DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KALKAN VE KARAAĞIL (SİMAV-KÜTAHYA) SKARN TİPİ DEMİR YATAKLARININ MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Okşan Gökçen UĞURCAN

Ekim, 2012

İZMİR

KALKAN VE KARAAĞIL (SİMAV-KÜTAHYA) SKARN TİPİ DEMİR YATAKLARININ MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ekonomik Jeoloji Ana Bilim Dalı

Okşan Gökçen UĞURCAN

Ekim, 2012

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Okşan Gökçen UĞURCAN, tarafından **Doç. Dr. Tolga OYMAN** yönetiminde hazırlanan **"KALKAN VE KARAAĞIL (SİMAV-KÜTAHYA) SKARN TİPİ DEMİR YATAKLARININ MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Tolga OYMAN

Yönetici

Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ

Jüri Üyesi

Yard. Doç. Dr. Yalçın Abdioğlu

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Çalışmalarım sırasında her zaman desteğini hissettiğim, tez danışmanım Doç. Dr. Tolga OYMAN`a öğrettiği bilimsel metodların yanı sıra, sabır ve anlayışından dolayı teşekkür ederim.

Laboratuar imkanlarını kullanmama olanak tanıyan Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ`e,

Sıvı kapanım çalışmalarında yardımcı olan Araş. Gör. Dr. Mehmet AKBULUT ve Araş. Gör. Mustafa ÇİÇEK`e,

Kullanılan haritaları sağlayan Öğr. Gör. Dr. Cem KINCAL`a,

Her zaman yanında olan aileme, teşekkür ederim.

Okşan Gökçen UĞURCAN

KALKAN VE KARAAĞIL (SİMAV-KÜTAHYA) SKARN TİPİ DEMİR YATAKLARININ MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

ÖZ

Kalkan ve Karaağıl skarn tipi demir yatakları, Eğrigöz plütonunun güney dokanağında, Katrandağ cevherleşmesi ise plütonun çatı askısında bulunmaktadır. Eğrigöz plütonunun jeokimyasal karakteristikleri, plütonun peraluminalı, kalk alkalin, yüksek potasyum kalk alkalin bir sokulum olduğuna işaret etmektedir. Tektonik ayrım diagramları, Eğrigöz plütonunun kristalleştiği magmanın volkanik yay ortamında oluştuğuna işaret etmektedir. Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ skarnlaşmalarının konak kayaları sırasıyla Kalkan Formasyonuna ait gnayslar içindeki rekristalize karbonat bantları, Arıkaya Formasyoınuna ait yer yer dolomitleşmiş ve killi düzeyler içeren kireçtaşı ve Balıkbaşı Formasyomnuna ait dolomitik kireçtaşıdır.

Bu üç bölgede, skarn oluşumuna dair iki evre ayırt edilmiştir. Kalkan yöresinde prograt evre klinopiroksen ve granat ile karakterize olurken, retograt evrede epidot, amfibol, klorit, kuvars, kalsit minerallerince baskındır. Manyetit cevherinin kristalleşmesi başlıca prograt evrede gerçekleşmiştir. Karaağıldaki skarnlaşma kalsik ve magnezyen skarn mineralojisine sahiptir. Arıkaya Formasyonuna ait kireçtaşında dolomit miktarının değişim göstermesi bu iki farklı skarn mineralojisinin oluşumuna sebep olmuştur. Magnezyumlu skarna ait prograt evre mineralleri spinel, amfibol ve olivindir. Retrograt evrede bu mineraller talk, serpantin ve klorite altere olmuştur. Olivin retrograt evrede tamamen yok olmuştur. Serpantinin yaygın olarak elek dokusu göstermesi ilksel mineralinin olivin olduğuna işaret etmektedir. Karaağıl yöresindeki kalsiyum skarn parajenezi prograt evreye ait klinopiroksen, granat, plajiyoklas ve retrograt evreye ait amfibol, kloritten oluşmaktadır. Diğer iki cevherleşme bölgesinden, metal içeriğibakımından farklılık gösteren Katrandağ cevherleşmesinde, gossan alterasyonu skarnlaşma ile ilişkili olan galen cevherinin çoğunu okside etmiştir. Katrandağ da manyetit ve spekülarit cevherleşmesi ile ilişkili olan skarn mineralleri granat ve klinopiroksendir.

Kalkan yöresine ait granat ve klinopiroksen minerallerindeki kapanımlar yüksek sıcaklık ve tuzluluk değerleri vermektedir. Retrograt evreye ait minerallerdeki (epidot, kuvars, kalsit) kapanımlar ise daha düşük sıcaklık ve tuzluluk değerleri vermiştir.

Anahtar sözcükler: Skarn, demir, kalk silikat, sıvı kapanım, Eğrigöz plütonu.

MINERALOGICAL, PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF KALKAN AND KARAAĞIL (SİMAV-KÜYAHYA) SKARN TYPE IRON DEPOSITS

ABSTRACT

Kalkan and Karaağıl skarn type iron deposits located on the southern border of the Eğrigöz pluton, while Katrandağ deposit occured at the roof pendant of the pluton. Geochemical characteristics of the Eğrigöz pluton show that it is peraluminous, calc alcaline, high-potassium calc alcaline intrusion. Tectonic discrimination diagrams indicate that the magma which produced the Eğrigöz pluton was generated in a volcanic arc setting. Kalkan, Karaağıl and Katrandağ skarn deposits are hosted in recrystallized carbonate bands in gneiss of Kalkan Formation, partially dolomitic and clay bearing horizons in the limestone of Arıkaya Formation and dolomitic limestone of Balıkbaşı Formation, respectively.

In these three regions, skarn developed in two stages. In Kalkan region, prograde stage is characterized by clinopyroxene and garnet while retrograde stage is dominated by epidote, amphibole, chlorite, quartz, calcite. Magnetite ore precipitation is associated chiefly with prograde stage. Karaağıl skarn deposit has both calcic and magnesian skarn mineralogy. Variability in dolomite content of Arıkaya formation gave way to these two contrasting skarn paragenesis. Prograde skarn association of magnesian skarn composed of spinel, amphibole and olivine. These minerals altered to serpentine, talc, chlorite in retrograde stage. Olivine was completely destructed in retrograde stage. Mesh structure of serpentine is commonly observed and indicates that they were transformed from olivine. Calcium skarn paragenesis include garnet, clinopyroxene, plagioclase which belongs to earlier stage, and amphibole, chlorite of retrograde stage. In Katrandağ deposit, which differs from others in terms of initial metal content (Fe and Pb), gossan alteration oxidized most of the galena mineralization. In Katrandağ, skarn associated with specularite and magnetite ore includes garnet and clinopyroxene.

Fluid inclusion in garnet and clinopyroxene which belong to Kalkan deposit yielded high temperature and salinity. Inclusions in retrograde stage minerals (epidote, quartz and calcite) produced lower temperature and salinity.

Keywords: Skarn, iron, calc silicate, fluid inclusion, Eğrigöz pluton**.**

İÇİNDEKİLER **Sayfa**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU……. …ii
TEŞEKKÜR…… ...iii
ÖZ……. …iv
ABSTRACT…… …vi

BÖLÜM BİR-GİRİŞ…….....1
1.2 Amaç……..3
1.3 Yöntemler …….....4
1.4Önceki Çalışmalar……...6

BÖLÜM İKİ-SKARN TİPİ YATAKLARIN GENEL ÖZELLİKLERİ…….....11
2.1 Skarn Terminalojisi……..11
2.2 Skarn Yatakların Gelişim Süreci…….14
2.3 Skarn Mineralojisi……16
2.4 Başlıca Skarn Tipleri……19
2.4.1 Tungsten Skarn…….....19
2.4.2 Çinko Skarn…….20
2.4.3 Molibden Skarn……21
2.4.4 Kalay Skarnlar…….21
2.4.5 Bakır Skarn……..22
2.4.6 Altın Skarn……...23
2.4.7 Demir Skarnlar…….24
2.5 Skarn Tipi Yatakların Jeokimyası……25
2.6 Petrojenez ve Tektonik Ortam…….28
2.7 Zonlanma…….32
2.7.1 Genel Zonlanma Modeli ve Değişimlerin Sebebi……33

BÖLÜM ÜÇ-BÖLGESEL JEOLOJİ……35

BÖLÜM DÖRT-LOKAL JEOLOJİ……...39

BÖLÜM BEŞ-ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ…….42
5.1 Kalkan Bölgesi Demir Skarnının Jeolojisi……...42
5.2 Karaağıl Bölgesi Demir Skarnının Jeolojisi……46
5.2.1 Magnezyumlu Skarn……...47
5.2.2 Kalsik Skarn…….50
5.3 Katrandağ Skarnı……53

BÖLÜM ALTI-MAGMATİK KAYALAR……56
6.1 Mineraloji…….57
6.1.1 Eğrigöz Plütonu……...57
6.1.2 Porfiri Dayk…….....60
6.1.3 Aplitik Damar Kayacı……..62

BÖLÜM YEDİ-SKARN MİNERALOJİSİ……....63
7.1 Kalkan Bölgesi Fe Skarnının Mineralojisi……...63
7.1.1 Klinopiroksen……...63
7.1.2 Granat……...65
7.1.2.1 Kuvvetli Anizotrop Granat …….66
7.1.2.2 İzotrop Granat……..68
7.1.2.3 Damar Karakterli İzotrop Granat…….69
7.1.3 Amfibol……70
7.1.4 Epidot……...71
7.1.5 Klorit……73
7.1.6 Sfen (Titanit)……74
7.1.7 Apatit……74
7.2 Karaağıl Bölgesi Fe Skarnının Mineralojisi……75
7.2.1 Kalsiyum Skarn……75
7.2.1.1 Klinopiroksen……...75
7.2.1.2 Granat……...76
7.2.1.3 Plajiyoklas……79
7.2.1.4 Amfibol……80
7.2.1.5 Apatit……81

7.2.1.6 Sfen……..81
7.2.2 Magnezyumlu Skarn……...82
7.2.2.1 Spinel……...82
7.2.2.2 Amfibol……84
7.2.2.3 Serpantin……...85
7.2.2.4 Mg-klorit……..88
7.2.2.5 Talk……...92
7.3 Katrandağ Skarnının Mineralojisi……94
7.3.1 Granat……...94
7.3.1.1 İzotrop Granat……..95
7.3.1.2 Anizotrop Granat……96
7.3.2. Klinopiroksen……..96
7.3.3 Epidot ve Klorit……97

BÖLÜM SEKİZ-MİNERAL KİMYASI……98
8.1 Klinopiroksen……...98
8.2 Granat……109
8.3 Amfibol……..116
8.4 Epidot……117
8.5 Klorit……..118
8.6 Serpantin……....119

BÖLÜM DOKUZ-CEVHER PETROGRAFİSİ……..120
9.1 Kalkan Bölgesi Demir Cevherleşmesi……...120
9.1.1 Manyetit……120
9.1.2 Sülfitler……..122
9.1.3 Hematit……...123
9.2 Karaağıl Bölgesi Demir Cevherleşmesi……125
9.2.1 Kalsiyum Skarn İle ilişkili Demir Cevherleşmesi……126
9.2.1.1 Manyetit……126
9.2.1.2 Pirit……128
9.2.1.3 Götit……...129

9.2.2 Magnezyum Skarn İle ilişkili Demir Cevherleşmesi……...131
9.2.2.1 Manyetit……131
9.2.3 Katrandağ Cevherleşmesi……...134
9.2.3.1 Manyetit……134
9.2.3.2 Spekülarit……...135
9.2.3.3 Pirit……136
9.2.3.4 Galen……..137
9.2.3.5 Piroluzit……138

BÖLÜM ON-SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI……141
10.1 Kalkan Bölgesi Demir Skarnı……..142
10.1.1 Klinopiroksen……...142
10.1.2 Granat……...146
10.1.3 Epidot……...149
10.1.4 Kuvars……..152
10.1.5 Kalsit……154
10.2 Karaağıl Bölgesi Demir Skarnı……158
10.2.1 Klinopiroksen……...158

BÖLÜM ONBİR-JEOKİMYA……..161
11.1 Eğrigöz Plütonu……...161
11.2 Hornfels, Skarn ve Cevherli Örnekler……169
11.2.1 Hornfels…….....169
11.2.2 Skarn……170
11.2.3 Masif Manyetit İçerikli Örnekler……175

BÖLÜM ONİKİ-TARTIŞMA VE SONUÇLAR……181
12.1 Skarn Oluşumu, Mineraloji ve Cevherleşme……..181
12.1.1 Kallkan Bölgesi Skarn Tipi Demir Cevherleşmesi……..181
12.1.2 Karaağıl Bölgesi Skarn Tipi Demir Cevherleşmesi……186
12.1.2.1 Kalsik Skarn……186
12.1.2.2 Magnezyen Skarn……188

12.1.3 Katrandağ cevherleşmesi…….192
12.2 Eğrigöz Plütonu ve Skarnın Jeokimyası……..194
12.3 Kalkan-Karaağıl Skarn Tipi Demir Yataklarının Ege Bölgesi ve Anatolidlerdeki En Önemli Demir Skarnlar ile Karşılaştırılması…….196

KAYNAKLAR……201

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Şiddetli olarak gelişen Senozoyik magmatik aktivitesi, Batı Anadolu ve Ege Bölgesini içine alan bir alanda gerçekleşmiştir. Magmatizma Geç Eosen`de başlayıp Orta Miyosen`de sona eren en erken faz boyunca, en yaygın olarak gelişmiştir. En erken faza ait magmatizma, orojenik yatkınlığı olan volkanik ve plütonik kayalar ile temsil edilmektedir. Baskın olarak sokulum kayalarından oluşan Eybek, Kozak, Alaçam ve Eğrigöz volkano-plütonik merkezleri bu erken fazın ana ürünleridir (Örneğin; Yılmaz, 1990). Eğrigöz Plütonik Kompleksi, Menderes Masifi`nin kuzeybatı kısmında örtü ve çekirdek serileri içine yerleşmiştir. 550km$^2$ lik bir mostra veren ve Batı Anadolu`nun iç kısımlarındaki en büyük plütonlarından biri olan Eğrigöz Plütonik Kompleksi, skarn tipi demir yatakları, Au-Ag içerikli mezotermal Pb-Zn-Cu damarları, skarn ve gossan (Özgenç, Oyman, ve Albayrak, 2006), gibi pek çok cevherleşme ile ilişkilidir.

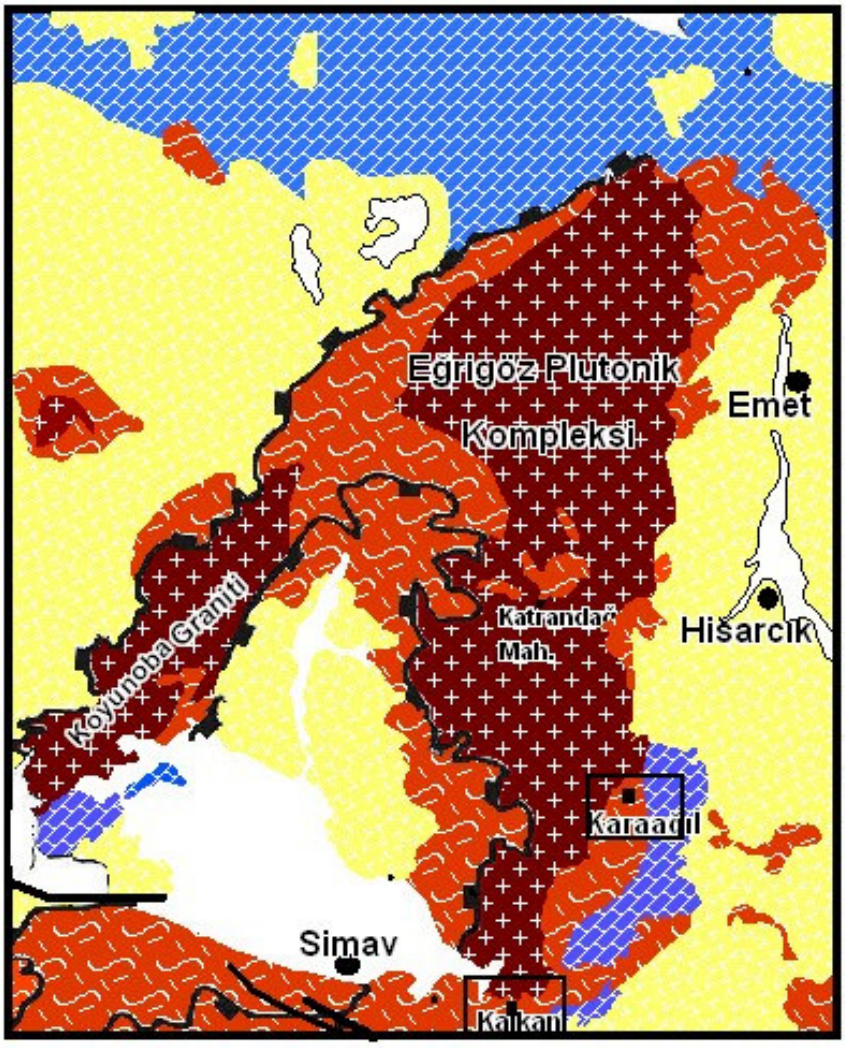
1.1 Çalışma Alanının Yeri

Batı Anadolu'nun en büyük sokulumlarından biri olan Eğrigöz plutonunun güney kontağında yer alan çalışma alanı Kütahya' nın sırasıyla Simav, Hisarcık ve Emet ilçelerine bağlı olan Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ köylerinde bulunmaktadır. Çalışma alanının yer bulduru haritası Şekil 1.1`de gösterilmiştir.

1/25000 ölçekli Türkiye topoğrafik haritalarına göre Kalkan bölgesi demir skarnı j22-d4 paftasında, Karaağıl bölgesi demir skarnı j22-d2ve paftasında, Katrandağ bölgesindeki demir-kurşun cevherleşmesi ise j22-a4 paftasında yer almaktadır.

Bağlı oldukları ilçelerden köylere ulaşımı sağlayan yollar asfalttır. Köylerden çalışma alanlarına orman yollarla ulaşılabilir. İç Batı Anadolu`ya özgü karasal iklimin hüküm sürdüğü çalışma alanında arazi çalışmalarına en uygun zaman dilimi Mayıs-Aralık arasıdır.





Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası. (Erkül, 2010; Işık ve Tekeli, 2001` den değiştirilerek).

1.2 Amaç

Eğrigöz plütonunun güney kontağında yer alan Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ (çatı askısında) yörelerinde gerçekleştirilen çalışmanın amacı, skarnlaşma ve bunu takip eden cevherleşmenin mineraloji, parajenez ve mineral kimyasını ortaya koymak, skarnlaşma ve cevherleşmenin oluşum koşullarını ve aralarındaki konumsal ve zamansal ilişkiyi saptamak ve skarn sisteminin jenezine bir yorum getirmektir.

Mineralojinin bir skarn alterasyonunu tanıma ve tanımlamada anahtar görev üstlenmesinin yanı sıra, ekonomik olarak önemli bir yatağın kökenini anlama ve diğer ekomomik düzeyde cevher içermeyen skarnlaşmalardan ayırt edilmesinde de kritik bir öneme sahiptir. Birçok skarn yatak cevher kütlesinin etrafını saran alterasyon haleleri şeklindedir. Skarn tipi cevherleşmelerin zonlu yapıda olması ve skarn alterasyonu ile cevherleşme arasında yakın bir ilişki bulunmasından dolayı, bölgede cevher ve skarnın konumsal ilişkileri tipik enine kesitlerde gösterilmiştir.

Skarn yataklar, oluşumları dahilindeki ilksel ve bunun üzerine gelişen süreçleri anlamaya yönelik pek çok kalıntı dokuyu barındırabilir. Korunmuş olan dokular cevherleşme sürecini ve prograt-retrograt evrenin seyrini yorumlamada yardımcı rol oynayabilir (Ciobanu ve Cook, 2004). Buna dayanarak, skarn minerallerinin birbirleri ve cevher mineralleriyle olan zamansal ilişkiyi ortaya koyabilmek amacıyla ince ve parlak kesitler kullanılarak mikro dokusal incelemeler yapılmıştır.

Skarn tipi yataklarda kalk silikat mineralojisindeki değişimler magma kimyası, yan kaya bileşimi, formasyon derinliği ve oksidasyon koşullarındaki farklılıkları yansıtır (Burton, Taylor, ve Chou, 1982; Gamble, 1982; Meinert, 1992). Mineral kimyası çalışmalarının temel amacı bileşimsel değişimleri belirlemek, skarnlaşma ve cevherleşmeden sorumlu olan akışkanın niteliğine bir sınırlama getirmek ve skarnın tipini tanımlamaktır. Prograt evreye ait kalk silikatlar ve bunların üzerine gelişmiş sulu mineral fazlarından yapılan kimyasal çalışmalar soğuyan bir magmadan ısı ve akışkan transferine ilişkin ipuçları sağlayabilir. Bunun yanı sıra kalk silikat

mineralojisine dayanarak cevherleşmeyi oluşturan magmatik-hidrotermal sistemdeki zaman içinde değişen redoks koşullarına dair yorumlamalar yapılmıştır.

Sıvı kapanım çalışmalarının amacı, cevheri getiren metasomatik akışkanın sıcaklık ve tuzluluğuna dair bilgi edinmek, skarnlaşmanın farklı evrelerinde akışkan fazın özelliklerindeki değişimleri saptamaktır. Mineralojik ve petrografik olarak elde edilen bilgilere mikrotermometrik ölçümlerden elde edilen bulguların eklenmesi ile skarn sisteminin evrimini anlamaya yönelik eksiksiz bir veri setinin sunulması amaçlanmıştır.

Çalışma kapsamındaki jeokimya analizleri granit, skarn ve cevher içerikli kaya örneklerini içermektedir. Analizler major oksit, iz element ve nadit toprak elementleri sonuçlarından oluşmaktadır. Granit jeokimyası, birbirleri ile jenetik olarak ilişkili olan plüton ve skarn arasındaki ilişkiye yorum getirmeye yardımcı olup, magmatik sürecin skarn tipi cevherleşme üzerindeki etkisini belirlemede kılavuzluk edebilir (Meinert, 1995). Epitermal ve porfiri bakır yataklarındaki hidrotermal alterasyona uğramış kayaların nadir toprak elementi içerikleri, NTE'nin mobilizasyonunda akışkan alterasyonunun önemli bir faktör olduğuna işaret etmektedir (Hopf, 1993; Lottermoser, 1990). Bunun yanı sıra, cevher içerikli örneklerin kimyasal analizi (özellikle iz ve NTE analizleri) cevheri getiren akışkan ve konak kaya arasındaki etkileşimi incelemeye olanak tanıyabilir. Bu faktörler doğrultusunda çalışmanın jeokimya bölümünde magmatik kaya, skarn ve cevherli örneklerin major, iz ve nadir toprak elementleri analizlerine yer verilmiştir.

1.3 Yöntemler

Arazi çalışmaları boyunca çalışma alanının 1/25000 ölçekli topoğrafik ve jeoloji haritaları kullanılmış olup, skarn zonları, masif cevherden oluşan ya da cevher içerikli zonlar ve magmatik kayalar olmak üzere pek çok birimden örnekleme yapılmıştır.

Cevher içerikli parlak kesitlerin hazırlanması Dokuz Eylül Üniversitesi`ndeki *Sıvı Kapanım ve Cevher Mineralojisi-Petrografisi laboratuarında* yapılmıştır. Parlak kesitlerin hazırlanmasında, değişik hızlarda ayarlanabilen(40-600 rpm aralığında 10rpm arttırılarak), 200 mm çapında diski olan Struers Tegra Pol-15 aşındırma/parlatma cihazı, incelenmesinde ise Nikon coolpix 995 dijital kameraya sahip Nikon E400POL mikroskobu kullanılmıştır.

Skarn ve magmatik kayaların incelenmesinde kullanılan ince kesitler Dokuz Eylül Üniversitesi`ndeki İnce Kesit ve Gemoloji Laboratuarında yaptırılmıştır. Bu kesitlerin incelenmesinde ise Leica DF290 dijital kameraya sahip Leica DM2500P marka mikroskop kullanılmıştır.

