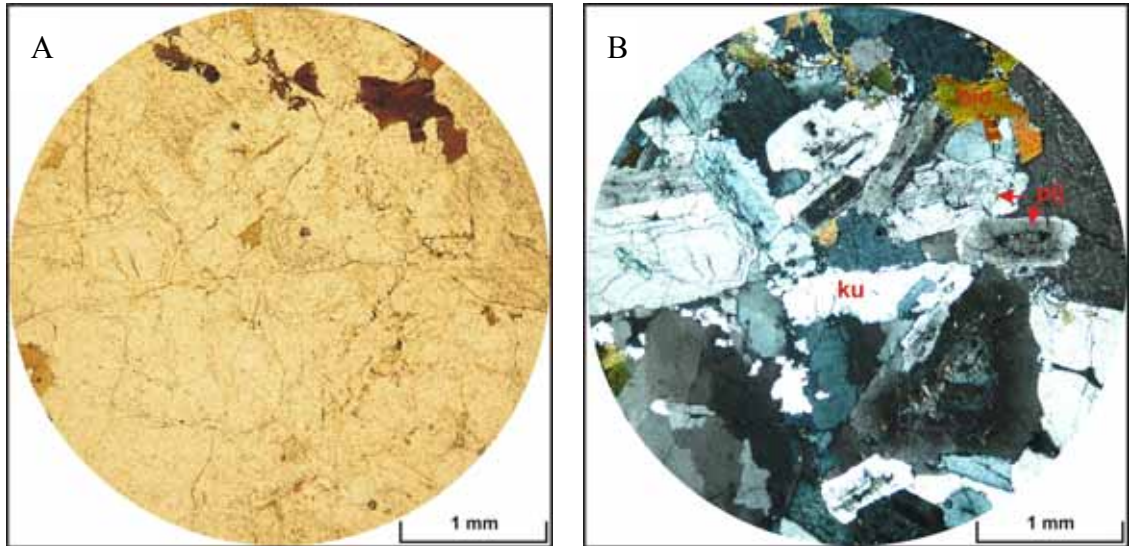
Çataldağ Granitoyidi çekirdek kısımlarda iri taneli holokristalin dokuda gözlenir. Mineral parajenezi;

Esas olarak; kuvars + plajiyoklaz + ortoklas + mikroklin + biyotit + hornblend

Aksesuar olarak; piroksen + opak (manyetit, kalkopirit) + sfen + apatit + turmalin,

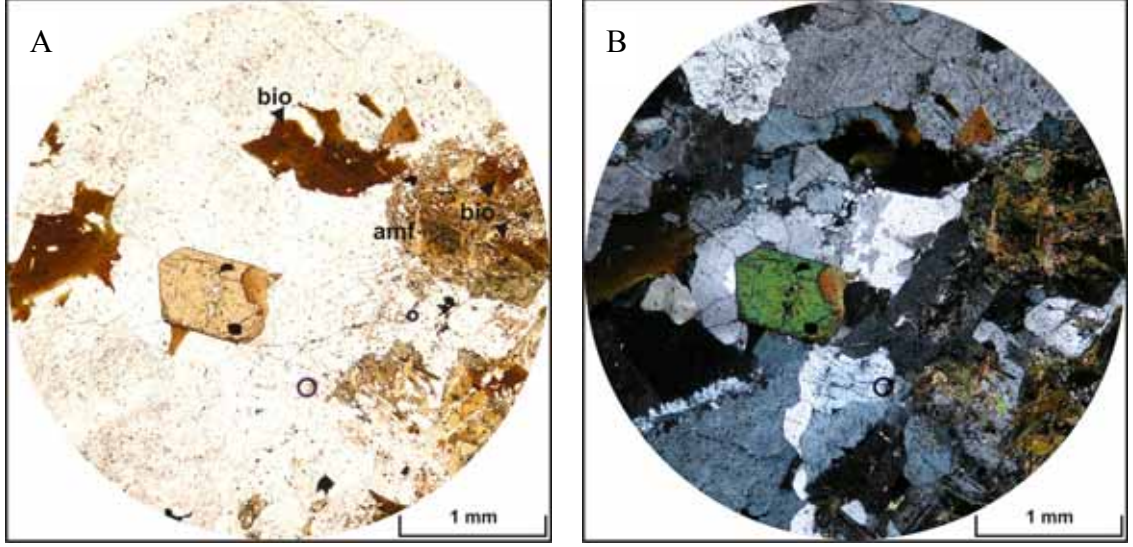
İkincil olarak; serisit, klorit şeklindedir.

Kuvarslar özşekilsiz taneler halinde olup hafif dalgalı sönmeler gösterirler. Plajiyoklaz minerallerinde zonlu ve polisitetik ikizleri göze çarpar (Şekil 2.21). Plajiyoklazlar sönme açlarına göre oligoklas-andezin bileşimindedir. Zonlu plajiyoklazların çekirdek kısımlarında az da olsa serisitleşmeler izlenir. Alkali feldspatlar, ortoklas ve mikroklin bileşiminde olup serisitleşme göstermişlerdir. Ortoklaslarda karsald ve baveno ikiz lamelleri, mikroklinlerde ise tipik kafes yapısı gözlenir.



Şekil 2.21. Kalabaktepe civarında Çataldağ Granitoyidi'nin mikroskobik görüntüsü (A: I. Nicol, B: II. Nicol) (ku: Kuvars, plj: Plajiyoklaz, bio: Biyotit).

Biyotitler genellikle kahve-kızıl renklindedir. Kahverengimsi yeşil renge gözlenen amfibol minerali tipik baklava dilinimi ile tanınır. Amfibollerin dönüşüm ürünü olarak biyotitlerin geliştiği gözlenir (Şekil 2.22). Biyotit ve amfibollerde opak mineral kapanımları mevcut olup yer yer kloritleşme gelişmiştir.



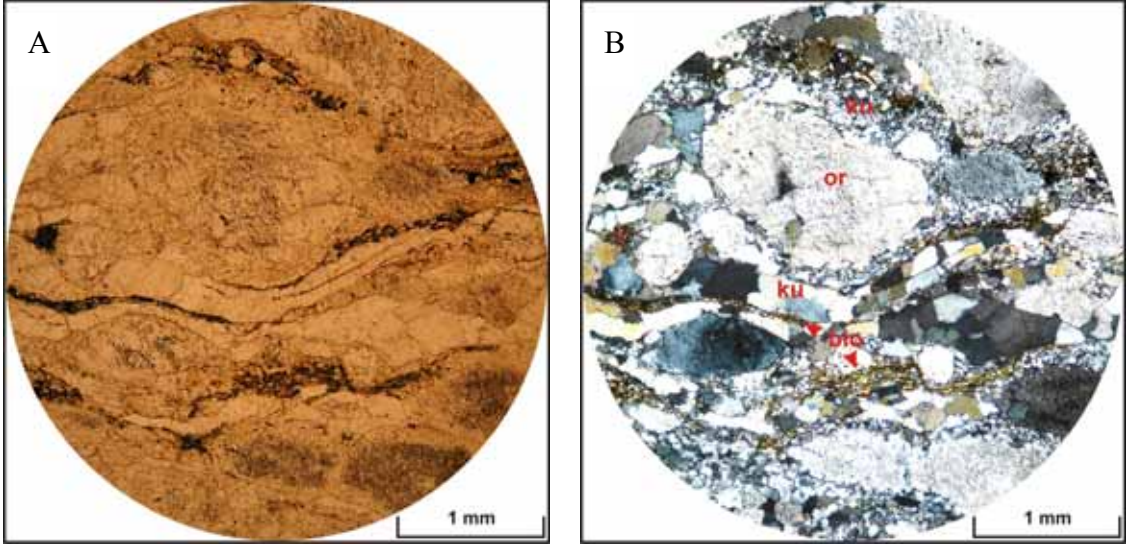
Şekil 2.22. Kalabaktepe civarında Çataldağ Granitoidi'ne ait amfibol mineralinde uralitleşmenin mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (amf: Amfibol, bio: Biyotit).

Kenar fasiyeslerde ise granitler kataklazma etkili porfirik özelliktedir (Şekil 2.23). Yönü dokuların ve kataklastik özelliklerin gözleendiği granitlerin mineral parajenezi;

Esas olarak; kuvars + plajiyoklaz + ortoklas + mikroklin + biyotit,

Aksesuar mineral olarak; muskovit + sfen + apatit + granat + opak (manyetit, zirkon, pirit),

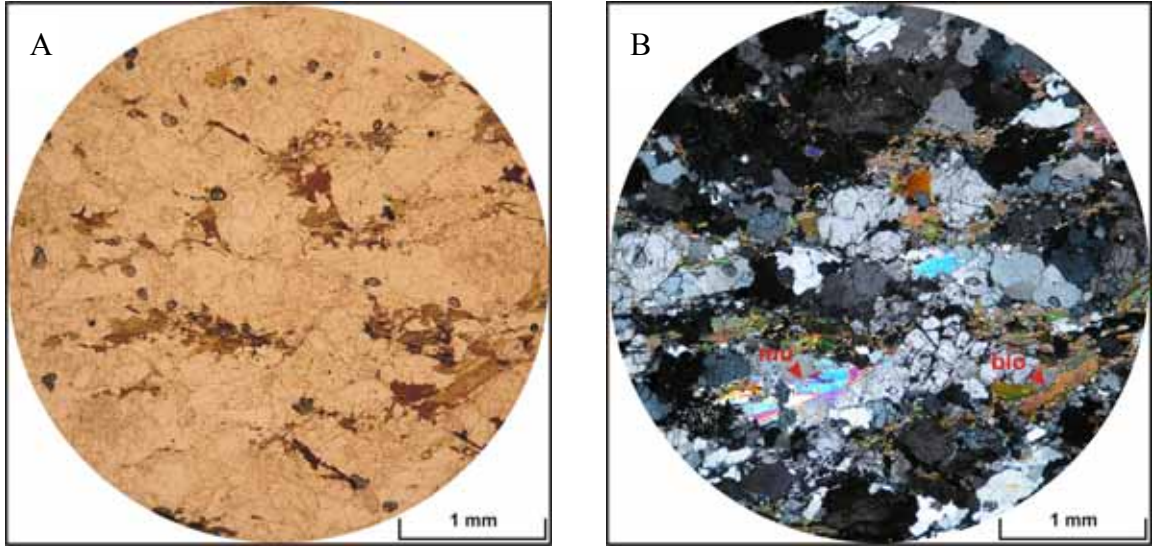
İkincil olarak; serisit, kaolinit, klorit, epidot, piroksen, kalsit şeklindedir.



Şekil 2.23. Çataldağ Granitoidi'nde yönlü dokuların ve kataklazma etkilerinin mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ku: Kuvars, or: Ortoklas, bio: Biyotit).

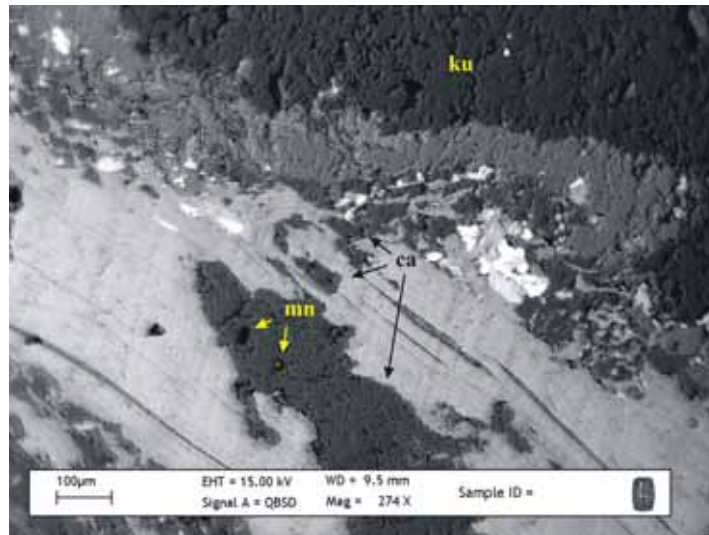
Porfirik dokuda gözlenen granitlerde kataklazma etkisi ile kuvarsların ufalandığı, basınç etkisi ile kuvvetli dalgalı sönmelerin ve yönlenmelerin geliştiği gözlenir. Kuvarslar genelde özşekilsiz taneler halinde bulunur. Daha sünümlü davranan feldspatlar yönlü ve uzamış taneler halinde izlenirler. Minerallerin kenarları kırılmış ve yuvarlaklaşmış şekildedir. Biyotit mineralleri ise klivaj dilinimleri kırılmış ve yönlenmeye uygun şekilde dizilmişlerdir (Şekil 2.23). Granite ait bu özellikler skarn zonlarına yakın alanlarda daha sık olarak gözlenir.

Kenar fasiyeslerde granit dokusal özellikleri ile birlikte mineralojik olarak da değişime uğramıştır. Kenar fasiyeslerde amfibollerin ortadan kalktığı ve biyotit ile birlikte muskovitlerin geliştiği gözlenmiştir (Şekil 2.24). Muskovit minerali düşük rölyefi ve yüksek girişim renkleri ile biyotitten ayrılır ve her ikisi de yönlenmeye uyumlu olarak izlenir.



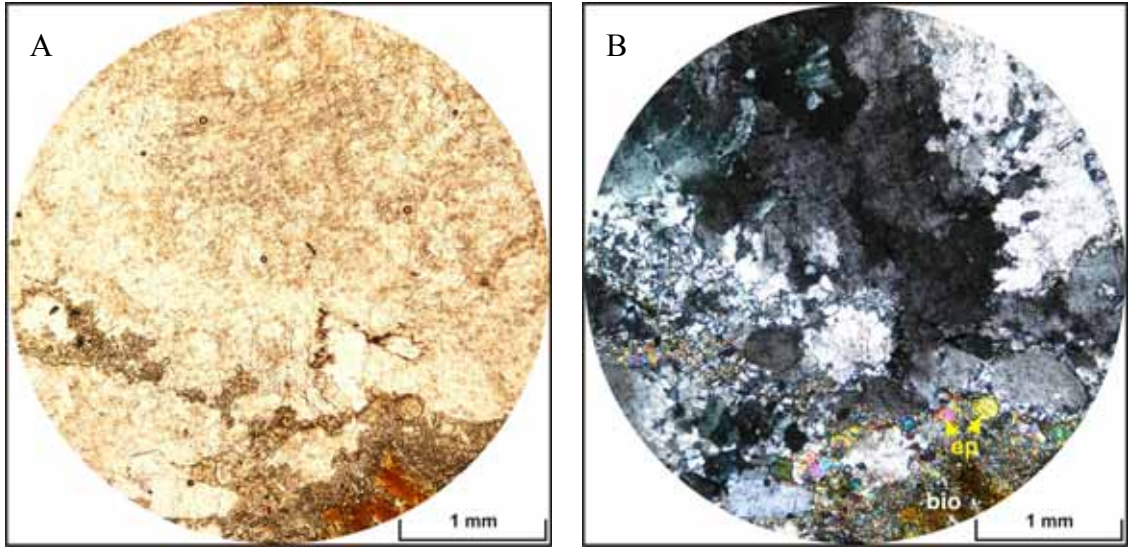
Şekil 2.24. İki mikalı granitoidin (Karaali çeşme civarı) mikroskopik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (mu: Muskovit, bio: Biyotit).

Biyotit minerallerinde manyetit kapanımları ve ikincil klorit oluşumları saptanmıştır (Şekil 2.25). Biyotitlerin klivaj ve kenarları boyunca kalsit tarafından



Şekil 2.25. Biyotit mineralinde (Kocaçakıltepe civarı) manyetit kapanımları ve klivajlarındaki kalsitin SEM görüntüsü (mn: Manyetit, ca: Kalsit, ku: Kuvars).

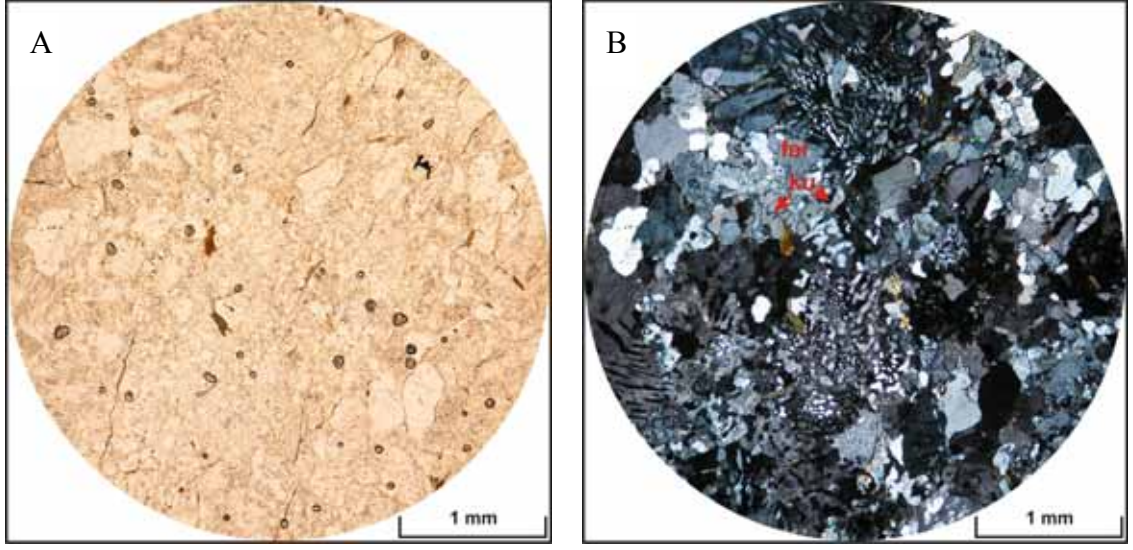
doldurulduğu belirlenmiştir. Skarn kantağına yakın alanlarda ise biyotitin epidota dönüşüğü göze çarpmaktadır (Şekil 2.26). Epidot minerali yeşil rengi ve yüksek girişim renkleri ile dikkat çeker. Epidot granitin karbonatlı birime sokulumu sırasında kontakt metasomatik etkiler ile gelişmiştir. Ayrıca bu zonlarda kontakt metasomatik etkiler neticesinde piroksenler de oluşmuştur.



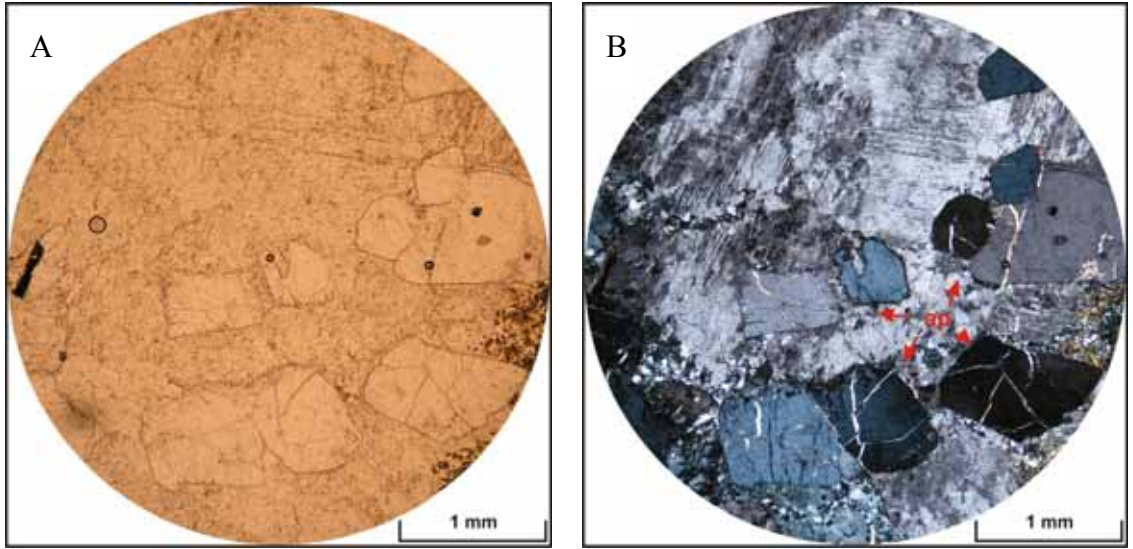
Şekil 2.26. Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotitlerin (Oyuktepe civarı) epidota dönüşümleri (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (bio: Biyotit, ep: Epidot).

Alkali feldspatlar ortoklas ve mikroklin bileşimindedir. Ortoklaslarda karsald ve baveno ikizleri, mikroklinlerde ise kafes yapısı tipiktir. Plajiyoklazlar polisentetikizli olup sönme açlarına ve EMP (elektron mikroskop) analizine göre oligoklas ve andezin kompozisyonundadır. Feldspat minerallerinde serisitleşme ve kaolenleşme yaygın alterasyon ürünleridir. Ayrıca feldspatlarda mikrografik, plajiyoklazlarda ise pertitik dokuları görmek mümkündür (Şekil 2.27).

Çataldağ Granitoyidi'nin kenar fasiyeslerinde aksesuar mineral olarak granat ve apatit mineralleri bulunur. Yüksek rölyefe sahip apatitlerin aşırı irileşmesi dikkat çekicidir (Şekil 2.28).



Şekil 2.27. Çataldağ Granitoyidi'nde gelişen mikrografik dokular (Karaali çeşme civarı) (A: I. Nikol, B: II. Nikol) (ku: Kuvars, fel: Feldspat).

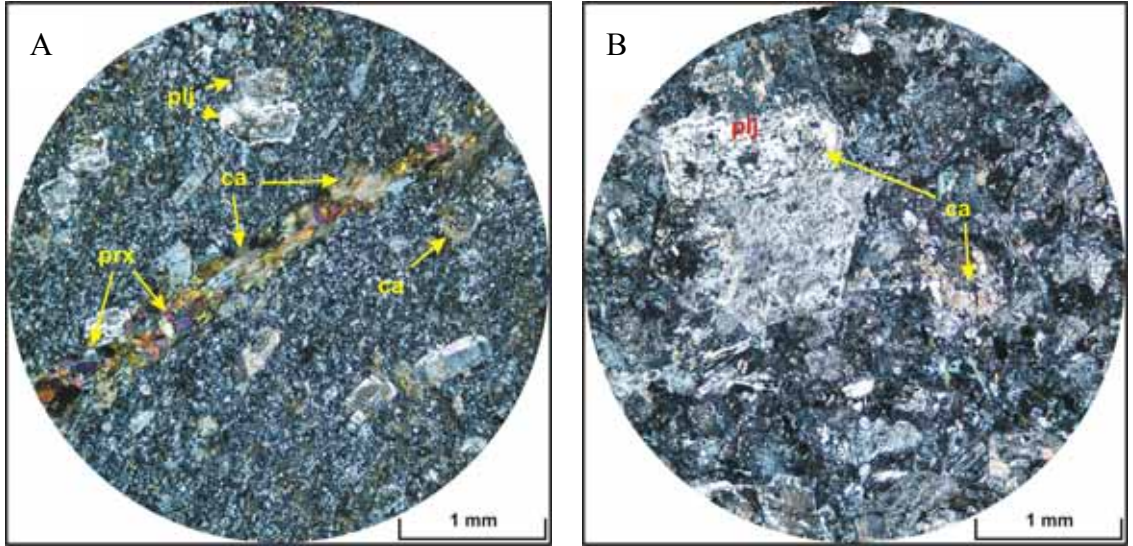


Şekil 2.28. Çataldağ Granitoyidi'ne ait apatitlerin (Kocaçakıltepe civarı) mikroskobik görüntüsü (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Çataldağ Granitoyidi, mineral bolluk derecesine göre granit ve granodiyorit arasında bileşim sergiler (Erdağ, 1976; Ergül vd., 1986; Akyüz, 1995). Bazı araştırmacılar tarafından ise granitoyidin, siyenogranit ile granit arasında bileşime sahip olduğunu belirlemişlerdir (Ergül vd., 1980, Ercan vd., 1990; Arık, 1995). Çataldağ

Granitoyidi'nde, özellikle kenar fasiyeslerde, plajiyoklaz ve feldspatların yoğun bir şekilde serisitleştiği gözlenmiştir. Bu nedenle sağlıklı bir modal analizi yapılamamıştır. Ancak kuvars bolluğunun % 20'den yüksek olduğu ve plajiyoklazların sönme açlarına göre oligoklas-andezin bileşimde oldukları belirlenmiştir. Kimyasal analiz sonuçlarına göre, granitoyidin granit ve granodiyorit bileşimlerinde olduğu belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 4.2) Modal analizler granitlere ait mineral bolluklarının skarn zonlarına doğru değiştiğini göstermiştir. Kuvars azalırken feldspat miktarı artmaktadır. Bu bulgular granitlerin yaygın bir alkali metasomatizmasına maruz kaldığına işaret etmektedir. Metasomatik alterasyona uğramış bu örneklerin tonalit, kuvars siyenit, siyenit-monzanit bileşimlerine sahip olduğu belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 4.2).

Granitoyidlerin skarn zonlarına geçişte kalsit tarafından yoğun bir şekilde özümlemesi göze çarpan diğer bir özelliktir (Şekil 2.29). Çatlaklar boyunca yerleşen kalsitler ile piroksen mineralleri gelişirken, zonlu plajiyoklazların çekirdeğinden itibaren altere edildiği gözlenir.



Şekil 2.29. Skarn kontağında kalsit özümlemelerinin A: granitoyid; B: aplitik dayk kontağında mikroskobik görüntüsü (II. Nikol) (ka: Kalsit, plj: Plajiyoklaz, prx: Piroksen).

Çataldağ Granitoyidi'nde plajiyoklaz granitoyid çekirdeğinden itibaren değişik şekillerde gözlenir. Granitoyid çekirdeğinde polisentetik ikizli ve zonlu plajiyoklazlar bir arada gözlenmiştir. Kenar fasiyeslere doğru plajiyoklazlar genellikle polisentetik ikizli olup yoğun şekilde alterasyona uğramış ve irileşmiştir. Skarn zonlarına doğru, zonlu plajiyoklazlar tekrar ortaya çıkmakta ve plajiyoklazların çekirdeğinden itibaren kalsit tarafından özümlemektedir. Skarn zonlarında ise plajiyoklaz minerallerinin tekrar polisentetik ikizli karakter kazanırlar. Bölgede ilk oluşan skarn zonu olan plajiyoklaz-piroksen zonunda, plajiyoklazların bitovnit bileşimli olduğu ve anortit içeriğinin ise oldukça arttığı belirlenmiştir. Skarn zonlarında gelişen mineralleşmeler ve minerallerin kimyasal kompozisyonları Bölüm 3 ve Bölüm 4.1'de daha detaylı olarak anlatılmıştır.

2.2 Tektonik Ortam

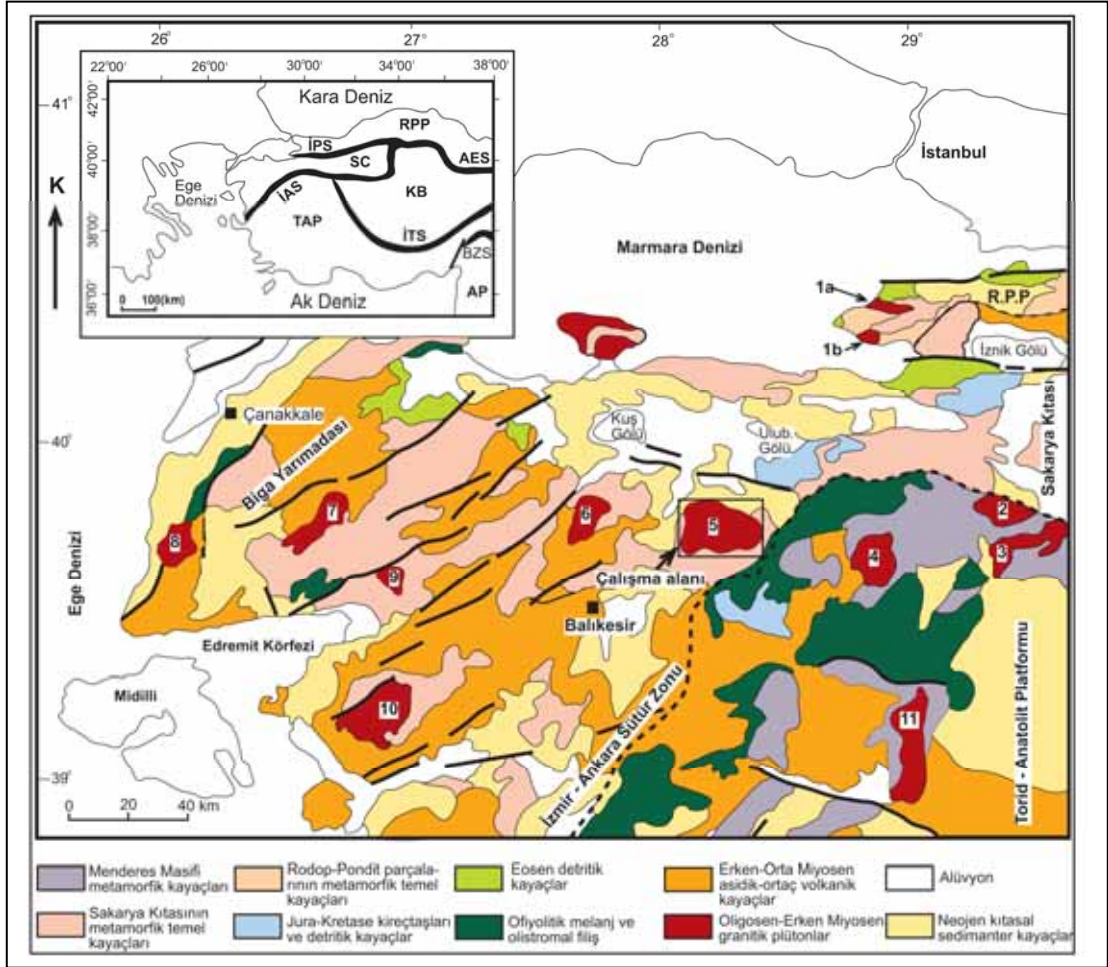
Alpin-Himalaya Orojenik kuşağında yer alan Türkiye esas olarak Anadolu bloğu, Avrasya ve Arap plakalarının bir parçası olarak oluşmuştur. Türkiye'de tektonik evrim Paleotektonik ve Neotektonik süreçler şeklinde iki evrede gelişmiştir. Paleotektonik dönem Afrika plakasının Avrasya plakası ile çarpışması ile son bulmuştur. Bitlis-Zagros Kenet Zonu boyunca meydana gelen bu çarpışmanın zamanlaması hakkında değişik görüşler mevcuttur. Pearce et al. (1990) çarpışmanın Geç Eosen'de gerçekleştiğini savunurken, Innocenti et al. (1982) Geç Miyosen, Bozkurt (2001) ise Orta Miyosen'in sonuna kadar devam ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Neotektonik dönem Arap ve Avrasya levhalarının çarpışmasıyla karakteristik olup, bu çarpışma önemli tektonik olaylarının gelişmesine de neden olmuştur. Avrasya ve Arap plakalarının çarpışması kabuksal kalınlaşmaya ve kısaltmaya neden olmuştur (Dewey et al., 1986). Bunun sonucunda, Geç Miyosen-Pliyosen'de sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) gelişmiştir (Ketin, 1966; Barka and Hancock, 1984; Şengör, 1980; Şengör et al., 1985). Anadolu bloğu bu fay zonları boyunca batıya doğru tektonik olarak göç etmektedir (McKenzie, 1972). Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi Ege

bölgesindeki Helen Makaslanma zonunda durmuş ve bu da D-B sıkışmalara ve K-G yönlü gerilmelere neden olmuştur (Şengör and Yılmaz, 1981). Ayrıca, doğudaki kıtasal çarpışma olaylarından Batı Anadolu da etkilenmiştir.

Anatolid-Torid ve Rodop-Pontid bloklarının çarpışması ve bunu takiben kuzeyde dalma olayının sona ermesiyle İzmir-Ankara-Erzincan suture zonu gelişmiştir (Şekil 2.30). Geç Kretase (Erken Meastrihtiyen)'de meydana gelen bu çarpışma sonucunda İzmir-Ankara-Erzincan suture boyunca oluşan ofiyolit napları güneyde Anatolid-Torid platformu üzerine itilmiştir. Neotetisin kuzey kolunu temsil eden İzmir-Ankara okyanusunun kapanması ve Anatolid-Torid platformu ile Pontid ada yayının çarpışmasının Geç Paleosende devam etmesi K-G yönlü kıtasal sıkışmalara neden olmuştur. Oligosen-Miyosen döneminde yoğun magmatik intrüzyonlar (Bingöl et al., 1982) ve Erken Miyosen'de de yaygın volkanik aktiviteler gelişmiştir (Innocenti et al., 1982; Keller, 1983; Şengör and Yılmaz, 1981; Ercan vd., 1985; Güleç, 1991) (Şekil 2.30). Oligosen magmatik intrüzyonları ve Erken Miyosen volkaniklerinde yapılan jeokimyasal ve izotop çalışmaları ile bunların kalk-alkalen özellikte ve yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğradığı ve melez bir nitelik kazandığı belirlenmiştir (Ercan, vd., 1984; 1985; 1990; 1995; Genç, 1998; Altunkaynak and Yılmaz, 1998; Karacık and Yılmaz, 1998; Yücel Öztürk et al., 2005; Dilek and Altunkaynak, 2007).

Geç Miyosen-Pliyosen döneminde ise, Batı Anadolu'daki baskın tektonik rejim kıtasal genişleme rejimine dönüşmüştür. Doğrultu atımlı bileşenler ve bunların asılı duvar blokları düşük açılı listrik normal faylar ile D-B gidişli geniş bir kabuksal gerilmeye ve litosferik incelmeye neden olmuştur (Angelier et al., 1981; Şengör et al., 1985; Aldanmaz et al., 2000). Geç Miyosen-Pliyosen döneminde gerilme rejiminin etkisi ile yaygın bir volkanizma gelişmiştir. Volkanik kayalarda yapılan jeokimyasal ve izotop çalışmaları ile bunların alkali nitelikte olduğu belirlenmiştir. Alkali volkanizmanın ise heterojen bir manto malzemesinin kısmi ergimesinden kaynaklandığı ortaya konmuştur (Ercan, vd., 1984; 1985; 1990; 1995; Güleç, 1991; Seyitoğlu et al., 1997; Altunkaynak and Yılmaz, 1998; Karacık and Yılmaz, 1998; Aldanmaz et al., 2000; Dilek and Altunkaynak, 2007).



Şekil 2.30. Batı ve kuzeybatı Anadolu'daki plütonik intrüzyonlar ve diğer kayaç gruplarının dağılımını gösteren jeolojik harita (Genç, 1998). (1a, b) Fıstıklı graniti; (2) Topuk granodiyoriti; (3) Göynükbelen graniti; (4) Orhaneli granodiyoriti; (5) Çataldağ granodiyoriti; (6) Ilıca granodiyoriti; (7). Evciler plütonu; (8) Kestanbol plütonu; (9) Eybek granodiyoriti; (10) Kozak granodiyoriti; (11) Eğrigöz plütonu. IPS: İç Pontid Sütürü; AES: Ankara-Erzincan Sütürü; IAS: İzmir-Ankara Sütürü; ITS: İç Torid Sütürü; BZS: Bitlis-Zagros Sütürü; RPP: Rhodope-Pontide Parçaları; SC: Sakarya Kıtası; TAP: Torid-Anatolide Platformu; KB: Kırşehir bloğu; AP: Arap platformu.

BÖLÜM 3

SKARN YATAKLARI VE MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ

3.1 Skarn Yataklarının Genel Özellikleri

Skarn yatakları dünyada en yaygın bulunan cevherleşme tipi olup son yıllarda yapılan maden yatakları ve mineralojik çalışmaların başlıca konusu olmuşlardır. Basit bir kayaç tipi olan skarn, genellikle kalk silika minerallerinden granat ve piroksen ile tanınır (Einaudi et al., 1981; Ray and Webster, 1991; Meinert, 1992; 1997; Meinert et al., 2005). Oluşumu ise bölgesel veya kontakt metamorfizma sırasında magmatik, meteorik ve/veya denizel kökenli akışkanların çeşitli metasomatik süreçleri ile ilişkilidir. Çoğunlukla plüton kontağında ve faylanma boyunca, ana makaslanma zonlarında, sığ jeotermal sistemlerde ve bölgesel metamorfizmanın sığ bölgelerinde oluşabilir. Skarn yatakları yaygın olarak Pb-Zn, Cu, Au, Fe, W, Sn ve Mo cevherleşmelerine ev sahipliği yaparlar (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Burt, 1982; Meinert, 1983; 1992; Meinert, 1997; Meinert et al., 2005). Değişik cevherleşme tipleri içeren skarn yataklarının genel özellikleri Çizelge 3.1’de verilmiştir.

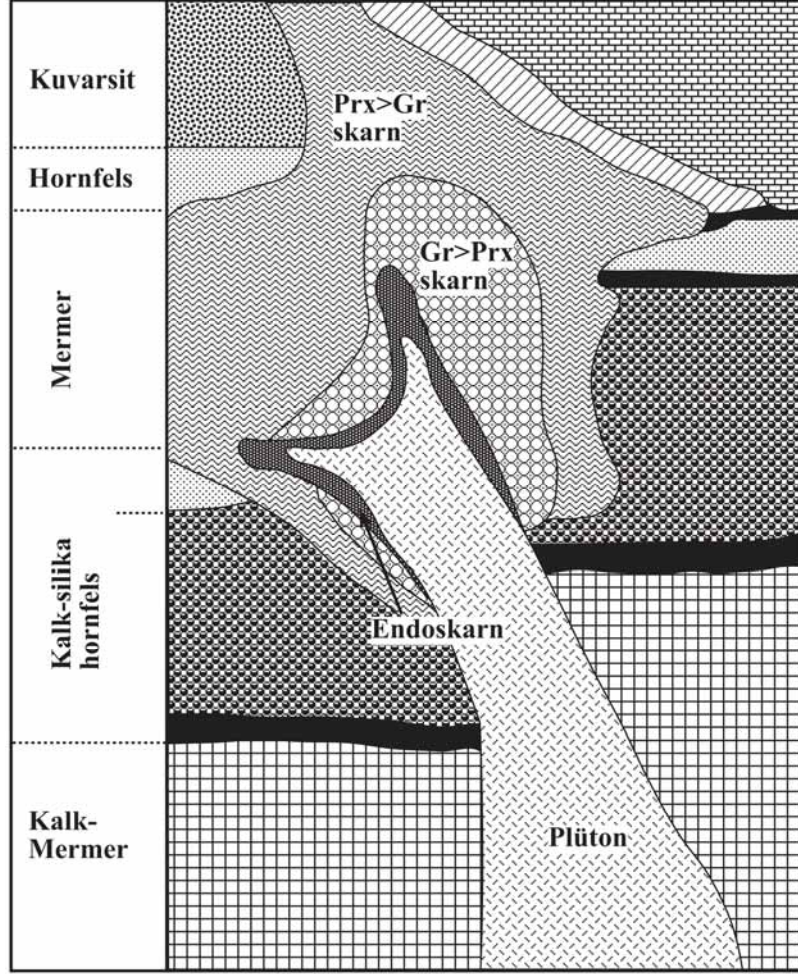
Skarnlar çeşitli kriterlere göre kendi içerisinde zonlara ayrılır. Ekzo ve endoskarn terimleri skarn zonunun magmatik veya sedimanter kayalara göre konumunu tanımlamak için kullanılırlar (Şekil 3.1). Endoskarn zonu sokulum kayacının kontağında yer alır ve skarn oluşturucu akışkanların sokulum kayalarından kaynaklandığı kabul edilir. Plüton derin olduğu bölgelerde daha az kırıklıdır ve bu nedenle akışkan dolaşımı daha sınırlıdır. Bu tür sistemlerde endoskarn doğrudan intrüzif kontağında oldukça dar bir zonda oluşur (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Meinert, 1992; <http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index>).

Çizelge 3.1. Skarn cevherleşmesi içeren yatakların genel özellikleri (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Burt, 1982 ve Newberry, 1998'den alınmıştır).

Cevher tipi	Kalsik Cu	Kalsik Fe	Magnezyen Fe	Kalsik Tungsten	Kalsik Pb, Zn	Kalsik Mo	Kalsik Sn	Magnezyen Sn
Cevher metalleri	Cu, Mo (W, Zn)	Fe (Cu, Co, Au)	Fe (Cu, Zn)	W, Mo, Cu (Zn, Bi)	Pb, Zn, Ag (Cu, W)	Mo, W (Sn, Bi, Zn)	Sn (Be, W)	Sn (Be)
Metal içeriği	Kalkopirit, Pirit, Bornit, Hematit, Manyetit	Manyetit (Kalkopirit, Kobaltit, Pirotin)	Manyetit (Pirit, Kalkopirit, Sfalerit, Pirotin)	Şeelit, Molibdenit, Kalkopirit, Pirotin, Pirit	Sfalerit, Galen, Kalkopirit, Arsenopirit	Molibdenit, Şeelit, Pirit, Kalkopirit	Kasiterit, Arsenopirit, Stannit Pirotin	Kassiderit, Arsenopirit, Pirotin, Stannit, Sfalerit
Ekzoskarnda görülen mineraller								
Erken evre mineralleri (Evre 1-2)	Andradit, Diyopsit, Vollastonit	Ferrosalit Epidot, Manyetit, Granat	Forsterit, Kalsit, Spinel Diyopsit, Manyetit	Granat, Hedenberjit, Vezüvyanit, Vollastonit	Mn- hedenberjit, Andradit Bustamit, Rodonit	Hedenberjit Granat, Kuvars	Malahit, Danburit, Daktolit Granat, Vezüvyanit	Spinel, Fassait, Forsterit, Flogopit, Manyetit, Hümit
Geç evre mineralleri (Evre 3)	Aktinolit, Diyopsit, Vollastonit	Ferrosalit, Granat, Epidot, Manyetit	Forsterit, Kalsit, Spinel, Diyopsit, Manyetit	Horblend, Biyotit, Plajiyoklaz, Epidot, Granat	Mn-aktinolit, İlvait, Epidot, Klorit, Dannemorit, Rodokrozit	Amfibol, Klorit	Amfibol, Mika, Klorit, Turmalin, Florit	Kassiderit, Fluoborit, Manyetit, Mikalar, Florit
Endoskarnda görülen mineraller	Epidot Piroksen Granat	Epidot Piroksen	Epidot Piroksen	Piroksen Plajiyoklaz	Epidot Piroksen Granat		Çok nadir	

Çizelge 3.1 (devam)

Sokulum kayacının bileşimi	Granodiyorit - Monzogranit	Gabro-Siyenit, Diyorit çoğunlukla Diyorit	Granodiyorit -Granit	Granodiyorit -Granit	Plüton genellikle görülmez. Eğer varsa, Diyorit, Siyenit, Granit	Monzogranit ve Siyenogranit	Granit	Granit
Sokulum morfolojisi	Stok dayk	Küçük-büyük stok-dayklar	Küçük stok, dayk, sil	Büyük plütonlar, batolitler	Genellikle görülmez, görülürse küçük stok, dayk	Stok	Stok, batolit	Stok, batolit
Tektonik ortam	Kıta kenarıoky. ada yayları, eş-geç yaşlı orojenik kuşaklar	Oky. ada yayları, riftleşmeye bağlı kıta kenarları	Kıta kenarı yayları	Kıta kenarı yaylar, eş-geç yaşlı orojenik kuşaklar	Kıta kenarı yaylar, eş-geç yaşlı orojenik kuşaklar	Kıta kenarı yaylar, geç orojenik kuşaklar	Kıta kenarı yaylar, geç - post orojenik kuşaklar	Kıta kenarı yaylar, geç - post orojenik kuşaklar



Şekil 3.1. Skarn zonlarının oluşumunu gösteren şematik kesit (Meinert et al., 2005'den alınmıştır).

html; Meinert et al., 2005). Tanısal olarak mineral topluluğu piroksen-plajiyoklazdır ve granat bol olarak gözlenir. Piroksen-plajiyoklaz mineral zonu birçok W skarn ve bazı Cu skarnlar için oldukça tipiktir (Einaudi and Burt, 1982).

Ekzoskarn zonu karbonat kayacının kantağında yer alır. Ekzoskarn sınıflaması, karbonat kayacın baskın kompozisyonu ve bunun sonucunda oluşan skarn mineralleri esas alınarak magnezyumlu ve kalsik skarnlar şeklinde yapılır. Örneğin, magnezyumlu ekzoskarn dolomitik kayaç içerisinde oluşur ve forsterit – diyopsit – flogopit gibi skarn minerallerini içerir. Saf karbonat birimlerin metamorfizması sonucu oluşmuş kısmen iyi boylanmış kalk-silika kayaçlar için kalk-silika hornfels tanımlaması kullanılır.

Kalsik skarnlar granat ve piroksen gibi Ca-Fe skarn minerallerini ve vollastoniti kapsarlar. Çoğu kalay ve tungsten skarnlar, Al bakımından aşırı derecede zengin iseler, piroksen veya vollastonit ile birlikte vezüvyanit de oluşabilir (Einaudi and Burt, 1982; <http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index.html>; Meinert et al., 2005).

Birçok skarn yatağında skarn ve mermer arasındaki kontakta proksimal granat, distal piroksen ve vezüvyanit (veya vollastonit, bustamit veya rodonit gibi) şeklinde genel bir zonlanma mevcuttur. Mineral bileşimindeki bu tür farklılıklar magmanın ve yan kayacın kompozisyonu, oluşumun derinliği ve oksidasyon derecesine bağlıdır. Bu çeşitliliklerin nedeni oldukça karmaşık olabilir. Skarnları tanımlamak için genellikle skarn mineralojisi esas alınır. Skarn mineralojisi, skarn kökenini ve skarn minerallerinin ekonomik olup olmadığını anlamada yardımcı olur (<http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index.html>; Meinert, 1992; Meinert et al., 2005).

Skarn oluşum derinliği yan kayacın mekaniksel özelliklerini etkileyen önemli bir faktördür. Derin bir skarn oluşumunda, kayaçlar kırılmadan ziyade sünümlü davranırlar. Sedimanter birimler ile sokulum kayacının kantağında gelişen skarn yataklanması iki şekilde oluşur; sokulum kayacı sedimanter kayacın tabakalanmasına paralel olarak katmanlar arasına yerleşir; ya da sedimanter kayaçlar intrüzyon kantağında kıvrımlanır. Bu tür oluşumlarda, skarnlar genellikle dar bir alanda gelişmekle birlikte yanal yönde geniş olabilirler. Buna karşın, sığ skarn oluşumlarında yan kayaç kırılmaya nazaran kırılma ve faylanmaya daha eğilimlidir. Hidrolik basınç ile kırılmalar oluşur ve böylece yan kayacın permeabilitesi büyük ölçüde artar. Bu tür ortamlarda sadece magmatik kökenli metasomatik akışkanlar değil meteorik akışkanlar da sisteme dahil olurlar (Shelton, 1983; Clechenko and Valley, 2003; Meinert et al., 2005).

Skarn oluşum koşullarını (derinlik, sıcaklık, akışkan kompozisyonu) belirlemeye yönelik çalışmalarda mineral birliktelikleri kılavuz olarak kullanılır. Prograd (ilerleyen)

ve retrograd (gerileyen) evrede gelişmiş mineral birlikleri esas alınarak skarn oluşumu açıklanır. Prograd evreyi susuz ve yüksek sıcaklık (granat, piroksen gibi) mineralleri temsil eder. Retrograd evrede ise epidot, amfibol ve klorit gibi sulu mineraller gelişir (Einaudi and Burt, 1982; Meinert, 1992; 1997; Meinert et al., 2005). Sulu mineraller çoğunlukla yapısal kontrollü olarak (kırıklar boyunca) prograd evreye ait granat ve piroksenler üzerine büyüyerek gelişirler (Einaudi, 1982; Murakami, 2005). Retrograd alterasyon ürünleri genellikle sığ skarn sistemlerinde yoğun olarak gözlenirler. Murakami (2005) retrograd evreye ait mineralleşmelerin bazen damarlar şeklinde de geliştiğini belirtmiştir. Bu tür skarnlaşmalarda kuvars ve kalsit damarlarının prograd evreye ait masif granatları sık sık kestiği gözlenir. Skarn mineralleri ile cevher mineralleri arasındaki bu ilişki göz önüne alınarak skarn cevherinin hangi evrede oluştuğu saptanır (Murakami, 2005).

Karbonatlı birimlerde kırık hattı boyunca çeşitli akışkanların sirkülasyonu sonucu gelişen damar tipi skarnlaşmalar ile prograd evre ürünleri arasında kolayca yanılığa düşülür (Meinert et al., 2005). Damar tipi skarnlaşmalar seyreltik çözeltiler ile oluştuklarından çevre kayalara göre çok daha hızlı soğurlar. Çoğu skarn yataklarında göze çarpan önemli bir özellik de kalk-silika minerallerinin magmatik sokulum ile ilişki göstermesidir. Büyük metasomatik skarn yatakları, akışkanlar tarafından taşınmış kimyasal bir hareketliliğe işaret ederler. Kimyasal alterasyonlar, kimyasal tepkimeye yatkın akışkan infiltrasyonu sonucu oluşurlar. Mineral kompozisyonu ve mineral dengelerini değiştiren bu tür karmaşık süreçler saha çalışmalarında birtakım yanılığlara neden olabilese de kalk-silika ürünlerinde yapılacak petrolojik gözlemler ve izotop çalışmaları ile kolayca irdelenebilir (Meinert et al., 2005).

3.2 Çataldağ Granitoyidi'nin Kontakt Metamorfizması ve Skarn Zonu

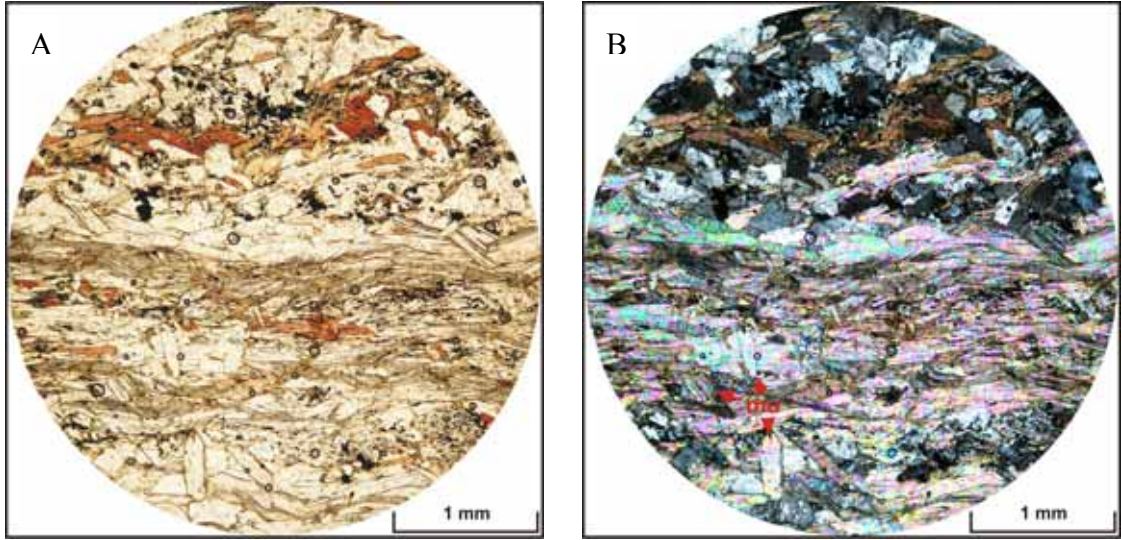
Kayaçlarının Genel Özellikleri

Çataldağ Granitoyidi'nin Fazlıkonağı Formasyonu ve Mesozoyik yaşlı rekrystalize kireçtaşı ve mermerlere sokulumu kontakt metamorfizmaya neden olmuştur.

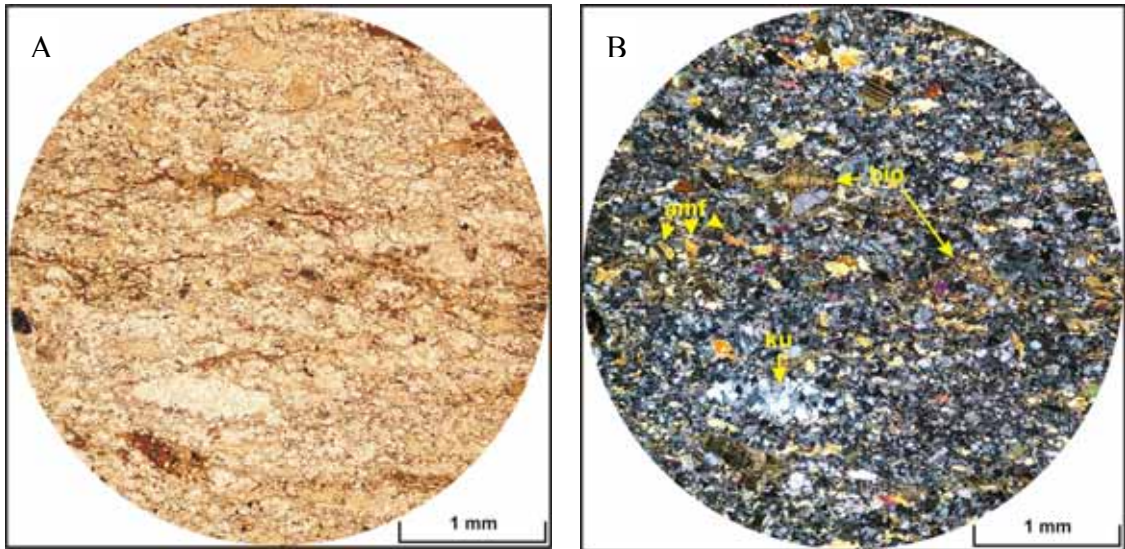
Granitoyid kaynaklı magmatik akışkanlar granitoyid ile karbonatlı birimler arasında kontakt metasomatizma etkisiyle tipik skarn zonlarını oluştururken, Fazlıkonağı Formasyonu'na ait şistlerde de artan sıcaklık sonucu kontakt metamorfizma meydana gelmiştir. Bu kontakt zonlarının metamorfizma derecesinin hornblend hornfels ve albit-epidot hornfels fasiyesinde geliştiği belirtilmiştir (Erdağ, 1976; Ergül vd., 1980; Yalçinkaya ve Afşar, 1980; Akyüz, 1995).

Granitoyidin batısı ve güneyinde, granitoyid ile Fazlıkonağı Formasyonu metamorfileri ve Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşı, mermer ilişkileri net olarak izlenir. Dereköy - Paşalar arası ile yer yer Alagüney ve Serçeören köylerinde, Granitoyidin şistleri bazen dayklar şeklinde kestiği bazen de siller şeklinde foliyasyon düzlemlerine paralel yerleştiği belirlenmiştir. Fazlıkonağı Formasyonunu kesen aplitik dayklar şistlerin dokanaklarında genellikle herhangi bir kontakt metamorfizma ürünü meydana getirmemişlerdir. Serçeören civarında granitik sokulum tarafından kesilen mika ve amfibolşistlerin el örneklerinde foliyasyonlar gözlenmiştir. Ancak şistlerin kırılma yapıları bozulmuş ve aşırı derecede sertleşmişlerdir. Bu nedenle şistlerin klivajları boyunca ayrılmadığı görülür. Petrografi çalışmalarında ise, şistlerin dokusal özelliklerinin az da olsa bozulduğu ve kontakt metamorfizma sonucu pelilitik kayaçlarda oluşması gereken bazı minerallerin gelişmediği belirlenmiştir. Mikaşistlerde gözlenen foliyasyonlu yapı sıcaklık etkisi ile korunabilmiştir (Şekil 3.2). Mika tanelerinin kırıldığı ve yönlenme dokularının hafifçe bozulduğu tespit edilmiştir. Plajiyoklazlara ait ikizlenmeler ise bozulmuş ve bu nedenle sönme açıları belirlenememiştir. Amfibolşistlerde yönlenme dokularının kısmen silindiği ve fels dokusuna benzer bir dokunun geliştiği gözlenir (Şekil 3.3). Mineraller küçük taneler halinde olup kuvarslar rekristalize olmuş, kırılanmış biyotitler ise hafif yönlenmeler göstermektedirler. Amfibol minerallerinde yönlenme dokularının bozulduğu dikkat çekicidir. Akyüz (1995) Granitoyidin mikaşistleri kestiği dokanaklarda mikaşistler içerisinde iri andaluzitlerin geliştiğini belirlemiştir.

Granitik sokulumların neden olduğu cevherleşmeler (bakır ve vollastonit) Örenli ve Serçeören köylerinde gözlenir. Cevherleşmeler Örenli köyünde şistler içerisinde,



Şekil 3.2. Naldöken Sırtı civarında Çataldağ Granitoidinin kontağında gözlenen mikaşistlerin mikroskobik görüntüsü (mu: muskovit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).



Şekil 3.3. Kocaçakıl Tepe civarında Çataldağ Granitoidinin kontağında gözlenen amfibolistlerin mikroskobik görüntüsü (ku: Kuvars, amf: Amfibol, bio: Biyotit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Serçeören civarında ise Çataldağ Granitoidi ile Mesozoyik karbonatlar arasında oluşmuştur. Bu mevkiilerde yapılmış çalışmalar ile cevherleşmelerin genel özellikleri ve mineral zonlanmaları aşağıda ayrıntılı olarak verilmiştir.

3.2.1 Örenli köyü mevkiinde bulunan cevherleşmeler ve mineralojik özellikleri

3.2.1.1 Değirmenderesi

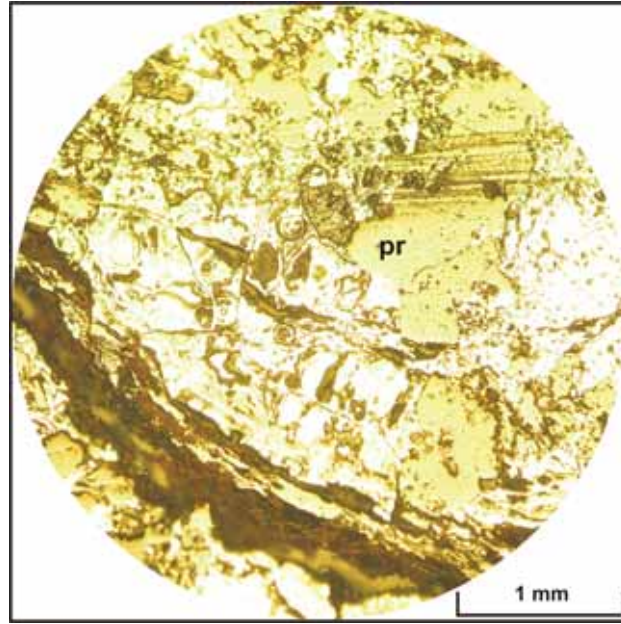
Erbayar ve Pehlivanoğlu (1995) Örenli köyü Değirmenderesi'nde (İ20-b paftasında) pirotin ve az miktarda kalkopirit oluşumlarının geliştiğini belirtmiştir. Daha önce kükürt olarak tanımlanan bu lokasyonda, pirotin ve kalkopirit ile birlikte granat, piroksen, klorit, aktinolit, sfen ve kuvars gibi skarn mineralleri saptanmıştır. Skarnla ilişkili bu cevherleşme Değirmenderesi'nin yaklaşık 1 km kuzeybatısında, İ20-b4 paftasında X:0609592; Y:4408516 koordinatlarında yer almaktadır. Fazlıkonağı Formasyonuna ait şistler içerisinde merccekler şeklinde gelişen cevherleşmeye alterasyon ürünleri eşlik etmektedir (Şekil 3.4). Bu lokasyonda yapılan incelemelerde sarı renkli ve keskin kokulu kükürt ile birlikte sarı-kahve renkli limonitleşme tespit edilmiştir.



Şekil 3.4. Değirmenderesi'nde pirotin oluşumu.

Pirotin ve bakırın geliştiği bu alandan toplanan alterasyon ürünleri ile cevherli örnekler XRD ve cevher mikroskopisi ile incelenmiştir. Cevher mikroskopisi çalışmalarında, açık krem renkli ve anizotrop özellikte olan pirotin belirlenmiştir.

Mineralin kenar kısımlarında kolloform yapıların geliştiği göze çarpar (Şekil 3.5). Şistler içerisindeki cevher ve cevhere eşlik eden alterasyon ürünlerinden elde edilen XRD sonuçları Çizelge 3.2’de, sıralı ve karşılaştırmalı XRD pikleri ise Şekil 3.6’da gösterilmiştir.



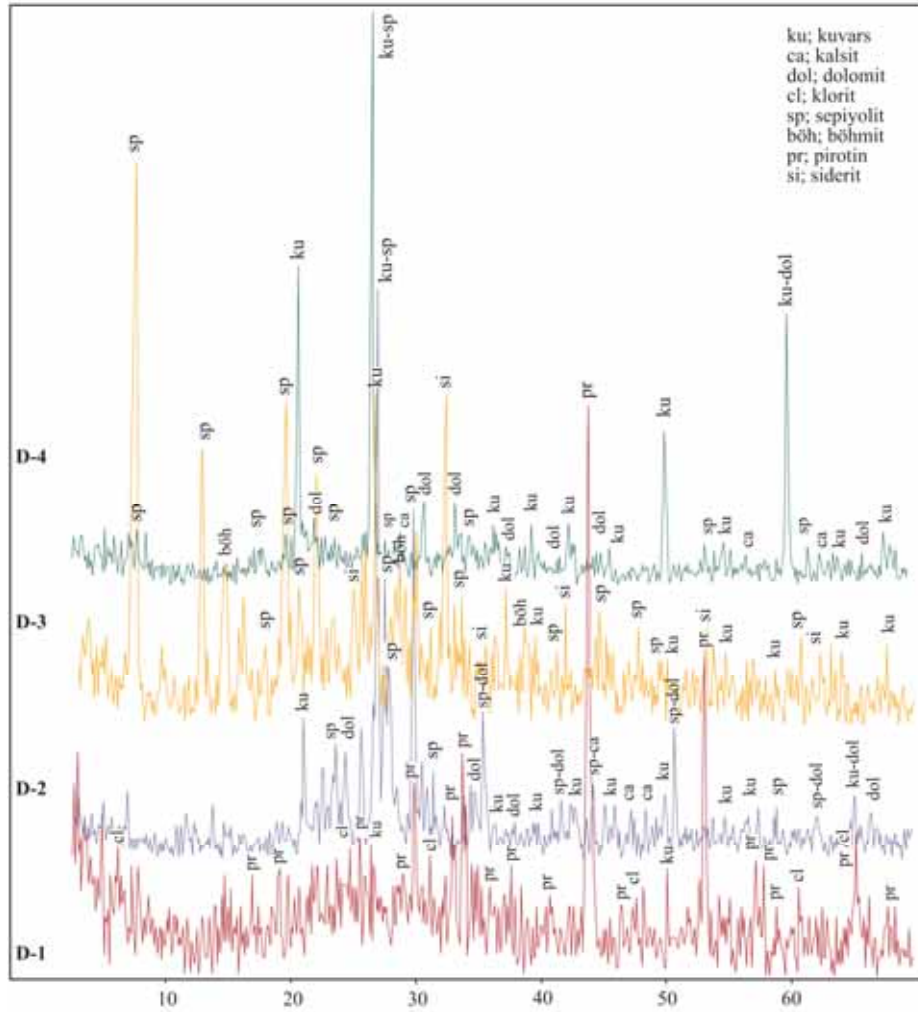
Şekil 3.5. Değirmendere’de saptanan pirotinin cevher mikroskobu görüntüsü.

Çizelge 3.2. Değirmendere’den toplanan alterasyon örneklerine ait XRD sonuçları ve bolluk dereceleri (xxx; çok bol, xx; bol, x; az).

Örnek No	Klorit	Pirotin	Kuvars	Sepiyolit	Dolomit	Kalsit	Siderit	Böhmit	Ortoklas	Hematit	Jarosit
D-1	x	xxx									
D-2			xx	xxx	x	x					
D-3			x	xxx			xx	x			
D-4			xxx	xx	x	x					
D-5	xxx		xx						x		
D-6			xx							x	xxx
D-7				xx						x	xxx

Pirotin oluşturan akışkanlar magmatik ve metamorfik (skarn) kökenli olabilir. Ancak pirotin ile ilişkili ikincil ürünler (jarosit, sepiyolit) skarn zonuna ait

mineralleşmeleri yansıtmamaktadır. Bir demir sülfat minerali olan jarosit ($KFe^{+3}(SO_4)_2(OH)_6$) muhtemelen pirotinin bozunması ile gelişmiştir.

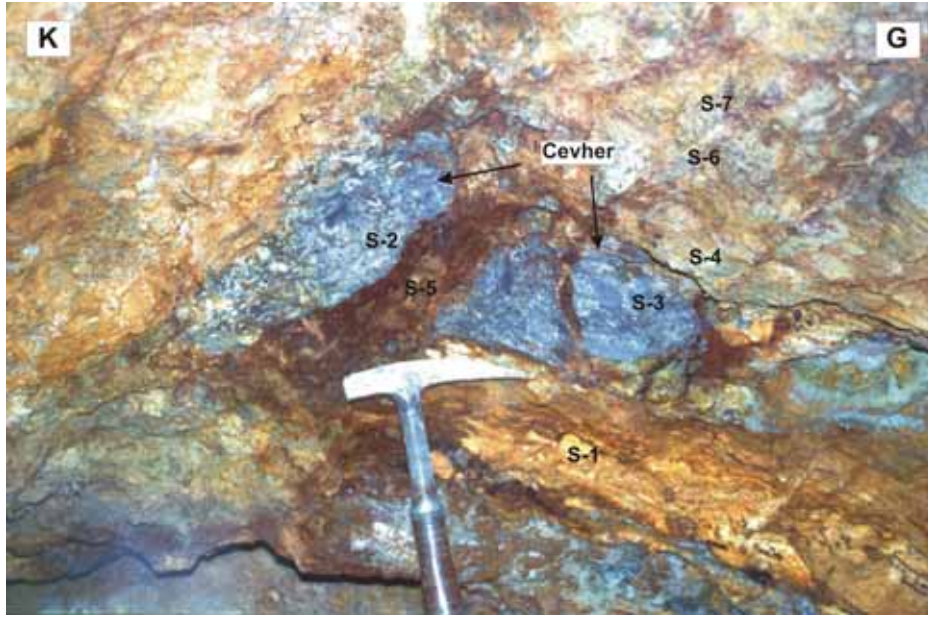


Şekil 3.6. Değirmendere lokasyonundan alınan alterasyon örneklerine ait XRD pikleri.

3.2.1.2 Sarıkaya Deresi lokasyonu

Örenli köyünün 500-600 m batısındaki (İ20-b4 paftasında X:0609487; Y:4407035 koordinatında) Sarıkaya Deresi içerisinde Cu-Pb-Zn cevheri olarak işletilmiş yarmalar bulunmaktadır. Mermerlerle ardalanmalı, metamorfik birimin klorit-hornblendşist ve biyotit-kuvarşist olarak tanımlanan seviyelerinde gözlenen

cevherleşmelerin, cevher minerali olarak pirotin, pirit, sfalerit, galen, arsenopirit ve kalkopiritten oluştuğu belirlenmiştir (Dericioğlu, 1972; Erbayar ve Pehlivanoğlu, 1995). Şistlerin yoğun şekilde bozmuş ve cevherli zon şistozite düzlemlerine paralel merccekler şeklinde gelişmiştir (Şekil 3.7). Şistozite düzleminin doğrultusu K82B eğimi KD'dur. Kahve renkli limonitleşme ile talklaşma oldukça yaygındır.



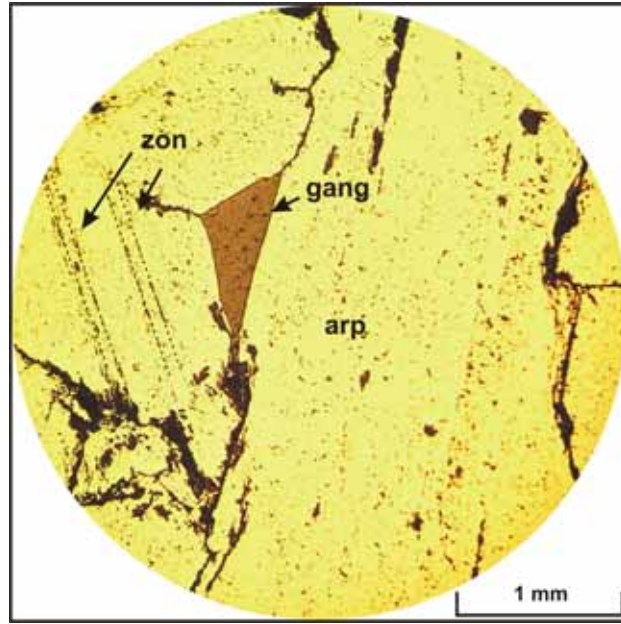
Şekil 3.7. Sarıkaya Deresindeki cevherin arazi görünümü.

Bu lokasyonda gelişen alterasyon ürünleri ile cevher içeren örnekler XRD ve cevher mikroskobisi ile incelenmiştir. Cevher mikroskobisi çalışmalarında gümüş parlaklığındaki arsenopiritin idiyomorfik şekilde geliştiği gözlenmiştir (Şekil 3.8). Arsenopirit mineralinde zonlu yapılar ve boşluklarında ise gang mineralleri mevcuttur. Alterasyon ürünlerine yönelik XRD sonuçları Çizelge 3.3'de verilmiştir.

Arazi ve mineralojik çalışmalara göre bu lokasyonda Cu-Pb-Zn cevher mineralleri gözlenmemiştir. Ayrıca lokasyondaki mineralleşmeler skarn zonu oluşumu ile ilgili değildir. Buradaki cevher oluşumu kontakt metasomatik bir karakterden ziyade hidrotermal çözeltiler ile şekillenmiş olabilir.

Çizelge 3.3. Sarıkaya lokasyonundan alınan örneklere ait XRD sonuçları ve bolluk dereceleri (xxx; çok bol, xx; bol,x; az).

Örnek No	Kuvars	Kalsit	Klorit	Arsenopirit	Kaolinit	Realgar	Ortoklas	Talk	Manyezit
S-1	xx		x	x		x			
S-2		x	x	xxx					
S-3	x	x		xxx					
S-4			xx		xx		x		
S-5			x		xxx				
S-6	xx	x	xx		x				
S-7								xxx	x



Şekil 3.8. Sarıkaya Deresi'nde gözlenen arsenopiritin cevher mikroskobisi görüntüsü.

3.2.2 Serçeören köyü mevkiinde gelişen skarn zonları

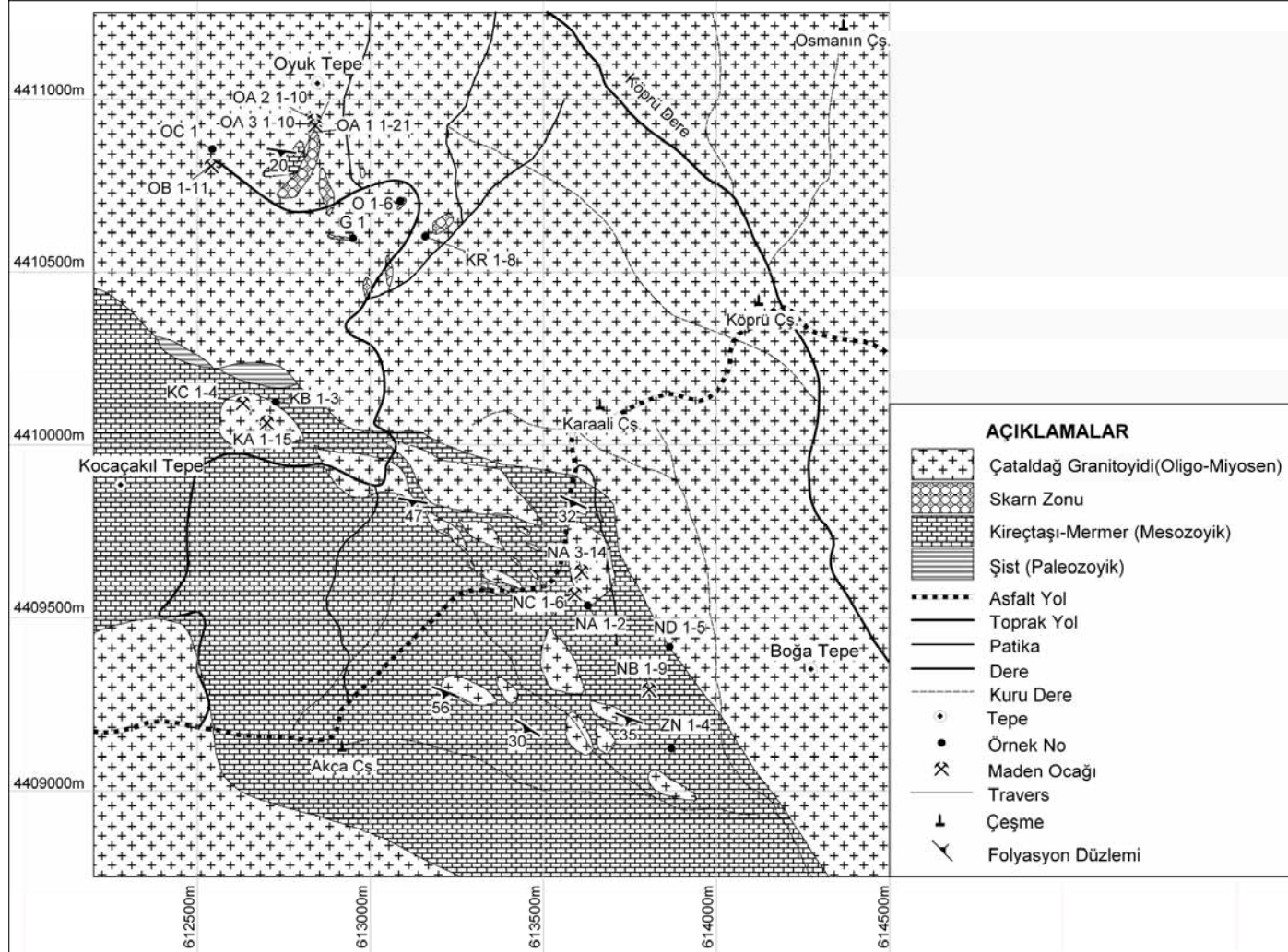
Serçeören köyü kuzeyinde ve doğusunda Çataldağ Granitoyidi ve buna bağlı apofiz veya pegmatit damarlarının Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşı ve mermerler

içerisine intrüzyonu sonucu oluşmuş tipik skarn mineralleşmeleri gözlenir. Magmatik eriyiklerin karbonatlı kayaçlarla oluşturduğu skarn mineralleşmeleri yaklaşık olarak 250-800 m genişlikteki bir zonda düzensiz olarak gelişmiştir (Şekil 3.9). Bu cevherleşmeler Serçeören köyünün kuzeyinden doğusuna doğru Oyuk Tepe, Kocaçakıl Tepe, Naldöken Sırtı ve batısında Boğa Tepe civarlarında küçük yataklar şeklindedir. Bu alanlarda önceki yıllarda işletilmiş vollastonit ve bakır ocakları bulunmaktadır.

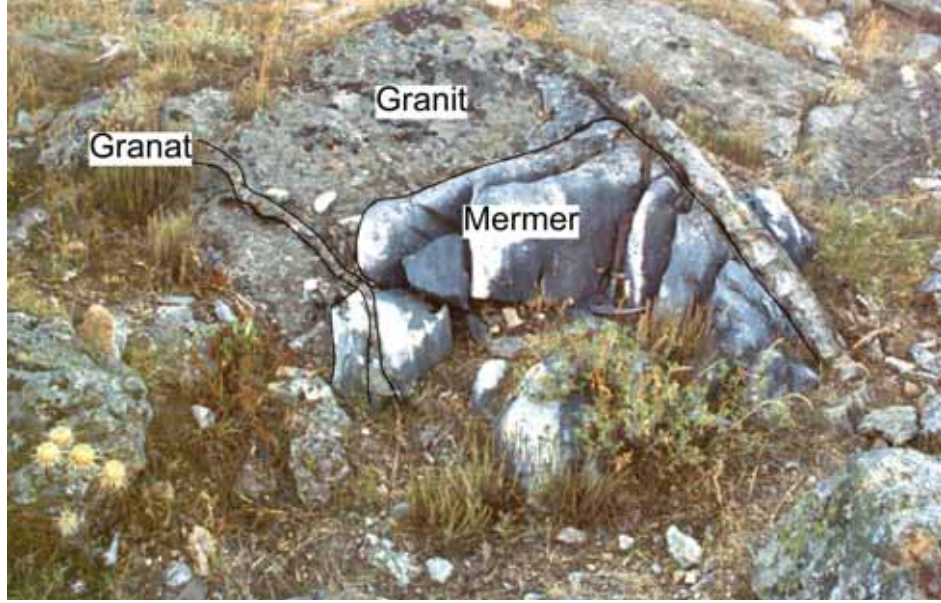
Oyuk Tepe'nin güneyindeki skarn oluşumları granit ile çevrelenmiş mermer çıkıntıları arasında oluşurken, Serçeören'in doğusundaki zuhurlar ise Kocaçakıl Tepe, Naldöken Sırtı ve Boğa Tepe civarında mermer içerisine sokulmuş granit intrüzyonları arasında gelişmiştir. Serçeören kuzeyindeki bazı alanlarda, granitin mermerlere sokulum yapması mermerlerin granitleri örtüymüş gibi görünmelerine neden olmuştur. Mermerlerin granitoyid içinde tavan blokları şeklinde gözlenmesi bu kayaçların magmatik stoplama ya da asılı blok olarak granit içine alındığına işaret etmektedir. Dolayısıyla, haritalanamayacak ölçekte küçük mermer bloklarının kırık ve yapraklanma düzlemleri boyunca 50 cm-5 m kalınlığında skarn oluşumları gelişmiştir (Şekil 3.10).

Skarn oluşumları genellikle granit mermer dokanağı boyunca veya granit ve mermerler içersinde gelişmiştir. Mermer içersindeki skarn oluşumları damar ve mercerler şeklinde veya mermerin tabaka düzlemlerine uyumlu bantlar halinde izlenirler. Granit içersinde ise daha düzensiz oluşumlar gösterirler (Şekil 3.11).

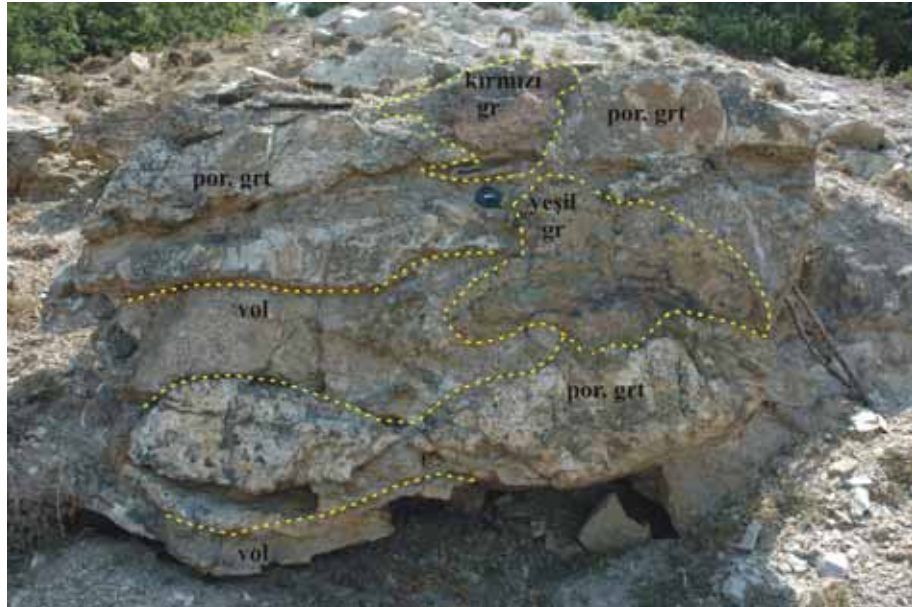
Endo ve ekzoskarn zonları renk, doku, mineral bileşimleri ve dokanağa olan uzaklıkları ile arazide kolaylıkla ayırt edilmektedir. Petrografik tanımlamalarda kullanılan skarn zonu örnekleri terk edilmiş maden ocakları ve bunların yakın civarından toplanmıştır. Maden ocağı dışındaki örnekler, skarn zonu haritasında örnek numarasına göre verilmiştir (Şekil 3.9). Bölgede işletilmiş olan vollastonit ocaklarında, renk ve mineral içeriklerine göre ölçekli kesitler çıkarılmış ve sistematik örnekler alınmıştır. Toplanan örneklerin detay petrografik sonuçları göz önüne alınarak ölçülü kesitler detaylı olarak değerlendirilmiştir. Skarn zonundaki kayaçların dokusal özellikleri, mineral bollukları ve minerallerin bileşimlerine göre yapılmış ölçülü



Şekil 3.9. Serçeören bölgesinin skarn zon haritası.