Sıvı kapanım kesitlerinin hazırlanması ve bu kesitlerden yapılan mikrotermometrik ölçümler DEU *Sıvı Kapanım ve Cevher Mineralojisi-Petrografisi laboratuarında* yapılmıştır. Mikrotermometrik (sıvı kapanım) ölçümler 50 X büyütmeli objektifi bulunan Leica DM LP mikroskop üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma soğutma tablasından oluşan bir sistem ile yapılmıştır. THMSG600 tablası en fazla 600ºC ye kadar ısıtıp, en düşük -196ºC`ye kadar soğutma kapasitelidir. Tabla TMS94 programlanabilen kontrol ünitesine bağlıdır. Sıvı kapanım kesitlerinin görüntülenmesi PixeLink PL-A662 dijital kamera ile gerçekleştirilmiştir. İki yüzü parlatılmış sıvı kapanım kesitleri StruersRoto Pol-35 ve buna bağlantılı bir birim olan PdM-Force-20`den oluşan aşındırma-parlatma sistemi ile yapılmıştır. Kesitlerin aşındırılmasında 9`luk keçe, parlatılmasında ise 3`lük ve 1`lik keçeler kullanılmıştır.

Mineral kimyası analizleri, CamecaSX50 elektron mikroprop cihazı kullanılarak Würzburg Üniversitesi`nde yaptırılmıştır. Analizler, 15kV`lık hızlandırma voltajı, 15nA`lık ışın/sinyal akımı, 1-2mμ`luk sinyal çapı koşullarında gerçekleştirilmiştir. Analizlerde kullanılan standartlar ise şu şekildedir: Ca ve Si için andradit, Na için albit, Al için korendon, Mg için MgO, Fe için Fe_2O_3, Mn ve Ti için $MnTiO_3$, K için ortoklas.

Jeokimya analizleri Kanada Acme laboratuarlarında yapılmıştır. Magmatik kayalar ve skarn örnekleri ICP-ES, masif cevher ya da büyük oranda cevher içerikli örnekler ICP-MS yöntemiyle analiz edilmiştir.

1.4 Önceki Çalışmalar

Kalafatçıoğlu (1964) Tavşanlı-Dağardı arasındaki yörede, temel kayalarını Devoniyen yaşlı gnays ve daha az miktarda şistlerin oluşturduğunu açıklamaktadır. Yazar, Permiyen`in bu seriler üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve Eğrigöz plütonunun da bu dönemde yerleştiğini bildirmektedir.

Dora (1969) Karakoca granit masifindeki çalışmasında, Eğrigöz ve Karakoca plütonunun çevresinde yayılım gösteren gnaysların, Menderes Masifi`ne ait gnaysların uzantısı olduğunu açıklamaktadır. Yazar, Karakoca plütonunun anateksi sonucunda oluşan ergiyiğin otokton olarak kristalleşmesi sonucunda oluştuğunu, dolayısıyla Karakoca plütonunun anateksitik bir plüton olduğuna işaret etmektedir. Bunun yanı sıra, yazara göre Eğrigöz plütonu da anateksitik bir plütondur ve yükselerek örtü birimleri içine sokulum yaptıktan sonra kristalleşmiştir.

Kaya (1972) Tavşanlı yöresindeki stratigrafik istifi alttan üste doğru şu şekilde ayırtlamıştır: albit, kuvars, muskovit, klorit içerikli yeşil şistlerden oluşan İkibaşlı Formasyonu; serpantinit, peridodit ve dünit birimlerinden oluşan ultramafik birim; lavsonit-albit şistlerin oluşturduğu metamorfitler; kireçtaşı, kuvarsit, kalkerli şeyl, metagrovak ve tüflerden oluşan Değirmendere Formasyonu; üst sınırı bir aşınma yüzeyi olan tabakalı çört, rekristalize kireçtaşı ve şeyllerden oluşmuş Pırnallı Formasyonu; piroklastiklerden oluşan Gelbirtepe Formasyonu; kumtaşı ve şeyllerden oluşan Karaçalı Formasyonu; tabanı kumtaşından oluşmuş Meastrihtiyen Budağan kireçtaşı.

Akdeniz ve Konak (1979), Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey ve Demirci ilçelerini içine alan bölgede genel jeoloji çalışmaları yapmışlardır. Buna göre, yörenin temelini Menderes Masifinin çekirdek kayaları oluşturmaktadır ve masife ait

örtü şistleri bunların üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Yazarlar, yeşil şist fasiyesindeki bu şistlerin metamorfizma yaşının Hersiniyen olduğunu ve bunların üzerine diskordansla, Üst Kretase'ye kadar transgressif aşma gösteren komprehensif serinin geldiğini bildirmektedir. Bu seri Triyas-Alt Jura'da kırıntılı, karbonat yanal geçişi, Üst Jura-Alt Kretase'de karbonat ile temsil edilmektedir. İmranlar Formasyonu, Permiyen–Üst Kretase yaşlı kireçtaşı blokları içermekte olup, Laramiyen orojenezi ile Budağan Kireçtaşı üzerine bindirme ile gelmiştir. Maestrihtiyen-Eosen aralığında melanjın bölgeye yerleşimi tamamlanmıştır. Tersiyer başında Simav Grabeni`nin kırık sistemleri gelişmiştir ve granit yerleşimi oluşmuştur. Volkanizma, Neojen birimlerinin çökelmesi sırasında oluşmakla birlikte bu birimler ile yanal olarak geçiş göstermektedir.

Ercan ve Türkercan (1984) Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan`da yayılım sunan plütonların Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanları içindeki farklı evrelerde sokulum yaptığını ve I ve S tipi plütonlar olduklarını bildirmektedir. Yazarlar volkanik kayaların kökensel ve yaşsal olarak plütonlar ile ilişkili oldukarını savunmuşlardır.

Yılmaz (1997) Menderes Masifi`nin esas metamorfizmasını 35 M.y önce geçirdiğini bildirmektedir. Yazar, Eğrigöz ve çevresindeki plütonların Neotetis`in kapanması ve Anatolit-Tolit ile pontit bloğunun çarpışması ile ilişkili olarak oluştuğunu savunmaktadır.

Delaloye ve Bingöl (2000) K-Ar yaşlandırmasına dayanarak Eğrigöz Plütonu`nun yaşını 20,0 ± 0,7-24,6±1,4 M.y olarak belirtir. Yazarlar Batı Anadolu daki en yaşlı granitoidlerin Kambriyen-Orta Jurasik yaşlı olduklarını, daha güneydeki genç granitlerde ise Geç Kretase-Geç Miyosen yaşta olduklarını bildirirler. Yazarlara göre, yaşlı granitoidler, Permiyen-Geç Karbonifer'deki bir seri yitme olayı sonucu oluşmuş, ve daha genç granitoidler ise Orta Jurasik-Geç Kretase aralığında İzmir-Ankara Zonu boyunca ve kuzeyinde oluşmuştur. En genç granitoidler ise Paleojen'den beri Helenik yitme zonunun kuzeyinde oluşmuşlardır.

Özgenç ve İlbeyli (2008), Eğrigöz plütonunun metaluminalı, kalk-alkalin ve I tipi bir karaktere sahip oluğunu, plüton bileşiminin granit–granodiyorit arasında değiştiğini açıklamaktadır. Yazarlar, plütonun jeokimyasal karakteristiklerini baz alarak, alt kabuğa ait mafik bir kaynak kayanın ergimesi ile oluştuğunu savunmaktadır. Batı Anadolu`daki ergiyik oluşma mekanizmasını çarpışmayı takip eden kabuksal açılma ve yükselme olduğu düşünülmektedir.

Catlos, Jacob, Oyman, ve Sorensen (2012) Eğrigöz, Koyunoba, Alaçam plütonlarına ilişkin yapmış oldukları çalışmada jeokimyasal ve jeokronolojik sonuçlar bildirmektedir. Yazarların plütonlardan yaptıkları jeokimyasal analiz sonuçlarını şu şekilde özetlemek mümkündür. Plütonlara ait örneklerin büyük bir çoğunluğu jeokimyasal olarak granit-granodiyorit bileşiminde olup, silika içeriği 60-80% aralığında değişmektedir. Eğrigöz plütonuna ait iki örnek dışında, Eğrigöz ve Alaçam plütonlarına ait örnekler magnezyen, Koyunoba plütonuna ait örnekler ferroan özelliktedir (Fe_2O_3/[Fe_2O_3+MgO]-SiO_2 diagramına göre). Plütonlara ait örneklerin büyük çoğunluğu MALI indeksine göre (*modified alkali-lime index*) kalk-alkali özellikte iken; Eğrigöz plütonuna ait bir, Koyunoba plütonuna ait dört adet örnek alkali-kalsik bileşimdedir. Bununla birlikte, plütonların artan SiO_2 miktarına karşın daha alkali bir bileşime sahip oldukları bildirilmektedir. Aluminyum doygunluk indeksi (ASI, Al/Ca-1,67+Na+K)- SiO_2 diagramı kullanılarak, Eğrigöz plütonunun kuzey kontağına ait üç adet ve Alaçam plütonuna ait bir tane *metaluminalı* (ASI<1 ve moleküler Na+K<Al) örnek haricinde, plütonlara ait tüm örneklerin *peraluminalı* olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Peraluminalı kayaların ASI oranı 1`den büyük olmakla birlikte, bunların mafik kayaların aşırı sulu bir ortamda ergimesi ile oluşabileceği ihtimaline değinilmiştir. Rb-(Y+Nb) ve Rb-(Yb+Ta) diagramında plütonların hepsi volkanik yay ortamının karakteristiklerini yansıtmaktadır. Yazarlar, başka araştırıcılar tarafından yapılan çalışmalarda Eğrigöz plütonuna ait iz element karakteristiklerinin çarpışmayla eş yaylı ya da plaka içi koşulları yansıttığını, kendi araştırmalarıyla olan bu çelişkinin hidrotermal alterasyon, kristalleşme sırasında konak kayanın ergimesi, magma karışımı, yerleşim derinliği, kristal çökelmesi, ya da plütonizmanın tektonik ortam ve deformasyon olaylarına göre olan zamanlamasının sebep olabileceğini açıklamaktadır. Plütonlar,

HNTE`ce zengin, ANTE`lerce tüketilmiş bir desen sergilemekte ve negatif Eu anomalisi göstermektedir. Yazarların plütonlara ait bildirdikleri jeokronolojik sonuçları şu şekilde özetlemek mümkündür. Eğrigöz plütonunun güneyinden alınan örnekteki zirkonlardan yapılan $U^{238/}Pb^{206}$ yaşlandırması 22,3±1,1 My – 19,0±1,4 My`ı (ağırlıklı ortalama 20,4±0,5 My) kapsayan bir yaş aralığı, orta kısmından alınan örnekteki zirkonlar 20,8±0,4-22,7±2,0 My aralığında değişen Miosen $U^{238/}Pb^{206}$ yaşı (ağırlıklı ortalama olarak 20,8±0,4 My), kuzeyinden alınan örneğe ait zirkon ise 24,1±1,3-15,7±0,6 My aralığında Geç Oligosen-Orta Miyosen U^{238}/Pb^{206} yaşı vermiştir. Koyunoba plütonunun doğusundan alınan örnekteki altı adet zirkon 30,0±3,9-16,9±1,4 My aralığını kapsayan Erken Oligosen-Erken Miosen U^{238}/Pb^{206} yaşı, kuzeyinden alınan örnekteki zirkonlar 26,6±2,5-14,7±2,6 My arasında değişen Geç Oligosen-Miosen yaşı vermiştir. Alaçam plütonuna ait iki adet örnekten birincisi 25,3 ±1,5 My-20,7±2,1 My, ikincisi ise 20,7±2,1 My aralığında değişen U^{238}/Pb^{206} yaşı vermiştir.

Oyman, Özgenç, Tokçaer, ve Akbulut (2012) Eğrigöz plütonunun kuzey kontağında bulunan Çatak ve Küreci yörelerindeki skarn tipi demir cevherleşmelerinin mineralojik, jeokimyasal ve petrolojik yönden incelemesini yapmış, ve skarn sisteminin evrimi ve jenezini ortaya koymayı amaçlamışlardır. Çatak`taki skarn tipi demir cevherleşmeleri, Sakari, Çavdarlık, Göğez, Katranlı yörelerinde, Küreci`deki Fe cevherleşmeleri ise Karataştepe ve Madentepe yörelerinde bulunmaktadır. Çavdarlık, Göğez, Katranlı yörelerindeki demir skarnların ilişkili olduğu cevherleşme baskın olarak sülfürlü fazlardan oluşmaktadır. Çavdarlık-Göğez-Katranlı yörelerindeki başlıca cevher minerali pirotin ve daha az miktarda manyetit, pirit, kalkopiritten oluşmaktadır. Arsenopirit, gersdorfit, melnikovit pirit, linnait, ilmenit ise aksesuar fazlar olarak bulunmaktadır. Yörede, pirotin>manyetit cevherleşmesi ile ilişkili olan egzoskarn zonu büyük ölçüde klinopiroksen (Di_{43-53} Hd_{46-56} Jh_{1-2}) ve daha az miktarda granat (Adr_{97-99}) ve amfibolden (aktinolit-ferroaktinolit ve Mg hornblend) oluşmaktadır. Klinopiroksenin psödomorfik olarak amfibole dönüşümü, retrograt evrenin en yaygın alterasyonu olmakla birlikte, epidot, klorit ve prehnit damar/çatlak dolgusu olarak gözlenmektedir. Sakari yöresindeki skarnlaşma baskın manyetit cevheri içeriği ile,

Çatak`taki diğer demir skarnlarından ayrılmaktadır. Sakari manyetit skarnı, yüzlek vermeyen bir plütonik kayacın varlığında birbirini izleyen kırılma ve infiltrasyon süreci ile oluşmuştur. Yazarlar, Sakari yöresindeki Fe skarnının, zonlanma gösterdiğini ve merkezde masif cevher ile ilişkili olan iri kristalli piroksen-granatın baskın olduğu skarn zonunun bulunduğunu açıklamaktadır. Merkez zonunda bulunan manyetit içerikli skarndaki, klinopiroksen bileşiminin $Di_{50-70}Hd_{28-53}Jh_{1-2}$ olduğu ve klinopiroksenin manyetit ve andradit (Ad_{95-99} Grs_{1-5}) tarafından ornatıldığı bildirilmiştir. Sakari yöresinde, diopsit-manyetit-andraditten oluşan erken evre mineral birliği, geç evre anizotrop granat (Adr_{36-58} Grs_{40-61}) ve hedenberjitik piroksen (Di_{19-73} Hd_{26-77} Jh_{2-6}) tarafından kat edilmiştir. Yazarlar, pirit ve pirotin içeren damarlardaki, hedenberjitik piroksen ve grossuların, retrograt evre başlangıcında indirgen ortam koşullarını yansıttığını açıklamaktadır. Sakari yöresindeki aksesuar cevher fazları, pirotin, kalkopirit, pirit ve ilmenittir. Madentepe (Küreci) yöresindeki esas cevher minrerali manyetit olmakla birlikte, ilişkili olduğu skarnlaşma zonlu yapı göstermektedir (altere olmamış granodiorit, endoskarn, andradit-diopsit-manyetit skarn, manyetit, diopsit-vollastonit skarn ve rekristalize kireçtaşı). Karataş Tepe hidrotermal bir cevherleşme olup, esas cevher minerali spekülarittir. Pirotin, ilmenit, rutil, kalkopirit, pirit, götit, ve siderit daha az miktarda bulunmaktadır. Karataş Tepe cevherleşmesindeki başlıca gang minerali kuvarstır. Yazarlar, yapılan sülfür izotop çalışmaları sonucunda sistemdeki sülfürün magmatik kökenli olduğunu açıklamaktadır. Yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucunda, Küreci yöresine ait granatlardaki kapanımların homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluğu sırasıyla 306,5->600ºC ve 10,4-22,6% NaCl aralığında, Çatak yöresindeki granatlara ait kapanımların sıcaklık ve tuzluluk değerlerinin 227->600ºC ve 3,5-21,1% NaCl aralığında olduğu bildirilmiştir. Diopsit bileşeni baskın olan klinopiroksenlerin sıcaklık ve tuzluluk aralıkları ise sırasıyla 424->600ºC ve 6,2-10,6% NaCl `dir.

BÖLÜM İKİ
SKARN TİPİ YATAKLARIN GENEL ÖZELLİKLERİ

2.1 Skarn Terminalojisi

Skarn, plüton ve yankayaç kontağında, plütonla aynı magmatik sisteme ait metasomatik akışkanın yüksek sıcaklıklarda karbonatlı yan kayacı infiltrasyon ya da difüzyonla metasomatizmaya uğratması sonucu oluşmuş Ca- Mg- Fe`ce zengin iri taneli kalk silikat kayasıdır (Zharikov, 1970). Skarnlar, plütonların yakınında, faylar ve başlıca yırtılma zonlarında, sığ yerleşimli jeotermal sistemlerde, deniz tabanlarında, alt kabukta derin gömülmeye uğramış metamorfik bölgeler olmak üzere çok çeşitli ortamlarda bulunabilirler (Meinert, 1992). Metasomatik süreç sonucu oluşmuş skarnlar, kontak metamorfizma kayası olan kalk- silikat hornfels ve diğer metamorfik kayalar ile karıştırılmamalıdır. Tüm skarnlar ekonomik cevherleşme içermezler, içerenler ise *skarn tipi yataklar (cevherleşmeler)* olarak adlandırılırlar. Pek çok geniş ölçekli yatakta, skarn ve cevher aynı hidrotermal sistemin ürünüdür.

Skarn yataklar, Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, B ve Sn olmak üzere pek çok element için işletilmektedir. Skarnın pek çoğu, kireçtaşı içerikli litolojilerde oluşsa da, şeyl, kumtaşı, granit, bazalt ve komatit gibi çok çeşitli litolojilerden de oluşabilmektedir (Meinert, 1992).

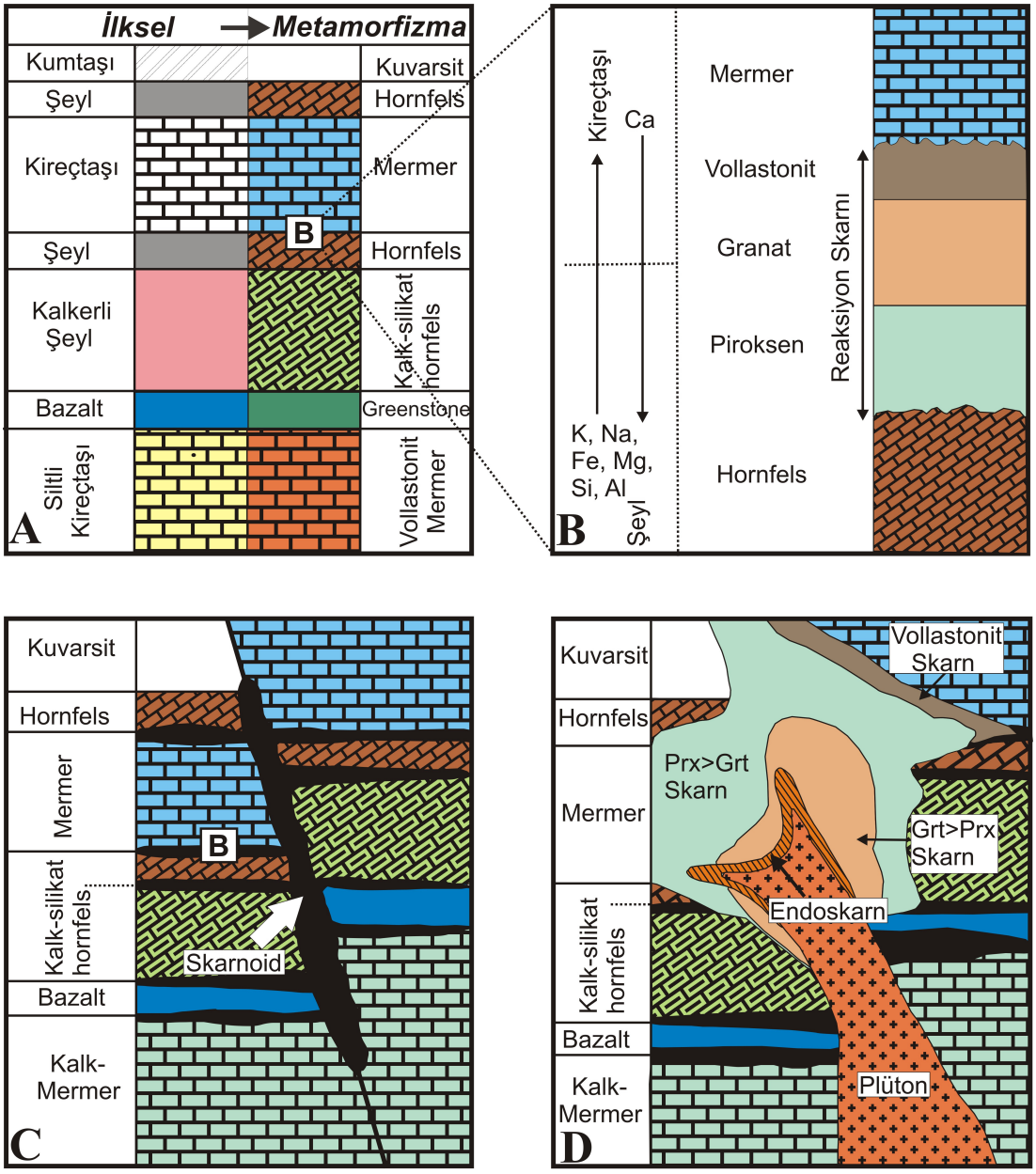
Skarnlar, çeşitli kriterler baz alınarak sınıflandırılabilir. *Egzoskarn ve endoskarn* terminalojisi, sırasıyla sedimanter ve magmatik bir protoliti (konak kayayı) yansıtmaktadır. *Magnezyen ve kalsik skarn* terimleri, protolitin ve oluşan skarnın baskın bileşimini ortaya koymak için kullanılmaktadır. *Kalk-silikat hornfels,* siltli kireçtaşı ya da kalkerli şeyl gibi saf olmayan karbonatlı düzeylerin kontak metamorfizması ile oluşmuş, nispeten ince taneli kalk-silikat kayalarını tanımlamak için kullanılan bir terimdir (Şekil 2.1A). *Reaksiyon skarnı* (Şekil 2.1B), şeyl ve karbonatlı düzeylerin ardalanmasından oluşan birimlerin izokimyasal metamorfizması sonucu oluşan, metasomatik transferin komşu litolojiler arasında difüzyonla ve dolayısıyla çok küçük ölçekli olduğu kayaçlardır (Vidale, 1969;

Zarayskiy, Zharikov, Stoyanovskaya, ve Balashov, 1987). *Skarnoid,* ise nispeten ince taneli Fe-ce fakir, jenetik olarak iri kristalli metasomatik skarn ile metamorfizma ürünü hornfels arasında geçiş niteliğine sahip kalk silikat kayaları için kullanılan bir terimdir (Şekil 2.1C). Kullanılan tüm bu terimler için, protolitin (konak kayanın) bileşimi ve dokusu, oluşan skarnın bileşim ve dokusunu kontrol etmektedir. Bunun aksine, ekonomik olarak en önemli skarn yataklar, skarn ve cevher mineralojisininin akışkan bileşimi tarafından kontrol edildiği, geniş ölçekli metasomatik transferlerin sonucunda oluşmaktadır (Şekil 2.1D).

Oluşum mekanizmaları açısından skarnlar iki sınıfa ayrılabilir (Zharikov, 1970).

Difüzyon (bimetasomatik) skarn :Her ikisi de kimyasal olarak dengede bulunmayan karbonatlı kaya ile aluminosilikat (plüton) kayası kontağında, aktif olan elementlerin karşılıklı ters yönde difüzyonu ile oluşmuş skarnlardır.

İnfiltrasyon skarnı: Akışkandaki aktif elementlerin tek yönde transferinin sonucu oluşurlar. Yaygın bir mekanizma olmakla beraber karbonat kaya kontağındaki tek yönlü infiltrasyon reaksiyonuyla ilişkilidirler. İnfiltrasyon skarnları daha geniş yayılımlı skarn oluşumuna neden olur.



Şekil 2.1 A) Önemli bir kütle transferi gerçekleşmeksizin olan rekristalizasyon ve minerallerin duraylılığındaki değişimleri kapsayan izokimyasal metamorfizma. B) Tabakalar arası litolojilerin, metamorfizması ile oluşan *reaksiyon skarnı*-tabakalar arası kütle transferi küçük ölçekli *(bimetasomatizma)* C) Saf olmayan litolojilerin metamorfizması ile oluşan, skarnoid- Kütle transferinin bir kısmı, küçük ölçekli akışkan hareketi tarafından sağlanmakta. D) Akışkan kontrollü gelişen, tipik olarak iri kristalli ve konak kayanın bileşimini ve dokusunu net olarak yansıtmayan metasomatik skarn oluşumu. (Meinert, 1992`den).

2.2 Skarn Yatakların Gelişim Süreci

Birçok kalsik skarnın oluşum süreci, Ray ve Webster (1991a) tarafından genel olarak aşağıdaki gibi özetlenmiştir:

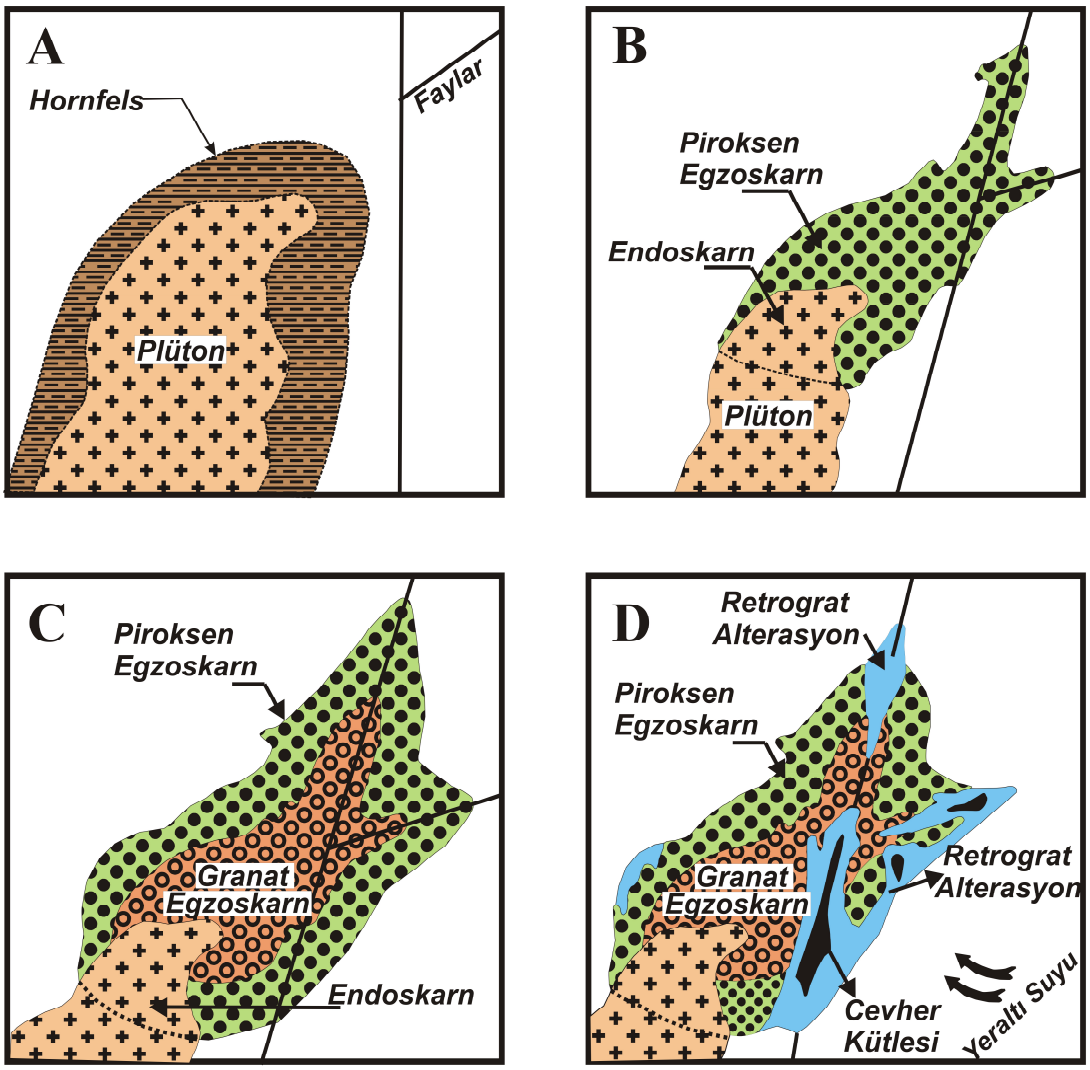
1. Magmatik kayanın yan kayaç içine sokulum yaparak, izokimyasal kontak metamorfizma ürünü kalksilikat ya da biyotitçe zengin hornfelsi oluşturması.

2. Magmatik hidrotermal akışkanın çevre kayaya infiltrasyonu sonucu metasomatik granat-piroksen±amfibolden oluşan prograt evre mineral birliklerinin oluşumu.

3. Bu evrede, magmatik sistemin soğuması ile prograd evre skarn topluluğu retrograd alterasyona uğrar. Alterasyon sonucu klorit, epidot, amfibol, ilvait gibi sulu faza ait mineraller oluşur.

Pek çok kalsik skarnda, piroksen 2. evrede gelişen en erken faz olup, genellikle prograt evre boyunca kristalleşmeye devam eder. Pek çok bakır ve altın skarnda, prograt alterasyon başlangıç olarak, biyotit ve ortoklas oluşumu ile karakterize olan potasik metasomatizmayı da içerebilir. *Potasik alterasyon*, kontak metamorfik hornfels oluşumundan (evre 1) sonra, gerçekleşmektedir. Cevherleşme, prograt evrenin sonunda ya da retrograt evre boyunca gerçekleşebilir. Yaygın olarak sülfid mineralizasyonu 2. evrede (prograt) gerçekleşmesede, manyetit ve şeelit (volfram skarnlarda) 2. (prograd) evrenin son aşamalarına doğru oluşabilir. Bununla ilişkili olarak bazı kalsik demir skarnlarda manyetit nispeten daha önce oluşabilmekte ve granat tarafından ornatılabilmektedir (Ray ve Webster, 1991a). Şekil 2.2 skarnın evrimini genel bir şekilde özetlemektedir. Söz konusu evrelerin gelişme derecesi lokal jeolojik ortamın özelliklerine bağlıdır. Örneğin, nispeten daha derin bir ortamda oluşmuş skarnın çevresinde, metamorfizma sığ derinliklere kıyasla daha yüksek dereceli olur. Aksine, daha sığ derinliklerde oluşmuş skarnlarda retrograd alterasyon ve sistemin meteorik suyla olan etkileşimi daha yoğun bir şekilde olacaktır.

Magnezyen skarnların oluşumu yaygın olarak benzer evrelerden geçmektedir. Süreç bakımından kalsik skarnlarla aralarındaki fark, magnezyen skarnlarda oluşan olivin, spinel, flogopit, piroksen, pargazit ve kalsik plajiyoklasın 1. evrede de oluşabilmesidir. Üçüncü evrede (retrograt) serpantin, talk ve amfibol gibi sulu fazlar bu mineralleri ornatır.



Şekil 2.2 Kalsik skarn yataklarının şematik gelişimi. A) Magmanın karbonatça zengin düzeylere sokulması ve kontak metamorfik hornfels oluşumu (Hornfels, B-C ve D kesitlerinde gösterilmemiştir). B) Hidrotermal akışkanın, endoskarn ve piroksence zengin egzoskarn oluşumu ile sonuçlanan infiltrasyonu. C) İnfiltrasyonun devam etmesi ile egzoskarn halesinin genişlemesi ve plütona yakın kesimlerde granatın zengin olduğu egzoskarn zonunun gelişimi. D) Retrograt evrenin diğer zonların üzerine gelişimi ve hidrotermal sistemin soğuması (Ray ve Webster, 1991a).

2.3 Skarn Mineralojisi

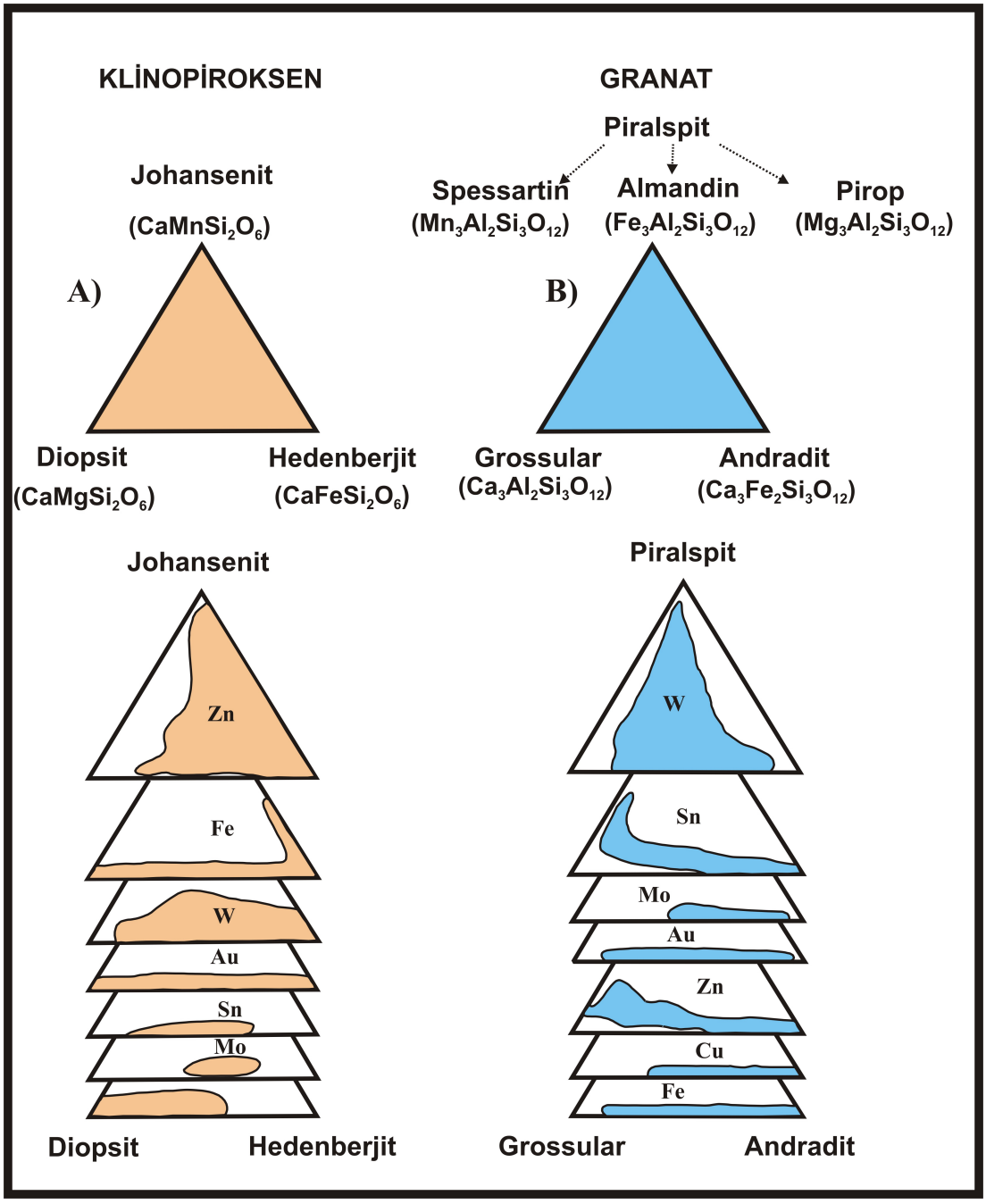
Skarnın belirlenmesi/tanımlanması ve sınıflandırılması mineraloji baz alınarak yapılmaktadır. Skarn minerallerinin birçoğunun kayaç yapıcı mineral olmasına karşın, bazılarının yaygınlığı daha azdır. Pek çok skarn minerali, skarnın oluşum koşullarına ilişkin önemli bilgiler veren bileşimsel değişim göstermektedir. Tablo 2.1 en yaygın skarn minerallerini ve uç üyelerini göstermektedir. Kuvars ve kalsit gibi bazı mineraller, neredeyse tüm skarn tiplerinde gözlenir. Hümit, periklaz, flogopit, talk, serpantin, ve brusit magnezyen skarnların tipik skarn mineralleri olmak üzere, diğer skarn tiplerinde gözlenmezler. Kalsiyum skarnlar ise yaygın olarak piroksen, granat ve vollastonitten oluşmaktadır. Bunlara ilaveten, genellikle sınırlı fakat lokal olarak önemli olabilen bir parajenez olarak kabul edilen kalay, bor, berilyum ve florin içerikli mineraller de vardır (Meinert, 1992).

Zharikov (1970), en önemli skarn tiplerinin mineralojilerindeki sistematik değişimleri tanımlayan belki de ilk araştırıcıdır. Araştırıcı, farklı skarn tipleri için karakteristik mineral topluluklarını tanımlayabilmek amacıyla, faz dengeleri, mineral fazlarının uyumluluğu ve katı eriyik serisi içindeki bileşimsel değişimleri kullanmıştır. Yazarın bulguları, Burt (1972) ve Einaudi, Meinert, ve Newberry (1981) tarafından çok çeşitli yatak tipleri ve bu tipler arasındaki mineralojik değişimleri kapsayan çalışmalarla, daha kapsamlı hale getirilmiştir. Granat, piroksen ve amfibol gibi sınıflandırma ve arama çalışmalarında kullanışlı olan mineraller, bileşimsel olarak dikkate değer değişkenlik göstermektedir. Örneğin, manganez içerikli bir piroksen uç üyesi olan johansenit, çinko skarnlarda yaygın olarak bulunur. Bu mineralin varlığı, daha fazla/destekleyici bir bilgi olmaksızın, çinko skarnların göstergesi olabilir. Bir mineralin bileşimine ait yeterli bilgi mevcut ise, bileşimi yüzde % uç üye olarak ifade etmek mümkündür. Örneğin, %70 mol hedenberjit, %28 mol diopsit ve %2 mol johansenit içeren bir piroksen $Hd_{70}Di_{28}Jo_2$ olarak adlandırılabilir. Birçok skarn sisteminde, demir içeriğindeki değişim en önemli parametredir. Bu nedenle, çoğu mineral demir içerikli uç üyeleri ile basitçe ifade edilebilir (Örneğin; Hd_{10} ya da Adr_{90}). Üçgen diagramlar, granat ve piroksen gibi bileşimsel olarak kompleks olabilen minerallerdeki değişimleri ifade etmek için

yaygın olarak kullanılmaktadır (Şekil 2.3). Bileşim olarak göstermiş oldukları değişimler ile birlikte yapısal olarak da değişim sunan amfibolleri grafik olarak tanımlamak zordur.

Tablo 2.1 Skarnı oluşturan en yaygın mineraller- uç üyeleri ve serileri (Meinert, 1992).

MİNERAL	UÇ ÜYE	BİLEŞİM	SERİ
GRANAT	Grossularit	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	Grandit
	Andradit	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	
	Spessartin	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	Yarı-kalsik granat
	Almandin	$Al_3Fe_2(SiO_4)_3$	
	Pirop	$Mg_3Fe_2(SiO_4)_3$	
PİROKSEN	Diopsit	$CaMgSi_2O_6$	Salit
	Hedenberjit	$CaFeSi_2O_6$	
	Johansenit	$CaMnSi_2O_6$	
	Fassait	$Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$	
OLİVİN	Larnit	Ca_2SiO_4	Montisellit
	Forsterit	Mg_2SiO_4	
	Fayalit	Fe_2SiO_4	
	Tefroit	Mn_2SiO_4	
PİROKSENOİD	Ferrosilit	$FeSiO_3$	Piroksmangit
	Rodonit	$MnSiO_3$	
	Vollastonit	$CaSiO_3$	
AMFİBOL	Tremolit	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Aktinolit
	Ferroaktinolit	$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
	Manganez Aktinolit	$Ca_2Mn_5Si8O_{22}(OH)_2$	
	Hornblend	$Ca_2(Mg,Fe)_4Al_2Si7O_{22}(OH)_2$	
	Pargazit	$NaCa_2(Mg,Fe)_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$	Yarı-kalsik amfibol
	Kümingtonit	$Mg_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
	Grunerit	$Fe_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
EPİDOT	Piemontit	$Ca_2(Mn,Fe,Al)_3(SiO_4)_3(OH)$	
	Allanit	$(Ca,NTE)_2(Fe,Al)_3(SiO4)_3(OH)$	
	Epidot	$Ca_2(Fe,Al)_3(SiO4)_3(OH)$	
	Klinozoisit	$Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH)$	
PLAJİYOKLAS	Anortit	$Ca_2Al_2Si_2O_8$	
SKAPOLİT	Marialit	$Na_4Al_3Si_9O_{24}(Cl,CO_3,OH,SO_4)$	
	Meionit	$Ca_4Al_3Si_6O_{24}(CO3,Cl,OH,SO_4)$	
AKSİNİT		$(Ca,Mn,Fe,Mg)_3Al_2BO_{15}(OH)$	
DİĞERLERİ	Vezüvyanit	$Ca_{10}(Mg,Fe,Mn)_2Al_4Si_9O_{34}(OH,Cl,F)_4$	
	Prehnit	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	



Şekil 2.3 Başlıca skarn tiplerine ait A) piroksen B) granat bileşimlerinin üçgen diagramlarda gösterimi (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1983).

2.4 Başlıca Skarn Tipleri

Modern literatürde skarn tipi yataklar, içeridikleri başlıca ekonomik metal türüne göre sınıflandırılmaktadır. Buna göre, skarn yataklar, tungsten, çinko, molibden, kalay, bakır, altın, demir skarn olmak üzere yedi ana başlık altında incelenebilir.

2.4.1 Tungsten Skarn

Tungsten skarnlar, başlıca orojenik kuşaklardaki kalk-alkali sokulumlar ile ilişkili olarak pek çok kıtada bulunmaktadır. Bunlar, geniş ölçekli yüksek sıcaklık-metamorfik zonlar ile çevrelenmiş olan iri kristalli batolitler (pegmatit ve aplit daykları ile) ile ilişkilidirler. Bu özellikler, derin yerleşimli bir sistemin göstergesidir. Tungsten skarnların oluştuğu ortamlarda, yaygın olarak bulunan yüksek sıcaklık metamorfik haleleri yaygın olarak karbonat-pelitik istiflerden oluşan kalk-silikat hornfels ve skarnoid içermektedir. Bu gibi metamorfik kalk-silikat mineraller, konak kayanın bileşim ve dokusunu yansıtmakla birlikte, saha çalışmaları esnasında cevher içerikli metasomatik skarnlardan ayırt edilebilmektedir.

Newberry ve Einaudi (1981), konak kaya bileşimi (karbonatlı-hematitik), skarn mineralojisi (Fe^{+2}-Fe^{+3}), derinlik (metamorfik sıcaklık ve yer altı sularının sisteme dahil olması) faktörlerini baz alarak tungsten skarnları indirgen ve okside tipler olmak üzere iki kategoriye ayırmışdır. İndirgen tungsten skarnlarda erken evre mineral birlikleri hedenberjitik piroksen, daha az miktarda grandit granat, ve molibdenitce zengin şeelit (powellit) minerallerince baskındır. Daha sonra oluşan granatlar yarı-kalsik olmakla birlikte, önemli miktarda spessartin ve almandin içermektedir (Newberry, 1983). Okside tungsten skarnlarda andraditik granat, piroksenden daha yaygın olarak bulunmaktadır; şeelit molibdence fakirdir ve +3 değerlikli demir +2 değerlikli demirden daha yaygın olarak bulunmaktadır.

2.4.2 Çinko Skarn

Pek çok çinko skarnı, hem dalma-batma hem de riftleşme ile ilişkili olan kıtasal ortamlarda bulunmaktadır. Bu tip yataklarda çinko baskın metal olmasına rağmen, genellikle çinko, kurşun ve gümüş için işletilirler. İlişkili oldukları plütonların bileşimi dioritten, yüksek silika içerikli granite kadar değişen geniş bir aralığı kapsamaktadır. Bunlar ayrıca, derin yerleşimli batolitlerden sığ yerleşimli dayk-sil komplekslerine kadar değişen çeşitli ortamlarda oluşmaktadır. Pek çok çinko skarn cevherleşmesinin ortak paydası, ilişkili oldukları plütona uzakta oluşmalarıdır. Çinko skarnlar ile ilişkili olan en önemli çalışmalar Megaw, Ruitz, ve Titley (1988) ile Einaudi ve diğer. (1981)`dir.

Çinko skarnlar, magmatik kaynağa olan uzaklıkları, oluşum sıcaklıkları, skarn ve sülfit minerallerinin göreceli oranları, ve cevher minerallerinin geometrik şekli başta olmak üzere pek çok kriter baz alınarak ayrılabilirler. Bu kriterlerin hiçbiri tamamen tatmin edici değilidir: bazı yataklar için bir magmatik kaynak tanımlanamayabilir/gözlenemeyebilir, skarnların oluşumu genellikle geniş bir sıcaklık aralığında gerçekleşir, pek çok geniş ölçekli skarn yatak skarn-ca zengin ya da skarnı fakir cevher içerir (çeşitli geometrik ortamlarda). Skarn tipi çinko yataklarının birçoğunda, cevherleşmenin skarnca zengin olduğu zondan, cevherin baskın skarn oluşumunun çok az olduğu zonlara, damarlara, ve masif sülfit kütlelerine geçilmektedir.

İçeriklerindeki Zn-Pb-Ag metallerinin yanı sıra, çinko skarnlar diğer skarn tiplerinden:

- Manganez ve demirce zengin mineralojileri,
- Stratigrafik ve yapısal kontaklar boyunca oluşmaları,
- Skarnlaşmanın merkezinde, metamorfik bir zonun var olmaması ile ayırt edilebilir.

Bazı çinko skarnlarda, piroksen:granat oranı ve piroksenin manganez içeriği, akışkanın hareket kanalı boyunca artış göstermektedir (örneğin; New Mexico`daki

Groundhog yatağı; Meinert, 1987). Bu özellik, proksimal ve distal skarnların ve bir yataktaki proksimal-distal zonların tanımlanmasında kullanılmaktadır.

2.4.3 Molibden Skarn

Molibden skarnların birçoğu, lökokratik granitler ile ilişkilidir. Molibden skarnlar yüksek tenörlü nispeten küçük ölçekli (Azegour`daki Morocco yatağı; Permingeat, 1957) olabileceği gibi düşük tenörlü yüksek tonajlı yataklar (Idaho`daki Little Boulder Creek; Cavanaugh, 1978) şeklinde de bulunabilirler. Pek çok molibden skarnı, W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn ve U olmak üzere çeşitli metal içeriğine sahip polimetalik yataklar şeklinde bulunabilir. Molibden skarnlar yaygın olarak hedenberjitik piroksen ve daha az miktarda grandit granat (az miktarda pyralspit bileşeni), vollastonit, amfibol ve florit içermektedir. Tüm bu skarn parajenezi, yüksek florin aktivitesi ile birlikte indirgen bir ortama işaret etmektedir.