Şekil 3.10. Serçeören doğusunda mermer çatlağı boyunca gelişmiş granit intrüzyonu ve bununla ilişkili skarn mineralizasyonu.



Şekil 3.11. Kocaçakıl Tepe civarında granit içerisinde düzensiz gelişmiş skarn mineralleşmesi (por. gr: Porfirik granit, gr: Granat, vol: Vollastonit).

kesitlerin tanımlamaları aşağıda verilmiştir. Maden ocakları ve çevresinde gözlenen skarn zonlarının genel özellikleri ve mineral zonlanmaları ile oluşum evrelerini belirlemeye yönelik detay mineralojik çalışmalar ise alt başlıklar halinde sunulmuştur.

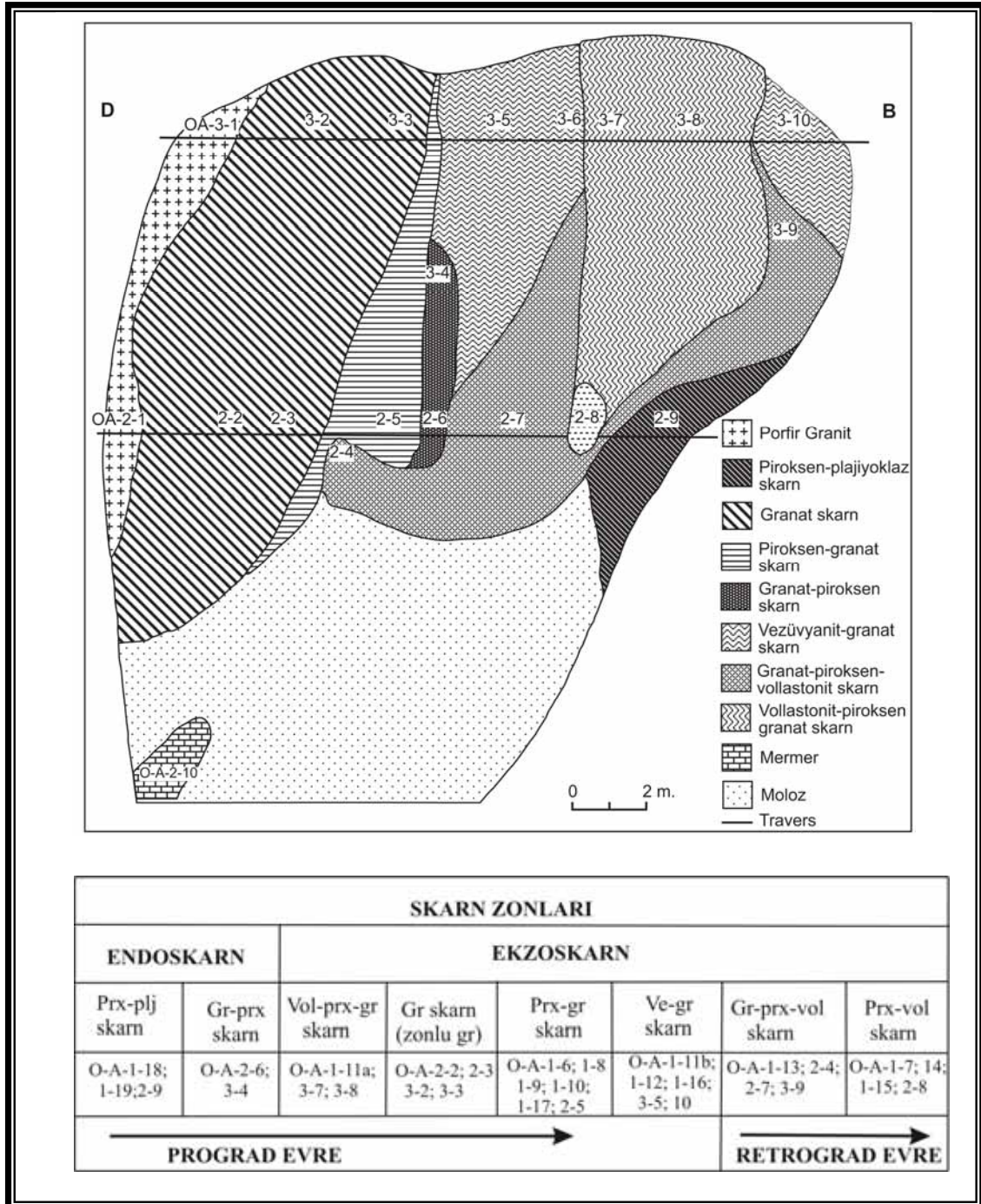
3.2.2.1 Oyuk Tepe - A maden ocağı

Oyuk Tepe A ocağı Serçeören'in kuzeyinde (X:0612839; Y:4410941 koordinatında) yer almaktadır (Şekil 3.9). Bu alandaki skarn zonları Granitoyid içerisinde kalmış mermer blokları ile ilişkili olarak gelişmiştir. Bu ocak Oyuk Tepe'nin güneyinde yüzeyleyen mermerler ile granitoyid arasındaki dokanak boyunca oluşmuştur. Granitoyid mermeri tamamen sarmış durumdadır. Yarma şeklinde açılmış vollastonit ocağında, porfirik granitten itibaren skarn zonuna doğru 3.3 m aralıkla birbirine paralel iki travers ocak içinde ve yine granitten başlayarak skarn zonu ve granitoyide doğru ilk iki traverse dik bir başka travers boyunca sistematik örnekler alınmıştır. Paralel traversler ocak içinde yer almaktadır. Arazide skarn mineralleri (granat, piroksen, vezüvyanit ve vollastonit) genel bir zonlanma sunmaktadır. Örnek alımı bu mineraller ve renk değişimi esasına göre yapılmıştır. Petrografik çalışmalar ile kayaçların dokusal özellikleri ve mineral bolluk dereceleri göz önüne alınarak mineral zonları belirlenmiştir. Maden ocağının ölçülü kesiti ve mineral zonları Şekil 3.12'de verilmiştir.

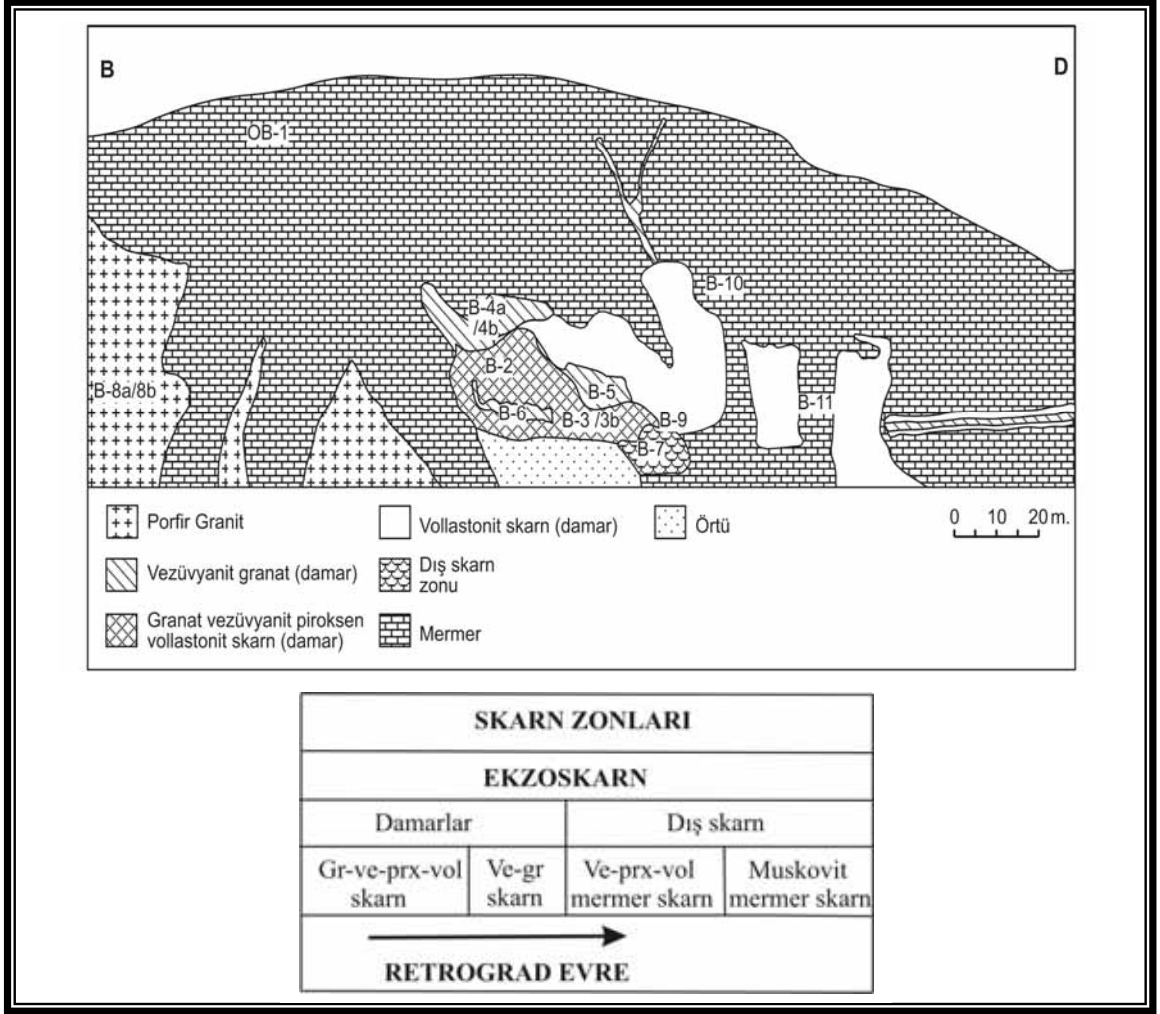
3.2.2.2 Oyuk Tepe - B maden ocağı

Oyuk Tepe B ocağı Serçeören'in kuzeyinde (X:0612541 - Y:4410810 koordinatında) yer alır (Şekil 3.9). Oyuk Tepe civarında granitoyid içerisinde kalmış mermer blokları ile bir arada bulunan bu skarn zonu incelenen bir diğer cevher oluşumudur. Bu ocakta açılan yarmada düzenli bir skarn zonu mineralojisi görülemediğinden, travers şeklinde örnek almak mümkün olmamıştır. Oyuk Tepe B ocağı ve civarında, skarn mineralleşmeleri mermer içerisinde mermerin yapraklanma düzlemine paralel mercer ve bantlar, mermeri kesen çatlak dolguları ve damarlar şeklinde gelişmiştir. Mermerin yapraklanma düzleminin doğrultu ve eğimi K25B-

26°GB'dır. Maden ocağının ölçülü kesiti ve mineral zonları ise Şekil 3.13'de verilmiştir.



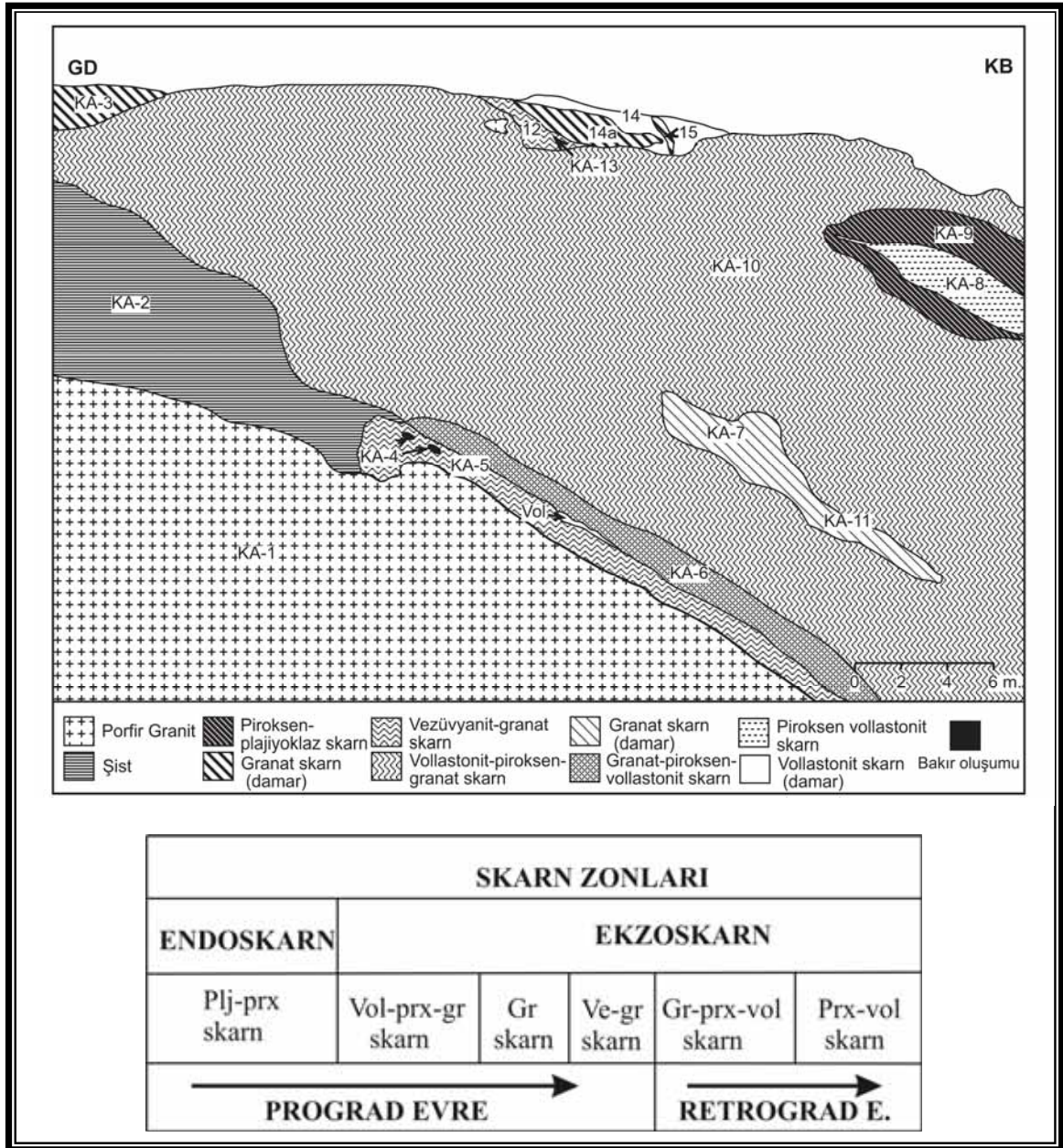
Şekil 3.12. Oyuk Tepe - A ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.



Şekil 3.13. Oyuk Tepe - B ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.

3.2.2.3 Kocaçakıl Tepe maden ocağı

Kocaçakıl Tepe civarında bakır ve vollaistonit işletilen çok sayıda eski ocak ve yarına mevcuttur. Ocaklarda yapılan hafriyat nedeniyle skarn zonu istifleri net olarak gözlenememektedir. Kocaçakıl Tepe vollaistonit ocağı Serçeören'in kuzeyinde (X: 0612701 - Y: 4410068 koordinatında) bulunmaktadır (Şekil 3.9). Granitoyid kondağında oluşmuş ocakta düzenli bir skarn zonu istifi gelişmemiştir. Bu nedenle, örnekler travers boyunca değil noktasal olarak alınmıştır. Maden ocağının ölçülü kesiti ve mineral zonları Şekil 3.14'de verilmiştir.

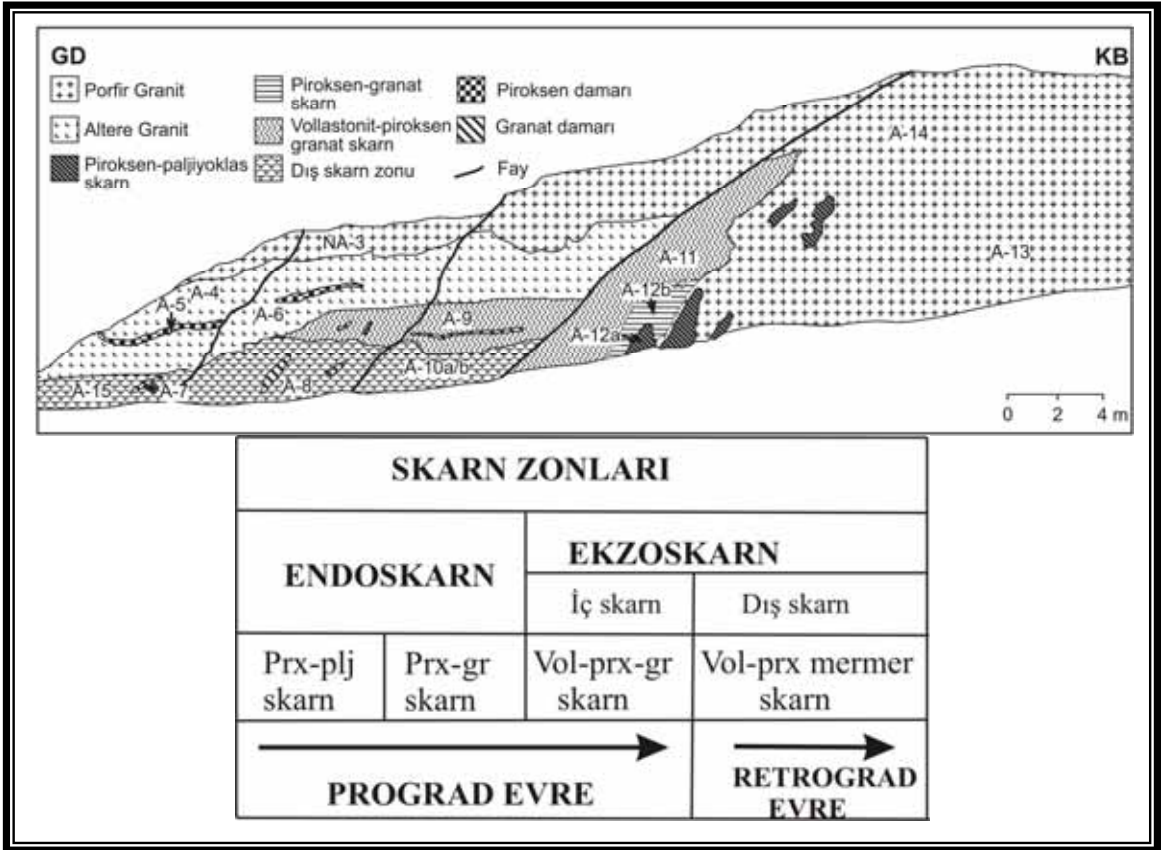


Şekil 3.14. Kocaçakıl Tepe ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.

3.2.2.4 Naldöken Sırtı - A maden ocağı

Naldöken civarında maden aramaya yönelik birçok yarma açılmıştır. Bölgedeki skarn zonu porfir granit ile mermer arasında oluşmuştur. Naldöken Sırtı A ocağı Serçeören köyünün doğusunda (X:0613610 - Y:4409636 koordinatında) yer almaktadır

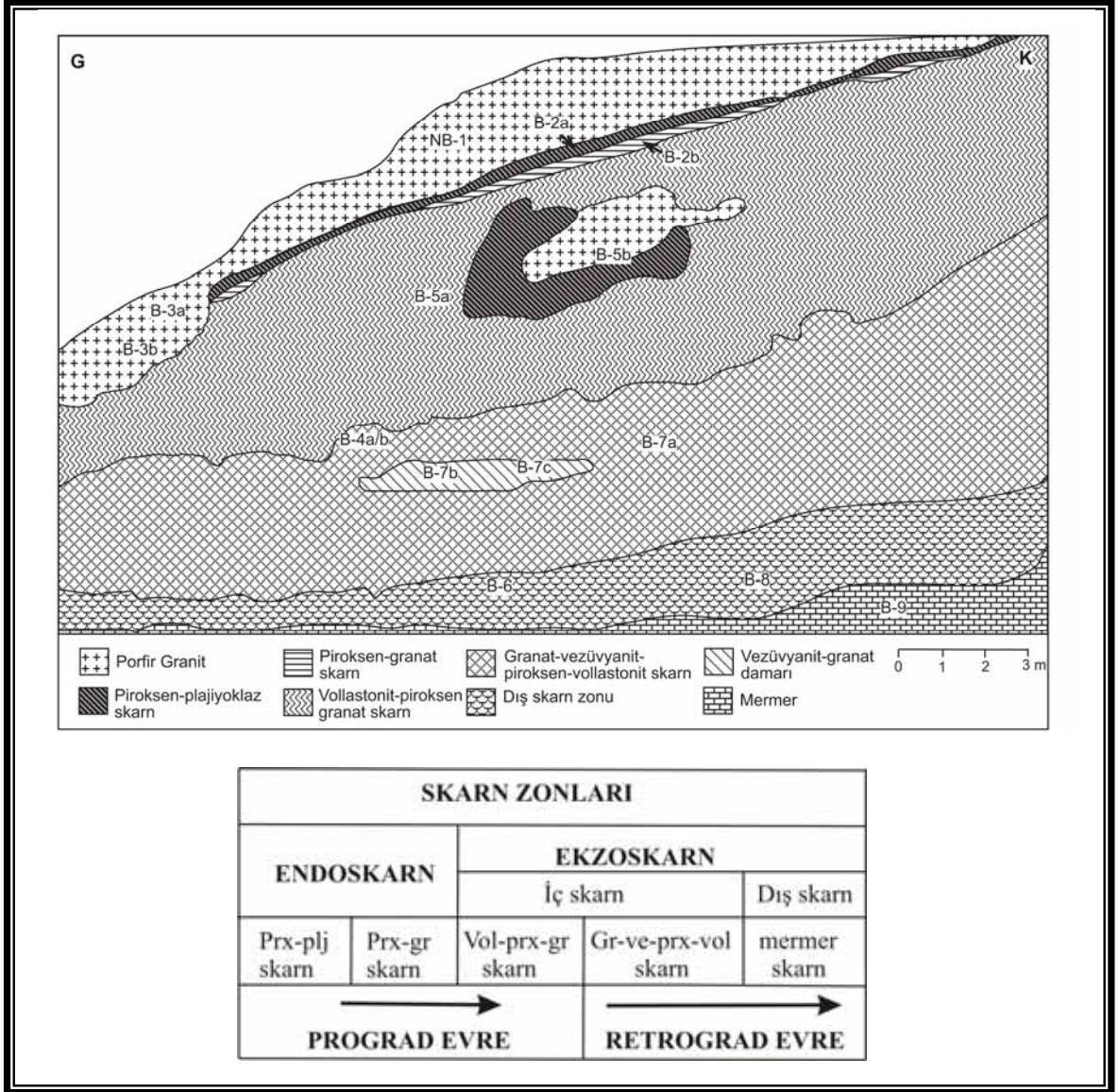
(Şekil 3.9). Porfir granitteki değişimleri gözlemek için granitten itibaren (başlangıç koordinatı X:0613628 - Y:4409536) skarn zonu ve mermere doğru sistematik noktasal örnekler alınmıştır. Bu alanda, birbirine paralel gelişmiş muhtemel faylar mevcuttur. Fay düzlemlerindeki yoğun alterasyon nedeniyle fayın hareket yönü tespit edilememiştir. Maden ocağının ölçülü kesiti ve mineral zonları Şekil 3.15’de verilmiştir.



Şekil 3.15. Naldöken Sırtı - A ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.

3.2.2.5 Naldöken Sırtı - B maden ocağı

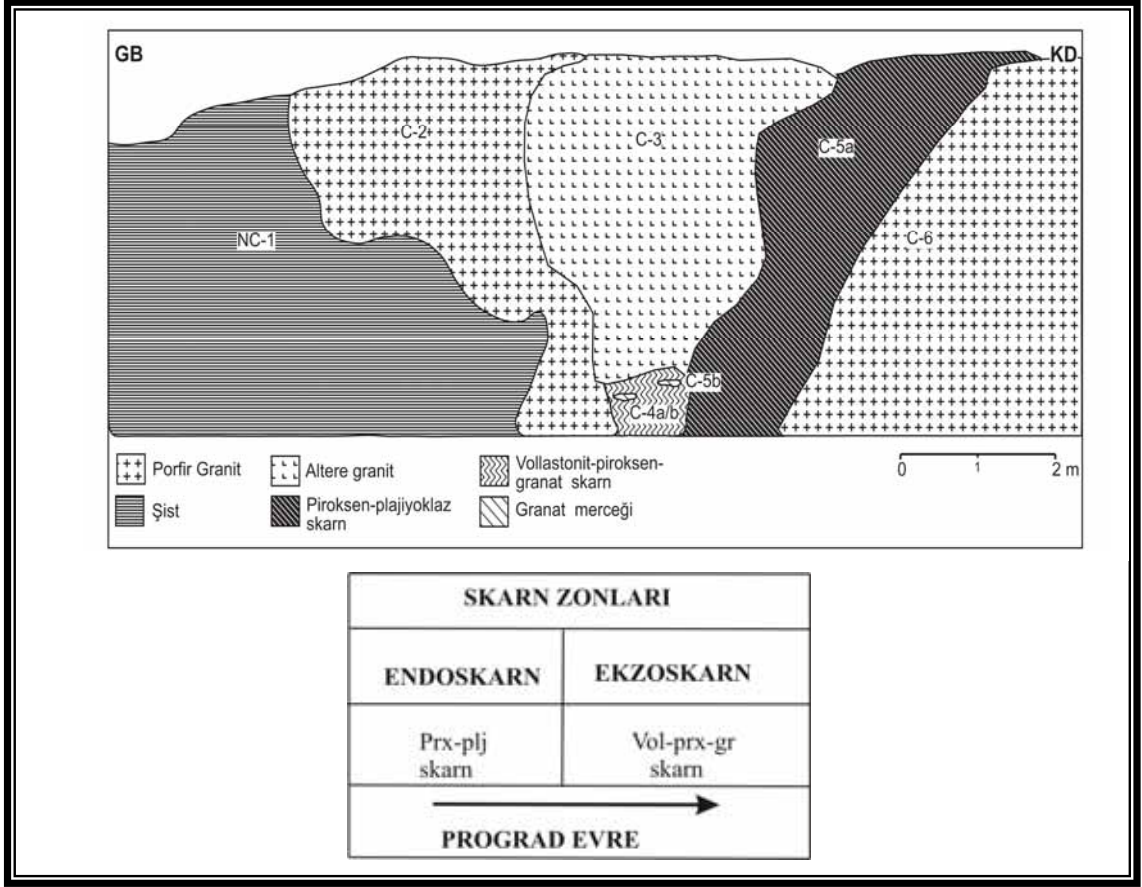
Naldöken Sırtı B ocağı (X:0613805 - Y:4409294 koordinatında) vollastonit için açılmış bir yarmada porfir granit ve mermerlerin yapraklanma düzlemlerine paralel olarak bulunmaktadır (Şekil 3.9). Nokta örnekleme yapıldığı ocağa ait ölçülü kesit ve mineral zonları Şekil 3.16’da verilmiştir.



Şekil 3.16. Naldöken Sırtı - B ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.

3.2.2.6 Naldöken Sırtı - C maden ocağı

Naldöken Sırtı'nda vollastonit için açılmış üçüncü bir yarma X:0613590 - Y:4409571 koordinatında bulunmaktadır (Şekil 3.9). Bu ocakta, mermer ve düzenli bir skarn zonu bir arada görülmediğinden nokta örnek alınmıştır. Skarn, granitoyid içerisinde damar zonu şeklinde gelişmiştir (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Naldöken Sırtı - C ocağı yarmasının ölçülü kesiti, mineral zonları ve örnek lokasyonları.

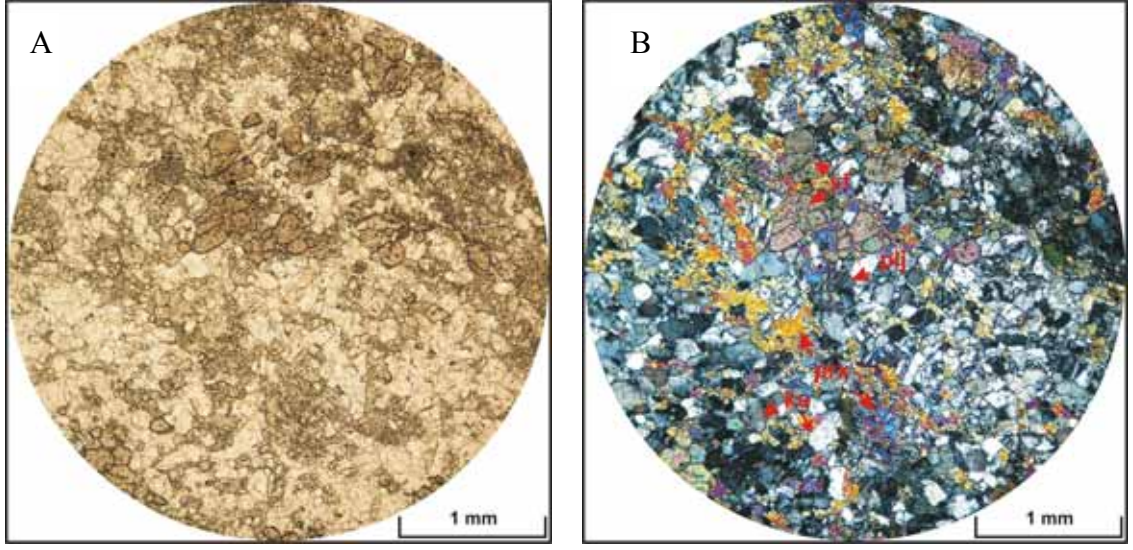
3.2.3 Skarn zonlarının saha özellikleri ve petrografik incelemeleri

Granit dokanağında veya dokanak gerisindeki dar alanlarda merccek veya ince damarlar şeklinde gelişen endoskarn zonları esas olarak piroksen ve granattan oluşmaktadır (Şekil 3.18). Birim genellikle masif ve ondüleli yapıda olup granatlar koyu kahve, piroksenler ise koyu yeşil renkleri ile dikkat çekmektedir. Ondüleli piroksenler feldspat ile birlikte bulunurlar. Oyuk Tepe A ocağında oldukça koyu renkli piroksenler içerisinde granat mercceklerinin bulunduğu bir zon ayırtlanmıştır (örnek no OA-3-4). Bu zon ince bir vollaistonit damarı ile kesilmiştir. Endoskarn zonuna ait bu minerallerin bazı el örnekleri Ultraviyole Floresans Lambası (UF) altında saçınımlı olarak çivit mavisi renkte ışımaya göstermişlerdir. Bu tür ışımalar şeelitin varlığına işaret etmektedir.



Şekil 3.18. Naldöken Sırtı –A ocağında granit kontağında gözlenen endoskarn zonlarının görüntüsü (gr: Granat; prx: piroksen).

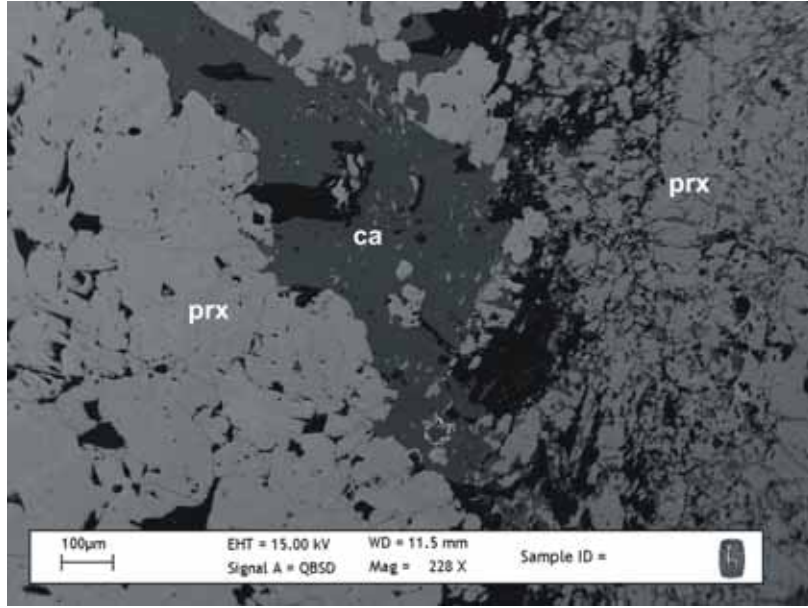
Petrografik olarak incelendiğinde bu zonlarda magmatik dokunun korunduğu gözlenir. Granitten itibaren ilk olarak görülen mineral zonunda, piroksenlere plajiyoklaz, ortoklas, kuvars ve sfen mineralleri eşlik etmektedir. Burnham (1959) normal granitoidin hibrit görünüşlü bir kayaca dönüştüğünü belirtmiş ve bu zonu endoskarn (iç zon) olarak tanımlamıştır. Einaudi and Burt (1982) ise granit kontağında gelişen plajiyoklaz-piroksen seviyelerinin, özellikle kalsik tungsten skarnda endoskarn zonunun tipik özelliği olduğunu belirtmiştir. Bu zon mineral bolluk derecesine göre plajiyoklaz-piroksen mineral zonu olarak adlandırılmıştır. Klinopiroksenler yeşil renkte ve yüksek girişim renklerinde gözlenirler (Şekil 3.19). Plajiyoklazların anortit oranı yüksek olup sönme açılarına göre labrador - bitovnit bileşimindedir. Elektron mikroprob çalışmalarında klinopiroksenlerin hedenberjit, plajiyoklazların ise labrador bileşiminde oldukları belirlenmiştir (Bkz. Bölüm-4.1; örnek no NA-2). Bu zonda az da olsa kuvars, ortoklas ve sfen belirlenmiştir. Sfen minerali yaygın olup yüksek rölyefi ve yüksek girişim rengi ile göze çarpar. Bu zona ait bazı örneklerde ikincil çatlakların geliştiği ve bunların kuvars tarafından doldurulduğu gözlenir.



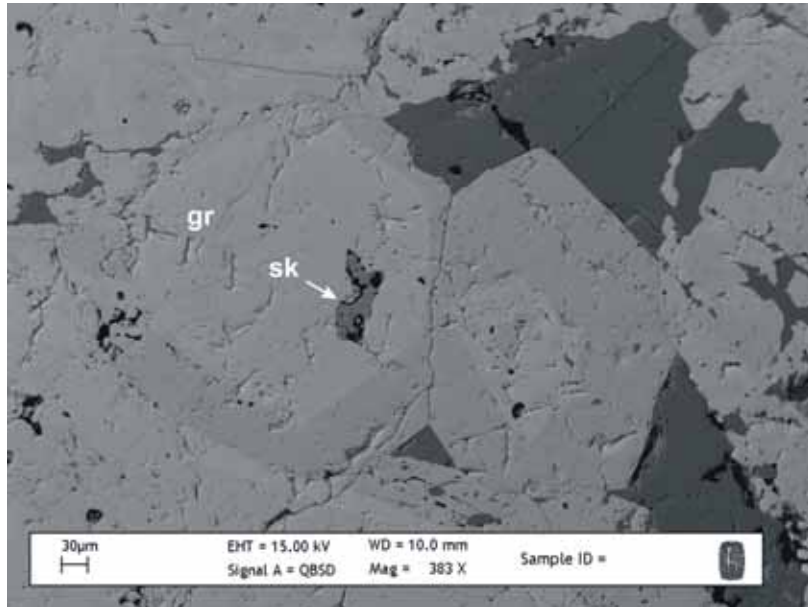
Şekil 3.19. Plajiyoklaz-piroksen zonunun mikroskopik görüntüsü (plj: Plajiyoklaz; prx: Piroksen; sf: Sfen; ku: Kuvars) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Oyuk Tepe civarında piroksenin yaygın olduğu ve granat mineralinin de gözlemlendiği zon mineral bolluk derecesine göre granat-piroksen mineral zonu olarak adlandırılmıştır. Granatlar özşekilsiz taneler halindedir. Bu zonda ayrıca az miktarda kuvars, sfen ve kalsit belirlenmiştir. Kalsit, minerallerin kılcal çatlaklarında bulunur (Şekil 3.20). Bu zondaki piroksenlerin bileşimi hedenberjite yakındır (Bkz. Bölüm 4.1; OA-3-4). Ayrıca granat içerisinde çok az da olsa vezüvanit gelişimi tespit edilmiştir.

Magmatik dokunun bozulmaya ve fels dokusunun görülmeye başladığı piroksen-granat zonunda, granatlar yarı özşekilli ve küçük taneler halindedir. Granatlar içerisinde piroksen ve vezüvanit kapanımları mevcuttur. Vezüvanit mineralinin rölyefi granat ile aynıdır, ancak izotrop özellikte olan granattan zeytin yeşili girişim rengi, tek optik eksen ve pozitif optik işareti ile ayırt edilir. Bu zonda az da olsa skapolit ve apatit göze çarpmaktadır. Skapolit, vezüvanit ve granat minerallerinin içerisinde küçük kapanımlar şeklinde gelişmiştir (Şekil 3.21). Elektron mikrop analizleri sonucunda skapolitlerin menionit bileşiminde olduğu belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 4.1; örnek no NB-2). Skapolit genellikle kuvars ve kalsit tane aralarında düşük bollukta bulunur.



Şekil 3.20. Oyuk Tepe – A ocağında granat-piroksen zonundaki piroksen ve kalsitin SEM görüntüsü.

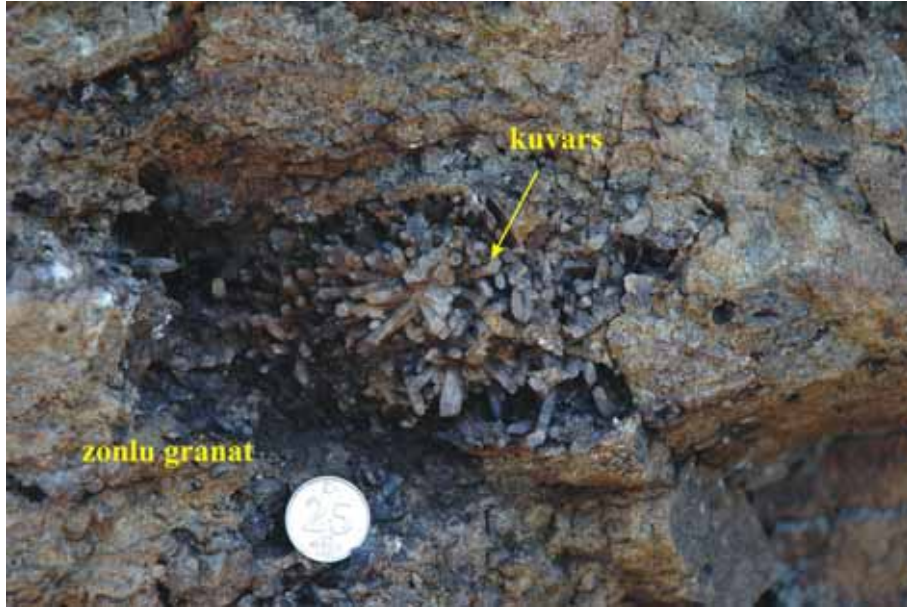


Şekil 3.21. Naldöken Sırtı – B ocağına ait piroksen-granat zonundaki granat ve skapolitin SEM görüntüsü.

Ekzoskarn oluşumları magmatik dokunun bozulması ve vollastonit gelişimi ile başlar. Vollastonit beyaz – krem rengi ve lifsi yapısı ile kolayca tanınır. Bu zonda,

özellikle piroksen renginin koyu tonlardan açık yeşil tonlara değiştiği gözlenmiştir. Mikroskobik çalışmalar vollastonitin piroksen ve granattan daha az bollukta olduğunu göstermiştir. Birim mineral bolluk derecesine göre vollastonit-piroksen-granat skarn olarak adlandırılmıştır. Genellikle granatların çekirdeği ve zonlarında az miktarda kapanımlar halinde gözlenen vollastonit granatların kenar kısımları ve piroksenler ile de birliktelik oluşturmaktadır. Vollastonit yüksek rölyefi, düşük girişim rengi, ince lifsi ve yapraksı görünümüyle kolayca tanınır. Çoğunlukla küçük taneler halinde gözlenir. Piroksen ise açık yeşil rengi ve dilinim izleri ile ayırt edilir. Özşekilli taneler halindedir ve yüksek girişim renklerine sahiptir. Bu zonda piroksen ve vollastonit minerallerine kalsit ve kuvars eşlik etmektedir. Genellikle taneler arasında serpiştirilmiş olarak gözlenen kalsit, Naldöken Sırtı A ve C ocaklarında oldukça yoğunlaşmakta ve özellikle vollastonit yaprakları arasına yerleşerek özümlemelere neden olmaktadır (NA-9 ve NC-4 örnekleri). Bu zona ait granatlarda yapılan elektron mikroprob çalışmalarında, granatların genellikle andradite yakın bir bileşime sahip olduğu belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 4.1; NA-11 ve OA-3-8 örnekleri).

Ekzoskarn zonunda maksimum 3 cm boyutuna ulaşabilen zonlu iri granatlar gelişmiştir. Bu granatlara ait bantlar çekirdek ve zonlar arasında gözle ayırt edilebilmektedir. Genellikle kahve ve yeşil renklerde gözlenen zonlu granatların boşluklarında uzamış kristaller halinde ince kuvars mineralleri dikkat çeker (Şekil 3.22). Bir diğer farklı oluşum Kocaçakıl Tepe ocağında izlenmiştir. Burada vollastonit üzerinde iri kristaller halinde ince granat damarları gelişmiştir. Zonlu ve yeşil renkte gözlenen bu granatlar vollastonit üzerinde düzgün hatlar şeklinde sıralanmıştır (Şekil 3.23; örnek no K-15). Granatların üzerinde malahit sıvamaları gözlenir. Elektron mikroprob çalışmalarında granatların pirit kapanımları içerdiği belirlenmiştir. Bu kapanımlar muhtemelen vollastonit oluşumunu takiben gelişen kırıklar boyunca magmatik akışkanlardan türemiştir.



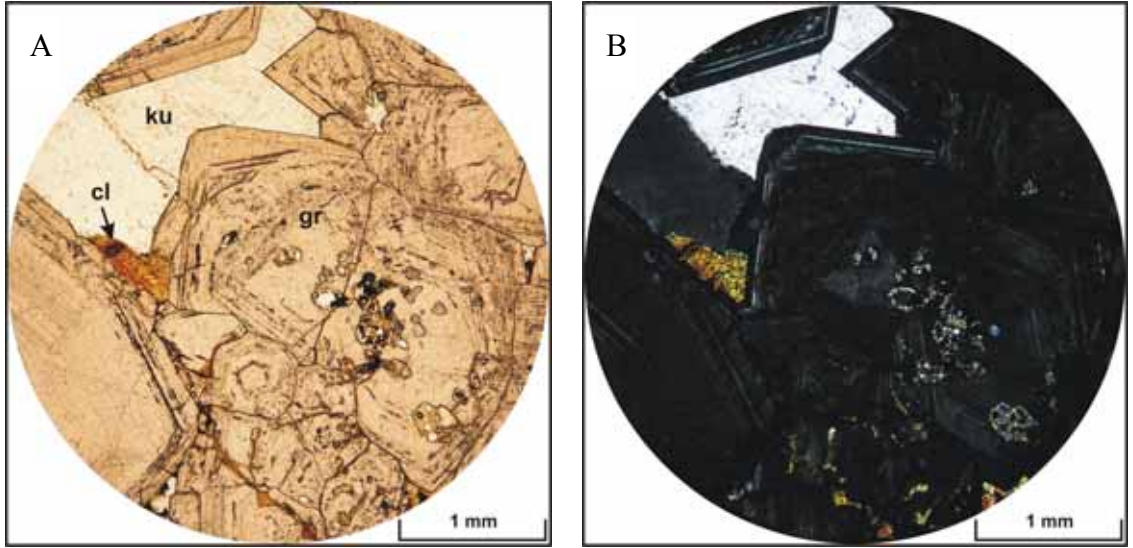
Şekil 3.22. Oyuk Tepe – A ocağında zonlu granatların boşluklarında gelişmiş kuvars kristalleri.



Şekil 3.23. Kocaçakıl Tepe ocağında vollastonit üzerinde gelişmiş granat damarı.

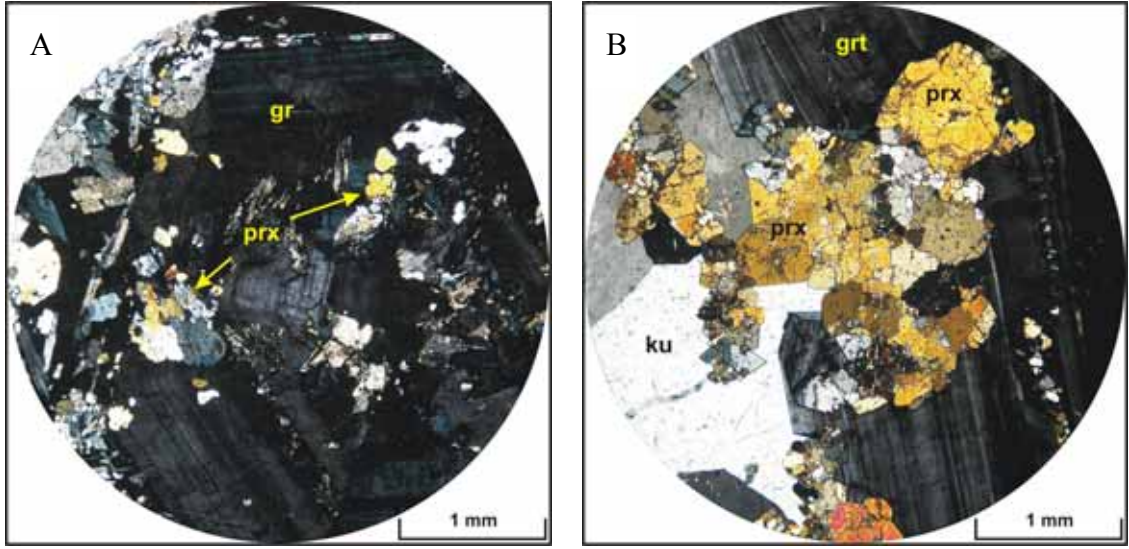
Özellikle Oyuk Tepe ocağında zonlu granatların gözlemlendiği bu seviye granat skarn olarak adlandırılmıştır. Zonlu granatların çekirdek kısmı daha koyu renkte olup

zonları ise açık-koyu bantlar halindedir (Şekil 3.24). Genellikle özşekilli olan granatların çekirdek ve kenarları boyunca az miktarda kloritleşme gelişmiştir. Bazı granatların çatlaklı olduğu ve bunların kuvars ile doldurulduğu göze çarpar. Bu zona ait granatlarda yürütülen elektron mikroprob analizleri andradit bileşimini vermiştir. Zonlu granatların çekirdek ile kenar bantlardaki renk değişimi kimyasal bileşimdeki değişimlerden ileri gelmektedir. Çekirdekten kenara doğru andradit bileşimi artmaktadır. Bu konu ile ilgili detaylı analizler Bölüm 4.1’de sunulmuştur.

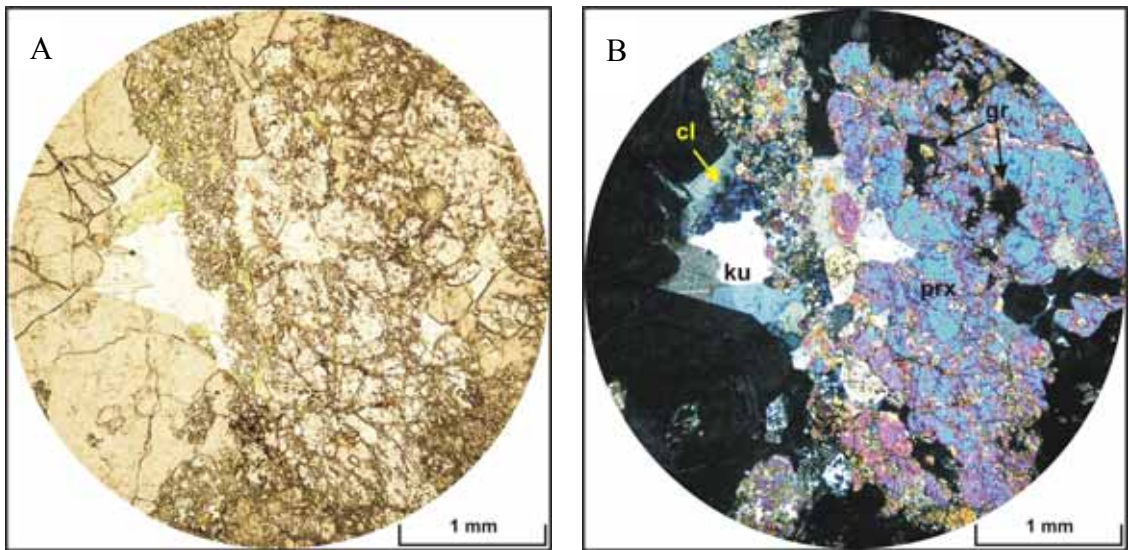


Şekil 3.24. Oyuk Tepe – A ocağında gelişen zonlu granatların mikroskobik görüntüsü (gr: Granat, ku: Kuvars, cl: Klorit) (A: I. Nikol, B: II.Nikol).

Granat skarn zonundan itibaren, granat tanelerinin küçüldüğü, daha masif hale geldiği ve piroksenlerin eşlik ettiği piroksen-granat skarna geçilir. Bu zonda granatlar yeşil ve kahve renk tonlarındadır. Petrografik çalışmalarda, bu granatlar özşekilli - yarı özşekilli ve zonlu - zonsuz olarak gözlenmiştir. Granat bantlarına doğru piroksenlerin geliştiği tespit edilmiştir (Şekil 3.25). Piroksen-granat zonunu endoskarında belirlenmiş olan piroksen-granat skarn zonundan ayıran en önemli özellikten biride piroksenlerin granatları ornatmasıdır. Zonlu granatlarda az miktarda vezüvanit minerali de gelişmiştir. Granatın piroksen ve vezüvanit tarafından ornatılmasıyla ilişkili olarak mineral kenarlarında alterasyon ürünü olarak klorit ve kalsit gelişmiştir (Şekil 3.26).



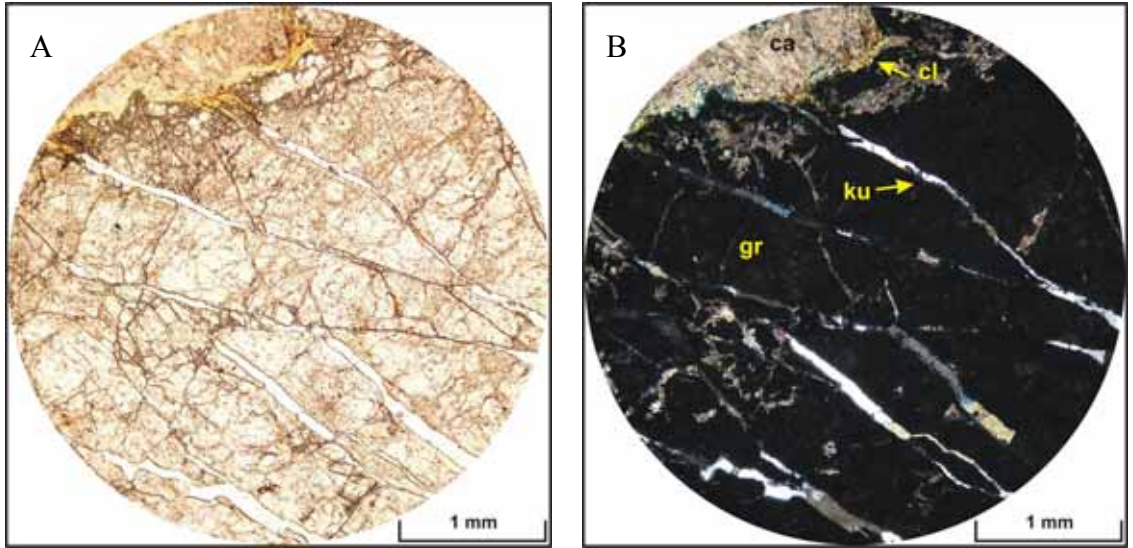
Şekil 3.25. Granatın A: Çekirdeğinde, B: Zonlarında piroksen oluşumlarının mikroskobik görüntüsü (gr: Granat, prx: Piroksen, ku: Kuvars) (II. Nikol).



Şekil 3.26. Piroksen-granat skarn zonunda (Oyuk Tepe A ocağı) piroksen oluşumlarının mikroskobik görüntüsü (gr: Granat, prx: Piroksen, ku: Kuvars, cl: Klorit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

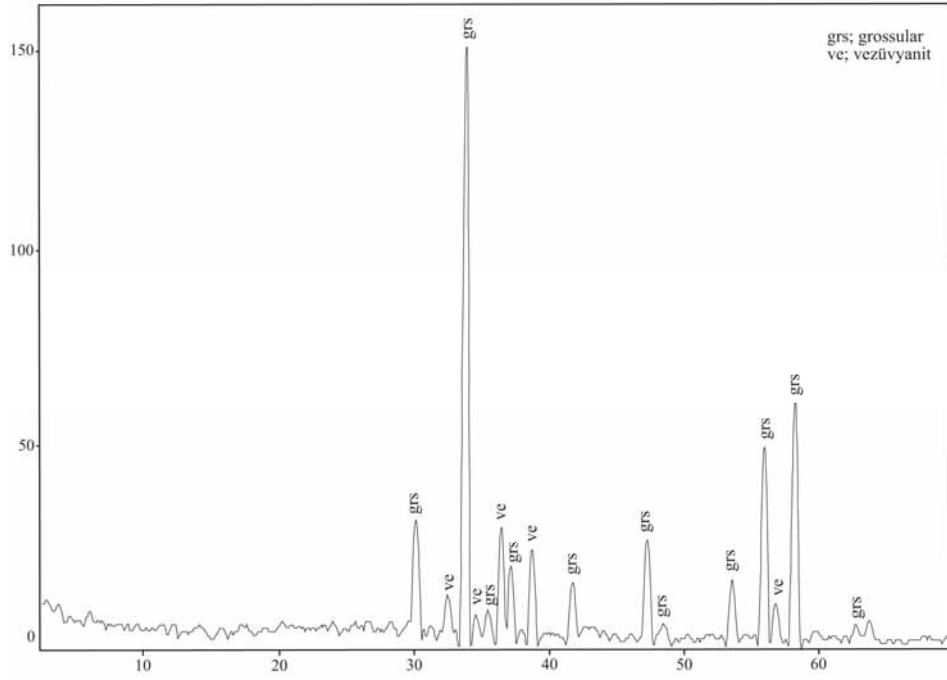
Ayrıca, zonlu olmayan granatlarda az miktarda vezüvyanit ve yaygın olarak piroksen kapanımları da mevcuttur. Granatların arasındaki boşluklar ise kuvars tarafından doldurulmuştur.

Piroksen-granat zonundan itibaren granatların renk tonu hafifçe açılmaktadır. Kahve-sütlü kahve renk tonlarındaki granatlar bu zonun hakim mineralidir. Petrografik çalışmalarda granatlarla birlikte vezüvyanit ve çok az miktarda piroksen gözlenir. Zon mineral bolluk derecesine göre vezüvyanit-granat skarn olarak adlandırılmıştır. Bu zonda granatlar yarı özşekilli taneler halindedir. Granatlar içerisinde kılcal çatlaklar gelişmiş ve bunlar silika tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.27). Granatlarda alterasyon ürünü olarak klorit ve kalsit oluşumları dikkat çekicidir. Bu zona ait XRD pikleri Şekil 3.28’de verilmiştir.

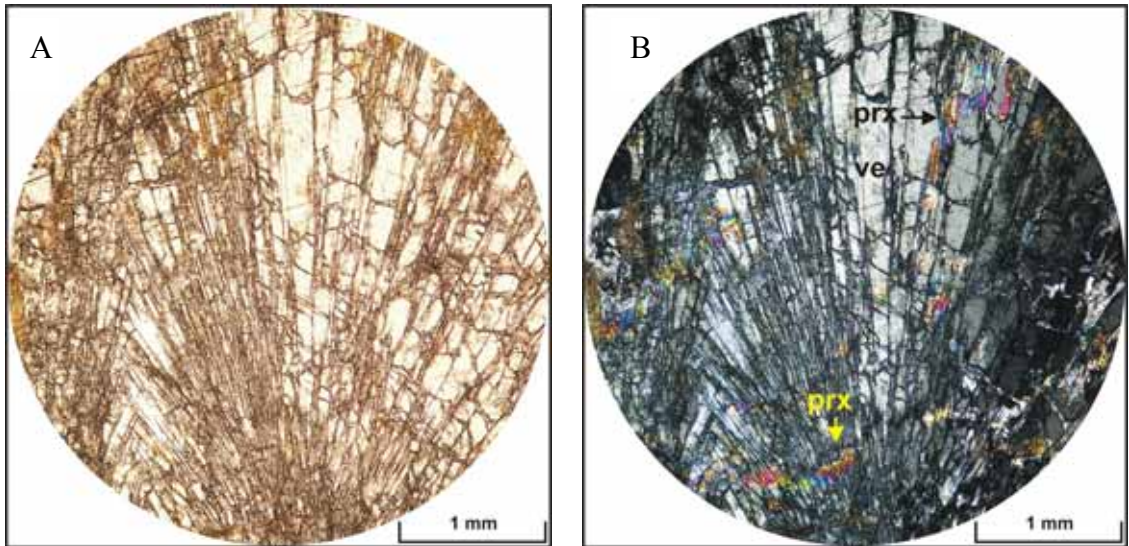


Şekil 3.27. K-13 örneğine (Kocaçakıl Tepe ocağı) ait çatlaklı granatın mikroskobik görüntüsü (gr: Granat, ku: Kuvars, ca: Kalsit, cl: korit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Vezüvyanitler granat içerisinde kapanım şeklinde görülürler. Genellikle yelpaze biçiminde ve özşekilsiz taneler halindedir (Şekil 3.29). Özşekilsiz taneler zeytin yeşili girişim renklerinde gözlenirken yelpaze biçiminde olanlar ise bol çatlaklıdır ve piroksen kalıntıları barındırırlar. Piroksenlerle birlikte kloritleşme de oldukça yaygındır. Vezüvyanit muhtemelen piroksenlerin dönüşümü ile oluşmuş ve kloritleşme de bu sırada gelişmiştir. Kocaçakıl Tepe’de, bu zon üzerinde mercemekler şeklinde oluşmuş bakır mineralleri (kalkopirit, bornit, malahit ve azurit) gözlenir (Şekil 3.14). Cevher



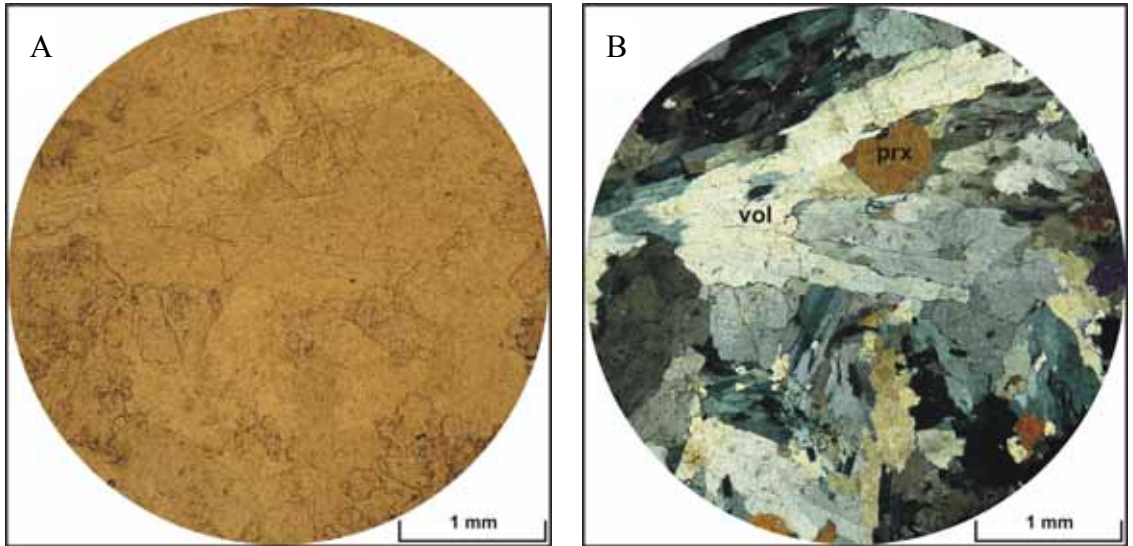
Şekil 3.28. Vezüvyanit-granat skarna ait ZN-3 nolu (Boğa Tepe civarı) örneğin XRD pikleri.



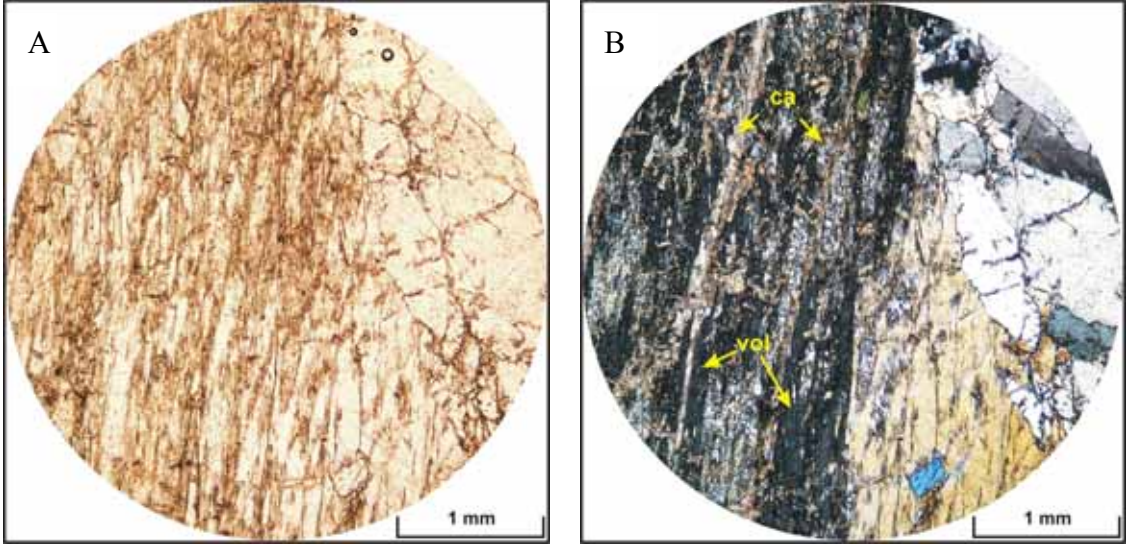
Şekil 3.29. K-13 örneğin (Kocaçakıl Tepe ocağı) yelpaze şeklindeki vezüvyanitin mikroskopik görüntüsü (prx: Piroksen, ve: Vezüvyanit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

mikroskobisi çalışmaları ile kalkopirit, bornit ve kalkozin mineralleri belirlenmiştir. Sarı renkli kalkopirit mineralinin morumsu eflatun renkli bornite dönüştüğü tespit edilmiştir.

Oyuk Tepe A ve Kocaçakıl Tepe ocaklarında granat bolluğu azalmakta ve saf vollastonit olarak tanımlanabilecek seviyeler ortaya çıkmaktadır. Granatın nadir görüldüğü örneklerde, yarıözşekili - özşekilsiz granatların az bollukta yelpaze biçimli vezüvyanit ve skapolit kapanımları içerdiği gözlenmiştir. Vollastonitçe zengin örneklerde ise vollastonite piroksen eşlik etmektedir. İri yelpazeler şeklindeki vollastonitin baskın olduğu bu zonlar, minerallerin bolluk derecelerine göre, granat-piroksen-vollastonit ve piroksen-vollastonit skarn olarak adlandırılmıştır. Bu zonlara ait bazı örneklerde az miktarda kuvars ve çok az kalsit gözlenirken bazı örneklerde ise kalsit oldukça seyrek (Şekil 3.30). Özellikle Oyuk Tepe B ocağı ve Naldöken Sırtı civarında gözlenen bu zonlarda vollastonitin yaprak ve çatlakları arasında bulunan kalsitin yoğun olarak özümlemelere neden olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.31). Prograd evre ile mermer arasındaki zonda ve mermerde damar skarnlaşmalarında gelişen, vollastonitçe zengin bu zonlar retrograd evre içerisinde birlikte değerlendirilmiştir.



Şekil 3.30. Piroksen-vollastonit skarnın (Oyuk Tepe A ocağı) mikroskobik görüntüsü (prx: Piroksen, vol: Vollastonit) (A:I. Nikol, B: II. Nikol).



Şekil 3.31. Vollastonit ve kalsitin mikroskobik görüntüsü (Oyuk Tepe B ocağı) (vol: Vollastonit, ca: Kalsit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Çalışma alanında retrograd evre iki şekilde gelişmiştir. 1) Prograd evre ile mermer arasındaki zondaki mineralleşme ve 2) mermerlerde damar biçimindeki skarnlaşma. Özellikle Oyuk Tepe B ocağında, skarnlaşma mermer içerisinde mercer ve damarlar biçiminde düzensiz olarak oluşmuştur (Şekil 3.13 ve 3.32). Bu ocak ve civarında ilerleyen evreye ait masif granat veya piroksenlerin arası damar ya da mercer şeklinde kalsit veya masif silika tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.33). Mermerin içerisinde mika pullarının görülmesi ise dikkat çekici bir diğer unsurdur.

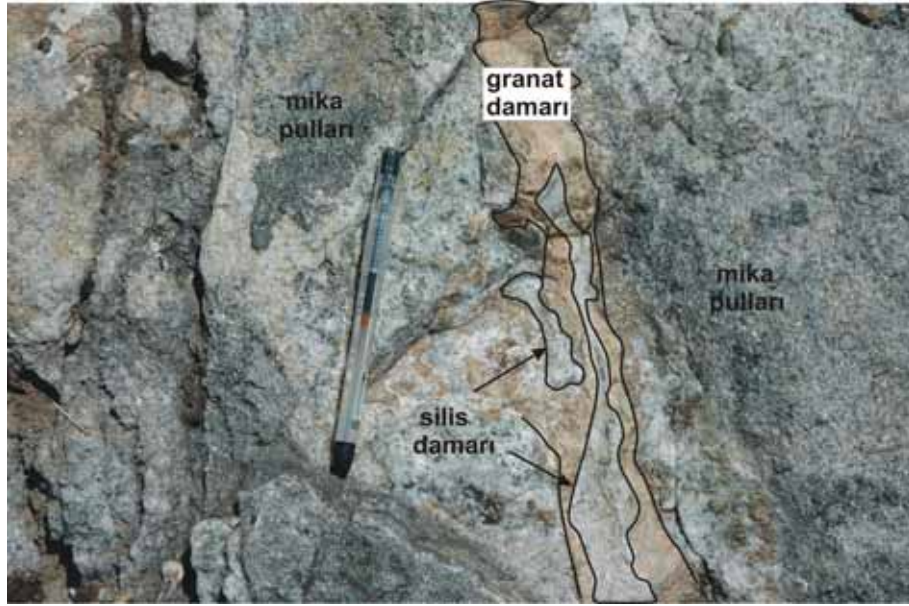
Genel olarak, her iki oluşumda da kalsit veya kuvarsın mercer ya da ince damarlar şeklinde boşluk doldurduğu söylenebilir. Prograd evreye ait minerallerin gelişmesine rağmen bazı dokusal farklılıklar da gözlenmiştir. Örneğin, granatların rengi soluklaşmış ve genellikle daha masif görünüm kazanmışlardır. Bununla birlikte, granat ve piroksenler damarlarda iri taneler halinde de oluşabilmiştir. Piroksenler uzun prizmatik şekil ve açık yeşil rengiyle aktinolit ya da tremoliti andırırlar. Bu evrede, kalsit daha sık olarak boşluk ve çatlakları dolduran mineral olarak ortaya çıkmaktadır. Mermerlere doğru ise kalsit bolluğu iyice artmakta ve skarn minerallerinin bünyesine alarak tabakalı ve bantlı yapılar sunduğu gözlenmektedir. Retrograd evrede oluşmuş

ürünleri belirlemenin en iyi yolu mermerlerde gelişmiş damar biçimindeki skarnlaşmaları incelemektir.

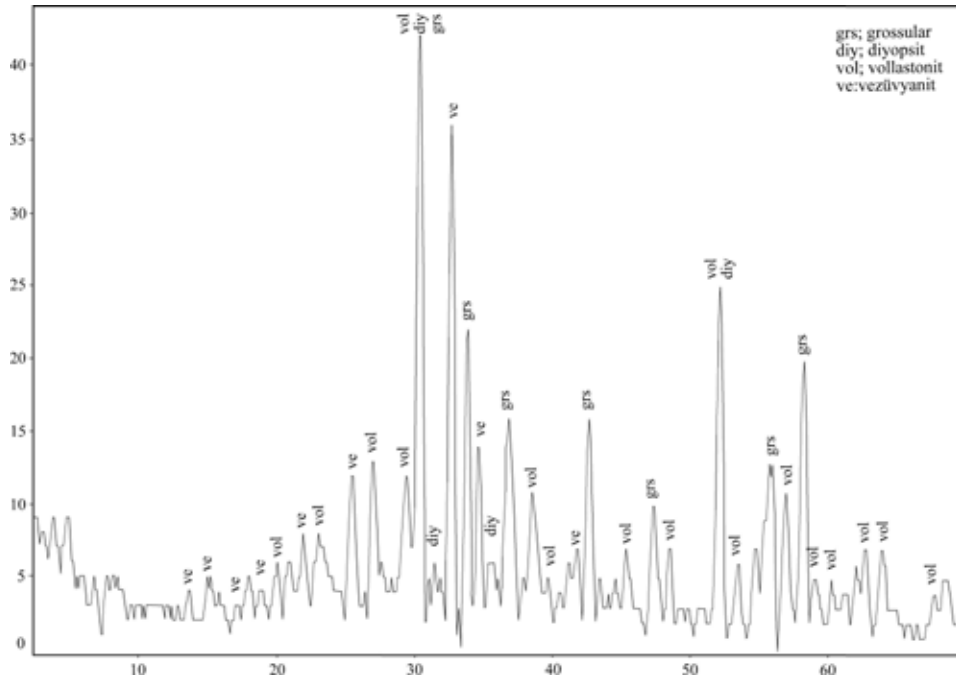


Şekil 3.32. Mermer içerisinde gelişmiş damar biçimindeki skarnlaşma (Oyuk Tepe B ocağı).

Yarıözşekilli ve/veya özşekilsiz olarak görülen damar biçimli granatlar vezüvyanit ve piroksen kapanımları barındırırlar. Damar biçiminde gözlenen bu zon mineral bolluk derecesine göre granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit skarn olarak adlandırılmıştır. Bu zonda yapılmış XRD çalışmaları ile piroksenlerin diyopsit, granatın ise grossular bileşimine sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.34). Granat mineralinde yapılan elektron mikroprob çalışması da grossular bileşimini vermiştir (Bkz. Bölüm 4.1; örnek no OB-3b). Mineral çatlaklarının kalsit tarafından doldurulduğu ve özellikle piroksenlerin kalsit tarafından özümlendiği gözlenir (örnek no OB-4, 5 ve 6). Uzun prizmatik piroksen ve vollastonitin bulunduğu damarda ise

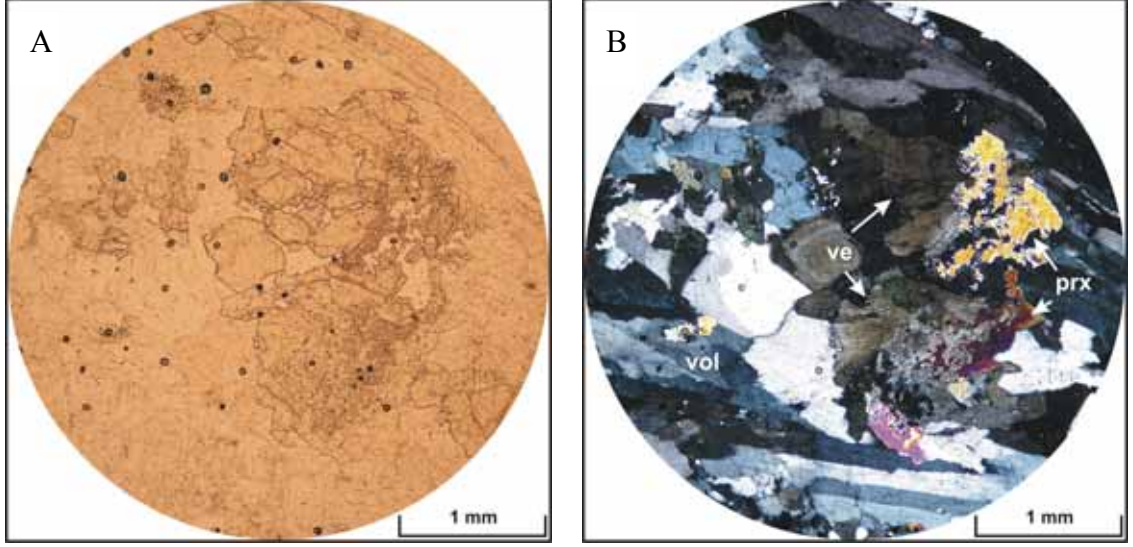


Şekil 3.33. Mermer içerisinde damar şeklinde gelişmiş skarnlaşma ve silis damarı (Oyuk Tepe B ocağı).



Şekil 3.34. Granat-vezüvyanit-piroksen-vollaistonit skarna ait OB-3b nolu örneğin XRD pikleri (Oyuk Tepe B ocağı).

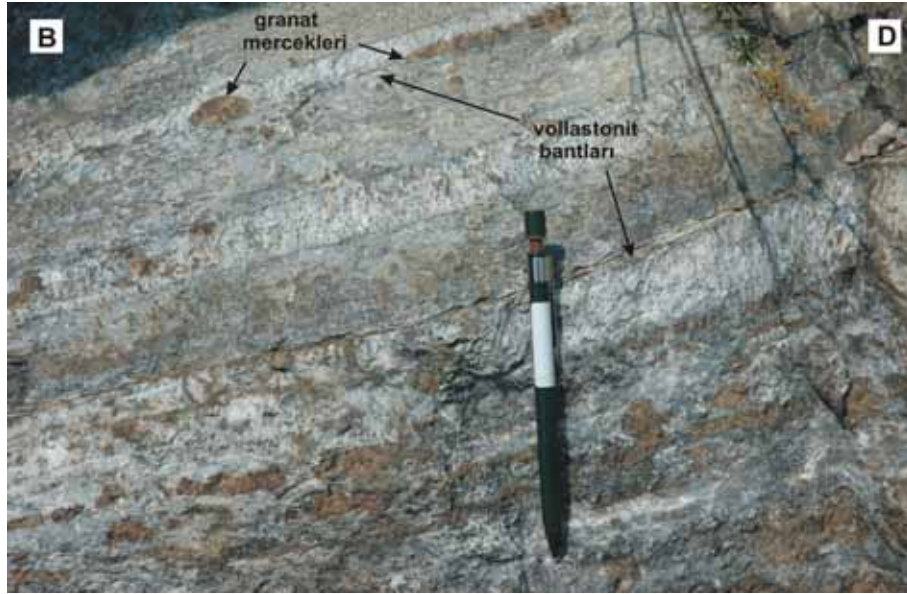
vezüvyanit granattan daha bol olarak gözlenmiştir (örnek no OB-2, 3 ve 3b). Zonlu - yelpaze şeklinde ve zeytin yeşili girişim renkli vezüvyanit yarı özşekilli - özşekilli olup büyümüş taneler halindedir. Bu tür vezüvyanitin piroksenleri ornatarak geliştiği göze çarpar (Şekil 3.35).



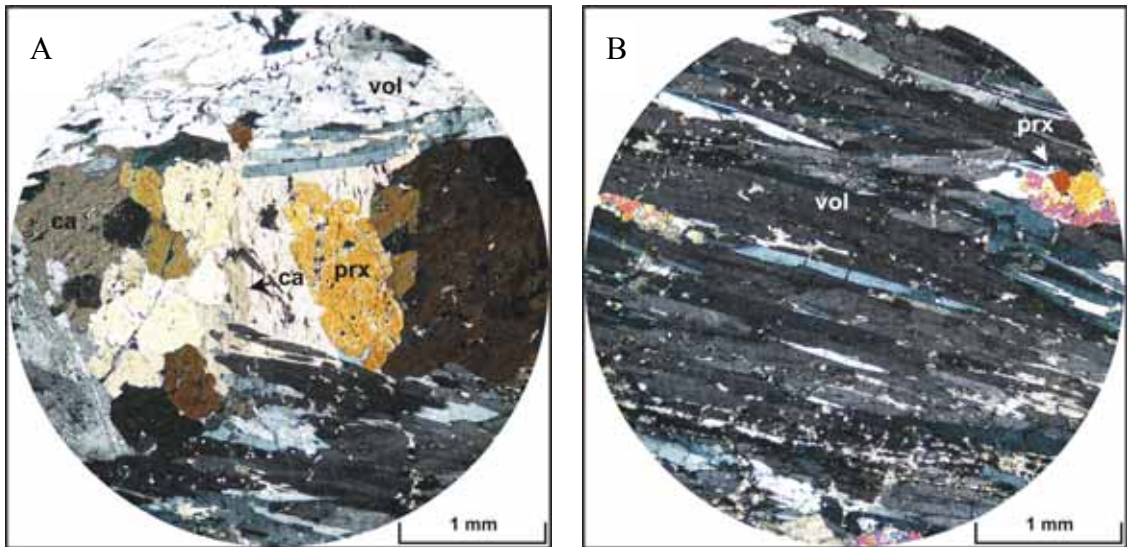
Şekil 3.35. Retrograd evrede gelişen vezüvyanitin (Oyuk Tepe B ocağı) mikroskop görüntüsü (prx: Piroksen, vol: Vollaştonit, ve: Vezüvyanit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Prograd evre ile mermer arasında gelişmiş retrograd mineralizasyon ürünlerinin damar tipinde gelişmiş skarnlaşmalara benzer değişimler sergilediği tespit edilmiştir. Prograd evrede granat bolluğu azalırken piroksen, vollaştonit, vezüvyanit ve kalsit mineralleri ise daha baskın olarak gözlenirler. Yaygın olarak gözlenen vollaştonitler bantlar şeklinde, granatlar ise bu bantların içerisinde damar ve mercekler şeklindedir (Şekil 3.36). Granat damarları ortalama 10 cm mercekler ise 1 cm uzunluğundadır. Vollaştonit lifsi, uzamış taneler halinde gözlenir. Bu zonlar petrografik olarak incelendiğinde, granatların genellikle küçük ve yarı özşekilli - özşekilsiz taneler halinde buldukları gözlenir. Zonlu yapı göstermeyen bu granatlar içerisinde piroksen ile vezüvyanit kapanımları belirlenmiştir. Vezüvyanit içerisinde ise az miktarda skapolit kapanımları mevcuttur. Piroksen ise kapanım şeklinde değil granatın kenarlarında vollaştonit ile birlikte gelişmiştir. Vollaştonit taneleri irileşmiş ve yelpazeler veya uzun

çubuklar şeklinde oluşmuştur (Şekil 3.37). Bu zonda, yüksek bolluktaki kalsitler genellikle taneler arasındaki boşlukları doldurmaktadır. Ayrıca vollastonit yelpazeleri

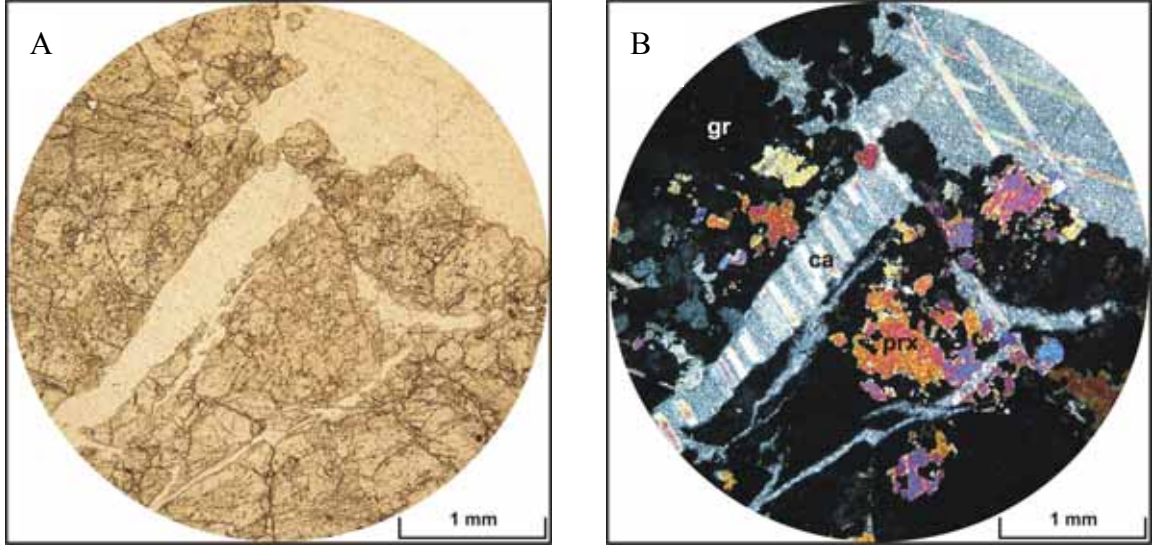


Şekil 3.36. Vollastonit bant ve merceklerinin görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı).



Şekil 3.37. Yelpaze ve çubuk şeklindeki vollastonitlerin mikroskopta II. Nikol görüntüleri (prx: Piroksen, vol: Vollastonit, ca: Kalsit).

ve çatlakları arasında gözlenen kalsit mineral özümlemelerine de neden olmuştur. Bu zondaki granatlar grossular bileşiminde, piroksenler ise diyopsit bileşimindedir (Bkz. Bölüm 4; örnek no NB-4a). Granat damarlarının bol çatlaklı olduğu gözlenir. Çatlakları dolduran kalsit mineral özümlemelerine neden olmuştur (Şekil 3.38).



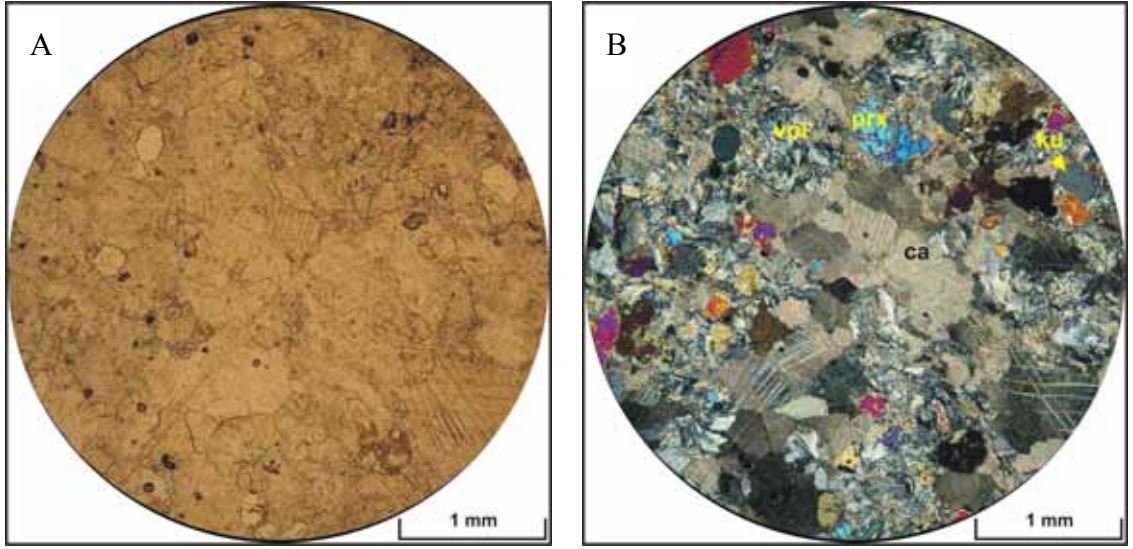
Şekil 3.38. Granat çatlağındaki kalsitin mikroskobik görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı) (gr: Granat, prx: Piroksen, ca: Kalsit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

Granitten mermere doğru kalsitin bolluğu iyice artmaktadır. Mermer kantağında mermerin skarn minerallerini bünyesine alarak tabakalı ve tabakalar içinde bantlı yapılar sunduğu gözlenir (Şekil 3.39). Dış skarn (mermer skarn) olarak tanımlanan bu zon, Oyuk Tepe B ocağı içinde ve yakınlarında, Naldöken Sırtı A ve B ocaklarında izlenir.

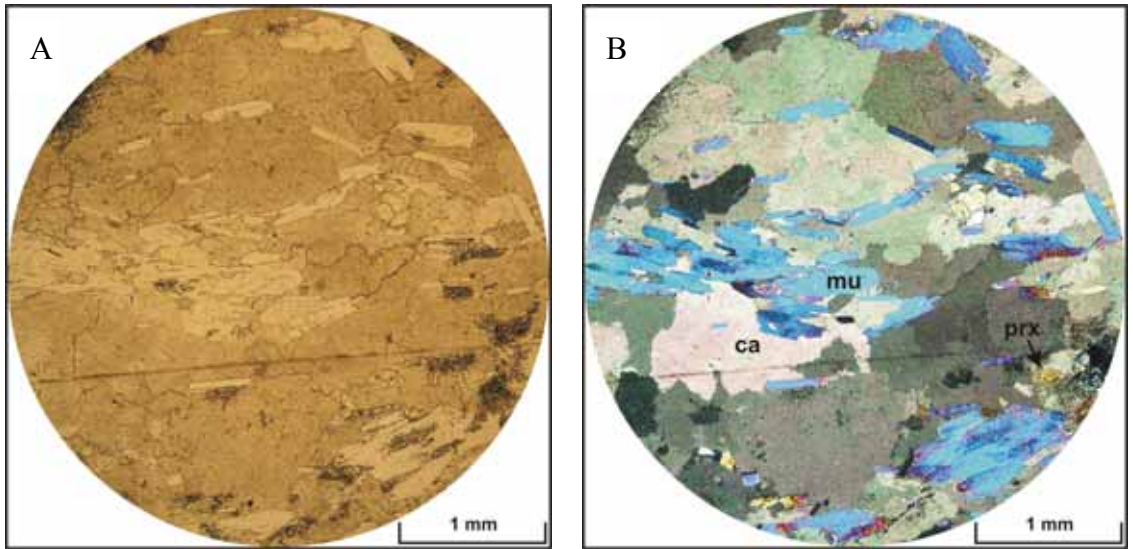


Şekil 3.39. Mermer içerisinde gelişmiş skarn minerallerinin bantlı yapıdaki görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı).

Granat ve piroksen minerallerinden oluşan bantlarda mika pulları da fark edilebilmektedir. Mermer kontağına yakınlaştıkça, mermer içerisinde sadece mika pulları gözlenmektedir (Şekil 3.33). Mermer içerisindeki bu bantlı yapıların mikroskopik olarak incelemesi sonucunda minerallerin mermere doğru sırayla geliştiği ve kalsitin bolluk derecesinin giderek arttığı fark edilmiştir. İlk olarak kalsitler içerisinde granat, vezüvyanit, vollastonit ile piroksen gözlenir. Skarn minerallerinden özellikle vollastonitin tane boylarının oldukça küçüldüğü (Şekil 3.40) ve bu minerallerin sıra ile yok olduğu gözlenir. Granat ve vezüvyanitin ortadan kalkması ile birlikte bantlarda kalsit ile birlikte piroksenlerin ve ayrıca feldspat ile biyotit minerallerinin geliştiği dikkat çekmektedir. Bu zonda kuvars, sfen ve opak mineralleri de mevcuttur. Elektron mikroprob çalışmalarında, biyotit alterasyonu ile flogopitin geliştiği, feldspat mineralinin ortoklas türünde olduğu, opak mineral olarak pirit ve manyetit bulunduğu ve ayrıca menionit bileşimli skapolit mineralinin varlığı belirlenmiştir. Piroksenlerin azalması ile bantlarda mika pullarının da geliştiği saptanmıştır. Mermere en yakın kontakta bulunan bu bantlarda muskovit de tespit edilmiştir (Şekil 3.41).



Şekil 3.40. Ekzoskarnın dış zonlarına ait mermer skarnın mikroskopik görüntüsü (Naldöken Sırtı B ocağı) (prx: Piroksen, vol: Vollastonit, ca: Kalsit, ku: Kuvars) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).



Şekil 3.41. Mikalı bant seviyenin mikroskopik görüntüsü (Oyuk Tepe B ocağı) (mu: Muskovit, prx: Piroksen, ca: Kalsit) (A: I. Nikol, B: II. Nikol).

3.3 Kontakt Metamorfizmanın ve Skarn Zonunda Gözlenen Özelliklerin Yorumlanması

Çataldağ Granitoyidi'nin çevresindeki yan kayalara sokulumu kontakt metamorfizmaya neden olmuştur. Plütonun Fazlıkonağı Formasyonuna ait şistleri bazen dayklar şeklinde kestiği bazen de siller şeklinde folyasyon düzlemlerine paralel yerleştiği belirlenmiştir. Genellikle Fazlıkonağı Formasyonunu kesen dayklar ile şistlerin dokanaklarında herhangi bir kontakt metamorfizma ürünü gelişmemiş ancak dokusal özelliklerin biraz değişime uğradığı gözlenmiştir. Bu zonlar pişme zonu olarak yorumlanmıştır. Akyüz (1995), granitoyidin mikaşistleri kestiği dokanaklarda mikaşistler içerisinde seyrek olarak iri andalusitlerin geliştiğini ve kontakt metamorfizmanın derecesinin hornblend-hornfels fasiyesi olduğunu belirtmiştir. Ayrıca yapılan mineralojik incelemeler neticesinde Örenli civarında şistlerde gelişen cevherleşmelerin ise skarn tipinde olmadığı tespit edilmiştir.

Çataldağ Granitoyidi'nin mermer ve rekrystalize kireçtaşlarına sokulumu ve magmatik çözeltilerin karbonatlı kayalarla etkileşimi sonucunda kontakt metasomatik tipte cevherleşmelerin gelişmiştir. Skarn oluşumları özellikle Serçeören köyünün kuzeyinde ve doğusunda düzensiz oluşumlar şeklinde olup granit ile mermer veya skarn arasındaki dokanaklar keskindir. Skarnlaşmalar granit içerisinde, granit ile mermer arasında ve mermer içerisinde düzenli zonlanmalar ve düzensiz damarlar biçiminde oluşmuştur. Skarn zonları dokanaktan olan uzaklığına, dokusal özelliklerine ve mineral bolluk derecelerine göre endo ve ekzoskarn zonları şeklinde tanımlanabilir. Endo ve ekzoskarn seviyelerinde oluşmuş mineral zonları ve oluştuğu evreler ise, mineral bollukları ve birbiri ile olan ilişkileri, alterasyon ürünleri, elektron mikroprob çalışmalarından elde edilen kimyasal kompozisyonların da yardımıyla ayırtlanabilir özelliktedir. Bölgede bulunan skarn zonlarına ait skarn evreleri Şekil 3.42'de verilmiştir. Endo ve ekzoskarn zonlarında elde edilen bu veriler kullanılarak skarn cevherinin tipi ve skarn oluşumunun özellikleri hakkında sağlıklı yorumlar yapmak mümkündür.

OLUŞUM EVRELERİ	PROGRAD EVRE					RETROGRAD EVRE							
	ENDOSKARN					EKZOSKARN							
SKARN ZONLARI	Pj-gr skarn	Gr-prx skarn	Pj-prx skarn	Vol-prx-gr skarn	Gr skarn (zonlu gr)	Pj-gr skarn	Ve-gr skarn	Gr-prx- vol skarn	Pjx-vol skarn	Gr skarn (masif gr)	Ve-prx-gr; Ve-gr skarn	Gr-ve-prx- vol skarn	Mermer (dış) skarn
MINERAL ZONU	Pj-gr skarn	Gr-prx skarn	Pj-prx skarn	Vol-prx-gr skarn	Gr skarn (zonlu gr)	Pj-gr skarn	Ve-gr skarn	Gr-prx- vol skarn	Pjx-vol skarn	Gr skarn (masif gr)	Ve-prx-gr; Ve-gr skarn	Gr-ve-prx- vol skarn	Mermer (dış) skarn
MINERAL BOLLUGU	Pj-gr skarn	Gr-prx skarn	Pj-prx skarn	Vol-prx-gr skarn	Gr skarn (zonlu gr)	Pj-gr skarn	Ve-gr skarn	Gr-prx- vol skarn	Pjx-vol skarn	Gr skarn (masif gr)	Ve-prx-gr; Ve-gr skarn	Gr-ve-prx- vol skarn	Mermer (dış) skarn
ÖRNEK NO	OA-1-18; 1-19; 2-9; K-9; KC-3; NB-2a; NA-2; 12a; NC-5a; ND-4	OA-2-6; 3-4; KR-6; KR-8	OA-1-11a; 3-7; 3-8; NA-9; 11; NB-5a; NC-4a; 4b; KA-10	OA-1-11a; 3-7; 3-8; NA-9; 11; NB-5a; NC-4a; 4b; KA-10	OA-2-2; 2-3; 3-2; 3-3; KA-11; K-14a; K-15b; O-4; G-1; KB-1; KB-2; KC-2	OA-1-6; 1-8; 1-9; 1-10; 1-17; 2-5	OA-1-11b; 12; 16; 3-5; 10; K-5; 12; 13; O-3; 4; KR-7; ZN-3	OA-1-13; 2-4; 7; 3-9; KC-4; KA-6	OA-1-7; 14; 15; 2-8; K-8; K-14; KB-3; ND-5; OC-1; OB-9	K-7; OB-5a	OB-2; OB-5	KC-4; OB-6; OB-3; OB-3b; NB-4a; 4b; NB-7a	OB-7; 10; 12; NA-8; 10a; 10b; NB-8; ND-3
İKİNCİL ÜRÜN	ÇATLAKLATIN KUVARS İLE DOLDURULMASI, KARBONATLAŞMA, KLORİTLEŞME					KALSİT ÖZÜMLEMELERİ							
GRANAT BİLEŞİMİ	GROSSULAR ve ANDRADİT					GROSSULAR							

Şekil 3.42. Çalışma alanındaki skarn zonlarının ve evrelerinin genel özellikleri.

Granit içinde veya kontağında gelişmiş endoskarn zonu, plajiyoklaz-piroksen ile başlamakta ve granat içermektedir. Bu tür endoskarn W skarn ve bazı Cu skarnlar için tipik olduğu belirtilmiştir (Einaudi and Burt, 1982). Bölgede ilk oluşan mineral zonlarında (plajiyoklaz-piroksen; granat-piroksen) az da olsa şeelitin varlığı tespit edilmiştir. Ekzoskarna ait prograd evre ürünleri granatla birlikte piroksen, vezüvyanit ve vollastonitten oluşmaktadır. Prograd (ilerleyen) evre susuz ve yüksek sıcaklık (granat ve piroksen) mineralleri ile temsil edilir (Eninaudi and Burt, 1982; Meinert, 1992; 1997; Meinert et al., 2005). İlerleyen evrede belirlenen bu mineral toplulukları ise kalsik tungsten skarn özelliğini taşır (Çizelge 3.1) (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Burt, 1982; Newberry, 1998). Piroksen ve vollastonitin oluşumu ile birlikte skapolit bolluğunun azaldığı ve önemli bir kalk-silika minerali olan vezüvyanit geliştiği belirtilmiştir (Einaudi and Burt, 1982; Meinert, 1992; Meinert et al., 2005).

Prograd evrede bazı dokusal değişiklikler ile birlikte alterasyon ürünlerinin de geliştiği izlenmiştir. Bunlar arasında minerallerin çatlaklı olması ve aralarındaki boşlukların ve çatlakların kuvars ile doldurulması, sonradan gelişmiş andraditçe zengin granatların vollastonit üzerine yerleşmesi ve bu granatlarda pirit varlığı ve prograd evreyi takiben bakır mineralizasyonunun gelişmesi sayılabilir. Bu gibi bulgular metasomatik akışkanlara Fe, Si, Cu gibi magmatik bileşenlerin eklendiğine işaret etmektedir (Meinert et al., 2005). Prograd evredeki ürünlere magmatik akışkanların eklenmesi bazı alterasyonların da oluşmasına neden olmuştur. Bunlardan en belirgin olanları granat çatlaklarının silika tarafından doldurulması ve bununla ilişkili olarak granatlarda karbonat ve klorit gibi alterasyon ürünlerinin gelişmesidir. Özellikle alterasyonun yaygın olduğu granatlarda piroksen; granat ve piroksenlerde ise vezüvyanit gelişmiştir.

Retrograd evre mermer içerisinde damar şeklinde; prograd evre ile mermer arasında ise mineral zonları şeklinde oluşmuştur. Retrograd evreye ait minerallerin belirlenmesi için ilk olarak damar biçimindeki skarnlaşmalar incelenmiştir. Murakami (2005) skarnlaşmış damarların sığ ortamda oluşmuş skarna ait bir özellik olduğunu ve bu damarların retrograd evrenin incelenmesi için kılavuz olarak kullanılabileceğini

belirtmiştir. Aynı araştırmacı hidrotermal aktivitenin kontrolünde bu tür ortamlardaki fay ve kırıkların skarn ve cevher minerallerin oluşumu ile eş zamanlı olarak geliştiğini ileri sürmüştür. Meinert (1992) ise sığ ortamlarda hidrolik basıncın neden olduğu kırıkların kayaçların permeabilitesini aşırı derecede artırdığını ve skarn oluşumunda sadece magmatiklere bağlı metasomatik akışkanların değil soğutucu etkisi olan meteorik akışkanların da etkin rol oynadığını belirtmiştir. Einaudi (1982) ise sulu minerallerin çoğunlukla yapısal kontrollerin etkisi ile (kırıklar boyunca) prograd evreye ait granat ve piroksenleri ornatarak geliştiğini belirlemiştir. Yapılan çalışmalar retrograd evreye ait ürünlerinin yüksek permeabiliteli sığ skarnlarda geliştiğini göstermiştir. Murakami (2005), retrograd evreye ait mineralleşmelerin bazen de masif granatlar içerisinde gelişmiş masif kuvars ve kalsit damarları şeklinde görüldüğünü ileri sürmüştür.

Çalışma alanında prograd evre ile mermer arasında gelişmiş skarnlar ile damar tipi skarnlaşmaların retrograd evrede oluşan mineral parajenezine benzer özellikte olduğu belirlenmiştir. Retrograd evrede, prograd evreye ait minerallerin geliştiği ancak skarn minerallerin bazı özelliklerinin ve bolluklarının değiştiği fark edilir. Bu değişiklik özellikle granat ve kalsit minerallerinde gözlenir. Retrograd evrede granatın azaldığı ve vezüvyanitın bollaştığı belirlenmiştir. Vezüvyanit zonlu ve zeytin yeşili girişim rengi ile belirginleşmiştir. Prograd evrede ise genellikle yelpazeler şeklinde, granatlar içerisinde kapanım biçiminde bulunur. Vezüvyanit minerali granat ve piroksenler üzerine ornatarak gelişmiştir. Retrograd evrede bolluğu artan vezüvyanitın bu evrenin sulu minerali olduğu söylenebilir.

İki evrede de farklı biçimde gözlenen diğer önemli mineraller kalsit ve kuvarstır. Prograd evrede zonlu granatların boşluklarında uzamış kristaller şeklinde izlenen kuvars retrograd evrede ise masif granatlarda damar biçimli amorf silika olarak görülür. Prograd evrede genellikle minerallerin çatlaklarında kuvars gözlenirken retrograd evrede ise çatlaklar kalsit ile doldurulmuştur. Prograd evrede seyrek gözlenen kalsit, mineraller arasındaki boşlukları dolduran ikincil bir ürün olarak saptanmıştır. Retrograd evrede ise, mineraller arasındaki boşlukları ve çatlakları dolduran ve aynı zamanda en

bol bulunan mineraldir. Kalsit bu evrede daha çok diğer mineralleri özümleyen bir mineral olarak gözlenir.

İri, yapraksı ve çubuksu şekillerde gözlenen vollastonite kuvars ve kalsitin eşlik ettiği saptanmıştır. Vollastonitin yaprak ve kırıklarında bulunan kalsit özümlemelere neden olmuştur.

Granatların kimyasal kompozisyonunu belirlemeye yönelik yapılan elektron mikroprob analizleri sonucunda granatların prograd evrede andradit ve grossular bileşiminde iken retrograd evrede grossular bileşimine sahip olduğu belirlenmiştir.

Retrograd evrede sulu minerallerin (horblend, biyotit, epidot) tam olarak gelişmediği belirlenmiştir. Retrograd evreyi temsil eden bu mineraller muhtemelen skarnın kimyasal bileşiminden dolayı oluşmamışlardır. Mermer ile bantlı seviyelerde vezüvyanit, piroksen gibi minerallerin ortadan kalması ile birlikte biyotit ve plajiyoklazın da seyrek geliştiği gözlenir. Kalsitik skarn özelliğinde olan Susurluk skarn yatağında, magnezyum konsantrasyonu düşük olduğundan piroksen ve granatın ornatım ürünü olarak tremolit (amfibol) yerine alüminyum içeren vezüvyanit gelişmiştir. Bu zonlarda vezüvyanit oluşumu önemli alüminyum minerali olan skapolit ve zeozitin (epidot) gelişmesini de engellemiştir.

BÖLÜM 4

JEOKİMYA ÇALIŞMALARI

4.1 Elektron Mikroprob Çalışmaları

4.1.1 Genel tanımlamalar

Skarn yataklarının tanımlaması ve sınıflaması skarn mineralojisine göre yapılır. Minerallerin kompozisyonel değişimi skarn oluşumu ve ortamı hakkında önemli ipuçları verir. Yaygın skarn mineralleri ve bunların kimyasal kompozisyonları Çizelge 4.1’de verilmiştir. Skarn minerallerinin oluşumunu denetleyen faktörler magma kompozisyonu, karbonatlı kayaç türü, skarn oluşum derinliği ve oksitlenme derecesidir (Meinert et al., 2005). Bu değişimler bazen çok karmaşık olabildiğinden araştırmacılar oksitlenme derecesi ve diğer bazı jeolojik – jeokimyasal verileri esas alarak skarn yataklarını kendi içinde sınıflara ayırmışlardır.

Elektron mikroprob gibi modern analitik yöntemler sayesinde mineral bileşimleri kolaylıkla belirlenebilmekte ve mineraller kesin olarak adlandırılabilir. Bir mineral kimyasının stokiyometrisini tespit etmek için en uygun yöntem, kimyasal bileşimini üçlü diyagram üzerinde uç bileşen kompozisyonları şeklinde göstermektir (Meinert et al., 2005). Bazı araştırmacılar skarn minerallerinin (granat ve piroksen gibi) kompozisyonu ile skarn yataklarının metal içerikleri arasında sistematik bir ilişki olduğunu belirlemişler ve skarn yataklarını bu yolla sınıflamışlardır. (Burt, 1972; Einaudi et al., 1981; Nakona et al., 1994). Bu sınıflamalarda manganferrus-piroksen (johansenit) Zn skarnları, diyopsit-hedenberjit ise Cu-Fe skarnları karşılık gelmektedir. Granatların üçlü diyagramlarda gösteriminde ise uç bileşen olarak spessartin+almandin-grossular-andradit kullanılmıştır.

Çizelge 4.1. Skarn mineralleri ve bileşimleri (<http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index.html>; Meinert et al., 2005).

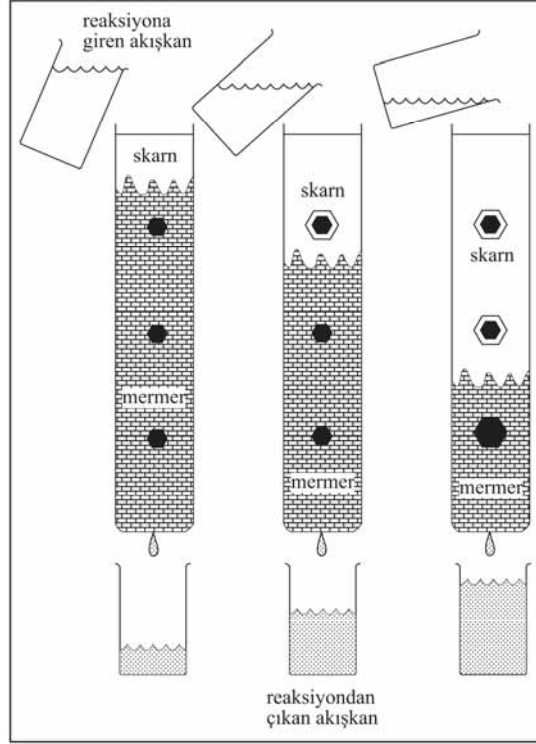
Genel grup	Uç bileşenler	Sembol	Kompozisyon	Seri
Granat	Grossular	Grs	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Grandit Sub-kalsik granat
	Andradit	And	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Spessartin	Sps	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Almandin	Alm	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Pirop	Prp	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
Piroksen	Diyopsit	Diy	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Salit
	Hedenberjit	Hed	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	Johansenit	Joh	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	Fassait	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	
Olivin	Larnit,	Ln	Ca_2SiO_4	Montisellit Knebelit Glokokroit
	Forsterit	Fo	Mg_2SiO_4	
	Fayalit	Fa	Fe_2SiO_4	
	Tefroyit	Tp	Mn_2SiO_4	
Piroksenoid	Ferrosilit	Fs	FeSiO_3	Piroksmangit
	Rodonit	Rd	MnSiO_3	Bustamit
	Vollastonit	Vol	CaSiO_3	
Amfibol	Tremolit	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Aktinolit
	Ferroaktinolit	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Manganesyenaktinolit	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Horblend		$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Pargasit	Hb	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Mg}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hastingsit
	Kummingtonit	Pg		
	Dannemorit	Cm		
		Dm		
Grunerit	Gru	$\text{Mn}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Fe}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Sub-kalsik amfibol	
Epidot	Piyemontit	Pm	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	Allanit	All	$(\text{Ca,REE})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	Epidot	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	Klinozeozit	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
Plajiyoklaz	Anortit	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
	Albit	Ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	
Skapolit	Marialit	Ml	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$	
	Menionit	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$	
Diğerleri	Aksinit	Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$	
	Vezüvyanit (İdokraz)	Ve	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}$	
	Prehnit	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	

Skarn yatağının tipini belirlemeye yönelik yapılan bu çalışmalarda, piroksen ve granatların element konsantrasyonlarının değiştiği görülmüş ve buna yönelik bazı tanımlamalar yapılmıştır. Einaudi and Burt (1982), skarn tipine göre piroksenlerin Mg, Mn ve Fe konsantrasyonlarının değiştiğini, W ile Pb-Zn skarnların ferrik Fe ile Mg hedenberjit arasında seyrettiğini ve düşük Mn içeriğine sahip olduğunu savunmuşlardır. Ancak, W skarnlara ait piroksenlerin Mn içeriğinin Cu skarnlarından yüksek Pb-Zn

skarlarından ise düşük olduğunu vurgulamışlardır. Nakano et al. (1994) ve Nakano (1998), farklı skarn tiplerindeki piroksenlerde farklı Mn/Fe değerleri tanımlamıştır. Bu oranlar Cu-Fe tipi için <0.1 ; W tipi için $0.1-0.2$ ve Pb-Zn tipi için ise >0.2 olarak önerilmiştir. Einaudi et al. (1981) ise W skarnı ana zondaki granat bileşimlerine bağlı olarak iki gruba ayırmışlardır. Bu araştırmacılara göre, indirgenmiş W skarn düşük andradit (Fe^{+3}) ve yüksek spessartin (Mn^{+2})+almandin (Fe^{+2}) içeriğine, oksitlenmiş W skarn ise yüksek andradit ve düşük almandin+spessartin içeriğine sahiptir. Newberry (1991) ise indirgenmiş skarnlarda, metasomatik piroksenin metasomatik granattan daha yaygın görüldüğünü ve neredeyse saf hedenberjit bileşiminde olduğunu belirlemiştir. Aynı araştırmacı, oksitlenmiş W skardaki piroksen bolluğunun granattan daha az ve diyopsit-hedenberjit arasında bir bileşimde olduğunu belirtmiştir.

Bazı araştırmacılar çoğu skarn sisteminde gözlenen zonlu kristal yapısına sahip granatları inceleyerek akışkan evrimi ve skarn oluşum mekanizmasının tespit edilebileceğini savunmuşlardır (Jamtveit, 1991; Jamtveit and Anderson, 1993; Jamtveit and Hervig, 1994; Clechenko and Valley 2003; Ciobanu and Cook, 2004). Örneğin, granatların çekirdek kısmı erken oluşan evreyi (protolit bileşimi) bantlar ise bir sonraki evreyi (hidrotermal akışkan bileşimi) temsil etmektedir. Proksimal zondaki granatlarda kompozisyon değişimi basit olarak Şekil 4.1'de gösterilmiştir. Zonların kompozisyonu akışkan ile girilen reaksiyonun derecesine göre değişmektedir (Meinert et al., 2005). Şekil 4.1'de siyah renkli kristaller akışkanlarla henüz reaksiyona girmemiş olan grossular bileşimine, beyaz renkli zonlar ise akışkanlarla reaksiyona girerek gelişen andradite karşılık gelmektedir. Granat zonlarındaki bu büyüme bantlarının Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığı birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Jamtveit, 1991; Clechenko and Valley 2003; Ciobanu and Cook, 2004). Granatların çekirdekten kenar zonlara doğru And/Grs ve Grs/And oranlarındaki artış ve azalışların oksitlenme derecesi $f(O_2)$ ile ilişkili olduğu vurgulanmıştır (Abu El-Enen et al., 2004). And/Grs oranı artarken $f(O_2)$ derecesinin de arttığı, Grs/And oranı artarken $f(O_2)$ derecesinin düştüğü ortaya konmuştur. Taylor (1976), Collins (1977) ve Newberry (1983) ise oksitlenmiş W skarnlarda, proksimal granat=piroksen zonundaki granatların

çekirdekten kenar zonlara doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesinin çok tipik olduğunu vurgulamışlardır.



Şekil 4.1. Zonlu granat gelişiminin şematik gösterimi (Meinert et al., 2005).

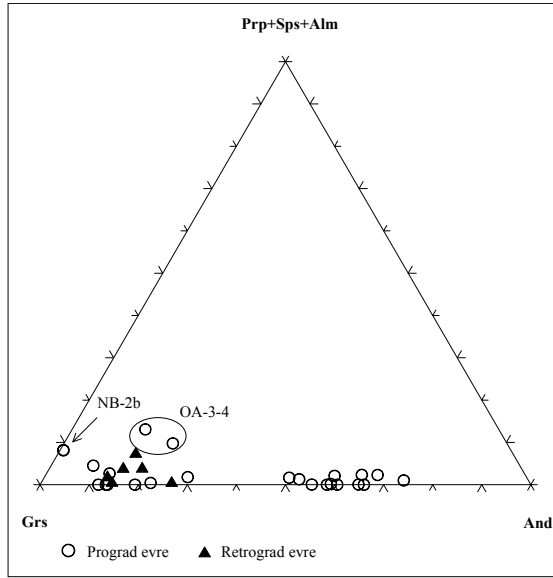
Einaudi et al. (1981), indirgenmiş W skarnların Fe^{+2} 'ce zengin minerallerce karakteristik olduğunu ve bunların plütonun indirgenme koşullarına (plütonun kristallenme derinliği) bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Oksitlenmiş skarnın ise Fe^{+3} 'ce zengin minerallerce temsil edildiğini ve plütonun oksitlenme koşulları ile (plütonun kristallenme derinliğinin sığ ve manyetit serisi) ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir. Agu and Brimhall (1988) granitoidlerin oksitlenme derecesini biyotit mineralinde yaptıkları elektron mikroprob çalışmaları ile belirlemişlerdir. Deneysel ölçümler neticesinde, biyotitlerin oksitlenme derecesini Fe_2O_3 - FeO - MgO içeriklerine göre şematik olarak göstermişlerdir.

Bu bölümde, Susurluk skarn zonlarında oluşan granat, piroksen ve diğer minerallerin (vezüvyanit, skapolit, plajiyoklaz) kimyasal kompozisyonları elektron mikroprob analizleri ile belirlenerek minerallerin uç bileşenleri hesaplanmıştır. Granat ve piroksen minerallerinin uç bileşenleri ve stokiyometrik hesaplamalar sonucu bulunan element oranları ile skarn tipi belirlenmiştir. Proksimal ortamda gelişmiş zonlu granatların kimyasal kompozisyonu ise skarn zonundaki etkin akışkanların kompozisyonuna yönelik bilgiler vermiştir. Ayrıca, porfir granite ait bazı mineraller (biyotit, plajiyoklaz) ile metasomatizma sonucu gelişmiş minerallerin (plajiyoklaz, skapolit, piroksen) kompozisyonları esas alınarak skarn oluşumu tartışılmıştır.

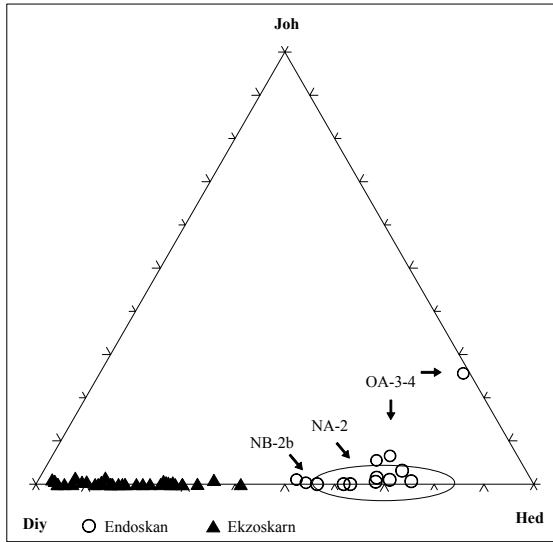
4.1.2 Granat ve piroksen minerallerinin kimyasal kompozisyonları

Granat ve piroksen minerallerinin uç bileşenlerini hesaplamak için sırasıyla 24 ve 6 oksijen esas alınmıştır. Granatlara ait ferrik demir ise Droop (1987)'ye göre hesaplanmıştır. Bu minerallere ait kimyasal bileşimler ve uç bileşen hesaplamaları sırasıyla Çizelge 4.2 ve 4.3'de verilmiştir.

Mikroprob analizleri sonucunda, skarn zonlarındaki granatların andradit-grossular bileşimine sahip olduğu belirlenmiştir. Skarn zonlarında, prograd evreye ait granatlar (endo ve ekzoskarn) $And_{2.94-73.61}Grs_{23.38-91.16}Prs_{0-11.9}$, retrograd evreye ait granatlar ise $And_{14.9-26.45}Grs_{72.10-81.02}Prs_{0-7.63}$ bileşimindedir (Şekil 4.2). Piroksenler ise klinopiroksen türünde olup, endoskarn zonunda $Hed_{42.27-79.14}Diy_{1.9.82-57.34}Joh_{0-6.52}$ ekzoskarn zonunda ise $Hed_{2.72-41.15}Diy_{58.85-96.19}Joh_{0-1.47}$ bileşimlerinde oldukları saptanmıştır (Şekil 4.3). Endoskarna ait piroksen-plajiyoklaz ve piroksen-granat skarnda klinopiroksenler hedenberjit bileşimine yakın iken ekzoskarn zonlarında ise diyopsit bileşimi baskın durumdadır. Metasomatik izlerin görüldüğü Çataldağ Granitoyidi'ne ait piroksenler ile plajiyoklaz-piroksen zonuna ait piroksenlerin yakın bileşimlerde olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.4).



Şekil 4.2. Prograd ve retrograd evrelere ait granatların kimyasal kompozisyonlarındaki değişimler (Prp: Pirop, Sps: Spessartin, Alm: Almandin, Grs: Grossular, And: Andradit).



Şekil 4.3. Endo ve ekzoskan zonlarına ait piroksenlerin kimyasal kompozisyonundaki değişimler (Diy: Diyopsit, Hed: Hedenberjit, Joh: Johansenit).

Çizelge 4.2. Skarn zonlarına ait granatların elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Granat	Granat	Granat Ç.	Granat A.K	Granat K.K	Granat A.K	Granat K.K	Granat A.K	Granat A.K	Granat	Granat	Granat
Skarn zonu ve Evresi	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd
Örnek no	OA-3-4	OA-3-4	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-2a	OA-3-3	OA-3-3	OA-3-3
SiO ₂	39.71	39.62	39.09	37.64	39.00	39.02	40.53	38.25	37.82	37.75	38.70	38.90
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.07	0.00	0.59
Al ₂ O ₃	17.75	16.56	6.14	5.65	6.97	4.65	9.27	0.32	0.36	9.97	10.60	8.99
FeO	4.12	2.72	1.03	0.67	1.87	2.59	3.96	1.74	0.70	0.00	0.40	0.00
Fe ₂ O ₃	5.76	8.45	21.60	22.55	21.19	22.50	14.99	29.92	31.27	17.49	17.12	17.46
MnO	2.01	1.83	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.11	0.27	0.36	0.02
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00
CaO	31.93	33.02	35.37	34.62	34.44	34.27	34.75	34.38	34.38	35.39	35.39	36.97
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	0.14	0.17	0.12	0.01	0.08	0.05	0.00	0.00	0.12	0.20	0.06	0.18
Ferrus Toplam	100.85	101.53	101.21	98.95	101.82	100.84	102.02	101.69	101.65	99.59	100.91	101.36
Ferrik Toplam	101.43	102.37	103.37	101.21	103.94	103.09	103.52	104.69	104.78	101.34	102.62	103.11
Si ⁺⁴	6.08	6.04	6.16	6.08	6.11	6.22	6.28	6.15	6.08	5.96	6.03	6.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07
Al	3.20	2.98	1.14	1.08	1.29	0.87	1.69	0.06	0.07	1.85	1.95	1.65
Fe ⁺²	0.53	0.35	0.14	0.09	0.25	0.35	0.51	0.23	0.09	0.00	0.05	0.00
Fe ⁺³	0.66	0.97	2.56	2.74	2.50	2.70	1.75	3.62	3.79	2.08	2.01	2.04
Mn	0.26	0.24	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Ca	5.24	5.39	5.97	5.99	5.78	5.85	5.77	5.92	5.93	5.98	5.91	6.16
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.04
Toplam	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Prp	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00
Sps	4.32	3.96	0.00	0.00	0.85	0.00	0.00	0.00	0.26	0.62	0.78	0.04
Alm	8.76	5.80	2.21	1.48	4.03	5.57	8.16	3.80	1.57	0.00	0.87	0.00
Grs	72.01	68.06	30.08	27.77	32.33	23.10	45.18	1.58	1.75	46.56	48.41	44.61
And	14.91	22.18	67.62	70.74	62.78	71.32	46.65	94.61	96.41	52.15	49.94	55.35

Katyonlar 24 oksijene göre, Ferric Fe Droop 1987'ye göre hesaplanmıştır (Ç: çekirdek; A.K: açık kenar; K.K: koyu kenar).

Çizelge 4.2 (devam)

Mineral	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd
Örnek no	OA-3-8	OA-3-8	OA-3-8	OB-3b	K-15	K-15	K-15	K-15	K-15	K-15	K-6	K-6
SiO ₂	37.75	38.18	38.17	39.90	37,67	38.26	38.35	37.79	38.96	36.72	40.06	40.08
TiO ₂	0.22	0.09	0.00	0.00	0.62	1.62	0.24	0.00	0.00	0.36	0.03	0.40
Al ₂ O ₃	8.20	8.62	7.92	18.85	5.19	4.93	4.79	4.78	6.47	0.58	16.24	17.31
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	2.81	0.94	0.60	2.16	0.00	3.63	1.98
Fe ₂ O ₃	18.69	19.00	19.03	4.95	23.57	19.92	23.41	24.98	20.80	29.29	5.20	6.59
MnO	0.07	0.00	0.00	0.37	0.00	0.19	0.00	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00
MgO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.37	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	35.34	36.02	35.36	37.10	35.15	33.82	34.74	34.55	34.39	34.56	34.31	35.95
Na ₂ O	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.21	0.08	0.18	0.07	0.04	0.07	0.18	0.10	0.08	0.11	0.11	0.07
Ferrus Toplam	98.72	100.08	98.75	100.74	100.33	99.99	100.34	100.32	100.90	98.69	99.07	101.73
Ferrik Toplam	100.59	101.98	100.84	101.23	102.70	101.98	102.69	102.82	102.98	101.62	99.60	102.39
Si ⁺⁴	6.04	6.03	6.11	6.02	6.02	6.14	6.13	6.05	6.17	6.06	6.22	6.05
Ti	0.03	0.01	0.00	0.00	0.08	0.20	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04
Al	1.55	1.60	1.49	3.35	0.98	0.93	0.90	0.90	1.21	0.11	2.97	3.08
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.38	0.13	0.08	0.29	0.00	0.47	0.25
Fe ⁺³	2.25	2.26	2.29	0.56	2.84	2.41	2.82	3.01	2.48	3.64	0.61	0.75
Mn	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	6.06	6.09	6.06	6.00	6.02	5.82	5.95	5.93	5.83	6.12	5.71	5.81
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Toplam	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Prp	0.40	0.00	0.00	0.00	0.07	1.40	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Sps	0.17	0.00	0.00	0.78	0.00	0.40	0.00	0.02	0.26	0.00	0.00	0.00
Alm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	5.98	2.07	1.35	4.67	0.00	7.63	4.12
Grs	40.51	41.54	39.44	84.97	25.38	25.78	23.74	22.75	31.14	2.99	76.68	77.10
And	58.92	58.45	60.55	14.25	73.61	66.44	74.03	75.88	63.94	97.00	15.68	18.75

Çizelge 4.2 (devam)

Mineral	Granat	Granat Ç.	Granat K.K	Granat A.K	Granat K.K	Granat A.K	Granat K.K	Granat	Granat	Granat
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd
Örnek no	K-6	K-11	K-11	K-11	K-11	K-11	K-11	NA-11	NA-11	NA-11
SiO ₂	39.48	39.16	39.80	38.12	38.43	38.94	38.44	38.02	38.85	38.55
TiO ₂	0.43	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.07	0.22	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	16.47	15.60	18.35	20.17	19.47	19.26	18.97	6.99	6.98	7.32
FeO	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.00
Fe ₂ O ₃	9.37	10.34	6.50	3.86	4.25	5.40	5.63	21.25	21.15	21.19
MnO	0.00	0.82	0.75	5.94	2.12	2.80	2.22	0.00	0.21	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	36.32	36.81	36.17	33.07	34.80	34.42	36.01	36.73	35.07	36.65
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.23	0.17	0.19	0.23	0.19	0.17	0.24	0.26	0.15	0.17
Ferrus Toplam	101.72	101.87	101.12	101.08	98.84	100.46	101.02	101.35	101.15	101.89
Ferrik Toplam	102.66	102.91	101.77	101.47	99.26	101.00	101.59	103.48	103.27	104.01
Si ⁺⁴	5.97	5.93	6.01	5.79	5.92	5.92	5.81	5.96	6.11	6.01
Ti	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
Al	2.94	2.78	3.27	3.61	3.53	3.45	3.38	1.29	1.29	1.34
Fe ⁺²	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
Fe ⁺³	1.07	1.18	0.74	0.44	0.49	0.62	0.64	2.51	2.51	2.48
Mn	0.00	0.10	0.10	0.76	0.28	0.36	0.28	0.00	0.03	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	5.89	5.97	5.85	5.38	5.74	5.61	5.83	6.17	5.91	6.12
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.05	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03
Toplam	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Prp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sps	0.00	1.79	1.63	13.17	4.74	6.16	4.97	0.00	0.47	0.04
Alm	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.86	0.00
Grs	72.82	69.02	80.24	77.37	83.62	79.59	79.89	34.01	33.28	35.10
And	26.45	29.19	18.14	9.45	11.64	14.24	15.14	65.98	64.40	64.86

Çizelge 4.2 (devam)

Mineral	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd
Örnek no	NB-4a	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4
SiO ₂	39.49	40.74	38.82	40.39	39.24	39.28	39.71	41.03	38.58
TiO ₂	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37
Al ₂ O ₃	18.39	19.22	17.42	18.61	19.30	19.35	19.62	20.12	16.59
FeO	1.78	2.18	0.00	1.25	0.00	0.00	0.00	3.98	0.00
Fe ₂ O ₃	5.30	2.98	6.54	4.43	4.07	4.83	4.76	0.24	7.51
MnO	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	34.99	36.04	36.60	36.05	37.62	37.20	36.87	35.01	36.76
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.15	0.12	0.26	0.28	0.25	0.24	0.22	0.07	0.28
Ferrus Toplam	99.69	100.98	99.19	100.58	100.07	100.42	100.70	100.43	99.52
Ferrik Toplam	100.21	101.28	99.85	101.03	100.47	100.90	101.18	100.45	100.27
Si ⁺⁴	6.05	6.14	5.97	6.11	5.94	5.94	5.98	6.20	5.94
Ti	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Al	3.32	3.41	3.16	3.32	3.44	3.45	3.48	3.58	3.01
Fe ⁺²	0.23	0.27	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
Fe ⁺³	0.61	0.34	0.76	0.50	0.46	0.55	0.54	0.03	0.87
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	5.74	5.82	6.03	5.85	6.10	6.02	5.95	5.67	6.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.05
Toplam	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Prp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sps	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41
Alm	3.81	4.50	0.00	2.64	0.00	0.00	0.00	8.15	0.00
Grs	81.02	86.90	80.67	84.51	88.12	86.26	86.59	91.16	77.27
And	14.90	8.59	19.33	12.84	11.88	13.74	13.40	0.68	22.31

Çizelge 4.3. Skarn zonlarına ait piroksenlerin elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen
Skarn zonu ve evresi	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Endoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd
Örnek no	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	OA-3-4	OA-3-4	OA-3-4	NB-2
SiO ₂	50.47	51.72	53.51	51.99	50.70	50.38	49.83	50.41	49.72	50.36	50.45	53.57
TiO ₂	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.20	0.17	0.00	0.00
Al ₂ O	0.18	0.18	0.28	0.34	0.26	0.12	0.43	0.25	0.23	0.30	2.11	0.47
FeO	19.52	18.41	16.65	18.06	19.96	21.70	22.03	21.86	19.07	19.32	6.36	13.17
MnO	0.43	0.00	0.00	0.00	0.16	0.30	0.19	0.93	1.81	1.50	1.57	0.00
MgO	4.98	6.03	7.20	6.26	5.19	4.91	4.00	4.24	4.02	4.49	0.05	9.42
CaO	23.87	23.64	23.84	23.04	23.21	23.24	22.98	23.63	24.33	23.47	38.14	23.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.42	0.16	0.09	0.04	0.20	0.21	0.01	0.17	0.29	0.11	0.08	0.00
Toplam	100.10	100.16	101.57	99.72	99.68	100.86	99.47	101.72	99.66	99.72	98.76	100.15
Si ⁺⁴	2.00	2.03	2.05	2.05	2.01	1.99	2.00	1.98	1.99	2.01	2.01	2.05
Al ⁺⁴	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.10	0.02
Fe ⁺²	0.65	0.60	0.53	0.59	0.66	0.72	0.74	0.72	0.64	0.64	0.21	0.42
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.05	0.05	0.00
Mg	0.29	0.35	0.41	0.37	0.31	0.29	0.24	0.25	0.24	0.27	0.00	0.54
Ca	1.01	0.99	0.98	0.97	0.99	0.98	0.99	0.99	1.04	1.00	1.62	0.97
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Joh	1.5	0.00	0.00	0.00	0.55	1.00	0.67	3.11	6.52	5.28	1.04	0.01
Hed	67.7	63.13	56.47	61.81	67.96	70.56	75.06	72.00	67.93	66.99	79.14	43.97
Diy	30.8	36.87	43.53	38.18	31.48	28.44	24.27	24.89	25.54	27.73	19.82	56.03

Katyonlar 6 oksijene göre hesaplanmıştır.

Çizelge 4.3 (devam)

Mineral	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd
Örnek no	NB-2	NB-2	OA-3-8	OA-3-8	OA-3-8	NA-11	NA-11	NA-11	NA-11	K-15	K-15	K-15
SiO ₂	53.06	53.30	55.17	56.73	56.46	55.03	56.76	54.72	56.66	54.23	55.87	55.18
TiO ₂	0.00	0.37	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.24	0.00	0.19	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.05	0.11	0.42	0.49	0.24	0.07	0.22	0.21	0.49	0.21	0.08	0.43
FeO	12.80	12.66	2.33	2.43	1.46	1.08	0.88	1.82	1.39	5.22	3.16	3.96
MnO	0.38	0.12	0.00	0.49	0.00	0.24	0.35	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00
MgO	9.49	9.63	16.63	17.37	17.69	17.02	17.37	16.87	17.24	14.71	16.02	15.56
CaO	23.70	24.93	25.87	24.16	25.75	26.34	24.88	27.49	24.88	25.01	25.13	24.51
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.13	0.05	0.04	0.14	0.10	0.00	0.28	0.11	0.00	0.06	0.09
Toplam	99.50	101.25	100.47	101.71	101.80	99.87	100.45	101.64	100.79	99.57	100.49	99.73
Si ⁺⁴	2.05	2.02	2.00	2.03	2.01	2.00	2.05	1.96	2.04	2.01	2.04	2.03
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Al	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Fe	0.41	0.40	0.07	0.07	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.16	0.10	0.12
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.55	0.54	0.90	0.93	0.94	0.92	0.94	0.90	0.93	0.81	0.87	0.85
Ca	0.98	1.01	1.01	0.93	0.98	1.03	0.96	1.06	0.96	1.00	0.98	0.97
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Joh	1.26	0.40	0.00	1.47	0.01	0.76	1.09	0.00	0.00	83.4	89.6	87.5
Hed	42.54	42.27	7.29	7.17	4.43	3.42	2.72	5.72	4.33	16.6	9.9	12.5
Diy	56.20	57.34	92.70	91.36	95.56	95.82	96.19	94.27	95.66	0.0	0.6	0.0

Çizelge 4.3 (devam)

Mineral	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Prograd	Ekzoskarn Retrograd
Örnek no	K-15	K-15	K-15	K-15	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NC-4	NB-4a
SiO ₂	54.22	54.73	56.13	55.92	53.13	56.46	53.69	51.48	53.58	53.28	54.13
TiO ₂	0.07	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	0.84	0.11	0.59	0.20	0.53	0.96	0.86	0.35	0.49	0.38	0.36
FeO	4.66	4.12	5.00	4.31	8.70	6.87	7.15	7.98	7.96	8.35	8.20
MnO	0.00	0.47	0.00	0.16	0.12	0.00	0.00	0.23	0.00	0.14	0.09
MgO	14.84	14.94	15.39	16.24	12.91	14.10	13.47	13.11	13.37	13.31	12.74
CaO	25.46	24.85	24.77	25.05	25.25	22.66	25.09	25.55	24.41	24.58	25.68
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.15	0.04	0.04	0.00	0.21	0.00	0.14	0.11	0.00	0.09	0.11
Toplam	100.24	99.36	101.93	101.89	100.86	101.05	100.40	98.92	99.82	100.14	101.42
Si ⁺⁴	1.99	2.03	2.03	2.02	1.97	2.08	1.99	1.94	2.00	1.99	2.00
Ti	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe	0.14	0.13	0.15	0.13	0.27	0.21	0.22	0.25	0.25	0.26	0.25
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.81	0.83	0.83	0.87	0.72	0.77	0.75	0.74	0.75	0.74	0.70
Ca	1.00	0.99	0.96	0.97	1.00	0.89	1.00	1.03	0.98	0.98	1.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Joh	85.0	85.3	84.6	86.6	0.37	0.00	0.00	0.74	0.00	0.44	0.29
Hed	15.0	13.2	15.4	12.9	27.32	21.46	22.94	25.27	25.04	25.92	26.45
Diy	0.0	1.5	0.0	0.5	72.30	78.54	77.06	73.99	74.96	73.64	73.26

Çizelge 4.3 (devam)

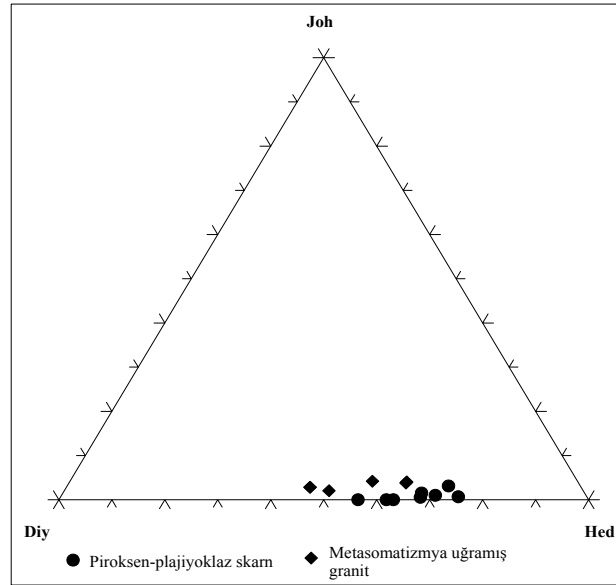
Mineral	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd	Ekzoskarn Retrograd
Örnek no	NB-4a	OB-7	OB-7	OB-7	OB-7	NA-15	NA-15	NA-15	NB-8	NB-8	NB-8
SiO ₂	54.22	56.04	52.07	54.13	55.85	54.16	55.98	55.96	53.31	51.62	52.96
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.09	0.00	0.00	0.31	0.00
Al ₂ O ₃	0.33	0.44	0.33	0.57	0.68	0.15	0.11	0.16	0.09	0.37	0.13
FeO	8.71	6.67	8.32	8.50	5.48	4.60	2.90	3.86	12.57	11.31	10.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.31	0.01
MgO	12.58	14.78	12.37	12.87	14.65	14.56	16.40	16.07	10.08	11.46	11.68
CaO	24.77	23.37	26.01	24.70	24.96	26.43	25.72	23.77	23.95	24.96	23.83
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.04	0.00	0.28	0.10	0.02	0.14	0.11	0.09	0.15	0.19	0.00
Toplam	100.64	101.30	99.39	100.91	101.65	100.10	101.49	99.91	100.16	100.52	98.62
Si ⁺⁴	2.02	2.05	1.96	2.01	2.03	2.00	2.02	2.06	2.03	1.95	2.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Fe	0.27	0.20	0.26	0.26	0.17	0.14	0.09	0.12	0.40	0.36	0.32
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.70	0.81	0.70	0.71	0.80	0.80	0.88	0.88	0.57	0.64	0.67
Ca	0.99	0.92	1.05	0.98	0.97	1.04	0.99	0.94	0.98	1.01	0.98
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Joh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.98	0.05
Hed	27.98	20.19	27.40	27.03	17.35	15.05	8.98	11.88	41.15	35.28	32.43
Diy	72.02	79.80	72.60	72.96	82.65	84.95	90.47	88.12	58.85	63.74	67.53

Çizelge 4.3 (devam)

Mineral	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen	Piroksen
Kayaç	Porfir granit	Porfir granit	Porfir granit	Porfir granit	Porfir granit
Örnek no	OB-8	OB-8	NB-5b	NB-5b	NB-5b
SiO ₂	52.79	53.33	49.36	49.97	49.73
TiO ₂	0.00	0.00	0.19	0.28	0.00
Al ₂ O ₃	0.27	0.26	0.04	0.07	0.00
FeO	14.76	15.59	19.09	19.63	17.33
MnO	0.90	0.63	1.12	1.23	1.26
MgO	9.21	8.40	5.49	5.59	6.59
CaO	22.47	22.65	23.87	24.22	23.93
Na ₂ O	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.08	0.12	0.22	0.18	0.12
Toplam	100.49	101.09	99.38	101.16	98.96
Si ⁺⁴	2.03	2.04	1.96	1.96	1.97
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe	0.47	0.50	0.64	0.64	0.57
Mn	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
Mg	0.53	0.48	0.33	0.33	0.39
Ca	0.92	0.93	1.02	1.02	1.02
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Joh	2.82	2.04	3.78	4.02	4.19
Hed	46.00	49.98	63.61	63.66	57.09
Diy	51.18	47.99	32.61	32.32	38.72

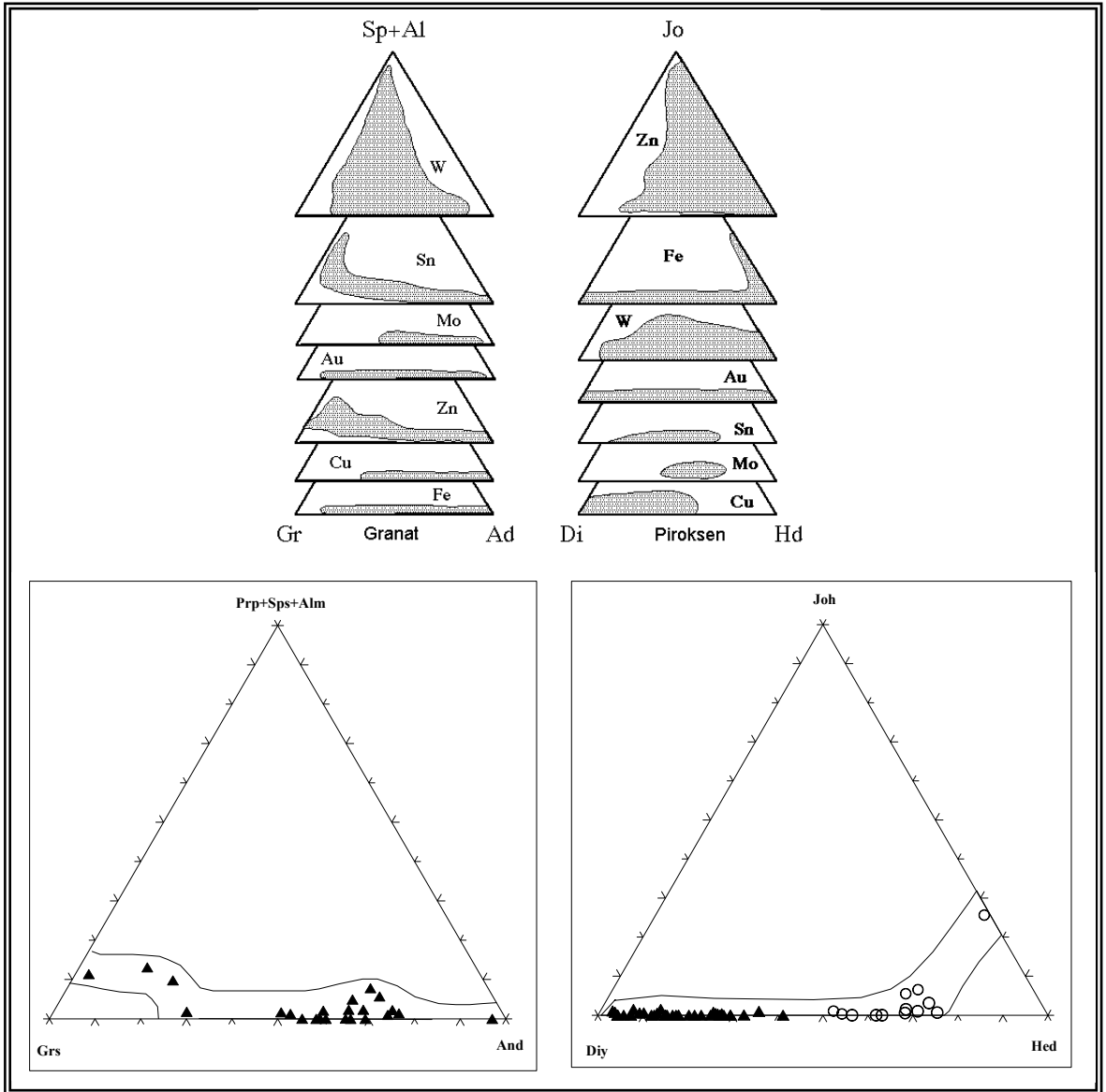
Endoskarn zonundaki granat-piroksen ve piroksen-granat mineral zonlarına ait granatlar (örnek no: OA-3-4 ve NB-2b) $And_{2.94-22.18}Grs_{72.01-85.66}Prs_{9.76-13.06}$ şeklinde bir kompozisyonuna sahiptir. Prograd evreye ait bu örneklerde, ekzoskarn zonundaki diğer granat örneklerine göre andradit bileşimi düşük, almandin bolluğu ise daha yüksek bulunmuştur. Granat yapısında bulunan demirin bir kısmı Fe^{+3} olarak andradit bileşiminde, bir kısmı da Fe^{+2} olarak almandin (piralspit = pirop + spessartin + almandin) oluşumunda kullanılmıştır (Şekil 4.2). Bu zonda, demirin büyük bir kısmı Mg ile birlikte klinopiroksenlerin (hedenberjit) yapısına girmiştir. Granat ise, demirin büyük ölçüde kullanılmasıyla grossulara yakın bir bileşimde izlenmiştir. Ekzoskarna ait prograd evrede, vollastonit-piroksen-granat (OA-3-8 ve NA-11) ile granat zonlarında bazı granat örnekleri (OA-3-2a, OA-3-3 ve KA-15) $And_{58.45-97}Grs_{2.99-40.51}Prs_{0-7.78}$ şeklinde bir bileşime sahip olup andradit miktarı artmaktadır (Çizelge 4.2). Diğer

mineral zonlarında ise grossular miktarının belirlenmiştir. Mineral zonlarına göre belirlenen bu değişim, ilk oluşan granatların grossular türünde olduğunu ve andradit türde granatların hidrotermal akışkanlarla bileşimlerinin değiştiğini göstermektedir.



Şekil 4.4. Piroksen-plajiyoklaz skarn ile metasomatizmaya uğramış granitlere ait piroksenlerin kimyasal kompozisyonları.

Prograd evreye ait granat ve klinopiroksenlerin kimyasal kompozisyonları skarn tipine göre Cu, Fe ve W skarn alanlarına düşmektedir (Şekil 4.5). Einaudi et al. (1981), W skarnın ana zonundaki granatları bileşimlerine göre iki gruba ayırmışlardır. Bu araştırmacılar indirgenmiş W skarnın düşük andradit (Fe^{+3}) ve yüksek spessartin (Mn^{+2})+almandin (Fe^{+2}); oksitlenmiş W skarnın ise yüksek andradit ve düşük almandin+spessartin bileşiminde olduğunu vurgulamışlardır. Çalışma alanındaki granatlar uç bileşenler açısından incelendiğinde, granatlardaki yüksek andradit (Fe^{+3}) ve düşük almandin (Fe^{+2})+spessartin (Mn^{+2}) içerikleri oksitlenmiş skarna işaret etmektedir.

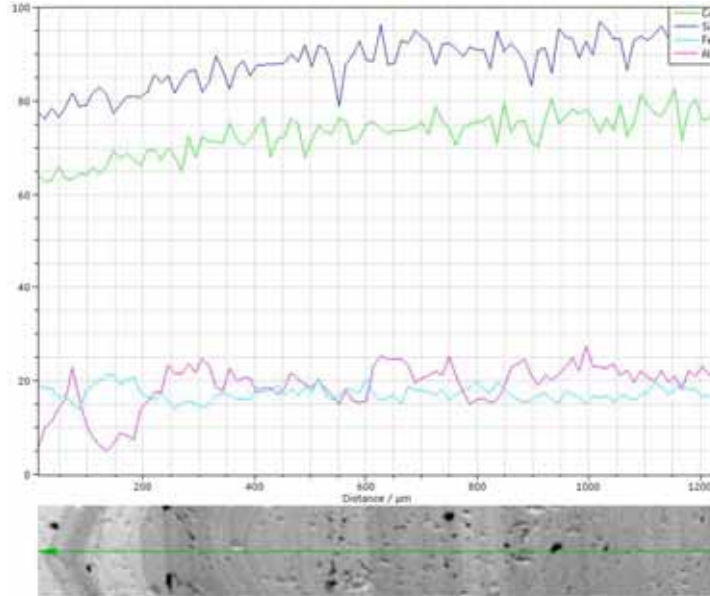


Şekil 4.5. Piroksen ve granatların skarn tipine göre sınıflandırılması (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1983; 1992).

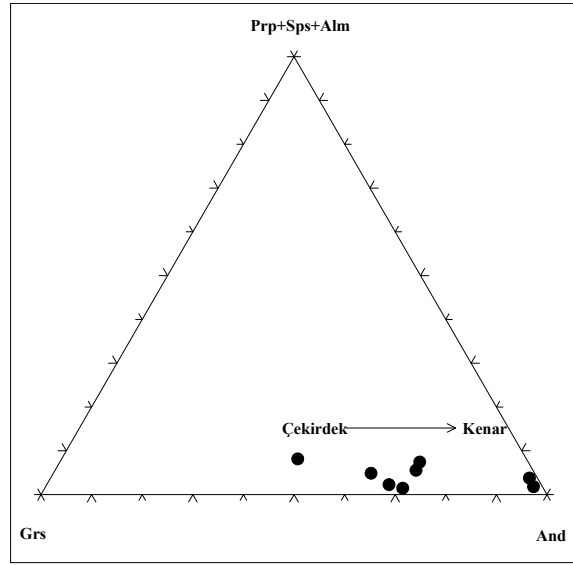
Susurluk sahasında prograd evreye ait piroksenler üzerinde yapılan analizlerde, Mn/Fe oranları 0.16 olarak bulunmuştur. Nakano (1994; 1998) tarafından farklı skarn tipleri için bu oranlar Cu-Fe tipi için <0.1 ; W tipi için 0.1-0.2 ve Pb-Zn tipi için ise >0.2 olarak belirlenmiştir. Çalışma alanındaki piroksenlerin Mn/Fe oranları 0.1–0.2 arasında olup W skarn özelliğini göstermektedir. Piroksen bolluğunun granattan daha az ve

piroksenin diyopsit–hedenberjit arasında bileşime sahip olması da oksitlenmiş W skarna işaret etmektedir (Newberry, 1991).

Elektron mikroprob çalışmalarında proksimal zona ait zonlu granatlar çekirdekten itibaren açık ve koyu renkli bantlar halinde gözlenmiştir. Bu zonlara ait granatların çekirdek ile bantlar arasında ve çekirdek kısımdan en dış zona doğru Fe^{+3}/Al oranlarında değişimler görülmüştür. Granat bileşimi grossular-andradit arasında değişmektedir. Proksimal zonlu granatların çekirdekten kenar zonlara doğru Ca ve Si miktarında düşüş, açık renkli bantlarda Fe bileşiminde artış, Al içeriğinde ise düşüş gözlenmiştir (Şekil 4.6). Proksimal zona ait granatlarda, çekirdekten en dış banta doğru $X_{And}=0.68-0.96$ ve Fe^{+3}/Al 1.03-54.98 oranları saptanmıştır. Dolayısıyla, zonlu granatlar, çekirdekten kenar zonlara doğru farklı bileşimler göstermektedir (akışkan bileşimlerindeki değişimler) (Şekil 4.7). Proksimal zonlu granatlarda çekirdekten kenarlara doğru And/Grs oranının artması oksitlenmiş W skarn tipine işaret etmektedir (Taylor, 1976; Collins, 1977; Newberry, 1983).



Şekil 4.6. Proksimal zona ait zonlu granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri.



Şekil 4.7. Zonlu granatların çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri.

4.1.3 Vezüvyanit minerallerinin kimyasal kompozisyonu

Çalışma alanında yapılan petrografik çalışmalarda vezüvyanit bolluğunun prograd evreden retrograd evreye doğru arttığı belirlenmiştir. Ekzoskarn zonunda yaygın olarak gözlenen vezüvyanite ait kimyasal analiz sonuçları Çizelge 4.4'de verilmiştir. Vezüvyanit mineralinin stokiyometrik hesabı için 78 oksijen esas alınmıştır.

Bazı araştırmacılar vezüvyanit mineralinin Sn ve W skarlarda Cu, Fe ve Zn-Pb skarlara göre daha bol olarak gözlendiğini belirtmişlerdir (Einaudi and Burt, 1982; <http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index.html>; Meinert et al., 2005). Alüminyum bakımından aşırı zengin Sn ve W skarlarda piroksen veya vollastonit ile birlikte vezüvyanitin de olduğu gözlenmiştir. Kwak (1983) ve Newberry et al. (1997) oksitlenmiş W skarna ait vezüvyanitin yüksek Mg+Ti içeriğine, Sn ve indirgenmiş W skarnların ise düşük Mg+Ti içeriğine sahip olduğunu belirtmişlerdir. Susurluk skarn yatağındaki vezüvyanit minerallerinin Mg+Ti değerlerinin 0.99-2.96 ppm arasında olduğu belirlenmiştir.

4.1.4 Skapolit minerallerinin kimyasal kompozisyonu

Skapolit minerali Ca ve Na uç bileşenlerine göre menionit ve marialit olarak sınıflandırılır. Birçok skarn yatağında, skapolit kontakt metasomatik süreçlere eşlik eden sokulum kayacın soğuması ve kristalizasyonu sonucu gelişir. Skapolit Fe skarnlarda yaygın olmasına karşın Cu skarnlarında ise nadiren bulunmakta olup marialit bileşimindedir (Einaudi et al., 1981). Bazı indirgenmiş W skarnlarda skapolit sıkça gözlenirken (Einaudi et al., 1981; Kwak, 1987), oksitlenmiş tipteki W skarnlarda da belli oranlarda oluşabilmektedir (Taylor and O'Neil, 1977). Steven and Moore (1994), Namibiya'daki W yatağında skapoliti (menionit), granat, klinopiroksen ve vezüvyanit içeren zonların tümünde gözlemişlerdir. Şeelite eşlik eden skapolitin skarn oluşumunda Ca etkinliğinin artmasıyla geliştiği vurgulanmıştır. Frietsch et al. (1997) ise, kuzey Fennoscandia'da marialit bileşimli skapolitin magmatik kökenli akışkanlar ile Na-Cl metasomatizması sonucu geliştiğini belirtmişlerdir.

Elektron mikroprob çalışmaları skapolitin çoğunlukla menionit bileşiminde oluştuğunu göstermiştir (Çizelge 4.5). Porfir granitlere ait skapolitlerde yapılan mikroprob analizleri skapolitin plajiyoklaz mineralinin dönüşüm ürünü olarak geliştiğine işaret etmektedir. Bu tür skapolitler marialit bileşiminde olup, muhtemelen magmatik kökenli akışkanlardan Na-Cl metasomatizması sonucu gelişmişlerdir.

Çizelge 4.4. Vezüvyanit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd
Örnek no	OA-3-3	OA-3-8	OA-3-8	OA-3-8	NB-2	NB-4a	NB-4a	NB-4a	OB-3b	OB-3b	OB-3b	OB-7
SiO ₂	38.02	36.92	35.75	39.05	38.51	38.51	39.13	38.02	38.87	36.35	39.83	39.77
TiO ₂	0.00	2.20	2.96	0.00	1.06	2.13	2.36	1.89	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.90	16.21	15.43	16.59	17.14	16.10	16.41	16.02	18.53	17.52	18.65	18.79
Fe ₂ O ₃	4.38	3.35	2.90	3.01	4.39	4.58	4.50	5.84	2.97	2.46	2.68	3.91
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.31	0.75	0.82	2.12	0.13	0.00	0.00	0.48	2.80	2.22	0.21	0.00
MgO	1.38	2.64	2.60	3.76	1.42	1.53	1.56	1.49	2.22	2.28	2.48	1.87
CaO	35.40	36.17	37.35	34.80	35.01	34.76	35.14	34.78	34.42	36.01	35.05	36.22
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.08	0.09	0.02	0.08	0.04	0.00	0.05	0.02	0.04	0.12	0.00	0.09
Toplam	97.47	98.34	97.83	99.42	97.69	97.61	99.14	97.04	99.86	96.97	98.89	100.66
Si	18.50	17.81	17.36	18.48	18.77	18.87	18.88	18.52	18.41	17.67	18.92	18.66
Ti	0.00	0.80	1.08	0.00	0.39	0.79	0.85	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	10.26	9.22	8.83	9.25	9.84	9.30	9.33	9.20	10.34	10.04	10.44	10.39
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	1.60	1.22	1.06	1.07	1.61	1.69	1.63	2.14	1.06	0.90	0.96	1.38
Mn	0.13	0.31	0.34	0.85	0.05	0.00	0.00	0.20	1.12	0.92	0.08	0.00
Mg	1.00	1.90	1.88	2.65	1.03	1.12	1.12	1.09	1.57	1.65	1.75	1.31
Ca	18.45	18.70	19.43	17.64	18.28	18.24	18.16	18.15	17.47	18.75	17.84	18.20
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.05	0.05	0.01	0.05	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.07	0.00	0.05
Toplam	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50

Katyonlar 78 O göre hesaplanmıştır.

Çizelge 4.4 (devam)

Mineral	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit	Vezüvyanit
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd	Ekzoskarn retrograd
Örnek no	OB-7	OB-7	OB-7	OB-7
SiO ₂	39.53	39.08	36.56	39.31
TiO ₂	0.97	1.22	0.10	0.00
Al ₂ O ₃	17.79	17.46	17.18	18.79
Fe ₂ O ₃	4.60	3.84	3.46	3.80
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.73	1.66	1.79	1.39
CaO	35.67	36.08	36.98	36.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.04	0.11	0.18
Toplam	100.29	99.38	96.17	99.77
Si	18.74	18.67	17.94	18.67
Ti	0.35	0.44	0.00	0.00
Al	9.94	9.83	9.93	10.51
Fe ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	1.64	1.38	1.28	1.36
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.22	1.18	1.31	0.99
Ca	18.11	18.47	19.44	18.47
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.02	0.07	0.00
Toplam	50	50	50	50

4.1.5 Plajiyoklaz minerallerinin kimyasal kompozisyonu

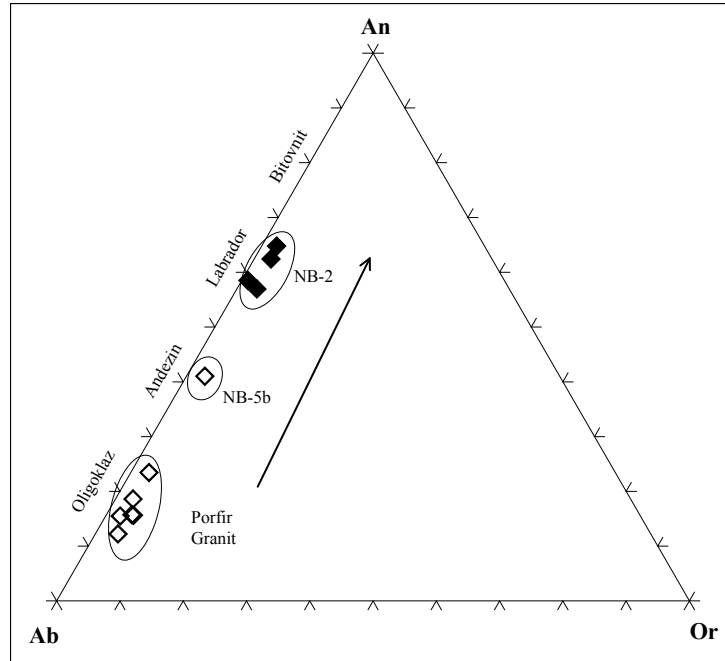
Çalışma alanında porfir granit ile endoskarn zonunda gözlenen plajiyoklazların mineral kompozisyonları elektron mikroprob ile belirlenerek uç bileşenleri hesaplanmıştır. Plajiyoklaz minerallerinin uç bileşenlerini hesaplamak için 8 oksijen esas alınmış ve üçlü diyagram yardımı ile bileşimi belirlenmiştir (Şekil 4.8). Plajiyoklazlara ait elektron mikroprob sonuçları da Çizelge 4.6'da verilmiştir.

Çizelge 4.5. Skapolit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Skapolit	Skapolit	Skapolit	Skapolit	Skapolit	Skapolit
Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn prograd	Ekzoskarn dış skarn	Porfir granit	Porfir granit
Örnek no	NB-2	NB-2	NB-2	NB-8	NB-5b	NB-5b
SiO ₂	48.28	46.88	49.43	48.28	57.14	56.43
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	32.9	33.53	32.3	32.9	24.15	24.44
FeO	0.46	0.26	0.28	0.46	0.00	0.00
MnO	0.05	0.09	0.01	0.05	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	15.85	16.77	15.85	15.85	6.98	6.68
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.90	1.41	2.28	1.90	6.32	6.52
K ₂ O	0.32	0.37	0.39	0.32	0.64	0.57
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.76	99.31	100.54	99.76	95.23	94.64
Si	0.80	0.78	0.82	0.80	0.95	0.93
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.55	0.56	0.54	0.55	0.40	0.41
Fe	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.28	0.26	0.26	0.12	0.11
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.038	0.03	0.11	0.11
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam O	1.67	1.65	1.67	1.66	1.58	1.56
	8.88	8.97	8.82	8.88	8.87	8.92
si	7.14	6.99	7.23	7.14	8.44	8.37
p	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
al	4.86	5.00	4.74	4.86	3.57	3.63
T sitesi top.	12.00	1.00	12.00	12.00	12.00	12.00
fe	0.07	0.04	0.04	0.07	0.00	0.00
mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ca	2.34	2.50	2.33	2.34	1.03	0.99
ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
na	0.28	0.21	0.34	0.28	0.93	0.97
k	0.05	0.06	0.06	0.05	0.09	0.08
A sitesi top.	2.75	2.82	2.76	2.75	2.06	2.04
cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
f	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	2.62	2.71	2.66	2.62	1.96	1.96
Marialit	11.00	8.00	13.00	11.00	48.00	49.00
Menionit	89.00	92.00	87.00	89.00	52.00	51.00

Çizelge 4.6. Plajiyoklaz minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz	Plajiyoklaz
Örnek no	NA-2	NA-2	NA-2	NA-2	OA-1-4	OA-1-4	OA-1-4	NB-5b
	Endo skarn	Endo skarn	Endo skarn	Endo skarn	Porfir granit	Porfir granit	Porfir granit	Porfir granit
SiO ₂	54.22	52.18	52.52	54.78	63.55	63.59	64.60	56.78
TiO ₂	0.09	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	28.68	29.45	29.16	29.92	22.53	22.53	22.03	25.95
FeO	0.24	0.00	0.31	0.41	0.27	0.43	0.00	0.15
MnO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.10	0.18	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.43	13.28	12.65	10.77	3.81	3.21	3.22	7.87
Na ₂ O	4.42	3.72	3.91	4.12	8.89	9.05	9.43	5.94
K ₂ O	0.53	0.41	0.45	0.15	0.47	0.69	0.40	0.47
Toplam	99.62	99.43	99.00	100.23	99.63	99.68	100.17	97.16
Si	2.47	2.39	2.41	2.49	2.83	2.83	2.85	2.63
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al	1.54	1.59	1.58	1.58	1.18	1.18	1.15	1.42
Fe	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.56	0.65	0.62	0.52	0.18	0.15	0.15	0.39
Na	0.39	0.33	0.35	0.36	0.77	0.78	0.81	0.53
K	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03
Toplam	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
An	56.95	64.77	62.43	58.50	18.61	15.73	15.51	41.02
Ab	39.88	32.85	34.91	40.53	78.63	80.25	82.22	56.07
Or	3.17	2.37	2.66	0.97	2.76	4.02	2.27	2.90



Şekil 4.8. Plajiyoklaz minerallerinin kimyasal kompozisyonları.