2.4.4 Kalay Skarnlar

Genellikle riftleşme olaylarının sebep olduğu, kıtasal kabuktaki kısmi ergime sonucu oluşan yüksek silika içerikli granitler ile ilişkili olarak oluşurlar. Kalay skarnlara dair en önemli çalışmalar, Einaudi ve diğer. (1981) ve Kwak (1987)`nin çalışmalarıdır. Kalay skarnlar, proksimal ya da distal zonda oluşmaları, kalsik ya da magnezyen skarn mineralojisine sahip olmaları, yatağın skarnca zengin ya da fakir olması, oksitli ya da sülfürlü cevhere sahip olmaları, greyzenleşme derecesinin skarnlaşma derecesine oranı gibi çeşitli faktörler baz alınarak alt sınıflara ayrılabilir. Çinko skarnlarda olduğu gibi, kalay skarn sistemleri, skarn oluşumu bakımından zengin kısımlardan, skarnın az olduğu kısımlara doğru zonlanma gösterir. Einaudi ve diğer. (1981), cevherde ve sistemin ilişkili olduğu magmatik kayada Sn, F, B, Be, Li, W, Mo ve Rb gibi iz elementlerin karakteristik olarak bulunmasının, pek çok skarn tipi kalay yatağını ortak noktada buluşturan bir özellik olduğuna dikkat çekmektedir. Kwak (1987), kalay skarnların; magmatik sokulumun, erken evre skarnlarının ve altere olmamış karbonat kayanın üzerine gelişen greyzenleşme alterasyonuna sahip olduğunu bildirmektedir. Bu son iki etmen, kalay skarnları diğer skarn tiplerinden

ayırt edicidir. Greyzenleşme alterasyonu, yüksek florin aktivitesi ve florit, topaz, turmalin, muskovit, grunerit, kuvars ile karakterize olmaktadır. Greyzen alterasyonu çoğunlukla, daha önceden oluşmuş alterasyon topluluklarının izlerini silmektedir.

Kalay skarnların, altı çizilmesi gereken pek çok mineralojik özelliği vardır. Madencilik açısından bakıldığı zaman, kalay granat, titanit ve vezüvyanit gibi silikat minerallerinin yapısına girebilir ve bu minerallerden ekonomik olarak elde edilemez. Dobson (1982), Alaska`daki Lost River skarnındaki granatın Sn içeriğinin %6`ya kadar ulaşabildiğini bildirmiştir. Erken evrede oluşmuş skarn minerallerinin, şiddetli bir şekilde retrograt alterasyon ya da greyzenleşmeye uğraması, kalayın serbest hale geçip oksit ya da sülfit içerikli cevher şeklinde kristalleşmesine neden olabilir.

2.4.5 Bakır Skarn

Bakır skarnlar özellikle, okyanusal ve kıtasal ortamlardaki dalma batma olayları ile ilişkili orojenik kuşaklarda bulunmaktadır. Bakır skarnlar ile ilişkili olan en önemli çalışmalar Einaudi ve diğer. (1981) ve Einaudi (1982a)`dır. Bakır skarnlar genellikle, I tipi, manyetit serisi, kalk-alkalin, porfiri plütonlar ile ilişkilidir. Bu plütonların birçoğu, kojenetik volkanik kayalar, stokvörk damarları, kırılgan deformasyon ve breşleşme ve yoğun olarak gelişmiş hidrotermal alterasyona sahiptir. Tüm bu nitelikler, sığ yerleşimli bir ortama işaret etmektedir.

Pek çok skarn tipi bakır yatağı, andradit bileşimine sahip granatın egemen olduğu nispeten okside bir skarn mineralojisine sahiptir. Diğer fazlar ise diopsidik piroksen, vezüvyanit, vollastonit, aktinolit ve epidottur. Hematit ve manyetit pek çok bakır skarnında yaygın olarak bulunmaktadır. Einaudi ve diğer. (1981) pek çok bakır skarnının zonlanma gösterdiğini ve bu zonlanmanın plütondan mermere doğru masif granat→ piroksen miktarında artış → vezüvyanit ve/ve ya vollastonit şeklinde olduğunu açıklamaktadır. Bunun yanı sıra, granatlar, plüton kontağına yakın kısımlarda koyu kırmızımsı- kahverengi, daha uzak zonlarda yeşil ve sarı olmak üzere renk zonlanması gösterebilir. Sülfit mineralojisi ve metal oranında da sistematik bir zonlanma gözlenebilir (plüton baz alınarak). Genellikle, pirit ve

kalkopirit plüton dokanağına yakın kesimlerde bulunurken, kalkopirit miktarı plütondan uzaklaştıkça artmakta ve mermer dokanağına yakın vollastonit zonunda ise bornit bulunmaktadır. Montisellit içeren bakır skarnlarda (örneğin; Ertsberg, Irian Jaya–Endonezya; Kyle, Rubin, Mc Mahon, ve Mc Dowell, 1991) pirit-kalkopiritten çok, bornit-kalkozin mineralleri baskın olarak bulunan Cu-Fe sülfitleridir.

En büyük ölçekli bakır skarnlar, cevherleşme içeren porfiri bakır plütonları ile ilişkili olarak bulunur. Cevherleşme içeren plüton, potasyum silikat ve serizitik alterasyonun karakteristiklerine sahip olmakla birlikte, bu alterasyonlar sırasıyla skarndaki prograt (granat-piroksen) ve retrograt (epidot-aktinolit) evre ile ilişkili olabilmektedir. Şiddetli olarak gelişmiş retrograt alterasyon pek çok bakır skarnda yaygın olarak gözlenmektedir. Cevherleşme içeren plütonda endoskarn oluşumu (alterasyonu) nadir olarak gözlenir. Diğer yandan, bakır skarnlar ile ilişkili olan, ve cevherleşme içermeyen stoklar, yaygın olarak epidot-aktinolit-kloritten oluşan endoskarn alterasyonu ve skarnı daha az etkileyen retrograt alterasyona sahiptir.

2.4.6 Altın Skarn

Yüksek tenörlü altın skarnların birçoğu indirgen (ilmenit içerikli, Fe^{+3}/Fe^{+2} <0,75) diyorit-granodiyorit pütonlar ve dayk/sil kompleksleri ile ilişkilidir. Bu tip skarnlar hedenberjitik piroksence baskındır; plütona yakın (proksimal) kısımlarda yaygın olarak grandit granat bulunabilir. Yaygın olarak bulunan diğer mineraller potasyum feldispat, skapolit, vezüvyanit, apatit, yüksek klorin içeriğine sahip aluminyumlu amfiboldür. Distal zonlar masif skarnın ötesinde yüzlerce kilometre uzanabilen biyotit ± potasyum feldispat hornfels birimlerini içerebilir.

Ray ve Webster (1991a) altın skarnların genel karakterstiklerini şu şekilde özetlemiştir:

- Altın-sülfit cevherleşmesi plütona uzak olan ve genellikle skarn halesinin piroksence zengin kısımlarında oluşur.

- Bu tip yataklarda tellürid mineralleri bulunabilmektedir.

- Yüksek pirotin: pirit oranından sorumlu olan indirgen koşullarda bulunmaları ve hedenberjitik piroksen, arsenopirit ve bizmut içeren mineralojileri ile karakteristiktir.

- Ortaç-yüksek sülfit içerikleri ile karakteristiktir.

- Prograt evre skarn gelişimi potasyum metasomatizması ile başlayabilir.

- Klorince zengin amfibol ve geç evre skapolit oluşumunun gözlenebilir. Bu durum skarn ortamında altının taşınması ve çökelmesi için klorinin önemli olabileceğine dikkat çekmektedir.

2.4.7 Demir Skarnlar

Demir skarnlar, manyetit içerikleri için işletilmekte olup, az miktarda Cu, Co, Ni, Au içerebilirler. Skarn tipi demir yataklarının bir kısmı önemli miktarda bakır içermekte ve porfiri bakır sistemleri ile geçiş göstermektedirler (Örneğin; Kesler, 1968). Okyanusal ada yaylarındaki kalsik demir skarnlar, kireçtaşı ve volkanik yan kayaya sokulum yapan demirce-zengin plütonlar ile ilişkililidir. Granat ve piroksen baskın skarn mineralleri olup daha az miktarda epidot, ilvait ve aktinolit içermektedir (Purtov, Kholodnov, Anfilogov, ve Nechkin, 1989). Bu mineral fazlarının hepsi demirce zengindir. Endoskarnın yanı sıra yaygın olarak gözlenebilen albit, ortoklas ve skapolit damarları ve ornatımları mevcuttur. Diğer bir ifadeyle magmatik kayanın alterasyonu yaygındır. Çeşitli tektonik ortamlar ve plütonik kayalar ile ilişkili olabilen magnezyen demir skarnlarının ortak noktaları dolomitik bir yan kayanın varlığında gelişmeleridir. Magnezyen skarnlardaki esas skarn mineraleri demir içermeyen forsterit, diopsit, periklaz, talk ve serpantindir.

2.5 Skarn Tipi Yatakların Jeokimyası

Skarn tipi yataklara ait yapılmış jeokimyasal çalışmalar, sıvı kapanım, izotop çalışmaları ve mineral faz dengeleri üzerinde yoğunlaşmıştır. Deneysel faz dengeleri çalışmaları, mineral reaksiyonlarını anlamak açısından büyük öneme sahiptir. Bu tip çalışmalar, termodinamik bilgiler kullanılarak genişletilebilir (Bowman ve Essene, 1982).

Birçok yataktaki, sıvı kapanım çalışmaları, nispeten saydam ve geniş bir T-P-X aralığında duraylı olabilen kuvars, karbonat ve florit mineralleri üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu geniş T-P-X aralığı, sıvı kapanımdan elde edilen bilgilerin yorumlanmasında problemlere neden olabilmektedir, çünkü bu mineraller kristalleşmeye ve sıvıları kapanlamaya yüksek sıcaklıktan başlayarak, sıcaklığın düştüğü evreye kadar devam edebilir (Roedder, 1984). Bunun aksine, forsterit ve diopsit gibi yüksek sıcaklıkta oluşan skarn minerallerinin düşük sıcaklıktaki bir akışkanı kapanlaması muhtemel değildir. Sonuç olarak, skarn minerallerindeki sıvı kapanımlar, skarnı oluşturan akışkanın sıcaklık, basınç ve bileşimini ölçmek için bir olanak tanıyabilmektedir.

1980`lerin ortalarından önce skarnlara ilişkin yapılan sıvı kapanım literatürünün pek çoğu (özellikle Sn ve W skarnlar) Kwak (1986) tarafından özetlenmiştir. Bu tip çalışmalar, skarnlardaki yüksek sıcaklık (>700 ºC) ve yüksek tuzluluk (>50 NaCl%) koşullarını belgelemek açısından önemlidir. Bakır ve çinko skarnlar dışındaki, tüm skarn tiplerindeki sıvı kapanımlar 700ºC`ye kadar ulaşan ve /ve ya aşan homojenleşme sıcaklığına sahiptir (Meinert, 1992). Bakır ve çinko skarnlardaki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığı 300-550ºC arasındadır. Bu sıcaklık aralığı bakır skarnlardaki sığ yerleşimli bir ortamla ve çinko skarnların plütondan uzakta gelişen distal jeolojik ortamları ile tutarlıdır. Skarnlara ait birçok sıvı kapanımın tuzluluğu yüksektir; skarn minerallerindeki daughter kristaller NaCl, KCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, $CaCO_3$, CaF_2, C, $NaAlCO_3(OH)_2$, Fe_2O_3, Fe_3O_4, AsFeS, $CuFeS_2$ ve ZnS`dir (Meinert, 1992). Haynes ve Kesler (1988), farklı skarn tiplerindeki sıvı kapanımların NaCl:KCl:$CaCl_2$ oranındaki sistematik değişimleri tanımlamıştır. Bu oran, akışkan

kaynağındaki farklılığı ve magmatik, sedimenter ve meteorik akışkan karışımının ne derecede gerçekleştiğini yansıtmaktadır. Genellikle, magmatik akışkanların KCl miktarı $CaCl_2$ den fazladır.

Sıvı kapanımlar, hidrotermal akışkanlardaki CO_2, CH_4, N_2, H_2S ve diğer gazların içeriğine dair bir kanıt sağlayabilir. Sıvı kapanımlardaki, sıvı ve gaz fazlara ait yapılan çalışmalar, skarn minerallerinin duraylılığını etkileyen önemli bir değişken olan CO_2`nin baskın olarak bulunduğuna işaret etmektedir. Kıyaslamaya dayalı bir çalışma gerçekleştirilmemesine rağmen, indirgen sistemlerde $CH_4$`ün CO_2`den az bir farkla daha yaygın, okside sistemlerde ise $CO_2$`nin CH_4`ten daha yaygın olduğu düşünülmektedir. Sıvı kapanımlar, pek çok skarn sistemindeki prograt ve retrograt evre arasındaki sıcaklık ve tuzluluk değişimine dair bir veri/kanıt sağlamaktadır. Örneğin, demir skarnlardaki granat ve piroksenlere ait sıvı kapanımların tuzluluğu %50 ye kadar ulaşabilmekte olup, homojenleşme sıcaklıkları sırasıyla 370->700ºC; 300-690ºC arasında; retrograt evreye ait epidot ve kuvars damarlarına ait kapanımların tuzlulukları >25 %NaCl`den az olmakla birlikte, sıcaklıkları sırasıyla 245-240ºC ve 100-250ºC arasında değişmektedir. Altın skarnlarda, granat ve piroksenlerdeki kapanımların tuzluluğu %33 NaCl`ye kadar, homojenleşme sıcaklıkları sırasıyla 730ºC ve 695ºC`ye kadar ulaşabilmektedir. Bunun aksine, altın skarnlardaki skapolit, epidot, ve aktinolitteki kapanımların homojenleşme sıcaklığı sırasıyla 320-400ºC, 255-320ºC, 320-350ºC arasındadır. Tungsten skarnlarda, granat ve piroksenlerdeki kapanımların, tuzlulukları %52 NaCl`ye kadar, homojenleşme sıcaklıkları ise sırasıyla 800ºC ve 600ºC`ye kadar ulaşabilmektedir. Bunun aksine, bu skarnlardaki amfibol ve kuvarslara ait kapanımların sıcaklıkları sırasıyla 250-380ºC ve 290-380ºC arasında, tuzlulukları ise sırasıyla 12-28% NaCl ve 2,5-10,5% NaCl arasında değişmektedir.

İzotopik araştırmalar, özellikle kararlı C, O, H ve S izotoplar, skarn sistemlerinin oluşumuna dahil olan çeşitli türdeki (çeşitli kaynaklardan gelen) akışkanları belgelemek/kanıtlamak açısından önemlidir (Shimazaki, 1988). Taylor ve O`Neill (1977)`nin bu konuyla ilişkili öncü olan çalışmasında, Osgood Mountain W skarnının gelişiminde, hem magmatik hem de meteorik suların önemini kanıtlamıştır.

Skarnlardaki granat, piroksen ve kuvarsların $\delta^{18}O$ değerleri, +4-+9‰ arasında değişmektedir (Bu değerler magmatik sular ile tutarlıdır). Bunun aksine, bu yataklardaki sedimanter kalsit, kuvars ve meteorik su için elde edilen $\delta^{18}O$ değerleri belirgin bir şekilde farklıdır. Çoğunlukla, orjinal sedimanter $\delta^{18}O$ değerleri ve prograt evre skarn oluşumunun gerçekleştiği sıcaklıkta magmatik hidrotermal akışkanlar için hesaplanmış $\delta^{18}O$ değerleri arasında aralıksız bir karışım çizgisi vardır. Ayrıca, farklı skarn tiplerindeki, biyotit, amfibol ve epidot gibi sulu fazlar magmatik sulardan lokal sedimanter kayalar ve meteorik sulara kadar değişen $\delta^{18}O$ ve δD değerleri sergileyebilirler.

Çeşitli sülfit minerallerinden yapılan (kalkopirit, pirit, pirotin, molibdenit, kalkopirit, sfelarit, bornit, arsenopirit ve galen) sülfür izotop çalışmaları dar bir aralıkta değişen $\delta^{34}S$ değerlerine işaret etmekte olup, bu değerler minerallerin magmatik akışkandan çökelme/kristalleşmesi ile tutarlıdır. Plütondan uzakta oluşan (distal) bazı çinko skarnlar için yapılan sülfür izotop çalışmaları, cevherleşmeyi sağlayan akışkanın, sülfür içeriğinin bir kısmını hareket kanalı boyunca olan sedimanter kayalardan edindiğine işaret etmektedir (Megaw ve diğer., 1988).

Skarn tipi yatakların metal içeriği değişken olmasına rağmen, distal skarn zonlarında yol gösterici elementlerin anomali verecek konsantrasyonda olması arama çalışmaları için önemli bir kılavuzdur. Bir yatağa ait yapılan jeokimyasal çalışmalar, metallerin dağılımının, plütona yakın kısımlarda Cu-Mo-Fe topluluğundan, plütondan uzakta olan kısımlarda ise değerli metal içerkli zonlara ve Pb-Zn-Ag içerikli damarlara doğru zonlanma sergileyebileceğini göstermektedir (örn; Theodore ve Blake, 1975).

2.6 Petrojenez ve Tektonik Ortam

Pek çok skarn tipi yatak direk olarak magmatik aktivite ile ilişkilidir. Magmatik kayalar ile skarn tipi arasındaki kapsamlı karşılaştırmalar çeşitli yazarlar tarafından açıklanmıştır (Einaudi ve diğer., 1981; Kwak ve White, 1982; Meinert, 1983; Newberry, 1987; Shimazaki, 1980; Zharikov, 1970). Şekil 2.4`te farklı skarn tipleri ile ilişkili olan plütonların ortalama bileşimi gösterilmiştir (Meinert, Brooks, ve Myers, 1990). Kalay ve molibden skarnlar, tipik olarak yüksek silika içerikli ve güçlü bir şekilde ayrımsallaşmış plütonlar ile ilişkilidir. Demir skarnlar ise, silika içeriği düşük, demirce zengin, nispeten ilksel (primitif) plütonlar ile ilişkilidir. Bu tip diagramların kullanışlılığı ayrıntılı çalışmalar söz konusu olduğunda azalır. Çünkü, skarn tipi bir yataktaki magmatik kayanın bileşimi geniş bir aralıkta değişebilir ve geç evre alterasyonu ve metasomatizmanın etkilerini izole etmek zordur. Değerlendirme yaparken, plütonla ilgili baz alınması gereken diğer önemli karakteristikler, oksidasyon durumu, boyutu, dokusu, yerleşim derinliği ve oluştuğu tektonik ortamdır. Örneğin, kalay skarnlar S-tipi ve anorojenik olarak karakterize edilebilen indirgen, ilmenit serisi plütonlar ile ilişkildir. Altın skarnlar genellikle, indirgen ve ilmenit serisi plütonlar ile ilişkilidir. Buna rağmen, altın skarnlar ile ilişkili plütonlar, tipik olarak sedimanter kabuksal malzemenin ergimesi ile oluşamayacak mafik ve silika içeriği düşük plütonlardır. Bakır skarnlar ile ilişkili plütonlar, özellikle porfiri bakır yatakları, oksidasyonu güçlü, manyetit içerikli, I tipi olup, dalma-batma olaylarının geliştiği magmatik yaylar ile ilişkilidir. Bu plütonlar genellikle yer kabuğunun sığ derinliklerine yerleşmiş olup, porfiri yapıya sahip olma eğilimindedirler. Diğer yandan, tungsten skarnlar, daha derin yerleşimli bir ortama işaret eden geniş, iri kristalli ve eş kristal boyutlarına sahip plüton ya da batolitik kompleksler ile ilişkilidir.

Örneğin, kalsik Fe-Cu skarnlar okyanusal ada-yayı ortamlarında bulunan neredeyse tek skarn tipidir (Şekil 2.5A). Bu skarnların birçoğu Co, Ni, Cr ve Au bakımından zengindir. Ayrıca, bazı ekonomik altın skarn yatakların okyanusal volkanik yaylar ile ilişkili olan, yay arkası havzalarda oluştuğu düşünülmektedir. Bu skarn tiplerini, birtakım süreçlerden geçmiş magma ve kabukla ilişkili olan

skarnlardan farklı kılan bazı anahtar özellikler; bunların gabroik ve dioritik plütonlar ile ilişkili olması, yaygın olarak endoskarn ve sodyum metasomatizmasına sahip olmaları ve Sn-Pb elementlerini içermemeleridir.

Skarn tipi yatakların büyük bir çoğunluğu kıtasal kabuğun altına dalma batma ile ilişkili magmatik yaylar ile ilişkilidir (Şekil 2.5B). Plüton bileşimi ise dioritten granite kadar değişebilmektedir. Yine de baz metal içeren skarn tiplerinin ilişkili olduğu plütonlar arasındaki farklılıkların, petrojenezdeki temel farklılıklardan çok yerel jeolojik ortamı yansıttığı düşünülmektedir (Nakano, Shimazaki, ve Shimizu, 1990). Aksine, bu jeolojik ortamlarda oluşan altın skarnlar, sınırlı bir petrolojik tarihçeyi yansıtması muhtemel olan indirgen plütonlar ile ilişkilidir.

Düşük açılı dalma batma ile ilişkili olan magmatizma kabuksal etkileşime daha fazla maruz kalabilir (Takahashi, Aramake, ve Ishihara, 1980) ve aşağı hareket eden plakanın zorlanarak hareket etmesi lokal olarak riftleşmeye neden olabilir. Bu evre süresince, magmatik yay genişleyebilir ve daha iç kısımlara doğru göç edebilir. Bu ortamlarda plütonların bileşimi granitik olmak üzere, ilişkili oldukları skarnlar Mo ya da W-Mo, daha az miktarda Zn-Bi-Cu ve F bakımından zengindir (Şekil 2.5C). Bu skarnların çoğunluğu, en iyi polimetalik olarak tanımlanabilir (yerel olarak Au ve As içerebilirler).

Skarn tipi yatakların bir kısmı, dalma batma olaylarına bağlı olan magmatizmayla ilişkili değildir. Bu skarnlar, dalma batma olaylarının esas evresini takiben, S-tipi magmatizma ile ya da duraylı olan kratonların riftleşmesi ile ilişkili olabilirler. Bu ortamlardaki plütonların bileşimi granitik olmakla birlikte, yaygın olarak muskovit, biyotit, koyu gri kuvars megakristalleri, miarolitik boşluklar, greyzen tipi alterasyon içerirler. İlişkili oldukları skarnlar ise, kalay ve florin bakımından zengin olmakla birlikte, W, Be, B, Li, Bi, Zn, Pb, U, F, ve NTE `ni de içerebilirler (Şekil 2.5D).

Bunların dışında, Ray ve Webster (1991a), skarn tipi yatakların ilişkili oldukları tektonik ortamları şu şekilde açıklamaktadır:

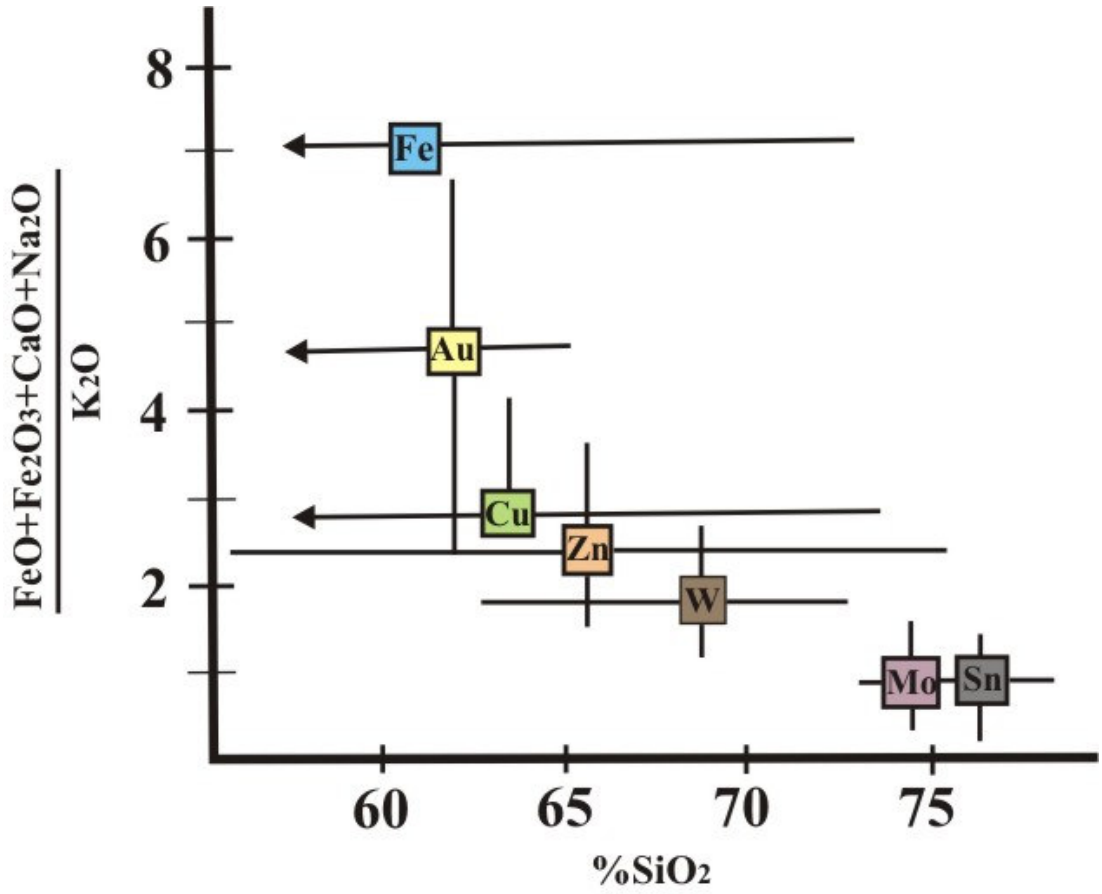
Demir, altın, tungsten, molibden ve kurşun-çinko skarnlarının büyük çoğunluğu ve bakır skarnların bir kısmı, okyanusal ada yayları ve kıtasal levha kenarlarının yakınındaki yayları kapsayan, Fanerozoik orojenik kuşaklarda bulunur. Bununla birlikte, kalay skarnlar ve bazı bakır skarnlar kıtasal kabukta oluşmaktadır. Bazı yataklar, özellikle demir, altın, bakır, molibden skarnlar yaygın olarak porfiri bakır yatakları, mezotermal damarlar ve epitermal sistemler gibi başka tarzda cevherleşmeleri de içeren bölgelerde oluşurlar. Tüm skarn alt sınıflarının oluştuğu tektonik ortamlar (altın skarnlar dışında) Einaudi ve Burt (1982), ve Meinert (1983) tarafından ana hatlarıyla açıklanmıştır.