Porfir granite ait plajiyoklazların genellikle oligoklas bileşimine sahip olduğu belirlenmiştir. Skarn kantağında metasomatik alterasyona uğramış örneklerin anortit içeriği bir miktar artmış ve andezin bileşimi baskın olmuştur. Granitin alterasyonu ile oluşmuş endo skarna ait plajiyoklaz-piroksen zonunda ise, anortit oranı daha da artarak labrador bileşimine geçilmiştir. Plajiyoklazların anortit içeriğindeki artışın Ca getirimi ile yakından ilişkili olduğu söylenebilir.

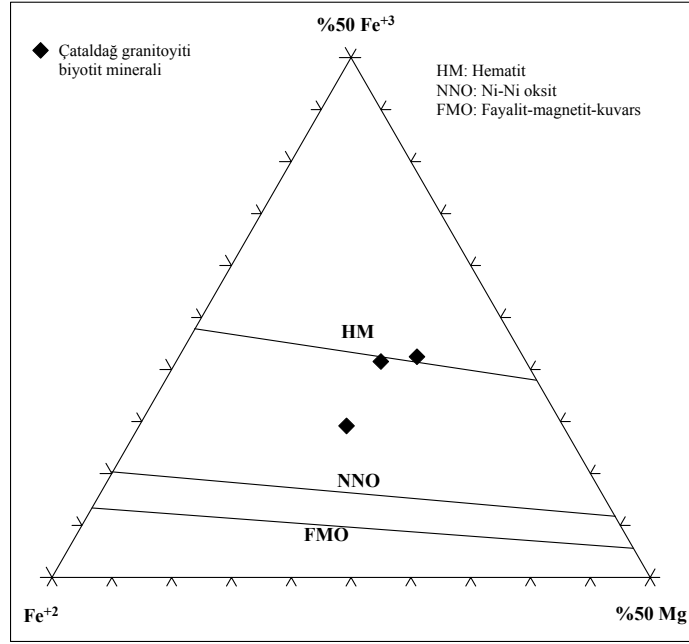
4.1.6 Biyotit minerallerinin kimyasal kompozisyonu

Çalışma alanında porfir granitte gözlenen biyotit mineralinin kompozisyonu elektron mikroprob analizleri ile belirlenmiştir. Biyotit mineralinin stokiyometrik hesabı için 22 oksijen esas alınmış ve ferrik demir ise Droop (1987)'ye göre hesaplanmıştır. Biyotit minerallerine ait elektron mikroprob sonuçları Çizelge 4.7'de verilmiştir.

Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotitlerin kimyasal kompozisyonları (Şekil 4.9) hematit (HM) ile Ni-Ni oksit (NNO) aralığında yer almakta birlikte oksitlenmiş koşullara işaret etmektedirler (Agu and Brimhall, 1988). Biyotitlere yönelik elde edilen bu sonuçlar skarn zonuna ait mineral kompozisyonları ile oldukça uyumludur.

Çizelge 4.7. Biyotit minerallerinin elektron mikroprob sonuçları (%).

Mineral	Biyotit	Biyotit	Biyotit
Örnek No	KA-1	KA-1	OA-1
	por. granit	por. granit	por. granit
SiO ₂	36.06	34.80	35.44
TiO ₂	2.63	3.79	4.71
Al ₂ O ₃	13.31	13.57	11.37
Fe ₂ O ₃	18.29	19.68	19.97
FeO	5.83	3.95	9.38
MnO	0.30	0.12	0.38
MgO	11.21	10.60	8.48
CaO	0.00	0.34	0.27
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	8.98	9.71	9.65
Toplam	96.61	96.56	99.65
Si	5.37	5.20	5.27
Ti	0.29	0.43	0.53
Al	2.33	2.39	1.99
Fe ⁺²	0.73	0.49	1.17
Fe ⁺³	2.05	2.21	2.24
Mn	0.04	0.01	0.05
Mg	2.49	2.36	1.88
Ca	0.00	0.05	0.04
Na	0.00	0.00	0.00
K	1.70	1.85	1.83
Toplam	15	15	15



Şekil 4.9. Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotit örneklerinin oksitlenme derecesi (Agu and Brimhall, 1988).

4.1.7 Elektron mikroprob analiz sonuçlarının yorumlanması

Susurluk skarn minerallerinin kimyasal bileşimlerini belirlemeye yönelik yapılan analizler neticesinde, skarn yatağının oksitlenmiş W skarn tipinde olduğu ortaya konmuştur. Granatlardaki yüksek andradit (Fe⁺³) ve düşük almandin (Fe⁺²)+spessartin (Mn⁺²) içerikleri ve proksimal granat±piroksen zonunda bulunan zonlu granatların çekirdekten kenar zonlara doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesi oksitlenmiş W skarnların tipik özelliğidir. Piroksenlerdeki Mn/Fe oranlarının 0.16 olması W skarn tipini, diyopsit–hedenberjit arasında bileşime sahip olmaları da oksitlenmiş W skarn özelliğini göstermektedir. Vezüvyanit ve skapolit gibi diğer skarn minerallerinin kimyasal kompozisyonları da bunu destekler niteliktedir. Çataldağ Granitoyidi'ne ait biyotitler de oksitlenmiş koşullara işaret etmektedir.

Oksitlenmiş W skarnlar daha düşük basınç ve/veya sıcaklıklarda oluşurken dünyadaki büyük rezervli W yatakları indirgenmiş ortamlarda oluşmuştur (Newberry,

1983). İndirgenmiş şeelit skarlara ait granatlar düşük andradit/grossular ve yüksek almandin/spessartin oranlarına sahip iken, oksitlenmiş şeelit skarnlar ise nispeten yüksek andradit ve düşük almandin içerikleri ile karakteristiktir. İndirgenmiş W skarnlar plütondaki indirgenme koşullarına bağlı olarak oluşurlar (ilmenit serisi ve kristallenme derinliği fazla plütonlar) (Einaudi et al., 1981). Çalışma alanından elde edilen veriler, skarn yatağının çok yüksek basınç ve/veya sıcaklıklarda oluşmadığını ve Çataldağ Granitoyidi'nin kristallenme derinliğinin çok fazla olmadığını göstermektedir.

4.2 Çataldağ Granitoyidi'nin Jeokimyası

4.2.1 Skarn zonları ile ilişkili granitoyidlerin genel özellikleri

Skarnın metal içeriği ile magmatik kayaçların kompozisyonu arasındaki ilişki çok sayıda araştırmacı tarafından ortaya konmuştur (Zharikov, 1970; Shimazaki, 1975; 1980; Einaudi et al., 1981; Kwak and White, 1982; Meinert, 1983; Newberry and Swanson, 1986; Newberry, 1987; Blevin and Chappel, 1995; Ray et al., 1995; Newberry, 1998; Meinert et al., 2005). Bu araştırmacılar plütunun majör ve iz element kompozisyonu, ayrılaşma derecesi ve tektonik ortamı ile skarnların metal içeriği arasında yakın bir ilişki olduğunu belirlemişlerdir. Skarlara yataklık eden plütonların özellikleri ve skarnın metal içeriği arasındaki ilişkiler şu şekildedir. Kalsik Fe, Cu, Au, Mo, W, Zn ve Sn skarnlarla ilişkili plütonların tümü sub-alkalen ve kalk-alkalen karakterlidir (Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005). Debon ve Le Fort (1983)'un granitoyid sınıflamasına göre, Au skardan Sn skarna doğru granitoyidlerin kompozisyonu gabro ve kuvars diyoritten granite doğru sistematik olarak değişmektedir (Ray et al., 1995). Plütonik kayaçlardaki bu kimyasal farklılıklar değişik jeokimyasal diyagramlarda ifade edilmiştir. Örneğin, Fe-Au skarnlarla ilişkili plütonların MgO içerikleri Sn ve Mo skarnlarla ilişkili plütonlardan yüksek iken K₂O içerikleri ise daha düşüktür (Ray et al, 1995; Meinert et al., 2005). Au skarn plütunu için SiO₂ ve toplam alkali (Na₂O+K₂O) içerikleri düşük ancak Ca, Mg ve Al konsantrasyonları daha yüksektir. Buna karşılık, Sn ve W skarn oluşumunda plütunun SiO₂ içeriği ortalamadan daha yüksek iken Fe, Mg, Al ve Ca içerikleri ise daha düşük değerlere sahiptir. Bu tür

kimyasal değişimler Fe-Au skarn plütonlarının daha az derecede kabuksal kirlenmeye uğradığını göstermektedir (Meinert et al., 2005). Al doygunluğu göz önüne alındığında, skarn plütonları metalüminyumlu ve peralüminyumlu alana düşmektedir (Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005).

Bu kimyasal değişimlerin yanı sıra, skarn plütonik kayaçları oksitlenme ve indirgenme koşulları ile de farklılık sunmaktadır (Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005). Magmatik kayaçların oksitlenme derecesi Fe_2O_3/FeO oranları baz alınarak belirlenir (Ishihara, 1977, 1981; Newberry, 1998; Meinert et al., 2005). Sn skarn oluşturuç plütonlar her zaman indirgenmiş koşullarda ilmenit serisi plütonlara bağlı olarak oluşurken, Cu skarn oluşturuç plütonlar daha oksitlenmiş koşullarda manyetit serisi plütonlara bağlı olarak oluşur. W skarnı oluşturan plütonların karakteri ise halen tartışmalıdır. Kwak and White (1982) oksitlenmiş, Keith et al. (1989) ise indirgenmiş karakterli plütonların etkin olduğunu belirtirken, Newberry (1982) W skarnları çeşitli jeolojik faktörlere göre oksitlenmiş ve indirgenmiş karakterli olarak iki sınıfa ayırmıştır. Newberry and Swanson (1986) ise ayırılma ve kabuksal kirlenme etkisinde plütonların I ve S tipi olarak net bir şekilde sınıflandırılmayacağını savunmuşlardır.

Magmanın farklılaşmasına bağlı olarak iz elementler farklı davranışlar sergiler. Bazı elementlerin iyonik yarıçapları majör oksitlere yakın olduğu için bu elementler majör oksitlerin yerine geçebilirler. Örneğin, K ile aynı yük ve iyonik yarıçapa sahip Rb, K-feldspat ve mikaların yapısına girerken Sc özellikle piroksende bolca mevcuttur. Granitik eriyik içerisinde, piroksen kristalizasyonunun erken evresinde zenginleşirken K-feldspat ve mika daha geç evrelerde ortaya çıkarlar. Bir başka deyişle, kristalizasyon ve ayırılma ile Rb artarken Sc azalır. Skarn plütonların Rb ve Sc içerikleri incelendiğinde, Fe skarnlarda Sc içeriği yüksek iken Rb'un düştüğü gözlenir. Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo ve Sn skarnlara doğru Sc içeriğinin azaldığı Rb ise arttığı saptanmıştır. Sc gibi V ve Ni de kristalizasyon ve ayırılma sürecinde azalmaktadır (Meinert et al., 2005).

Diğer iz elementlerden Nb, Y ve Rb tektonik ve jeolojik ortamı belirlemek için kullanılırlar (Pearce et al., 1984). Skarn ile ilişkili plütonlar başlıca kıta kenarlarındaki volkanik yay ve kıta içi alanlarda oluşurlar. Fe, Au, Cu, Zn ve Mo ile ilişkili skarn plütonları volkanik yay alanına düşerken W skarn plütonları volkanik yay ve kıta içi alanlara, Sn skarn plütonlarının ise kıta içi alanlara düştüğü belirlenmiştir (Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005).

4.2.2 Çataldağ Granitoyidi'nin jeokimyası

Çataldağ Granitoyidi'ne ait 27 adet örneğin majör ve iz element analiz sonuçları Çizelge 4.8'de verilmiştir. Bölgede daha önce çalışma yapmış olan Erdağ (1976) ve Akyüz (1995)'e ait majör oksit analiz sonuçları da karşılaştırma yapmak amacıyla kullanılmıştır. Çataldağ Granitoyidi'ne ait örneklerin CIPW normları hesaplanmış ve sonuçlar yine Çizelge 4.8'de verilmiştir.

4.2.2.1 Majör oksit jeokimyası

Majör oksitlerin değerlendirilmesinde en sık kullanılan yöntem Harker diyagramlarıdır. Bu diyagramlardan elde edilen ilişkiler magmatik kayaçların oluşumu sırasında etkin olan çeşitli işlevlerin ortaya konmasında oldukça yararlıdır. Bu işlevler fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme şeklinde sayılabilir. Harker diyagramlarında Çataldağ Granitoyidi'ne ait örneklerin skarn zonlarına doğru farklı şekilde davrandıkları gözlenmiştir (Şekil 4.10). Bu farklılıklar şunlardır:

* Çataldağ Granitoyidi'ne ait örnekler %70,83-%74,97 arasında değişen SiO₂ içeriklerine sahiptir. Örneklerin majör oksit değişimleri Harker diyagramlarında incelendiğinde SiO₂ artışı ile (NB-1 ve NC-6 örnekleri hariç) Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅ ve TiO₂ konsantrasyonlarının azaldığı gözlenir (Şekil 4.10). SiO₂ ile Na₂O, K₂O ve CaO arasında ise düzenli bir ilişki gözlenmemiştir. Bu şekilde azalan korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir.

* Çataldağ Granitoyidi'nde skarn zonlarına doğru ise metasomatik alterasyonun izleri gözlenir. Bu örneklerin SiO₂ konsantrasyonları % 61.17-%73.65 arasında değişir. Alterasyona uğramamış örnekler ile karşılaştırıldığında SiO₂ değerlerinin azaldığı, Al₂O₃, P₂O₅ değerlerinin ise arttığı gözlenir. Metasomatizmaya uğramış örneklerin apatit içeriğinin arttığı belirlenmiştir. Bazı örneklerde (OA-1-3 ve NC-3) CaO ile K₂O arasında artan ve azalan bir ilişkiye belirlenmiştir. Alterasyona uğramış örneklerin (OA-1-3, OA-1-6a, OA-1-1a, NB-3a, NB-3b, NC-3, KA-1) artan SiO₂ konsantrasyonuna karşılık Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃ ve TiO₂ değerleri azalmaktadır (Şekil 4.10).

Örneklerin CaO bileşimindeki artış karbonatlı kayalarla etkileşime, Na₂O ve K₂O bileşimindeki artış ise alkali metasomatizma etkisine işaret etmektedir. Alterasyona uğramış bu örneklerin CIPW normlarının diğer örneklerle göre farklı olduğu gözlenir. CaO miktarı yüksek olan örneklerin (OA-1-3, NC-3, NB-3a) anortit bolluğu yüksek ve/veya diyopsit ile vollastonit hesaplanmıştır. Na₂O ve K₂O miktarının arttığı örneklerin (KA-1, OA-1-3, OA-1-6a, NC-3; OA-1-1a, NB-3b) ise sırasıyla albit ve ortoklasın bollukları yüksek olarak bulunmuştur (Çizelge 4.8).

* Aplit ve pegmatit örnekleri sırasıyla %74.97-76.49 ve % 75.80-76.92 arasında SiO₂ içeriğine sahiptir. Çataldağ Granitoyidi'ne ait örneklerle karşılaştırıldığında, SiO₂ konsantrasyonlarının arttığı, Fe₂O₃, MgO, CaO ve Al₂O₃ içeriklerinin ise azaldığı gözlenir (Şekil 4.10).

Çizelge 4.8. Çataldağ Granitoyidi'nin majör ve iz element kompozisyonları.

Metasomatik alterasyonların gözlenmediği örnekler									
Örnek No	NA-1a	NA-1b	NA-3	NA-13	NA-14	NB-1	NC-6	KR-3	KR-4
Major elementler (%)									
SiO ₂ (%)	72.05	72.05	72.75	73.44	73.16	74.08	74.53	71.56	72.98
Al ₂ O ₃	14.42	15.30	14.89	14.14	14.46	14.38	12.13	15.27	14.61
Fe ₂ O ₃	0.98	0.69	0.62	0.75	0.68	0.85	0.78	1.94	0.72
MnO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.03	0.02
MgO	0.19	0.12	0.14	0.10	0.10	0.16	0.28	0.43	0.14
CaO	2.17	1.33	0.89	1.21	2.06	0.88	2.24	1.67	1.02
Na ₂ O	2.74	3.04	3.41	3.42	4.38	4.25	2.16	4.39	3.86
K ₂ O	5.81	6.79	6.55	6.20	3.88	4.85	5.41	2.96	5.87

TiO ₂	0.06	0.04	0.09	0.05	0.04	0.09	0.14	0.24	0.08
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.03	0.06	0.09	0.01	0.03	0.08	0.14
AZ	1.6	0.7	0.8	0.8	1.2	0.6	2.0	1.4	0.7
Toplam	100.12	100.16	100.18	100.19	100.07	100.17	99.78	99.98	100.14
Al/CNK	1.13	1.13	1.10	1.05	1.09	1.10	1.06	1.28	1.07
Al/NK	1.34	1.24	1.17	1.15	1.27	1.17	1.29	1.46	1.15
CIPW Normları									
Apatit	0.16	0.16	0.07	0.14	0.21	0.02	0.07	0.19	0.32
İlmenit	0.11	0.08	0.17	0.09	0.08	0.17	0.27	0.46	0.15
Manyetit	0.14	0.10	0.09	0.12	0.10	0.13	0.12	0.29	0.10
Ortoklas	34.87	40.36	38.94	36.88	23.22	28.84	32.74	17.79	34.93
Albit	23.52	25.89	29.02	29.11	37.49	36.13	18.70	37.74	32.83
Anortit	10.07	6.19	4.27	4.98	8.45	4.30	7.61	7.91	4.20
Diyopsit	0.33	-	-	0.58	1.14	-	2.98	-	-
Vollastonit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hipersten	1.66	1.24	1.11	0.96	0.58	1.46	0.26	3.53	1.28
Korundum	-	0.69	0.65	-	-	0.57	-	2.03	0.38
Kuvars	29.11	25.27	25.68	27.14	28.73	28.37	37.27	30.09	25.81
DI	87.50	91.53	93.65	93.13	89.44	93.34	88.71	85.61	93.57
İz elementler (ppm)									
Ba	711.8	694.7	332.9	303.0	592.5	215.8	2088.5	729.8	353.6
Be	6	6	5	8	4	4	2	8	9
Co	1.0	0.8	0.5	<5	0.7	0.5	1.3	2.3	0.6
Cs	6.5	5.7	7.0	8.6	2.5	7.1	4.4	9.1	16.3
Sc	2	1	3	1	1	2	3	3	1
Ga	18.6	19.8	24.4	15.7	15.0	21.2	11.9	22.7	18.5
Hf	2.2	2.1	<5	<5	0.9	<5	1.3	4.3	1.6
Nb	7.3	6.9	6.1	6.0	2.5	2.9	8.5	11.7	6.0
Rb	266.6	269	253.8	262.2	115.7	223.7	173.3	172.1	240.7
Sn	3	2	3	2	2	4	2	7	5
Sr	255.1	260.4	210.4	167.3	240	178.3	301.3	456.4	158
Ta	1.3	1.1	1.0	0.8	0.3	0.3	1.0	1.7	1.4
Th	6.1	5.8	13.7	2.4	1.5	1.7	11.2	26.1	5.0
U	4.4	5.1	15.8	20.4	1.7	5.1	2.1	6.8	6.7
V	12	10	5	<5	<5	<5	<5	18	5
W	1.3	1.0	0.5	0.2	0.5	0.2	0.8	0.8	0.6
Zr	44.3	40.2	6.9	10.4	22.9	5.0	41.0	154.5	40.9
Y	12.7	11.9	3.8	12.5	5.6	1.0	4.5	12.0	8.8
Mo	0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2
Cu	6.2	3.7	3.0	5.2	14.7	2.4	3.9	6.8	3.7
Pb	25.0	13.6	8.5	10.9	9.3	9.0	21.5	7.3	7.5
Zn	19.0	11.0	12.0	21.0	16.0	20.0	24.0	59.0	23.0
Ni	2.0	1.4	1.1	0.9	1.0	1.4	2.3	1.8	1.0
As	<5	<5	<5	0.8	<5	<5	<5	<5	<5
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	<1	<1	0.1	<1	<1
Sb	0.1	0.1	<1	0.1	<1	<1	0.1	<1	0.1
Bi	3.9	1.4	0.1	10.2	0.7	<1	0.6	9.7	0.2
Ag	0.1	<1	<1	<1	<1	<1	0.2	<1	<1
Au	1.6	0.6	0.5	<5	2	<5	<5	6.8	0.8
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	0.1	<1	0.1	<1	<1	0.2	<1	0.5	0.2
Se	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nadir toprak elementleri (ppm)									
La	13.1	5.0	9.9	3.9	4.7	3.2	19.1	48.1	8.2
Ce	25.7	11.1	22.4	7.1	9.2	5.9	41.0	87.2	16.3
Pr	2.99	1.42	2.77	0.83	1.07	0.70	4.77	9.38	1.95

Nd	11.0	5.7	10.5	3.2	3.9	2.6	18.1	32.7	7.7
Sm	2.26	1.59	2.32	0.68	0.79	0.53	2.93	4.59	1.66
Eu	0.33	0.26	0.46	0.30	0.52	0.39	0.63	0.81	0.38
Gd	2.19	1.69	1.56	0.97	0.78	0.42	2.08	2.71	1.29
Tb	0.45	0.39	0.23	0.25	0.17	0.06	0.28	0.43	0.24
Dy	2.27	2.10	0.93	1.57	0.82	0.17	1.17	2.12	1.42
Ho	0.39	0.36	0.14	0.35	0.17	0.04	0.15	0.37	0.25
Er	0.99	0.94	0.25	1.09	0.42	0.06	0.32	0.97	0.69
Tm	0.16	0.15	0.06	0.18	0.07	0.02	0.05	0.15	0.13
Yb	0.93	0.76	0.22	1.02	0.37	0.06	0.27	0.96	0.66
Lu	0.14	0.11	0.03	0.14	0.05	0.02	0.04	0.14	0.10
Σ NTE	62.9	31.57	51.77	21.58	23.03	14.17	90.89	190.6	40.97
(La/Sm)n	3.74	2.03	2.75	3.70	3.84	3.90	4.21	6.77	3.19
Eu/Eu*	0.45	0.48	0.70	1.13	2.00	2.44	0.74	0.65	0.77
(La/Yb)n	10.10	4.72	32.28	2.74	9.11	38.26	50.74	35.94	8.91
(Gd/Yb)n	19.48	18.40	58.66	7.87	17.44	57.91	63.73	23.35	16.17

Çizelge 4.8 (devam)

Metasomatik alterasyonların gözlenmediği örnekler						Aplit			
Örnek No	O-1	O-2	O-6	OA-1-4	OA-1-20	OA-1-21a	OA-1-1b	OA-1-21b	O-5
Major elementler (%)									
SiO ₂ (%)	72.24	73.48	70.94	72.73	71.73	70.83	74.97	76.28	76.49
Al ₂ O ₃	15.21	14.99	15.82	15.33	15.32	15.89	13.86	13.23	13.12
Fe ₂ O ₃	0.81	0.44	1.61	0.94	0.83	1.38	0.52	0.57	0.82
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.12	0.03	0.01	0.02	0.03
MgO	0.20	0.06	0.48	0.13	0.04	0.30	0.07	0.05	0.06
CaO	1.18	1.19	1.59	2.08	0.79	1.46	0.71	0.65	0.80
Na ₂ O	3.85	4.19	4.30	4.77	2.87	4.46	3.31	3.57	3.47
K ₂ O	5.78	4.69	3.81	2.94	7.58	4.21	5.74	4.75	4.31
TiO ₂	0.13	0.04	0.26	0.10	0.01	0.18	0.06	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.12	0.10	0.05	0.07	0.06	0.02	0.01
AZ	0.7	0.8	0.9	0.7	0.8	1.1	0.7	0.8	0.8
Toplam	100.18	99.95	99.85	99.84	100.14	99.91	100.0	99.99	99.98
							1		
Al/CNK	1.11	1.15	1.25	1.19	1.12	1.20	1.13	1.14	1.18
Al/NK	1.21	1.25	1.41	1.39	1.18	1.34	1.19	1.20	1.26
CIPW Normları									
Apatit	0.14	0.14	0.28	0.23	0.12	0.16	0.14	0.05	0.02
İlmenit	0.25	0.08	0.49	0.19	0.02	0.34	0.11	0.09	0.11
Manyetit	0.12	0.06	0.23	0.13	0.12	0.20	0.07	0.09	0.12
Ortoklas	34.33	27.95	22.81	17.55	45.15	25.23	34.16	28.31	25.71
Albit	32.75	35.79	36.81	40.79	24.45	38.25	28.18	30.46	29.62
Anortit	5.51	5.56	7.20	9.76	3.64	6.88	3.18	3.14	3.95
Diyopsit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vollastonit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hipersten	1.47	0.73	3.12	1.54	1.49	2.47	0.82	0.89	1.27
Korundum	0.62	1.00	2.04	0.76	1.07	1.52	1.06	1.08	1.32
Kuars	24.80	28.68	27.02	29.05	23.94	24.93	32.27	35.89	37.88
DI	91.88	92.42	86.64	87.39	93.55	88.41	94.60	94.66	93.20
İz elementler (ppm)									
Ba	204.4	378.1	734.8	735.5	384.6	492.8	95.8	24.9	18.1
Be	11	5	8	6	8	8	2	3	4
Co	0.6	<.5	2.0	0.8	<.5	1.2	1.0	<.5	<.5
Cs	11.8	5.8	9.7	2.5	8.8	7.6	4.0	3.6	5.4

Sc	4	1	2	2	1	3	4	3	3
Ga	28.8	22.0	23.2	17.6	20.9	26.0	18.8	15.9	15.4
Hf	2.1	2.1	4.2	1.5	2.9	3.4	1.7	6.2	3.4
Nb	6.7	1.7	6.9	6.0	5.8	6.9	29.4	33.3	26.5
Rb	264.1	183.9	193	111.7	310.7	203.8	330	284.5	271.5
Sn	5	3	6	2	4	7	3	3	6
Sr	142.8	247.9	347.7	362.7	191	270.6	89.5	17.6	26.2
Ta	0.4	0.2	0.6	0.7	2.3	0.8	5.5	3.6	2.4
Th	12.4	6.4	15.2	8.3	5.8	13.4	10.3	36.9	30.9
U	5.7	6.1	6.9	6	6.1	4.8	13	21.4	8
V	7	8	23	7	<5	11	8	<5	6
W	1.6	2.7	0.7	0.4	0.6	1.0	2.0	0.5	1.2
Zr	42.2	35.2	129.9	43.3	28.6	91.7	28.1	93.4	62.0
Y	5.8	8.4	7.3	8.1	13.3	10.1	17.2	34.3	27.0
Mo	0.3	0.3	0.4	0.6	0.4	0.7	0.3	0.4	0.3
Cu	2.3	1.6	1.5	12.8	4.5	3.7	15.0	2.2	1.5
Pb	5.3	6.6	6.0	8.6	6.6	5.7	12.9	6.3	4.0
Zn	21.0	6.0	46.0	21.0	3.0	35.0	9.0	7.0	10.0
Ni	0.9	0.6	2.0	1.5	1.6	2.6	1.5	1.3	0.7
As	<5	<5	<5	<5	0.5	<5	0.7	<5	<5
Cd	<1	<1	<1	0.1	<1	0.1	0.1	<1	<1
Sb	<1	<1	<1	0.1	0.1	<1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.2	0.3	0.3	3.4	1.8	0.1	0.2	0.1
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	0.5	4.3	4.7	1.2	6.4	3.8	1.5	<5	2.6
Hg	<0.1	0.02	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.01
Tl	0.2	<1	0.5	0.1	<1	0.3	<1	0.1	0.1
Se	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nadir toprak elementleri (ppm)									
La	11.9	7.8	28.7	20.7	9.2	21.0	6.2	12.8	10.2
Ce	25.5	14.7	52.6	35.7	18.0	39.5	12.9	27.0	23.2
Pr	3.01	1.71	5.93	3.94	2.13	4.54	1.53	3.49	2.91
Nd	11.5	6.3	20.6	13.6	7.5	16.2	5.6	12.9	11.2
Sm	2.55	1.65	3.69	2.36	1.71	2.91	1.59	3.89	3.04
Eu	0.31	0.47	0.78	0.71	0.45	0.61	0.14	0.14	0.23
Gd	1.79	1.36	2.11	1.54	1.38	1.94	1.69	4.31	3.08
Tb	0.28	0.27	0.31	0.29	0.32	0.34	0.42	1.01	0.68
Dy	1.18	1.39	1.31	1.34	1.84	1.68	2.53	5.98	4.06
Ho	0.18	0.26	0.21	0.25	0.31	0.28	0.47	1.15	0.78
Er	0.39	0.69	0.57	0.60	1.01	0.84	1.56	3.49	2.42
Tm	0.05	0.11	0.08	0.08	0.20	0.14	0.28	0.58	0.43
Yb	0.34	0.68	0.52	0.50	1.31	0.84	1.99	3.69	2.86
Lu	0.05	0.10	0.07	0.08	0.19	0.12	0.28	0.54	0.44
ΣNTE	59.03	37.49	117.5	81.69	45.55	90.94	37.18	80.97	65.53
(La/Sm)n	3.01	3.05	5.02	5.66	3.47	4.66	2.52	2.12	2.17
Eu/Eu*	0.42	0.93	0.78	1.07	0.87	0.74	0.26	0.10	0.34
(La/Yb)n	25.11	8.23	39.59	29.70	5.04	17.93	2.23	2.49	2.56
(Gd/Yb)n	43.55	16.55	33.57	25.48	8.71	19.11	7.03	9.66	8.91

Çizelge 4.8 (devam)

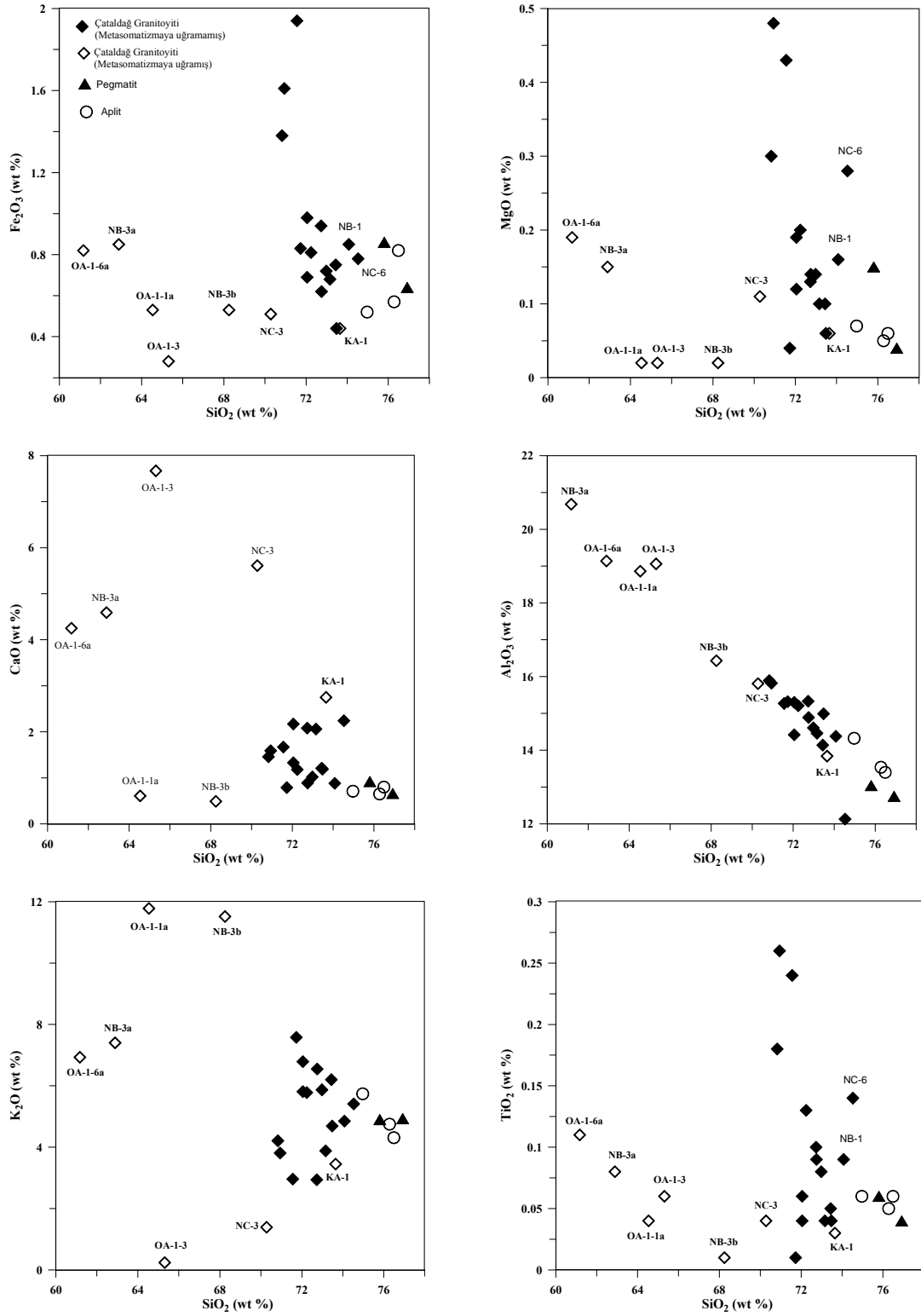
Örnek No	Metasomatik alterasyonların gözlemlendiği örnekler						Pegmatit		
	KA-1	NB-3a	NB-3b	NC-3	OA-1-1a	OA-1-3	OA-1-6a	KR-1	KR-2
Major elementler (%)									
SiO ₂ (%)	73.65	62.89	68.25	70.28	64.54	65.31	61.17	75.80	76.92

Al ₂ O ₃	13.84	19.14	16.43	15.81	18.86	19.06	20.68	13.04	12.75
Fe ₂ O ₃	0.44	0.85	0.53	0.51	0.53	0.28	0.82	0.86	0.64
MnO	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04
MgO	0.06	0.15	0.02	0.11	0.02	0.02	0.19	0.15	0.66
CaO	2.75	4.59	0.49	5.61	0.61	7.67	4.25	0.92	3.23
Na ₂ O	4.46	3.24	1.96	4.27	2.30	4.82	4.11	3.29	4.93
K ₂ O	3.45	7.40	11.52	1.39	11.78	0.24	6.93	4.90	0.06
TiO ₂	0.03	0.08	0.01	0.04	0.04	0.06	0.11	0.11	0.03
P ₂ O ₅	0.56	0.15	0.09	0.38	0.05	1.36	0.39	0.04	76.92
AZ	0.8	1.5	1.0	1.6	1.1	1.1	1.2	1.0	12.75
Toplam	100.08	100.04	100.31	100.03	99.84	99.94	99.88	100.14	0.64
A/CNK	1.02	1.09	1.02	1.16	1.10	1.26	1.14	1.13	1.13
A/NK	1.25	1.43	1.05	1.85	1.14	2.33	1.45	1.22	1.20
CIPW Normları									
Apatit	1.30	0.35	0.21	0.90	0.12	3.20	0.93	0.09	0.07
İlmenit	0.06	0.15	0.02	0.08	0.08	0.11	0.21	0.21	0.11
Manyetit	0.06	0.13	0.07	0.07	0.07	0.04	0.12	0.13	0.09
Ortoklas	20.57	44.44	68.61	8.33	70.56	1.42	41.54	29.25	29.37
Albit	37.99	27.84	16.67	36.72	19.72	41.29	35.29	28.09	27.59
Anortit	7.63	16.07	1.84	20.20	2.75	29.48	17.74	4.35	3.13
Diyopsit	1.55	2.97	-	1.91	-	-	0.88	-	-
Vollastonit	0.28	1.09	-	1.37	-	-	-	-	-
Hipersten	-	-	0.80	-	0.75	0.39	1.07	1.44	0.94
Korundum	-	-	0.07	-	1.35	0.20	-	0.75	0.96
Kuvars	30.56	6.96	11.70	30.40	4.61	23.87	2.23	35.69	37.74
DI	89.12	79.24	96.98	75.45	94.89	66.58	79.06	93.03	94.70
İz elementler (ppm)									
Ba	140.3	1250.2	575.2	212.8	1738.4	140.5	477.2	86.0	31.7
Be	27	5	2	30	3	5	7	5	7
Co	0.7	2.1	0.5	0.6	0.5	<.5	1.2	0.9	0.5
Cs	4.6	7.8	8.0	2.0	7.2	0.2	5.8	10.2	7.7
Sc	1	1	1	2	1	<1	2	3	4
Ga	24.9	21.2	14.9	26.7	20.3	27.1	27.1	15.6	15.5
Hf	1.1	1.3	<.5	1.5	5.9	2	1	3.6	3.8
Nb	6.8	11.0	0.8	12.7	2.8	5.2	16.3	19.8	24.9
Rb	143.1	377.7	496.1	54.4	551.9	4	327.5	221.8	280.5
Sn	1	3	1	4	1	3	11	3	4
Sr	129.4	872.8	251.8	400.5	925	939.7	1029.4	58	23
Ta	2.3	1.5	0.1	5.2	0.4	0.8	4.7	2.7	4.3
Th	0.7	0.9	0.1	2.2	3.7	3.9	4.4	30.5	30.8
U	9.8	7.2	1.4	25.8	7.5	5	5.2	16.4	10.4
V	<.5	<.5	<.5	<.5	9	<.5	<.5	5	<.5
W	0.8	0.5	0.2	2.0	0.6	0.5	0.8	1.0	1.5
Zr	14.6	37.6	1.8	26.8	135.5	52.1	20.6	73.4	66.2
Y	31.3	12.9	4.1	19.5	5.7	50.7	32.7	34.8	30.2
Mo	0.8	1.2	1.5	3.0	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4
Cu	76.1	2.7	3.3	4.1	2.6	3.4	3.5	2.9	4.2
Pb	11.2	18.8	22.9	10.3	7.7	3.3	5.8	10.3	13.2
Zn	29.0	36.0	8.0	23.0	17.0	6.0	17.0	7.0	13.0
Ni	3.0	2.2	0.9	0.3	1.1	0.5	1.5	1.8	0.9
As	0.6	0.7	0.5	0.6	<.5	0.5	<.5	<.5	<.5
Cd	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	<.1	0.1	<.1	<.1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	<.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	1.1	0.2	0.2	1.7	0.1	0.1	1.3	0.1	0.6
Ag	0.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	3.4	0.6	<.5	1.8	0.8	<.5	1.2	<.5	0.6

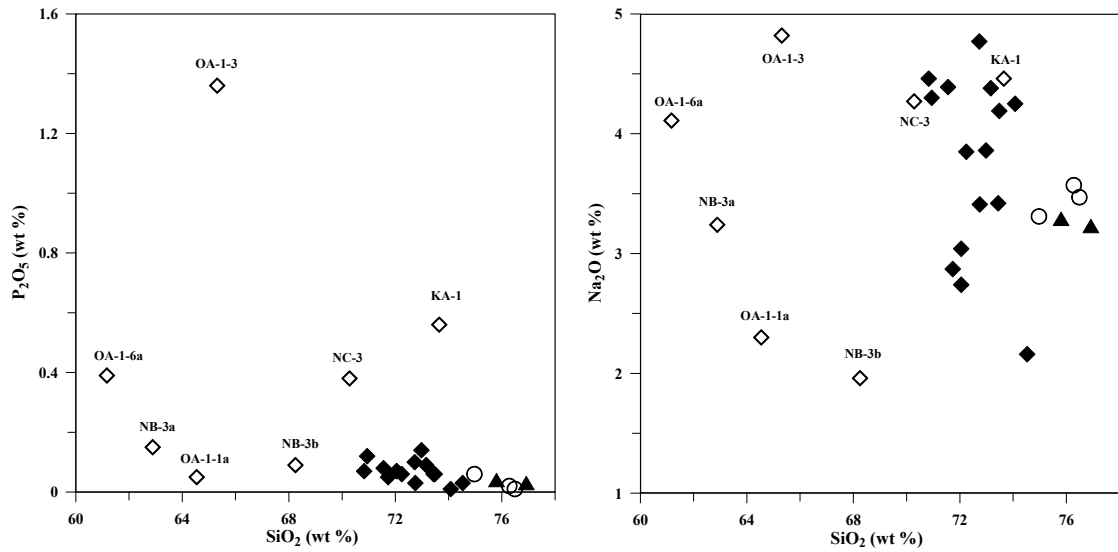
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	0.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	0.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0.1	0.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
La	5.4	2.5	0.8	5.8	6.7	16.1	11.8	11.3	11.7
Ce	13.3	7.2	1.8	13.1	12.4	37.5	22.6	25.9	26.0
Pr	1.76	1.07	0.26	1.74	1.46	5.06	2.68	3.21	3.50
Nd	6.7	4.6	1.2	7.0	6.1	21.5	10.1	12.9	14.9
Sm	2.11	1.38	0.32	2.01	1.06	6.24	3.00	3.54	3.85
Eu	0.19	0.20	0.28	0.24	0.60	0.85	0.48	0.29	0.30
Gd	2.28	1.60	0.47	2.30	0.87	7.42	3.53	3.87	3.71
Tb	0.65	0.35	0.11	0.56	0.16	1.67	0.98	0.86	0.76
Dy	4.06	2.07	0.58	3.24	0.83	9.52	5.66	5.41	4.37
Ho	0.81	0.37	0.13	0.55	0.14	1.59	0.98	1.06	0.84
Er	2.41	1.06	0.25	1.50	0.42	3.94	2.47	3.16	2.46
Tm	0.46	0.16	0.05	0.24	0.07	0.51	0.35	0.51	0.43
Yb	2.95	1.03	0.27	1.26	0.60	2.60	1.81	3.33	2.77
Lu	0.38	0.14	0.04	0.16	0.10	0.29	0.23	0.48	0.45
ΣNTE	43.46	23.73	6.56	39.7	31.51	37.18	66.67	75.85	76.04
(La/Sm)n	1.65	1.17	1.61	1.86	4.08	2.52	2.54	2.06	1.96
Eu/Eu*	0.26	0.41	1.53	0.34	1.85	0.26	0.45	0.30	0.24
(La/Yb)n	1.31	1.74	2.13	3.30	8.01	2.23	4.68	2.43	3.03
(Gd/Yb)n	6.39	12.85	14.40	15.10	12.00	7.03	16.13	9.61	11.08

Çizelge 4.8 (devam)

Major elementler (%)	Erdağ (1976)					Akyüz, 1995		
	215	235-B	443					
SiO ₂ (%)	67.2	69.00	68.30	74.40	74.5	71.52	67.9	72.94
Al ₂ O ₃	15.50	14.70	14.40	15.00	13.35	14.58	15.51	15.03
Fe ₂ O ₃	3.40	3.80	3.30	1.30	0.90	1.36	3.55	0.71
MnO	0.10	0.10	0.10	0.02	0.03	0.02	0.11	0.01
MgO	1.5	2.10	1.30	0.10	0.10	0.19	0.75	0.30
CaO	2.45	2.85	2.25	1.85	0.70	1.68	2.91	1.64
Na ₂ O	3.88	3.64	3.60	3.86	4.34	3.89	4.29	4.03
K ₂ O	4.44	3.72	4.10	4.10	4.34	4.44	3.04	4.64
TiO ₂	0.34	0.44	0.34	0.07	0.05	0.13	0.32	0.13
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.11	0.01	0.01	0.10	0.15	0.12
AZ	0.11	0.37	0.38	0.35	0.25	0.25	0.53	0.35
Toplam	99.03	100.83	98.18	100.66	98.57	98.23	99.07	99.56
A/CNK	1.16	1.17	1.16	1.20	1.07	1.14	1.19	1.14
A/NK	1.38	1.47	1.39	1.39	1.13	1.30	1.50	1.29
CIPW Normları								
Apatit	0.25	0.25	0.25	0.02	0.02	0.23	0.35	0.28
İlmenit	0.65	0.84	0.66	0.13	0.09	0.25	0.63	0.25
Manyetit	0.49	0.55	0.49	0.19	0.13	0.20	0.52	0.10
Ortoklas	26.59	21.98	24.88	24.11	26.12	26.83	18.32	27.54
Albit	33.25	30.80	31.22	32.49	37.40	33.59	36.98	34.27
Anortit	11.58	12.73	10.74	9.06	3.46	7.88	13.70	7.40
Diyopsit	-	0.57	-	-	-	-	-	-
Vollastonit	-	-	-	-	-	-	-	-
Hipersten	8.25	9.73	7.67	1.99	1.51	2.50	6.64	1.56
Korundum	0.14	-	0.21	0.86	0.27	0.57	0.22	0.69
Kuars	18.75	22.55	23.87	31.15	31.00	27.96	22.64	27.90
DI	78.60	75.34	79.97	87.76	94.52	88.38	77.94	89.71



Şekil 4.10. Çataldağ Granitoidi'nin majör oksit bileşimleri için Harker değişim diyagramları.



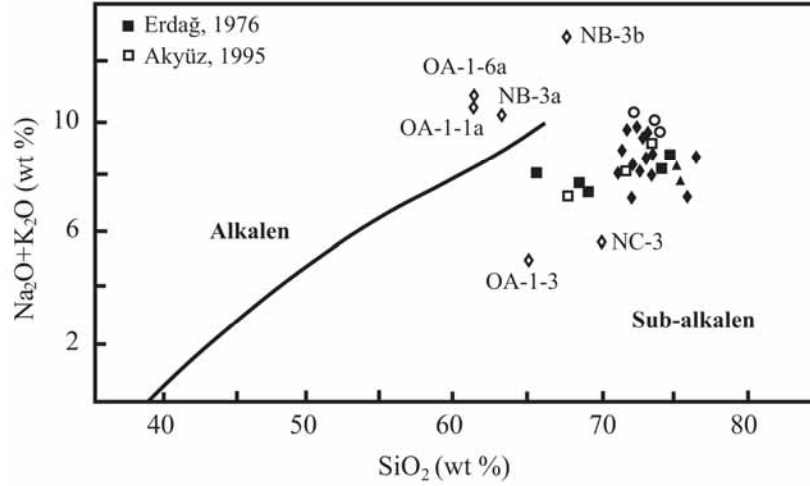
Şekil 4.10 (devam)

Majör oksitlerde gözlenen değişimler element davranışları, iyonik potansiyel ya da minerallerin H_2O içeriği ve ortamdaki CO_2 bileşimi ile yakından ilişkilidir. Ca iyonik potansiyeli düşük bir element olduğu için serbest olarak çözülebilir ve çözelti içinde taşınabilir. İyonik potansiyeli düşük olan Al ve geçiş elementi olan Fe daha zor çözüldüğünden mineral yüzeylerine yapışarak daha hareketsiz davranırlar. CO_2 'in alümina silikat eriyikler içindeki çözünürlüğü H_2O kadar yüksek değildir. Ancak CO_2 ile birlikte suyun da sistemde bulunması, CO_2 'in çözünürlüğünü artırıcı bir etki yapar. Ağırlık olarak yaklaşık %5 CO_2 içeren çözelti magmadaki element çözünürlüklerinin şu sıra ile gerçekleşmesine neden olur: $Si > Al >> K > Na >> Ca$ (Burnham, 1967). Bu bakımdan CO_2 konsantrasyonunun Si ve Al çözünürlükleri üzerinde oldukça önemli bir etkisi bulunmaktadır. Bu elementlerin skarn zonları ve plüton içindeki bollukları doğrudan magmanın CO_2 miktarı ile ilgilidir (Kuşcu, 2001). Dünyanın değişik yerlerinde karbonatlı kayaç dokanaklarında gelişmiş skarn zonlarında alkaliler genellikle plütonun kenar kesimlerinde yoğunlaşarak yaygın siyenitleşmelere ve alkali metasomatizmasına neden olurken Si ve Al plüton dışında daha uzak noktalara taşınabilmektedir. Bir elementin herhangi bir hidrotermal akışkan içinde uzak mesafelere taşınıp taşınmaması doğrudan o elementin akışkan içindeki çözünme miktarı ile ilgilidir. Bu durumda, daha fazla çözünen Si ve Al, akışkan içerisinde devamlı çözünme eğiliminde olduğu için çözeltide kalarak uzak zonlara kadar iletilebilmektedir.

Göreceli olarak daha az çözünen Na ve K daha kısa mesafelerde kristal yapısına girerek genellikle plütonun içinde ya da ona yakın alanlarda ayrılmakta ve bu bölgelerde alkali metasomatizmasına neden olmaktadır (Kuşçu, 2001).

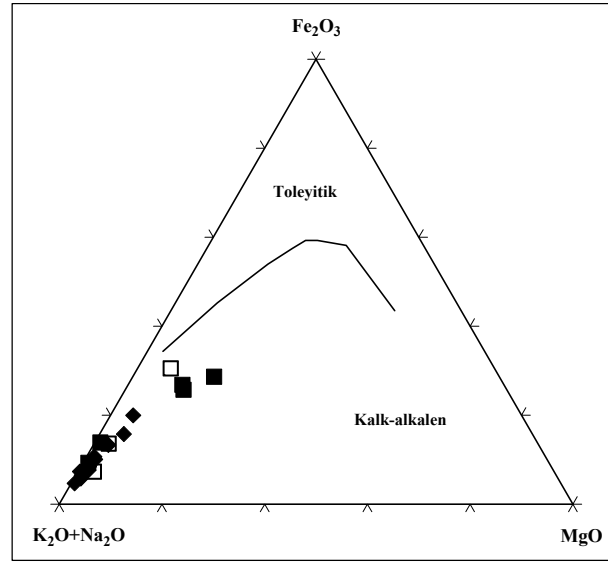
4.2.2.2 Çataldağ Granitoyidi'nin sınıflaması

Çataldağ Granitoyidi TAS (toplam alkali silika) diyagramında sub-alkalen (Şekil 4.11), AFM diyagramında ise kalk-alkalen alanına düşmektedir (Şekil 4.12).

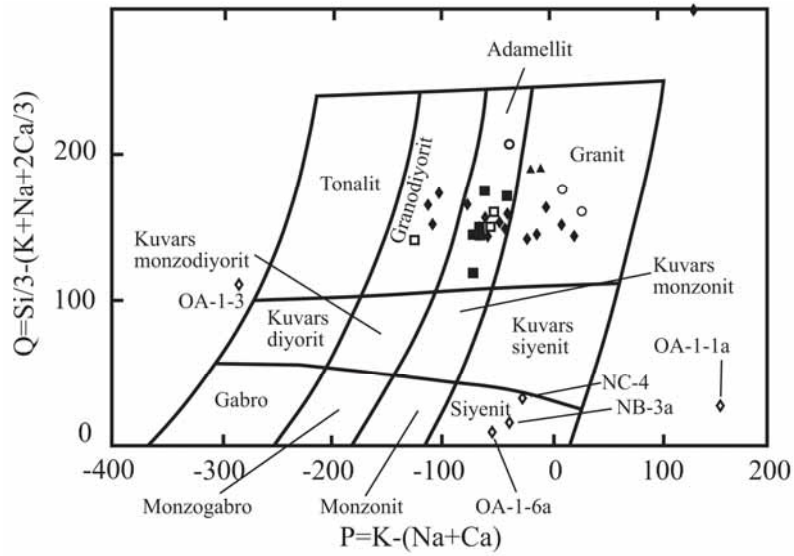


Şekil 4.11. Çataldağ Granitoyidi'nin TAS diyagramına göre sınıflaması (Irvine and Baragar, 1971) (örneklerin simgeleri Şekil 4.10 ile aynıdır).

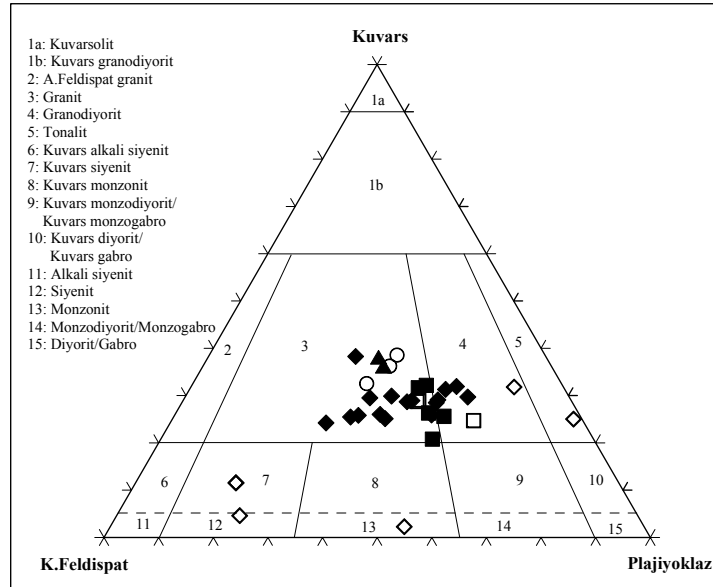
Jeokimyasal analizlerden hesaplanan $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$ ve $P = K - (Na+Ca)$ değerlerine göre, Çataldağ Granitoyidi granit, adamellit ve granodiyorit bileşimindedir (Debon and Le Fort'a, 1983) (Şekil 4.13). Buna ek olarak, CIPW normlarına göre çizilmiş (Çizelge 4.8) Kuvars - A-Feldspat - Plajiyoklaz diyagramında (Streckeisen, 1976, 1979) granit ve granodiyorit bileşimleri elde edilmiştir (Şekil 4.14). Metasomatik alterasyona uğramış örnekler ise bu diyagramlarda tonalit, kuvars siyenit, siyenit ve monzonit alanlarına düşmektedir.



Şekil 4.12. Çataldağ Granitoyidi'nin magma karakteristiğine göre sınıflaması (Irvine and Baragar, 1971) (örneklerin simgeleri 4.11 ile aynıdır).

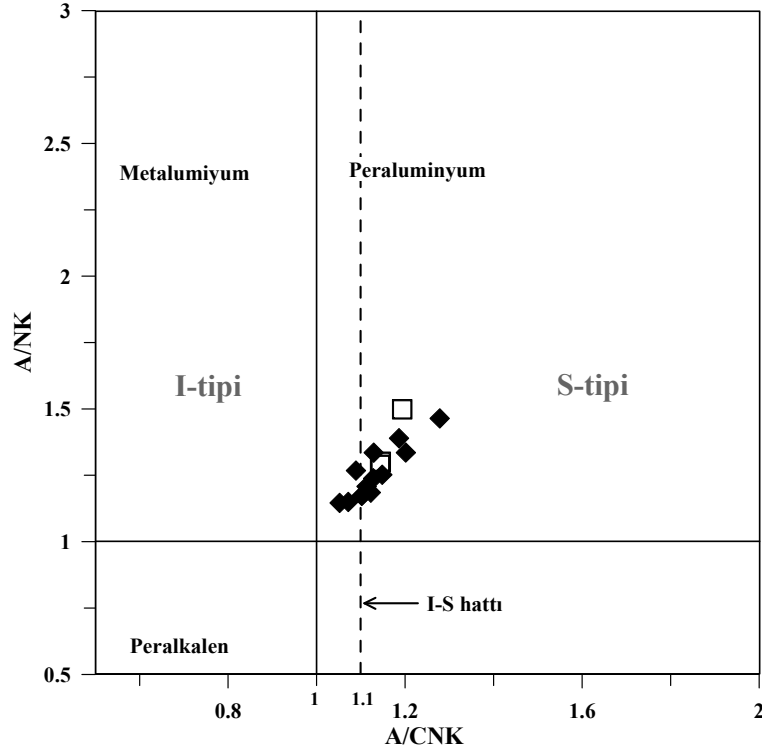


Şekil 4.13. Çataldağ Granitoyidi'nin $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ ve $P = K - (Na + Ca)$ sınıflama diyagramındaki yeri (Irvine and Baragar, 1971) (örneklerin simgeleri Şekil 4.10 ve 4.11 ile aynıdır).

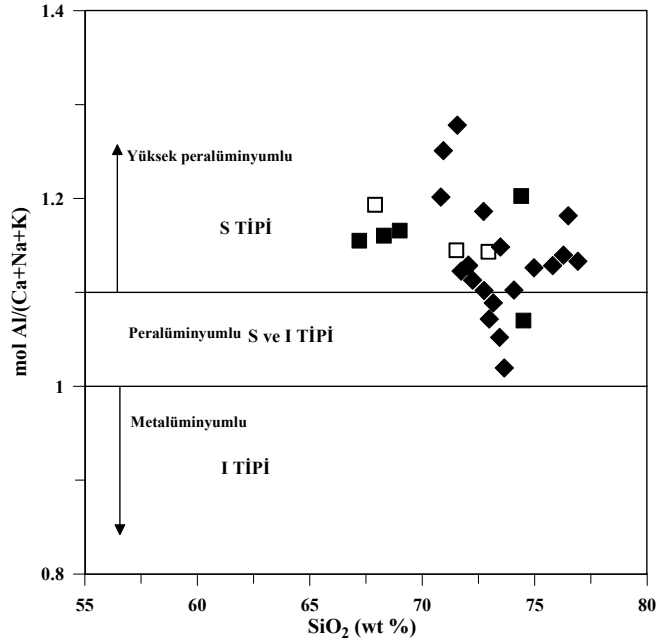


Şekil 4.14. Çataldağ Granitoidi'nin Streckeisen (1976, 1979)'a göre sınıflaması (örneklerin simgeleri Şekil 4.10 ve 4.11 ile aynıdır).

Çataldağ Granitoidi Maniar and Piccoli (1989)'un mafik mineral kimyasına göre yaptığı sınıflamada I-S tipi ayırım çizgisine yakın ve peralümino alanına düşmektedir (Şekil 4.15.). Clarke (1992)'nin alüminyum doygunluk indeksi sınıflamasına göre, Çataldağ Granitoidi örneklerinin mol $Al/(Ca+Na+K)$ değeri >1 şeklindedir (Şekil 4.16). Bu sınıflamada $A/(CNK)=1-1.1$ peralüminyumlu I-S tipi granitoidleri, $A/(CNK)>1.1$ yüksek peralüminyumlu S tipi granitoidlere, $A/(CNK)<1$ ise metaluminyumlu I tipi granitoidlere karşılık gelmektedir. Çataldağ Granitoidi yüksek peralüminyum karakteri ile S tipi ve I-S tipi granit sınıfına girmekte ve buna paralel olarak birtakım mineralojik farklılıklar da sunmaktadır. I ve S tipi granitlerin ve Çataldağ Granitoidi'nin genel özellikleri Çizelge 4.9'da verilmiştir.



Şekil 4.15. Çataldağ Granitoyidi'nin mol A/NK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$)- A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) göre magma karakteristiği (Maniar and Piccoli, 1989) (örneklerin simgeleri Şekil 4.11 ile aynıdır).



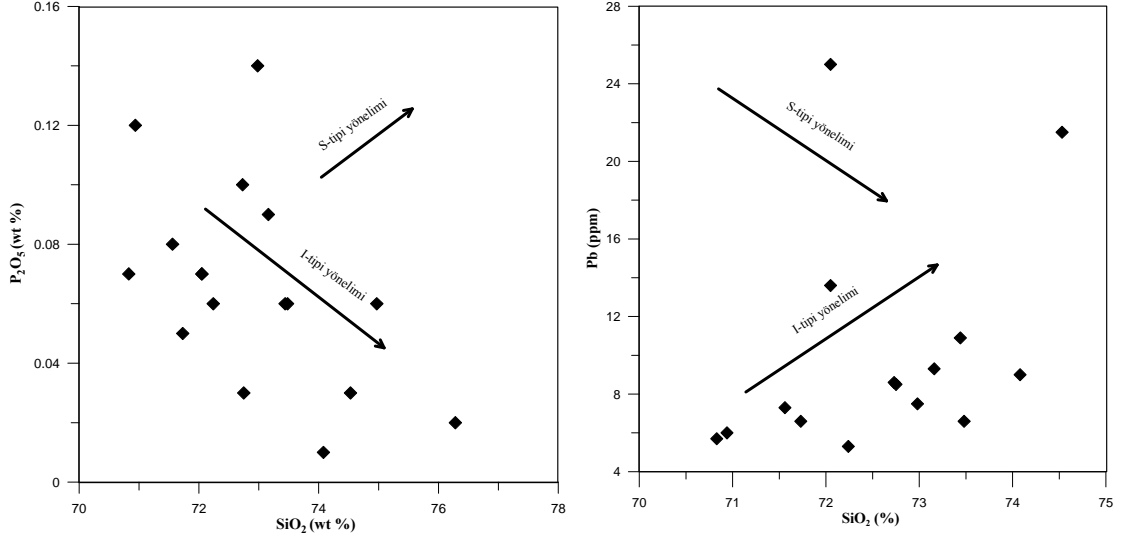
Şekil 4.16. Çataldağ Granitoyidi'nin mol Al/(Ca+Na+K)-SiO₂ diyagramında magma karakteristiği (Clarke, 1992) (örneklerin simgeleri Şekil 4.11 ile aynıdır).

Çizelge 4.9. Çataldağ Granitoyidi ve I - S tipi granitoyidlerin genel karakteristikleri (White et al., 1977; Takahashi et al., 1980).

Karakteristikler	I-tipi	S-tipi	Çataldağ Granitoyidi		
			Erdağ, 1976	Akyüz, 1995	Bu çalışma
Mol A/CNK	≤ 1.1	≥ 1.1	1.15	1.16	kenar fasiyeste 1.14 (ort.)
Normatif korundum	≤ 1	≥ 1	0.30	0.49	kenar fasiyeste 0.77 (ort.)
Horblend	var	yok	var	var	çekirdekte var
Sfen	var	yok	var	var	var
Manyetit	var veya yok	yok			var
Muskovit	yok	var		var	kenar fasiyeste var
Granat	yok	var		var	kenar fasiyeste var
Kayaç tipi	kuvars diyorit, granodiyorit, granit	sadece granit	granit granodiyorit	granit granodiyorit	granit granodiyorit

Chappel and White (1992)'e göre, I-tipi ve S-tipi granitoyidlerin ayırımında kullanılan bir diğer önemli kriter de SiO_2 'e karşı P_2O_5 ve Pb'nin davranışdır. I-tipi granitoyidlerde SiO_2 'in artışı ile P_2O_5 'de azalma, Pb'de ise artış gözlenirken S-tipi granitoyidlerde tam tersi bir ilişki söz konusudur (Şekil 4.17).

W skarnlar yaygın olarak granit ve granodiyorit bileşimli plütonik kayaçlarla ilişkilidirler. Bazı araştırmacılar W skarnlarla ilişkili plütonları jeokimyasal olarak sınıflandırmanın ve karakterini belirlemenin zor olduğuna değinmişlerdir (Newberry and Swanson, 1986; Blevin and Chappell, 1995; Newberry, 1998). Birçok W skarn plütonu I tipi ve S tipi olarak tanımlanırken, bir kısmı da peralüminyumlu karaktere sahip olduklarından I ve S tipi ayırımı net olarak yapılamamıştır. Ayırımın net olarak yapılamadığı bu granitlerde alüminyum/alkali oranındaki artışın (S tipi karakter) ayırılma indeksi (DI) ve hidrotermal alterasyonlara bağlı olduğu belirtilmiştir (Newberry and Swanson, 1986).

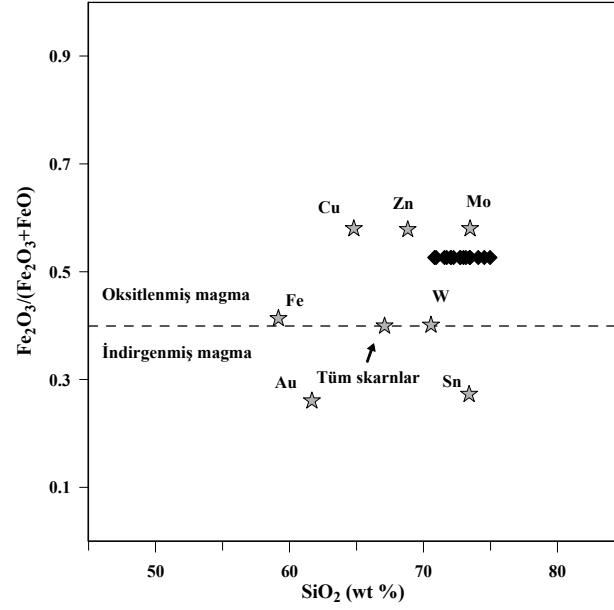


Şekil 4.17. Çataldağ Granitoidi'nin SiO_2 'ye karşılık P_2O_5 ve Pb grafikleri (Chappel and White, 1992).

Çataldağ Granitoidi çekirdek kısımda saptanan metalümino karakterli hornblend ve biyotit mineralleri ile I tipi granitoid özelliğini taşır. Kenar fasiyeslerde ise biyotit, muskovit ve granat gibi peralümino karakterli mineraller gözlenir. Jeokimyasal analizlerde de normatif korundum < 1 olarak hesaplanmıştır. Kenar fasiyeslerde alüminyum/alkali oranındaki artış I ve S tipi ayrımını güçleştirmektedir. SiO_2 'ye karşılık çizilen P_2O_5 ve Pb diyagramlarında ise I tipi yönelimin baskın olduğu gözlenmektedir. Alüminyum/alkali oranındaki artış fraksiyonel kristalleşmeyi gösterdiği gibi hidrotermal alterasyonları da yansıtmaktadır. Özellikle skarn zonlarına yakın alandaki örneklerin alüminyum ve alkali oranlarının değiştiği görülür (Şekil 4.10). Bu değişimler fraksiyonel kristallenme ile birlikte hidrotermal alterasyonların da etkili olduğuna işaret etmektedir.

Skarn oluşumunda önemli diğer bir kriter de magmanın oksitlenme derecesidir (Meinert et al., 2005). Kalk-alkali özellikteki manyetit ve ilmenit serisi granitoidleri birbirinden ayırt etmek için $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ oranı bir ölçüt olarak kullanılmıştır. Fe^{+3}/Fe^{+2} oranı manyetit serisi granitoidlerde ilmenit serisine göre yüksektir. Bu özellik manyetit serisi granitoidlerin ilmenit serisine göre oksijen fugasitesinin daha yüksek olduğu koşullarda kristalleştiğini gösterir (Ishihara, 1975). Tüm kayaç Fe_2O_3

içeriğinden $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ oranları hesaplanarak elde edilen oksitlenme dereceleri Şekil 4.18’de verilmiştir. SiO_2 ve $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ oranlarına göre Çataldağ Granitoyidi oksitlenmiş koşulları yansıtmaktadır.



Şekil 4.18. Çataldağ Granitoyidi'nin skarnlarla ilişkili plütonlara göre göreceli oksitlenme derecesi (Meinert et al., 2005).

4.2.2.3 İz element jeokimyası

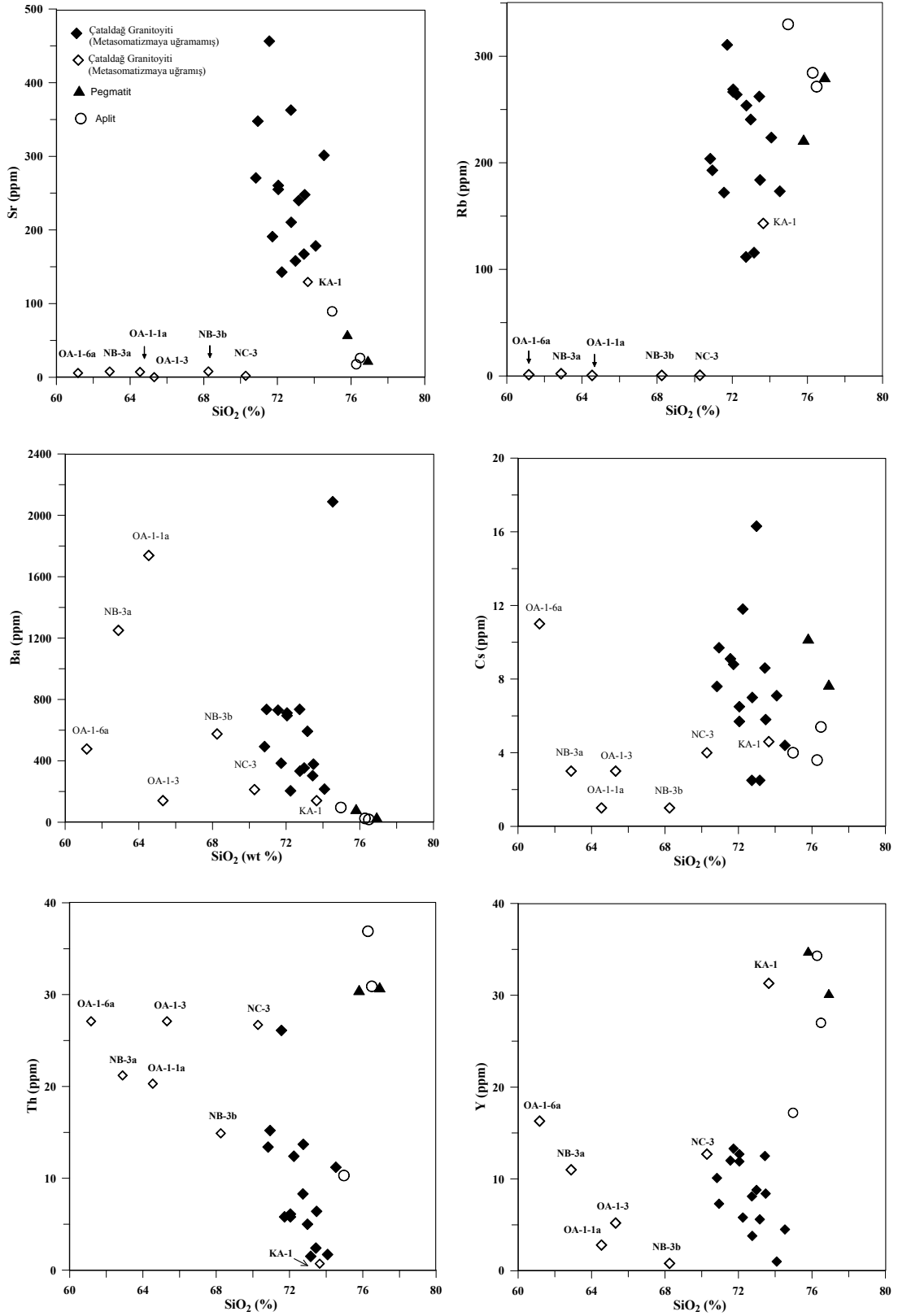
Majör oksitler gibi iz elementler de fraksiyonel kristallenme sürecini ve bu sürece etki eden faktörleri incelemek için kullanılır. Majör oksitler kayacı oluşturan ana minerallerin bünyesinde toplanırken iz elementler ise ana ve aksesuar minerallerin bünyesinde yer alırlar. Granitik magma içerisinde ilk başta oldukça düşük konsantrasyonlarda olan iz elementler (Nb, Zr, Y, Th ve Hf), magmatik ayrımlanmanın son evrelerine kadar magma içerisinde zenginleşirler. Belirli bir doygunluğa ulaşıncı aksesuar minerallerinin bünyesine katılırlar. Bu elementlerden Y ağır toprak elementleri gibi davranarak granat, piroksen ve amfibolün yapısına girmekte ancak bu minerallerin fraksiyonlanmasından dolayı kristallenmenin son evresinde bolluğu azalmaktadır. Magmatik ayrımlanmaya bağlı olarak son üründe silikanın artışı ile Rb

pozitif anomali sergilerken Ba ve Sr ise negatif anomali sergilerler. Ayrıca Na ve Th iyonik yarıçapları birbirine çok yakın elementlerdir. Bu yüzden Th elementi, Na gibi davranabilir.

Çataldağ Granitoyidi'ne ait iz elementler Harker diyagramlarında incelendiğinde majör oksitler gibi skarn zonlarına doğru farklı davrandıkları gözlenir (Şekil 4.19). Bu farklılıklar şu şekildedir:

* Çataldağ Granitoyidi'nde alterasyona uğramamış örneklerde SiO_2 değerindeki artışla Ba, Th ve Y hafif azaldığı gözlenir. Sr, Rb ve Cs'da ise düzenli bir ilişki gözlenmez. Rb, K'un yerini alarak K-feldspat, horblend, biyotit gibi minerallerin bünyesine girebilmektedir. Fraksiyonel kristalleşme sırasında bu mineraller geç evrelerde kristalleştiğinden SiO_2 ile artan bir yönelim gösterir. Benzer durum Cs elementi içinde geçerli olup geç evrelerde oluşan minerallerin bünyesinde yer almaktadır. Sr elementinin Ca'un yerini alması nedeniyle, Ca'ca zengin plajiyoklazların fraksiyonlanması ile ilişkili olarak davranış sergiler. Ba'un tüm davranışları Rb gibidir. Ancak yüksek sıcaklık feldspatlarında daha fazla bulunmasından dolayı eş kökenli bir magmanın ayrılaşması esnasında yüksek sıcaklık feldspatlarından daha düşük sıcaklık içerenlere doğru, yani silika içeriğinin azaldığı yöne doğru azalma gösterebilir. Böylece eş kökenli magmatik ayrılaşma esnasında ilk oluşan kayalarda SiO_2 ile artan, son oluşanlarda ise azalan yönelim sunar.

* Metasomatik alterasyonların gözlemlendiği örneklerde ise Sr ve Rb elementlerinin alterasyona uğramamış örneklere göre tüketildiği dikkati çeker. Ba ve Y elementi SiO_2 artışı ile azalmakta ve alterasyona uğramamış örneklere benzer yönelim sunmaktadır. Bu elementler K ve Ca metasomatizmasına uğramış örneklerde zenginleşmişlerdir. CIPW normlarında, Ba (OA-1a, NB-3b ve NB-3a) ve Y'ca zengin örneklerde (KA-1, OA-1-6a, NC-3 ve NB-3a) ise piroksen ve/veya apatit yüksek bollukta hesaplanmıştır (Çizelge 4.8) Th elementi ise özellikle Na metasomatizmasına uğramış örneklerde yoğunlaşmışlardır. CIPW normlarında ise bu örneklerin (OA-1-6a, OA-1-3) albit miktarı oldukça yüksek olarak bulunmuştur.

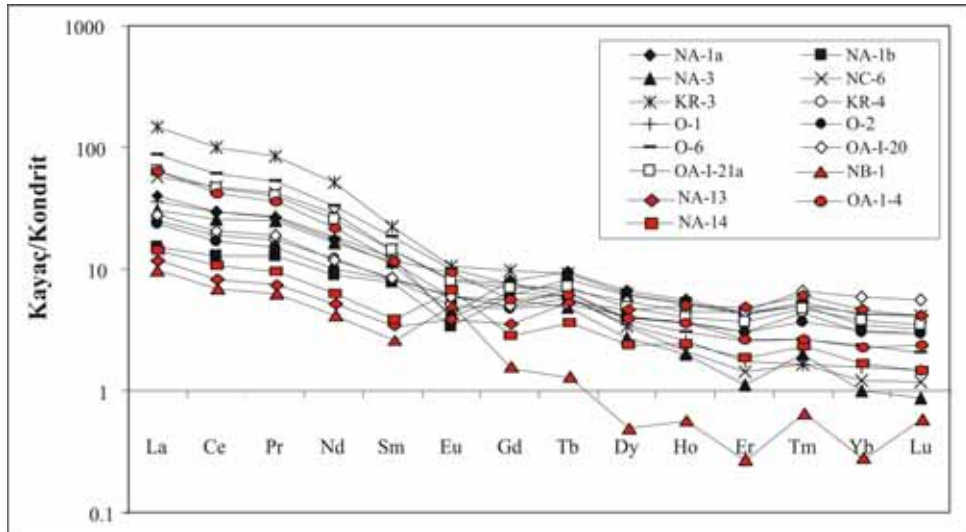


Şekil 4.19. Çataldağ Granitoyidi'ne ait iz elementlerin Harker değişim diyagramları.

4.2.2.4 Nadir toprak elementler jeokimyası

Çataldağ Granitoyidi'nin toplam nadir toprak element (NTE) içerikleri alterasyonun gözlenmediği örneklerde 14.17 - 190.63 ppm, metasomatik alterasyonun gözlendiği örneklerde 6.56 - 66.67 ppm, aplit ve pegmatit granit örneklerinde ise 37.18 - 80.97 ve 75.85 - 76.07 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 4.8). Alterasyonun gözlenmediği örneklerden diğer kayaç tiplerine doğru NTE konsantrasyonları azalmaktadır. Bu kayaçlar kondritlere göre normalize edilmiş diyagramlarda bazı farklılıklar sunmaktadırlar. Bu değişimler şu şekildedir;

* Çataldağ Granitoyidi'ne ait alterasyona uğramamış örnekler NTE içeriklerine göre HNTE'ce zenginleşmiş bir desen sunmaktadırlar (Şekil 4.20). $[(La/Yb)_n] = (La/0,237)/(Yb/0,17)$ oranı 2.74 - 50.74 (ort. 20.83) arasında değişmektedir (Sun and McDonough, 1989) (Çizelge 4.8). Eu $[Eu/Eu^* = (Eu/(Sm+Gd)*0.5)]$ oranları ise 0.42-2.44 arasında olup pozitif ve negatif anomali sunmaktadır (Sun and McDonough, 1989).

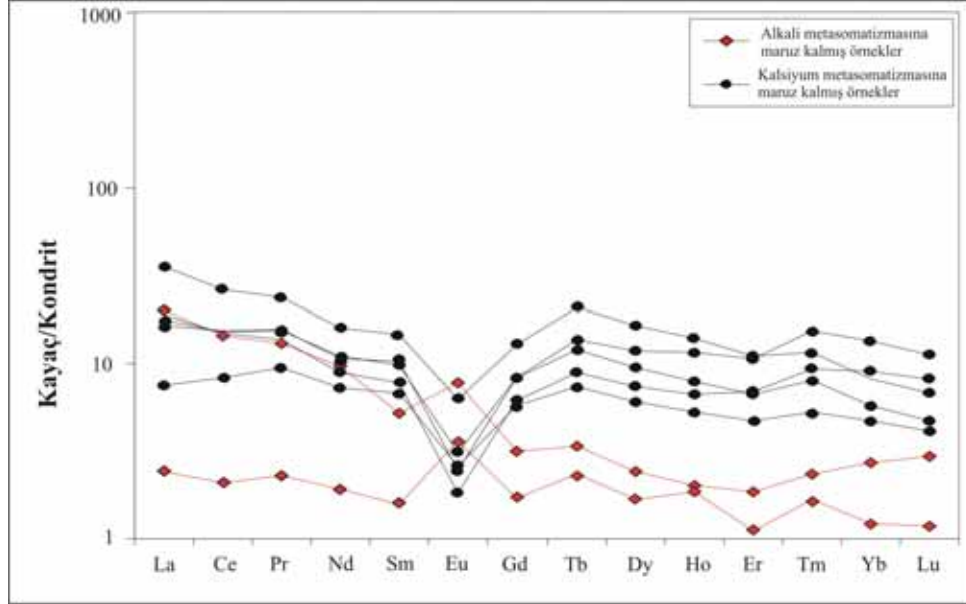


Şekil 4.20. Çataldağ Granitoyidi'ne ait alterasyonların gözlenmediği örnekler için NTE grafikleri (kondritlerin normalize değerleri Nakamura 1974'den alınmıştır).

Eu, okside koşullar altında +3, indirgenmiş koşullar altında ise +2 değerlikli olması ile diğer NTE den farklılık sunan bir elementtir. Eu/Eu* oranı indirgenmiş koşullar altında basınç, sıcaklık ve akışkanın pH'ına bağlı olarak artar (Bau, 1991). Bau (1991) infiltrasyon ve kayaç etkileşimi ile akışkanların yan kayaçların NTE içeriklerini tüketemeyeceğini ancak değiştirebileceğini ileri sürmüştür. Özellikle orta dereceli asidik koşullar altında kayaç ile etkileşim sonucunda akışkanlara aktarılan NTE'lerin kayacın NTE içeriklerini değiştirebileceğini belirtmiştir. Akışkanların HNTE içeriğinin yan kayaçlarınkinden yüksek olduğu durumda yuropyumun +2 değerlikte olduğunu ve bu nedenle pozitif anomali sergilediğini tespit edilmiştir (Bau, 1991). OA-1-14, NA-14 ve NB-1 örneklerinde Eu'un pozitif anomali sunması hidrotermal akışkanlarının infiltrasyonuna ve akışkan-kayaç etkileşimine işaret etmektedir.

* Metasomatik alterasyon izlerinin gözlemlendiği örnekler alterasyona uğramamış örnekler ile karşılaştırıldığında NTE elementlerince tüketildikleri göze çarpar (Şekil 4.21). Alterasyonun gözlenmediği ve alterasyonların gözlemlendiği örneklerde [(La/Yb)_n=(La/0,237)/(Yb/0,17)] oranları sırasıyla 2.74 ila 50.74 (ort. 20.83) ve 1.31-8.01 (ort. 2.93) arasında değişmektedir (Çizelge 4.8). Metasomatik alterasyon izlerinin belirlendiği örnekler kondritlere göre normalize edilmiş diyagramlarda iki farklı desen sergilemektedirler (Şekil 4.21). Alkali metasomatizmasına uğramış (NB-3b; OA-1-1a) örneklerin HNTE ve ANTE konsantrasyonlarının kalsiyum metasomatizmasına uğramış (KA-1; OA-1-1a, 3, 6a; NB-3a; NC-3) örneklere göre daha fakir olduğu belirlenmiştir. Bu örneklerin (La/Sm)_n oranları sırasıyla 1.61 ila 4.08 (ort. 2.85) ve 1.17 ila 2.54 (ort. 2.01), (Gd/Yb)_n oranları ise 2.13 ila 8.01 (ort. 4.88) ve 1.31 ila 4.68 (ort. 2.65) arasında değişmektedir (Sun and McDonough, 1989) (Çizelge 4.8). Farklı alterasyonların geliştiği bu örneklerde Eu/Eu* oranları da farklılık gösterir. Eu/Eu* oranları sırasıyla 1.53 ila 1.85 (ort. 1.69) ve 0.26 ila 0.45 (ort. 0.34) arasında olup pozitif ve negatif anomaliler sunmaktadır. Bau (1991) metamorfizma esnasında kayaçların nötr ila bazik şartlar arasında akışkan-kayaç etkileşimi ile Eu'un negatif anomali verdiğini belirlemiştir. Bununla birlikte yüksek akışkan/kayaç oranının sağlanması ile HNTE'in tercihli olarak uzaklaştırıldığını belirtmiştir. Bölgedeki kalsiyum metasomatizmasına uğramış örneklerin alkali metasomatizmasına maruz kalmış örneklere daha keskin Eu

anomali sunması karbonatlı kayalarla akışkan arasında etkileşim gerçekleştiğine işaret etmektedir.

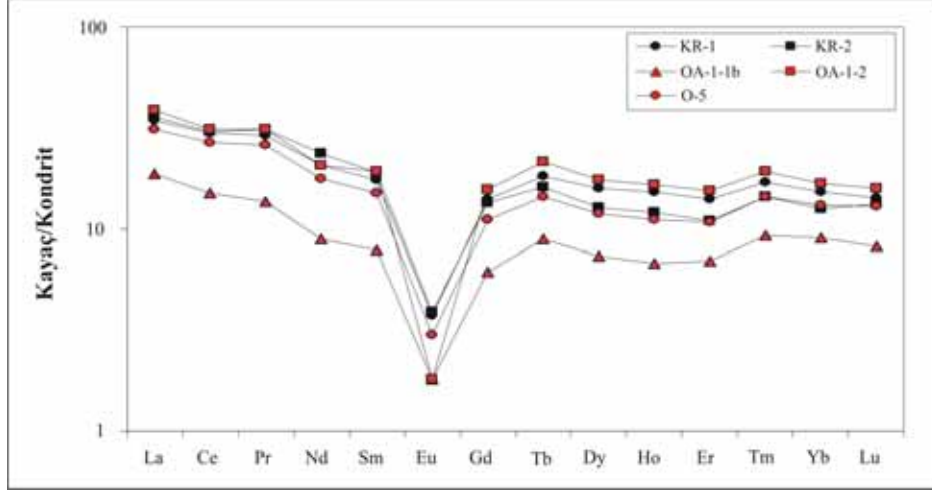


Şekil 4.21. Çataldağ Granitoyidi'ne ait metasomatik alterasyonların gözlendiği örnekler için NTE grafikleri (kondritlerin normalize değerleri Nakamura 1974'den alınmıştır).

Bölgedeki aplit ve pegmatit damarlarının NTE içeriğinin oldukça düştüğü gözlenir (Şekil 4.22). (La/Yb)n oranları sırasıyla 2.23 - 2.56 ve 2.43 - 3.03 arasında değişmektedir. Eu ise kuvvetli bir şekilde negatif anomali sunmaktadır.

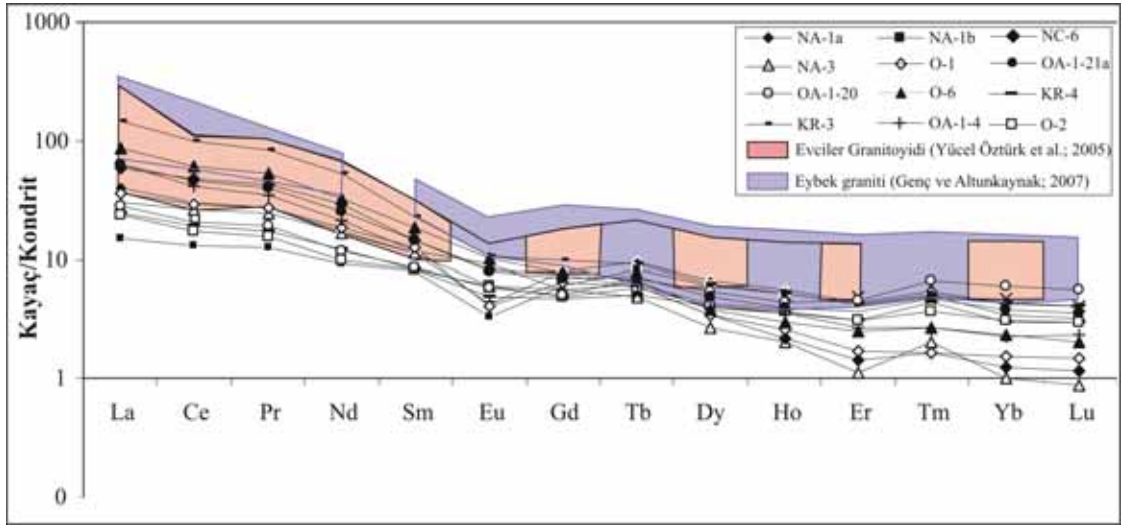
4.2.3 Çataldağ Granitoyidi'nin iz ve nadir toprak elementleri içeriklerinin Batı Anadolu'daki granitoidler ile karşılaştırılması

Çataldağ Granitoyidi, Batı Anadolu'daki Oligo-Miyosen yaşlı sub-alkalen ve kalk-alkalen karakterli Eybek Graniti ve Evciler Granitoyidi'ne ait NTE içerikleri ile karşılaştırıldığında (Genç ve Altunkaynak, 2007; Yücel Öztürk et al., 2005) uyumlu bir

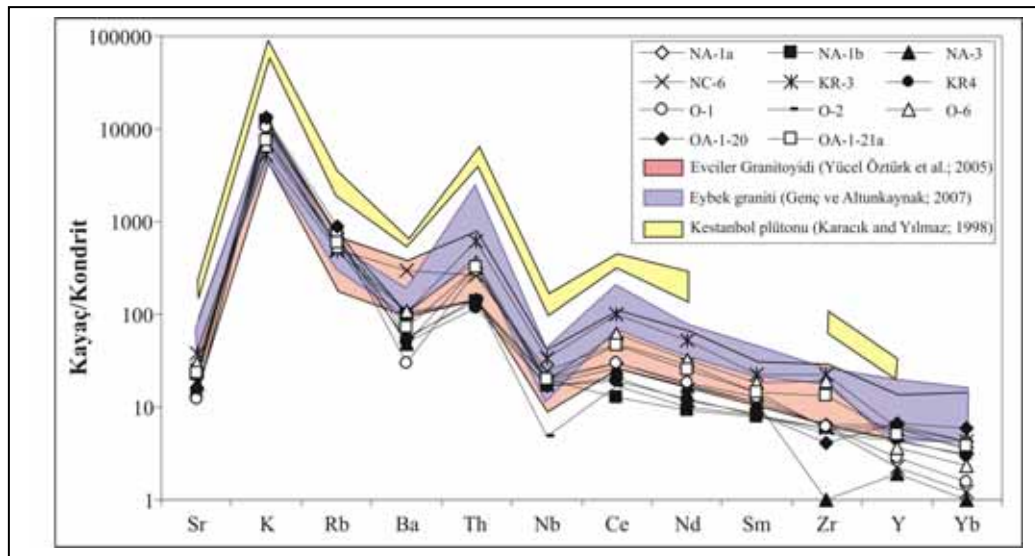


Şekil 4.22. Çataldağ Granitoyidi'ne ait aplit ve pegmatit granitlere ait örnekler için NTE grafikleri (kondritlerin normalize değerleri Nakamura 1974'den alınmıştır). (Kırmızı ile gösterilen NTE değerleri aplit, siyah ile gösterilen NTE değerleri ise pegmatit granit örneklerine aittir).

desen sunar (Şekil 4.23). Her üç granitoyidin de HNTE'ce zenginleştiği ve Eu'un negatif anomali sunduğu gözlenir. Çataldağ Granitoyidi HNTE ve ANTE bakımından diğer granitoyidlere göre daha fakirdir. Çoklu elementlerin değerlendirildiği başka bir diyagramda Eybek Graniti, Evciler Granitoyidi ve Kozak plütunu (Genç ve Altunkaynak, 2007; Yücel Öztürk et al., 2005; Karacık and Yılmaz, 1998) ile karşılaştırıldığında yine desenlerin uyumlu olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.24). Çoklu diyagramda litofil elementlerden (LILE) Sr, K, Ba, Rb ve Th kalıcılığı yüksek elementlerden (HFSE) Nb, Ce, Zr, Y ve NTE (Nd, Sm, Yb) elementleri kondritlere göre normalize edilmişlerdir. Bu plütonlarda LIL elementlerinden Sr ve Ba içeriğinde bağlı fakirleşme K, Rb içeriğinde ise zenginleşmeler gözlenir. LIL elementlerindeki fakirleşme ve zenginleşmeler feldspatların Ca'ca fakir ancak K'ca zengin olduğunu ve düşük sıcaklıkta oluştuğunu gösterir.



Şekil 4.23. Çataldağ Granitoyidi ve Batı Anadolu'daki diğer plütonik kayalara ait örnekler için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır).



Şekil 4.24. Çataldağ Granitoyidi ve Batı Anadolu'daki plütonik kayalara ait örnekler için çoklu element grafikleri (kondrit normalize değerler Thompson 1982'den alınmıştır).

Batı Anadolu'daki plütonik kayalar baskın metalüminyumlu ve az peralüminyumlu I tipi granitoyidlerdir (Altunkaynak and Yılmaz, 1998; Genç 1998; Aldanmaz et al., 2000; Yücel Öztürk et al.; 2005; Genç ve Altunkaynak, 2007; Dilek

and Altunkaynak, 2007). Fe_2O_3 , MgO , CaO ile SiO_2 ve K_2O ile SiO_2 içerikleri arasında artan ve azalan yönelimler kayaçların mafikten felsiğe doğru ayrımlaşmalı kristallenme geçirdiğini gösterir (Altunkaynak and Yılmaz, 1998; Genç 1998; Aldanmaz et al., 2000; Yücel Öztürk et al.; 2005; Genç ve Altunkaynak, 2007; Dilek and Altunkaynak, 2007). Büyük iyon yarıçaplı (LIL; K, Rb, Ba, Th ve U) elementlerindeki zenginleşme ve kalıcılığı yüksek (HFS; Nb, Ta ve Ti) elementlerindeki fakirleşmeler magmanın dalma-batma süreci ile ilişkili olarak geliştiğine işaret etmektedir. Batı Anadolu'daki plütonik kayaçların iz element içerikleri ve izotop oranları ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$) bunların manto kökenli ve kıtasal kabukla kirletilmiş volkanik yay granitleri (VAG) olduğunu gösterir (Altunkaynak and Yılmaz, 1998; Genç 1998; Aldanmaz et al., 2000; Yücel Öztürk et al., 2005; Boztuğ vd., 2006; Genç ve Altunkaynak, 2007; Dilek and, Altunkaynak, 2007). Batı Anadolu'daki granitlerle benzer özellikler Çataldağ Granitoidine ait majör oksit ve NTE yönelimleri kuvvetli bir fraksiyonlanmaya işaret etmektedir. Alüminyum doygunluk derecesine göre Çataldağ Granitoidi peralümino karakterli I ve S tipi arasında bir bileşime sahiptir. Boztuğ vd. (2006) Çataldağ Granitoidi'nde I ve S tipi granitlerinin farklı kökenden oluştuğunu belirtmişlerdir. I-tipi granitoidlerin mafik ve felsik magmaların karışımından oluşan hibrit kökenli magmadan, S-tipi granitlerin ise tipik olarak kabuksal kökenli felsik magmadan kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. I tipi granitlerde yaptıkları jeokimyasal çalışmalar neticesinde, Çataldağ Granitoidi'nde LILE, HFSE ve HNTE bakımından zenginleşmeler ve dalma batma magmatizması ile metasomatizmaya uğramış manto malzemesi karakteristikleri gözlemişlerdir. Aynı araştırmacılar bölgedeki granitoidlerin çarpışma sonrası litosferik dilim kopması (kıtasal kabuğun kısmen veya tamamen tüketilmesi) mekanizmasıyla gelişmiş olabileceği sonucuna varmışlardır.

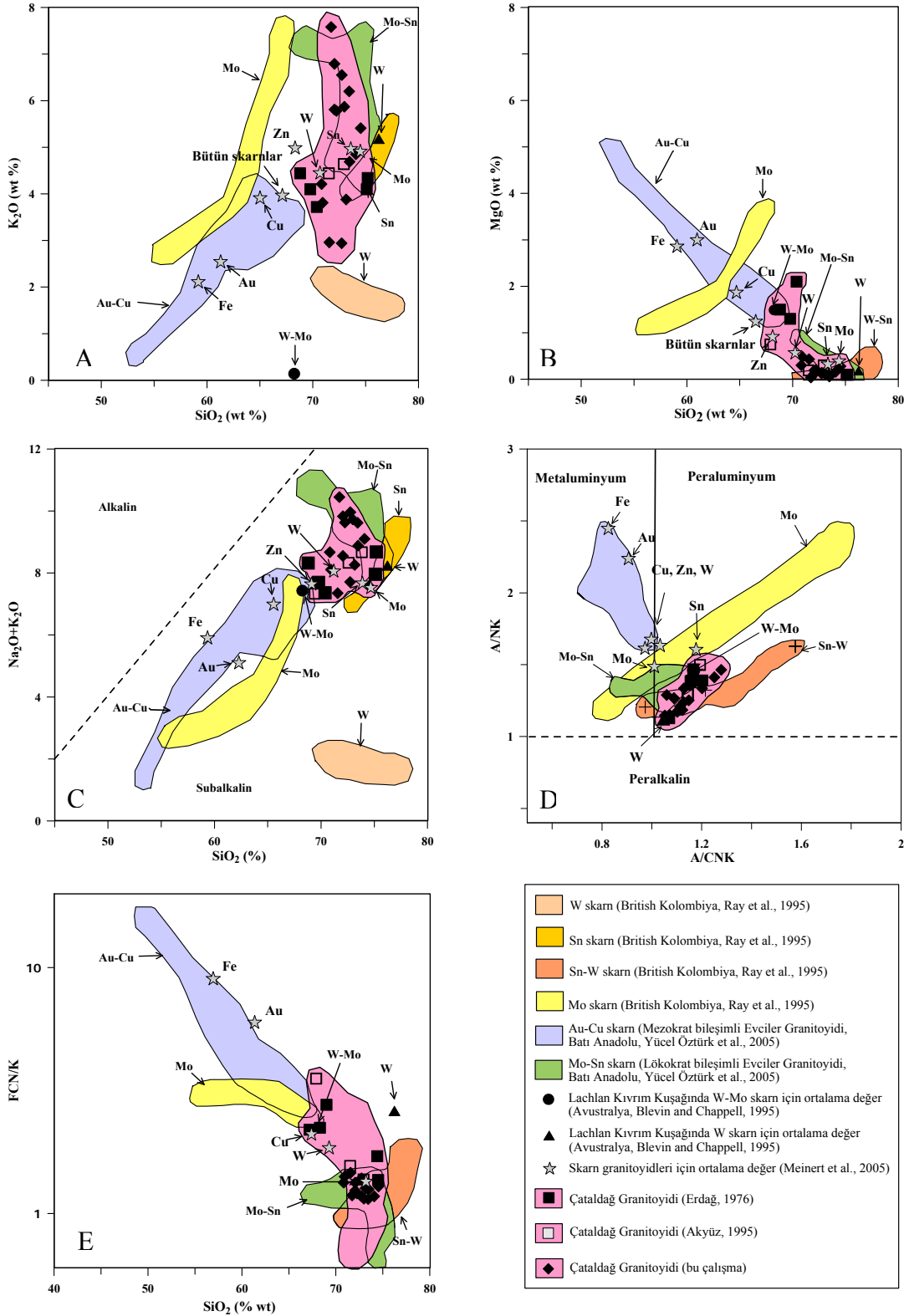
4.2.4 Çataldağ Granitoidi'nin majör oksit içeriklerinin Batı Anadolu ve dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması

Çataldağ Granitoidi'nin majör oksit içerikleri, Batı Anadolu'daki Au-Cu ve Mo-Sn skarnlarıyla ilişkili Evciler Granitoidi (Yücel Öztürk et al., 2005), British Kolombiya'daki W-Sn skarnlarıyla ilişkili granitoidler (Ray et al., 1995), Lachlan

Kıvrım Kuşağındaki W ve W-Mo skarnlarıyla ilişkili granitoidler (Avustralya, Blevin and Chappel, 1995) ve Meinert et al. (2005) tarafından çalışılan skarn granitoidleri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 4.25).

Harker diyagramlarında Fe-Au skarn yatağı plütonunda en yüksek MgO içeriklerine sahip olup Sn-Mo skarn plütonlarına doğru sistematik bir şekilde azaldığı görülür. Plütonların K₂O konsantrasyonlarında ise tam tersi bir ilişki söz konusudur. K₂O değeri Sn-Mo skarn yatağı plütonlarında en yüksek iken Fe-Au skarn yatağı plütonlarına doğru azalmaktadır (Ray et al., 1995; Meinert et al., 2005). Çataldağ Granitoidi'nin K₂O değeri % 2.96 ila % 7.58 ve MgO değeri ise % 0.04-1.67.3 (% 3.72 ila % 4.44 ve % 0.10 ila 2.10 Erdağ, 1976; % 3.04 ila % 4.64 ve % 0.28 ile % 0.75 Akyüz, 1995) arasında değişmektedir. K₂O-SiO₂ grafiğine göre; Çataldağ Granitoidi, Mo-Sn ile ilişkili lökokrat bileşimli Evciler Granitoidi ve British Kolombiya'daki W skarnla ilişkili plütonlara yakın özellik gösterir. Çataldağ Granitoidi, Meinert et al. (2005) tarafından belirlenen ortalama W, Mo, Sn ve Lachan kıvrım kuşağındaki W ve Sn skarn plütonlarına karşılık gelmektedir. (Şekil 4.25A). MgO değerine göre ise, Mo-Sn ile ilişkili Evciler Granitoidi ve British Kolombiya'daki W-Sn skarn plütonlarına yakın alanlardadır. Lachan kıvrım kuşağındaki ve ortalama W, Mo-Sn ve W, Sn, Mo, Zn skarnlarla ilişkili plüton alanlarını kapsar (Şekil 4.25B).

Toplam alkali içeriğine göre, Çataldağ Granitoidi kıtasal kabukla kirletilmiş volkanik yay granitleri (VAG) olan Evciler Granitoidi'ne ait Mo-Sn skarn ile kıta içi plütonu olan British Kolombiya'daki W ve Mo skarn yatağı granitleri olarak belirlenen alanlara daha yakındır. Meinert et al. (2005) tarafından belirtilen ortalama değerler ile VAG granitleri ile ilişkili Mo, VAG-kıta içi plütonu ile ilişkili W ve kıta içi plütonu ile ilişkili Sn skarn plütonlarına işaret etmektedir (Şekil 4.25C).



Şekil 4.25. Çataldağ Granitoyidi'nin A) K_2O-SiO_2 , B) $MgO-SiO_2$ C) $Na_2O+K_2O-SiO_2$, D) $ANK-ACNK$, E) $(Fe_2O_3+CaO+Na_2O)/K_2O-SiO_2$ diyagramlarında Batı Anadolu ve dünyadaki diğer skarn granitoidler ile karşılaştırılması.

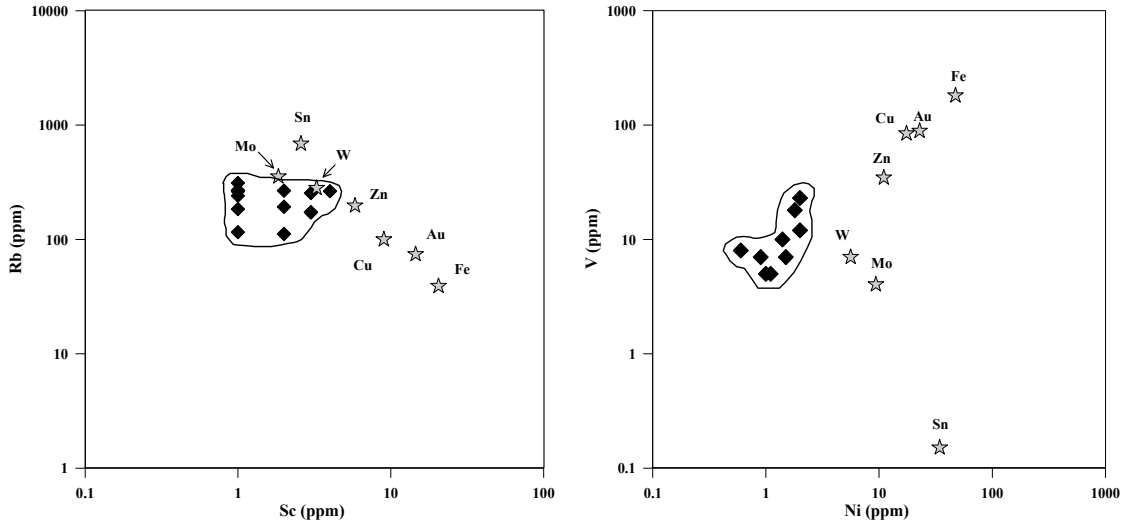
Alüminyum doygunluk derecesine göre $[A/NK: Al_2O_3/(Na_2O+K_2O); A/(CNK): Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ skarlara yataklık eden çoğu plüton metaluminyum ve peralüminyum karakterlidir (Meinert et al., 2005). Peralüminyum karakterli Sn skarn plütonları önemli miktarda sedimanter katkı içeren kıta kabuğunun ergimesi ile gelişir (Kwak and White, 1982). Alüminyum doygunluk derecesi en düşük olan Fe skarna yataklık eden plütonlar tektonik ortam olarak okyanus ada yaylarında yer alırlar ve bu yüzden kıtasal kabuk tarafından kirletilmemiştir. Alüminyum doygunluk derecesine göre peralüminyum karakter gösteren Çataldağ Granitoyidi'nin kıtasal kabuk tarafından kirletildiği gözlenir (Şekil 4.25D). British Kolombiya, Evciler Sn-W ve Mo-Sn skarnlarına yataklık eden plütonlar ile yakın alanlara düşmüştür. Ortalama Sn skarn ve Lanchan kıvrım kuşağında ise W-Sn skarn yatağı plütonlarına işaret etmektedir. Çataldağ Granitoyidi FeO içeriği ve diğer majör oksitlere göre $[FCN/K: (Fe_2O_3+CaO+Na_2O)/K_2O]-SiO_2$ diyagramında ortalama Cu skarndan W ve Mo skarna doğru eğilim sunar (Şekil 4.25E). Lanchan kıvrım kuşağında ise ortalama olarak belirlenen W-Mo skarn yatağı plütonlarını göstermektedir. Lökokrat karakterli Evciler Granitoyidi'ne ait Mo-Sn ve British Kolombiya'daki Sn-W skarn için belirlenen alanlara düşmüştür.

4.2.5 Çataldağ Granitoyidi'nin iz element içeriklerinin skarn granitoyidleri ile karşılaştırması

Granitlerin fraksiyonlanma derecesi skarn mineralizasyonun tipini belirlemek için oldukça önemlidir. Skarlara yataklık eden plütonlar incelendiğinde, Fe skarlarda Sc içeriği yüksek iken Rb'un düştüğü gözlenir (Şekil 4.26). Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo ve Sn skarlara doğru Sc içeriğinin azaldığı Rb'un ise arttığı belirlenmiştir (Meinert et al., 2005). Sc gibi V ve Ni de kristalizasyon ve ayrışma sürecinde azalmaktadır. V başlıca manyetit ve ilmenitin yapısına girerken Ni ise sadece bazik bileşimli olivinde yer alabilmektedir. Skarlara yataklık eden plütonlar incelendiğinde V ve Ni konsantrasyonları Fe skarndan itibaren Au, Cu, Zn ve W skarlara doğru azalmaktadır (Meinert et al., 2005). Mo ve Sn skarnlarla ilişkili plütonlarda ise V konsantrasyonunun azalması ile Ni konsantrasyonunun arttığı gözlenmiştir. Jamtveit and Anderson (1993)

Rb içeriği oldukça yüksek olan bu plütonların çeşitli magma tiplerinin karışımıyla ve genel olarak kıta kabuğu tarafından kirletilmiş magmalardan oluştuğunu belirtmişlerdir (Meinert et al., 2005).

Çataldağ Granitoyidi'ne ait yüksek Rb ile düşük V ve Ni içerikleri plütonun magmatik ayrılaşmanın geç evrelerinde oluştuğunu göstermektedir. Rb ile Sc içeriğine göre felsik özellikteki granitoyid Mo ve W skarn plütonu alanına düşerken, V ve Ni içeriğine göre ise W skarn plütonunu karakterize etmektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Çataldağ Granitoyidi'nin iz element içerikleri ve skarn granitoyidler için ortalama değerler (Meinert et al., 2005).

4.3 Skarn Yataklarının Jeokimyasal Özellikleri

Skarn yataklarına ait yapılan ilk çalışmalarda skarn zonlarında oluşmuş mineraller ve majör oksitler üzerine odaklanılmıştır. Skarn mineralleri ve bu minerallerin kimyasal kompozisyonlarının hidrotermal akışkanlar ve yan kayaç (kalsik veya dolomitik mermer) etkileşimleri ile değiştiği belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 3 ve 4.1). Akışkanların kaynağı ve evriminin belirlenmesinde mineral bazında çalışmalar yapılmış, özellikle zonlu granatlardaki elementel analizler olumlu sonuçlar vermiştir. Ochiai et al. (1993), Jamveit and Hervig (1994) ve Nicollescu et al. (1998) tarafından

çeşitli skarn sistemlerinde yapılan çalışmalarda zonlu granat çekirdeklerinin yüksek oranda Ca, Al, Ti ve Mn düşük oranda Fe ve HNTE içerdiği, bantlara doğru ise Ca Al, Ti, Zr, Y, Mn'ca fakirleştiği ve W, Mo, As, Cu ve Zn gibi cevher elementlerince zenginleştiği belirlenmiştir (Meinert et al., 2005). Son yıllarda ise magmatik kayalık petrojenezinde oldukça sık kullanılan NTE'ler metamorfik kayaların alterasyon zonlarında da başarılı bir şekilde uygulama alanı bulmuştur (Alderton et al., 1980; Giuliani et al., 1987; Bau, 1991; Vander Auwera and Andre, 1991; Whitney and Olmsted, 1998; Jong et al., 1998; Tang and Liu, 2002; Bi et al., 2004; Ordonez-Calderon et al., 2008; Scheibner et al., 2007). NTE ve HFS (Ti, Zr, Hf, Ta, V, Y ve Nb) gibi elementlerin metamorfizma esnasında hareketsiz, alterasyonların geliştiği zonlarda ise hareketli davrandığı belirlenmiştir. NTE elementleri ilk olarak metamorfik kayaların petrolojik sınıflamasında kullanılmış daha sonraki çalışmalarda ise alterasyon zonlarında kayalık-akışkan etkileşimleri ile akışkanların kaynağı ve karakterini belirlemek için kullanılmıştır (Alderton et al., 1980; Giuliani et al., 1987; Vander Auwera and Andre, 1991; Whitney and Olmsted, 1998; Jong et al., 1998; Tang and Liu, 2002; Bi et al., 2004; Ordonez-Calderon et al., 2008; Scheibner et al., 2007). Hidrotermal akışkanların sirkülasyonu ile gelişmiş skarn oluşumlarında NTE'nin çok kompleks ve hareketli davrandığı ortaya konmuştur (Giuliani et al., 1987; Bau, 1991; Whitney and Olmsted, 1998; Tang and Liu, 2002; Ordonez-Calderon et al., 2008). Farklı bileşimlere sahip minerallerin NTE değerlerinin de farklı olduğu ve Eu'un farklı şekilde anomali sunduğu gözlenmiştir. Minerallerdeki Eu anomalisinin kristal kompozisyonu ve akışkan bileşimine bağlı olarak değiştiği vurgulanmıştır (Bau, 1991; Bi et al., 2004; Whitney and Olmsted, 1998; Vander Auwera and Andre, 1991). Metasomatik akışkanların kaynağı HNTE ve ANTE yönelimleri ve hesaplanmış NTE değerlerinden yola çıkılarak araştırılmıştır. Bununla birlikte NTE'nin güçlü bir iz bulucu olmasına rağmen metasomatik akışkanların kaynağını araştırmada tek başına yeterli bir parametre olmadığı bir çok araştırmacı tarafından vurgulanmıştır (Vander Auwera and Andre, 1991; Whitney and Olmsted, 1998; Bi et al., 2004). Özellikle izotop analizleri ile birlikte yürütülen NTE çalışmalarının daha sağlıklı sonuçlar verdiği belirtilmiştir. Birincil metasomatik akışkanların intrüzyonun kristalizasyonu esnasında açığa çıkan akışkanlar ile metamorfik ve meteorik akışkanlardan türediği ortaya

konmuştur (Giuliani et al., 1987; Vander Auwera and Andre, 1991; Bi et al., 2004; Whitney and Olmsted, 1998).

4.3.1 Susurluk skarn yatağının jeokimyası

Skarn kayaçlarının ait olduğu zon (endo - ekzoskarn) ve mineral birliklerinin tanımlamaları Bölüm 3’de açıklanmıştır. Bu zonlara ve mineral birliklerine ait 48 adet örneğin majör ve iz element analiz sonuçları Çizelge 4.10’da verilmiştir. Skarn zonuyla doğrudan ilişkili olan Mesozoyik yaşlı mermere ait 2 ve Kocaçakıl Tepedeki bakır mineralizasyonuna ait 1 adet örneğin majör ve iz element analiz sonuçları ise Çizelge 4.11’de verilmiştir.

Çizelge 4.10. Skarn zonuna ait kayaçların majör ve iz element kompozisyonları.

Skarn Zonu	ENDOSKARN (PROGRAD EVRE)							
Mineral Zonu	Piroksen-plajjiyoklaz skarn						Gr-prx skarn	
Örnek No	NA-2	NA-12a	NB-2a	NC-5a	OA-1-18	KA-9	KR-6	KR-8
Element (%)								
SiO ₂	48.62	39.25	40.64	56.30	48.38	48.38	45.84	47.64
Al ₂ O ₃	22.24	18.37	15.08	13.70	16.80	16.80	5.56	5.61
Fe ₂ O ₃	5.50	5.34	7.03	3.27	9.76	9.76	20.13	19.39
MgO	1.55	0.57	1.41	6.09	2.36	2.36	1.53	2.29
CaO	16.85	34.17	33.61	9.90	18.88	18.88	24.44	22.30
Na ₂ O	2.30	0.04	0.12	2.56	1.49	1.49	0.19	0.29
K ₂ O	0.21	0.04	0.04	5.35	0.12	0.12	0.06	0.04
TiO ₂	1.08	0.08	0.69	0.61	0.69	0.69	0.22	0.43
P ₂ O ₅	0.41	0.01	0.14	0.18	0.16	0.16	0.15	0.24
MnO	0.13	0.45	0.32	0.10	0.42	0.42	1.84	1.74
Cr ₂ O ₃	0.023	0.006	0.01	0.044	0.013	0.013	0.007	0.009
AZ	1.0	1.6	0.8	1.8	0.7	0.7	0.1	0.1
Toplam	99.92	99.90	99.88	99.92	99.78	99.78	99.87	100.08
İz elementler (ppm)								
Ba	34.6	13.0	6.9	1581.1	21.3	477.1	9.0	15.6
Be	6	1	1	4	9	5	11	19
Co	6.8	2.2	6.3	11.9	19.1	12.9	15.6	19.1
Cs	0.6	1.8	0.5	9.0	0.5	2.8	0.7	1.1
Sc	19	1	13	17	14	14	8	7
Ga	31.8	16.8	23.6	12.5	28.2	18.9	25.5	19.1
Hf	6.9	<5	4.1	3.5	3.8	12.8	2.2	5.2
Nb	34.9	3.3	19.7	11.1	20.1	26.7	11.7	13.9
Rb	10.6	4.1	1.3	229.6	8.8	117.9	4.3	4.6
Sn	17	21	28	9	27	17	63	46
Sr	689.9	37	30.5	689.1	554.4	353.8	52	88.8
Ta	2.5	0.1	1.0	0.8	1.3	1.5	1.5	0.7
Th	29.2	0.8	5.5	16.0	15.9	21.7	14.3	8.3

U	3.9	0.3	1.9	4.8	2.9	7.6	5.7	7.3
V	132	27	144	118	114	108	34	64
W	2.1	4.4	1.7	1.6	11.6	2.1	3.5	<u>650.8</u>
Zr	228.2	15.3	145.5	114.3	123.3	494.4	80.6	8.3
Y	46.1	4.6	38.6	19.0	33.1	21.6	12.7	18.1
Mo	0.5	0.3	0.5	0.8	0.8	0.3	0.4	8.0
Cu	4.3	2.6	2.0	5.3	3.3	<u>902.5</u>	1.1	1.4
Pb	10.6	12.3	6.4	13.7	3.2	14.8	5.2	4.2
Zn	19.0	15.0	15.0	39.0	19.0	161.0	16.0	48.0
Ni	7.8	0.5	1.9	68.6	4.2	4.1	0.5	1.2
As	0.5	0.7	2.4	1.8	0.6	2.4	<.5	0.8
Cd	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	2.5	0.1	0.2
Sb	0.1	0.1	0.2	0.1	<.1	0.7	<.1	0.2
Bi	0.5	0.3	0.8	0.6	0.4	41.1	0.1	0.3
Ag	<.1	0.1	<.1	<.1	<.1	2.7	<.1	<.1
Au (ppb)	6.1	0.9	2.7	1.1	<.5	<u>124.8</u>	2.1	2.1
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	0.25
Tl	<.1	<.1	<.1	0.4	<.1	0.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	87.5	2.9	16.0	29.2	46.1	24.3	86.9	38.0
Ce	165.9	5.3	41.6	58.7	87.1	58.1	130.5	64.4
Pr	19.58	0.88	4.85	6.70	10.56	8.72	13.78	7.75
Nd	72.2	4.4	23.3	27.3	40.9	40.9	38.5	27.0
Sm	11.24	0.95	5.75	4.67	7.02	7.87	3.56	3.48
Eu	1.66	0.51	0.98	1.01	1.30	1.46	0.65	0.63
Gd	8.87	0.90	6.14	3.75	5.90	5.30	2.29	2.73
Tb	1.54	0.15	1.13	0.64	1.04	0.83	0.39	0.48
Dy	7.69	0.77	6.20	3.19	5.38	3.89	2.35	2.96
Ho	1.47	0.14	1.27	0.63	1.04	0.64	0.37	0.55
Er	4.03	0.40	3.74	1.83	2.96	1.77	0.98	1.50
Tm	0.60	0.07	0.58	0.26	0.48	0.28	0.18	0.21
Yb	3.44	0.42	3.48	1.57	2.92	1.77	1.07	1.33
Lu	0.50	0.06	0.53	0.25	0.43	0.25	0.18	0.21
ΣNTE	386.22	17.85	115.55	139.7	213.13	156.08	281.7	151.23
(La/Sm)n	5.0	2.0	1.8	4.0	4.2	2.0	15.8	7.0
Eu/Eu*	0.49	1.66	0.50	0.71	0.60	0.65	0.65	0.60
(La/Yb)n	18.25	4.95	3.30	13.34	11.32	9.85	58.26	20.49
(Gd/Yb)n	21.33	17.73	14.60	19.76	16.71	24.77	17.70	16.98

Altı çizili değerler anomali gösteren cevher elementlerine aittir.

Çizelge 4.10 (devam)

Skarn Zonu		EKZOSKARN (PROGRAD EVRE)						
Mineral Zonu		Prx-grt skarn			Vollastonit-piroksen-granat skarn			
Örnek No	OA-3-4	NA-12b	KR-5	OA-3-8	NA-11	NB-5a	NC-4a	NC-4b
Element (%)								
SiO ₂	44.38	39.02	39.13	41.53	46.46	49.60	42.96	45.47
Al ₂ O ₃	7.69	12.78	12.34	5.01	9.12	4.65	5.78	4.54
Fe ₂ O ₃	14.63	6.35	15.71	13.76	4.33	2.78	5.11	2.85
MgO	3.37	2.17	0.24	2.62	2.33	1.20	1.75	1.27
CaO	27.37	33.76	29.23	35.57	33.27	39.46	35.48	40.06
Na ₂ O	0.13	0.02	0.13	0.01	0.56	0.53	0.09	0.07

K ₂ O	0.12	0.04	0.06	<.04	0.20	0.04	0.04	0.04
TiO ₂	0.25	0.60	0.18	0.21	0.60	0.22	0.26	0.38
P ₂ O ₅	0.04	0.22	0.08	0.05	0.06	0.16	0.04	0.15
MnO	1.41	0.44	1.71	0.45	0.20	0.18	0.41	0.27
Cr ₂ O ₃	0.005	0.012	0.003	0.005	0.01	0.003	0.006	0.005
AZ	0.6	4.5	1.2	0.7	2.7	1.2	8.1	4.8
Toplam	100.00	99.88	100.01	99.92	99.84	100.02	100.02	99.88
İz elementler (ppm)								
Ba	24.4	6.9	22.1	1.7	91.8	13.3	4.7	5.2
Be	7	1	1	1	4	4	3	3
Co	16.8	8.5	1.6	4.2	4.0	4.0	9.4	1.6
Cs	1.8	0.6	1.5	1.2	6.5	0.3	0.4	0.5
Sc	6	13	4	5	7	4	6	5
Ga	20.5	17.6	53.3	14.5	12.9	7.5	10.2	7.1
Hf	1.6	4.1	3.8	1.4	8.3	1.3	1.9	3.7
Nb	10.2	15.8	7.5	5.5	15.5	6.9	4.8	8.1
Rb	10.5	0.9	4.7	1.8	8.5	2.2	1.5	0.9
Sn	50	8	223	203	20	9	11	16
Sr	75.6	35.1	50.8	7.2	176.2	234.2	37.5	59.2
Ta	0.5	1.2	1.5	0.3	1.1	0.4	0.4	0.6
Th	2.5	9.5	30.2	2.3	11.8	4.0	3.3	6.4
U	1.7	2.4	11.4	2.2	2.2	2.3	6.9	3.4
V	76	92	54	52	57	53	36	36
W	471.8	24.0	5.0	23.4	4.6	0.8	8.1	6.6
Zr	48.3	136.0	99.8	40.0	292.2	48.9	62.0	137.8
Y	19.4	30.6	21.1	13.8	28.0	21.8	24.9	19.2
Mo	3.3	0.4	2.9	0.5	0.3	0.2	0.8	0.4
Cu	1.9	2.7	2.6	2.1	2.6	1.3	8.8	1.9
Pb	4.8	12.2	2.9	7.9	32.8	3.2	37.9	16.0
Zn	20.0	34.0	13.0	12.0	35.0	9.0	74.0	55.0
Ni	1.8	6.0	0.5	0.8	2.4	2.4	2.9	2.1
As	0.8	2.6	0.5	5.6	0.9	1.3	5.7	1.2
Cd	0.1	0.3	0.2	0.2	0.5	0.2	0.7	0.6
Sb	0.4	0.3	<.1	0.2	0.1	<.1	2.1	0.4
Bi	0.6	1.5	0.2	0.7	0.9	0.3	4.5	4.1
Ag	<.1	0.1	<.1	<.1	0.2	<.1	0.3	0.1
Au (ppb)	1.1	2.8	1.5	<.5	1.4	<.5	3.5	4.5
Hg	0.02	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	7.5	14.7	119.4	4.6	18.3	22.1	18.0	27.7
Ce	12.7	32.5	173.2	9.4	35.2	37.8	36.8	51.2
Pr	1.95	5.24	18.30	1.94	4.72	4.88	5.67	6.77
Nd	8.9	25.0	53.3	10.5	20.4	19.2	24.5	26.4
Sm	2.58	5.71	6.72	2.27	4.72	3.36	4.79	4.30
Eu	0.77	1.24	1.50	0.49	0.91	0.69	0.98	0.95
Gd	2.65	5.78	4.57	1.96	4.55	3.24	4.26	3.68
Tb	0.50	0.98	0.71	0.34	0.85	0.59	0.71	0.61
Dy	2.61	5.33	3.18	1.77	4.53	3.13	3.58	3.17
Ho	0.52	1.00	0.50	0.34	0.90	0.60	0.74	0.59
Er	1.41	2.74	1.34	0.96	2.53	1.86	2.00	1.71
Tm	0.22	0.41	0.19	0.15	0.39	0.27	0.31	0.26
Yb	1.28	2.56	1.30	0.92	2.36	1.74	1.86	1.46
Lu	0.18	0.38	0.20	0.14	0.34	0.26	0.28	0.22
ΣNTE	43.77	103.57	384.41	35.78	100.7	99.72	104.48	129.02

(La/Sm)n	1.9	1.7	11.5	1.3	2.5	4.2	2.4	4.2
Eu/Eu*	0.89	0.65	0.78	0.69	0.59	0.63	0.65	0.71
(La/Yb)n	4.20	4.12	65.88	3.59	5.56	9.11	6.94	13.61
(Gd/Yb)n	17.13	18.68	29.08	17.62	15.95	15.40	18.95	20.85

Çizelge 4.10 (devam)

Skarn Zonu		EKZOSKARN (PROGRAD EVRE)						
Mineral Zonu	Granat skarn							Prx-Gr skarn
Örnek No	KA-10	KA-11	OA-3-2	OA-3-3	KA-14a	KA-15	KA-15b	OA-1-8
Element (%)								
SiO ₂	44.88	40.41	37.29	36.98	36.94	39.69	37.70	42.99
Al ₂ O ₃	7.36	18.04	2.58	8.86	1.21	3.14	1.55	7.83
Fe ₂ O ₃	10.44	5.67	25.85	18.90	29.12	21.41	25.63	13.76
MgO	2.37	0.12	1.24	0.17	0.43	2.45	0.72	2.90
CaO	31.21	34.13	31.92	33.71	31.47	30.96	32.60	29.51
Na ₂ O	0.64	0.01	0.04	0.05	0.01	0.03	<.01	0.02
K ₂ O	0.40	<.04	<.04	0.06	<.04	<.04	<.04	<.04
TiO ₂	0.02	0.04	0.02	0.09	<.01	0.17	0.04	0.26
P ₂ O ₅	<.01	0.01	0.04	0.13	<.01	0.06	0.04	0.07
MnO	0.54	1.09	0.38	0.49	0.32	0.30	0.21	0.42
Cr ₂ O ₃	<.001	0.001	0.003	0.008	0.002	0.004	0.003	0.006
AZ	2.1	0.5	0.6	0.6	0.4	1.0	0.8	2.1
Toplam	99.97	100.04	100.00	100.04	99.93	99.23	99.31	99.90
İz elementler (ppm)								
Ba	77.7	2.4	6.2	2.6	3.9	2.3	2.3	6.0
Be	3	<1	<1	4	<1	<1	<1	1
Co	2.7	1.9	1.8	0.6	2.8	15.7	8.8	5.9
Cs	2.3	2.0	0.2	0.3	0.9	1.1	0.2	1.3
Sc	3	2	<1	1	<1	2	1	5
Ga	16.8	31.1	11.7	18.7	32.0	15.1	12.2	14.9
Hf	2.1	3.8	<.5	<.5	<.5	1.5	0.6	1.6
Nb	17.9	25.3	4.3	9.5	1.4	9.2	3.9	11.5
Rb	17.7	2.6	1.7	2.4	1.7	1.6	<.5	2.3
Sn	76	53	<u>916</u>	208	<u>631</u>	306	282	104
Sr	101.2	5.6	2.8	2	2.3	2.5	1	15.4
Ta	3.2	2.5	0.1	0.9	0.1	0.5	0.2	0.5
Th	2.7	9.1	0.7	3.3	0.5	2.1	1.1	2.2
U	10.4	4.9	0.9	4.1	8.8	10.3	4.4	1.3
V	5	75	<5	14	11	29	6	65
W	15.8	<u>118.5</u>	83.0	3.0	<u>164.3</u>	44.2	8.9	11.5
Zr	28.0	81.9	3.7	10.5	2.2	52.7	17.4	49.5
Y	7.5	23.5	5.0	17.5	6.4	20.5	15.5	21.2
Mo	0.7	0.5	1.0	0.5	1.0	1.9	0.5	0.4
Cu	<u>701.6</u>	17.6	2.9	3.1	61.0	<u>4454.8</u>	<u>2793.3</u>	10.7
Pb	10.6	5.8	1.8	1.5	4.3	<u>724.0</u>	67.4	7.2
Zn	19.0	27.0	<u>280.0</u>	9.0	<u>994.0</u>	<u>2567.0</u>	<u>2398.0</u>	52.0
Ni	2.7	0.7	3.4	2.0	1.3	7.7	3.5	5.5
As	1.8	<.5	21.7	5.3	8.1	10.3	27.4	4.7
Cd	1.9	0.7	1.1	0.1	4.9	<u>10.2</u>	<u>18.3</u>	0.1
Sb	0.1	0.1	<.1	0.3	<.1	0.8	0.2	0.3
Bi	48.6	0.3	2.1	1.1	1.1	<u>>2000</u>	<u>87.9</u>	3.7

Ag	1.4	<.1	<.1	<.1	0.7	4.4	2.6	<.1
Au (ppb)	<u>11.6</u>	2.6	<.5	1.2	5.1	<u>5692.4</u>	<u>47.7</u>	1.4
Hg	0.01	<.01	0.01	<.01	0.02	<.01	<.01	<.01
Tl	0.2	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	2.7	2.2	<.5
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	3.2	0.2	2.2	9.1	6.2	7.9	3.2	7.1
Ce	12.7	0.9	6.1	15.5	23.3	26.8	17.1	10.5
Pr	2.24	0.36	1.19	2.72	4.19	5.08	3.09	2.05
Nd	9.3	2.9	5.9	13.3	14.8	20.9	10.0	11.9
Sm	1.30	0.93	0.94	2.80	1.21	3.24	1.40	3.36
Eu	0.61	0.44	0.41	0.85	1.36	1.17	0.81	0.77
Gd	1.00	1.53	0.71	2.30	0.74	2.52	1.24	2.90
Tb	0.19	0.39	0.10	0.46	0.11	0.39	0.22	0.52
Dy	1.09	2.60	0.55	2.55	0.68	2.17	1.30	2.78
Ho	0.20	0.59	0.09	0.43	0.10	0.43	0.24	0.54
Er	0.59	2.20	0.24	1.16	0.36	1.23	0.78	1.48
Tm	0.08	0.35	0.03	0.17	0.04	0.17	0.10	0.23
Yb	0.52	2.35	0.19	0.85	0.24	0.96	0.63	1.36
Lu	0.08	0.38	0.04	0.12	0.03	0.14	0.10	0.20
ΣNTE	33.1	16.12	18.69	52.31	53.36	73.1	40.21	45.69
(La/Sm)n	1.6	0.1	1.5	2.1	3.3	1.6	1.5	1.4
Eu/Eu*	1.57	1.12	1.47	0.99	4.07	1.21	1.84	0.74
(La/Yb)n	4.41	0.06	8.31	7.68	18.53	5.90	3.64	3.74
(Gd/Yb)n	15.91	5.39	30.91	22.38	25.51	21.72	16.28	17.64

Çizelge 4.10 (devam)

Skarn Zonu		EKZOSKARN (PROGRAD EVRE)						
Mineral Zonu	Prx-Gr skarn	Vezüvyanit-granat skarn						Gr-prx-vol skr.
Örnek No	OA-1-9	OA-1-11b	OA-1-12	OA-1-16	KA-5	KA-13	KR-7	KA-6
Element (%)								
SiO ₂	39.79	36.76	37.67	37.37	39.96	39.39	38.09	48.58
Al ₂ O ₃	8.78	13.87	16.04	14.06	17.48	16.65	17.35	4.56
Fe ₂ O ₃	12.35	11.43	9.10	10.82	5.73	8.03	6.67	3.62
MgO	3.62	0.39	0.12	0.58	0.63	0.30	0.48	2.03
CaO	32.24	35.03	34.61	33.92	33.18	33.56	33.94	39.34
Na ₂ O	0.02	0.02	-	0.07	0.31	0.04	0.06	0.03
K ₂ O	0.04	<.04	<.04	<.04	0.08	0.30	0.04	<.04
TiO ₂	0.27	0.06	0.06	0.45	0.25	0.03	0.18	0.21
P ₂ O ₅	0.06	0.28	0.23	0.03	0.33	0.24	0.10	0.03
MnO	0.51	0.66	0.88	0.52	0.46	0.76	1.14	0.31
Cr ₂ O ₃	0.007	<.001	0.002	0.01	<.001	<.001	0.003	0.004
AZ	2.2	1.4	1.2	2.0	1.6	0.6	2.0	0.8
Toplam	99.89	99.92	99.92	99.87	100.01	99.90	100.03	99.54
İz elementler (ppm)								
Ba	4.4	2.7	1.9	10.5	35.3	37.6	7.3	5.3
Be	3	7	1	9	23	13	12	18
Co	5.8	1.8	0.8	3.6	1.4	2.3	2.2	4.9
Cs	1.8	2.0	1.3	2.4	1.2	1.0	1.1	0.6
Sc	5	2	2	11	3	1	5	3

Ga	17.6	20.2	14.9	24.7	30.1	17.8	24.9	11.5
Hf	1.7	1.1	0.9	3.1	<.5	1.3	4	1.5
Nb	11.5	9.5	10.4	18.1	22.8	9.3	13.6	6.4
Rb	3.7	3	1.7	4.3	5.2	14.8	2.2	2.1
Sn	126	57	146	66	75	64	31	13
Sr	22.9	9.9	3.6	74.8	86.8	9.6	23.1	48
Ta	1.0	3.1	1.3	1.7	3.8	2.7	2.2	0.7
Th	2.0	2.0	0.4	9.9	1.2	5.2	8.4	2.0
U	2.6	9.4	4.4	6	22.1	16.5	13.5	22.4
V	62	15	6	104	<.5	<.5	49	42
W	3.1	2.3	<u>98.2</u>	4.7	24.5	41.4	58.5	7.3
Zr	59.2	21.3	16.3	101.0	7.0	25.1	101.1	58.6
Y	23.2	25.5	15.0	29.4	24.7	17.7	25.4	16.7
Mo	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.7	0.3
Cu	3.1	2.7	2.0	7.7	34.4	<u>170.9</u>	3.0	<u>4605.1</u>
Pb	7.3	6.9	4.5	13.4	8.7	7.5	6.9	18.6
Zn	18.0	18.0	7.0	62.0	32.0	141.0	29.0	19.0
Ni	3.5	2.0	0.1	14.1	1.3	2.3	2.8	5.1
As	7.1	23.0	3.3	8.8	2.9	8.3	3.5	0.9
Cd	0.1	0.2	0.1	0.6	0.6	1.0	0.3	1.3
Sb	0.5	1.9	0.1	1.1	1.8	2.8	1.7	0.5
Bi	4.4	6.1	0.2	5.4	5.9	21.7	5.6	189.9
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	0.2	0.4	<.1	10.2
Au (ppb)	1.1	2	0.8	2.2	1	5.8	2.5	15.8
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	<.1	0.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	0.8
<hr/>								
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	11.3	15.5	3.4	39.8	30.5	14.3	47.1	22.7
Ce	13.5	18.4	8.4	60.2	54.3	21.7	70.5	39.6
Pr	2.04	2.12	1.65	8.20	6.11	2.56	7.63	4.98
Nd	9.1	7.4	7.8	31.4	20.1	8.9	26.8	17.7
Sm	2.53	1.95	1.76	4.87	3.21	1.96	4.27	3.38
Eu	0.55	0.33	0.60	0.98	1.03	0.30	1.10	0.50
Gd	2.83	2.41	1.81	4.35	3.10	1.89	3.52	2.41
Tb	0.53	0.64	0.43	0.73	0.73	0.44	0.70	0.45
Dy	3.04	3.83	2.38	3.83	3.83	2.65	3.95	2.19
Ho	0.59	0.74	0.43	0.80	0.70	0.47	0.77	0.40
Er	1.66	2.00	1.13	2.31	1.97	1.46	2.20	1.19
Tm	0.24	0.31	0.16	0.37	0.28	0.21	0.38	0.16
Yb	1.49	1.68	0.84	2.14	1.45	1.39	2.53	0.97
Lu	0.22	0.22	0.11	0.31	0.19	0.19	0.37	0.14
ΣNTE	49.62	57.53	30.9	160.29	127.5	58.42	171.82	96.77
(La/Sm)n	2.9	5.1	1.2	5.3	6.1	4.7	7.1	4.3
Eu/Eu*	0.63	0.46	1.02	0.64	0.98	0.47	0.84	0.51
(La/Yb)n	5.44	6.62	2.90	13.34	15.09	7.38	13.35	16.79
(Gd/Yb)n	15.71	11.87	17.83	16.82	17.69	11.25	11.51	20.55

Çizelge 4.10 (devam)

Skarn Zonu		EKZOSKARN (RETROGRAD EVRE)						
Mineral Zonu	Gr-prx-vol skr	Piroksen vollastonit skarn				Gr sk.	Ve-gr; ve-prx-gr skarn	
Örnek No	NB-4a	OA-1-11a	OA-1-14	OA-1-15	KA-8	OB-5a	OB-5	OB-2
Element (%)								
SiO ₂	44.25	45.42	51.66	45.98	56.80	38.29	36.63	42.22
Al ₂ O ₃	3.16	2.47	0.45	4.33	0.12	19.06	17.23	9.20
Fe ₂ O ₃	3.44	8.22	1.72	3.60	0.91	4.92	6.60	3.98
MgO	1.34	6.97	7.38	2.31	1.32	0.19	0.12	2.30
CaO	43.62	32.31	37.01	40.95	39.60	35.07	33.92	37.85
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01
K ₂ O	0.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
TiO ₂	0.18	0.06	0.02	0.16	0.01	0.04	0.04	0.30
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.15	0.12	0.06
MnO	0.08	0.49	0.55	0.42	0.60	0.79	0.79	0.36
Cr ₂ O ₃	0.004	0.002	0.002	0.005	<.001	0.002	<.001	0.007
AZ	3.9	3.9	1.1	2.1	0.6	1.5	4.5	3.7
Toplam	100.05	99.90	99.91	99.91	100.03	100.03	100.03	100.01
İz elementler (ppm)								
Ba	3.4	1.7	3.8	6.7	3.6	3.8	3.6	3.7
Be	1	1	1	5	1	<1	1	8
Co	4.2	4.2	10.5	4.5	4.1	0.6	1.6	4.2
Cs	0.3	1.2	0.5	1.1	0.7	1.0	1.5	0.8
Sc	3	5	1	3	<1	2	2	8
Ga	5.6	14.5	1.9	7.5	0.6	24.1	27.2	15.0
Hf	1.6	1.4	<.5	1.1	<.5	2.1	1.5	2.4
Nb	2.9	5.5	<.5	4.3	0.6	10.3	9.5	6.2
Rb	1.5	1.8	1.1	1.9	2.3	1.9	3.3	1.9
Sn	49	203	6	19	1	135	86	30
Sr	123.5	7.2	12.9	18.1	13.3	5.4	7.2	69.4
Ta	0.2	0.3	<.1	0.4	0.1	1.5	1.7	0.7
Th	0.8	2.3	0.2	1.9	0.3	1.4	0.6	7.0
U	0.9	2.2	0.6	5.4	0.2	2.5	0.6	8.8
V	24	52	<.5	41	<.5	<.5	15	59
W	0.3	23.4	3.8	0.9	0.8	27.4	21.9	1.7
Zr	52.7	40.0	3.0	36.9	3.9	40.8	35.6	76.1
Y	18.9	13.8	7.4	13.4	7.7	24.4	19.6	21.5
Mo	0.1	0.5	0.4	0.5	1.1	1.0	0.7	0.3
Cu	3.8	2.1	4.6	1.8	25.6	6.4	5.2	2.5
Pb	2.4	7.9	3.6	8.5	4.4	4.7	7.3	6.8
Zn	13.0	12.0	10.0	24.0	21.0	14.0	18.0	31.0
Ni	2.0	0.8	1.4	2.5	0.8	1.7	0.6	2.9
As	1.1	5.6	0.8	17.9	0.6	1.2	0.9	7.6
Cd	0.3	0.2	0.2	0.4	0.5	0.2	0.2	0.4
Sb	0.2	0.2	0.1	2.7	<.1	0.1	0.1	2.6
Bi	24	0.7	0.1	10.2	4.7	0.5	0.1	7.8
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	0.1	<.1	<.1	<.1
Au (ppb)	16	<.5	<.5	<.5	11.1	1.6	2.6	0.9
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Nadir toprak elementleri (ppm)								

La	13.2	4.3	2.5	28.3	1.0	2.1	1.1	1.9
Ce	20.8	2	3.2	32.5	3.4	4.6	2.4	1.0
Pr	3.05	9.1	0.47	4.46	0.54	0.79	0.41	0.31
Nd	12.6	0.9	1.6	15.4	2.5	4.1	2.3	1.2
Sm	2.60	1	0.43	2.45	0.67	1.54	0.89	0.21
Eu	0.69	9.5	0.12	0.57	0.09	0.22	0.15	0.06
Gd	2.80	<.5	0.68	2.05	0.76	1.91	1.41	0.30
Tb	0.50	3.5	0.12	0.35	0.15	0.52	0.40	0.05
Dy	2.62	2.7	0.64	1.73	0.83	3.23	2.69	0.25
Ho	0.53	165	0.17	0.31	0.14	0.64	0.55	0.06
Er	1.47	10.7	0.51	0.85	0.48	2.08	1.74	0.20
Tm	0.22	0.1	0.07	0.12	0.06	0.37	0.29	0.03
Yb	1.35	0.3	0.42	0.77	0.35	2.51	1.83	0.14
Lu	0.19	0.2	0.06	0.12	0.05	0.34	0.27	0.02
ΣNTE	62.62	18	10.99	89.98	11.02	24.95	16.43	118.27
(La/Sm)n	3.3	27.5	3.8	7.5	7.0	0.9	0.8	5.6
Eu/Eu*	0.78	12.2	0.68	0.76	0.38	0.39	0.41	0.81
(La/Yb)n	7.01	8.6	4.27	26.36	2.05	0.60	0.43	14.26
(Gd/Yb)n	17.16	2.3	13.39	22.02	17.96	6.30	6.37	16.24

Çizelge 4.10 (devam)

Skarn Zonu		EKZOSKARN (RETROGRAD EVRE)						
Mineral Zonu	Gr-ve-prx-vol sk			Mermer (dış) skarn				
Örnek No	OB-6	OB-3b	NB-7a	OB-7	NA-8	NA-10a	NA-15	NB-8
Element (%)								
SiO ₂	39.31	41.24	41.42	33.61	10.95	32.67	16.10	12.88
Al ₂ O ₃	14.63	12.99	10.39	7.70	0.23	1.25	1.42	2.88
Fe ₂ O ₃	6.34	3.52	6.55	2.87	1.62	3.03	1.27	1.91
MgO	2.67	0.68	1.94	2.08	3.28	4.10	1.19	1.25
CaO	34.16	38.66	35.40	42.25	48.57	40.68	45.85	45.86
Na ₂ O	0.03	0.02	0.07	0.03	0.04	0.13	0.12	0.17
K ₂ O	<.04	<.04	0.04	<.04	0.04	0.56	0.98	1.15
TiO ₂	0.49	0.06	0.61	0.29	0.04	0.15	0.11	0.15
P ₂ O ₅	0.26	0.06	0.33	0.06	0.01	0.05	0.02	0.15
MnO	0.49	0.66	0.34	0.16	0.06	0.07	0.03	0.08
Cr ₂ O ₃	0.01	<.001	0.016	0.006	0.002	0.004	0.004	0.003
AZ	1.6	2.0	2.8	10.9	35.1	17.2	32.8	33.4
Toplam	100	99.90	99.88	99.96	99.90	99.90	99.89	99.88
İz elementler (ppm)								
Ba	6.8	2.7	2.9	5.6	8.2	139.1	267.0	307.8
Be	53	16	2	20	1	1	1	<1
Co	6.7	4.5	11.0	6.7	<.5	3.0	1.4	3.9
Cs	1.1	0.7	1.0	0.4	0.1	1.3	0.9	2.1
Sc	12	3	15	5	1	3	2	4
Ga	26.1	17.7	16.5	10.9	0.8	2.3	1.3	3.8
Hf	4.6	2.8	4	1.7	1.6	3.5	2.8	1.4
Nb	13.4	37.9	10.5	4.2	0.8	3.1	2.1	3.2
Rb	2.4	1.8	2.3	1	0.7	24.7	36.4	52.9
Sn	41	40	21	18	1	4	1	2
Sr	87	24.2	52.8	645.1	141.8	207.6	239.4	447.7
Ta	7.2	4.0	1.2	0.4	0.1	0.2	0.2	0.2
Th	19.1	24.0	15.7	5.7	0.6	1.6	2.4	4.6
U	80.5	58.1	4.4	1.7	0.3	0.8	1.4	1.8
V	64	6	91	61	9	49	18	40

W	2.9	28.9	1.2	2.3	0.9	0.6	0.9	0.4
Zr	103.9	50.6	140.6	53.7	53.7	128.1	101.4	49.8
Y	33.7	43.1	37.1	18.1	10.3	16.0	15.1	19.0
Mo	0.8	0.4	0.3	0.2	1.3	0.1	0.6	0.2
Cu	4	3.1	2.1	2.4	8.5	3.6	2.5	9.0
Pb	8.6	6.8	7.4	5.3	5.9	9.3	3.6	5.1
Zn	31	31.0	17.0	17.0	6.0	7.0	2.0	4.0
Ni	3.8	1.5	2.4	2.4	0.4	1.9	2.4	13.3
As	4.6	4.9	0.9	1.4	0.5	0.7	0.7	0.9
Cd	0.3	0.4	0.2	0.6	0.2	0.4	0.1	0.1
Sb	1.3	1.3	0.2	0.6	<.1	<.1	<.1	<.1
Bi	4.3	5.1	1.2	2.5	0.1	0.1	0.2	0.1
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au (ppb)	<.5	<.5	3.4	1.2	<.5	1	<.5	0.8
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	0.01	<.01	<.01	0.01
Tl	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	63	38.8	52.0	23.4	5.1	7.3	6.3	13.4
Ce	106.1	55.3	102.2	37.0	8.8	13.7	12.0	23.7
Pr	13.33	6.64	13.91	5.30	1.20	1.94	1.76	3.43
Nd	47.6	22.3	54.5	21.0	5.3	8.1	7.6	15.1
Sm	8.08	5.01	9.35	3.53	1.13	1.94	1.91	3.03
Eu	1.46	0.67	1.77	0.74	0.27	0.49	0.44	0.74
Gd	5.72	5.08	8.43	2.84	1.34	2.32	2.16	3.08
Tb	1.06	1.10	1.44	0.50	0.24	0.42	0.39	0.55
Dy	5.51	6.13	7.43	2.46	1.21	2.15	2.14	2.93
Ho	0.95	1.28	1.34	0.49	0.26	0.44	0.42	0.56
Er	2.76	3.81	3.33	1.38	0.72	1.27	1.24	1.51
Tm	0.45	0.67	0.50	0.22	0.12	0.19	0.19	0.22
Yb	2.58	4.28	2.77	1.20	0.62	1.13	1.00	1.33
Lu	0.33	0.61	0.38	0.19	0.09	0.16	0.14	0.20
ΣNTE	258.93	151.68	259.35	100.25	26.4	41.55	37.69	69.78
(La/Sm)n	5.0	5.0	3.6	4.3	2.9	2.4	2.13	2.9
Eu/Eu*	0.62	0.40	0.60	0.69	0.67	0.70	0.66	0.73
(La/Yb)n	17.52	6.50	13.47	13.99	5.90	4.63	4.52	7.23
(Gd/Yb)n	18.34	9.82	25.18	19.58	17.88	16.98	17.87	19.16

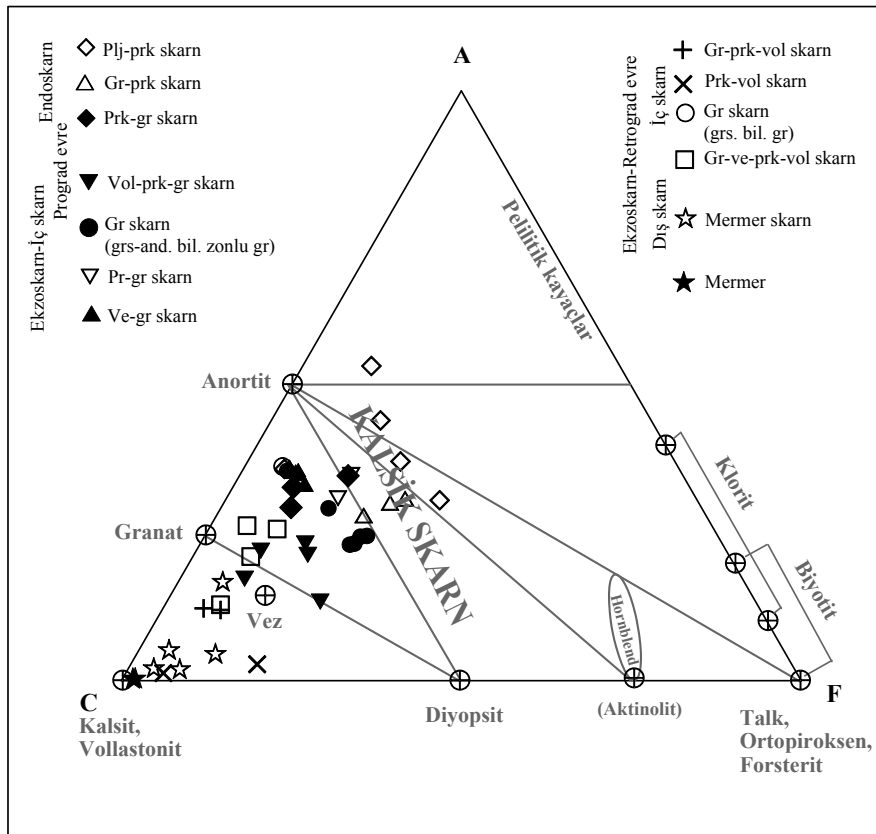
Çizelge 4.11. Mermer ve Kocaçakıltepe maden ocağına ait cevher örneğinin majör ve iz element kompozisyonları.

Kayaç tipi	Mermer		Cevher örneği	
	Örnek No	OB-1	NB-9	KA-4
Element (%)				
SiO ₂		0.48	0.50	7.50
Al ₂ O ₃		0.09	0.14	0.11
Fe ₂ O ₃		0.23	0.10	15.45
MgO		0.96	0.84	0.95
CaO		55.94	55.98	2.30
Na ₂ O		<.01	0.01	0.01
K ₂ O		<.04	0.04	<.04
TiO ₂		<.01	0.02	<.01
P ₂ O ₅		<.01	0.01	<.01
MnO		0.01	0.01	0.17

Cr ₂ O ₃	<.001	0.001	0.002
AZ	42.2	42.3	7.6
Toplam	99.94	99.94	34.14
<hr/>			
İz elementler (ppm)			
Ba	4.7	3.5	6.1
Be	<1	1	<1
Co	<.5	<.5	<u>81.8</u>
Cs	0.2	0.3	0.4
Sc	<1	1	4
Ga	0.6	<.5	4.2
Hf	<.5	<.5	<.5
Nb	<.5	<.5	<.5
Rb	0.9	2.1	1.1
Sn	1	<1	14
Sr	151.4	119.8	2.1
Ta	<.1	<.1	<.1
Th	0.2	0.2	0.3
U	0.1	0.1	3.1
V	<5	<5	9
W	3.2	0.2	8.8
Zr	1.4	3.1	1.7
Y	3.9	4.2	1.0
Mo	0.4	0.1	0.6
Cu	2.4	0.3	<u>>10000</u>
Pb	1.0	0.4	<u>1027.1</u>
Zn	5.0	2.0	<u>417.0</u>
Ni	1.9	1.2	<u>289.2</u>
As	0.5	<.5	<.5
Cd	0.6	0.3	52.9
Sb	<.1	<.1	<u>6.5</u>
Bi	<.1	<.1	<u>>2000</u>
Ag	<.1	<.1	<u>>100</u>
Au (ppb)	<.5	<.5	<u>1419.6</u>
Hg	0.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	0.2
Se	<.5	<.5	<u>60.8</u>
<hr/>			
Nadir toprak elementleri (ppm)			
La	1.9	2.5	2.4
Ce	1.0	2.1	3.2
Pr	0.31	0.47	0.47
Nd	1.2	2.0	1.5
Sm	0.21	0.35	0.22
Eu	0.06	0.08	0.07
Gd	0.30	0.46	0.21
Tb	0.05	0.07	0.02
Dy	0.25	0.38	0.08
Ho	0.06	0.09	0.03
Er	0.20	0.23	0.07
Tm	0.03	0.04	0.01
Yb	0.14	0.19	0.07
Lu	0.02	0.03	0.02
<hr/>			
ΣNTE	5.73	8.99	8.37
(La/Sm)n	5.8	4.6	
Eu/Eu*	0.73	0.61	
(La/Yb)n	9.73	9.44	
(Gd/Yb)n	17.73	20.03	

4.3.1.1 Majör oksit jeokimyası

Ekzoskarn zonu sınıflaması (magnezyumlu ve kalsik şeklinde) karbonat kayacın baskın kompozisyonu ve bunun sonucu oluşan skarn mineralleri esas alınarak yapılmıştır (Bkz. Bölüm 3). Skarn zonuna ait kayaçların majör oksit içeriklerine göre çizilen ACF $[(Al_2O_3+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O) - (CaO-3.3P_2O_5) - (MgO+ MnO+FeO)]$ üçlü diyagramında (Barton et al., 1991) ekzoskarnın kalsik karakterli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.27). Ekzoskarn zonuna ait kayaçlar üçlü diyagramda kalsiyum silikat bileşimine sahip minerallerin bulunduğu (anortit, granat, vezüvyanit, diyopsit, vollastonit) alana düşmektedir. Endoskarn zonunda oluşan plajiyoklaz-piroksen,

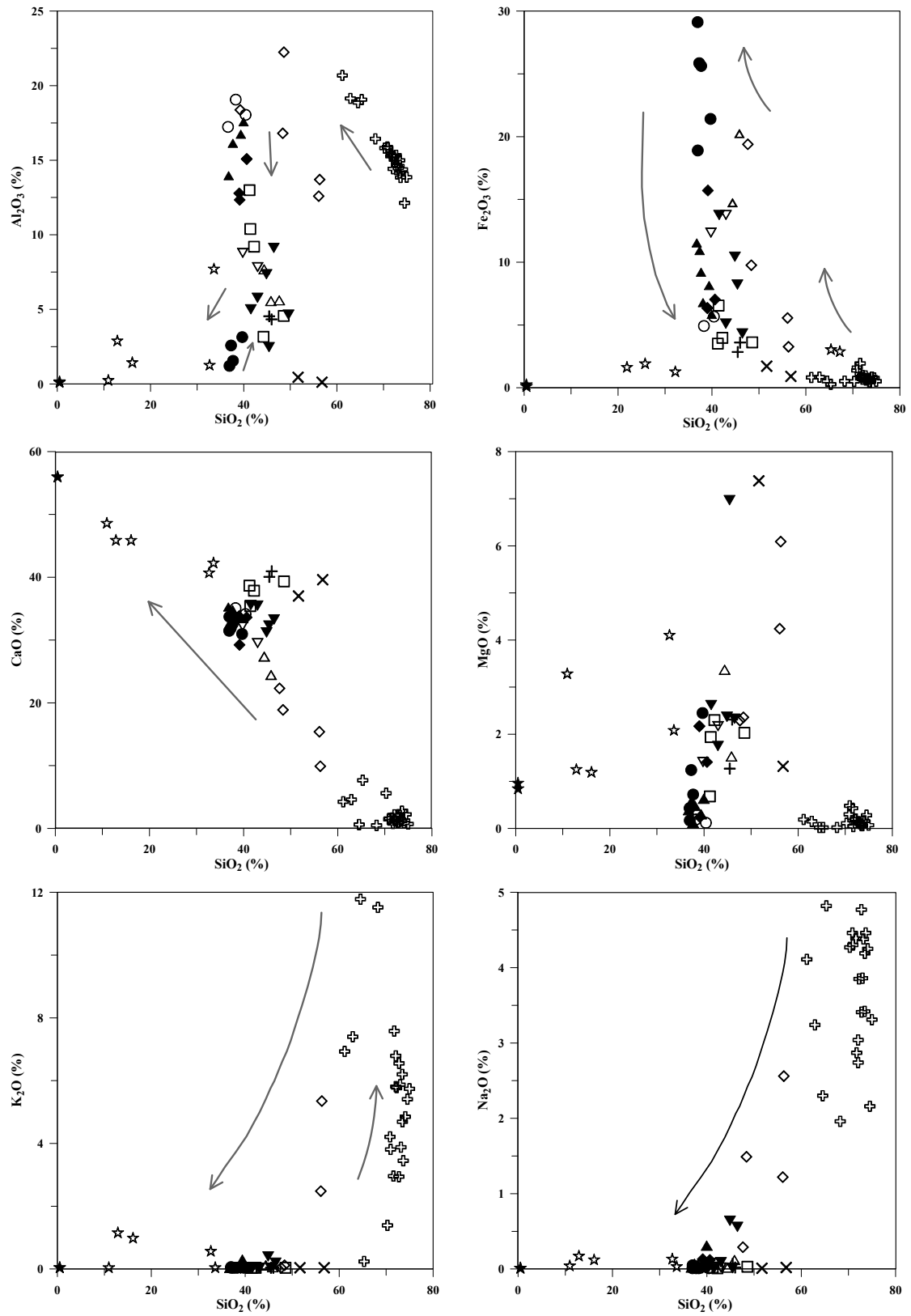


Şekil 4.27. Skarn zonlarına ait örneklerin AFC $[(Al_2O_3+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O) - (CaO-3.3P_2O_5) - (MgO+ MnO+FeO)]$ diyagramında gösterilmesi (Barton et al., 1991).

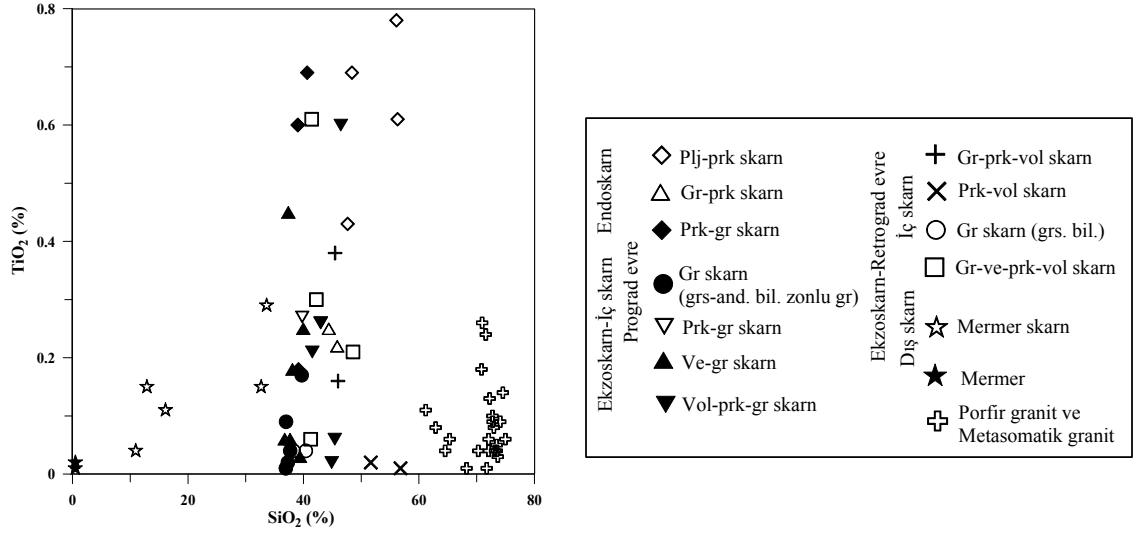
granat-piroksen ve piroksen-granat skarna ait mineral zonları Al_2O_3 içeriğinin yüksek olmasından dolayı bu alanın dışında yer alırlar.