Magnezyen demir skarnlar kıtasal levha kenarlarındaki orojenik kuşaklarda, yaygın olarak dolomitik düzeylerin bulunduğu baz metal sülfit skarnı içeren bölgelerde bulunurlar. Kalsik altın ve demir skarnlar, dalma batma ile ilişkili olan okyanusal ada yayı bölgelerinde oluşurlar ve okyanusal kabuktan türemiş olan dioritik sokulumlar ile ilişkili olmaya eğilimlidirler. Bununla birlikte, altın skarnların büyük bir çoğunluğu, kalsik demir skarnlardan daha indirgen ortamlarda oluşmaktadır.

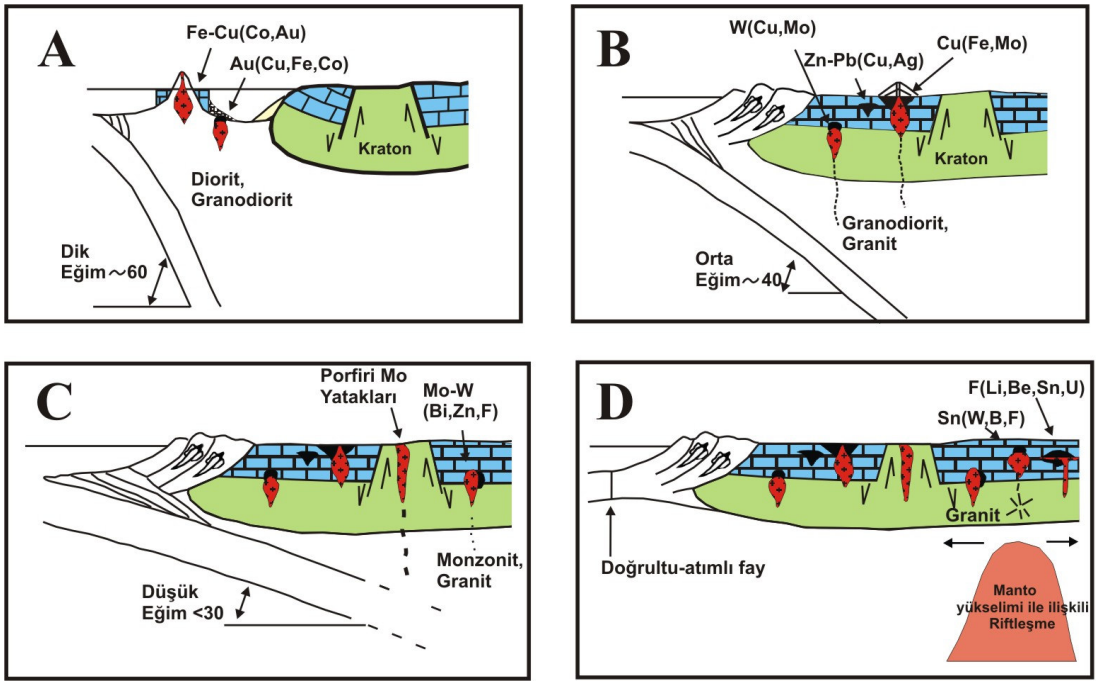
Dünya genelindeki skarn tipi bakır yataklarının büyük bir çoğunluğu dalma-batma ilişkili ortamlarda kıtasal ya da okyanusal kabukta oluşabilmekte olup, genellikle porfiri bakır sistemleri ile ilişkili olarak bulunmaktadır. Bakır skarnlar, lokal olarak önemli miktarda altın, gümüş ve molibdeni yan ürün olarak içerirler.

Tungsten, kalsik çinko-kurşun ve baz metal (Cu, Zn-Pb, Mo) sülfit skarnlar kıtasal levha kenarlarındaki magmatik kuşaklarda bulunmaktadırlar. Bununla birlikte, bazı tungsten skarnları derin gömülmeye uğramış karbonat içerikli eklenme (accreted) bölgelerinde bulunmaktadır. Daha derin bir ortamda oluşmalarının yanı sıra, birçok tungsten skarnı, demir, bakır, çinko-kurşun skarnlarından daha yüksek sıcaklıklarda ve daha indirgen koşullarda oluşmaya eğilimlidir. Kalsik çinko-kurşun skarnlar sıklıkla, bir kuşağın orta-geç orojenik evresi (süreci) boyunca oluşmakta olup, kaynak plütondan uzakta yapısal ya da litolojik kontaklar boyunca oluşmaya eğilimlidir.

Kalay skarnlar I ve S-tipi ilmenit serisi granitler ile ilişkilidir ve kıtasal magmatik yay gelişiminin sonraki aşamalarında ya da nispeten duraylı (ya da riftleşmeye yeni başlayan) kratonik ortamlarda oluşurlar. Kalay skarnlar yaygın olarak, greyzenleşme ve florin ve boron içeren mineraller ile olan jeokimyasal ilişkileri ile karakterize olurlar (Burt, 1978; Kwak, 1987).



Şekil 2.4 Farklı skarn tipleri ile ilişkili olan plütonların ortalama bileşimi (Meinert, ve diğer., 1990`dan değiştirilerek).



Şekil 2.5 Skarn oluşumuna ilişkin idealleştirilmiş tektonik modeller. A) Okyanusal dalma batma ve yay arkası havza ortamı. B) kıtasal dalma batma ortamı-okyanusal kabuk eklenmiştir. C) Geçişli düşük açılı dalma batma ortamı. D) dalma-batma sonrası ya da kıtasal açılma ortamı (Meinert, 1983`den değiştirilerek).

2.7 Zonlanma

Skarn tipi yataklar, soğumakta olan bir magmadan çevre kayalara ısı ve akışkan transferi ile oluşur. Bu durum, pek çok hidrotermal yatakta da kanıtlandığı/kaydedildiği gibi, hidrotermal alterasyona (skarnlaşma) ve daha da önemlisi konumsal ve zamansal olarak zonlanma gösteren sistemlerin oluşumuna yol açmaktadır (Meinert, 1997). Skarn tipi bir yatakta zonlanmanın boyutu, kilometre ölçeğinden mikrometre ölçeğine kadar değişebilir ve akışkan akımı/hareketini, yan kaya reaksiyonlarını, sıcaklık değişimi ve akışkanın evrimini yansıtmaktadır.

Kristal ölçeğindeki zonlanmaların araştırılması, elementel ve izotopik değişimlere odaklanarak yapılmaktadır. Örneğin, pek çok skarn sisteminde, önce oluşmuş poikolitik merkez zonu ve daha sonra oluşmuş homojen kenar zonları arasındaki keskin sınırları ile granat kristalleşmesine ait iki evre ayırt edilebilir (Vlasova, Podlesskıy, Kudrya, Boronhıkın, ve Muravıtskaya, 1985). Granatın merkez zonu

genellikle konak kayanın major element bileşimini yansıtır ve infiltrasyon yapan hidrotermal akışkan ile olan ilerleyen/devam eden reaksiyonların bir nevi kaydıdır (Jamtweit, Wogelius ve Fraser, 1993). Skarn sistemlerinin birçoğunda, granat kristalinin merkezi yüksek miktarda Ca, Al, Ti, ve Mn içermekle birlikte Fe ve HNTE bakımından fakirdir. Bunun aksine kristalin kenar zonu Ca, Al, Ti, Zr, Y bakımından tükenmeye, Fe ,HNTE ve W, Mo, As, Cu, Zn gibi metallerce zenginleşmeye eğilimlidir (Nakano, Takahara ve, Norimasa, 1989a; Jamtveit ve Hervig, 1994). Bu desenler, skarn ortamları için alışılagelmedik bir protolit ya da oksidasyon koşulu ile karmaşık hale gelebilir, örneğin konak kayası *bazalt* olan ve ilk önce oluşan granatlar Ni, Cr ve V bakımından zenginleşebilir (örneğin; Meinert, 1984), kuvvetli indirgen bir ortamdaki daha sonra oluşan granatlar spessartin ve almandin gibi aluminyum içerikli *yarı-kalsik* bileşenlerce zenginleşebilir (örneğin, Newberry, 1983).

Pek çok skarn tipi yatakta, plüton ve mermer kontağındaki genel zonlanma deseni plütona yakın zonlarda (proksimal) granat, uzak zonlarda piroksen, ve vezüvyanit (ya da vollastonit, bustamit, ya da rodonit) şeklindedir (Meinert, 1997). Bu genel modelin değişiklik göstermesi, magma kimyası, yan kaya bileşimi, formasyon derinliği, ve oksidasyon koşullarındaki farklılıkları yansıtır

2.7.1 Genel Zonlanma Modeli ve Değişimlerin Sebebi

Pek çok skarn tipi yatakta, plüton ve mermer kontağındaki genel zonlanma deseni plütona yakın zonlarda (proksimal) granat, uzak zonlarda piroksen, ve vezüvyanit (ya da vollastonit, bustamit, ya da rodonit) şeklindedir (Meinert, 1997). Bu genel modelden sapmalar, formasyon derinliği, yan kaya bileşimi,ve permeabilitesi tarafından kontrol edilmektedir. Örneğin volfram skarnlar, derin yerleşimli olup, büyük plütonik kütleler ile ilişkilidir. Bu yüksek basınç ve sıcaklık koşulları yaygın olarak gözlenen yüksek dereceli metamorfizmaya neden olur. Volfram skarnlar tipik olarak, metamorfik litoloilerin üzerine gelişir (overprint). Dolayısıyla, cevher içerikli skarn ile birlikte dağılmış olarak bulunan cevher içermeyen metamorfik kalk-silikat kayaları bulunabilir. Ayrıca, yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında permeabilite

büyük oranda azaldığından, skarn plütonik kontak boyunca uzanan nispeten dar zonlar şeklinde oluşur. Bunun aksine, daha sığ yerleşimli skarn sistemlerinin (örneğin bazı Zn ve Cu skarnlar gibi) intrusif kontağına göre uzun mesafeler boyunca hareket edebilen/infiltrasyon yapabilen akışkanlardan oluştuğu düşünülmektedir. Bunun sonucunda daha belirgin bir mineralojik zonlanma ortaya çıkabilmektedir. Nitekim, mineralojik zonlanmanın boyutu ve ne yönde geliştiği, farklı skarn tipleri arasında farklılık gösterebilir.

Plüton ve protolit in bileşimindeki değişimler de skarnlardaki çeşitliliğin sebeplerindendir. Belli bir skarn tipi için düşünüldüğünde, indirgen plütonlar ya da yan kayalar, demirce fakir (baskın olarak Fe^{+3}) granat ve demirce zengin piroksen (baskın olarak Fe^{+2}) oluşumuna ve skarnın daha düşük granat:piroksen oranına sahip olmasına sebep olur. Okside koşulların etkisi bunların tersi yönde olacaktır. Dolayısıyla, genel anlamda düşünüldüğünde, tüm yataktaki granat:piroksen oranı ve mineral bileşimleri temel jeolojik değişkenler hakkında ipucu verebilir.

Eğer pek çok skarn sistemi, plütona yakın kesimlerde granat, uzak kesimlerde piroksen olmak üzere zonlanmaya sahipse, yataktaki granat:piroksen oranı, plütonun, yankayanın formasyon derinliği gibi etkiler de dahil olmak üzere sistemin oksidasyon koşullarına ilişkin kaba bir gösterge görevini üstlenmelidir.

.

BÖLÜM ÜÇ
BÖLGESEL JEOLOJİ

Batı Anadolu` nun jeolojik evrimi temel olarak Tetis Okyanusu`nun kalıntısı olan Paleotetis ve Neotetisin hareketleri tarafından kontrol edilmiştir. Neotetis Okyanusu, Geç Kretase-Tersiyer süresince, Avrasya ve Afrika plakalarının çarpışması sebebiyle yok olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotetis`in kalıntısı olarak, İzmir-Ankara melanj zonu, Sakarya Zonu ve Anatolit-Torid bloğunu birbirinden ayırmaktadır. Paleosen granitoyidlerinin Sakarya Zonuna, Menderes Metamorfik Çekirdek Kompleksine ve İzmir-Ankara melanj zonuna sokulum yapması, Doğu Akdeniz okyanus tabanının, Helen Hendeği boyunca dalması ile ilişkilidir (Delaloye ve Bingöl, 2000; Fytikas ve diğer., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989). Plakaların bu yaklaşması, K-KD yönünde, Ege ve Kıbrıs yaylarının sırasıyla batı ve doğu Akdeniz`de dalma batması ile meydana gelmiştir.

Menderes Masifi 40000 km^{2}`den daha fazla bir alanda yüzlek vermekte olup dünyanın en büyük çekirdek kompleksi olarak bilinmektedir (Westaway, 2006). Menderes Masifi de dahil olmak üzere, çekirdek komplekslerinin oluştuğu pek çok sistemde, magmatik kayalar büyük ölçekli açılma tektoniğine bağlı gelişen yapılar tarafından kesilmekte ya da deforme olmaktadır (Catlos, Baker, Sorensen, Cemen, ve Hancer, 2010; Denele ve diğer., 2011). Magmatik kayaların kabuğun incelmesi ve zayıflamasına neden olarak, çekirdek komplekslerinin oluşumunda önemli bir rol oynayabileceği düşünülmektedir (Corti ve diğer., 2003). Menderes metamorfik çekirdek kompleksi beş fazlı bir metamorfizmadan etkilenmiştir (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Tüm masifi etkileyen esas metamorfizmanın yaşı Paleosen-Eosen`dir (Bozkurt ve Satır, 2000; Hetzel ve Reischmann, 1996; Rimmele ve diğer., 2003; Satır ve Friedrichsen, 1986). Kıtalar arası G-K yönlü olan yakınsama İzmir-Ankara sütur zonu boyunca Paleosen–Eosen`de başlayıp Oligosen`e kadar süren çarpışma ile ilişkilidir. Erken Miyosen süresince, Menderes Masifi`nin merkezindeki kabuksal incelme, çekirdek kompleksinin Gediz ve Büyük Menderes detachment fayları boyunca olan aşınması ile ilişkilidir (Emre ve Sözbilir, 1997; Lips, Cassard, Sözbilir, Yılmaz, ve Wijbrans, 2001). Taban bloğundaki metamorfik kayalar devamlı

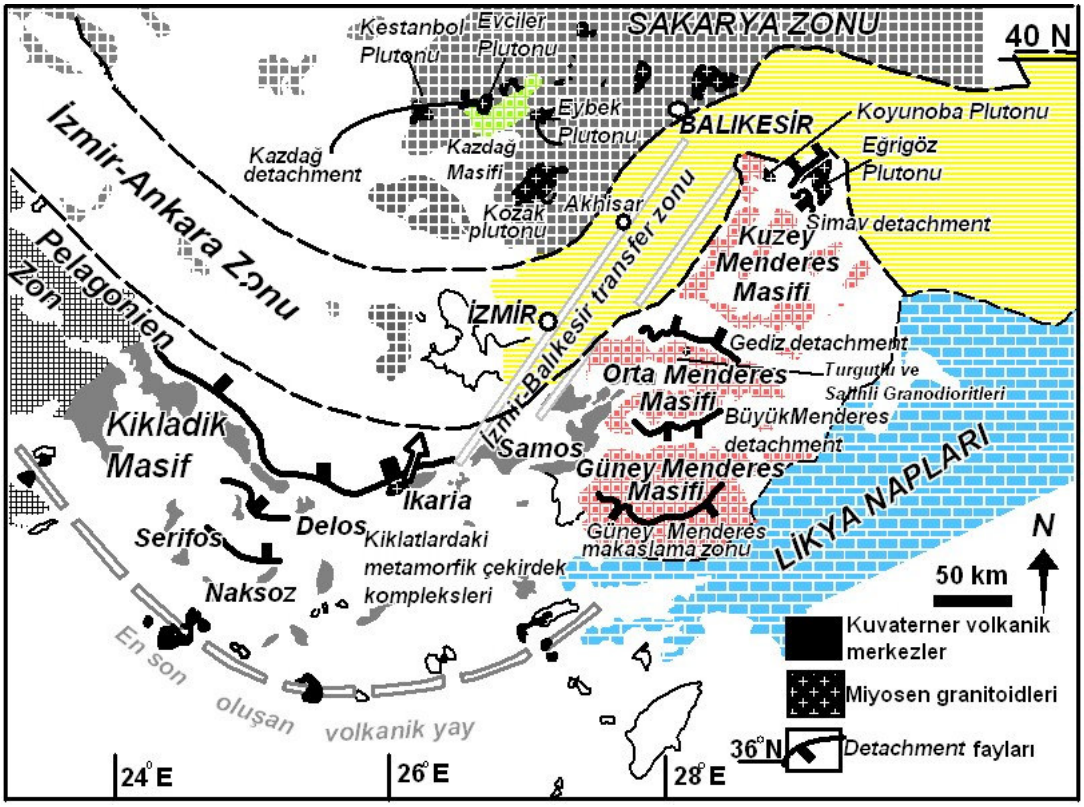
olarak dalma batmaya uğradıktan sonra tekrar yüzeye çıkmış, milonitleşmiş ve deformasyonla eş zamanlı gelişmiş granitoid (Turgutlu ve Salihli granodiyoritleri: Salihli granodiyoriti Ar^{40}-Ar^{39} amfibol izokron yaşlandırmasına göre 19,5±1,4 My, biyotit pletau yaşlandırmasına göre 12,2±0,4 My soğuma yaşı vermiştir) sokulumuna uğramışlardır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Hetzel, Ring, Akal, ve Troesch, 1995; Işık, Seyitoğlu, G., ve Çemen, İ. 2003; Işık, V., Tekeli, O., ve Seyitoğlu, G., 2004; Lips ve diğer., 2001; Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., ve Işık, V., 2002; Sözbilir, 2001, 2002).

Batı Anadolu`daki açılma ve granitoid sokulumunun kökeni ve zamanlamasına ilişkin çeşitli modeller ileri sürülmüştür. Yay arkası yayılma (Le Pichon ve Angelier, 1979), tektonik kaçış modeli (Şengör, 1979; Şengör, Görür, ve Şarafoğlu, 1985) ve orojenik çöküş modeli (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1966) önerilen modellerdir. Yay arkası modeline göre, Ege Hendek Sisteminin güney ve güneybatıya doğru göç etmesine yay arkası açılma sebep olmuştur. Tektonik kaçış modeline göre ise, Arap plakasının Bitlis-Zagros zonu boyunca çarpışması sonucu Anadolu plakası batıya doğru hareket etmiştir. Bu hareket, tektonik sınırlar boyunca gerçekleşmiştir. Anadolu plakasının Arap plakası tarafından sıkıştırılması Geç Sarravalian`de başlamış olup güncel olarak devam etmektedir. Orojenik çöküş modeline göre ise, Batı Anadolu`daki açılma, Neotetis Okyanusu`nun kapanmasına bağlı kabuk kalınlaşmasını takiben Paleosen sonunda gelişmiştir.

Afrika plakasının, Yunan ve Anadolu plakası altına KD yönlü olarak dalmasını, Ege Adaları ve Batı Anadolu`da şiddetli olarak gelişen bir Neojen magmatizması takip etmiştir. Batı Anadolu`daki Neojen magmatizması, aktif dalma batma zonunun GGB`ya doğru geri yönlü hareket etmesinden dolayı, üç farklı fazdan oluşmaktadır (Dogligoni ve diğer., 2002; Innocenti ve diğer., 2005). Geç Eosen`de başlayıp Orta Miosen`de sona eren en erken faz orojenik yatkınlığı olan volkanik ve plütonik kayalar ile temsil edilmektedir. Bu magmatik ürünlerin bileşimi, kalk-alkaliden baskın olarak yüksek potasyum kalk-alkaliye kadar değişmektedir (Innocenti ve diğer., 2005). İkinci faz Geç Miosen-Erken Pliosen ile sınırlı olup sodik ya da potasik yatkınlığı olan hafif alkalin volkanik kayalar ile karakterize olmaktadır.

Magmatik aktivitenin üçüncü fazı, Pliosen-Kuvaterner dönemini kapsamakta olup, tipik levha içi yatkınlığı olan Na-alkalin lavlar ile temsil edilmektedir (Agostini, Dogligoni, ve Innocenti, 2005; Innocenti ve diğer., 2005). Baskın olarak intrusif kayaları içeren Eybek, Kozak, Alaçam ve Eğrigöz volkano-plutonik merkezleri en erken faza ait başlıca örneklerdir (Yılmaz, 1990).

Açılma ile eş zamanlı olarak Menderes Masifi ve Afyon zonuna sokulum yapan granitlerin radyometrik yaşlandırması Erken Miosen yaşını vermiştir. Delaloye ve Bingöl (2000) tarafından yapılan K-Ar yaş tayini, dalma batma olayının Oligosen`den önce başlamış olması gerektiğini göstermektedir. Eğrigöz Granitoidine ait biyotit ve ortoklaslar üzerinde yapılan bu K-Ar yaşlandırmasına dayanarak, soğuma yaşları sırasıyla 20,0±0,7-20,0±0,6 My ve 21,2±1.8-24,6±1,4 My`dır. Eğrigöz Plütonik Kompleksi, açılma tektoniğine ait milonitik deformasyonun geç evresi boyunca yerleşmiş ve Menderes Çekirdek Kompleksine ait çekirdek kayalarının sınırı boyunca deforme olmuştur (Işık ve diğer., 2004). Eğrigöz Granitoidi, kuzey ve batı sınırı boyunca Menderes Masifine ait örtü kayalarından Simav detachment fayı ile ayrılmaktadır (Erkül, 2010; Işık, Tekeli, ve Çemen, 1997; Işık ve Tekeli, 2001). Menderes Çekirdek Kompleksi`ne ait örtü istifi çeşitli derecelerde metamorfizma geçirmiş şist, rekristalize karbonatlar ve ofyolitik melanjdan oluşmaktadır. Eğrigöz Granitoidinin sokulumu ve soğuması 22,86±0,47 My`da gerçekleşmiştir (Ar^{40}/Ar^{39} yaşlandırması, Işık ve diğer., 2004). U-Pb zirkon analizi ise, Eğrigöz Graniti için 19,4±4,4 My kristalleşme yaşı vermiştir (Hasözbek, Akay, Erdoğan, Satır, ve Sıebel, 2010). Biyotit ve ortoklasdan yapılan Rb-Sr yaş tayini, Eğrigöz Graniti için 18,77±0,19 My soğuma yaşı vermiştir. Catlos ve diğer. (2012)`nin Eğrigöz plütonunun kuzey, güney ve orta kısımlarına ait örneklerdeki zirkonlardan U^{238}/Pb^{206} yöntemiyle elde ettikleri yaşlar sırasıyla, 24,1±1,3-15,7±0,6 My; 20,8±0,4-22,7±2,0 My; 22,3±1,1–19,0±1,4 My aralığındadır.



Şekil 3.1 Ege Bölgesine ait başlıca tektonik üniteleri, yapıları, metamorfik kompleksleri gösteren tektonik harita (Bozkurt ve Satır, 2000; Işık ve Tekeli, 2001; Lee ve Lester, 1992; Okay ve Satır, 2000; Ring ve Collins, 2005; Walcott ve White, 1998).

BÖLÜM DÖRT
LOKAL JEOLOJİ

Akdeniz ve Konak (1979) Eğrigöz plütonunu çevreleyen birimleri alttan üste doğru şu şekilde ayırtlamıştır:

Plütonun en güneyinde yer alan Kalkan Formasyonu, metateksitler, bantlı migmatitler, biyotit gnays ve bantlı gnayslar ve mermer merceklerinden oluşmaktadır. Kalkan Formasyonu`nun, Menderes Masifi`ne ait çekirdek serilerinin devamı olduğu varsayılmaktadır.

Kalkan Formasyonu üzerine gelen Simav Metamorfitleri Menderes Masifi`nin örtü şistlerine aittir. İki formasyon arasında bir diskordans olduğu kabul edilmektedir. Simav metamorfitleri, biyotit-muskovit şist, muskovit-kuvars şist, biyotitli musovit-klorit şist, granat şist, bazik şist, kuvars-albit-muskovit şist, kuvarsit ve klorit içerikli kalk şistlerden oluşmaktadır.

Balıkbaşı Formasyonu, Simav Metamorfiklerini uyumlu bir şekilde üzerlemektedir. Formasyon, yer yer dolomitleşmiş kireçtaşından oluşmakta ve neritik ortam koşullarını yansıtmaktadır.

Üst Paleozoyik-Alt Triyas yaşlı Sarıcasu Formasyonu, Balıkbaşı Formasyonu`nu uyumsuz olarak üzerlemektedir. Sarıcasu Formasyonu, muskovit-kuvars-albit şist, muskovit-klorit-kalsit-kuvars şist, klorit-kuvars şist, kuvars-albit-serizit şist, metakonglomera, fillit, kuvarsit, bazik kayalar ve kristalize kireçtaşından oluşmaktadır.

Sarıcasu Formasyonu, geçişli olarak Arıkaya Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Yer yer dolomitleşmiş kireçtaşı biriminden oluşan Arıkaya Formasyonu`nun yaşı Permiyen olarak düşünülmektedir.

Plütonu çevreleyen Mesozoyik birimler alttan üste doğru şu şekildedir:

Kırkbudak Formasyonu: Tabanı bir diskordans yüzeyi olan Kırkbudak Formasyonu, konglomera, kumtaşı, grovak, silttaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı ve bunların içindeki algal kireçtaşı merceklerinden oluşmaktadır.

Budağan Formasyonu: Transgressif bir aşma ile Kırkbudak Formasyonu`nun üzerine gelmiştir. Formasyon, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve tabanda şeyl, silttaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır.

İmranlar Formasyonu: Budağan Formasyonu ve melanj arasındaki iki tektonik dokanakla sınırlandırılmış olup, kireçtaşı mercekleri içeren filişden oluşmaktadır.

Dağardı Melanjı: Ultrabazik kayalar (peridodit, serpantinit, piroksenit), bazik kayalar (gabro, diyabaz, spilit), metamorfik kayalar (mermer, amfibolit, kuvars-albit-muskovit-klorit şist, kuvars-albit-granat şist, lavsonit-glaukofan şist), sedimanter (kumtaşı, grovak, şeyl, çamurtaşı, radyolaryalı kireçtaşı, radyolarit, tüfit) kayalardan oluşmaktadır.

Plütonu çevreleyen Tersiyer kayaları şunlardır:

Taşbaşı Formasyonu: Alt sınırı bir aşınma yüzeyi olan Taşbaşı Formasyonu tabanda kaba taneli konglomera, üste doğru giderek incelen konglomera kumtaşı ardalanması, kumtaşı seviyelerinden oluşur.

Kızılbük Formasyonu: Taşbaşı Formasyonu üzerine geçişli olarak gelen Kızılbük Formasyonu, kumtaşı, marn, kiltaşı-kireçli kiltaşı-killi kireçtaşı ardalanması ve tüften oluşmaktadır.

Civandağ Tüfleri: Başlıca tüf ve aglomeradan oluşmakta olup, Kızılbük Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir.

Akdağ Volkanitleri: Bazalt, andezit, riyolit, riyodasit ve dasitten oluşmaktadır. Kızılbük Formasyonu ve Civandağ tüfleri ile yanal geçişli olan volkanik kayalar, Pliyosen ve Kuvaterner sedimanları tarafından üstlenirler.

Hisarcık Formasyonu: Yersel olarak ince bir çakıltaşı seviyesi ile başlayan formasyon, marn, kil, piroklastik tüf, kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır.

Emet Formasyonu: Hisarcık Formasyonu üzerine geçişli olarak gelmekte ve çörtlü gölsel kireçtaşı ve ince marn seviyelerinden oluşmaktadır.

BÖLÜM BEŞ
ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ

Her üçü de jenetik olarak Eğrigöz plütonu ile ilişkili olan Kalkan, Karağıl skarn tipi Fe cevherleşmeleri ve plütonun çatı askısında gelişen Katrandağ Fe-Pb cevherleşmesi konak kaya bileşimi, skarn morfolojisi, skarn mineralojisi ve bu minerallerin kimyası yönünden birbirinden farklı özellikler sunar. Her biri farklı konak kayaya sahip olan cevherleşme bölgelerinde, Eğrigöz plütonunun sebep olduğu skarn alterasyon haleleri farklı nitelik göstermektedir. Alterasyon halesi/zonlarının oluşumu sürekli değişen bir sistem içindeki kompleks bir süreçtir. Bir yataktaki skarn morfoloji ve mineralojisinin karmaşık bir özellik sunmasına sebep olan temel faktörler konak kaya litolojisi, formasyon derinliği ve sistem ilerledikçe özelliği değişen hidrotermal akışkanın kimyasıdır.

Cevherleşmeler ile ilişkili olan egzoskarn zonları, metasomatik akışkanın yan kaya ile etkileşime girmesi sonucunda oluşmuştur. Skarn öncesi kırık ve çatlaklar, tabakalanma düzlemleri, sedimanter kontaklar akışkan hareketi için bir kanal görevi üstlenmektedir. Skarnlaşma öncesi kırık ve çatlakların bir bölümünün, derinlerden yükselen plütonun yarattığı stres sonucu oluştuğu düşünülebilir. Akışkan hareketini kontrol eden tüm bu litolojik ve yapısal kontaklar, oluşan skarnın morfolojisini büyük ölçüde kontrol etmektedir. Skarn tipi bir yatağın gelişimi, protolit ve magmatik kayanın jeokimyası, formasyon derinliği, sistem içinde sürekli değişen hidrotermal akışkanın kimyası ve bölgenin yapısal ve tektonik geçmişine bağlıdır.

5.1 Kalkan Bölgesi Demir Skarnının Jeolojisi

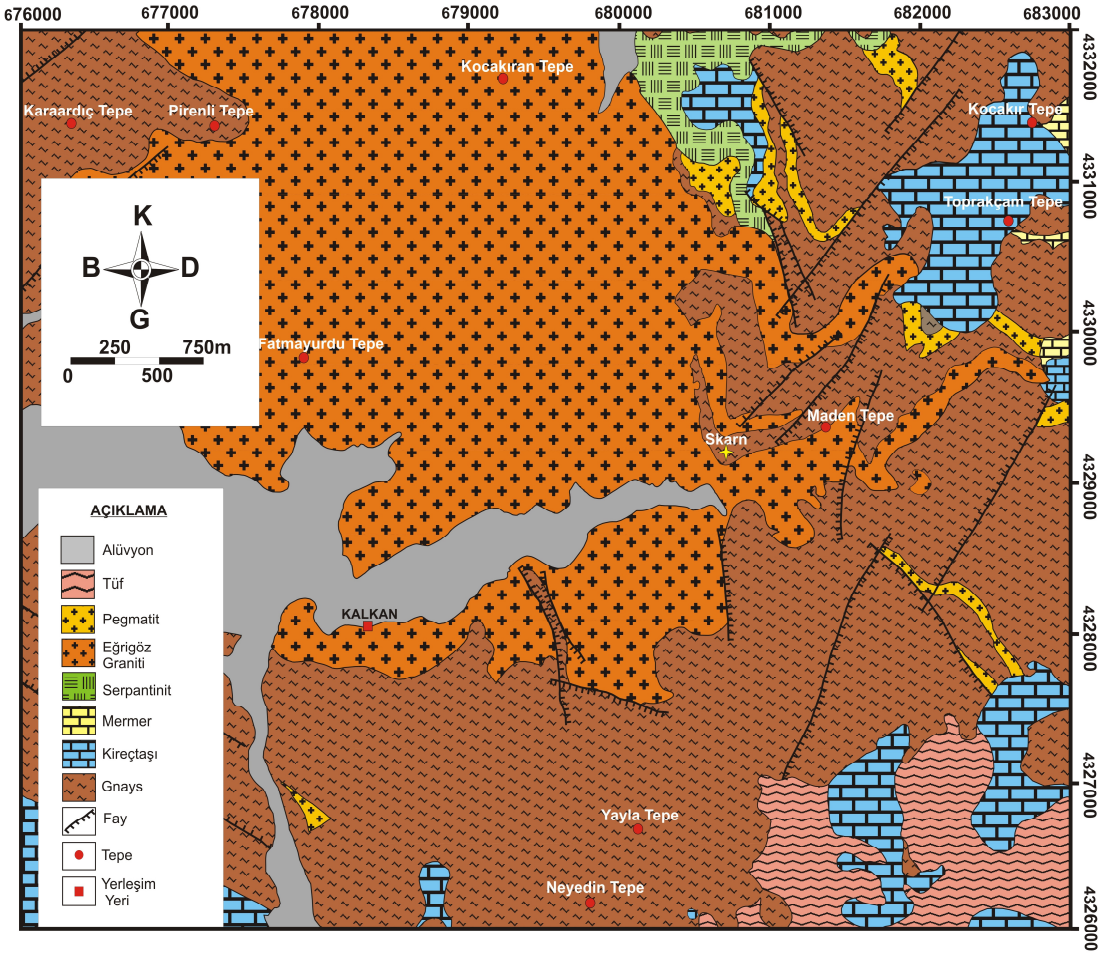
Kalkan bölgesindeki skarn tipi Fe cevherleşmesi Maden Tepe`nin güneyinde yer alır. Demir cevherleşmesi ve ilişkili olduğu egzoskarn Kalkan Formasyonu`na dahil olan gnays birimi içinde gözlenmektedir. Bölgenin jeoloji haritası Şekil 5.1`de gösterilmiştir. Gnayslar mineralojik olarak sillimanit, muskovit, granat, plajiyoklas,

biyotit ± amfibolden oluşmaktadır. Ortalama bileşimi $Alm_{79-86}Prp_{8-15}Sps_{1-2}Grs_{3-6}And_{0,1-0,2}$ olan granatlar kayaya porfiroblastik doku kazandırmaktadır.

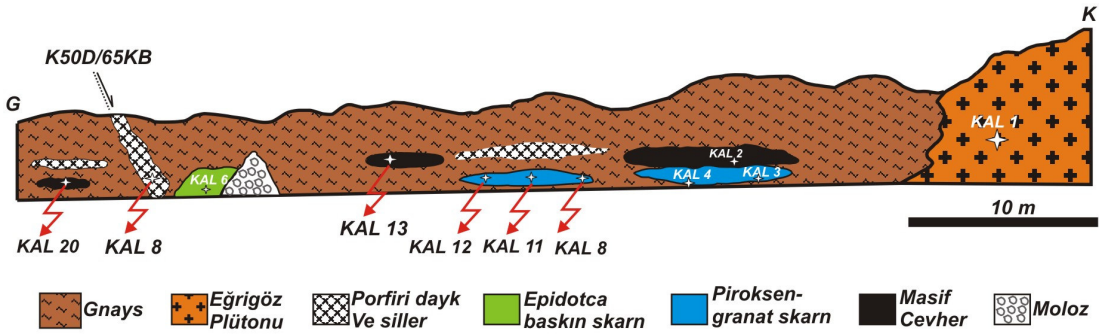
Skarnlaşma, bölgedeki gnays içindeki rekristalize karbonat bantlarının cevheri taşıyan metasomatik akışkan tarafından ornatılması sonucunda gelişmiştir. Skarna ait tipik enine kesit Şekil 5.2`de verilmiştir. Skarn, gnaysların foliasyon düzlemlerine paralel giden yaklaşık yatay bantlar şeklinde gözlenir (Şekil 5.3). Bu bantlar piroksen, granat, epidot, amfibolden oluşmaktadır. Plüton kontağından uzaklaştıkça çok büyük oranda epidot ve daha az miktarda allanit, klorit, kuvarsdan oluşan skarn zonuna geçilmektedir (Şekil 5.4). Epidot mineralinin baskın olduğu ve retrograt alterasyonun yoğun olarak geliştiği bu zonda az miktarda başlıca piritten oluşan sülfürlü faz oluşumuna rastlanmıştır. Retrograt alterasyon, büyük ölçüde yapısal kontrollü olarak gelişir, bu nedenle genellikle fay ve stratigrafik kontaklar boyunca bol miktarda sulu mineral fazlarına rastlamak olasıdır (Meinert, 1992). Buna dayanarak, epidotun baskın olduğu bu zonda retrograt alterasyonun şiddetli gelişimi hemen batısında bulunan K50D doğrultulu ve 65 KB eğimli olan fay ile yakından ilişkilidir. Fayın meteorik su ile olan muhtemel etkileşimi kolaylaştırdığı düşünülebilir. Söz konusu fay boyunca Eğrigöz plütonuna ait porfiri bir dayk yerleşmiştir.

Bölgedeki manyetit cevheri, masif bantlar şeklinde ya da skarn minerallerini ornatan saçınım kristaller şeklinde bulunmaktadır. Masif manyetit bantları içinde kalıntı klinopiroksen gözlenmektedir. Bu kalıntı piroksenlerin içinde grafit oluşumlarına rastlanmıştır. Skarn ve ilişkili olduğu cevher bantlarının gnaysın foliasyon düzlemine yaklaşık paralel konumda olması, bu düzlemlerin skarn oluşumu ve cevherleşmenin kaynağı olan hidrotermal akışkan için kanal görevini üstlendiğinin en önemli kanıtıdır.

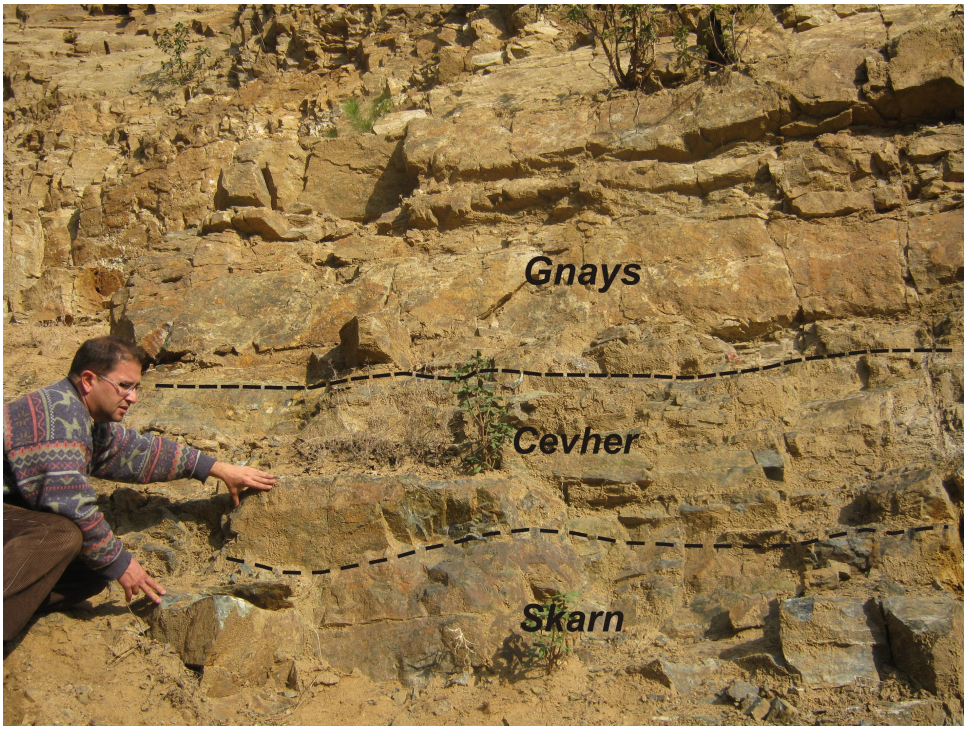
Bölgedeki skarnlaşma özetle, 1) içinde bulunduğu gnaysın foliasyonuna yaklaşık paralel olarak yerleşmiş bant şeklindeki egzoskarn ve manyetit düzeyleri, 2) egzoskarn ya da cevherin gnays içine sokulum yapan Eğrigöz plütonu ile sınırlı bir dokanak ilişkisi göstermesi ile karakterize olur



Şekil 5.1 Kalkan yöresi ve çevresinin jeoloji haritası (Ünlü ve Ünal, 1971`den değiştirilerek).



Şekil 5.2 Kalkan yöresindeki skarnlaşmaya ait tipik enine kesit.



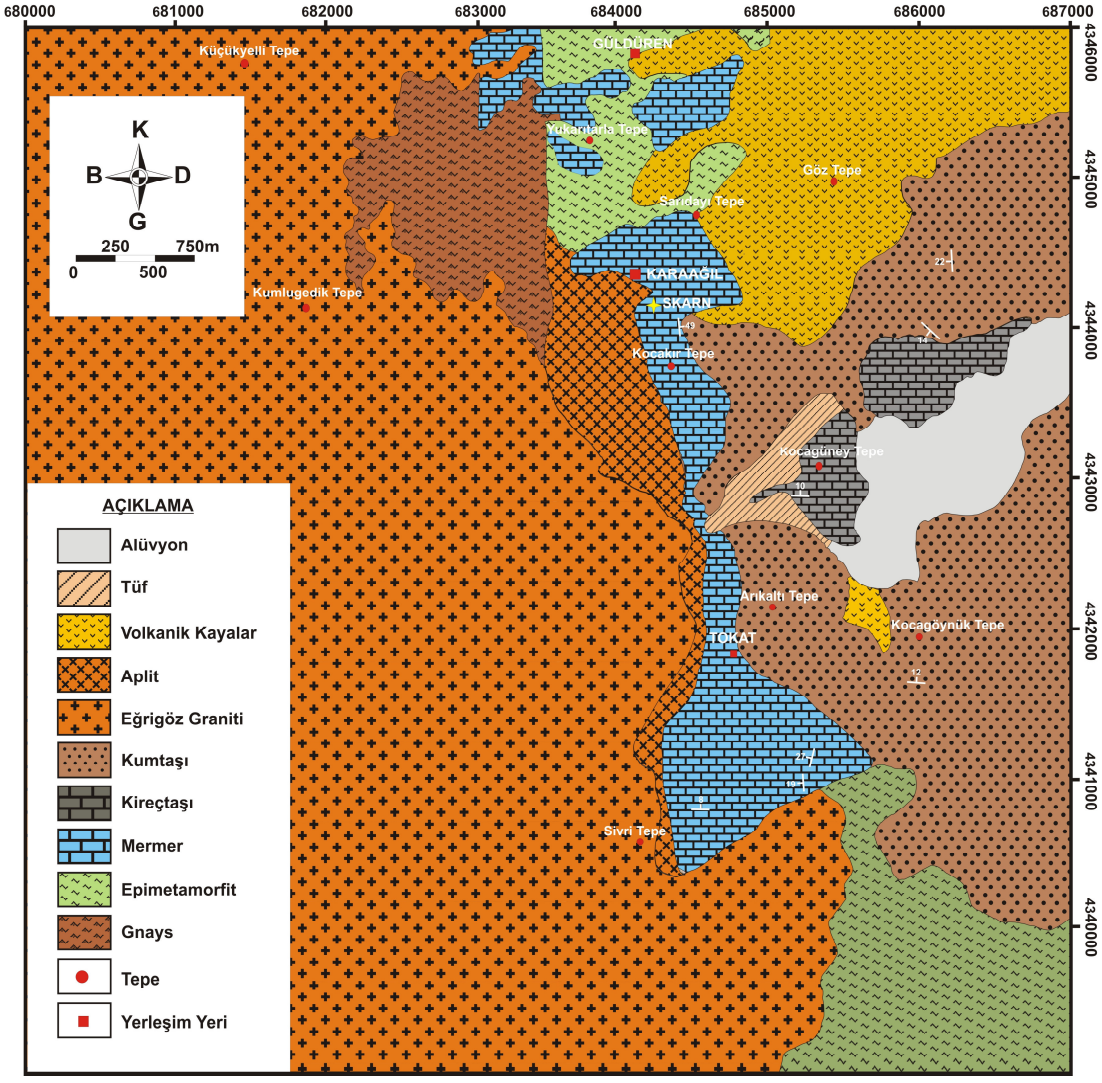
Şekil 5.3 Gnaysların içindeki skarn ve cevher bantları.



Şekil 5.4 Epidotun baskın olduğu skarn düzeyleri.

5.2 Karaağıl Bölgesi Demir Skarnının Jeolojisi

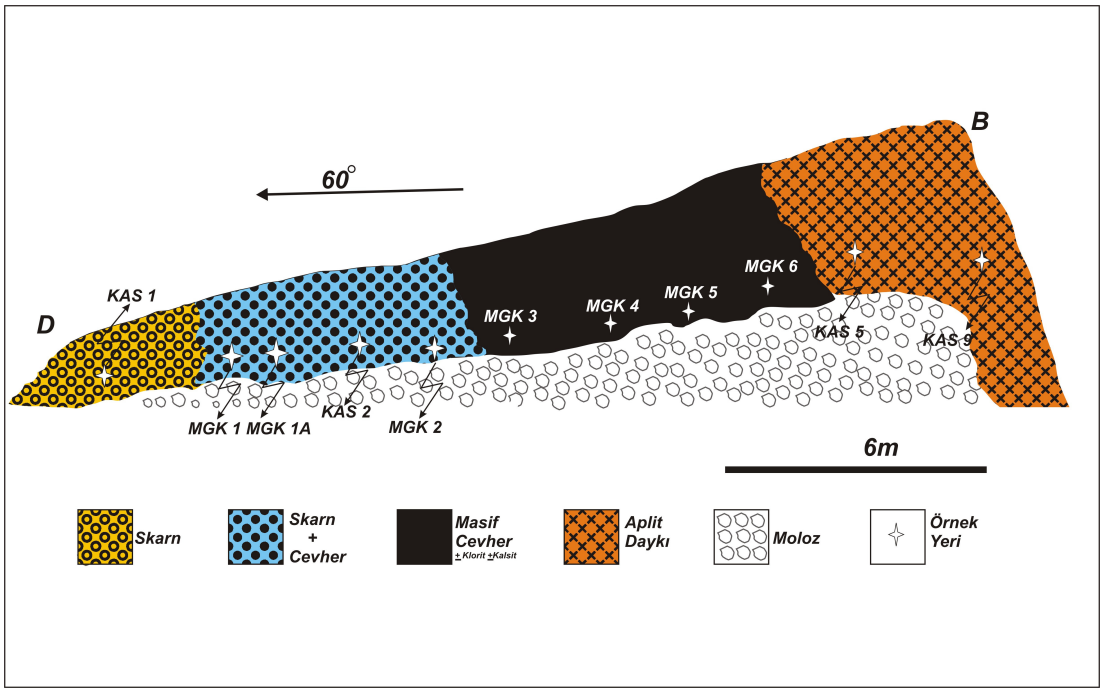
Karaağıl demir skarnının konak kayası Arıkaya Formasyonu`na ait kireçtaşıdır. Yörenin jeoloji haritası Şekil 5.5`te verilmiştir. Kireçtaşı genel olarak beyaz, pembemsi, orta-kalın katmanlanmalı ve yersel breşik dokuludur. Kireçtaşının baskın olarak dolomitleşmiş kısımları magnezyumlu skarn parajenezini, daha az miktarda dolomit ve baskın olarak killi-karbonatlı düzeyler içeren kısmı ise kalsiyum skarn parajenezini sonuçlamıştır.