Skarn zonlarına ait örnekler jeokimyasal olarak incelendiğinde elementlerdeki hareketlilik oldukça dikkat çekicidir. Silikaya karşılık çizilen Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O ve TiO_2 diyagramlarında elementlerin skarn minerallerindeki bolluklarına göre farklı yönelimler gösterdiği tespit edilmiştir (Şekil 4.28). Skarn zonunda CaO miktarı porfir granitten itibaren mermere doğru düzenli bir şekilde artarken K_2O ve Na_2O konsantrasyonlarının granit kontağında oluşmuş plajiyoklaz-piroksen skarn zonundan itibaren hareketli olmadığı gözlenir. Al_2O_3 ve Fe_2O_3 konsantrasyonları ise porfir granitten itibaren dış skarn zonuna doğru oldukça hareketli davranmaktadır. Granitten itibaren Fe_2O_3 miktarı, mineral zonlarının oluşum sırasına göre andradit bileşimli granat skarn zonuna doğru artmakta ve daha sonra yine aynı oranda azalmaktadır. Bunun aksine Al_2O_3 andradit bileşimli granat skarn zonuna doğru oldukça azalmaktadır. Özellikle vezüvyanit ve grossular gibi minerallerin yapısında bol olarak bulunan Al_2O_3 , bu minerallerin bulunduğu zonlarda oldukça artmakta ve mermere doğru tekrar azalmaktadır. Skarn zonlarında MgO ve TiO_2 konsantrasyonları düzenli bir ilişki göstermemektedir. Piroksen ve sfen minerallerinin yapısında bulunan Mg ve Ti bu minerallerin zonlardaki bolluk miktarlarına göre artış gösterirler. Mermer kontağındaki dış skarn zonunda MgO 'in oldukça TiO_2 'nin ise kısmen zenginleştiği, yani bu zonlara kadar taşınabildiği gözlenir.

Skarn zonları içinde bu elementlerin plütonlara göre dağılımları elementlerin iyonik potansiyel ya da minerallerin H_2O içeriği ve ortamın CO_2 etkisi ile yakından ilişkilidir. Element hareketliliğini etkileyen bu faktörlerle ilgili açıklamalar bir önceki bölümde verilmiştir. Bu konu ile ilgili açıklamalar için Bölüm 4.2.2.1'e bakınız.



Şekil 4.28. Skarn zonlarının Harker değişim diyagramlarında gösterilmesi.



Şekil 4.28 (devam)

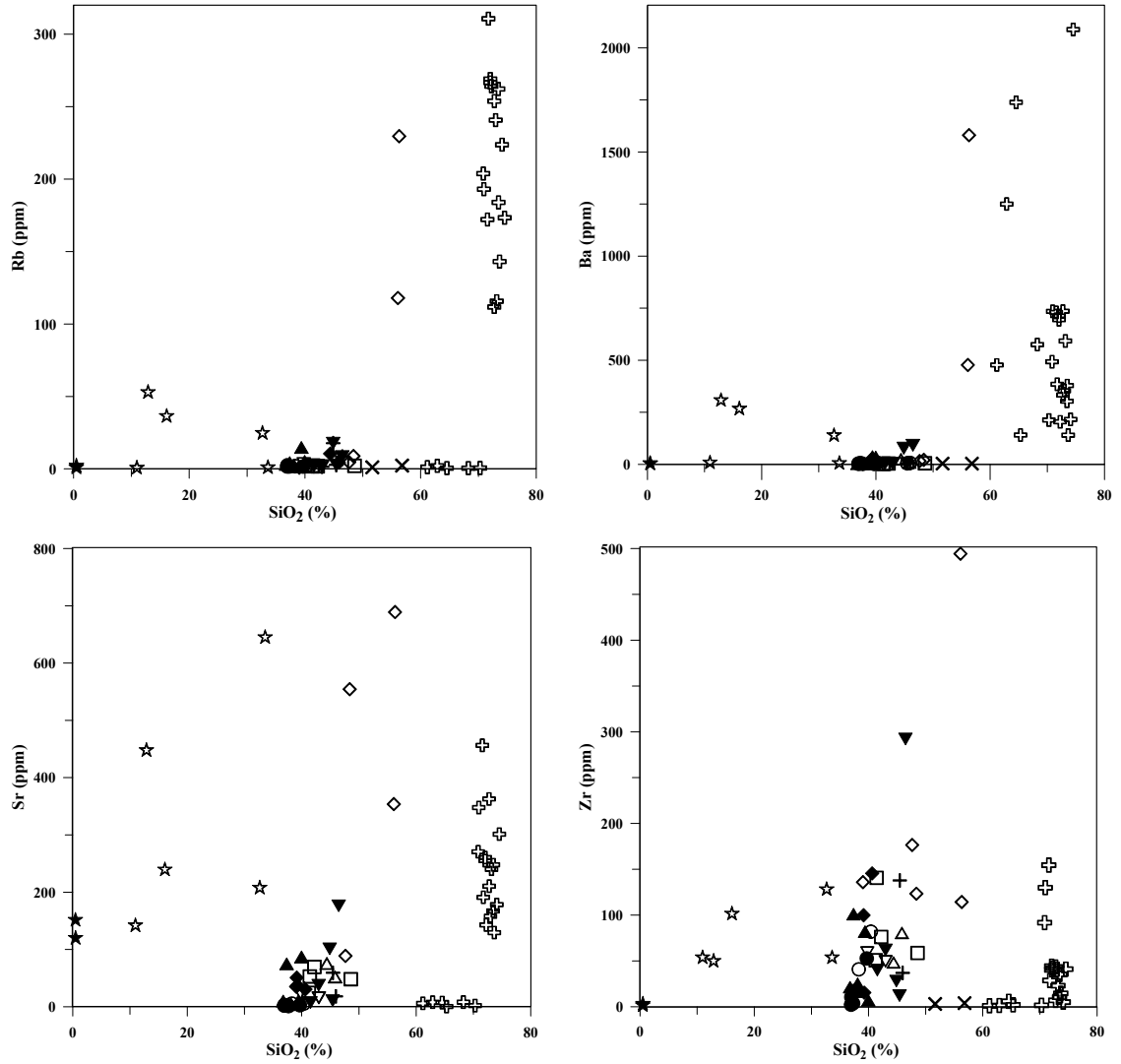
4.3.1.2 İz element jeokimyası

Skarn zonunda iz elementlerin davranışları majör oksitler gibi oldukça ilgi çekicidir. Skarn zonundaki element hareketliliği porfir granit - mermer arasında SiO_2 'e karşılık çizilen LIL (Rb, Sr, Ba), HFS (Zr, Y, Nb) ve NT (Pr, Nd, Sm, Yb) element diyagramları ile incelenmiştir (Şekil 4.29).

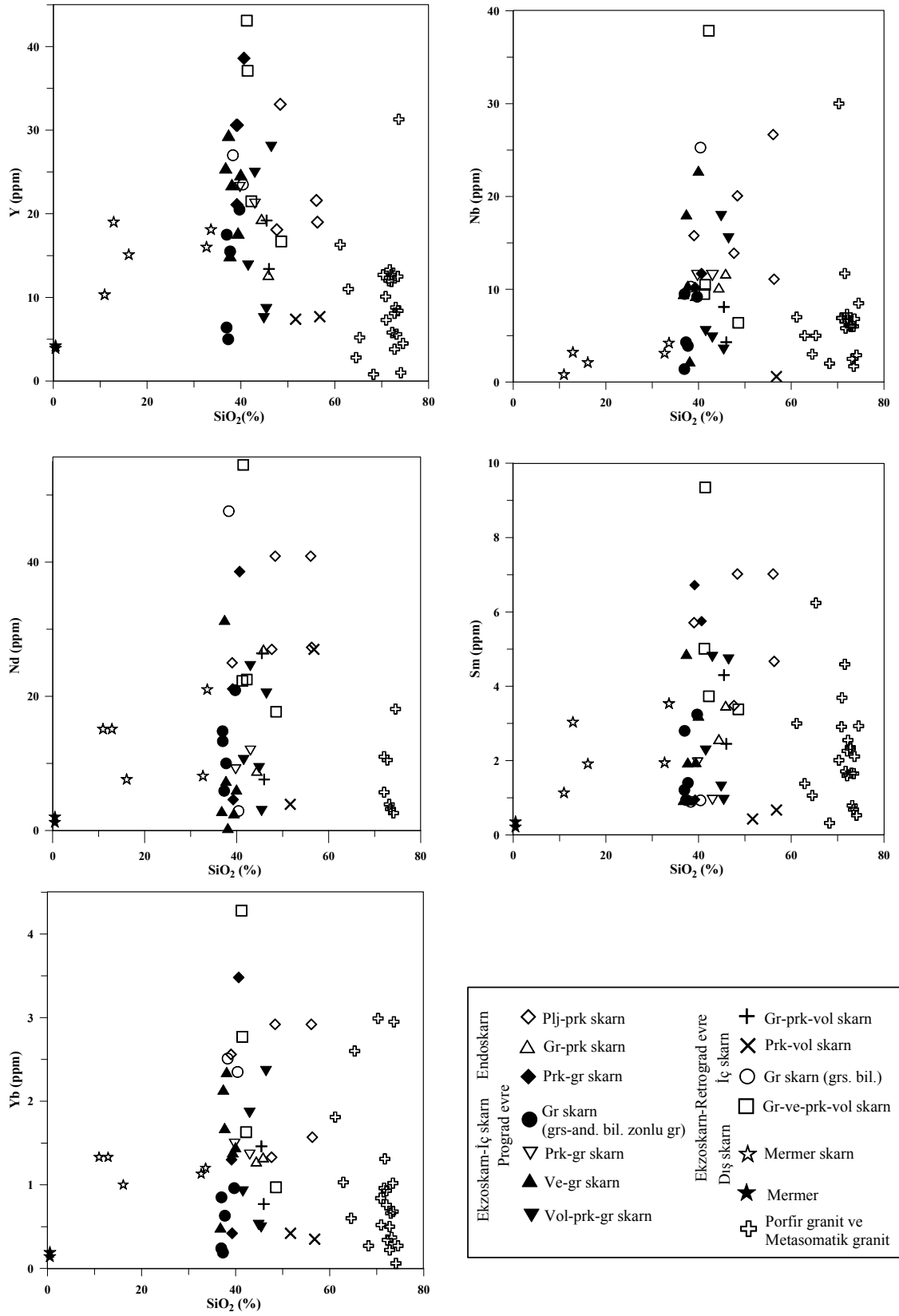
LIL elementlerinden Rb ve Ba'un benzer şekilde hareket ettikleri gözlenir. K-Feldspat bünyesinde bulunan bu elementler plajiyoklaz-piroksen ve dış skarn zonları haricindeki diğer zonlarda tüketilmiştir (Şekil 4.29). W skarnlarda LIL elementleri, granit kantağında gelişen metasomatizma zonlarında zenginleşme gösterir (Giuliani et al., 1987). Sr ise plajiyoklaz-piroksen zonunda, vollastonit-piroksen-granat (NA-11) ve dış skarn zonuna ait bazı örneklerde (OB-7 ve NB-8) zenginleşmiştir. Sr elementi skarn zonunda sfenin veya damar şeklinde gelişmiş skarnlaşmalardaki (OB-7) piroksenin yapısında yer alır (Lentz, 1998) (Çizelge 4.11).

HFS (Zr, Y, Nb) elementleri, skarn zonlarında özellikle sfenin bol olarak görüldüğü plajiyoklaz-piroksen skarnında zenginleşmiştir (Lentz, 1998). Zr bolluğu sfenin de yer aldığı vollastonit-piroksen-granat skarn (NA-11) ve dış skarn (NA-10a)

zonlarında artmaktadır (Şekil 4.29; Çizelge 4.11). NTE gibi davranış sergileyen Y granat ve piroksenin yapısına girmektedir. Bu özelliğinden dolayı Y'un skarn zonlarının genelinde zenginleştiği gözlenir. Özellikle grossular bileşiminin arttığı, piroksen ve vezüvyanitin bulunduğu zonlarda bolluğu artmaktadır. Nb ise Y elementi gibi grossular içeriğinin arttığı ve vezüvyanitin bulunduğu zonlarda zenginleşir (Çizelge 4.11).



Şekil 4.29. Skarn zonlarına ait iz elementlerin Harker değişim diyagramları.

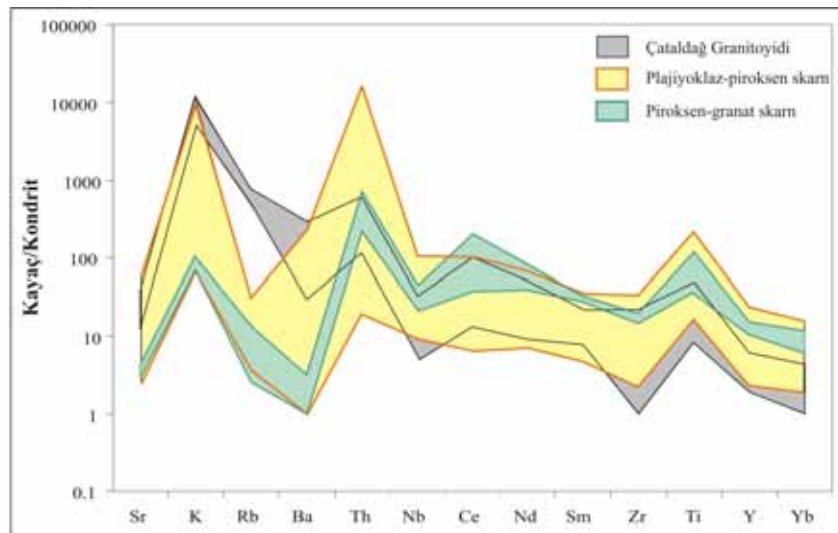


Şekil 4.29 (devam)

Granat, piroksen ve sfenin yapısında bulunan NTE (Nd, Sm, Yb)'nin skarn zonlarında arttığı gözlenir. Nd, Sm ve Yb içerikleri sfenin bol olarak gözleendiği plajiyoklaz-piroksen skarn zonunda düzenli bir şekilde artmaktadır. Yb grossular bileşimine sahip granat skarn zonunda artarken, Sm ve Nd'da ise böyle bir ilişki gözlenmez. Her üç element de vezüvyanitin arttığı zonlarda zenginleşmiştir.

4.3.1.3 Çoklu element jeokimyası

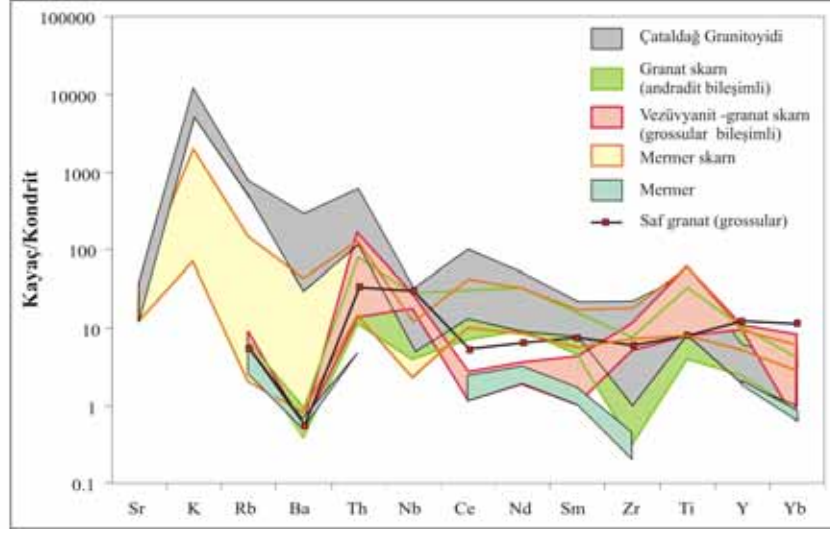
Skarn zonundaki element hareketliliğini belirleyebilmek için Çataldağ Granitoyidi ve Mesozoyik yaşlı mermerlere ait LIL (Sr, K, Ba, ve Rb), HFS (Th, Nb Zr, Y ve Ti) ve NT (Ce, Nd, Sm ve Yb) elementleri çoklu diyagramlarda kondritlere göre normalize edilmiştir. LIL, HFS ve NTE'ler skarn zonlarının mineralojik bileşimine bağlı olarak farklı davranırlar. Granit kantağında gelişmiş endoskarna ait plajiyoklaz-piroksen (OA-1-18, NA-2, NA-12a, NB-12a, NC-5a) ve piroksen-granat skarn (NA-12b, KR-5) zonları Çataldağ Granitoyidi ile karşılaştırıldığında LILE'nin kısmen tüketildiği, HFS ve NTE'nin ise zenginleştiği dikkat çeker (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. Çataldağ Granitoyidi ve endoskarn zonuna ait örneklerin çoklu element diyagramları (kondrit normalize değerler Thompson 1982'den alınmıştır).

LIL elementlerden Rb, Ba ve K elementlerinin granitoyidin alterasyon zonu olan plajiyoklaz-piroksen skarn zonunda kısmen azaldığı pirosken-granat skarn zonunda ise tüketildiği gözlenir. K-feldspat yapısında bulunan bu elementler granitoyidten itibaren skarn zonlarına doğru giderek azalmaktadır. Ba ise Çataldağ Granitoyidi'nde Ca'ca fakir plajiyoklazların bünyesinde yer alırken skarn zonunda piroskenlerin yapısına girmiştir. Ca'ca zengin plajiyoklaz ve piroskenin bol bulunduğu plajiyoklaz-pirosken skarn zonundan, pirosken bolluğunun kısmen az olduğu pirosken-granat skarn zonuna doğru fakirleşmektedir. HFS elementlerinden Th, Nb ve Zr sfenin, Ti sfen ve piroskenin, Y ise piroskenin yapısına girerek skarn zonlarında (endoskarn) Çataldağ Granitoyidi'ne göre bollukları artmıştır. NTE'den Ce ve Nd (HNTE) granatın bulunduğu pirosken-granat zonunda, granat yapısında zenginleşirken Yb (ANTE) piroskenin bünyesine girerek kısmen artmıştır. Her iki zonda da NTE eğrilerinin Çataldağ Granitoyidi ile uyumlu olduğu gözlenir.

Prograd evreye ait granat (andradit) (OA-3-2, OA-3-3, KA-14, KA-15, KA-15a) ve retrograd evreye ait vezüvyanit-granat (grossular) (OB-2, OB-5), saf granat (grossular) (OB-5a) içeren zonlar Çataldağ Granitoyidi'ne göre LILE'ce tüketildiği, mermer skarnın (dış skarn) (OB-7, NA-8, NA-10a, NB-8) ise kısmen tüketildiği gözlenir. Mermer (OB-1, NA-9) ise LILE'ce zengin değildir (Şekil 4.31). Dış skarn zonunda K-feldspat ve piroskenin yapısına giren Sr, K, Rb ve Ba özellikle K skarn minerallerinin ve mermerin yapısında az veya hiç bulunmamaktadır (Çizelge 4.10 ve 4.11). Sr ise feldspatın olmadığı zonlarda K ile aynı davranışı sergilemektedir. Na, K, Rb, Ba gibi elementlerin akışkan fazında çözünürlüğü yüksek elementlerdir (Ferry, 1983). Ferry (1983) bu elementlerin metamorfizma esnasında kütle transferi vasıtasıyla hareketli hale geldiklerini belirtmiştir. LIL elementlerinin dış skarn zonunda diğer zonlara göre zenginleşmesi, bu elementlerin hidrotermal akışkanların kütle transferi ile taşındığını gösterir. Granatlı zonlardaki Rb ve Ba içerikleri ise Çataldağ Granitoyidi'ne göre oldukça tüketilmiş ve mermer ile uyum içerisindedir. Sfen bolluğunun az gözleendiği bu zonlarda, Th, Nb ve Zr kısmen azalırken, Ti granat ve vezüvyanit Y ise granatın yapısına girerek kısmen zenginleşmiştir. Zr ve Y elementleri, vezüvyanit-



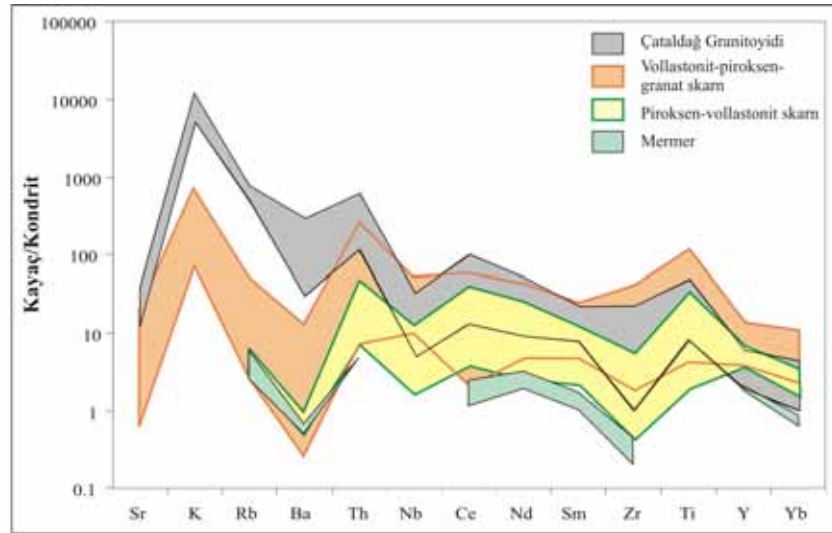
Şekil 4.31. Çataldağ Granitoyidi, granat içeren zonlar ve mermer skarn (dış skarn) zonu ve mermere ait örnekler için çoklu element diyagramları (kondrit normalize değerler Thompson 1982'den alınmıştır).

granat (grossular) ve saf granat (grossular) içeren örneklerde andradit bileşimli granatlara göre farklı davranış sergilemektedir. Ochiai et al. (1993), Jamveit and Hervig (1994) ve Nicollescu et al. (1998) tarafından skarn ana zonuna ait (prograd evre) zonlu granatlarda yapılan çalışmalar, zonlu granatların bantlara doğru Fe'ce zenginleşirken Ca, Al, Ti, Zr ve Y'ce fakirleştiğini göstermiştir. Çoklu diyagramlarda grossular bileşimli granatların Zr, Y ve Ti içerikleri Ca ile ilişkili olarak artmaktadır. NTE ise granatların bileşimine bağlı olarak farklı davranmaktadır. Andradit içeren granat zonunda NTE (Ce, Nd ve Yb) içerikleri Çataldağ Granitoyidi ile uyumlu iken vezüvyanit-granat ve saf granat (grossular) içeren zonlarda HNTE'nin azalması ve ANTE artması dikkat çekicidir. Whitney and Olmsted (1998) granatların HNTE içeriklerinin genel olarak magmatik kayalarla uyumlu olduğunu, andradit bileşimli granatların hidrotermal akışkan infiltrasyonu etkisi ile HNTE'nin arttığını belirlemiştir. Araştırmacılar grossular tipdeki granatların ise mermerle ilişkili olarak ANTE içeriklerinin arttığını belirtmiştir.

Şekil 4.32'de gösterilen diyagramda ise ekzoskarn zonuna (prograd evre) ait vollastonit-piroksen-granat (OA-1-11a, OA-3-8, NA-11, NB-5a, NC-4a, NC-4b ve KA-

10) ve piroksen-vollastonit (OA-1-14, OA-1-15 ve KA-8) skarn zonları Çataldağ Granitoyidi ve mermerler ile karşılaştırılmıştır. Vollastonit-piroksen-granat zonunda LIL elementlerinin Çataldağ Granitoyidi'ne göre azaldığı, vollastonitin baskın olduğu piroksen-vollastonit zonunda ise K'un azaldığı gözlenir (Çizelge 4.10). Vollastonit-piroksen-granat zonunda K ve Rb plajiyoklazın, Ba ise piroksenin yapısına girerek zenginleşmiştir. Vollastonitin baskın olduğu zonda ise Rb ve Ba'un Çataldağ Granitoyidi'ne göre oldukça azaldığı ve mermer ile uyum içerisinde olduğu gözlenir. Vollastonit-piroksen-granat zonunda HFS elementleri sfenin, NTE ise granat ve piroksenin yapısında zenginleşirken piroksen-vollastonit zonunda kısmen azalmaktadır (Şekil 4.32).

Skarn zonlarında LILE, HFSE ve NTE'leri Çataldağ Granitoyidi'ne uyumlu yönelimler sergilemektedir. Minerallerin yapısına giren elementler, skarn zonlarında mineral bolluklarına göre farklılık gösterirken, özellikle NTE'ler mineral bileşimlerine göre de farklı davranış sergileyebilmektedir. Zonlar boyunca belirlenen elementlerdeki bu tür değişimler, metasomatik akışkanın karakteri ve akışkan-kayaç etkileşimi ile ilgili



Şekil 4.32. Çataldağ Granitoyidi, vollastonit-piroksen-granat ile piroksen-vollastonit skarn zonları ve mermerlerin jeokimyasal karşılaştırılması (kondrit normalize değerler Thompson 1982'den alınmıştır).

önemli ipuçları verebilmektedir. Örneğin LILE içeriklerinin (özellikle Sr ve K) plajiyoklaz-piroksen ve vollastonit-piroksen-granat zonunda kısmen arttığı, diğer skarn zonlarında (granat, piroksen ve vollastonitin baskın olduğu zonlarda) fazlaca yaygın olmadıkları ve skarnlaşmanın en son evresinde (dış skarn zonunda) tekrar zenginleştikleri gözlenir. Bu da Sr ve K'un hidrotermal akışkanlar tarafından taşındığını göstermektedir. Rb ve Ba elementleri ise skarn minerallerinde (granat, piroksen ve vollastonit) granitoyide oranla oldukça tüketilmiş olup ve mermerlerle benzer kompozisyon sergilerler. Skarn zonundaki NTE içerikleri ise Çataldağ Granitoyidi'ne oldukça yakın yönelimler gösterirler. Andradit ve grossular içeren zonlar farklı HNTE ve ANTE bileşimleri ile dikkat çekmektedir. Andradit bileşimli granatlarda HNTE'ler artarken grossular tipindeki granatların ise ANTE'ler bakımından zenginleştiği görülür. Piroksen, granat ve vollastonit içeren zonlarda Rb ve Ba'un azalması ve NTE'deki bu farklı davranışlar akışkan-kayaç etkileşimini açık bir şekilde göstermektedir.

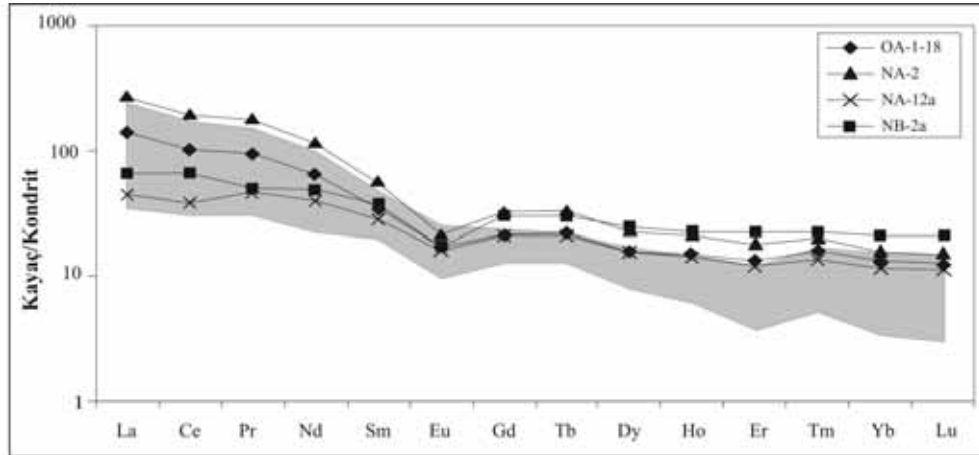
4.3.1.4 Nadir toprak element jeokimyası

Skarn zonlarına ait örneklerinin, çoklu element diyagramlarında farklı davranışlar sergilediği gözlenmiştir. Özellikle vezüvyanit ve granat bileşimlerine bağlı olarak NTE içeriklerinin farklılıklar gösterdiği tespit edilmiştir. Granatlardaki bu farklılık bazı araştırmacıların dikkatini çekmiş ve yapılan çalışmalar sonucunda bu değişimlerin akışkan infiltrasyonu ve metasomatik reaksiyonlardan kaynaklandığı belirlenmiştir. Vollastonit oluşturan skarn reaksiyonu, karbonatlı kayaca silika infiltrasyonu ile kalsitin asit nötralizasyonu sonucu çözünmesi ve vollastonite dönüşmesi başlıca jeokimyasal süreçlerdir. Bu reaksiyonlar ortamın porozitesini artırmakta veya azaltmaktadır (Dipple and Gerdes, 1998). Granat skarnlar genellikle porozitenin arttığı bu boşluklarda akışkan infiltrasyonu sonucu gelişirler (Meinert et al., 2005). Zonlu granatların majör oksit ve NTE içerikleri ortamdaki akışkan kompozisyonu ve kayaç-akışkan etkileşimlerine bağlı olarak değişim gösterirler (Jamtveit, 1991; Ochiai et al., 1993; Jamveit and Hervig, 1994; Nicollescu et al., 1998). Metasomatik akışkanların kaynağını araştırmaya yönelik zonlu granatlarda yapılan

çalışmalar akışkan sirkülasyonunun çok karmaşık geliştiğini göstermiştir. Zonlu granatların gelişmesinde magmatik ve meteorik akışkan infiltrasyonunun etkili olduğu belirlenmiştir (Chelechenko and Valley, 2003).

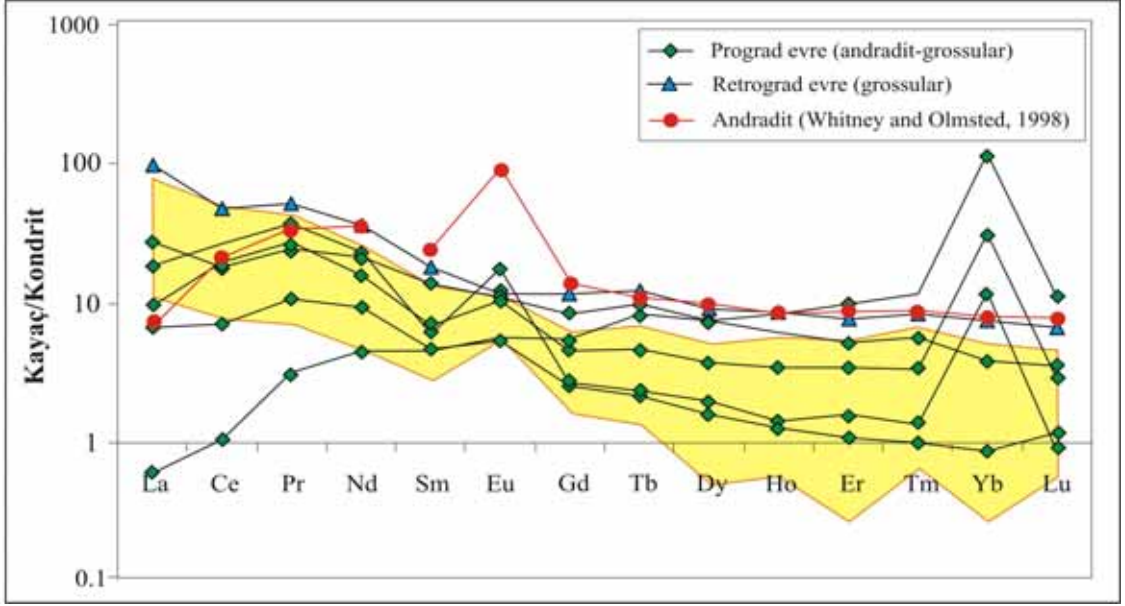
Susurluk bölgesindeki akışkan-kayaç etkileşimlerini ve metasomatik akışkanların kaynağına yönelik ipuçları elde etmek için mineral zonlarının NTE içerikleri Çataldağ Granitoyidi ve mermer ile karşılaştırılmıştır. Skarn zonlarındaki NTE içeriklerinin Çataldağ Granitoyidi ve mermer oranla aşırı derecede arttığı endoskarn zonundan ekzoskarn zonuna doğru ise kısmen azaldığı belirlenmiştir. Çataldağ Granitoyidi, endo ile ekzoskarn zonları ve mermerin NTE içerikleri sırasıyla 14.17 - 190.63 ppm (ort 63.98), 17.85 - 386.22 ppm (ort 163.30), 10.99 - 171.82 ppm (ort 71.69) ve 5.73 - 8.99 ppm (ort 14.72) arasında değişmektedir (Çizelge 4.8 ve 4.10). Ekzoskarn zonlarındaki prograd ve retrograd evrelere ait NTE içerikleri ise zonlardaki minerallerin bollukları ve kompozisyonuna göre değişim göstermektedir. Bu nedenle, prograd ve retrograd evrelerde gelişmiş aynı mineral birlikteliği gösteren skarn zonlarının NTE içerikleri karşılaştırılmıştır. Benzer mineral parajenezi gösteren zonlar karşılaştırıldığında prograd evreden retrograd evreye doğru NTE içeriklerinin düştüğü gözlenir. Örneğin, prograd evrede gelişmiş granat (grossular-andradit) ve vezüvyanit-granat skarn ile retrograd evrede gelişmiş granat (grossular) ve vezüvyanit-granat (grossular) skarnların NTE içerikleri sırasıyla 16.12 - 53.36 ppm (ort 42.29), 30.99 - 171.82 ppm (ort 101.07), 24.95 ppm ve 16.43 - 118.27 ppm (ort 67.35) arasında değişmektedir (Çizelge 4.10).

Granit kontağında gelişmiş endoskarna ait plajiyoklaz-piroksen skarn örneklerine ait NTE içeriklerinin Çataldağ Granitoyidi'ne benzer yönelimler sunduğu gözlenir (Şekil 4.33). Her iki desende de HNTE hafif konveks şeklinde olup ANTE ve Eu bakımından fakirleşme belirgindir. Eu negatif anomali sunmaktadır. Plajiyoklaz-piroksen skarn zonuna ait ANTE'ler Çataldağ Granitoyidine göre daha yüksektir. Çataldağ Granitoyidi'ne ve plajiyoklaz-piroksen skarna ait (La/Yb)_n ve Eu/Eu* oranları sırasıyla 4.72 - 50.74 (ort 21.69), 0.42 - 0.93 (ort 0.68) ve 3.30 - 18.25 (ort 10.17), 0.49 - 1.66 (ort 0.77) arasında değişmektedir.



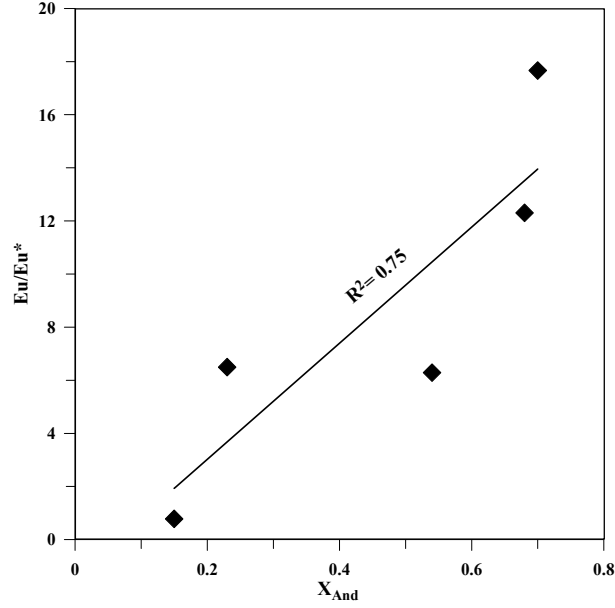
Şekil 4.33. Çataldağ Granitoyidi ve plajiyoklaz-piroksen skarn zonu için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır) (Gri ile gösterilen NTE değerleri Çataldağ Granitoyidi'ne aittir).

Ekzoskarn zonlarında andradit ve grossular bileşimlerine sahip granatların NTE içeriklerinin andraditten grossulara doğru düştüğü belirlenmiştir. Andradit ve grossular örneklerinin NTE içerikleri sırasıyla 16.12 - 53.36 ppm (ort 42.29) arasında ve 24.95 ppm'dir (Çizelge 4.10). Bu örnekler değişim diyagramlarında karşılaştırıldığında, andradit kompozisyonunda olanların HNTE'ce, grossular bileşimli örneklerin ise ANTE'ce zenginleştiği ve konveks bir desen sunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.34). Andradit ve grossular örneklerinin (La/Yb)_n değerleri sırasıyla 3.64 - 18.53 (ort 8.81) ve 0.06 (KA-11) - 0.60 (OB-5a) olarak değişmektedir (Çizelge 4.10). Kocaçakıl Tepede Cu cevherleşmesinin gözlemlendiği örnekler Zr içeriğine bağlı olarak Yb anomalisi sergilemektedir. Andradit bileşimli granatların Pr konsantrasyonu yüksek olup pozitif Eu anomalisi gösterirler (Whitney and Olmsted, 1998). Andradit bileşimli örnekler ve Çataldağ Granitoyidi içerisinde hidrotermal akışkan infiltrasyonunun belirlendiği örnekler pozitif Eu anomalisi ile karakteristiktirler. Grossular bileşimli örnekler ise pozitif (KA-11) ve negatif (OB-5a) anomaliler sergilemektedir. Andradit örneklerinin Eu/Eu* değerleri 0.99 - 4.07 (ort 1.92) arasında değişirken grossular örnekler ise 1.12 (KA-11) ve 0.39 (OB-5a) Eu/Eu* değerlerine sahiptir. Whitney and Olmsted (1998) HNTE'ce zenginleşen andradit granatların hidrotermal akışkanların etkisiyle geliştiğini, grossuların ise hidrotermal akışkanların mermerin çözmesi sonucu ortaya çıkan kalsitten



Şekil 4.34. Andradit ve grossular bileşimli granat skarnlar için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır) (Sarı renk tonu ile gösterilen alandaki NTE deseni Çataldağ Granitoyidi'nde hidrotermal akışkan infiltrasyonun gözleendiği örnekler'e aittir).

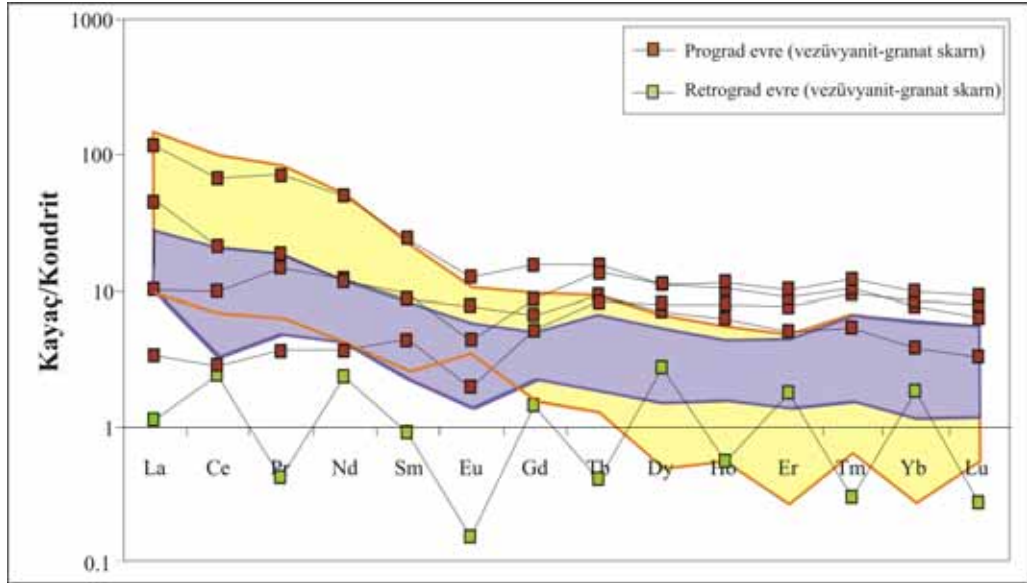
oluşturduğunu belirtmiştir. Grossuların ANTE'ce zenginleşmesi ve Eu'nun negatif anomali vermesinin ise mermerden kaynakladığını ileri sürmüşlerdir (Şekil 4.34). Whitney and Olmsted (1998) hidrotermal akışkanların infiltrasyonu sonucu gelişen HNTE ve ANTE'ce zenginleşen andradit bileşimli granatların maksimum Pr ve Eu anomalileri verdiğini vurgulamış ve granatların andradit oranı ile Eu/Eu* arasında bir ilişki olduğunu belirtmiştir. Bu ilişki çalışma alanındaki granatlarda da net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.35). Minerallerdeki X_{And} oranı arttıkça Eu/Eu* oranı da artmaktadır. Ancak oksitlenmiş koşulları yansıtan andradit bileşimli granatların Fe^{+3} oranında yüksek olduğu elektron mikroprob çalışmalarında belirlenmiştir (Bkz. Bölüm 4.1). Zonlu büyüme gösteren bu granatların (Bkz. OA-3-2 örneği, Bölüm 4.1) çekirdekten kenar kısımlara doğru Fe^{+2} oranının kısmen arttığı gözlenir. Whitney and Olmsted (1998) granatlardaki andradit bileşimi ile Eu/Eu* arasındaki bu pozitif ilişkiyi tartışarak kalsiyumca zengin akışkanlarla etkileşim olduğunu ve metasomatik çözeltilerin Fe^{+2} ve Fe^{+3} iyonlarının her ikisi bakımından da zengin olabileceğini ileri sürmüştür.



Şekil 4.35. Granatların kompozisyonu ile Eu/Eu* arasındaki ilişki.

Grossular bileşimli KA-11 ve OB-5a örneklerinin farklı Eu anomalisi sergilemeleri ise ilginçtir. Bu KA-11 örneğinin pozitif Eu anomalisi vermesi diğer örnekler gibi sonradan hidrotermal akışkan infiltrasyonuna uğradığını gösterir. Zonlu granatlarda grossularca zengin çekirdek erken evreyi; akışkanların etkisi ile büyüyen bantlar ise geç evreyi temsil etmektedir (Jamtveit, 1991; 1993; Jamtveit and Hervig, 1994). Zonlu granatların oluşum mekanizması göz önüne alındığında, hidrotermal akışkanla büyüyen andradit granatların grossular bileşimli granattan (KA-11) daha sonra oluştuğu ve akışkanların etkisi ile NTE içeriğinin zenginleştiği söylenebilir (Şekil 4.34) (Whitney and Olmsted, 1998). KA-11 ve OB-5a örneklerinin (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları sırasıyla 0.1 - 0.9 ve 5.39 - 6.30'dur. OB-5a örneğine ait oranların hafif derecede arttığı gözlenir. Vander Auwera and Andre (1991), metasomatik akışkanların birincil kaynağının intrüzyonun kristallenmesi sırasında açığa çıkan akışkanlar ile metamorfik ve meteorik akışkanlar olabileceğini belirtmiştir. Bu araştırmacılar, metasomatik (granat ve piroksen) ve metamorfik akışkanların (biotit gnays) (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları karşılaştırıldığında, metasomatik akışkanların (Gd/Yb)_n oranının hafifçe arttığını ileri sürmüşlerdir.

Prograd ve retrograd evrelere ait vezüvyanit-granat skarn zonları karşılaştırıldığında, retrograd evredeki NTE içeriğinin oldukça düştüğü görülür. NTE içerikleri prograd evrede 30.9 - 160.29 ppm (ort 101.07) arasında iken retrograd evrede ise 16.43 ppm'dir. Element diyagramlarında da iki evreye ait örnekler oldukça farklı desen sunarlar (Şekil 4.36). Prograd evreye ait örnekler (OA-1-11b; OA-1-12; OA-1-16; KR-7), HNTE'lerinin konveks deseni ile Çataldağ Granitoyidi'ne paralellik sunmakta ve Eu negatif anomali (OA-1-12 hariç) sergilemektedir. (La/Yb)_n ve Eu/Eu* oranları sırasıyla 6.62 - 15.09 ppm. (ort 11.16 ppm) ve 0.46 - 0.98 ppm (ort 0.68 ppm) arasında değişmektedir. ANTE (Gd/Yb)_n ise 11.25 - 17.69 ppm (ort 13.83 ppm) arasında olup (KR-7 örneği) kısmen zenginleşmiştir. ANTE'ce zenginleşen ve negatif Eu anomali veren bu örnekler, hidrotermal akışkanların mermerin çözmesi sonucu oluşmuşlardır. OA-1-12 örnekteki pozitif Eu anomali ise bu örneğin hidrotermal akışkanlarla etkileşimi sonucu oluştuğunu gösterir (Çizelge 4.10 ve Şekil 4.36).



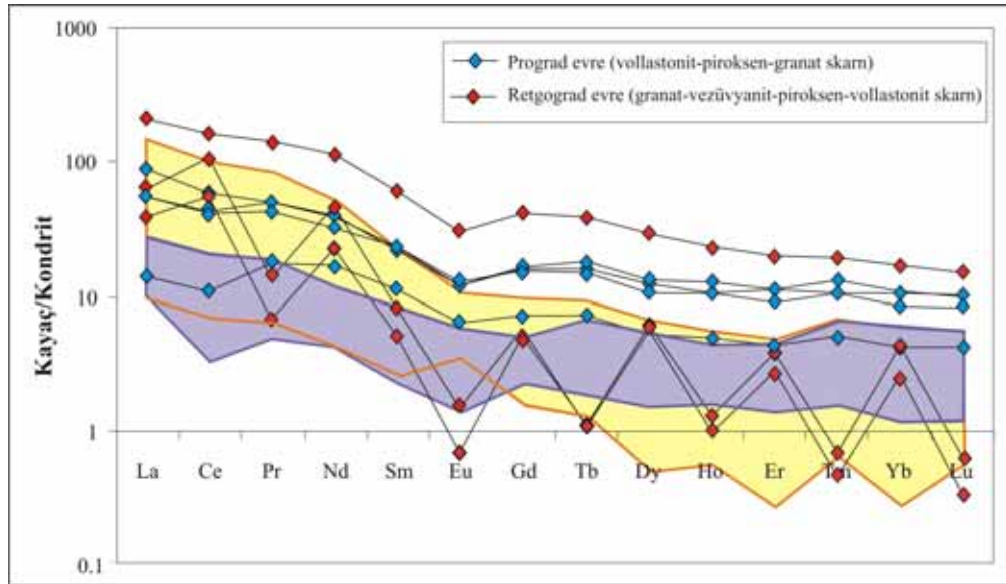
Şekil 4.36. Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vezüvyanit-granat skarn zonları için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır) (Sarı ve eflatun renk tonu ile gösterilen alandaki NTE değerleri Çataldağ Granitoyidi ve mermere aittir).

Himmelberg and Miller (1985) alkalice zengin siyenitik kayaçlarla ilişkili olarak gelişmiş vezüvyanitlerin yüksek miktarda La, Ce, Pr ve Nd (HNTE) içerdiğini belirlemiş ve magmatik bileşenlerce zengin metasomatik akışkanların azaldığı kenar

zonlarda ise NTE içeriğinin kısmen düştüğünü öne sürmüştür. Prograd evrede hidrotermal akışkanlardan oluşmuş vezüvyanit-granatlar, granat skarında olduğu gibi, konveks HNTE yönelimi ve Pr anomalisi sunmaktadır. Retrograd evreye ait NTE'ce oldukça tüketilmiş damar tipi skarnlaşma olan vezüvyanit-granat skarn ise diyagramlarda La'dan Lu'a kadar zig zaglı bir desen ve negatif Eu anomalisi ile karakteristiktir (Şekil 4.36). HNTE anomalileri hidrotermal akışkanlarla oluşmuş zon ile karşılaştırıldığında, Pr minimum, Ce ve Nd ise maksimum anomali vermektedir. (La/Yb)_n oranı ise oldukça düşük olup, 0.8 olarak hesaplanmıştır (Çizelge 4.10). ANTE'ce kısmen zenginleşen zonda (Gd/Yb)_n değeri 6.37 olup ve (La/Sm)_n ise 0.8 ile çok düşüktür.

Prograd evrede gelişmiş granat-piroksen-vollastonit (OA-3-8; NA-11; NB-5a; NC-4a) ve retrograd evrede gelişmiş granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit (NB-7a, OB-6; OB-3b) mineral zonlarına ait NTE içeriklerinin oldukça zenginleştiği gözlenmiştir. Piroksen ve granat içeren bu zonların NTE içerikleri sırasıyla 33.1 - 129.2 ppm (ort 93.94 ppm) ve 151 - 259.35 ppm (223.32 ppm) arasında değişmekte olup retrograd evreye ait örneklerin NTE içeriklerinin oldukça arttığı belirlenmiştir (Çizelge 4.10). HNTE'ce zenginleşmiş örneklerin (La/Yb)_n oranları ise 3.59 - 13.61 ppm (ort 7.2 ppm) ve 6.5 - 17.52 ppm (ort 12.49 ppm) arasında değişmektedir (Çizelge 4.10). HNTE'ce zengin olan prograd ve retrograd evrede gelişen zonlar element değişim diyagramında birbirinden farklı iki tip yönelim sunmaktadırlar (Şekil 4.37). Prograd evredeki mineral zonu granitoidle uyumlu olduğu gözlenirken, retrograd evredeki (NB-7a hariç) vezüvyanit içeren granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit zonu zig zaglı bir desen göstermektedir. Prograd evrenin ürünleri metasomatik akışkanlar için tipik olarak HREE'de konveks bir desen ve maksimum Pr anomalisi ile karakteristiktir. ANTE'lerce zengin ve genelde Eu negatif anomali sunan bu örnekler, muhtemelen hidrotermal akışkanların mermeri çözmesi sonucu oluşmuşlardır. Retrograd evreye ait örneklerin Eu/Eu* oranları (KA-10; Eu/Eu*=1.57 hariç) 0.59 - 0.71 ppm (ort 0.65 ppm) arasında değişmektedir. (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n değerleri 2.4 - 4.2 ppm (ort 3.3 ppm) ve 15.40 - 20.85 (ort 17.8 ppm) arasında olup ANTE'ce zenginleşme oldukça barizdir. Bu veriler meteorik su katkısının da olduğuna işaret etmektedir. Tracay and Frost (1991)

mermer içerisinde granat-vollastonit birlikteliğinin bulunduğu ortamda hidrotermal akışkanlarla birlikte ısıtılarak derinlere inen meteorik suyun da infiltre edildiğini belirtmiştir. Granat gibi susuz bir mineralle birlikte bulunan vollastonitin oluşması için gerekli olan bol miktardaki suyun hidrotermal akışkanlarla birlikte, derinlere inerek ısıtılan meteorik sularla sağlandığı ileri sürülmüştür. Valley and O'Neil (1982) ise meteorik suyun 6 km'den daha sığ ortamlara sızdığını belirtmiştir. Elde edilen bu veriler neticesinde, bölgede skarn oluşumunda ilk olarak metasomatik akışkanların hidrotermal ve meteorik su içerdiği sonucuna varılabilir. Vollastonit bolluğunun düşük olduğu OA-3-8 nolu örnekte ise meteorik su katkısının az olduğu söylenebilir. KA-10 nolu örnekte 1.57 olarak hesaplanan Eu/Eu^* oranı diğer vollastonit içeren örneklerle göre yüksektir (Çizelge 4.10). Eu'un yüksek anomali göstermesi hidrotermal akışkan infiltrasyonuna işaret etmektedir.

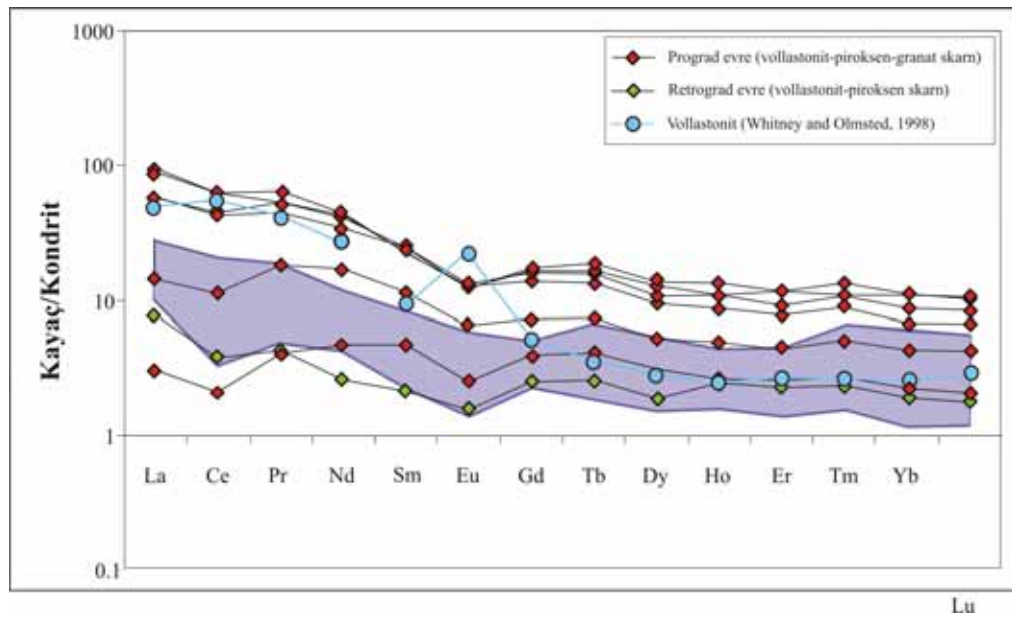


Şekil 4.37. Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vollastonit-piroksen-granat skarn ve granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit zonları için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır) (Sarı ve eflatun renk tonu ile gösterilen alandaki NTE değerleri Çataldağ Granitoyidi ve mermere aittir).

Retrograd evredeki vezüvyanit içeren granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit mineral zonundan toplanan bulunan OB-6 ve OB-3b nolu örnekler oldukça yüksek NTE

içeriklerine sahiptir. Mermer içerisinde damar skarnlaşması şeklinde gelişen bu örneklerin NTE içeriklerinin oldukça yüksek olmasına rağmen değişim diyagramında La'dan Lu'a kadar zig zag şeklinde yönelim sunduğu gözlenir (Şekil 4.36 ve 4.37). Bu örneklerin (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları 5 - 5 ppm (ort. 5 ppm.) ve 9.83 - 18.34 ppm (ort 14.1 ppm) olarak hesaplanmıştır. Bu evreye ait NB-7a örneğinin ise (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları 4.3 ppm ve 20.55 ppm olarak bulunmuştur.

Vollastonit - piroksen - granat mineral zonu %90'dan fazla vollastonit + piroksen içeren mineral zonu ile karşılaştırılmış ve toplam NTE içeriğinin 10.99 ppm'e kadar düşen vollastonit zonuna ait HNTE'lerinin de vollastonit-granat-piroksen zonuna göre oldukça fakirleştiği gözlenmiştir (Çizelge 4.10; Şekil 4.38). (La/Yb)_n oranları prograd evrede gelişen vollastonit-piroksen-granat zonu için 3.9 - 13.61 ppm (ort 7.2 ppm) arasında iken vollastonit bolluğunun fazla olduğu OA-1-14 ve KA-8 örneklerinde



Şekil 4.38. Prograd ve retrograd evrelerde gelişen vollastonit-piroksen-granat skarn ve piroksen-vollastonit zonları için NTE grafikleri (kondrit normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır) (flatun renk tonu ile gösterilen alandaki NTE değerleri Çataldağ Granitoyidi ve mermere aittir).

ise 2.05 - 3.8 ppm (ort 2.92 ppm) arasındadır. Granat bolluğunun az/veya olmadığı piroksen içeren bu zonda Pr'un düşük, Nd ve Sm'un anomali vermediği Eu'un ise negatif anomali sunduğu gözlenir. Whitney and Olmsted (1998) hidrotermal akışkanlar ile reaksiyon sonucu ile gelişmiş vollastonitin düşük NTE içermesine rağmen andradit gibi konveks bir HREE yönelimi ve Eu'nun pozitif anomali sunduğunu belirlemiştir. OA-1-14 örneğinde ANTE'lerinin yönelimi mermere uyumluluk içinde olmasına rağmen, HNTE yöneliminin Çataldağ Granitoyidi'ne benzemediği gözlenmiştir. Vollastonit oluşumunda etkili olan metasomatik akışkanın hidrotermal akışkandan ziyade meteorik kökenli sulardan kaynaklandığı söylenebilir.

Bölgede skarn oluşumunda etkili olan metasomatik akışkanların evriminin çok karmaşık olduğu görülmektedir. NTE içeriklerinin değişim diyagramlarındaki yönelimleri ve NTE hesaplamalarının karşılaştırılması sonucu metasomatik akışkanların kaynağı ve karmaşık skarnlaşma süreçleri belirlenmiştir. İntrüzyonun kristallenmesi esnasında açığa çıkan silikaca zengin akışkanların karbonatlı kayalara infiltrasyonu ile kalsiti çözmesi ve metasomatik reaksiyonlarla başlayan skarnlaşmanın meteorik su katılımı ile devam ettiği gözlenir. Ekzoskarn zonunda prograd ve retrograd evreye ait mineral zonlarının benzer karakterde olması devamlı bir metasomatik reaksiyonun gerçekleşmesi ve epidot ile amfibol gibi sulu minerallerin bulunmaması metasomatik akışkanların kaynağına yönelik yorumları güçleştirmiştir. Mineralojik ve jeokimyasal çalışmaların birlikte değerlendirilmesi daha sağlıklı sonuçlar vermiştir. Prograd evrede granat, piroksen ve daha az bolluktaki vezüvyanit ile vollastonit mineralleri oluşurken retrograd evrede piroksen, vezüvyanit ve vollastonit bolluklarının arttığı petrografik çalışmalarda ortaya konmuştur. Vollastonit oluşumu poroziteyi artırmakla kalmamış hidrotermal akışkanların infiltrasyonunu ve zonlar boyunca sirkülasyonunu kolaylaştırmıştır. Skarnlaşma esnasında porozite artışı ise daha sonraki evrelerde hidrotermal akışkanların dolaşımını kolaylaştırmıştır. Hidrotermal akışkanların eklenmesi mineral zonlarındaki NTE içeriğinin artmasına, özellikle andradit bileşimli zonlu granatların gelişmesine ve bazı zonlarda Eu'nun pozitif anomali sergilemesine neden olmuştur. Hidrotermal akışkanların sürekli sirkülasyon halinde olduğu ve reaksiyonların devam ettiği petrografik çalışmalarda da gözlenmiştir (örneğin, zonlu

granatların çekirdeğinden kenar bantlara doğru piroksenlerin ortaya çıkışı, piroksen ve granattan itibaren vezüvyanit minerallerinin gelişmesi gibi). Ramplasman ile yeni mineraller gelişirken kloritleşme ve karbonatlaşma şeklindeki alterasyonlar da hidrotermal akışkanların etkisini göstermektedir.

4.3.1.5 Cevher iz element jeokimyası

Skarn yataklarında metal içerikleri oldukça değişken bir karaktere sahiptir ve özellikle distal zondaki konsantrasyonlar oldukça önemli olabilmektedir. Jeokimyasal çalışmalar proksimal zondan distal zona doğru metallerde ayırım zonları geliştiğini ve distal zonda ise daha zengin hale geldiğini göstermiştir (Meinert et al., 2005). Aralarında jeokimyasal farklılıklar bulunan skarn yataklarının cevher element anomalileri de birbirinden farklıdır. Meinert et al. (1991) skarn yatakları için element anomali değerlerine yönelik genel bir değerlendirme yapmıştır. Bu değerler; Au 75 ppb, Ag 5 ppm, As 50 ppm, Sb 1 ppm, Bi 50 ppm, Te 1 ppm, Se 5 ppm, Hg 250 ppb, Cd 10 ppm, Cu 100 ppm, Pb 100 ppm, Zn 200 ppm, W 100 ppm, Mo 25 ppm, Co 50 ppm, Ni 75 ppm ve Cr 25 ppm'dir. Cu skarnlar için Au, Ag, Cu, W ve Mo anomali değerleri daha yüksektir (Meinert et al., 1991). W skarnlar için ise Au, Bi, Cu, Sn ve Zn elementleri zenginleşme göstermektedir (Newberry, 1998).

Literatürde mineral bazında yapılmış iz element çalışmaları oldukça sınırlıdır. Özellikle granatlarda yapılan çalışmalarda zonlu granat bantlarında W, Mo, As, Cu ve Zn gibi cevher elementlerinin zenginleştiği belirlenmiştir (Jamtveit and Hervig, 1994). Piroksende iz element çalışmaları çok kısıtlı olup, Lentz (1998) Zn'un piroksenlerin yapısı için uygun olduğunu belirtmiştir.

Kocaçakıl Tepede vezüvyanit-granat skarn üzerinde gelişmiş cevherleşmenin iz element analiz sonuçları Çizelge 4.11'de verilmiştir. Bakır cevheri olarak kalkopirit ve bornitin geliştiği bu zonda Cu bileşimi >10 000 ppm olarak anomali göstermiştir. Bu zonda ayrıca Bi >2000 ppm, Au >1419.6 ppb, Pb 1027.1 ppm, Zn 417 ppm, Ni 289.2 ppm, Ag >100 ppm, Se 60.8 ppm olarak belirlenmiştir. Kocaçakıl Tepe ocağının

mineral zonlarında da Cu, Zn, Pb, Bi ve Au'nun anomali verdiği gözlenmiştir. Özellikle zonlu granatlardan oluşan andradit bileşimli KA-15 ve KA-15b nolu örneklerde Cu, 2793.3 - 4454.8 ppm, Zn 2398 – 2567 ppm, Au 47.7 – 5692.4 ppb ve Cd 10.2 – 18.3 ppm olarak belirlenmiştir. Saf granat (andradit) bileşimli KA-15b örneğindeki Cu, Zn, Au ve Cd anomalileri bu elementlerin granat yapısında hidrotermal akışkanlarla zenginleştiğini göstermektedir. Prograd evreyi temsil eden diğer zonlarda da Cu ve/veya Au'nun zenginleştiği görülmüştür. Plajiyoklaz-piroksen (KA-9; Cu 902.5 ppm, Au 124.8 ppb), vezüvyanit-granat (KA-13; Cu 170.9 ppm) ve vollastonit-piroksen-granat (NC-4a; Cu 701.6 ppm) skarn zonlarında zenginleşmeler örnek olarak verilebilir. Granatın yapısında zenginleşme gösteren Zn elementinin zonlu granat örneklerinde (OA-3-2 ve KA-14a) Sn ile birlikte anomali verdiği belirlenmiştir. Andradit bileşimli bu örneklerin Zn ve Sn içerikleri 280 – 994 ve 631 – 916 ppm arasındadır. W da genellikle yüksek sıcaklıkların hakim olduğu endoskarn zonunda (KR-8 ve OA-3-4) 471.8 - 650.8 ppm arasında yüksek konsantrasyon göstermektedir. Daha sonra gelişmiş skarn aşamasında ise düşük bolluklardadır (OA-1-12 ve KA-11; 98.2 ppm ve 118.5 ppm). Özellikle zonlu granat ve daha sonraki evrelerde ortaya çıkan skarn zonlarındaki cevher element zenginleşmeleri hidrotermal akışkan infiltrasyonu ve sirkülasyonundan ileri gelmektedir.

BÖLÜM 5

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

5.1 Genel Tanımlamalar ve Skarn Çalışmalarının Genel Özellikleri

Sıvı kapanımları, kristallerin büyümesi esnasında ve minerallerin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarda tutulmuş sıvı damlacıklarıdır. Kökenlerine göre birincil, ikincil ve yalancı ikincil olarak üç farklı tipe ayrılırlar. Birincil kapanımlar mineralin oluşumu esnasında ikincil kapanımlar ise mineralin oluşumu sonrası mikro kırıklar veya kristalin büyüme zonlarının sonlandığı kısımlarda oluşmaktadır (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985).

Sıvı kapanım petrografisi yapıldıktan sonra sıvı kapanım ölçümleri ısıtma ve soğutma olarak tanımlanan iki evrede gerçekleştirilir. Sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen sonuçların ifade edildiği bazı terimlerin anlamları aşağıda verilmiştir.

Homojenleşme Sıcaklığı (Th): Isıtma evresinde sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık, atmosferik basınç koşullarındaki en düşük sıcaklıktır. Bu nedenle, sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekir.

Ergime Sıcaklığı (Tm): Su ile zengin kapanımlarda, buzun erimesini ifade eder. Ancak sistemde ergimenin hangi faz için gerçekleştiğini belirtmek gerekir. Zira sistemde CO₂, NaCl gibi bileşenler mevcut ise bunların ergime sıcaklıkları farklı olacaktır (örneğin Tm_{ice}, Tm-NaCl, Tm-CO₂ şeklinde).

Ötektik Sıcaklık (T_e): Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımında, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk gözlemlendiği sıcaklıktır. Bu sıcaklık aynı zamanda farklı yazarlar tarafından ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) olarak da tanımlanır.

%NaCl Eşdeğeri Tuzluluk Miktarı: Sıvı kapanımdaki tuzluluk miktarının %NaCl eşdeğeri cinsinden ifade edilmesidir. Sistemde farklı tuzlar bulunabilir. Fakat bunlar genellikle %NaCl eşdeğeri olarak ifade edilir. Sıvı kapanımlardan elde edilen ötektik sıcaklık (T_e) veya ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) sistemdeki tuz türünün belirlenmesinde kullanılır. Ergime (T_m -ice) veya son ergime sıcaklığı, sistemdeki tuz miktarının hesaplamasında kullanılır.

Maden yataklarının çoğunda sıvı kapanım çalışmaları transparan, yüksek sıcaklık ve basınç aralığında kompozisyonel olarak (P-T-X) duraylı olabilen mineraller (kuvars, karbonat ve florit) üzerinde yapılmıştır. Bu geniş P-T-X aralığında bu mineraller üzerinde yapılan sıvı kapanımları bir takım problemlere neden olmaktadır. Yüksek sıcaklıktan düşük sıcaklıklara doğru bu mineraller büyüyebilir ve sıvı kapanlanması devam edebilir (Roeder, 1984). Buna karşılık forsterit, piroksen ve andradit gibi yüksek sıcaklık mineralleri, sonraki evrelerde gelişen düşük sıcaklık sıvı kapanlanması içermemektedir (Meinert et al., 2005). Bu yüzden skarn minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları sonucu elde edilen sıcaklık, basınç ve skarn yapıcı akışkanların kompozisyonları daha sağlıklı sonuçlar vermektedir.

Skarn yataklarında sıvı kapanım üzerine yapılmış literatürde birçok çalışma mevcuttur (Mathieson and Clark, 1984; Kwak, 1986; Layne and Spooner, 1991; Singoyi and Zaw, 2001; Gilg et al., 2001; Choi et al., 2003; Baker and Lang, 2003; Fan et al., 2004; Timon et al., 2006; Shin and Lee, 2006; Sezerer Kuru vd., 2006; Aysal vd., 2006; vs.). Yapılan bu çalışmalar sıcaklık, basınç ve skarn oluşturucu akışkanların bileşiminin belirlenmesinde kesin veriler sağlamıştır. Ayrıca sıvı kapanım çalışmaları ile yüksek sıcaklık ve tuzluluk içeren prograd evre ile meteorik su katılımı ile sıcaklık ve tuzluluğun düştüğü retrograd evreler daha sağlıklı bir biçimde tanımlanmıştır.

Sn ve W skarn yataklarında sıvı kapanım çalışmaları Kwak (1986) ve Layne and Spooner (1991) tarafından yapılmıştır. Araştırmacılar bu çalışmalarda yüksek sıcaklık ($>700^{\circ}\text{C}$) ve yüksek tuzluluk ($>50\%$ eşdeğeri NaCl) değerleri elde etmişlerdir. Tuzluluğu yüksek skarn sıvı kapanımlarında NaCl, KCl, CaCl_2 , FeCl_2 , CaCO_3 , CaF_2 , C, $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$, Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , AsFeS , CuFeS_2 ve ZnS gibi yavru mineraller belirlenmiştir. Haynes and Kesler (1988) farklı skarnlarda, sıvı kapanımlara yansıyan akışkanların NaCl/KCl: CaCl_2 oranlarında magmatik, tünek ve meteorik akışkanların karışım derecelerine göre sistematik bir değişim olduğunu belirlemiştir. Sıvı kapanımlardaki KCl $>$ CaCl $_2$ değerlerinin magmatik akışkanları, yüksek CaCl $_2$ 'un ise sedimanter kayaç katkısına işaret etmektedir (Kwak and Tan 1981). Ayrıca sıvı kapanımlarda hidrotermal akışkanlarda bulunan CO $_2$ (sıvı ve gaz), CH $_4$, N $_2$, H $_2$ S ve diğer uçucu bileşenler direkt olarak ölçülebilir. Sıvı kapanımlarda CH $_4$ ve CO $_2$ bileşenlerinin karşılaştırıldığı bir çalışma bulunmamasına rağmen, indirgenmiş W skarnlarda CH $_4$ $>$ CO $_2$ olduğu (Fontelles et al., 1989) oksitlenmiş Cu ve Zn gibi skarn sistemlerinde ise CO $_2$ $>$ CH $_4$ (Megaw et al., 1988) olduğu belirtilmiştir (Meinert et al., 2005).

5.2 Susurluk Skarn Yatağının Sıvı Kapanım Petrografisi

Çalışma alanında sıvı kapanım ölçümleri endoskarna ait 1, ekzoskarda prograd evreye ait 4 ve retrograd evreye ait 2 örnekte kuvars, piroksen, vezüvyanit ve vollastonit minerallerinde birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 5.1). İncelenen örneklerde iki ve üç fazlı kapanımlar belirlenmiştir. V(gaz)-L(sıvı) fazlı olarak gözlenen kapanımlar tip I, V(gaz)-L(sıvı)-S(katı) fazlı olarak gözlenen kapanımlar ise tip II olarak nitelendirilmiştir. Tip II olarak tanımlanan (katı içeren-S) örneklerde silvit (S $_1$) ve halit (S $_2$) saptanmıştır. Petrografik incelemeler neticesinde, kuvars ve vollastonit minerallerinde tip II, piroksen ve vezüvyanit minerallerinde tip I+II kapanımları belirlenmiştir. Sıvı kapanımlar genellikle kare, tüp ve düzensiz şekillerde gelişmiştir (Şekil 5.1 ve 5.2).

Çizelge 5.1. Skarn zonlarında ölçülmüş sıvı kapanımların mikrotermometrik değerleri.

Frekans	L (%)	V (%)	S (%)	Te	Tm-ice	Tm-clth	Tms-ha.	Tms-sil.	Th-bab.	Th-tot.	Hom Faz	% NaCl Tuz
OA-3-4 (Piroksen) Endoskarn												
1	51.95	21.12	20.41 (Hal.) 6.52 (Sil.)	-188.1	-	19.8	>600	>600	>600	>600	-	>% 70
2	62.51	28.83	8.66 (Hal.) 8 (Sil.)	-180.4	-	-	536.6	483.9	>600	>600	-	>% 70
3	56.69	21.31	22 (Hal.)	-	-	-	>600	>600	>600	>600	-	>% 70
4	73.47	17.81	8.72 (Hal.)	-176.5	-	-	>600	>600	>600	>600	-	>% 70
5	72.14	18.39	9.47 (Hal.)	-176.4	-	-	>600	>600	>600	>600	-	>% 70
6	59.45	19.53	21.02 (Sil.)	-	-	-	>600	>600	>600	>600	-	>% 70
OA-3-8 (Piroksen) Ekzoskarn – Prograd evre												
1	56.25	18.18	4.05 (Hal.) 21.52 (Sil.)	-69.5	-	9.0	-	522.2	>600	>600	-	>%70
2	82.99	23.83	12.67 (Hal.) 4.34 (Sil.)	-67.2	-	9.0	-	520.9	>600	>600	-	>%70
3	58.85	25.29	15.86 (Sil.)	-65.4	-	10.7	-	-	>600	>600	-	-
4	57.8	20.35	21.90 (Sil.)	-69.4	-	6.1	-	517.7	>600	>600	-	>%70
5	58.97	24.24	12.40 (Hal.) 4.39 (Sil.)	-69.9	-	10.0	504.5	488.2	>600	>600	-	>%70
6	59.24	21.11	19.65 (Sil.)	-69.2	-	8.3	-	488.8	572.2	572,2	L	>%70
7	-	-	-	-	-	-	517.8	-	>600	>600	-	>%70
OA-3-8 (Vollastonit) Ekzoskarn – Prograd evre												
1	54.46	23.88	12.86 (Hal.) 8.8 (Sil.)	-67.4	-	10.8	373.5	368.5	439	439	L	61
2	52.91	20.07	6.82 (Hal.) 20.20 (Sil.)	-69	-	11	365.8	365.7	369.1	369.1	L	61.5
3	61.68	22.95	9.49 (Hal.) 5.88 (Sil.)	-81.4	-	10.5	-	-	439.6		V	-
4	46.85	23.90	20.54 (Hal.) 8.71 (Sil.)	-62	-	11.2	424.1	477.3	494	494	L	>%70
5	73.97	17.62	4.61 (Hal.) 4.10 (Sil.)	-61.6	-	11.6	381.8	409.1	434.6	434.6	L	>%70

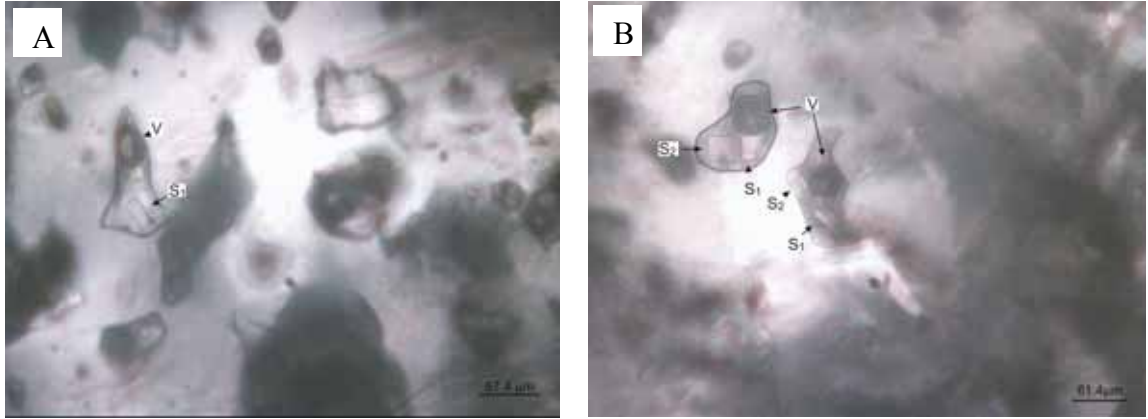
Çizelge 5.1 (devam)

Frekans	L (%)	V (%)	S (%)	Te	Tm-ice	Tm-clth	Tms-ha.	Tms-sil.	Th-bab.	Th-tot.	Hom Faz	% NaCl Tuz
OA-3-2a (Kuars) Ekzoskarn – Prograd evre												
1	32.56	37.25	30.19 (Sil.)	-	-	-	yok	432.6	454.6	454.6	L	% 67
2	35.95	33.37	30.68 (Sil.)	-	-	-	yok	463	>600	>600	-	>% 70
3	-	-	-	-	-	-	yok	489.5	464	489.5	L	>% 70
4	-	-	-	-	-	-	yok	545	454.1	545	L	>% 70
OB-3b (Piroksen) Ekzoskarn --Retrograd evre												
1	53.17	33.96	12.87 (Hal.)	-181.7	-	15.8	525.7	yok	>600	>600	-	58
2	46.61	36.53	16.87 (Hal.)	-182.5	-	16.3	>600	yok	>600	>600	-	>% 70
3	43.88	41.81	14.81 (Hal.)	-189.2	-	-	>600	yok	>600	>600	-	>% 70
4	-	-	yok	-180.7	-	-	-	-	-	-	-	-
5	-	-	yok	-179.2	-	-	-	-	-	-	-	-
6	-	-	yok	-181.2	-	-	-	-	-	-	-	-
OB-3b (Vollastonit) Ekzoskarn --Retrograd evre												
1	52.56	31.66	15.78 (Hal.)	-188	-	-	509.8	-	>600	>600	-	57
2	67.7	22.71	67.7 (Hal.)	-188.9	-	-	591.1	-	>600	>600	-	66
3	50.28	34.03	50.28 (Hal.)	-183	-	-	592	-	>600	>600	-	66
OB-7 (Piroksen) Ekzoskarn --Retrograd evre												
1	79.92	14.63	5.45 (Sil.)	-130	-	-	yok	>600	433.2	>600	-	>%70
2	37.64	57.76	4.60 (Sil.)	-56.1	-	12.8	yok	567.9	>600	>600	-	>%70
3	34.39	60.72	3.20 (Sil.)	-55.4	-	9.6	yok	>600	>600	>600	-	>%70
4	37.74	58.32	3.94 (Sil.) - (Hal.)	-55.5	-19,4	-	549.7	>600	>600	>600	-	>%70
5	78.45	14.56	6.99 (Sil.)	-	-	-	yok	548.9	368.5	548.9	L	>%70
6	73.38	16.39	5.24 (Sil.) 4.99 (Hal.)	-118.6	-	-	375.9	379.2	532.3	532.3	L	61
7	78.93	15.99	5.08 (Sil.)	-	-	-	yok	275	502.9	502.9	L	52
8	81.9	13.55	4.55 (Sil.)	-126.1	-	-	yok	270.8	370.8	370.8	L	51.5
NB-2b (Piroksen) Endoskarn												
1	44.83	28.17	27 (Hal.)	-48.8	-14.4	-	>600	-	449.6	>600	-	>%70
2	57.61	42.39	yok	-58.2	-10.7	-	yok	-	587	587	V	13.98
3	73.77	26.63	yok	-60.2	-10.7	-	yok	-	>600	>600	-	13.98
4	42.57	52.37	2 (Hal.) 3.06 (Sil.)	-	-4.4	-	-	-	>600	>600	-	-
5	31	69	yok	-58.8	-12.9	-	yok	-	592.2	592.2	L	16

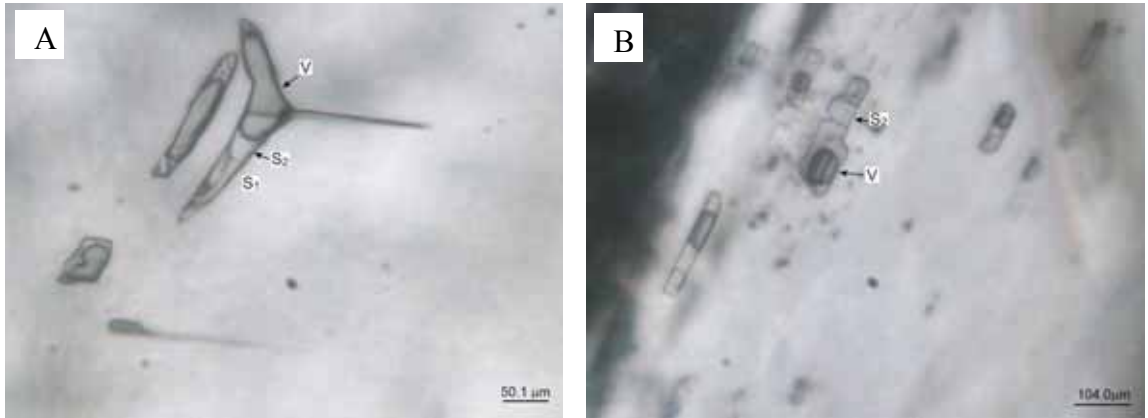
Çizelge 5.1 (devam)

Frekans	L (%)	V (%)	S (%)	Te	Tm-ice	Tm-clth	Tms-ha.	Tms-sil.	Th-bab.	Th-tot.	Hom Faz	% NaCl Tuz
NB-2b (Piroksen) Endoskarn												
6	32.7	67.3	yok	-	-10.9	-	yok	yok	>600	>600	-	13.99
NB-2b (Vezüvyanit) Endoskarn												
1	70.26	10.85	18.89 (Hal.)	-136	-	-	285.4	403.1	403.1	403.1	L	36
2	65.55	34.45	yok	-	-7.7	-	yok	>600	>600	>600	-	10.49
3	86.94	13.06	yok	-68.1	-8.2	-	yok	437.6	437.6	437.6	L	11.71

L: Likit (sıvı), V: vapour (gaz), S: solid (katı), Te: ötektik sıcaklık (ilk ergime sıcaklığı), Tm-ice: son ergime sıcaklığı, Tm-clth: Tms-ha: halitin ergime sıcaklığı, Tms-sil.:silvitin ergime sıcaklığı, Th-bab: gazın homojenleşme sıcaklığı, Th-tot: toplam homojenleşme sıcaklığı.