Şekil 5.5 Karaağıl yöresi ve çevresinin jeoloji haritası (Akdeniz ve Konak, 1979; Ünlü ve Ünal, 1971`den değiştirilerek).

5.2.1 Magnezyumlu Skarn

Karaağıl yöresindeki magnezyumlu skarnın konak kayası Arıkaya Formasyonu`na ait dolomitik kireçtaşıdır. Skarnlaşmaya ait tipik enine kesit Şekil 5.6`da verilmiştir. Bölgede Eğrigöz plütonu yüzlek vermemekte fakat plütona ait aplitik damar kayaçları gözlenmektedir (Şekil 5.7). Magnezyumlu skarn oluşumu ile ilişkili olan masif manyetit düzeyleri aplit ile kontak halindedir. Manyetit cevheri, skarn zonunda magnezyumlu mineraller ile beraber ya da masif kütleler şeklinde bulunur (Şekil 5.8). Cevher, aplit kontağına en uzakta bulunan ve başlıca serpantin, klorit ve talktan oluşan zonda çok az miktarda saçınım halinde gözlenmektedir. Bir başka deyişle, cevher miktarı aplitten uzaklaştıkça azalmaktadır. Bölgede magnezyumlu skarn ve cevhere ait tipik zonlanma aplit kontağına yaklaştıkça sırasıyla 1) Serpantin, klorit, talk ve/ve ya manyetit (Şekil 5.9) 2) Serpantin, manyetit, spinel, amfibol, talk, klorit (Şekil 5.10) 3) Masif manyetit ve/ve ya karbonat damarları ve/ve ya klorit şeklindedir.



Şekil 5.6 Karaağıl yöresindeki magnezyumlu skarna ait tipik enine kesit.



Şekil 5.7 Eğrigöz plütonuna ait aplitik damar kayacı.



Şekil 5.8 Magnezyumlu skarn ile ilişkili olan manyetit cevherleşmesi.



Şekil 5.9 Karaağıl yöresinde cevherin saçınım şeklinde bulunduğu skarn zonu.



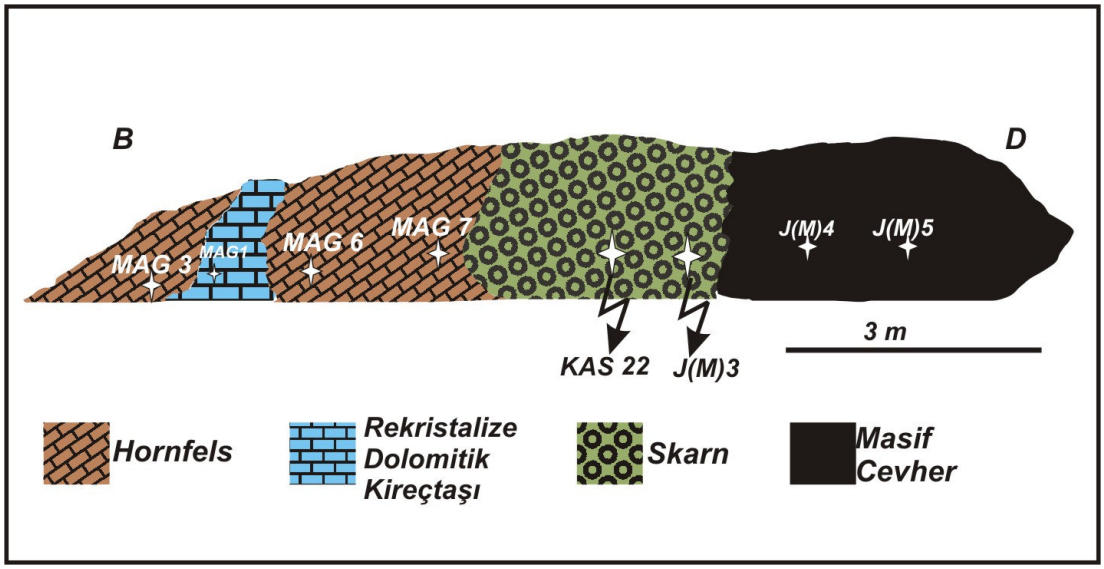
Şekil 5.10 Karaağıl yöresinde skarn ve cevherin birlikte bulunduğu zon.

5.2.2 Kalsik Skarn

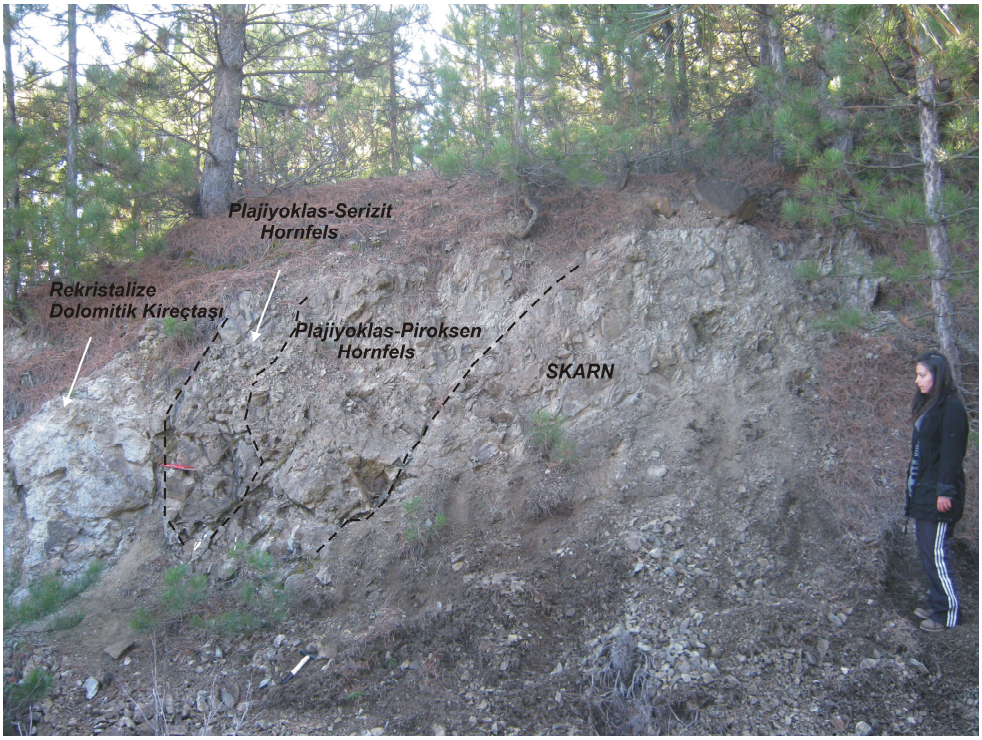
Karaağıl bölgesinde gelişen kalsiyumlu egzoskarnın konak kayası Arıkaya Formasyonu`nuna ait killi düzeyler ve yer yer dolomitleşmiş kısımlar içeren kireçtaşıdır. Skarnlaşmaya ait tipik enine kesit Şekil 5.11`de verilmiştir. Skarnlaşma bölgede yüzlek vermeyen ve muhtemelen Eğrigöz plütonunun derinlerde bulunan bir uzantısı ile ilişkili olarak gelişmiştir. Skarn oluşumunda, birbirini izleyen kırıklanma ve infiltrasyon süreçleri önemli rol oynamıştır.

Derinlerdeki plütonunun skarnlaşma öncesi konak kayada yarattığı kontak metamorfik etki plajiyoklas, piroksen, kuvars ve/ veya titanit hornfels oluşumu ile sonuçlanmıştır (Şekil 5.12). Bu kayalar koyu yeşil renkli, masif ve dayanımı yüksektir. Skarndan uzaklaştıkça hornfels parajenezinde piroksen gözlenememekle birlikte, kontak metamorfik etki plajiyoklas, serizit, epidot içeren *hornfelsik* birimlerle sınırlıdır. Bunun nedeni olasılıkla konak kayanın kil miktarındaki artıştır. İnce kesit incelemelerinde, kayalarda plajiyoklas kümelerinin arasını doldurmuş hidrotermal klorit minerallerinin varlığı gözlenmiş olup, konak kayadaki kilce zengin bazı düzeylerin kontak metamorfik etkilenmeden korunduğu tespit edilmiştir. Plajiyoklasca baskın hornfelsik kayalar arasında rekristalize dolomitik kireçtaşı düzeyine rastlanılmıştır (Şekil 5.13). Skarn kontağına en uzak kontak metamorfik kayalar plajiyoklas ve kil minerallerinin ardalanmasından oluşmakta ve tabakalanma göstermektedir. Tabakalanmaya sahip bu kayalar epidot damarcıkları tarafından kat edilmiştir.

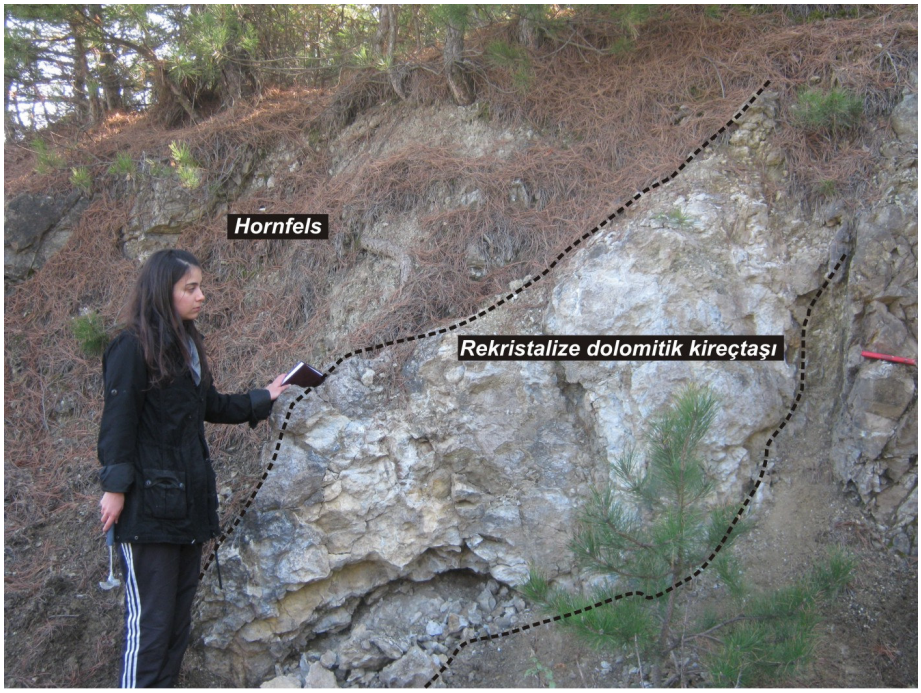
Sahada skarn düzeyleri herhangi bir yönlenme göstermemekle beraber, manyetit cevheri skarn kontağında masif kütleler şeklinde ya da skarnın içinde saçınım cevher olarak bulunmaktadır. Masif manyetit kütlelerinin içinde az miktarda pirit, götit ve martit yer almaktadır (Şekil 5.14).



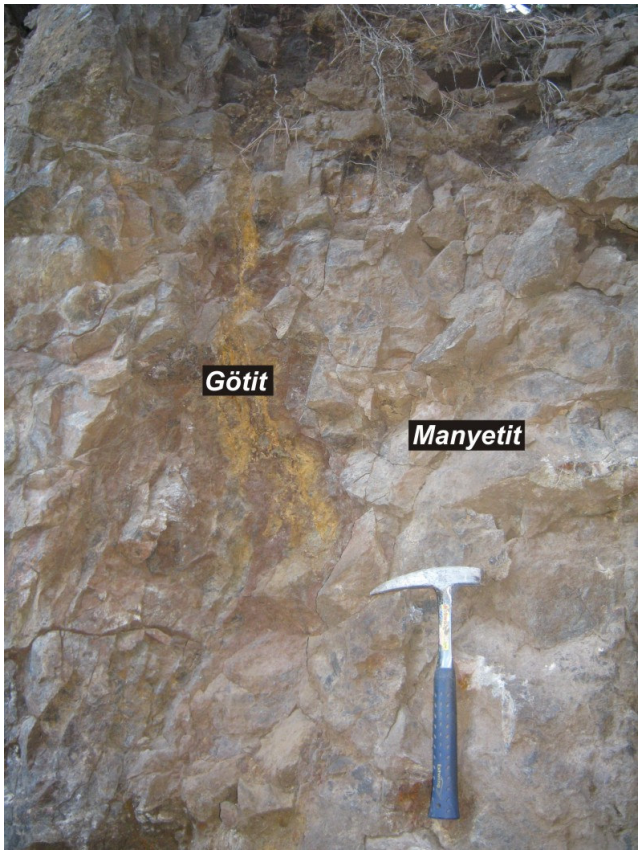
Şekil 5.11 Karaağıl bölgesindeki kalsik skarna ait tipik enine kesit.



Şekil 5.12 Skarn ve hornfels düzeyleri.



Şekil 5.13 Hornfelsik birimler içinde yer yer dolomitleşmiş rekristalize kireçtaşı.



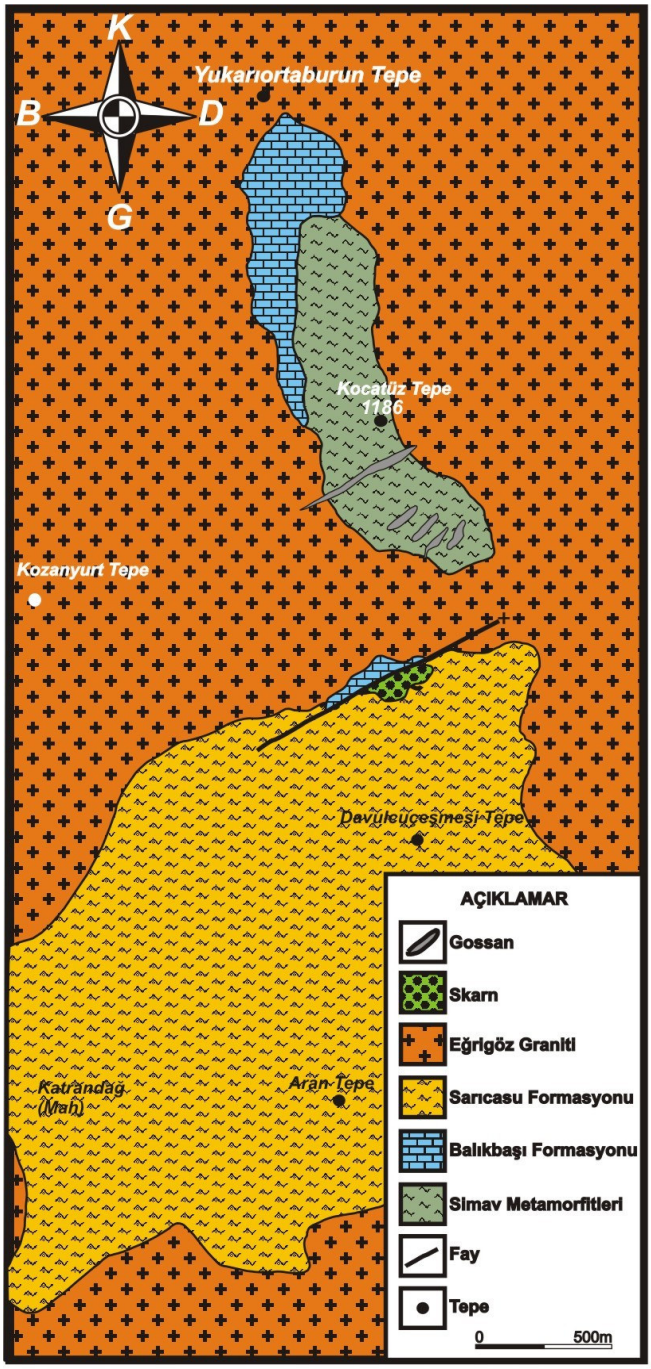
Şekil 5.14 Masif manyetit düzeyleri.

5.3 Katrandağ Skarnı

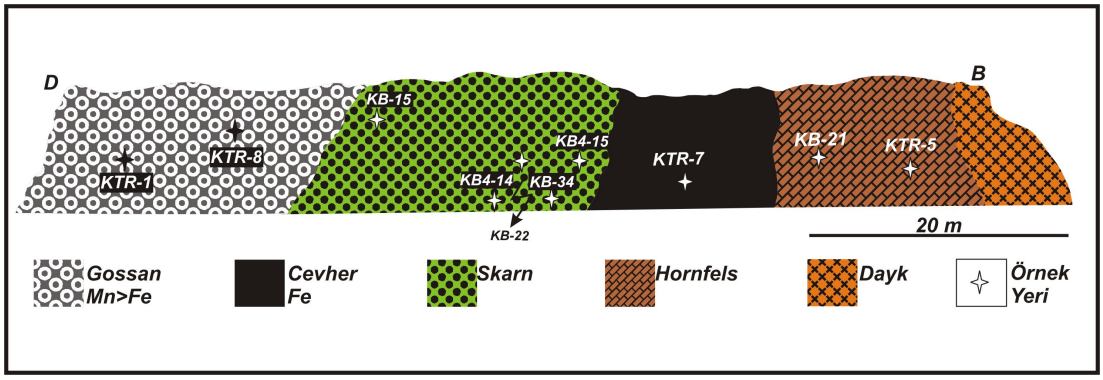
Eğrigöz plütonunun çatı askısında gelişen skarnlaşmanın konak kayası Balıkbaşı Formasyonu`na ait yer yer dolomitleşmiş kireçtaşıdır. Katrandağ yöresine ait jeoloji haritası ve skarnlaşmaya ait tipik enine kesit Şekil 5.15 ve Şekil 5.16`da verilmiştir. Kireçtaşı bölgede yer yer killi düzeyler içermektedir. Simav Metamorfikleri`ni uyumlu olarak üzerleyen Balıkbaşı Formasyonu gri renkli olup, granite yakın kesimlerde çok nadir muskovit, biyotit ve epidot içermektedir. Skarnlaşma Eğrigöz Graniti ile ilişkili olmakla beraber, bölgede plütona ait dayklar da gözlenmiştir. Hornfels, çatı askısındaki baskın kontak metamorfik kayadır. Konak kayadaki başlıca kontak metamorfik etkiler *1) biyotit hornfels 2) piroksen hornfels 3) feldispat-biyotit hornfels* olmak üzere üç ayrı hornfels tipinin oluşumunu sonuçlamıştır. Biyotit baskın hornfels; tabakalı yapıda olup kahverengi-yeşil renktedir. Tabakalı yapıda ve kahverengi-yeşil renkli biyotit hornfels başlıca *biyotit, serizit, kuvars* ve saçınım şeklinde gözlenen az miktarda *opak* minerallerden oluşmakta ve arjilik bir protoliti yansıtmaktadır. Biyotit hornfelsin 125m güneybatısında feldispat, biyotit, klorit ve opak minerallerden oluşan hornfels birimine geçilmektedir. Konak kayanın Ca-Mg baskın düzeylerini yansıtan hornfels ise çok küçük kristalli piroksen ($Di_{66-80}Hd_{19-31}$ Joh_{1-3}) ve nispeten daha iri kristalli piroksenlerin ardalanmasından oluşmakta olup, daha az miktarda titanit ve pirokseni kesen granat ($Grs_{18-76}Adr_{0-79}Alm_{0-25}$) ve epidotlardan oluşmaktadır. Epidot damarı yer yer iyi gelişmiş zonlanma göstermektedir.

Bölgedeki skarnlaşma Fe ve Pb olmak üzere iki ayrı metal tipi ile ilişkildir. Pb cevheri (galen) gossan alterasyon zonu içinde kalıntı olarak gözlenmektedir. Bunun yanı sıra skarn zonu içinde de kalıntı olarak saçınım galen bulunmaktadır. Muhtemelen skarnlaşma ile ilişkili olan Pb cevherleşmesi gossan alterasyonu sonucu silinmiştir. Gossan alterasyon zonu içinde bir miktar kalıntı pirit oluşumlarına da rastlanmakatdır. Bu da skarn oluşumu sırasında az miktarda bakır cevherleşmesi geliştiğine işaret etmektedir. Skarn ile ilişkili olan Fe cevherleşmesi gossan alterasyonundan daha az miktarda etkilenmiştir. Fe ve Mn birlikteliğinin gözlendiği

gossan zonunun, galen ve az miktarda piritin oksidasyonuna bağlı olarak ayrışmalar ile oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 5.17).



Şekil 5.15 Katrandağ yöresi ve çevresinin jeoloji haritası (Akdeniz ve Konak, 1979`dan değiştirilerek).



Şekil 5.16 Katrandağ yöresindeki skarnlaşmaya ait tipik enine kesit.



Şekil 5.17 Kalıntı galen ve piritleri barındıran gossan zonu (Mn >Fe).

BÖLÜM ALTI
MAGMATİK KAYALAR

6.1 Mineraloji

6.1.1 Eğrigöz Plütonu

Holokristalen hipidiyomorfik doku gösteren plüton mineralojik olarak başlıca plajiyoklas, ortoklas, biyotit ve hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Aksesuar mineral olarak apatit, sfen, zirkon minerallerini içeren plütonda serizit ve klorit dönüşüm ürünü olarak gözlenir. Magmatik kökenli olan amfibol ve biyotitin yanı sıra, dönüşüm ürünü ikincil amfibol ve biyotitlere de rastlanmıştır.