Şekil 5.1. Prograd evrede gelişen OA-3-8 örneğinde A-piroksen mineralinde, B-vollastonit mineralinde 3 fazlı birincil kapanımın görünümü (V; gaz fazı, S₁; silvit, S₂; halit).

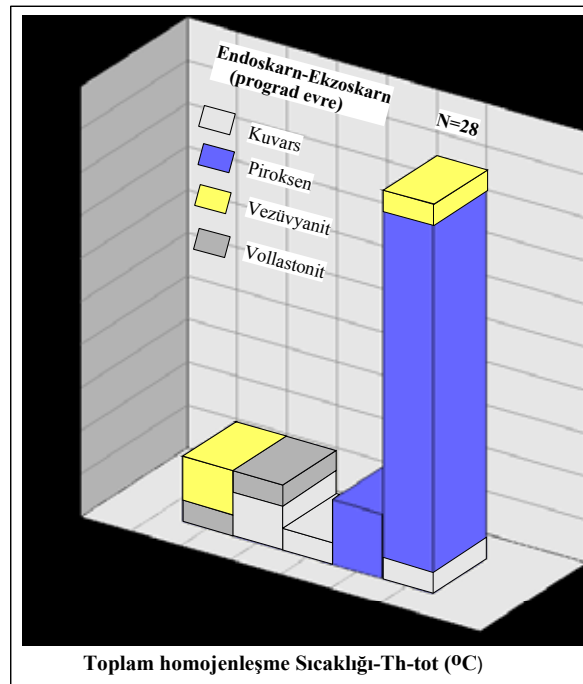


Şekil 5.2. Retrograd evrede gelişen OA-3b örneğinde A-piroksen mineralinde, B-vollastonit mineralinde 3 fazlı birincil kapanımın görünümü (V; gaz fazı, S₁; silvit, S₂; halit).

Endoskarn zonunda tip II kapanımlar % 51.69-73.47 sıvı, % 17.81-28.83 gaz ve % 8.72-26.93 katı; ekzoskarnında prograd evrede tip I kapanımlar % 31-86.94 sıvı, % 13.06-69 gaz, tip II kapanımlar % 42.57-82.99 sıvı, % 10.85-52.37 gaz, % 4.39-34.30 katı, retrograd evrede ise tip II kapanımlar % 34.39-81.9 sıvı, % 13.55-60.72 gaz ve 3.20-67.7 katı fazları içermektedir.

5.3 Sıvı Kapanımların Toplam Homojenleşme Sıcaklık ve Tuzluluk Ölçümleri

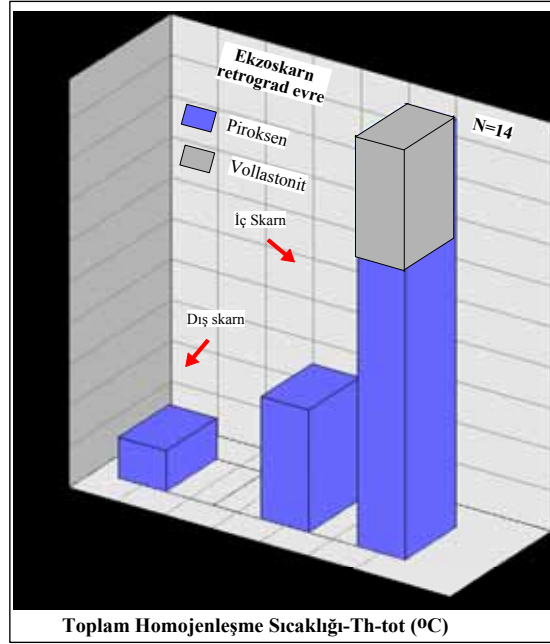
Granat-piroksen skarndaki piroksende $>600^{\circ}\text{C}$, piroksen-granat skarndaki piroksende $587->600^{\circ}\text{C}$, vezüvyanitte $403->600^{\circ}\text{C}$ toplam homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür (Çizelge 5.1). Ekzoskarnda ise prograd evreye ait piroksende $572.2->600^{\circ}\text{C}$, vollastonitte $369.1-494^{\circ}\text{C}$, kuvarsta $454.6->600^{\circ}\text{C}$ ve retrograd evreye ait piroksende $370.8->600^{\circ}\text{C}$, vollastonitte $>600^{\circ}\text{C}$ homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir (Şekil 5.3; 5.4).



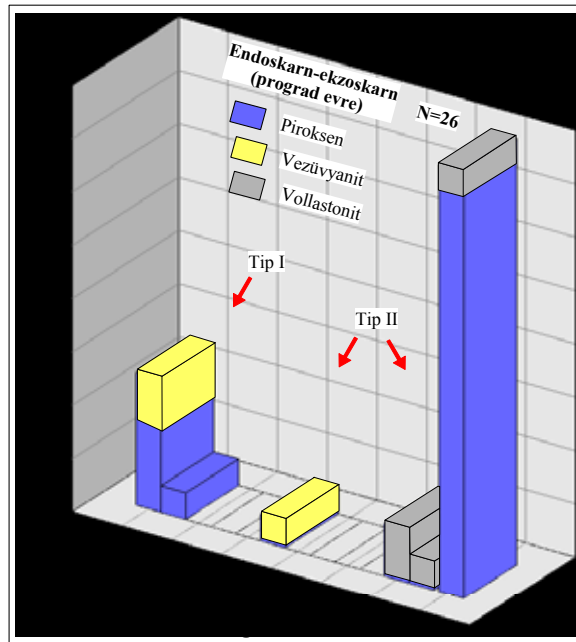
Şekil 5.3. Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin toplam homojenleşme sıcaklık değerleri.

Endo ve ekzoskarn zonlarına ait katı içeren (S_1 :silvit, S_2 :halit) ve tip II olarak tanımlanan minerallerin tuzlulukları, NaCl ve KCl tuzlarının eriyebilirlik eğrisi (Shepherd et al., 1985) kullanılarak elde edilmiştir. Katı içermeyen ve tip I olarak adlandırılan minerallerin tuzlulukları ise Aqso5e bilgisayar programı (Bakker, 2003) ile hesaplanmıştır. Endoskarn zonunda tip II olarak adlandırılan piroksenlerde $>70\%$, tip I piroksende $13.9-16\%$, tip I vezüvyanitte $10.5-11.7\%$, tip II vezüvyanitte 36% ;

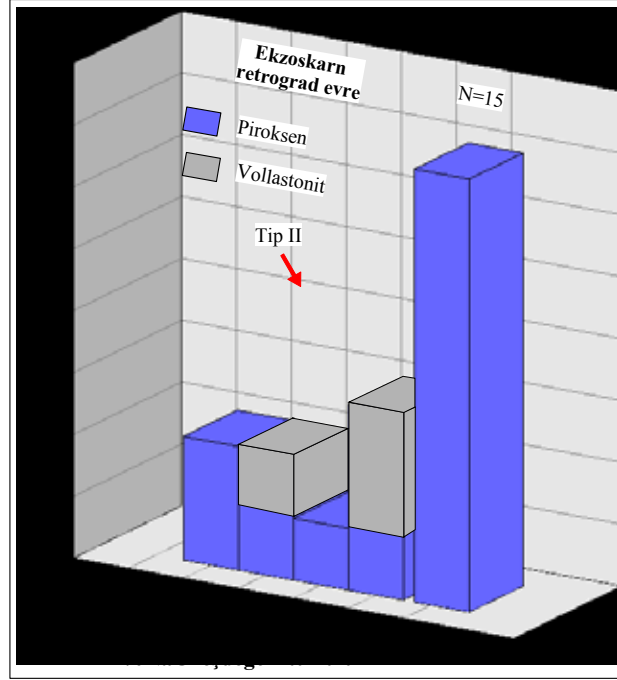
ekzoskarn zonunda prograd evreye ait piroksende %51.5->70, % vollastonitte 61->70, kuvarsta %67->70 (Çizelge 5.1; Şekil 5.5) retrograd evrede ise piroksende %51.5->70 ve vollastonitte %57-66 eşdeğeri tuzluluklar elde edilmiştir (Şekil 5.6).



Şekil 5.4. Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin toplam homojenleşme sıcaklık değerleri.

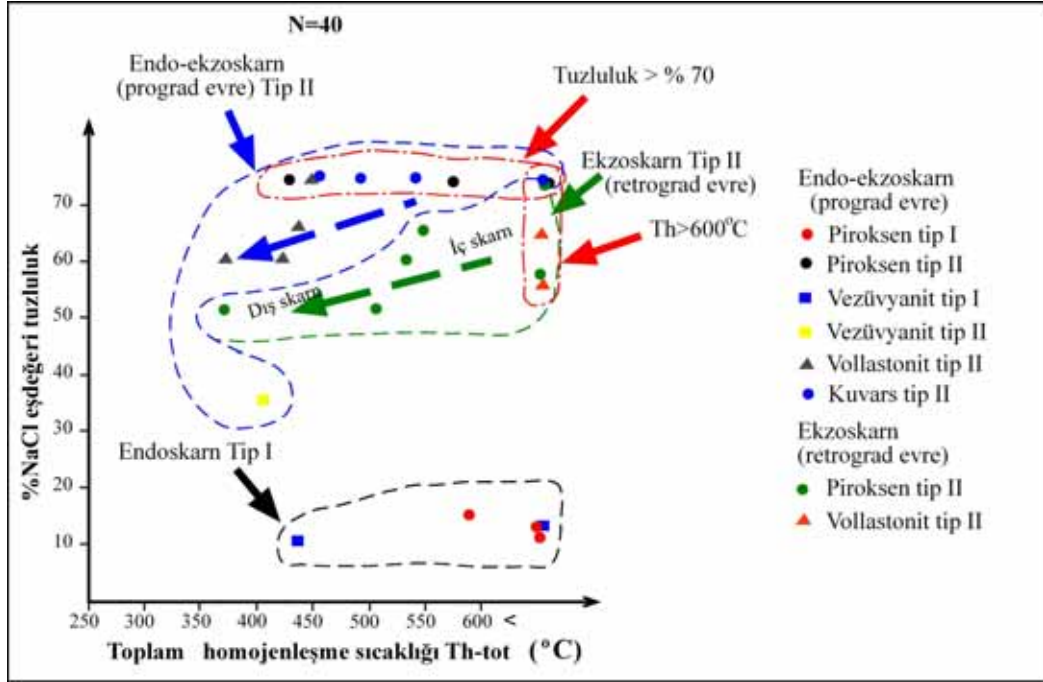


Şekil 5.5. Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri (tip I: L+V; tip II: L+V+S).



Şekil 5.6. Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri (tip I: L+V; tip II: L+V+S).

Toplam homojenleşme sıcaklıkları ile %NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri incelendiğinde endo ve ekzoskarn (prograd evrede) zonlarında tip II piroksen Th-tot, > 600°C ile >%70 NaCl eşdeğeri tuzluluk, tip I piroksende Th-tot; 587->600°C ile % 13.9-16 NaCl eşdeğeri tuzluluk, tip I vezüvyanitde Th-tot; 437->600°C ile %10.5-11.7 NaCl eşdeğeri tuzluluk, tip II vezüvyanitde Th-tot; 403.1°C ile %36 NaCl eşdeğeri tuzluluk ve tip II kuvarsta >600°C ile 67->%70 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri belirlenmiştir. Retrograd evrede ise tip II vollaŝtonitte Th-tot; 600°C ile >%57-66 NaCl eşdeğeri tuzluluk ve tip II piroksende Th-tot; >600-371°C ile >%70-51.5 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri belirlenmiştir (Şekil 5.7). Endoskarn zonu, tip I+II vezüvyanit ve tip I piroksen kapanımları dışında aşırı tuzluluk değeri vermiştir. Th-tot sıcaklığının düşmesi ile tuzluluk değeri de az da olsa düşüşler gözlenmiştir. Endoskarn zonu mineralleri oluşum sırasına göre incelendiğinde, piroksen ve vollaştonit minerallerinde Th-tot ile tuzluluk değeri uyumlu sonuçlar vermektedir. Ekzoskarn zonunda ise iç skarn zonuna ait piroksen yüksek Th-tot ve tuzluluk değeri sunarken dış skarn Th-tot ile tuzluluk değeri uyumlu bir düşüş gözlenmiştir.



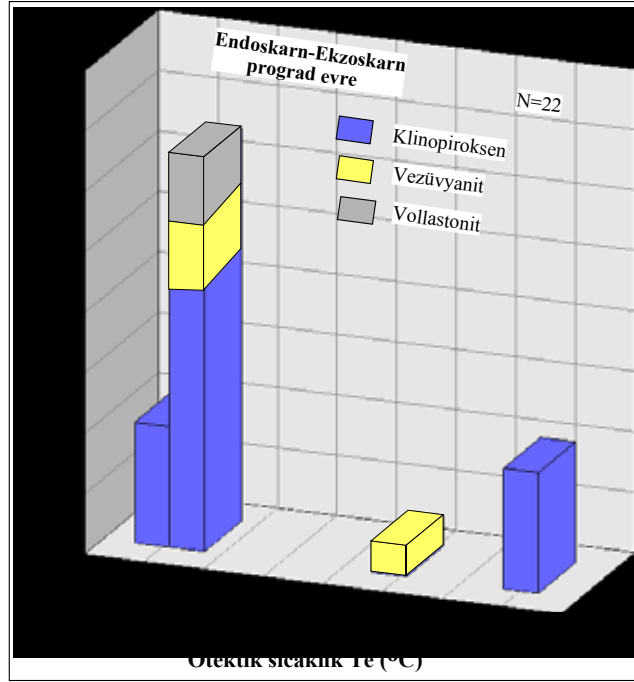
Şekil 5.7. Endo ve ekzoskarn zonlarına ait minerallerin Th-tot ve %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.

Mikrotermometrik ölçümler sonucunda, endo ve ekzoskarnındaki (prograd evre) tip I ve II kapanımlı piroksende, retrograd evredeki (iç skarn) tip II piroksen ve vollastonitte yüksek sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Tms ölçümleri ise endo ve ekzoskarn zonunda vezüvyanit, vollastonit ve tip I piroksenler hariç >%70 NaCl ile aşırı tuzlu değerler vermiştir. Kwak (1986) erken evrede (stage I) oldukça yüksek tuzluluktaki akışkanların granitoyidin kristalizasyonu ile yakından ilişkili olduğunu belirtmiştir. Yüksek sıcaklık ve yüksek tuzluluktaki bu zonda bileşimsel olarak meteorik su sirkülasyonunun olası olmadığı vurgulanmıştır. W, Mo, Sn ve U gibi element konsantrasyonlarının bu evrede arttığı belirlenmiştir (Kwak, 1986). Ekzoskarn zonunda (retrograd evrede) ise tuzluluğun %51.5 NaCl'ye kadar düştüğü belirlenmiştir. Belirlenen yüksek tuzluluk-yüksek sıcaklık değerleri magmatik kaynaklı akışkan katkısına işaret etmektedir. Endo ve ekzoskarn zonlarında sıcaklık düşüşü ile tuzluluğun azalması magmatik akışkanlarla birlikte muhtemelen sistemde meteorik kaynaklı akışkanlarında etkili olduğunu göstermektedir.

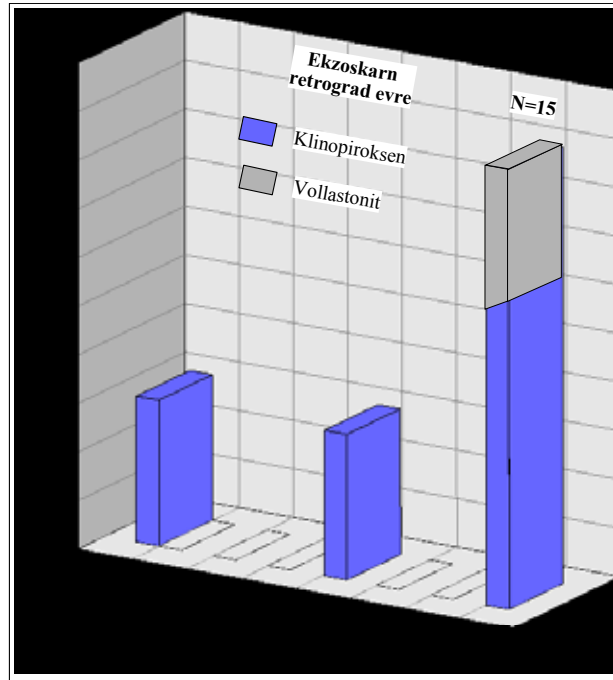
Endoskarn zonuna ait NB-2b nolu tip I (L+V) kapanımları içeren örnekte piroksen mineralinde %31-73.9 sıvı, %26.6-69 gaz fazları ve Th-tot: >600-587°C sıcaklıkları ile kaynamanın varlığı belirlenmiştir (Çizelge 5.1). Sıvı kapanımlarda kaynamanın varlığı sıvı ve gaz fazlarının aynı homojenleşme sıcaklığı vermesiyle tanımlanır. Skarlarda kaynamanın sadece erken aşamada geliştiğine dair birçok bulgu vardır (Kwak, 1986). Kwak (1986) kaynama işlevinin sığ zonlarda oluşmuş skarlarda yaygın olarak geliştiğini vurgulamıştır. Araştırmacı kaynamanın yüksek sıcaklıktaki hidrotermal akışkanların yüzeyi kırıklandırması ile geliştiğini ileri sürmüştü ve bunu takiben soğutucu etkisi olan meteorik suyun sisteme katılarak sıcaklık ve tuzluluğu düşürdüğünü belirtmiştir. Kaynama olayının belirlendiği NB-2b örneğinde sıcaklığın fazla düşmediği (>600-587°C) buna karşın piroksende tuzluluğun oldukça azaldığı belirlenmiştir (%13.98->70NaCl) (Çizelge 5.1). Aynı örnekte vezüvyanit mineralinde ise sıcaklık (403->600°C) ve tuzluluk (%10.49-36 NaCl) birlikte oldukça düşmüştür. Yani kaynama olayını takiben soğutucu ve tuzluluğu düşürücü etkisi olan meteorik su sisteme dahil olmuştur.

5.4 Sıvı Kapanımların Ötektik Sıcaklık Değerleri

Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımında, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk gözlemlendiği sıcaklık ötektik sıcaklıktır. Susurluk skarn yatağında endoskarn ve ekzoskarn (prograd evre) ve retrograd evre için belirlenmiş ilk ergime sıcaklıkları (ötektik sıcaklık-Te) Şekil 5.8 ve 5.9'da verilmiştir. Ötektik sıcaklıklar endoskarn ve prograd evrede -188 ila -176.4°C, -136°C ve -81 ila -48.8°C arasındadır. Retrograd evrede ise -189.9 ila -179.2°C, -130 ila -118.6°C ve -56.1 ila -55.4°C arasında değişmektedir. Ötektik sıcaklıklar sistemdeki akışkanların bileşimi ve özellikle sıvı kapanımdaki suyun tuzluluğunu belirlemek için ölçülür (Shepherd et al., 1985). Skarlarda yapılan çalışmalarda ise NaCl'un CaCl₂'den baskın olup olmadığını belirlemek için kullanılmıştır (Kwak and Tan, 1981; Haynes and Kesler 1988).



Şekil 5.8. Endo ve ekzoskarn (prograd evre) zonlarına ait minerallerin ötektik sıcaklık (T_e) değerleri.



Şekil 5.9. Ekzoskarn zonuna (retrograd evre) ait minerallerin ötektik sıcaklık (T_e) değerleri.

Metanın Roedder (1984) tarafından -182.5°C , Shepherd et al. (1985) tarafından -185.5°C , CO_2 'in ise Roedder (1984) tarafından -56.6°C 'nin altında donduğu belirlenmiştir. Shepherd et al. (1985) ise sıvı ve gaz fazlarının bulunduğu düşük sıcaklıklarda saf CH_4 'ın ötektik sıcaklığının -82.1°C 'ye indiğini belirlemiştir. Ancak CO_2 , CH_4 ve $\text{CO}_2\text{-N}_2$ 'nin bulunduğu sistemde termometrik verilerin yorumlanması ve CO_2 ile $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ ayırımı oldukça güçtür. Metanın ötektik sıcaklığı, CO_2 'den (-56.6°C) düşük olması ile ayırım yapılabilir (Shepherd et al., 1985). CO_2 'in bulunduğu sistemde clathrate gelişebilir ve sıvı-gaz fazının bir arada bulunduğu faz olarak tanımlanır. Ötektik sıcaklığı -56.6°C olan CO_2 'in, son erime sıcaklığı (T_m)'nin -1.5 ila $+9^{\circ}\text{C}$ arasında gelişmesi ile clathrate ($T_{m_{\text{clt}}}$) oluşumu belirlenir (Shepherd et al., 1985). Ancak son erime sıcaklıklarında $T_{m_{\text{clt}}} > +10^{\circ}\text{C}$ veya $T_{m_{\text{clt}}} < +10^{\circ}\text{C}$ olması, sistemde başka gaz veya tuzun olduğuna işaret eder. Sistemde metanın olması, metanın erime sıcaklığının CO_2 'den yüksek olması nedeniyle ötektik sıcaklığını artırır. Bir miktar tuzun bulunması ($T_m < +10^{\circ}\text{C}$) ise, sistemin ötektik sıcaklıklarını $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ sistemine (-52°C) doğru kaydırır.

Susurluk skarn yatağında sıvı kapanımlardan elde edilen $T_e = -182.5^{\circ}\text{C}$, $T_{m_{\text{clt}}} = 16.3$ (OB-3b) ve $T_e = -56.1^{\circ}\text{C}$, $T_{m_{\text{clt}}} = 12.8$ değerleri ile CH_4 ve CO_2 (OB-7) varlığı açık bir şekilde ortaya konmuştur (Çizelge 5.1) (Roedder, 1984). Ölçülen -189.2 ila -180.4°C ve 19.8 ila 15.8°C arasındaki ötektik ve erime sıcaklıkları ile akışkanda CH_4 oluşumları gelişmiştir. CO_2 'lere ait ötektik ve erime sıcaklıkları ise -56.1 ila -55.4°C ve 12.8 ila 9.6°C arasında değişmektedir. Clathrate oluşumlarının gözlemlendiği diğer örneklerde ise (OA-3-8; piroksen ve vollastonit) ($T_{m_{\text{clt}}} = +10$ to $+11.6$) ötektik sıcaklıklar -65.4 ila -81.4°C arasında seyretmektedir (Çizelge 5.1). CH_4 ve CO_2 ayırımının güç olduğu sistemde her ikisinin de akışkanda bulunduğu söylenebilir (Shepherd et al., 1985). OA-3-8 (piroksen) örneğinde ise ötektik sıcaklıklar -69.5 ila -67.2°C arasında değişmesine rağmen erime sıcaklığı 6.1 ila 9.0°C arasındadır (Çizelge 5.1). $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$ 'nin belirlendiği akışkan sisteminde $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ sisteme dahil olduğu söylenebilir (Shepherd et al., 1985). NB-2 örneğinde ise ötektik sıcaklıklar -48.8°C 'ye kadar düşmüştür (Çizelge 5.1). $\text{NaCl+KCl+H}_2\text{O}$ sisteminin ötektik sıcaklığı -23°C ve $\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{NaCl}$ 'nin ötektik sıcaklığı ise -52°C olarak belirlenmiştir (Linke, 1965).

Ötektik sıcaklığı -48.8°C olan örnekteki akışkanda CaCl_2 varlığından söz edilebilir. Kalsik skarlarda akışkanların CaCl_2 içermesi, skarn oluşumundaki karbonat çözünmesine işaret etmektedir (Kwak, 1986).

Sıvı ölçümleri sonucunda endoskarn ve ekzoskarn zonunda piroksen minerallerinin sıcaklık ve tuzluluğunun çok yüksek olduğu gözlenmiştir. Damar skarnlaşması şeklinde gelişen örneklerde (OB-3b ve OB-7) akışkanların sıcaklığı yüksek ancak tuzluluk düşük olarak belirlenmiştir. Karbonat kayacı ile etkileşimlerin yüksek olduğu bu kayaçlarda, tespit edilen yüksek sıcaklıklar hızlı soğumanın olmadığını gösterir. Kaynamanın görüldüğü NB-2b örneğindeki piroksende yüksek sıcaklık ve tuzluluk ile yüksek sıcaklık ve düşük tuzluluk değerleri belirlenmiştir. Soğumanın hızlı gelişmediği mineralde, tuzluluğun düştüğü fakat gaz fazının küçülmediği gözlenmiştir. Piroksen oluşumunu takiben, vezüvanit mineralinde gaz fazının küçüldüğü ve tuzlulukla birlikte sıcaklığın düştüğü belirlenmiştir. Bu da soğutucu ve seyreltici etkisi olan meteorik suyun sisteme katıldığını göstermektedir.

BÖLÜM 6

DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI

6.1 Temel Kavramlar

Bir elementin elektron ve proton sayıları aynı ancak farklı nötron yüklü atomlarına izotop adı verilir. Bu nedenle, izotopların atomik kütleleri birbirinden farklıdır. Aynı elemente ait izotopların kimyasal davranışları çok az değiştiğinden, izotoplar arasındaki kütle farkı da oldukça küçük sapmalara neden olmaktadır. Duraylı izotop konsantrasyonları sıcaklık, su-kayaç etkileşimi, buhar ayrımı, seyrelme veya karışım gibi faktörlere bağlı olarak gelişen hızlı, tamamlanmamış veya tek taraflı süreçlerin etkisi altında değişmektedir.

Gaz, su ve kaya gibi sistemlerdeki izotop değişimleri ortamda gelişen doğal süreçler sonucu ortaya çıkmaktadır. Duraylı izotopların en önemlileri olan hidrojen, oksijen, karbon ve kükürt elementleri bazı ortak özelliklere sahiptir:

- * Düşük atomik kütleyle sahiptirler,
- * Bu elementlerin nadir (ağır) ve bolluk derecesi yüksek (hafif) olan izotopları arasındaki göreceli kütle farkı oldukça fazladır. Örneğin, ^{13}C ve ^{12}C arasında %8.3, ^{18}O ve ^{16}O arasında %12.5 ve D ve H arasında ise %100'e varan kütle farkı bulunmaktadır,
- * Bu elementlerin çok güçlü kovalent bağ oluşturmaları yüksek oranda izotopik ayrımlaşmalarına yol açmaktadır,
- * Bu elementler akışkan ve kayaların önemli bileşenleridirler,

* Nadir izotopun bolluğu kütle spektrometresi ile ölçülebilecek (yüzde ile ifade edilebilecek şekilde) kadar yeterlidir.

İzotop oranı (R): Bir elementin herhangi bir izotopu ile aynı elementin en bol bulunan izotop atomları arasındaki sayısal orandır. Örnek olarak döteryum (D) alınırsa:

$$R_{(D)} = \frac{{}^2H}{{}^1H}$$

Kütle spektrometresi duraylı izotop konsantrasyonlarını ölçen bir alettir. Bu cihaz, farklı kütleli izotopların bolluk oranlarını ölçer. Analiz sırasında ortaya çıkan çeşitli kimyasal, fiziksel ve elektronik süreçler nedeniyle, bu oran kesin şekilde ölçülememekte ancak aynı kütle oranına sahip bir standart ile karşılaştırılmaktadır. Böylece, bir örnekteki bilinmeyen kütle oranı, $R_{\text{örnek}}$, (${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, D/H veya ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ gibi) tam olarak bilinmese de referans olarak alınan bir maddedeki (R_{standart}) aynı kütle oranı ile doğru bir şekilde karşılaştırılabilmektedir. Böylece, izotop konsantrasyonları ‰ sapması olarak δ işareti ile gösterilir.

$$\delta = 10^3 \frac{R_{\text{örnek}} - R_{\text{standart}}}{R_{\text{standart}}}$$

veya aynı denklem oksijen için yazılırsa,

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{örnek}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3$$

$\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri için standart olarak SMOW kullanılmaktadır. SMOW (Standard Mean Ocean Water) standart ortalama deniz suyu anlamına gelmektedir. Hidrolojik döngünün giriş ve çıkış noktalarını en iyi şekilde temsil etmesinden dolayı, okyanus suyu standart olarak seçilmiştir. Bununla birlikte, yeryüzündeki suyun yaklaşık %97'sini oluşturan okyanus suyu oldukça yeknesak bir izotop bileşimine sahiptir. Tanım gereği, SMOW içinde $\delta^{18}\text{O} = 0$ ve $\delta\text{D} = 0$ olmalıdır.

Karbon için öngörülen standart, Kuzey Carolina PeeDee Formasyonunda görülen belemnit fosilinin (PDB) karbon izotop bileşimidir. Bu standardın orijinal malzemesi günümüzde mevcut değildir. Yeni karbonat referansı NBS-19'dir. Kükürt için kullanılan standart ise Canyon Diablo meteorididir.

Aynı elementin izotopları benzer özelliklere sahip olmalarına karşın, kütle farkı nedeniyle farklı reaksiyon hızları ve dağılımları göstermektedirler. Yayılma, buharlaşma, yoğunlaşma ve erime gibi bazı fiziksel süreçler de izotop ayrışmasına yol açmaktadır. Fiziksel veya kimyasal işlevler sonucu ortaya çıkan izotop bileşimindeki tüm bu değişimler *izotopik ayrışma* olarak bilinir. Ayrışma faktörü, α , bir sistemdeki farklı bileşik veya fazların izotop oranları arasındaki sayısal orandır.

Duraylı izotoplarda, ‰ ayrışması ($10^3 \ln \alpha$) oldukça önemlidir. Bu miktar Δ değeri ile gösterilir.

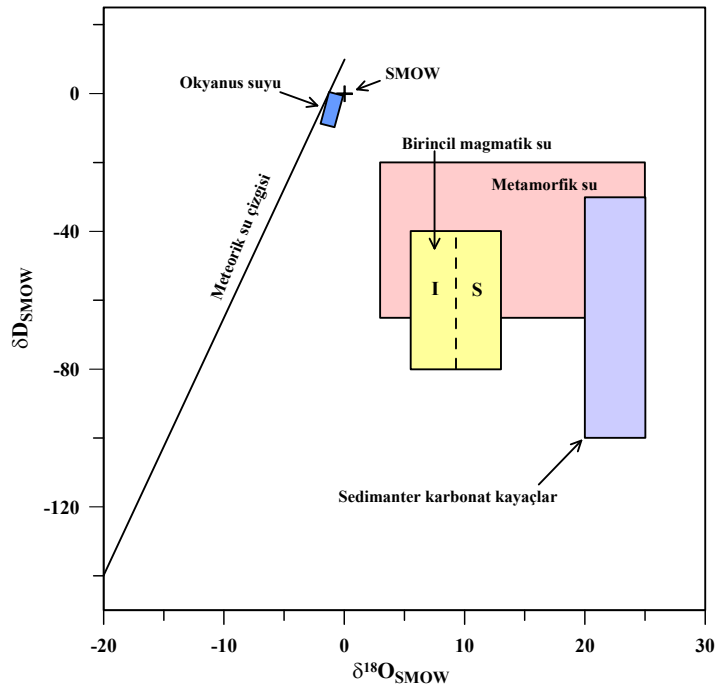
$$\Delta_{a-b} = \delta_a - \delta_b \approx 10^3 \ln \alpha_{a-b}$$

Böylece, δ değerlerinin farkından elde edilen Δ , ‰ ayrışması için mükemmel bir yaklaşım olacaktır. Belirli bir sıcaklıktaki denge için gerekli ayrışma faktörü (α) 1'den hafif düşük bir değer ile 1'den hafif yüksek bir değer arasında olacaktır. Bir başka deyişle, $10^3 \ln \alpha$ ifadesinin sadece işareti değişecektir.

6.2 Duraylı İzotopların Kullanım Alanları

Duraylı izotoplar cevher oluşturan akışkanların kökeni ve sıcaklığının belirlenmesi, yan kayaçlar ile hangi oranda etkileşime girdikleri konusunda oldukça faydalı bilgiler sağlar (Bowman, 1998). Oksijen, hidrojen, kükürt ve karbon gibi elementler farklı jeokimyasal süreçler altında farklı izotop oranları sergilerler. Şekil 6.1'den görüldüğü üzere magmatik, metamorfik ve meteorik akışkanlara ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD

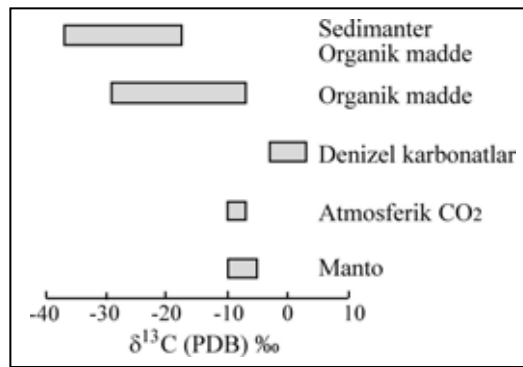
oranları birbirinden oldukça farklı izotopik değerlere sahiptir. Magmatik kayaların izotop bileşimleri esas alınarak tanımlanan magmatik akışkanların ve $\delta^{18}\text{O}$ ile δD değerleri sırasıyla, +5.5 ila +13‰ ve -40 ila -80‰ (VSMOW-Vienna Standart Mean Ocean Water) arasında değişmektedir (Taylor, 1974; Sheppard, 1981). Altere olmamış plütonik kayaların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri I-tipi ve $\delta^{18}\text{O}$ 'ce zenginleşmiş S-tipi olarak ikiye ayrılmıştır (Şekil 6.1). Metamorfik suların izotop bileşimleri (300-600°C civarındaki sıcaklıklarda) metamorfizma sırasında oksijen ve hidrojen içeren mineraller ile akışkan arasındaki denge tarafından kontrol edilmektedir. Bu suların $\delta^{18}\text{O}$ ile δD değerleri, sırasıyla, +3 ila +25‰ ve -20 ila -65‰ arasında değişmektedir (Taylor, 1974; Sheppard, 1981). Meteorik suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri ise sırasıyla 0 ila -60‰ ve +10



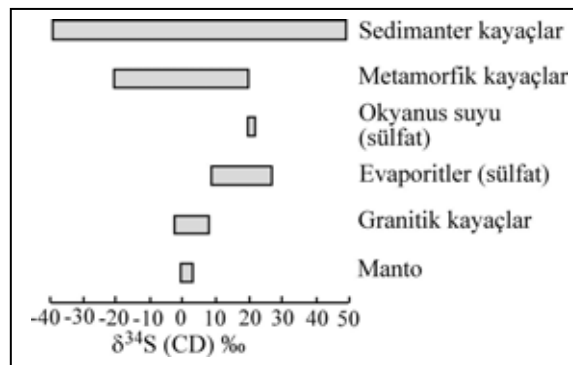
Şekil 6.1. Farklı su tipleri için $\delta^{18}\text{O}$ ile δD oranları (Taylor, 1974; Sheppard, 1981; Craig, 1961).

ila -400‰ arasındadır (Craig, 1961). Kabuk ve üst manto kayaları için tanımlanan $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri birbirinden çok farklı değildir (Şekil 6.2). Denizel karbonat kayalarına ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları -3 ila +3‰ (PDB-Peedee Bellemnite) arasında iken mantosal $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise biraz tüketilmiş olup -5 ila -10‰ arasındadır (Hoefs,

1987). Magmatik ve denizel karbonatlara ait karbon izotop değerleri organik madde içeren sedimanter kayalara göre önemli ölçüde zenginleşmiştir. Buna karşın ağır karbon izotopu bakımından oldukça tüketilmiş olan organik maddece zenginleşmiş kayaların $\delta^{13}\text{C}$ oranları -18 ila -38‰ arasında seyrederek (Hoefs, 1987). Manto kaynaklı $\delta^{34}\text{S}$ oranları dar bir aralıkta yer alır ve 0 ila +4‰ (CDT-troilite from the Canyon Diablo meteorite) arasında değerlere sahiptir (Şekil 6.3). Granitik kayalar ise -1 ila +8‰ arasında değişen daha geniş $\delta^{34}\text{S}$ aralığına sahiptir (Ohmoto and Rye, 1979; Hoefs, 1987).



Şekil 6.2. Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları (Hoefs, 1987).



Şekil 6.3. Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{34}\text{S}$ oranları (Hoefs, 1987).

Kontakt metamorfik kayaların duraylı izotop kompozisyonları çeşitli jeokimyasal işlevlerin etkisi ile değişir. Sokulum kayacının ve kireçtaşının başlangıç $\delta^{18}\text{O}$ oranları sırasıyla 5.5 - 13‰ ve 20 - 28‰ arasında olup birbirinden oldukça farklı

değerlerdedir (Taylor, 1974; Sheppard, 1981). Kontakt metamorfik kayacın izotop kompozisyonunu etkileyen dört ana faktör vardır. Bu faktörler:

- 1-) Kayacın metamorfizma öncesi izotop kompozisyonu,
- 2-).Metamorfik buharlaşma (volatilization) etkisi,
- 3-) Su infiltrasyonu ile izotop değişimi (su/kayaç oranlarındaki değişim) ve
- 4-) Sıcaklık değişimi.

Duraylı izotop analizleri ile birlikte detaylı arazide gözlemleri alanda gelişmiş minerallerin oluşum sırası ve dengede bulunan mineral çiftlerinin tespit edilmesi, minerallerin kimyasal kompozisyonları ve oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi ile cevher ve yan kayacın ana ve iz element analizlerinin paralel gerçekleştirilmesi yapılması gereken diğer çalışmalardır. Tüm bu çalışmalar birlikte yürütüldüğünde, duraylı izotop analizlerinde elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde sıralanan hususların belirlenmesine direkt katkı sağlayabilir (Ohmoto, 1986).

- a) Cevher oluşumuna ait sıcaklık, basınç ve oluşum derinliği gibi fiziksel oluşum şartları (jeotermometre olarak),
- b).Özellikle kükürt, karbon ve metaller gibi cevher oluşturan bileşenlerin kökeni ve cevher oluşturan çözeltilerin kimyasal bileşimleri,
- c) Çalışılan minerallere ait redoks durumu.

6.3 Oksijen ve Hidrojen İzotop Sonuçları

6.3.1 Silikat minerallerinin kökeni

Çalışma alanında oluşmuş skarn zonunun duraylı izotop sistematiklerini ortaya koymak için Çataldağ Granitoyidi'nin merkez ve kenar fasiyeslerinden örneklenen kuvars, biyotit, plajiyoklaz; Oyuk Tepe, Naldöken Sırtı ve Kocaçakıl Tepe ocaklarının endo ve ekzoskarn zonlarından örneklenen kuvars, plajiyoklaz, granat, klinopiroksen,

vollastonit ve vezüvyanit minerallerinde $\delta^{18}\text{O}$ analizleri yapılmış ve sonuçlar toplu olarak Çizelge 6.1 ve Şekil 6.4’de verilmiştir.

Çizelge 6.1. Oksijen izotop analiz sonuçları (‰)

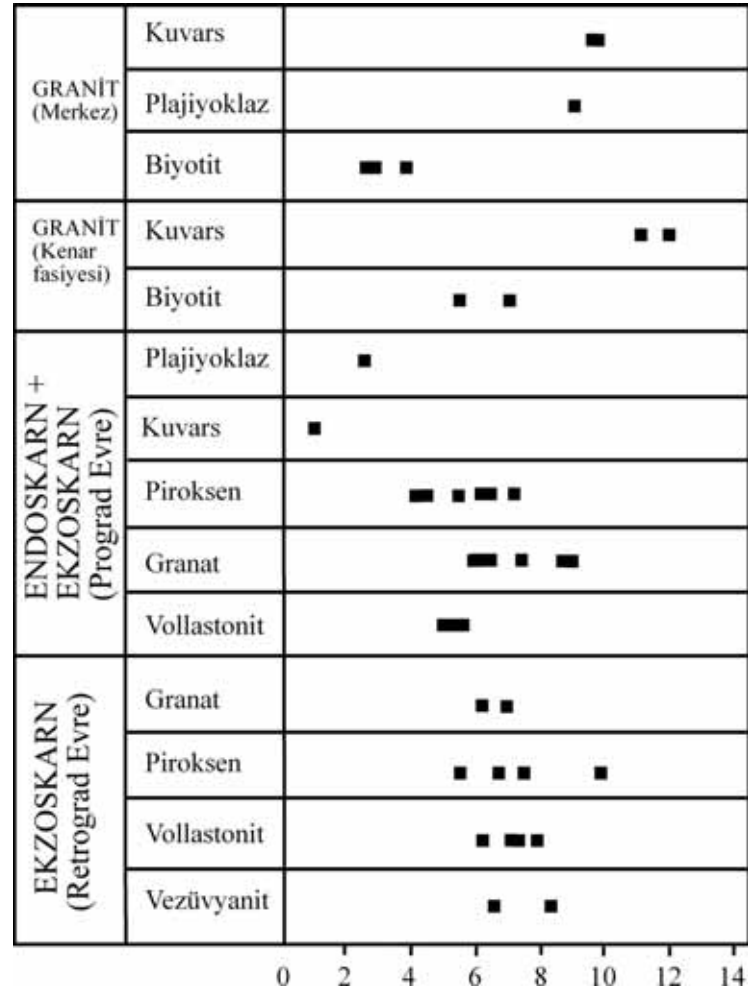
Kayaç Tipi veya Mineral Topluluğu	Örnek No	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
ÇATALDAĞ GRANİTOYİTİ				
Granit (Merkez)	KL-1	Biyotit	2.87	-188
Granit (Merkez)	KL-4	Kuars	9.87	
	KL-4	Plajiyoklaz	8.95	
	KL-4	Biyotit	3.95	-223
Granit (Merkez)	KL-7	Kuars	9.53	
	KL-7	Biyotit	2.95	-182
Granit (Kenar zon)	OA-6	Kuars	11.35	
	OA-6	Biyotit	5.86	-110
Granit (Kenar zon)	OA-21a	Kuars	12.00	
	OA-21a	Biyotit	6.82	-124
ENDOSKARN				
Plajiyoklaz-piroksen skarn	OA-1-18	Piroksen (hed)	5.69	
	OA-1-18	Plajiyoklaz (bit)	2.63	
Granat-piroksen skarn	OA-3-4	Granat (grs)	5.97	
	OA-3-4	Piroksen (hed)	6.40	
Piroksen-granat skarn	NA-12b	Granat	9.08	
	NA-12b	Piroksen	4.08	
Piroksen-granat skarn	NB-2b	Granat (grs)	7.44	
	NB-2b	Piroksen (diy)	7.10	
EKZOSKARN-PROGRAD EVRE				
Vollastonit-piroksen-granat skarn	OA-3-8	Granat (and)	6.51	
	OA-3-8	Piroksen (diy)	6.21	
	OA-3-8	Vollastonit	5.52	
Vollastonit-piroksen-granat skarn	NA-9	Granat	5.99	
	NA-9	Piroksen	4.68	
	NA-9	Vollastonit	5.49	
Vollastonit-piroksen-granat skarn	NA-11	Granat (and)	8.86	
	NA-11	Vollastonit	4.99	
Granat skarn	OA-3-2b	Granat (andradit)	5.93	
	OA-3-2b	Kuars	1	
Granat skarn	KA-11	Granat (grs)	5.99	
Granat skarn	KA-15b	Granat (and)	6.16	
EKZOSKARN-RETROGRAD EVRE				
Granat-piroksen-vollastonit skarn	KA-6	Granat (grs)	6.40	
	KA-6	Piroksen (diy)	5.71	
	KA-6	Vollastonit	7.45	

Çizelge 6.1 (devam)

Kayaç Tipi veya Mineral Topluluğu	Örnek No	Mineral	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$
EKZOSKARN-RETROGRAD EVRE				
Granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit skarn	NB-4b	Piroksen	9.94	
	NB-4b	Vollastonit	7.42	
Granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit skarn	NB-7a	Granat	6.94	
	NB-7a	Piroksen	7.58	
	NB-7a	Vollastonit	7.15	
Vezüvyanit-piroksen-granat skarn	OB-2	Vezüvyanit	6.65	
Granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit skarn	OB-3b	Piroksen (diyopsit)	6.73	
	OB-3b	Vollastonit	6.25	
Dış skarn (granat-vezüvyanit-piroksen-vollastonit-kalsit)	OB-7	Vezüvyanit	8.28	

Çataldağ Granitoyidi'nin $\delta^{18}\text{O}$ izotop sonuçları kuvars için 9.37 - 12.00‰, plajiyoklaz için 8.95‰ ve biyotit için 2.87 – 6.82‰'dir (Çizelge 6.1). Biyotit için δD oranları ise -110 ila -223‰ arasındadır. Taylor (1974) ve Sheppard (1981)'e göre altere olmamış granit, granodiyorit ve kuvars monzonit kayaçlarında $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri 5.5-13‰ ile -80 ila -40‰ arasındadır (Şekil 6.1). Minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ oranları ise kuvars > plajiyoklaz > amfibol \approx biyotit şeklindedir (Taylor, 1974). Çataldağ Granitoyidi'ne ait minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ oranları (biyotit hariç) 5.5-13‰ arasında olup Taylor (1974)'un belirlediği altere olmamış $\delta^{18}\text{O}$ oranları ile uyumludur. Biyotit minerallerinin ise plütonun merkez kısmında $\delta^{18}\text{O}$ ve plütonun tamamında δD oranları 2.87-3.95‰ ve -110 ila -223‰ arasındadır. Biyotit mineralindeki düşük $\delta^{18}\text{O}$ ve δD oranları, ağır izotopların meteorik su ile tüketildiğini göstermektedir.

Endo ve ekzoskarn zonlarında $\delta^{18}\text{O}$ oranları (plajiyoklaz ve kuvars hariç) 4.08 (piroksen) - 9.08‰ (granat) ve 4.68 (vollastonit) - 9.94‰ (piroksen) arasında olup magmatik kökene işaret etmektedir (Çizelge 6.1 ve Şekil 6.4). Endo ve ekzoskarn zonlarında bulunan plajiyoklaz ve kuvars mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ oranları 2.63 ve 1‰ ile



Şekil 6.4. Granit ve skarn zonlarına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (‰).

meteorik su katkısını göstermektedir. Granat ve piroksenlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise 5.93-9.08‰ ve 4.08-9.94‰ arasında seyretmektedir (Çizelge 6.1 ve Şekil 6.4). Bu değerler ile skarn yataklarından elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ oranları ile uyumlu olduğu gözlenir (Bowman et al., 1985; Brown et al., 1985; Yücel Öztürk et al., 2008).

Skarn minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları zon ve evre bazında karşılaştırıldığında sonuçlar şu şekildedir: Endo ve ekzoskarn zonlarında $\delta^{18}\text{O}$ oranları granat için 5.97-9.08‰ ve 5.93-8.86‰, piroksen için 4.08-7.10‰ ve 4.68-9.94‰ arasında değişmektedir. Ekzoskarn prograd ve retrograd evrelerde ise $\delta^{18}\text{O}$ oranları granat için 5.93-8.86‰ ve 6.40-6.94‰, piroksen için 4.68-6.21‰ ve 5.71-9.94‰, vollastonit için

4.99-5.52‰ ve 6.25-7.45‰ arasındadır (Çizelge 6.1 ve Şekil 6.4). Endo ile ekzoskarn zonlarının oksijen izotop bileşimleri arasında piroksen için ortalama 0.99‰ fark bulunmaktadır. Prograd ve retrograd evrelerde ise piroksen ve vollastonit için bu fark 2.04‰ ve 1.73‰'dir. Minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ oranlarında belirlenen farklar alt bölümlerde tartışılmıştır.

6.3.2 İzotopik denge ve jeotermometre

Dengede gelişmiş farklı bileşimlere sahip silikat mineral çiftlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri jeotermometrik hesaplamalarda kullanılır. Minerallere ait δ değerlerinin farkından elde edilen Δ_{a-b} ve geliştirilmiş izotop jeotermometre denklemler yardımıyla minerallerin denge sıcaklıkları hesaplanır. Sıcaklığa bağımlı olarak geliştirilmiş $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral-H}_2\text{O}}$ eşitlik sabitleri ile de akışkanın $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ oranları belirlenir. Çataldağ Granitoyidi ve skarn zonuna ait dengede gelişmiş mineral çiftlerinin hesaplanmış denge sıcaklıkları ve akışkanın $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ oranları Çizelge 6.2'de verilmiştir. Çizelge 6.3 ve 6.4'de ise denge sıcaklığı hesaplamalarında kullanılan izotop jeotermometre denklemleri ve çeşitli mineral-su eşitliklerine yönelik sabitler verilmiştir.

Çataldağ Granitoyidinde KL-7 nolu örneğe ait kuvars-plajiyoklaz mineral çiftinden izotopik sıcaklık 754 °C (Bottinga and Javoy, 1975) olarak hesaplanmıştır (Çizelge 6.2). 754°C'de hesaplanmış akışkanın $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ oranları plütonun merkez kısımda 5.59-9.68‰ arasında olup birincil magmatik alana düşmektedir. Kenar fasiyeslerde ise $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ oranları 8.58 ila 11.81‰ arasında olup S tipi granit alanına düşmektedir (Çizelge 6.2).

Çalışma alanında plütonun merkez kısımda kuvars minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ oranları birincil magmatik alana düşerken kenar fasiyeslere doğru ortalama 1.83 permillik bir artış belirlenmiştir. Plütonun kenar fasiyeslerine doğru minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karbonat kayacı ile etkileşim sonucu arttığı bir çok araştırmacı tarafından vurgulanmıştır (Shieh and Taylor, 1969; Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al.,

Çizelge 6.2. Oksijen izotop analiz sonuçlarından hesaplanan denge sıcaklıkları ve akışkanın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.

Kayaç Tipi veya Mineral Topluluğu	Örnek No	Mineral	* Akışkanın Hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}$ Değeri	Mineral Çifti	$\Delta \text{‰}$ ($\delta_1 - \delta_2$)	T(°C)
ÇATALDAĞ GRANİTOYİTİ			$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$			
Granit (Merkez)	KL-1	Bio	5.59			
	KL-4	Ku	9.68			
Granit (Merkez)	KL-4	Pl	8.77	Ku-Pl	0.92	754
	KL-4	Bio	6.67	Ku-Bio	5.92	479
Granit (Merkez)	KL-7	Ku	9.34			
	KL-7	Bio	5.67	Ku-Bio	6.58	444
Granit (Kenar)	OA-6	Ku	11.16			
	OA-6	Bio	8.58	Ku-Bio	5.49	505
Granit (Kenar)	OA-21a	Ku	11.81			
	OA-21a	Bio	9.54	Ku-Bio	5.18	526
ENDOSKARN						
Plj-pir skarn	OA-1-18	Prx (hed)	7.53			
	OA-1-18	Plj (bit)	2.43	Plj-prx	-3.06	∞
Gr-prx skarn	OA-3-4	Gr (grs)	8.07			
	OA-3-4	Prx (hed)	8.24	Prx-gr	0.43	425.7
Prx-gr skarn	NA-12b	Granat	11.18			
	NA-12b	Prx	6.64	Prx-gr	-5	∞
Prx-gr skarn	NB-2b	Grt (grs)	9.54			
	NB-2b	Prx (diy)	8.94	Prx-gr	-0.34	∞
EKZOSKARN-PROGRAD EVRE						
Vol-prx-gr skarn	OA-3-8	Gr (and)	8.61			
	OA-3-8	Prx (diy)	8.05	Prx-gr	-0.3	∞
	OA-3-8	Vol	8.19	Diy-vol	0.69	143.9
Vol-prx-gr skarn	NA-9	Gr	8.09			
	NA-9	Prx	4.68	Prx-gr	-1.31	∞
	NA-9	Vol	5.49	Diy-vol	-0.81	∞
Vol-prx-gr skarn	NA-11	Grt (grs)	10.96			
	NA-11	Vol	7.56			
Gr skarn	OA-3-2b	Gr (And)	8.03			
	OA-3-2b	Ku	0.68			
Gr skarn	KA-11	Gr (grs)	8.09			
Gr skarn	KA-15b	Gr (And)	8.26			
EKZOSKARN-RETROGRAD EVRE						
Gr-prx-vol skarn	KA-6	Gr (grs)	8.50			
	KA-6	Prx (diy)	7.55	Prx-gr	-0.69	∞
	KA-6	Vol	10.12	Diy-vol	-1.74	∞
Gr-ve-prx-vol skarn	NB-4b	Prx	11.78			
	NB-4b	Vol	10.09	Diy-vol	2.52	-

*Granit içerisindeki mineraller için T=754°C, skarn mineralleri için T=600°C sıcaklığı kullanılmıştır.

Çizelge 6.2 (devam)

Kayaç Tipi veya Mineral Topluluğu	Örnek No	Mineral	Akışkanın Hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}$ Değeri	Mineral Çifti	Δ ‰ ($\delta_1 - \delta_2$)	T(°C)
	NB-7a	Gr	9.04			
Gr-ve-prx-vol skarn	NB-7a	Prx	9.42	Prx-gr	0.64	299.7
	NB-7a	Vol	9.82	Diy-vol	0.43	255.1
Ve-prx-gr skarn	OB-2	Vez	10.52			
Gr-ve-prx-vol skarn	OB-3b	Prx (diy)	8.57			
	OB-3b	Vol	8.92	Diy-vol	0.48	226.9
Dış skarn	OB-7	Vez	12.15			

Çizelge 6.3. Çeşitli mineral çiftleri için geliştirilen oksijen izotop jeotermometreleri.

Mineral Çifti (a-b)	Eşitlik Sabiteleri		Sıcaklık aralığı(°C)	Referans
	A	B		
Kuars-plajiyoklaz	0.97	0	500-800	Javoy, 1977
Kuars-biyotit	3.69	-0.6	500-800	Bottinga and Javoy, 1975
Plajiyoklaz-piroksen	1.70-1.04 β	0	>500	Bottinga and Javoy, 1975
Piroksen-granat	0.21	0	>500	Bottinga and Javoy, 1975
Diyopsit-vollastonit	0.12	0	400-800	Matthews et al., 1983

$$\Delta_{a-b} = 1000 \ln \alpha = A(10^6 T^{-2}) + B, \beta = X_{\text{Anortit}} \text{ değeri, } T = ^\circ\text{K.}$$

Çizelge 6.4. Sıcaklık bağımlı $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral-H}_2\text{O}}$ eşitlik sabitleri.

$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral-H}_2\text{O}}$	Eşitlik Sabiteleri			Sıcaklık aralığı(°C)	Referans
	A	B	C		
Kuars	4.1	-3.7	-	500-800	Bottinga and Javoy, 1973
Plajiyoklaz	1.04	-1.16	-	500-800	Matsuhisa et al., 1979
Biyotit	0.4	-3.1	-	500-800	Bottinga and Javoy, 1973
Granat	1.22	-3.7	-	500-800	Bottinga and Javoy, 1973, 1975
Piroksen	1.42	-3.7	-	500-800	Bottinga and Javoy, 1973, 1975
Vollastonit	3.81	-8.87	2.49	0-1200	Zheng, 1993a ¹
Vezüvyanit	3.55	-9.74	2.63	0-1200	Zheng, 1993b ²

$$\Delta^{18}\text{O min eral} - \text{H}_2\text{O} = 1000 \ln \alpha = A(10^6 T^{-2}) + B$$

$$\Delta^{18}\text{O min eral} - \text{H}_2\text{O} = 1000 \ln \alpha = A(10^6 T^{-2}) + B(10^3 T^{-1}) + C$$

1985). Taylor and O'Neil, 1977 plütonun kenar fasiyeslerinde duvar kayacı asimilasyonu ve kimyasal reaksiyonlar sonucu CaO içeriği ile birlikte $\delta^{18}\text{O}$ değerinin arttığı ve silika suyun izotop oranlarının tüketildiğini belirtmiştir. Bowman et al. (1985)'a göre, $\delta^{18}\text{O}$ değeri skarn zonunda susuz piroksen-plajiyoklaz (endoskarn) oluşum evresinde artmaktadır. Taylor (1974) granitik kayalarda hesaplanan $\Delta_{\text{kuvars-plajiyoklaz}}$ değerinin meteorik su etkileşimini göstermenin en etkin yol olduğunu belirtmiştir. Aynı araştırmacı 500-700°C'lik bir sıcaklık aralığında $\Delta_{\text{kuvars-albit}}$ (ya da K-feldspat) ve $\Delta_{\text{kuvars-plajiyoklaz}}$ değerlerinin 1-1.5‰ ve 1.5-2.5‰ arasında olduğunu ortaya koymuştur. Çataldağ Granitoyidi'nde merkez kısımdan alınan kuvars-plajiyoklaz çifti için denge sıcaklıkları ise 754°C (Bottinga and Javoy, 1975) ve $\Delta_{\text{kuvars-plajiyoklaz}}$ değeri 0.92 (Javoy, 1977) olarak hesaplanmıştır (Çizelge 6.2).

Sıvı kapanım çalışmaları ile skarn minerallerinde 369->600°C'lik sıcaklık aralığı ölçülmüştür. Endo ve ekzoskarn zonlarının her ikisinde de >600°C sıcaklık belirlenmesinden dolayı, akışkan için $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin hesaplanması için tahmini sıcaklık olarak 600°C kullanılmıştır. Skarn minerallerinde 600°C'lik bir sıcaklıkta dengedeki akışkan için $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (kuvas ve plajiyoklaz hariç) 4.68-12.15‰ aralığında olduğu belirlenmiştir (Çizelge 6.2). Bu değerler Çataldağ Granitoyidi ile ilişkili magmatik su için geçerli olan aralıktır (Taylor, 1974). Kuvars ve plajiyoklazda ise dengedeki akışkan için $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 0.68 ve 2.43‰ olarak belirlenmiştir. Çataldağ Granitoyidi'nde belirlenen magmatik su aralığına göre düşük olan bu değerler meteorik su karışımına işaret etmektedir.

Taylor (1976) granatın $\delta^{18}\text{O}$ oranının granat bileşimi ile ilişkili olduğunu vurgulamış ve grossuların oksijen izotop bileşiminin andraditten 1.68 ‰ daha ağır olduğunu belirtmiştir. Taylor and Q'Neil (1977) ise grossular ve andradit uç bileşenlerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları arasında 2.5‰ fark olduğunu belirlemiştir. Aynı araştırmacılar izotopik oranlarındaki bu farklılıkların Al ve Fe'in birbirinin yerine geçmesine, sıcaklığa ve metasomatik akışkanın oksijen izotop kompozisyonuna bağlamıştır. Brown et al. (1985) ise klinopiroksen ile granat arasındaki izotop oranı farkının (Δ) granat bileşimine bağlı olarak değiştiğini belirtmiştir. Bu araştırmacılara

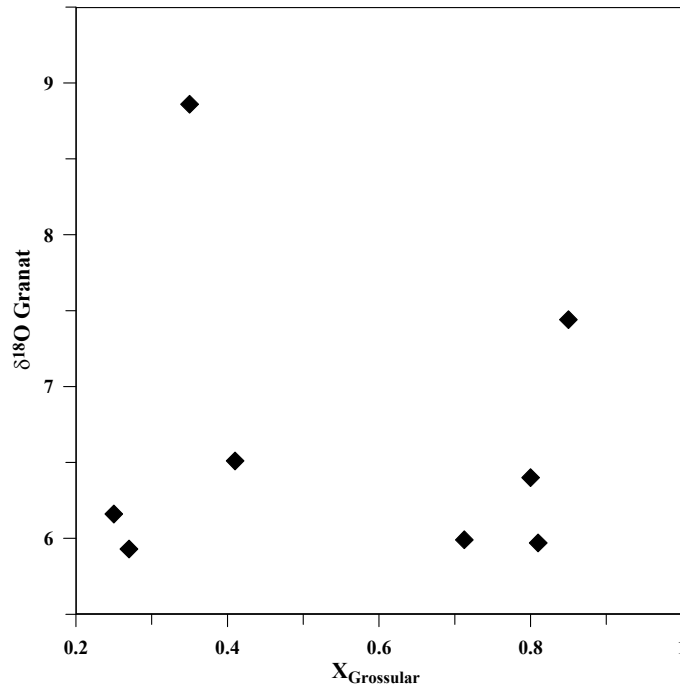
göre, izotop oran farkı klinopiroksen–grossular için 0.3‰, klinopiroksen–andradit için ise ‰ 2.0 kadardır. Granat kompozisyonu ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri arasında tutarlı bir ilişkinin olmadığı, ancak $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerinin granatların kompozisyonel değişiminden önemli derecede etkilediği belirtilmiştir. Bottinga and Javoy (1975) ile Matthews et al. (1983) 450-650°C sıcaklık aralığında granat ile klinopiroksenin bir arada bulunduğu örneklerde klinopiroksenin izotopik olarak granattan daha ağır olduğunu saptamışlardır.

Çalışma alanında endoskarn zonunda granatlar grossular, ekzoskarnda prograd evreye ait granatlar baskın olarak andradit, retrograd evreye ait granatlar ise grossular bileşimlerine sahiptir. Endoskarn ile ekzoskarnda prograd ve retrograd evrelerine ait granatların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise sırasıyla 5.93-8.86‰ ve 6.40-6.94‰ olarak belirlenmiştir. Granatların kimyasal bileşimleri ile $\delta^{18}\text{O}$ arasında düzenli bir ilişki gözlenmemiştir (Çizelge 6.5 ve Şekil 6.5). Endoskarn ile ekzoskarnda prograd ve retrograd evrelerinde piroksen örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise sırasıyla 4.08-6.21 ‰ ile 5.71-9.94 ‰ arasında değişmektedir. Endoskarn ile ekzoskarnda prograd ve retrograd evrelerine ait piroksenlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde ortalama 1.86‰'lik bir fark saptanmıştır. Bu örneklerle ait piroksen ve granatların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri Şekil 6.6'da gösterilmiştir. Örneklerin $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerleri -5‰ ile 0.43 ‰ arasında değişmektedir. Şekil 6.6'da izotopik denge durumundaki örneklerin denge çizgisinin ve eğriye yakın düşmesi gerekmektedir. Grafikteki eğri mineral çiftleri arasında $\delta_1 = \delta_2$, $\Delta_{1-2} = 0$, $T = \infty$ koşulunu sağlayacak şekilde çizilmiştir. İzotop farklılaşma sırasıyla 0.43‰ ve 0.64‰ olarak belirlenen OA-3-4 ve NB-7a nolu örnekler, denge eğrisinin hemen üzerinde yer almaktadır. Bu örneklerdeki granat ve piroksen minerallerinden sırasıyla 426°C ve 299.7°C gibi düşük sıcaklıklar elde edilmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları ile OA-3-4 nolu örneğe ait piroksen minerallerinin toplam homojenleşme sıcaklığı >600°C olarak ölçülmüştür. Prograd ve retrograd evrelerinde piroksen minerallerinin toplam homojenleşme sıcaklıkları ise sırasıyla 572.2 - >600°C ve 370.8 - >600°C arasındadır. Sıvı kapanım çalışmaları ile ölçülen sıcaklıklar göz önüne alındığında klinopiroksen-granat mineral çiftlerinden elde edilen sıcaklıkların çok düşük olduğu yani mineral çiftlerinin izotopik olarak dengede olmadıkları sonucuna varılır. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerlerinin, sıcaklık ve granatın grossuların bolluğu arttıkça azalması gerekmektedir. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerleri arasında böyle bir

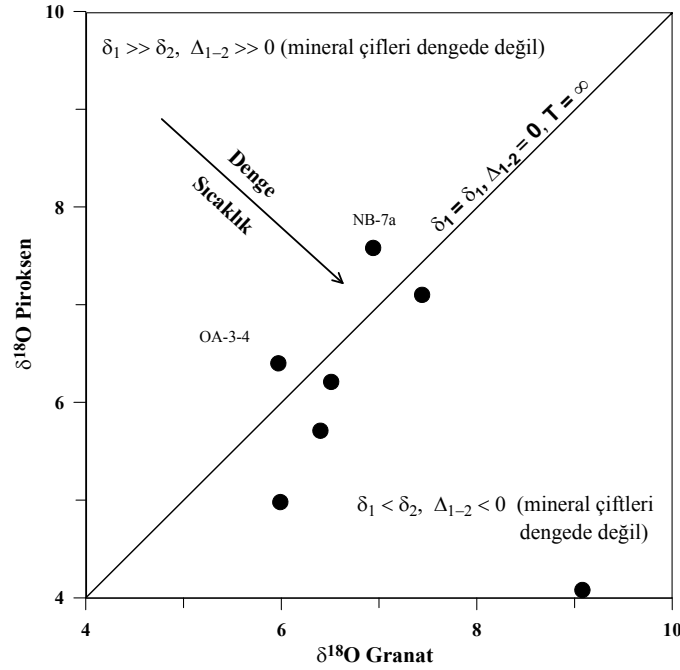
ilişkinin gözlenmemesi ve granatların $\delta^{18}\text{O}$ oranları ile bileşimleri arasında düzenli bir ilişkinin bulunmaması meteorik su karışımına işaret etmektedir. Endoskarn ile ekzoskarn da prograd ve retrograd evrelerinde piroksenlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde ortalama 1.86 ‰ fark bulunması ve özellikle prograd evrede $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerlerinin -5 ila -0.3 arasında seyreden negatif değerler sunması artan sıcaklık ile piroksen mineralinin $\delta^{18}\text{O}$ oranlarının büyük ölçüde tüketildiğini göstermektedir.

Çizelge 6.5. Granatların kimyasal kompozisyonu ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	X_{Grs}
OA-3-2b	5.93	0.27
OA-3-4	5.97	0.82
OA-3-8	6.51	0.4
NA-11	8.86	0.34
NB-2	7.44	0.85
KA-15b	6.16	0.25
KA-11	5.99	0.71
KA-6	6.4	0.76



Şekil 6.5. Granatların bileşimleri ile $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki ilişki.

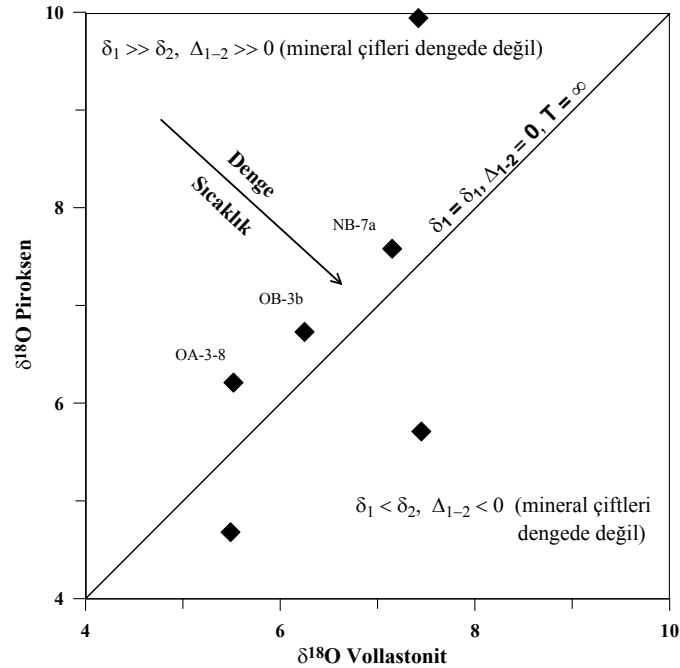


Şekil 6.6. Aynı örnek çiftlerine ait $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx-Gar}}$ değerlerinin karşılaştırılması.

Skarn zonuna ait vollastonit örneklerinde $\delta^{18}\text{O}$ değerleri prograd evrede 4.89-5.52 ‰, retrograd evrede ise 6.25-7.45 ‰ (ort. 7.06 ‰) olarak belirlenmiştir (Çizelge 6.2 ve Şekil 6.4). Prograd ve retrograd evrelerin oksijen izotop bileşimleri arasında ortalama 1.76 permillik fark bulunmaktadır. Shieh and Taylor (1969) mermer kantağında yaklaşık 10.5 cm'lik bir alanda monomineralik olarak gelişmiş skarn zonunda yaptıkları çalışmada, vollastonit için $\delta^{18}\text{O}$ oranlarını 11.3-16.4 ‰ arasında belirlemişlerdir. Aynı zondaki kuvarslara ait $\delta^{18}\text{O}$ oranları 14.7 ile 15.0 ‰ arasında düşük değerlerdedir. Taylor and O'Neil (1977) kalk silika kayaçlardaki vollastonit $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin farklılık sunmasını dekarbonatlaşma süreci ile açıklamışlardır. Kalk-silika minerallerinin düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sunması uçucu bir bileşen olan CO_2 'in dekarbonatlaşmada etkin olduğunu göstermektedir. Dekarbonatlaşma kayacın $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini önemli ölçüde azaltmaktadır. Ancak Shieh and Taylor (1969) skarn kayaçların çoğunun susuz olmasına rağmen bir miktar CO_2 'in dekarbonatlaşma reaksiyonu ile uzaklaştırılması için daha büyük miktarda suya ihtiyaç olduğunu belirtmişlerdir. Tracy and Frost (1991) mermer içerisinde granat-vollastonit birlikteliğinin bulunduğu kısımlarda, sıcak akışkanların bu kayaçlara infiltre edildiğini ortaya koymuştur. Grammatikopoulos et al. (2005) ise, sokulum kantağında sınırlı bir

alandaki gelişmiş piroksen–granat (–vollastonit, –skapolit) endoskarn ve bunu takip eden ekzoskarn zonlarının, yüksek sıcaklıklarda tuzlu magmatik suyla ilişkili olarak geliştiklerini belirtmişlerdir.

Vollastonitlerin prograd ve retrograd evrelerinde ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri magmatik bir kaynağa işaret etmektedir. Şekil 6.7’de piroksen (diyopsit) ve vollastonit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri karşılaştırılmıştır. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Diy-Vol}}$ değerleri -1.74 ila 2.52 ‰ arasında değişmektedir. İzotop oranı farkları sırasıyla 0.43 ‰, 0.48 ‰ ve 0.69 ‰ olarak belirlenen NB-7a, OB-3b OA-3-8 nolu örnekler, şekildeki denge eğrisinin hemen



Şekil 6.7. Aynı örnek çiftlerine ait $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Diy-Vol}}$ değerleri.

üzerinde yer almaktadır. Bu örneklerde 255°C, 227°C ve 144°C gibi düşük sıcaklıklar elde edilmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları ile prograd ve retrograd evrelerine ait OA-3-8 ve OB-3b nolu örneklerden vollastonit minerallerinde sırasıyla 369 - 494°C ve >600°C toplam homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür. Ölçülen bu sıcaklıklar dikkate alınır, piroksen-vollastonit mineral çiftlerinden elde edilen sıcaklıkların çok düşük olduğu ve mineral çiftlerinin izotopik olarak dengede olmadıkları sonucuna varılır. Prograd ve

retrograd evrelerinde piroksen ve vollastonitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde ortalama 1.79 ‰ ve 1.76 ‰ fark (Δ) bulunması artan sıcaklıkla $\delta^{18}\text{O}$ oranlarında bir tüketilmenin olduğunu göstermektedir.

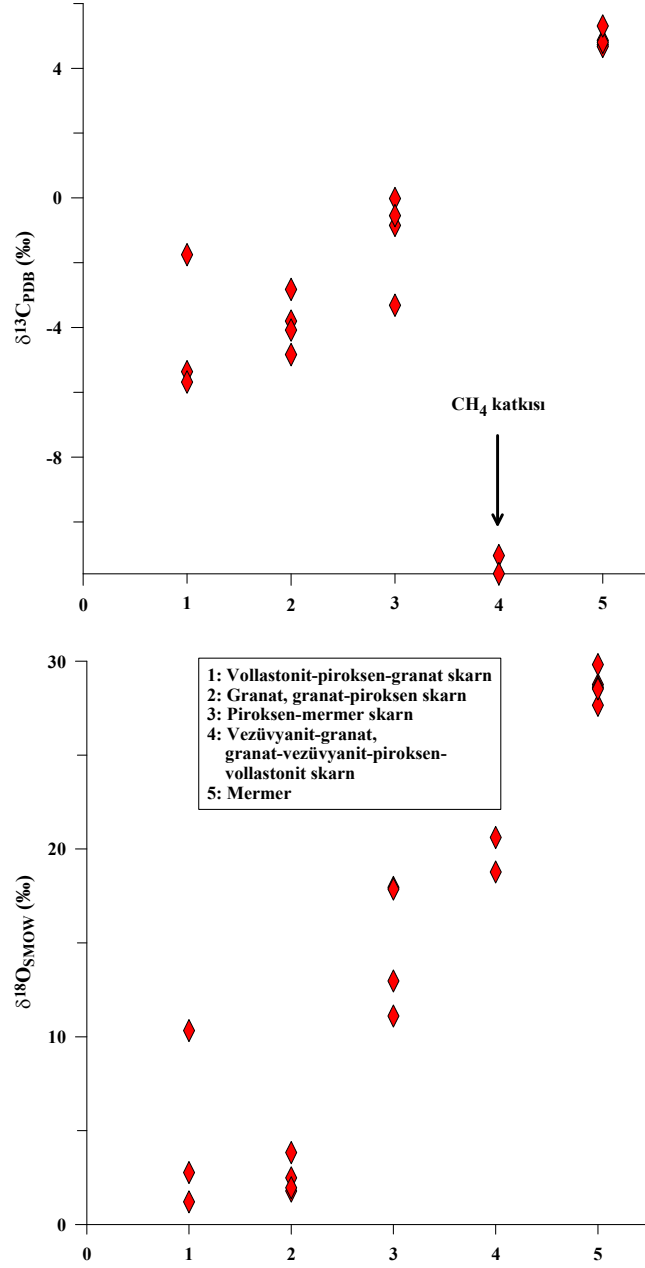
6.4 Karbon – Oksijen İzotop Sonuçları

Oyuk Tepe, Kocaçakıl Tepe ve Naldöken Sırtı civarındaki mermerler ve skarn zonları içinde gelişen kalsitlerde karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) izotop analizleri yapılmış ve sonuçlar Çizelge 6.6'de verilmiştir. Mermer örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ oranları 4.67 ‰ ile 5.31 ‰ gibi dar bir aralıkta değişmektedir (Çizelge 6.6). Bu değerler, Hoefs (1987), Clark and Fritz (1997) tarafından -3 ile +3 ‰ şeklinde belirlenen denizel kireçtaşı izotop oranlarına yakın olduğundan, mermerlerdeki karbonun denizel kökenli olduğu sonucuna varılmıştır. Skarn zonlarına ait kalsitlerin ise $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -11.60 ile -0.02 ‰ arasında, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise 20.62 ile 1.21 ‰ arasında değişmektedir. Mermer ve skarn zonlarına ait kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri mermer ve skarn zonlarına göre sistematik olarak yerleştirildiğinde artan sıcaklık ile sistematik bir düşüş saptanmıştır (Şekil 6.8). Mermer kantağında vezüvyanit-granat ve vezüvyanit-piroksen-granat zonlarına ait OB-5 ve OB-6 örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri sırasıyla -11.04 ve -11.60 ‰'dir. Bu örnekler magmatik karbon için tanımlanan aralığın (-5 ila -10 ‰) altında olup organik madde katkısına işaret etmektedir. Bowman (1998) Mactung (Kanada)'da W skarn ocağındaki kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -1.2 ila -12.0 ‰ arasında geniş dağılım sunduğunu ancak bu oranların magmatik karbondan daha düşük olduğunu belirlemiştir. Aynı araştırmacı $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin tüketilmesinde sedimenter yan kayalardaki organik malzemenin ya da grafitin neden olabileceğini öne sürmüştür. Bowman (1998) sıvı kapanım çalışmaları yardımı ile skarn akışkanlarında önemli miktarda CH_4 belirlemiş ve karbonlara ait düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin metandan kaynaklandığı sonucuna varmıştır. Çalışma alanındaki mermer kantağında gelişmiş retrograd evreye ait OB-5 ve OB-6 nolu örnekler organik madde katılımını göstermektedir (Şekil 6.8). Bu örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla 20.62 ve 18.78 ‰ olup diğer zonlara göre çok fazla tüketilmediği ve mermerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine daha yakın olduğu gözlenmiştir. Aynı bölgeden alınmış retrograd evreye ait OB-3b örneğinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında ise metanın

varlığı belirlenmiştir. Sıvı kapanım çalışmalarında saptanan CH₄ düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini destekler niteliktedir.

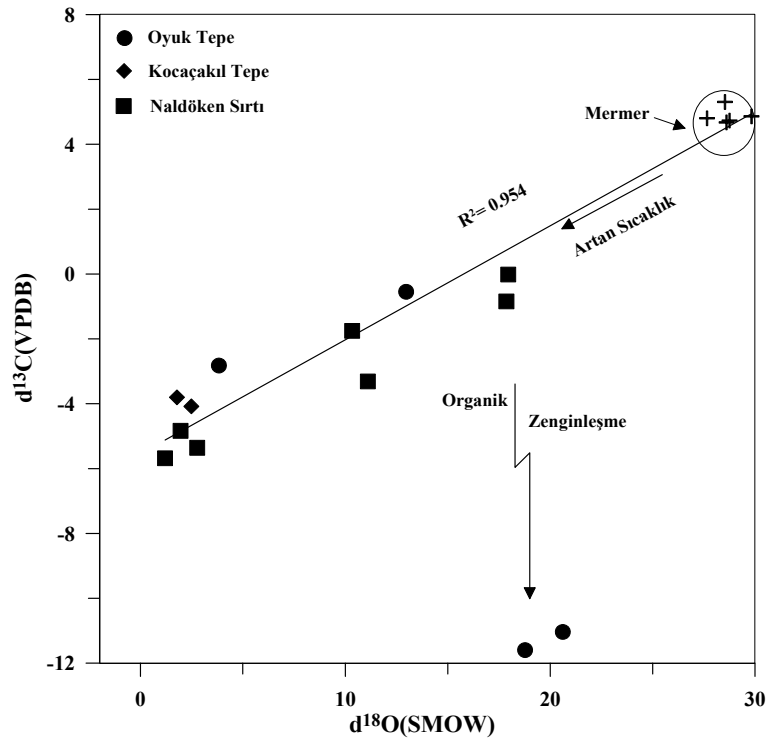
Çizelge 6.6. Bölgedeki mermer ve skarn cevherleşmesi içinde gelişen kalsit minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları (%).

Örnek No.	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	Skarn zonu	Mineralojik tanımlama
OB-1	4.73	28.76	Mermer	Kalsit
OB-4a	4.86	29.83	Mermer	Kalsit
OB-5	-11.04	20.62	Ekzoskarn (retrograd evre)	Vezüvyanit-granat skarn
OB-6	-11.60	18.78	Ekzoskarn (retrograd evre)	Granat-vezüvyanit- piroksen-vollastonit sk.
OB-7	-0.55	12.97	Ekzoskarn (retrograd evre)	Granat-vezüvyanit- piroksen-vollastonit sk (Dış skarn).
OA-2-2	-2.82	3.83	Ekzoskarn (prograd evre)	Granat skarn
OA-2-10	4.67	28.61	Mermer	Kalsit
KA-12	-3.80	1.79	Ekzoskarn (prograd evre)	Vezüvyanit-granat skarn
KA-13	-4.08	2.49	Ekzoskarn (prograd evre)	Vezüvyanit-granat skarn
KA-16	4,80	27.66	Mermer	Kalsit
NA-9	-5.36	2.77	Ekzoskarn (prograd evre)	Vollastonit-piroksen- granat skarn
NA-10b	-3.31	11.10	Ekzoskarn (retrograd evre)	Piroksen-mermer skarn (Dış skarn)
NA-12b	-4.84	1.96	Endoskarn (prograd evre)	Piroksen - granat skarn (Dış skarn)
NA-15	-0.02	17.96	Ekzoskarn (retrograd evre)	Piroksen-mermer skarn (Dış skarn)
NB-7b	-1.75	10.33	Ekzoskarn (retrograd evre)	Granat-vezüvyanit- piroksen-vollastonit skarn
NB-8	-0.85	17.86	Ekzoskarn (retrograd evre)	Piroksen-mermer skarn (Dış skarn)
NB-9	5.31	28.53	Mermer	Kalsit
NC-4	-5.68	1.21	Ekzoskarn (prograd evre)	Vollastonit-piroksen- granat skarn



Şekil 6.8. Mermer ve skarn kalsit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin sistematik değişimi.

Mermerlere ait $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin diyagramın pozitif kenarında dar bir alanda yoğunlaşmasına karşın, skarn kalsit örneklerinin izotop oranlarının artan sıcaklıkla birlikte mükemmel yakın bir ilişki ($R^2=0.954$) ile tüketildiği gözlenmektedir (Şekil 6.9). Bu tüketilme değişik araştırmacılar tarafından değişik şekillerde açıklanmıştır:



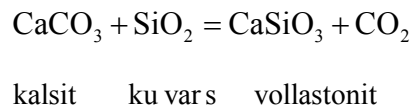
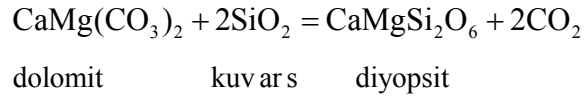
Şekil 6.9. Mermer ve skarn kalsit mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.

- 1-) Dekarbonatlaşma sonucunda ortaya çıkan karbondioksitte ağır izotopların zenginleşmesi (metamorfik buharlaşma) (Shieh and Taylor, 1969; Valley, 1986),
- 2-) Hafif izotopça zengin dış kaynaklı akışkanların infiltrasyonu sonucu seyrelen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (su infiltrasyonu ile değişim) (Bowman et al., 1985; Valley, 1986; Cartwright et al., 1997; Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003; Timon et al., 2006).

6.4.1 Metamorfik buharlaşma (volatilization)

Düşük sıcaklık mineralleri arasında gerçekleşen reaksiyonlar sonucu serbest kalan “uçucu” elementler çökel kayaçların ileri derecede metamorfizmasına neden olur. Bu tür reaksiyonlardan, dehidratasyon çok yaygın gelişmesine rağmen karbonatlı kayaçlarda oluşan dekarbonatlaşma reaksiyonları yerel olarak daha önemlidir (Valley,

1986). Basit dekarbonatlaşma reaksiyonu için verilebilecek en iyi örnek dolomit ile kuvarsın veya kalsit ile kuvarsın birleşerek diyopsit veya vollastonit oluşturmasıdır.



Dekarbonatlaşma reaksiyonu ile açığa çıkan ve uçucu bileşen olarak ayrılan (buharlaşan) CO₂'in ¹³C ve ¹⁸O bakımından zenginleşmesi, kalıntı kayacın ¹⁸O ve ¹³C izotoplarının tüketilmesine neden olmaktadır (Shieh and Taylor, 1969; Taylor and O'Neil, 1977; Nabelek et al., 1984; Valley, 1986; Bowman et al., 1985.). Artan sıcaklık ile CO₂ ve karbonatlı kayaçlar arasındaki izotop değişim daha fazla olmakta veya bir başka deyişle artan sıcaklık sonucunda kayaçtaki ağır oksijen ve karbon izotopları daha fazla tüketilmektedir (Bowman, 1998). Kalıntı kayacın duraylı izotop kompozisyonunu tamamen metamorfik akışkanlar belirlemektedir. Bu izotop oranları buharlaşma miktarı hakkında bilgi verebilir. Buharlaşmanın etkisi tek evreli CO₂ ayrılması ve Rayleigh ayrırılması şeklinde farklı iki süreç şeklinde modellenir.

6.4.1.1 Tek evreli CO₂ ayrılması (kapalı sistem)

Tek evreli CO₂ ayrılması modelinde, sistemdeki CO₂ dekarbonatlaşma tamamlanıncaya kadar karbonatlı kaya ile temas halinde ve izotopik dengededir. Yani buharlaşma olayı (dekarbonatlaşma) bitene kadar akışkanın tamamı sistemde tutulur. Bu süreçte permeabilite düşük ve toplam akışkan üretimi minimum seviyededir (Valley, 1986; Sharp, 2007). Buharlaşma sona erene kadar kayacın izotop değeri ağır veya hafif izotop oranlarının tercihli bölümlenmesine bağlı olarak artacak veya azalacaktır. Genellikle kayaçların ağır izotoplarının tüketildiği bu süreç Brown et al. (1985) tarafından “kapalı sistem-closed system”, Bowman et al. (1985) tarafından “tek evreli ayrırılması-single-stage seperation”, Valley (1986) tarafından ise “yığın buharlaşması-

batch volatilization” olarak atfedilmiştir. Başlangıç kayacı (örneğin mermer) esas alınarak dekarbonatlaşma sonrası nihai izotop kompozisyonlar kütle-denge denklemi kullanılarak hesaplanabilir (Valley, 1986).

$$\delta_i = F\delta_f + (1-F)(\delta_f + 1000 \ln \alpha) \quad 1$$

$$\delta_f = \delta_i - (1-F)1000 \ln \alpha \quad 2$$

δ_i ve δ_f sırasıyla kayacın ilk ve son izotopik değerlerini, α ayırılma faktörünü, F ise kalıntı kayaçla ilgili elementin (C veya O) mol fraksiyonunu ifade etmektedir.

6.4.1.2 Rayleigh ayırılması (açık sistem)

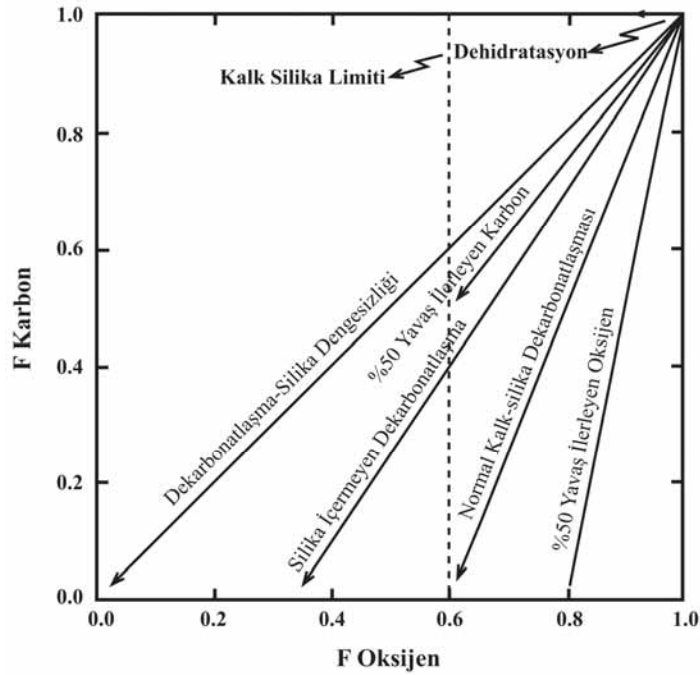
Rayleigh tipi buharlaşmada, akışkan bileşimi devamlı bir şekilde değişir. Yani akışkan oluştuğça son derece küçük miktarlar halinde sistemden uzaklaştırılır. Bir önceki buharlaşma tamamlanmadan bir sonraki başlar (Rayleigh, 1896; Epstein, 1959). Akışkan devamlı olarak uzaklaştırılırken kayaç ile akışkanın izotop dengesi korunur. Bu süreç Brown et al. (1985) tarafından “açık sistem-open system” buharlaşması, Bowman et al. (1985) tarafından “sürekli dekarbonatlaşma-continuous decarbonation”, Valley (1986) tarafından “Rayleigh volatilization” olarak atfedilmiştir. Üst kabukta yüksek permeabiliteli kırılğan ve sağlam kayaçlarda akışkanlar hidrostatik basınç altındadır ve Rayleigh buharlaşması ile dehidratasyon ve dekarbonatlaşmanın izotopik etkileri yaklaşık olarak birbirine yakındır (Shieh and Taylor, 1969a; Taylor and O’Neil, 1977; Valley, 1986). Rayleigh denklemi Valley (1986) tarafından aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır

$$\frac{R_f}{R_i} = F^{(\alpha-1)} \quad 3$$

$$\delta_f - \delta_i = 1000(F^{(\alpha-1)} - 1) \quad 4$$

R_f ve R_i sırasıyla kayaç sistemindeki son ve ilk izotopik oranlarına karşılık gelmektedir. Valley (1986) α 'nın sabit olmadığını, sıcaklık artışı ve ilerleyen reaksiyon derecesi (ζ) ile arttığını vurgulamıştır. Aynı araştırmacı reaksiyon sıcaklığının kontrolünde basıncın direkt olarak α 'yı etkilediğini, yüksek ayrımlaşmanın düşük basınçlı ortamlarda düşük bir sıcaklıkta geliştiğini ve artan P-T koşullarında değiştiğini ifade etmiştir. 1-4 denklemlerinde verilen α 'ın P-T- ζ değerlerine bağımlı olarak hesaplanması gerektiği veya ortalama bir α değeri alınabileceğini belirtilmiştir (Valley, 1986). Matthews and Kolodny (1978) buharlaşma reaksiyonunun ^{18}O tüketilmesine neden olduğunu savunmuş ve düşük basınç ortamlarında Rayleigh buharlaşmasıyla modelleme yaparak $\alpha^{18}\text{O}(\text{CO}_2\text{-kayaç})$ için 1.016 gibi büyük bir değer elde etmiştir. Valley (1986) ise, α için bu değer için çok düşük sıcaklıklarda kullanılabileceğini ancak düşük basınç koşullarında iklim ve yeraltı suyunun da ^{18}O üzerinde etkili olabileceğini belirtmiştir. Valley (1986) α için ortalama $\alpha^{18}\text{O}(\text{CO}_2\text{-kayaç})=1.0120\text{-}1.0060$ değerlerini belirlemiştir.

Valley (1986), normal kalk-silika dekarbonatlaşma safhasında, Rayleigh ile tek evreli ayrılmanın $\delta^{18}\text{O}$ oranları arasında fazla bir farkın olmadığı ancak $\delta^{13}\text{C}$ için oldukça büyük bir sapma ortaya çıktığını saptamıştır. Rayleigh hesaplamalarında $F \rightarrow 0$ limit için $\delta^{13}\text{C}$ tüketilme $-\infty$ 'dur. Reaksiyonun tamamlanmasıyla sadece $\delta^{13}\text{C}$ 'de büyük bir izotopik tüketilme gerçekleşmekte ve bütün karbon CO_2 'e dönüşmektedir. F(oksijen) ve F(karbon) arasındaki ilişki, yani tüketilme şekli ile tüketilme yoğunluğu, Rayleigh şartları ile kontrol edilir. Valley (1986)'ya göre reaksiyonların stokiometrisi farklı F(oksijen) ile F(karbon) ilişkisine bağlıdır (Şekil 6.10). Normal kalk-silika dekarbonatlaşmasında CO_2 'in buharlaşması ile karbonun tamamı ayrılırken (F(karbon) $\rightarrow 0$) oksijenin yalnızca % 40'ı (F(oksijen) $\rightarrow 0.6$) ayrılmaktadır. Eğer reaksiyona girmemiş %50 artık silika kayaç bünyesinde ise ve kayaç izotopik olarak hala dengede ise, F(oksijen) $\rightarrow 0.8$ ve F(karbon) $\rightarrow 0$ olup %50 yavaş ilerleyen oksijen tüketilme eğilimi verecektir. Pratikte $\approx 100\%$ yavaş ilerleyen oksijen ve karbon yönelimleri mümkündür. Bu teoriye göre, F(oksijen) $\rightarrow 0$ ve F(karbon) $\rightarrow 0$ şartlarında dekarbonatlaşma ile silikanın izotopik olarak dengede olmadığı reaksiyonlar ve büyük oranda hafif izotop tüketilmesi gerçekleşir.



Şekil 6.10. Çeşitli dekarbonatlaşma reaksiyonları için F(karbon)'a karşı F(oksijen) değerleri (Valley, 1986).

Çalışma alanında gözlenen vollastonit dekarbonatlaşma sonucu oluşmuştur. Bazı çalışmalarda da kontakt metamorfizma esnasında uçucu bileşen olarak ayrılan CO₂'in ¹³C ve ¹⁸O bakımından zenginleştiği ve bunun da kalıntı karbonat minerallerinde δ¹³C ve δ¹⁸O değerlerinin tüketilmesine neden olduğu belirtilmiştir (Shieh and Taylor, 1969; Taylor and O'Neil, 1977; Nabelek et al., 1984; Valley, 1986; Bowman et al., 1985). Karbonat kayaçlardaki bu tüketilme derecesi reaksiyon sıcaklığına, buharlaşma miktarına ve Rayleigh ayırılması ile denetlenen ayrılan akışkan miktarına bağlıdır. Çalışma alanında tek evreli ayırılması (kapalı sistem) ve Rayleigh ayırılması (açık sistem) için buharlaşma ile tüketilen δ¹³C ve δ¹⁸O değerleri Valley (1986) tarafından verilen 2 ve 3 ile 4 nolu formüller kullanılarak hesaplanmış ve sistemde arta kalan kalsitin δ¹³C ve δ¹⁸O değerleri Çizelge 6.7'da verilmiştir. Hesaplamalarda Chacko et al. (1991) tarafından önerilen fraksiyonlanma denklemi kullanılmıştır.

$$10^3 \ln \alpha_{\text{cal-CO}_2} = -0.39(10^9 T^{-3}) + 5.36(10^6 T^{-2}) - 11.35(10^3 T^{-1}) + 2.96$$

Çizelge 6.7. Dekarbonatlaşma reaksiyonunda buharlaşma süreciyle tüketilen ^{13}C ve ^{18}O miktarları.

Sistemde gerekli karbonun mol fraksiyonlanması	Kapalı sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri		Açık sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri	
	$\delta^{13}\text{C}_i=4.87\text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O}_i=28.68\text{ ‰}$	$\delta^{13}\text{C}_i=4.87\text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O}_i=28.68\text{ ‰}$
1	4.87	28.68	4.87	28.68
0.9	4.51	28.09	4.50	28.49
0.8	4.16	27.49	4.08	28.16
0.7	3.80	26.89	3.60	27.89
0.6	3.44	26.29	3.05	27.60
0.5	3.08	25.69	2.40	27.26
0.4	2.72	25.09	1.60	26.99
0.3	2.36	24.50	0.57	26.65
0.2	2.00	23.90	-0.89	26.35
0.1	1.64	23.30	-3.38	26.12
0.01	1.32	22.76	-11.71	25.53

Kapalı ve açık sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin hesaplanmasında, mermere ait başlangıç $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla 4.87 ‰ ve 28.68 ‰ (ortalama), sıcaklık ise 600°C (sıvı kapanım çalışmalarında ölçülen sıcaklık göz önüne alınarak) olarak alınmıştır. Mikroskobik çalışmalarda prograd evrede ortalama kalsit bolluğu % 10 kalsit olarak belirlenmiştir. Yapılan hesaplamalara göre, kapalı sistemde kalsitin % 90'nının tüketildiği varsayıldığında buharlaşmadan arta kalan kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ değerinin 1.64 ‰, kalsitin tamamına yakın tüketilmiş olduğunda ise karbon izotop oranının 1.32 ‰ olacağı görülmüştür. Açık sistemde ise %90 oranında kalsit tüketimi için $\delta^{13}\text{C}$ değeri -3.38 ‰ olarak belirlenmiştir. Granat, granat-piroksen ve vollastonit içeren zonlarda $\delta^{13}\text{C}$ değerleri KA-12, KA-13, NA-9, NA-12b, NB-7b ve NC-4 örnekleri için sırasıyla -3.8 ‰, -4.08 ‰, -5.36 ‰, -4.84 ‰, -1.75 ve -5.68 ‰ (ortalama -4.05 ‰) olarak belirlenmiştir. Bu veriler ^{13}C 'in buharlaşma ile tek başına tüketilemeyeceğini göstermektedir.

Valley (1986) açık sistemdeki kalıntı kalsitin $\delta^{18}\text{O}$ değerinin belirlenmesinde kalk-silika (vollastonit) dekarbonatlaşma sürecinin göz önüne alınmasını önermiştir. Dekarbonatlaşma sürecinin tamamlanması ile oksijenin % 40'ın CO_2 ile ayrılarak tüketildiği varsayılmıştır (F(karbon)→0) ve (F(oksijen)→0.6). Dekarbonatlaşma sürecinin tamamlanması ile, $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin kapalı ve açık sisteme göre 5.38 ve

2.56‰ kadar tüketildiği belirlenmiştir. Çalışma alanındaki kalsitlerde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde en fazla tüketilme gözlenen KA-12, KA-13, NA-9, NA-12b, NB-7b ve NC-4 örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla 1.79 ‰, 2.49 ‰, 2.77 ‰, 1.96 ‰ ve 1.21 ‰'dir. Bu hesaplamalar neticesinde, kalsitlerde büyük miktarlarda $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin tüketilmesi için metamorfik buharlaşma etkisinin yeterli olmadığı görülmüştür. Bu nedenle, izotop tüketilmesinde su infiltrasyonu etkisi test edilmiştir.

6.4.2 Su infiltrasyonu ile değişim

Buharlaşma büyük izotopik değişimleri açıklamada tek başına yeterli bir süreç olmayabilir. Kalsit minerallerinde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin tüketilmesi birçok araştırmacı tarafından akışkan infiltrasyonu ve akışkan/kayaç etkileşim oranının artışı ile açıklanmıştır (Valley, 1986; Bowman et al., 1985; Gerdes and Valley, 1994; Holness, 1997; Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003). Büyük izotopik değişimler sıvı infiltrasyonu sonucu yüksek permeabiliteli ortamlarda gelişmektedir (Valley, 1986). İletilen sıvı yüzey suları olabildiği gibi (meteorik veya deniz suyu), metamorfizma, magmatik kristalizasyon ve çökelme sırasında türeyen sular da olabilir. Valley (1986) yapısal süreksizliklerin yoğun olduğu ve düşük basınçlı sığ ortamlarda permeabilitenin yüksek olduğunu ve ayrıca metamorfik reaksiyonların da permeabiliteyi artırabileceğini belirtmiştir. Magma kristalizasyonu veya metamorfik buharlaşmanın neden olduğu lokal yüksek basınçlar da sıvı infiltrasyonuna neden olabilir. Petrolojik ve izotopik çalışmalar permeabilitenin kabuk içinde derinliğin artmasıyla azaldığını göstermiştir. Çok derin olmayan geçirgen ortamlarda su basıncı yaklaşık olarak hidrostatik basınca eşittir. Buna göre meteorik sularının infiltrasyonu ile kayacın izotopik olarak değişime uğradığı kontak bölgelerde, su basıncının hidrostatik basınca eşit veya az olması gerekmektedir. Meteorik suyun sızdığı derinlik 12 km'den az çoğunlukla da 6 km'den az olduğu kabul edilmiştir (Valley and O'Neil, 1982).

Su-kayaç etkileşiminde H ve O'in izotopik etkileri Taylor (1977) tarafından aşağıdaki şekilde verilmiştir.

$$F/R = \frac{\delta_f(\text{kalsit}) - \delta_i(\text{kalsit})}{\delta_i(\text{akışkan}) - \delta_f(\text{kalsit}) + \Delta} \quad 5$$

δ_i ve δ_f sırasıyla kayacın ilk ve son izotopik değerlerini, F ile R su ve kayaçla ilgili elementlerin atom oranlarını (F+R=100 gibi) ve $\Delta = \delta_f(\text{kalsit}) - \delta_i(\text{akışkan})$ 'ı gösterir. Verilen bu denklem "kapalı sistem" için geçerlidir. Bütün akışkanların kayaç ile dengesi eş zamanlı sayılmaktadır. Açık sistemde ise, infiltre olan her parça akışkan ile dengeye ulaşan katı daha sonra sistemden ayrılmaktadır. Açık sistem için;

$$F/R = \ln[(F/R)_{c-s} + 1] \quad 6$$

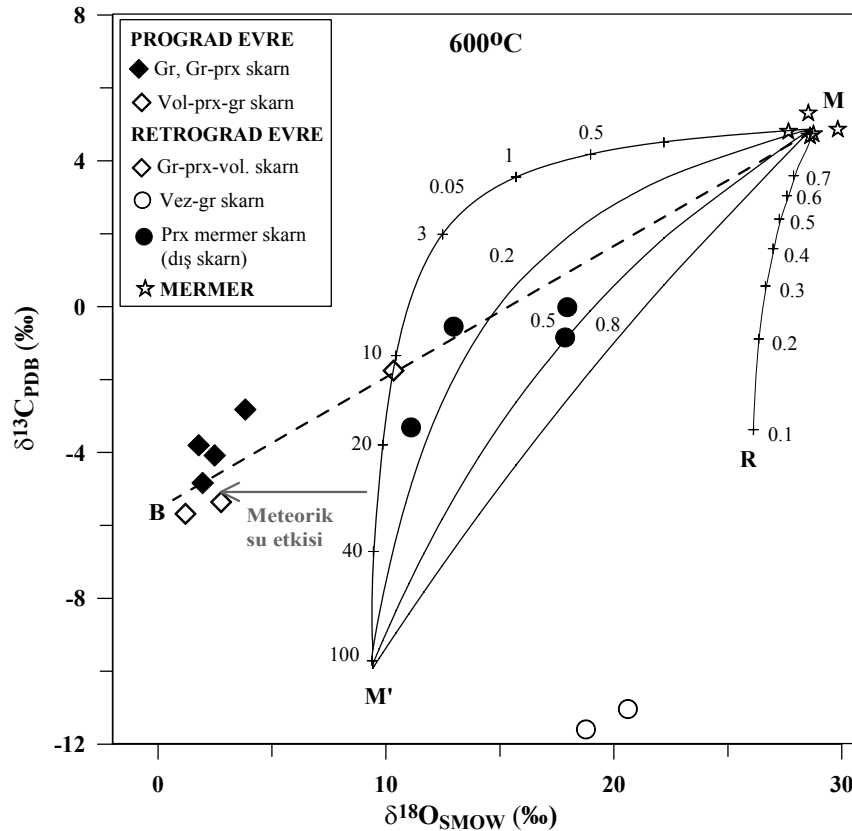
denklemini kullanılmıştır. $(F/R)_{c-s}$, denklem 5 ile kapalı sistem için hesap edilmiş F/R değeridir (Taylor, 1977).

Susurluk skarn yatağı skarn kalsitlerin oluşumunda etkin rol oynayan C-O izotop sistematiklerinin hesaplanmasında Taylor (1977)'nin önerdiği 5 nolu denklem kullanılmıştır. Sıcaklık bağımlı ayırılma faktörünün hesaplanmasında ise Zheng (1999) tarafından önerilen denklem göz önüne alınmıştır.

$$10^3 \ln \alpha_{\text{cal-H}_2\text{O}} = 4.01(10^6 T^{-2}) - 4.66(10^3 T^{-1}) + 1.71$$

$\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin hesaplanmasında $\delta_i(\text{kalsit})$ başlangıç noktası olarak mermerin ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değeri olan 28.68 ‰ alınmıştır. $\delta_i(\text{akışkan})$ değeri için ise Çataldağ Granitoyidi'ne ait ve birincil magmatik alana düşen minerallerin ortalama $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ oranları kullanılmıştır (Çizelge 6.2). Bu oran ortalama 7.6 ‰ olarak belirlenmiştir. $\delta_f(\text{kalsit})$ için $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin hesaplanmasında ise $\delta_i(\text{kalsit})$ başlangıç değeri olarak mermerin ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değeri olan 4.87 ‰, $\delta_i(\text{akışkan})$ için $\delta^{13}\text{C}$ değeri ise magmatik akışkanlar için tanımlanan -6.5 ‰ olarak seçilmiştir (Hoefs, 1987). $X(\text{CO}_2)$ ve su/kayaç oranları olarak sırasıyla 0.05, 0.2, 0.5, 0.8 ve 0.5, 1, 3, 10, 20, 40, 100 değerleri kullanılmıştır (Şekil 6.11).

Çalışma alanında ilk oluşan skarn zonlarına (granat ve granat-piroksen skarn) ait kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -2.82 ile -4.84 ‰ arasında olup baskın olarak magmatik kaynağı göstermektedir (Hoefs, 1987). Bu oranlar çoğu skarn zonlarından elde edilen değerlerle uyumludur (Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al., 1985a, Brown et al., 1985, Bowman, 1998, Shin and Lee, 2003). Prograd evreye ait vollastonitlerde ise (NC-4 ve NA-9) karbon izotop değerleri -5.68 ‰ ve -5.36 ‰ gibi oldukça tüketilmiş olarak ölçülmüştür. Bu tüketimde magmatik akışkanların infiltrasyonu önemli rol oynamıştır. Şekil 6.11'de 600°C 'de farklı $X(\text{CO}_2)$ ve akışkan/kayaç değerleriyle çizilmiş M-M' ile rayleigh buharlaşma M-R eğrileri görülmektedir. Hesaplanan



Şekil 6.11. Mermer, endo ve ekzoskarn zonlarına ait kalsitler için karbon ve oksijen izotop diyagramı (M-R hesaplanmış Rayleigh fraksiyonlanma eğrisi, M-M' hesaplanmış izotop karışım eğrisi, M-B çalışma alanındaki oksijen ve karbon tüketilme eğrisi).

tüketilme eğrilerinde, farklı akışkan/kayaç oranları ve artan $X(\text{CO}_2)$ oranına göre farklı eğilimler vermektedir. Çalışma alanında skarn kalsitlerde ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ oranları, M-B eğrisi üzerine yani hesaplanan tüketilme eğrilerinin (M-M') dışına düştüğü gözlenmiştir. M-B eğrisinin dışına çıkan örneklerde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin aşırı tüketildiği, depolanma sonrası da meteorik su etkileşimi ile $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin değiştiği gözlenmektedir. Benzer durum Brown et al. (1985) tarafından da belirlenmiş, depolanma sonrası $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin meteorik su ile etkileşimi sonucu değiştiği belirtilmiştir.

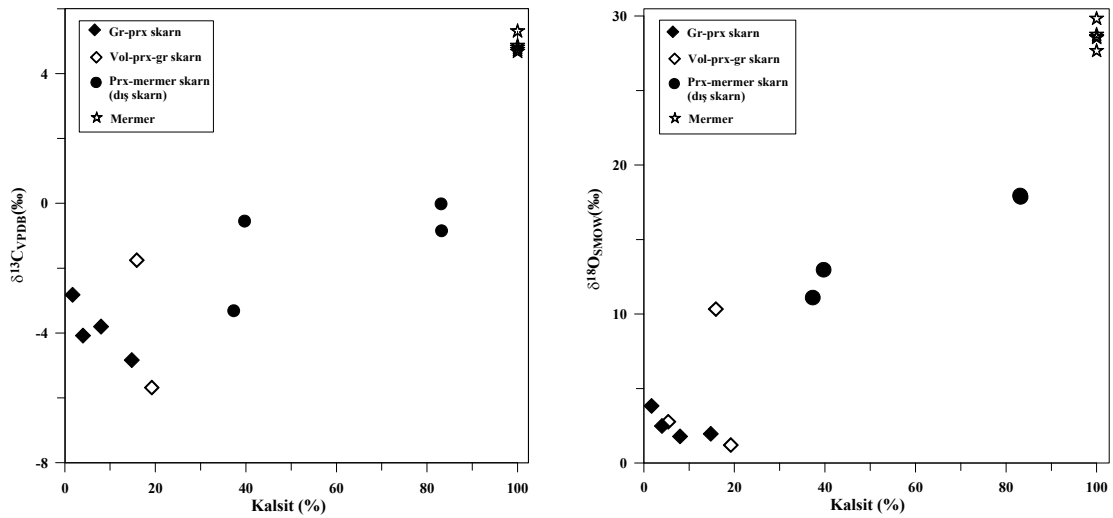
Bowman (1986) tüketilme eğrilerinden belirlenen $X(\text{CO}_2)$ ve sıvı kapanım ya da skarn mineralleri ile denge faz diyagramlarından elde edilen $X(\text{CO}_2)$ değerlerinin bazı durumlarda birbirini tutmadığını belirtmiştir (Pine Creek: Brown et al., 1985 ve Osgood Mountain: Taylor and O'Neil, 1977). Bowman et al. (1986) ve Taylor and O'Neil (1977) tarafından yürütülen çalışmalarda $X(\text{CO}_2)$ değerlerinin 0.01 ila 0.2 gibi geniş bir aralıkta seyrettiği vurgulanmıştır.

Çalışma alanında sıvı kapanım ölçümlerinde retrograd evreye ait örneklerde metan daha bol gözlenirken prograd evrede ise az oranda izlenmiştir. Ancak skarn kalsitlerde ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ oranları ile örneklerin M-B eğrisi üzerine yani hesaplanan tüketilme eğrilerinin (M-M') dışında gözlenmesinden dolayı $X(\text{CO}_2)$ değeri belirlenememiştir.

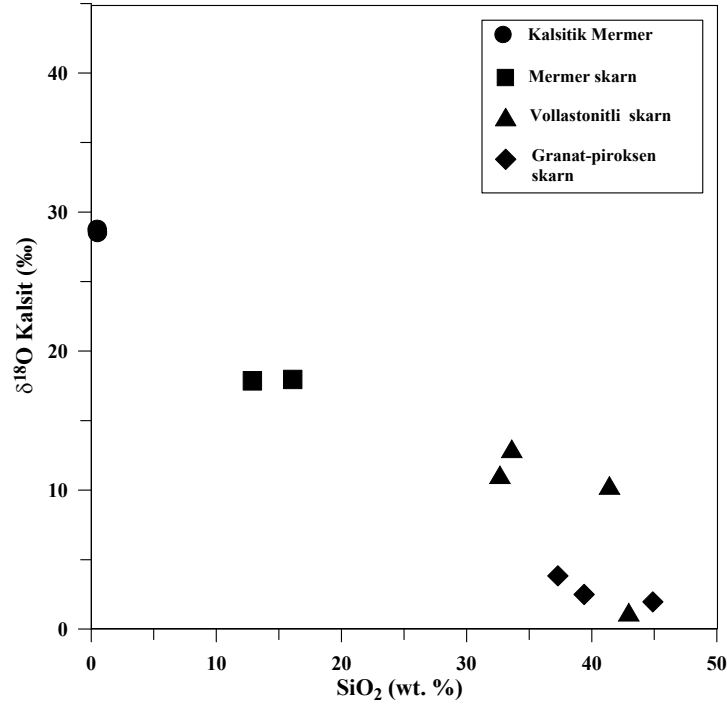
Petrografik çalışmalarda skarn içinde granat+piroksen+vollastonit gibi mineral toplulukları belirlenmiştir. Shieh and Taylor (1969) skarn kayaçların çoğunun susuz olmasına rağmen bir miktar CO_2 'in dekarbonatlaşma reaksiyonu ile uzaklaştırılması için daha büyük miktarda suya ihtiyaç olduğunu belirtmişlerdir. Traccy and Frost (1991) ise mermer içerisinde granat-vollastonit birlikteliğinin bulunduğu ortamlarda, suca zengin sıcak akışkanların bu kayaçlara infiltre edildiğini belirtmiştir. Özellikle prograd evrede oluşmuş vollastonitli mineral zonlarının (NA-9 ve NC-4) endoskarn piroksen-granat mineral zonuna göre (NA-12b) ^{18}O değerlerinin tüketilmesi buharlaşmadan çok magmatik akışkan ve meteorik su infiltrasyonunun ön plana çıktığına işaret etmektedir.

Sıvı kapanım çalışmaları da bunu destekler niteliktedir. Endoskarn granat-piroksen mineral zonunda (OA-3-4) %NaCl eşdeğeri tuzluluk > %70 iken vollastonit-piroksen-granat mineral zonunda vollastonitin (OA-3-8) tuzluluğu % 61'e kadar düşmektedir.

Skarn kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile kalsit bolluklarının karşılaştırılması sonucunda, mermerden granat ve granat-piroksen zonuna doğru izotop oranlarının tüketildiği petrografik olarak da desteklenmiştir (Şekil 6.12). Kalsitlere ait $\delta^{18}\text{O}$ değeri ile yan kayacın SiO_2 içeriği karşılaştırıldığında ise, tam tersi bir ilişki elde edilmiştir (Şekil 6.13). Mermerden granat ve granat-piroksen zonlarına doğru $\delta^{18}\text{O}$ değerleri düşerken SiO_2 içeriği artmaktadır. $\delta^{18}\text{O}$ tüketilmesi devamlı artan SiO_2 içeriği ile arttığı gözlenmektedir. Bowman et al. (1985) tarafından $\delta^{18}\text{O}$ tüketilmesinin hesaplanan Rayleigh buharlaşmasından fazla olması durumunda, skarn oluşumu ve dekarbonatlaşmanın dış kaynaklı (plütondan) silikaca zengin akışkanların süzülmesi ile gerçekleştiği belirtilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ile SiO_2 arasındaki böyle bir ilişki Shin and Lee (2003) tarafından da benzer şekilde yorumlanmıştır.

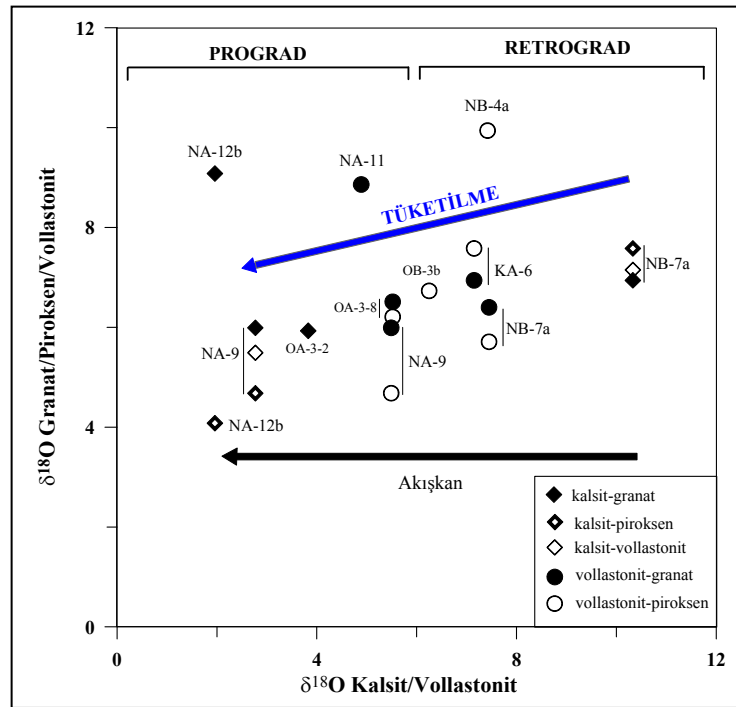


Şekil 6.12. Skarn kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile kalsit bollukları arasındaki ilişki.



Şekil 6.13. Skarn kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile yan kayacın SiO_2 içerikleri arasındaki ilişki.

De karbonatlaşma boyunca $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin tüketilmesinde silikaca zengin akışkanların infiltrasyonu etkin olmuş ve prograd evrede tüketilme oranını artırmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ tüketilmesinin belirlendiği kalsit ve vollastonit minerallerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile aynı kayaç içerisindeki diğer minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karşılaştırılması sonucunda benzer eğilimler elde edilmiştir (Şekil 6.14). Prograd evreye doğru minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin magmatik ve meteorik su etkisi ile daha fazla tüketildiği göze çarpmaktadır.



Şekil 6.14. Prograd ve retrograd evrelerde gelişen kalsit ve vollastonit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre tüketilme.

6.5 Kükürt İzotop Sonuçları

Farklı sülfür mineralleri (arsenopirit, kalkopirit, bornit ve pirotin) üzerinde $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizleri yapılmış ve sonuçlar Çizelge 6.8'de verilmiştir. S-2, S-3 ve D-1 örnekleri, Örenli civarında şistler içerisinde hidrotermal çözeltilerle gelişmiş Cu, Pb ve Zn cevherleşmelerine aittir. KA-4, KA-5 ve KC-1 örnekleri ise Serçeören civarında skarn cevherleşmeleri ile doğrudan ilişkili Cu mineralizasyonuna aittir. Örneklerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -0.2 ile 2.90 ‰ arasında olup dar bir aralıkta değişim göstermektedir. Skarn cevherleşmesi ile doğrudan ilişkili KA-4, KA-5 ve KC-1 örneklerinde ortalama $\delta^{34}\text{S}$ oranı 1.71‰'dir. Skarn cevherleşmesi ile doğrudan ilişkili olmayan ancak skarn yataklarına oldukça yakın yerlerde oluşan diğer sülfür örneklerinde ortalama $\delta^{34}\text{S}$ oranı 1.75 ‰'dir. Bu veriler örneklerdeki kükürdün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir (Ohmoto and Rye, 1979; Hoefs, 1987). Aynı lokasyonda farklı sülfür mineralinin oluşmaması nedeniyle, kükürt minerallerinin çöktüğü akışkanın sıcaklığı hesaplanamamıştır.

Çizelge 6.8. Bölgedeki çeşitli kükürt minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop oranları (‰).

Örnek No.	$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)
S-2 (Arsenopirit)	1.90
S-3 (Arsenopirit)	2.10
KA-4 (Kalkopirit)	2.90
KA-5 (Bornit)	2.65
KC-1 (Kalkopirit)	-0.2
D-1 (Pirotin)	1.25

Analizler için standart sapma 0.1 ‰'den azdır.

BÖLÜM 7

SONUÇLAR

Batı Anadolu'nun, Susurluk ilçesinin doğusunda yer alan Tersiyer yaşlı Çataldağ Granitoyidi sokulumu neticesinde çevre kayalarda kontakt metamorfizmaya neden olmuştur. Granitoyid, Fazlıkonağı Formasyonuna ait şistleri bazen dayklar şeklinde kesmiş bazen de siller şeklinde folyasyon düzlemlerine paralel yerleşmiştir. Fazlıkonağı Formasyonunu kesen dayklar ile şistlerin dokanaklarında genellikle herhangi bir kontakt metamorfizma ürünü gelişmemiştir. Örenli civarında, şistler içerisinde gelişen Cu, Pb, Zn zuhurları skarn tipinde olmayıp hidrotermal çözeltiler ile gelişmiş cevherleşmelerdir. Serçeören civarında ise, Çataldağ Granitoyidinin Mesozoyik kireçtaşı ve mermere sokulumu ile magmatik eriyiklerin karbonatlı kayalarla etkileşimi sonucu gelişmiş kontak metasomatik tipte bir oluşum söz konusudur. Skarn olarak nitelendirilen bu oluşumda, metasomatik akışkanların evrimi ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik mineraloji ve petrografi, elektron mikroprob, plüton ve skarn kayalarının majör ve iz element içerikleri, sıvı kapanım ve duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) çalışmaları yürütülmüştür. Bu çalışmalar neticesinde elde sonuçlar şu şunlardır:

* Serçeören civarındaki skarn cevherleşmeleri düzensiz oluşumlar şeklinde olup granitoyid ile mermer veya granitoyid ile skarn arasındaki dokanaklar keskindir. Skarnlaşmalar; granit içerisinde, granit ile mermer arasında ve mermer içersinde düzenli zonlanmalar/bantlaşmalar veya düzensiz damarlar biçiminde oluşmuştur. Skarn zonlarının dokanaktan olan uzaklığına, dokusal özelliklerine ve mineral bolluk derecelerine göre endo ve ekzoskarn zonları olarak iki şekilde geliştiği saptanmıştır. Endoskarn zonu plütonun kantağında veya içerisinde dar alanlarda gelişmiş olup plajiyoklaz-piroksen ve granat minerallerini içermektedir. Ekzoskarn zonu ise granat, piroksen, vezüvanit ve vollastonit mineralleri ile genel bir zonlanma sunmaktadır. Prograd evrede susuz ve yüksek sıcaklık mineralleri olan granat ve piroksen gelişirken

retrograd evreye doğru piroksen ile vezüvyanit ve vollastonit bolluğu artmaktadır. Sulu minerallerin (-hornblend, -epidot, ±biyotit, ±plajiyoklaz) tam olarak oluşmadığı retrograd evrede, vezüvyanit minerali granat ve piroksenlerin ornatım ürünü olarak gelişmiştir. Bölgede gelişen skarn, endoskarn zonunda plajiyoklaz-piroksen mineral zonları içermesi ile W ve kısmen Cu skarn özelliği taşımaktadır. Ayrıca piroksen ve vollastonit ile birlikte alüminyum içeriği yüksek önemli bir kalsilika minerali olan vezüvyanitin geliştiği gözlenir. Bu özelliği ile de alüminyum içeriği yüksek kalay ve tungsten skarnları yansıtmaktadır. Skarn zonlarında belirlenen mineral parajenezleri bölgedeki skarnın alüminyumca zengin ve kalsik W tipte skarn olduğunu göstermektedir.

* Elektron mikroprob çalışmaları sonucu Susurluk bölgesindeki granatların andradit-grossular, piroksenlerin diyopsit-hedenberjit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Granatlar endoskarn zonunda $And_{2.94-22.18}Grs_{72.01-85.66}Prs_{9.76-13.06}$, ekzoskarn zonundaki prograd ve retrograd evrelerde ise $And_{0.64-97}Grs_{1.75-97.55}Prs_{0-7.78}$ ve $And_{14.9-26.45}Grs_{72.10-81.02}Prs_{0-7.63}$ bileşimindedir. Piroksenler ise endoskarn zonunda $Hed_{2.72-75.06}Diy_{24.27-96.19}Joh_{0-6.52}$ ekzoskarn zonunda $Hed_{8.98-41.15}Diy_{58.85-90.47}Joh_{0-0.98}$ bileşimlerine sahiptir. Granatlar yüksek andradit (Fe^{+3}) ve düşük spessartin (Mn^{+2})+almandin (Fe^{+2}) içeriğine göre oksitlenmiş W, piroksenler ise Mn/Fe (0.16) oranları ile W skarna işaret etmektedir. Proksimal zona ait granatlarda, çekirdekten en dış banta doğru $X_{And}=0.68-0.96$ ve Fe^{+3}/Al 1.03-54.98 oranları saptanmıştır. Zonlu granatların çekirdekten kenar zonlara doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesi de oksitlenmiş W skarn özelliğini yansıtmaktadır. Çataldağ granitoidine ait biyotitler de oksitlenmiş koşullara işaret etmektedir. Dünyadaki büyük rezervli W yatakları yüksek basınç ve indirgenmiş ortamlarda gelişmiştir. Çalışma alanındaki W skarn, oksitlenmiş özelliği ile yüksek sıcaklık/basınç koşullarında gelişmediği ve ekonomik olmadığı söylenebilir. Ayrıca granatlarda belirlenen andradit bileşimindeki artışlar sisteme hidrotermal akışkanların eklendiğini göstermektedir.

* Çataldağ Granitoyidi çekirdekte kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, mikroklin, biyotit, amfibol mineralleri içerirken kenar fasiyeslerde metasomatizma neticesinde

amfibolün yok olduğu gözlenmiştir. Granit-granodiyorit bileşimine sahip olan granitoyid, skarn zonlarına doğru metasomatik alterasyonlarla silika içeriği azalarak kuvars siyenit, siyenit ve monzonit bileşimine geçmektedir. Çataldağ Granitoyidi sub-alkalen, kalk-alkalen ve peralüminyumlu karakterli I-S tipi bir plütondur. I-S tipi ayırımının yapılamadığı bu plütonda, skarn zonlarına yakın alandaki örneklerin alüminyum ve alkali oranlarının arttığı belirlenmiştir. Bu değişimler fraksiyonel kristallenme ile birlikte hidrotermal alterasyonların da etkili olduğuna işaret etmektedir. Çataldağ Granitoyidi NTE yönelimlerine göre fraksiyonlanmış ve negatif Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0.42-0.93$) sunmaktadır. Granitoyid, Batı Anadolu'da yer alan Oligo-Miyosen yaşlı sub-alkalen ve kalk-alkalen karakterli plütonlar ile jeokimyasal benzerlik sunmaktadır. LIL elementlerindeki zenginleşme ve HFS elementlerinde fakirleşmeler dalma-batma ile ilişkili olduğunu, yüksek peralümino karakteri ise kıtasal parça ile kirletildiğini gösterir. Ayrıca Çataldağ Granitoyidinde farklı NTE içeriği ve Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=1.07-2.44$) sunan hidrotermal akışkan infiltrasyonuna işaret eden bulgular da elde edilmiştir.

* Çataldağ Granitoyidi majör oksit içerikleri Batı Anadolu ve dünyadaki skarn yatakları ile ilişkili plütonlarla karşılaştırıldığında, Mo-Sn skarn tipindeki Evciler Plütonu ve dünyadaki çeşitli felsik karakterli Mo, Sn, W ve Zn plütonları ile benzer karakterleri göstermektedir. İz element içeriğine göre Mo ve W skarn plütonunu karakterize etmektedir.

* Skarn zonuna ait kayaçlar majör oksit içeriklerine göre, ekzoskarn kalsik karakterlidir. Skarn zonlarındaki kayaçların iz element içeriklerinin Çataldağ Granitoyidine uyumlu olarak değiştiği gözlenmiştir. LRE, HFS ve NTE elementleri skarn zonlarındaki mineral bolluklarına göre farklılık sergilerler. Skarn kayaçların NTE yönelimleri Çataldağ Granitoyidi ile uyumlu olup mermer etkileşimi ile ANTE'leri artmakta ve Eu negatif anomali sergilemektedir. Metasomatik akışkanların prograd evrede hidrotermal, retrograd evrede ise hidrotermal ve meteorik akışkanlardan türedikleri belirlenmiştir. Özellikle prograd evrede gelişmiş olan andraditler, yüksek

NTE ve Eu anomalisiyle ($Eu/Eu^* = 0.99-4.07$) hidrotermal akışkan infiltrasyonunu ve sirkülasyonunu açık bir şekilde göstermektedir.

* Skarn zonunun cevher elementi olan W, genellikle yüksek sıcaklığın hakim olduğu endoskarn zonunda yüksek konsantrasyonuna sahiptir. Cu, Zn ve Au cevher elementleri ise özellikle hidrotermal akışkanların infiltrasyonu sonucu büyüme gösteren zonlu granatlarda zenginleşmiştir.

* Endoskarn ve ekzoskarn zonlarına (prograd evreye) ait piroksenlerin homojenleşme sıcaklıkları ve NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri $>600^{\circ}C$, $>70\%$ olup magmatik kaynağı göstermektedir. Prograd vollastonit ve retrograd minerallerde ise $369.5 - 600^{\circ}C$ arası ölçülen homojenleşme sıcaklıkları ve $51.5 - 70\%$ arası NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri meteorik suyun sisteme dahil olduğunu gösterirler. Endoskarn zonundaki bir piroksen örneğinde ise kaynamanın varlığı belirlenmiştir. Pirokseni takiben oluşan vezüvyanit mineralinde ise $403.1 - >600^{\circ}C$ arası toplam homojenleşme sıcaklığı, $10.49 - 36\%$ arası NaCl eşdeğeri tuzluluk ve düşük gaz fazı ölçülmüştür. Sıcaklık ile tuzluluğun birlikte düşüşü meteorik su katkısını göstermektedir. Ayrıca sıvı kapanımlarda, CO_2 (sıvı ve gaz) ve $CH_4 + CO_2$ (sıvı ve gaz) gibi uçucu bileşenler de belirlenmiştir.

* Çataldağ Granitoyidi'nin $\delta^{18}O$ izotop sonuçları kuvars için $9.53 - 12.00\%$, plajiyoklaz için 8.95% ve biyotit için $2.87 - 6.83\%$ 'dir. Biyotit için δD oranları ise -110 ila -223% arasındadır. Biyotilerde düşük $\delta^{18}O$ ve δD oranları meteorik su etkisi ile ağır izotopların tüketildiğini göstermektedir. Skarn minerallerinin $\delta^{18}O$ oranları skarn zonlarında granat için $5.93-9.08\%$, piroksen için $4.08-9.94\%$, vollastonit için $4.89-7.45\%$ ve vezüvyanit için $6.65-8.22\%$ arasında seyretmekte olup magmatik kökene işaret etmektedir. Prograd ve retrograd evrelerde oksijen izotop bileşimleri arasında vollastonit için ortalama 1.76% 'lık fark bulunmaktadır. Vollastonitin $\delta^{18}O$ oranının düşmesine artan sıcaklıkla birlikte dekarbonatlaşma sonucu açığa çıkan CO_2 ve meteorik su karışımı neden olmuştur. Mermer örneklerinden elde edilen $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ oranları sırasıyla $4.67-5.31\%$ (VPDB) ve $29.83-27.66\%$ (VSMOW) arasında olup bu

değerler denizel kökene işaret etmektedir. Skarn kalsitlerinde ise $\delta^{13}\text{C}$: -11.60 ile -0.02 ‰ ve $\delta^{18}\text{O}$: $+1.21$ ile $+20.62$ ‰ arasında değişmektedir. Artan sıcaklık altında hidrotermal akışkanların infiltrasyonu ve devamlı şekilde meteorik su ile reaksiyonu sonucunda, skarn kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ oranları sistematik olarak düşmüştür. Bölgede ekzoskarn zonunda gelişen sülfid minerallerinin (kalkopirit, bornit) $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri -0.2 ile 2.9 ‰ (ort 1.78 ‰) arasındadır. Bu değerler kükürdün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Abu El-Enen M. M., Okrusch, M. and Will, T. M. 2004, Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite-limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt, *Mineralogy and Petrology*, 81, 135–164.
- Agu, J.J. and Brimhall, G.H., 1988, Magmatic arc asymetry and distribution of anomalous plutonic belt in the batholiths of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 912-927.
- Akat, U., Çağlayan, A. ve İvak, M., 1978, Dursunbey-Orhaneli Susurluk-Kepsut arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA Raporu Der. no: 6618, (yayımlanmamış).
- Akyüz, S., 1995, Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) Civarının jeolojisi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 239 s. (yayımlanmamış).
- Akyüz, S. ve Okay, A., 1998, Manyas Güneyinin (Balıkesir) Jeolojisi ve Mavişistlerin Tektonik Konumu, MTA Dergisi, 120, 105-120.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980, Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 149-165.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000, Petrogenetic evolution of the late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Alpan, T., 1994, Balıkesir-Balya-Kepsut-Dursunbey Civarı İ19, İ20, İ21 Paftaları Genel Jeokimya ve Ağır Mineral Çalışmaları, MTA Rap. no:9928, 48 s. (yayımlanmamış).
- Altunkaynak, Ş. and Yılmaz, Y., 1998, The Mount Kozak magmatic kompleks, Western Anatolia, *Journal of Geothermal Research*, 85, 211-231.
- Altunbey, M. and Sağiroğlu, A., 2003, Skarn-Type Ilmenite Mineralization of the Tuzbai–Tunceli region, eastern Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 5, 481-488.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Simsek, S. and Uysal, S., 1981, Analysis of Fault Mechanisms and Expansion of Southwestern Anatolia since the Late Miocene, *Tectonophysics*, 75: T1-T9.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Arık, F., 1995, Serçeören-Örenli-Kansız (Kepsut-Balıkesir) yöresi vollastonit ve talk yatakları, Yüksek lisans tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 107 s. (yayımlanmamış).
- Aysal, N., Öngen, S. ve Hanilçi, N., 2006, Karadoru Granitoid Plütunu Yan Kayaçlarının Petroğrafisi ve Şkarn Zonunun Özellikleri, Yenice - Çanakkale, İÜ. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 19, 2, 183-194.
- Baker, T., Lang, J.R., 2003, Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico, Mineralium Deposita, 38, 474-495.
- Bakker, R.J., 2003, Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties, Chemical Geology, v. 194, pp. 3-23.
- Barka, A.A. and Hancock, P.L., 1984, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault Zone, J.E. Dixon, A.H.F Robertson (Eds.), The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication no. 17, 763-774.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P. and Marikos, M.A., 1991, Metasomatizm, In Contact Metamorphism, D.M. Kerrick (Ed.), Rev. Mineral, 26, 312-350.
- Bau, M., 1991, Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, Chemical Geology, 93, 219-230.
- Bi, X, Hu, R. and Cornell, D.H., 2004, The alkaline porphyry associated yao'an gold deposit, Yunan, China: Rare earth elemnt end stable isotope evidence for magmatic-hydrothermal ore formation, Mineralium Deposita, 39: 21-20.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1973, Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri, Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi, MTA, 70-76.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, MTA Dergisi, 86, 14-34.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., 1982, Granitic intrusion in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae geol. Helv*, 75, 2, 437-446.
- Blevin, P.L., Chappel, B.W., 1995, Chemistry, Origin and Evolution of Mineralized Granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: The Metallogeny of I- and S-Type Granites, *Economic Geology*, 90, 1604-1619.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y, Can, İ., Sarı, R., Yılmaz, S.Y. ve Altunkaynak, Ş., 2006, Kuzeybatı Anadolu'da Neo-Tetis çarpışma zonu boyunca litosferik dilim kopmasından türemiş Ilica, Çataldağ (Balıkesir) ve Kozak (İzmir) Granitoidlerinin jeokimyası ve K-Ar soğuma yaşları, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 34.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, J.R., 1985, Contact skarn formation at Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids, *Am. Jour. Sci.*, 285, 621-660.
- Bowman, J.R., 1998, Stable-Isotope Systematics of Skarns, Mineralized Intrusion-Related Skarn System, D.R. Lentz (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 99-114.
- Bottinga, Y. and Javoy, M., 1973, Comments on oxygen isotope geothermometry, *Earth Planet. Sci. Letter*, 20, 250-265.
- Bottinga, Y. and Javoy, M., 1975, Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 401-418.
- Brown J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985, Contact skarn Formation at Elkhorn, Montana, II. Origin and Evolution of C-O-H Skarn Fluids, *American Journal of Science*, 285, 621-660.
- Buick, I.S and Cartwright, I, 2000, Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia, *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 291-295.
- Burnham, C.W., 1959, Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 879-920.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Burnham, C.W., 1967, Hydrothermal fluids, H.L. Barnes (ed), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits 1st ed. John Wiley & Sons, New York.
- Burt, D.M, 1972, Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits, Ph.D. thesis, Harvard University, 256 p. (unpublished).
- Burt, D.M., 1982, Skarn deposits-historical bibliography through 1970, Econ. Geol., 77, 755-763.
- Cartwright, I., Buick, I.S. and Maas, R., 1997, Fluid flow in marbles at Jervois, Central Australia: oxygen isotope disequilibrium and zoning produced by decoupling of mineralogical and isotopic resetting, Contrib Mineral Petrol., 128, 335-351.
- Cartwright, I. and Buick, I.S., 2000, Milimetre-scale variation in metamorphic permeability of marbles during transient fluid flow: an example from the Reynolds Range, central Australia, Contrib Mineral Petrol, 140: 163-179.
- Cengiz, İ., Bayburtoğlu, B., Çakır, C., Yıldız, H. ve Yıldırım, S., 2001, Dereharmanı (Dursunbey-Balıkesir) Altın Cevherleşmesi Jeoloji ve Jeokimya Raporu, MTA Genel Müd., Rap. No:10529, 62 s. (yayımlanmamış).
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc Edinb. Earth Sci. 83, 1-26.
- Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., 2003, Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea, Journal of Geochemical Exploration, 78-79, 601-606.
- Ciobanu, C.L. and Cook, N.J., 2004, Skarn texture and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania, Ore Geology Reviews, 24, 315-370.
- Clark, I.D. and Fritz, P, 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, CRC Press, New York, 352 p.
- Clarke, D.B., 1992, Granitoid rocks, Chapman and Hall, 283 p.
- Clechenko, C.C. and Valley, J.W., 2003, Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondacks Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in granulite facies terrane, J. metamorphic Geol. 21, 771-784.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Collins, B.I., 1977, Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns of Lost Creek, Pioneer Mountains, Montana, *Econ. Geol.*, 72, 1505-1523.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133, 1702-1703.
- Çakır, A. ve Genç, H., 1983, Balıkesir-Susurluk-Yaylaçayır Köyü, Bursa-Mustafakemalpaşa İlçesi Paşalar Köyü-Bıçkıdere-Farafat Alanındaki Vollaistonit Maden Etüd Raporu, MTA Rap. No: 7299, 11 s. (yayımlanmamış).
- Çakır, A. ve Temiz, C., 1989, Balıkesir-Kepsut-Örenli-Serçeören-Örencik-Soğucak-Yaylabası Civarının Jeoloji Etüdü ve Talk Prospeksiyon Raporu, MTA Rap. No: 8881, 25 s. (yayımlanmamış).
- Çalık A. ve Öngen S., 2000; Keban Skarn Oluşumu, KD Elazığ Bölgesi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 13, 12, 1-14.
- Debon, F., and Le Fort, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Demange, M., Berson, F., Fontelles, M., Pascal, M., Öngen, S. and Forette, M.C, 1998, Wollastonite-garnet skarns of Demirtepe, Tahtaköprü (province of Bursa, Turkey), *Academie des Sciences/Elsevier, Paris*, 326, 771-778.
- Dericioğlu, 1972, Balıkesir-Kepsut-Örenli-Sarıkaya Mevkii Jeolojik ve Maden Yatakları Etüdü, MTA Rap. No: 4978, 9 s. (yayımlanmamış).
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu and F., Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, M.P. Coward, A.C Ries (Eds.), *Collision zone tectonics*, Geology Society of London Special Publication, 19, 3-36.
- Dilek, Y and Altunkaynak, Ş., 2007, Cenozoic Crustal Evolution and Mantle Dynamics of Post-Collisional Magmatism in Western Anatolia, *International Geology Review*, 49, 431-453.
- Dipple, G.M. and Gerdes, M., 1998, Reaction infiltration feedback and hydrodynamics at the skarn front. In: *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada Short Course Volume 26, D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical Association of Canada, 71-97.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Droop, G.T.R, 1987, A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Einaudi, M.T, Meinert, L.D and Newberry, R.J., 1981, Skarn Deposits, *Economic Geology*, 75, 317-391.
- Einaudi, M.T., 1982, Descriptions of skarn associated with porphyry copper plütons, southwestern North America, in S.R., Titley, (ed.), *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*, Tucson, University of Arizona, 185-210.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M, 1982, A Special Issue Devoted to Skarn Deposits, Introduction-Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits, *Economic Geology*, 77, 4, 745-754.
- Epstein, S., 1959, The variations of the ¹⁸O/¹⁶O ratio in nature and some geologic implications. In: *Researches in Geochemistry*, P.H. Abelson, ed., Wiley, NewYork, 217-240.
- Erbayar, M. ve Pehlivanoğlu, H, 1995, Susurluk-Gönen Çevresinin Genel Jeokimya Etüdü Raporu, MTA Rap. No: 9808, 41 s. (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Türkeran, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M. ve Özkirişçi, C., 1984, Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) Yöresinin Jeolojisi ve Magmatik Kayaçların Petrolojisi, *Jeoloji Müh.*, Mayıs, 47-60.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkeran, G., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, *T.J.K. Bülteni*, 28, 121-136.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J., 1990, Balıkesir-Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı, *MTA Dergisi* 110, 113-130.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım, T., 1995, Bigayarımadası ile Gökçeada, Bozcada ve Tavşan Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, *MTA Dergisi*, 117, 55-86.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Erdağ, A., 1976, Balıkesir-Çataldağ Granodiyoritinin (Güney Alanı) Jeoloji ve Petrolojisi, Doktora Tezi, İÜ, 94 s. (yayımlanmamış).
- Erdinç, H., 1978, Kepsut-Serçeören Köyü (Balıkesir) Çevresinde Yer Alan Vollaştonit Zuhurlarının Ön Etüdü, MTA Rap. No: 6458, 11 s. (yayımlanmamış).
- Ergül, E., Öztürk, Z., Akçaören, F. ve Gözler, M.Z., 1980; Balıkesir İli Marmara Denizi Arasının Jeolojisi: MTA Raporu Derleme No: 6760, 57 s. (yayımlanmamış).
- Ergül, E., Gözler, Z. ve Akçaören, F., 1986, 1:100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Balıkesir-F6 Paftası, MTA Genel Müdürlüğü, 11 s. (yayımlanmamış).
- Fan, H.R., Xie, Y.H., Wan, K.Y. and Wilde, S.A., 2004, Methane-rich fluid inclusions in skarn near the giant REE–Nb–Fe deposit at Bayan Obo, Northern China, *Ore Geology Reviews*, 25, 301–309.
- Ferry, J.M., 1983, Mineral reactions and element migration during metamorphism og calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine, *Am. Mineral.*, 68, 334-354.
- Fonteilles, M., Soler, P., Demange, M., Dere, C., Krier-Schellen, A.D., Verkaeren, J., Guy, B., Zham, A., 1989, The scheelite skarn deposits of Salau (Ariege, French Pyrenees), *Econ. Geol.*, 84, 1172-1209.
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O. and Perdahl, J.A., 1997, Early Proterozoic Cu (Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia, *Ore Geol. Rev.*, 12, 1-34.
- Genç, Ş.C., 1998, Evolution of the Bayramic, magmatic complex, Northwestern Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233–249.
- Genç, Ş.C. ve Altunkaynak, Ş., 2007, Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme, *H.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, 28(2), 75-98.
- Gerdes, M.L. and Valley, J.W., 1994, Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State, *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 589-608.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Gilg, H.A., Lima, A., Soma, R., Belkin, H.E., De Vivo, B. and Ayuso, R.A., 2001, Isotope geochemistry and fluid inclusion study of skarns from Vesuvius, Special issue on Mt. Soma-Vesuvius and volcanism of the Campanian Plain, *Mineralogy and Petrology*, 73, 145-176.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Mechiche, M., 1987, Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Morocco, *Chemical Geology*, 64, 279-294.
- Grammatikopoulos, T.A., Clark, A.H., Pearce, T.H. and Aechibald, D.A., 2005, Genesis of the Olden wollastonite skarn, Sharbot Lake domain, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, SE Ontario, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42, 1401-1417.
- Güleç, N., 1991, Crust–mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geol. Mag.*, 23, 417–435.
- Haynes, F.M., Kesler, S.E., 1988, Compositions and sources of mineralizing fluids for chimney and manto limestone-replacement ores in Mexico, *Economic Geology*, 83, 8, 1985-1992.
- Hoefs, J., 1987, *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, 241. p.
- Holness, M.B., 1997, Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye, *J. metamorphic Geol.*, 15, 59-70.
- <http://www.science.smith.edu/departments/Geology/Skarn/index.html>
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F. and Villary, L., 1982. Acid and basic Late Neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance, *Bull. Volcanol.*, 45, 87-97.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1975, Acid magmatism and mineralization-oxidation status of granitic magma and its relation to mineralization, *Marine Sci. Monthly*, 7, 756-759.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks, *Mining Geol.*, 27., 293-305.
- Ishihara, S., 1981, The granitoid series and mineralization , *Econ Geol.*, 75th Anniv., 458-484.
- Jamtveit, B., 1991, Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility, *American Mineralogist*, 76, 1319-1327.
- Jamtveit, B. and Anderson, T., 1993, Contact metamorphism of layered shale-carbonate sequences in the Oslo rift: III The nature of skarn-forming fluids, *Economic Geology*, 88, 1830-1849.
- Jamtveit, B. and Hervig, R.L., 1994, Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet, *Science*, 263, 505-508.
- Javoy, M., 1977, Stable isotopes and geothermometry, *Journal of the Geological Society*, 133, 6, 609-636.
- Jong, G., Rotherman, J., Phillips, G.N. and Whilliams, P.J., 1998, Mobility of rare-earth elements and copper during shear-zone-related retrograde metamorphism, *Geology en Mijnbouw*, 76, 311-319.
- Karacık, Z. and Yılmaz, Y., 1998, Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 251-264.
- Keller, J., 1983, Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 18, 321-335.
- Keith, J.D., van Middelaar, W.T., Clark, A.H. and Hodgson, C.J., 1989, Granitoid textures, compositions and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, *Reviews in Economic Geology*, 4, 235-250.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, *MTA Dergisi*, 66, 20-34.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Kuşcu İ. ve Erler, A., 1999; Orta Anadoludaki Bazı Skarnların Sınıflamasında Piroksen Bileşimlerinin Kullanılması: Alakışla ve Akdağmadeni Yöresi Skarnları, 52. TJK Bildiriler Kitabı, 183-189.
- Kuşcu, İ., 2001, Magmatik ve Hidrotermal Akışkanlar: Geç Evre Magmatik Hidrotermal Süreçler, D. Boztuğ, N. Otlı (Ed.), Magmatik Petrojenez, Tübitak Lisans Üstü Yaz Okulu, 495-510.
- Kuşcu, İ., Gençaliolu Kuşcu, G. ve Göncüoğlu, M.C., 2001, Karamadazı Demir Yatağının Skarn Zonlanması ve Mineralojisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 44, 3, 1-14.
- Kuşcu, İ., Gençaliolu Kuşcu, G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., 2002, Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids, Journal of Geochemical Exploration, 76, 175-194.
- Kwak, T.A.P., 1983, The geology and geochemistry of the zoned, Sn-W-F-Be skarns at Mt. Lindsay, Tasmania, Australia. Econ. Geol., 78, 1440-1465.
- Kwak, T.A.P., 1986, Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), J. metamorphic Geol., 4, 363-384.
- Kwak, T.A.P., 1987, W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids: Developments in Economic Geology, 24, Elsevier, Amsterdam, 451 p.
- Kwak, T.A.P. and White, A.J.R., 1982, Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids, Mining Geology, 32, 339-351.
- Kwak, T. A. P., Tan, T. H., 1981, The importance of $CaCl_2$ in fluid composition trends; evidence from the King Island (Dolphin) skarn deposit, Economic Geology, 76, 4, 955-960.
- Lentz, D.R. 1998, Late-Tectonic U-Th-Mo-REE Skarn and Carbonatitic Vein-dyke Systems in the Southwestern Greenville Province: A Pegmatite-Related Pneumatolytic Model Linked to Marble Melting (Limestone Syntexis), Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 519-664.
- Layne, G.D., Spooner, E.T.C., 1991, The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry, Economic Geology, 86, 29-47.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Linke, W.F, 1965, Solubilities of Inorganic and Metal Organic Compounds. American Chemical Society 2, Van Nostrand, 1914 pp.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *Geol Soc. Am. Bull.*, 101., 635-643.
- Matthews, A. and Kolodny, Y., 1978, Oxygen isotope fractionation in decarbonation metamorphism: the mottled zone event, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 179-192.
- Matthews, A., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N., 1983, Oxygen isotope fractionations involving pyroxenes: the calibration of mineral-pair geothermometers, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 631-644.
- Mathieson, G.A. and Clark, A.H., 1984, The Cantung E-zone scheelite skarn ore body, N.W.T.: a revised genetic model, *Econ. Geol.*, 79, 883-901.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N., 1979, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1131-1140.
- Meinert, L.D., 1983, Variability of skarn deposits-guides to exploration, S.J. Boardman (Ed.), *Revolution in the earth sciences: Kendal-Hunt Publishing*, 301-316.
- Meinert, L.D., 1992, Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- Meinert, L.D., 1995, Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23, 401-418.
- Meinert, L.D., 1997, Application of Skarn Deposit Zonation Models to Mineral Exploration, *Explor. Mining Geol*, 6, 2, 185-208.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W., Myers, G.L., 1991, Whole rock geochemistry and contrast among skarn types, in Bufa, R.H. and Coyner, A.R. (ed), *Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada, Geological Society of Nevada, Fieldtrip Guidebook Compendium*, 1, 72-80.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Meinert, L.D., Diple, G.M. and Nicolescu, S, 2005, World Skarn Deposits, Society of Economic Geologist, Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 299-336.
- Megaw, P. K. M., Ruiz, J., Titley, S. R., 1988. High-temperature, carbonate-hosted Ag-Pb-Zn(Cu) deposits of northern Mexico. Economic Geology, 83, p. 1856-1885.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J.R. Astron. Soc, 30, 109-185.
- Murakami, H., 2005, How to Study skarn type Deposits, A short term expert seminar, submitted to: Remote Sensing Center, MTA (<http://staff.aist.go.jp/h-murakami/skarn.pdf>), 11 p.
- Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O'Neil, J.R. and Papike, J.J., 1984, Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages, Contrib. Mineral. Petrology, 86, 25-34.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, Geochim. et Cosmo. Acta, 38, 757-775.
- Nakona, T, Yoshino, T, Shimazaki, H. and Shimizu, M., 1994, Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits, Economic Geology, 89, 1567-1580.
- Nakano, T., 1998, Pyroxene Geochemistry as an Indicator for Skarn Metallogenesis in Japan, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R. Lentz. (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 147-167.
- Newberry, R.J., 1982, Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I, the Pine Creek mine, California: Economic Geology, 77, 823-844.
- Newberry, R.J., 1983, The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns, Canadian Mineralogist, 21, 529-544.
- Newberry, R.J. and Swanson, S.E., 1986, Scheelite Skarn granitoids: An Evaluation of the Roles of Magmatic Source and Process, Ore Geology Reviews, 1, 57-81.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Newberry, R.J., 1987, Use of intrusive and calc-silicate compositional data to distinguish contrasting skarn types in the Darwin polymetallic skarn district, California, USA, *Mineralium Deposita*, 22, 207-215.
- Newberry, R.J., 1991, Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California: Contrast in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory. In *skarns - Their Genesis and Metallogeny*, A. Barto-Kyriakidis (Ed.), Theophrastus Publications, Atkens, Greece, 343-384.
- Newberry, R.J., Allegro, G.L., Cutler, S.E., Hagen-Levelle, J.H., Adams, D.D., Nicholson, L.C., Weglarz, T.B., Bakke, A.A., Clautice, K.H., Coulter, G.A., Ford, M.J., Myers, G.L. and Szumigala, D.J., 1997, Skarn deposits of Alaska, *Mineral Deposits of Alaska*, R.J. Goldfarb, L.D., Miller (Eds.), *Econ. Geol. Monograph*, 9, 355-395.
- Newberry, R.J., 1998, W-and Sn-Skarn deposits: A 1998 status report, *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, D.R. Lentz (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 289-335.
- Nicollescu, S., Cornell, D.H, Sodervall, U.and Odelius, H., 1998, Secondary in mass spectrometry analysis of rare earth elements in grandite garnet and other skarn related silicates, *European Journal of Mineralogy*, 10, 251-259.
- Ochiai, K., Tagiri, M.and Tanaka, H., 1993, Behavior of the rare earth elements during the skarn formation at the Kamaishi mine, Japan, *Resource Geology*, 43, 291-300.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979, *Isotopes of sulfur and carbon*, H.L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, Wiley-Intersci., 509-567.
- Ohmoto, H., 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16, 1, 491-559.
- Okay, A.İ, Siyako, M. ve Bürkan K.A., 1990, Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *T.P.J.D.*, 2/1, 83-121.
- Ordóñez-Calderon, J.C., Polat, A., Fryer, B.J., Gagnon, J.E, Raith, J.G. and Apel, P.W.U., 2008, Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silica metasomatism, Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland, *Precambrian Research*, 161, 317-340.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Öngen, S., 2000, Metasomatik gelişmede yeni bir problem: endoskarn çeşitliliği, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 13, 1-2, 63-75.
- Özocak, R., 1971, Balıkesir İli Serçeören ve Örenli Köyleri Civarı Pb, Zn, Cu Prospeksiyon Etüdü, MTA Maden Etüt Arşivi Rapor No: 1441, (yayımlanmamış).
- Pearce, J.A, Haris, N.B.W and Tindle, A.G., 1984, Trace element discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Petrology*, 25, 4, 956-983.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroglu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.
- Pehlivanoğlu, A.N., 1979, Uludağ (Bursa)-Orhaneli-Keles-İnegöl Yörelerinde Granit Kenar Zonlarındaki (W, Mo, Pb, Zn, Cu) Mineralizasyonları Ön Raporu, MTA-Rap. No: 1621, (yayımlanmamış).
- Ray, G.E. and Webster, I.C.L., 1991, An overview of skarn deposits, in *Ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera*, British Columbia Ministry of Energy, Min. Petr. Res. Pap., 4, 213-252.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. and Ettliger, A.D., 1995, The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks, *Econ. Geol.*, 90, 920-937.
- Rayleigh, J.W.S, 1896, Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes, *Philos. Mag.* 42, 493.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, 12– 45.
- Sağiroğlu, A., 1984. Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 27 (1), 69-81.
- Sarı, R. ve Küçükefe, Ş, 2000, Davutlar-Yalakkaya (Bigadiç-Balıkesir) Pb-Zn-Ag-Ba Sahasının Jeoloji ve Jeokimya Raporu, MTA Genel Müd., Rap No: 10394, 52 s. (yayımlanmamış).

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Scheibner, B., Wörner, G., Civetta, L., Stosch, H.G., Simon, K. and Kronz, A., 2007, Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets, *Contrib. Mineral Petrol.*, 154, 55-74.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G. and Scott, B., 1997, The Evolution from Miocene Potassic to Quaternary Sodic Magmatism in Western Turkey: Implication for Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Sezerer Kuru, G., Kuşcu, İ., Şalış, B., Yılmaz, E. ve Demirel, G., 2006, Hasaңcelebi (Malatya) Demir Oksit Yataklarının Oluşum Koşulları; Mikrotermometrik Bir Yaklaşım, *MTA Dergisi*, 132, 101-111.
- Sharp, Z., 2007, *Principles of Stable Isotope Geochemistry*, Pearson Prentice Hall, 334 p.
- Shelton, K.L., 1983, Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: A fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé, Quebec, *Economic Geology*, 78, 387-421.
- Sheppard, S.M.F., 1981, Stable isotope geochemistry of fluids, Rickard, D.T, Wickman, F.E. (eds.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*, *Phys. Chem. Earth*, 13/14, 419-445.
- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie-Glasgow-Londoni 239 pp.
- Shieh, Y.N. and Taylor, H.P., 1969, Oxygen and Carbon Isotope Studies of Contact Metamorphism of Carbonate Rocks, *Journal of Petrology*, 10, 307-331.
- Shimazaki, H., 1975, The ratios of Cu/Zn-Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetical implication: *Economic Geology*, 70, 717-724.
- Shimazaki, H., 1980, Characteristics of Skarn Deposits and Related Acid Magmatism in Japan, *Economic Geology*, 75, 173-183.
- Shin, D. and Lee, I., 2003, Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Singoyi, B. and Zaw, K., 2001, A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania, Implications for ore genesis, *Chemical Geology*, 173, 239-253.
- Steven, N.M. and Moore, J.M., 1994, Pan-African tungsten skarn mineralization at the Otjua prospect, Central Namibia, *Econ. Geol.*, 89, 1431-1453.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name, *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Streckeisen, A., 1979, Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks, *Geology*, 2, 331-335.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*, A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), Geological Society of London, 313-345.
- Şaşmaz, A., 1999, Başçatak (Akdağmadeni-Yozgat) Zn-Pb skarnlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *Yerbilimleri dergisi*, 34, 107-117.
- Şengör, A. M. C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları (Fundamentals of the neotectonics of Turkey), Publication of Geological Society of Turkey, 40p.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 37, 227-264.
- Takahashi, M., Aramake, S and Ishihara, S., 1980, Magnetite-series/ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids, *Japanese Society of Mining and Geology*, 8, 13-23.
- Tang, H.F. and Liu, C.Q., 2002, Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China, *Geochemical Journal*, 36, 545-561.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Taşkın, İ., 1983, Kuzeybatı Anadolu Volfram Ağırlıklı Polimetal Arama Projesi (KAVAP) Bursa-İnegöl Yöresi Boğazova ve Domaniç Granodiyorit Masifleriyle İlgili W-Mo-Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerine Ait Jeoloji Raporu, MTA Der. Rap.No:7675, 75 s. (yayımlanmamış).
- Taylor, B.E., 1976, Origin and Significance of C-O-H Fluids in the Formation of Ca-Fe-Si Skarn, Osgood Mountains, Humboldt Country, Nevada, Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford, California, 149 p. (unpublished).
- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977, Stable Isotope of Metasomatic Ca-Fe-Al-Si Skarns and Associated Metamorphic and Igneous Rocks, Osgood Mountains, Nevada, Contrib. Mineral. Petrol., 63, 1-49.
- Taylor, H.P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition, Econ Geol., 69, 843-883.
- Taylor, H.P., 1977, Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths, J. Geol. Soc. London, 133, 509-558.
- Thompson, R.N., 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic province, Scott. J. Geol., 18, 49-107.
- Timon, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernandez, A. and Crespo, J.L., 2006, Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain), Mineral and Petrology, Mineralogy and Petrology, 90, 109-140.
- Tracy, R.J. and Frost, B.R., 1991, Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations, D.M. Kerrick (Ed.), Contact metamorphism, Mineral Soc. Am. Rev. Mineral, 26, 207-209.
- Ürgün, S., 1972, Jeotermik enerji sağlanması amacı ile Susurluk-Manyas-Bandırma (Balıkesir) Karacabey-Mustafakemalpaşa (Bursa) arasında kalan sahanın incelenmesi, MTA Derleme Rap. no: 5249, 41 s. (yayımlanmamış)
- Valley, J.W., 1986, Stable Isotope Geochemistry of Metamorphic Rocs, Reviews in Mineralogy, 16, 445-490.
- Valley, J.W. and O'Neil, J.R., 1982, Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite, Nature, 300, 497-500.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Vander Auwera, J.V. and Andre, L., 1991, Trace elements (REE) and isotopes (O, C, Sr) to characterize the metasomatic fluid sources: evidence from the skarn deposit (Fe, W, Cu) of Traversella (Ivrea, Italy), *Contrib Mineral Petrol.*, 106, 325-339.
- White, A.J.R., Beams, S.D. and Cramer, J.J., 1977, Granitoid types and Mineralization with special reference to tin, N. Yamada (Ed.), *Plütonism in Relation to Volcanism and Metamorphism*, 7th CPPP Meeting, Toyama, 89-100.
- Whitney, P.R. and Olmsted, J.F., 1998, Rare earth element metasomatism in hydrothermal system: The Willsboro-Lewis wollastonite ores, New York, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 17, 2965-2977.
- Xu, G. and Lin, X., 2000, Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China, *Ore Geology Reviews*, 16, 91-106.
- Yalçınkaya, S. ve Afşar, Ö.P., 1980, Mustafakemalpaşa (Bursa) ve Dolayının Jeolojisi, MTA Rap. No: 6717, 98 s. (yayımlanmamış).
- Yıldırım, S., Demir, N., Küçükefe, Ş. ve Bayburtoğlu B., 2001, Beyköy-Kobartkaşı (Kepsut-Balıkesir) Altın Sahası Güney Kesiminin Sondajlı Arama Raporu, MTA Genel Müd., Rap. No:10492, 55 s. (yayımlanmamış).
- Yücel Öztürk, Y., Helvacı, C. ve Satır, M., 2005, Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparison with world skarn granitoids, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 255-280.
- Yücel Öztürk, Y., Helvacı, C. and Satır, M., 2008, The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey, *Ore Geology Reviews*, (in press).
- Zharikov, V.A., 1970, Skarns, *International Geology Reviews*, 12, 541-559, 619-647, 760-775.
- Zheng, Y.F., 1993a, Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1079-1091.
- Zheng, Y.F., 1993b, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates, *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.

ÖZGEÇMİŞ

1973 yılında Ankara'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Ankara'da tamamladı. 1997 yılında Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden mezun olup Jeoloji Mühendisi unvanını aldı. Mart 2001 yılında aynı üniversitede yüksek lisans eğitimini tamamladı. Evli ve bir çocuk sahibidir.