Özşekilli-yarı özşekilli plajiyoklas minerali (0,8-2,9 mm) yaygın olarak zonlu yapı gösterir (Şekil 6.1A). Plajiyoklas yer yer serizit ve amfibole dönüşüm göstermektedir (Şekil 6.1B-C). Dönüşüm ürünü amfibollere titanit minerali eşlik eder. Serizitleşme bazı plajiyoklas kristallerinin merkezinde daha yoğun olarak gelişmiştir. Serizitleşmenin merkez zonunda daha yoğun olarak gelişmesi, mineralde kimyasal bir zonlanmaya işaret etmektedir. Yani serizitleşen merkez zonlarının anortit içeriği muhtemelen kenar zonlara göre daha yüksektir. Dönüşüm muhtemelen aşağıdaki reaksiyon doğrultusunda gelişmiştir:

$$3CaAl_2Si_2O_8 + 2K(aq) + 2H^{+1} \rightarrow 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3Ca^{+2}\ (aq)$$

Anortit Serizit

Çatı askısından alınan plüton örneklerinde, zonlanma gösteren bazı plajiyoklas kristallerinin daha çok merkezlerinde gelişen ikincil biyotit mineraline dönüştükleri saptanmıştır (Şekil 6.1D). Serizitleşmede olduğu gibi, biyotit oluşumu için gerekli iyonlar olan K ve Fe`nin anortitteki Ca iyonu ile yer değişiminin daha kolay olmasından dolayı merkez zonunun anortit içeriğinin bir miktar yüksek olabileceği düşünülebilir. Plajiyoklaslardaki az miktarda gelişen ve yoğun olmayan biyotitleşmeden muhtemelen aşağıdaki reaksiyon sorumludur:

$CaAl_2Si_2O_8 + 2K(aq) + Fe_2O_3 + 2Mg(aq) + 3H_2O \rightarrow 2K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + Ca^2(aq) + H(aq)$

Anortit Biyotit

Bunun yanı sıra bazı plajiyoklas minerallerinde hidrotermal olarak amfibole dönüşüm saptanmıştır (Şekil 6.1C)

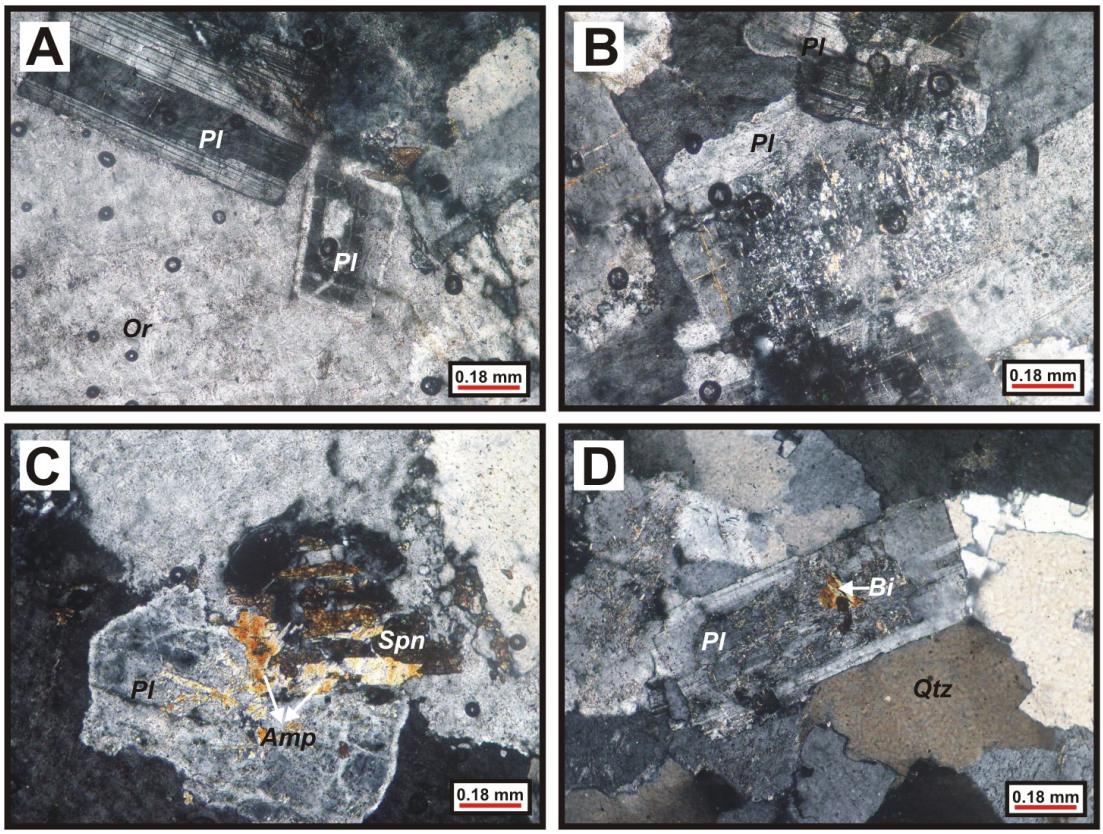
Ortoklas özşekilli-yarı özşeklli kristaller halinde bulunmakta olup kristal boyutları 0,8-1,5 mm arasında değişmektedir. Ortoklaslar, plajiyoklas mineralinden oluşan pertit yapıları içerirler (Şekil 6.2A). Pertit yapısı, ancak yüksek sıcaklıklarda katı çözelti oluşturabilen Na-Feldispat ve K-Feldispat karışımının soğuduğu zaman bir kısmı K bir kısmı ise Na bakımından zengin olan iki ayrı feldispat fazına ayrılması ile oluşur. Bazı çok iri kristalli ortoklas kristallerinde birbirine göre yönlenme göstermeyen düzensiz yapıda pertit oluşumları vardır (Replasman pertitleri) (Şekil 6.2B). Robertson (1959) replasman pertitlerinin eksolüsyon pertitlerinden daha düzensiz yapılar gösterdiğini ve K-Feldispatın albit tarafından replasmanı sonucu geliştiğini açıklamaktadır. Çatı askısındaki plüton örneklerinde karlspat ikizi gösteren ortoklaslarda kuvarsların oluşturduğu granofirik dokuya rastlanılmıştır (Şekil 6.2C). Granofirik doku, bu kristallerde ortoklas ve kuvarsın eş zamanlı oluştuğunu yansıtmaktadır.

Kuvars boyutları 1,8-2,2 mm arasında değişen özşekilsiz kristallere sahiptir. Tipik dalgalı sönme gösterir.

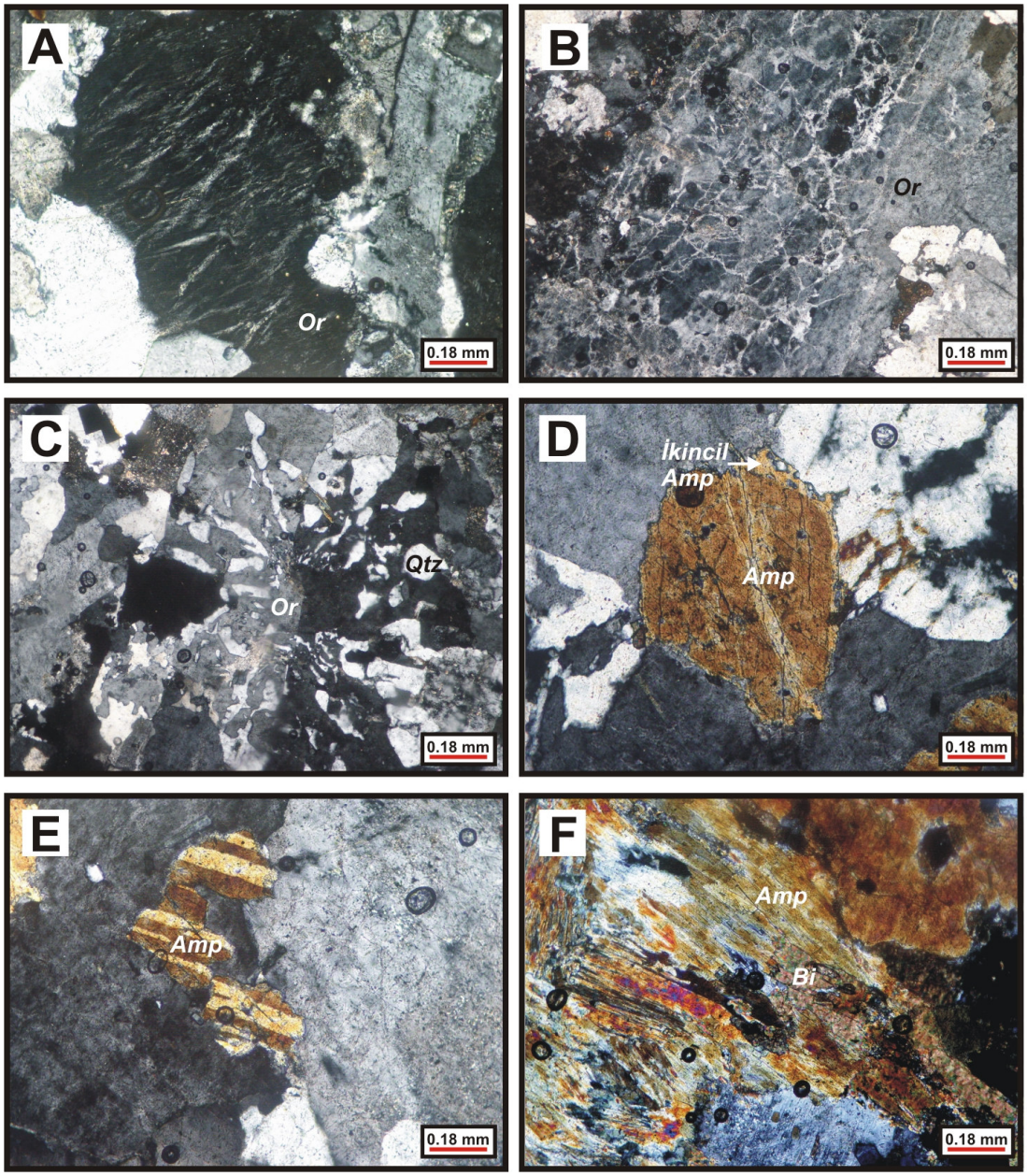
Granitteki birincil amfiboller genellikle hornblend türünde özşekilli kristaller olup yer yer basit ikiz gösterirler (Şekil 6.2E). Amfibollerde gelişen ikizlenmelerin genellikle stres etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir (Deer, Howie, ve Zussman, 1965). Bazı özşekilli hornblend kristallerinde kenarlarından itibaren hidrotermal olarak ikincil bir amfibole dönüşüm gözlenmektedir (Şekil 6.2D). Bunun yanı sıra biyotite dönüşen amfiboller de gözlenmiştir (Şekil 6.2F).

Biyotitler (220-800mμ) yarı özşekilli–özşekilsiz olarak bulunur ve elastik deformasyon etkisinde kalan bazı kristalleri dalgalı sönme göstermektedir (Şekil 6.3A). Yarı özşekilli çubuksu bazı biyotit kristalleri kenarlarından itibaren klorite

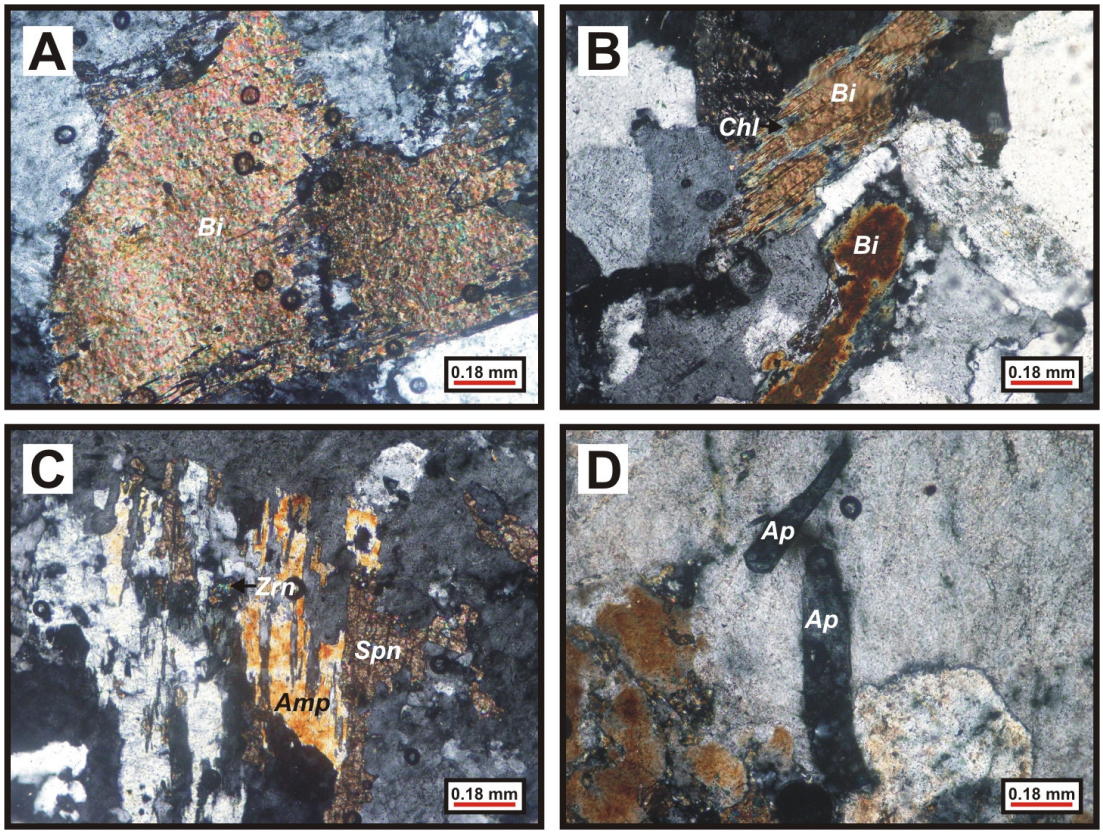
dönüşmüş ve bu dönüşüm sonucunda *Fe oksit* mineralleri açığa çıkmıştır (Şekil 6.3B). Nadir olarak gözlenen apatit ince çubuksu formda (Şekil 6.3D), zirkon ise özşekil göstermeyen çok küçük kristaller şeklinde bulunmaktadır (Şekil 6.3C). Özşekilsiz sfen ise genellikle amfibol ve biyotit kristalleri ile birliktelik göstermektedir (Şekil 6.3C).



Şekil 6.1 A) Zonlu yapı ve polisentetik ikizlenme gösteren özşekilli plajiyoklaslar (HN). B) Serizitleşen plajiyoklas kristali (HN). C) Plajiyoklasın amfibole dönüşümü (HN). D) Zonlu yapı gösteren plajiyoklasın merkez zonunda biyotitleşme (HN). (Amp: Amfibol, Bi:Biyotit, Pl: Plajiyoklas, Spn: Sfen).



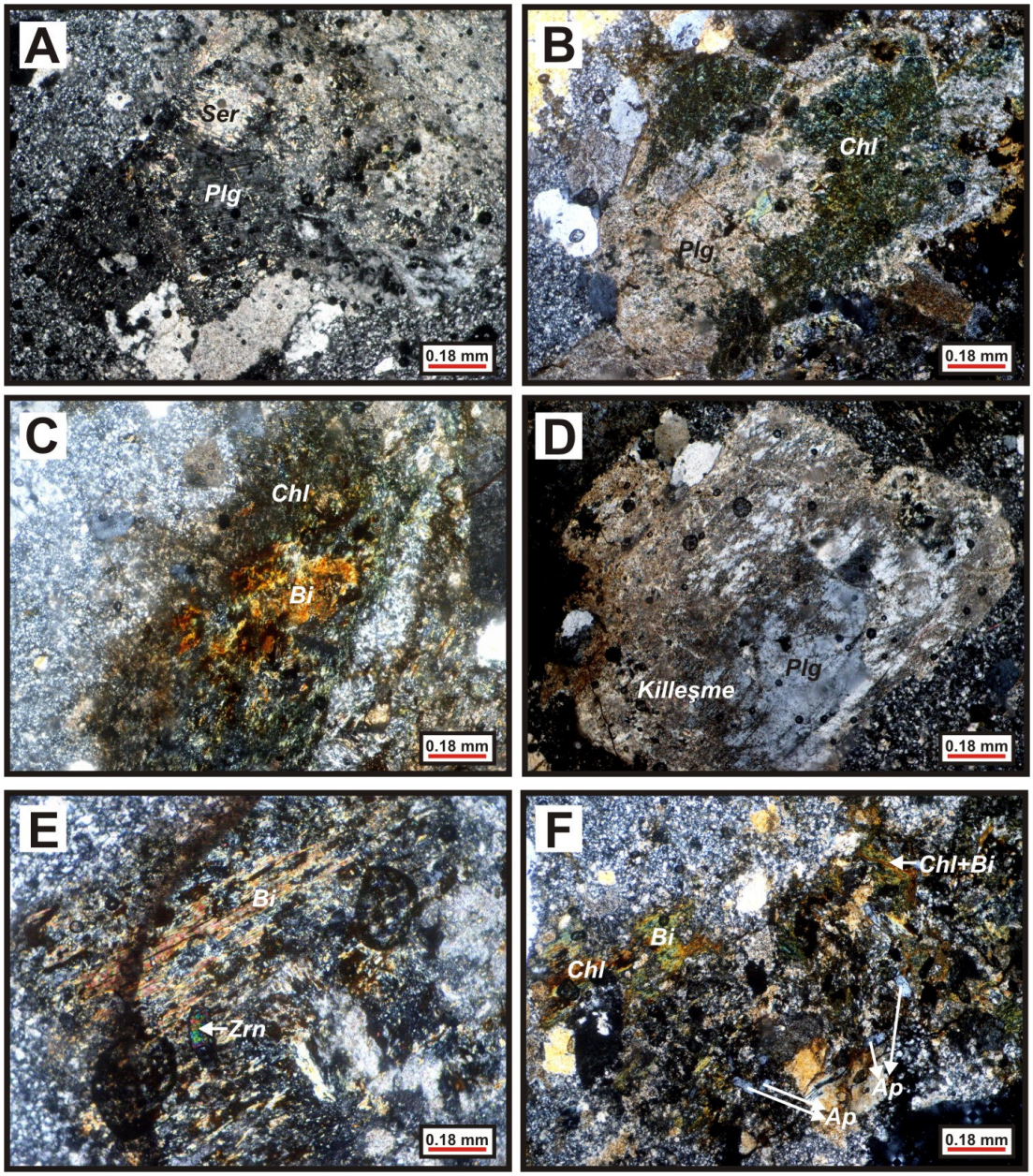
Şekil 6.2 A) Ortoklas kristali içinde plajiyokas minerallerinden oluşan pertit yapıları (HN). B) Ortoklas minerali içinde düzensiz yapılar oluşturan replasman pertitleri (HN). C) Ortoklas mineralinde gözlenen granofirik doku (HN). D) Özşekilli hornblend minerali ve kenarlarından itibaren ikincil amfibol mineraline dönüşümü (HN). E) İkizlenme gösteren amfibol mineralleri (HN) F) Biyotite dönüşen amfiboller (HN). (Amp: Amfibol, Bi: Biyotit, Or: Ortoklas, Qtz: Kuvars).



Şekil 6.3 A) Deformasyon etkisiyle dalgalı sönme gösteren biyotit kristali (HN). B) Kenarlarından itibaren klorite dönüşen biyotitler (HN). C) Nadir olarak gözlenen sfen ve zirkon mineralleri (HN). D) Çubuksu apatit kristalleri (HN). (Ap: Apatit, Bi: Biyotit, Chl: Klorit, Spn: Sfen, Zrn: Zirkon)

6.1.2 Porfiri Dayk

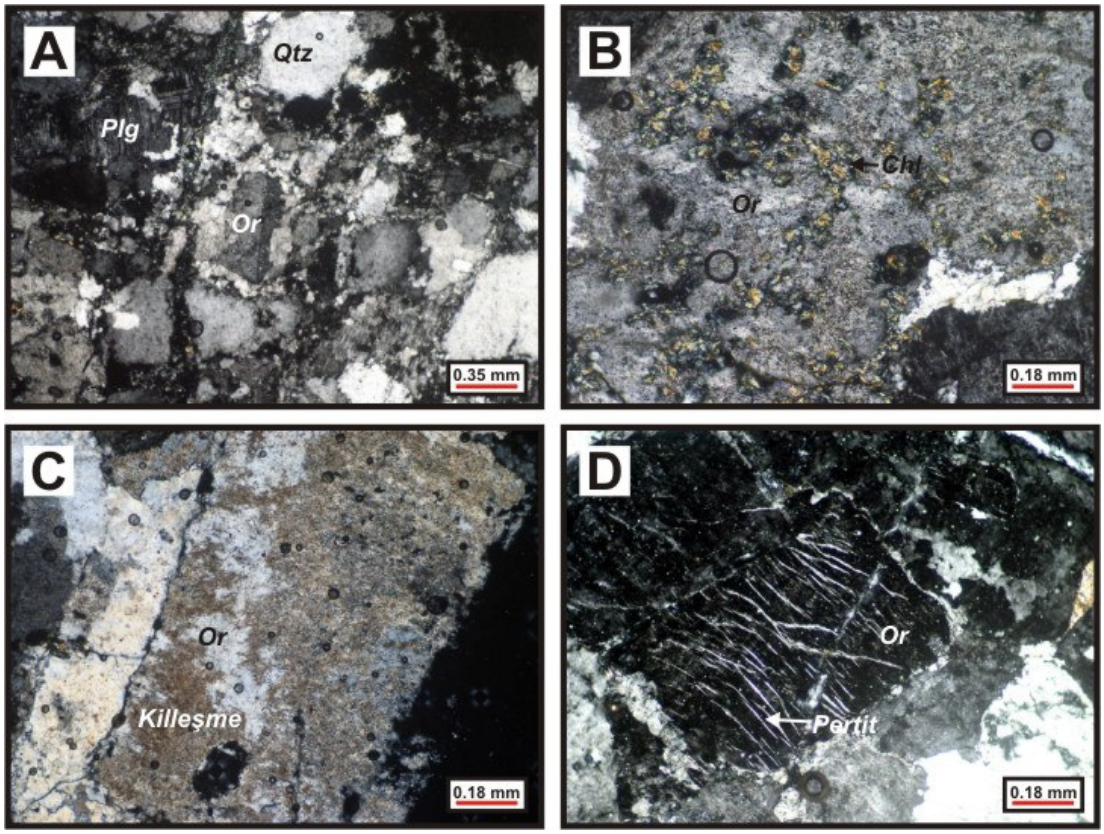
Kalkan bölgesinde şistler içindeki fay boşluğuna sokulan porfiri daykın mineralojisini büyük ölçüde feldispat ve kuvarstan oluşan matriks içindeki plajiyoklas, kuvars ve/veya ortoklas porfiroblastları oluşturmaktadır. Klorit, biyotit ve serizit plajiyoklasın dönüşüm ürünü olarak gözlenirken (Şekil 6.4A-B-C-F), apatit ve zirkon kayadaki başlıca aksesuar fazlardır (Şekil 6.4E-F). Bunların yanı sıra, yer yer killeşen plajiyoklas porfiroblastları da gözlenmiştir (Şekil 6.4D). Özşekilli-yarı özşekilli plajiyoklas porfiroblastlarının boyutları 1,0-1,6 mm arasında değişmektedir.



Şekil 6.4 A) Plajiyoklas mineralinde gözlenen serizitleşme (HN).B) Klorite dönüşen plajiyoklas kristali (HN). C) Tamamen klorit ve biyotite dönüşen feldispat kristali (HN). D) Killeşen plajiyoklas kristali (HN). E) Çoğunluğu biyotitleşmiş feldispat kristali içinde zirkon (HN). F) Nadir olarak gözlenen çubuksu apatitler (Büyük bir kısmı klorit ve biyotite dönüşmüş feldispat kristali içinde-HN).

6.1.3 Aplitik Damar Kayacı

Ortoklas, plajiyoklas, kuvars mineralleri aplitteki ana kayaç yapıcı minerallerdir (6.5A). İnce-ortaç kristalli kayada ortoklas ve kuvarslar yer yer kayaya porfiri doku kazandırmaktadır. Sfen kayadaki başlıca aksesuar fazdır. Birincil oluşumlu ferromagnezyen mineral içermeyen kayada nadir olarak feldispatın alterasyon ürünü olan hidrotermal biyotit oluşumuna rastlanmıştır. Kırık ve boşluk dolgusu şeklinde gözlenen kloritleşmeler ortoklas ve plajiyoklasın alterasyonu ile oluşmuştur (6.5B). Özellikle kayaya porfiri doku kazandıran ortoklaslarda, killeşmeler ve pertit yapıları gözlenmektedir (6.5C-D).



Şekil 6.5 A) Aplitteki plajiyoklas, feldispat ve kuvarstan oluşan aplitik doku (HN). B) Ortoklasın klorite dönüşümü (HN). C) Ortoklaslarda gözlenen killeşme (HN). D) Ortoklas içinde pertit yapısı (HN). (Chl: Klorit, Or: Ortoklas, Plg: Plajiyoklas).

BÖLÜM YEDİ
SKARN MİNERALOJİSİ

Cevherleşme bölgelerindeki egzoskarn parajenezi, Si-Mg-Al'ce zengin metasomatik akışkanın karbonat içerikli konak kaya ile etkileşimi sonucu, infiltrasyon mekanizması kontrolünde gelişmiştir.

Skarn tipi yataklar, oluşumları dahilindeki ilksel ve bunun üzerine gelişen süreçleri anlamaya yönelik pek çok kalıntı dokuyu barındırabilir (Ciobanu ve Cook, 2004). Korunmuş olan dokular cevherleşme sürecini ve prograt-retrograt evrenin seyrini yorumlamada yardımcı rol oynar.

Makro ve mikro dokular baz alınarak yapılan parajenetik incelemeler, Eğrigöz plütonu güneyindeki skarnlaşma ve ilişkili olduğu cevherleşmenin prograt evre ve retrograt evre olmak üzere iki aşamada geliştiğine ve retrograt evre mineral fazlarının, prograt evrede oluşan ve nispeten yüksek sıcaklığı simgeleyen mineralleri kısmen ve ya tamamen ornatarak ya da boşluk, damar, çatlak dolgusu şeklinde oluştuklarına işaret eder.

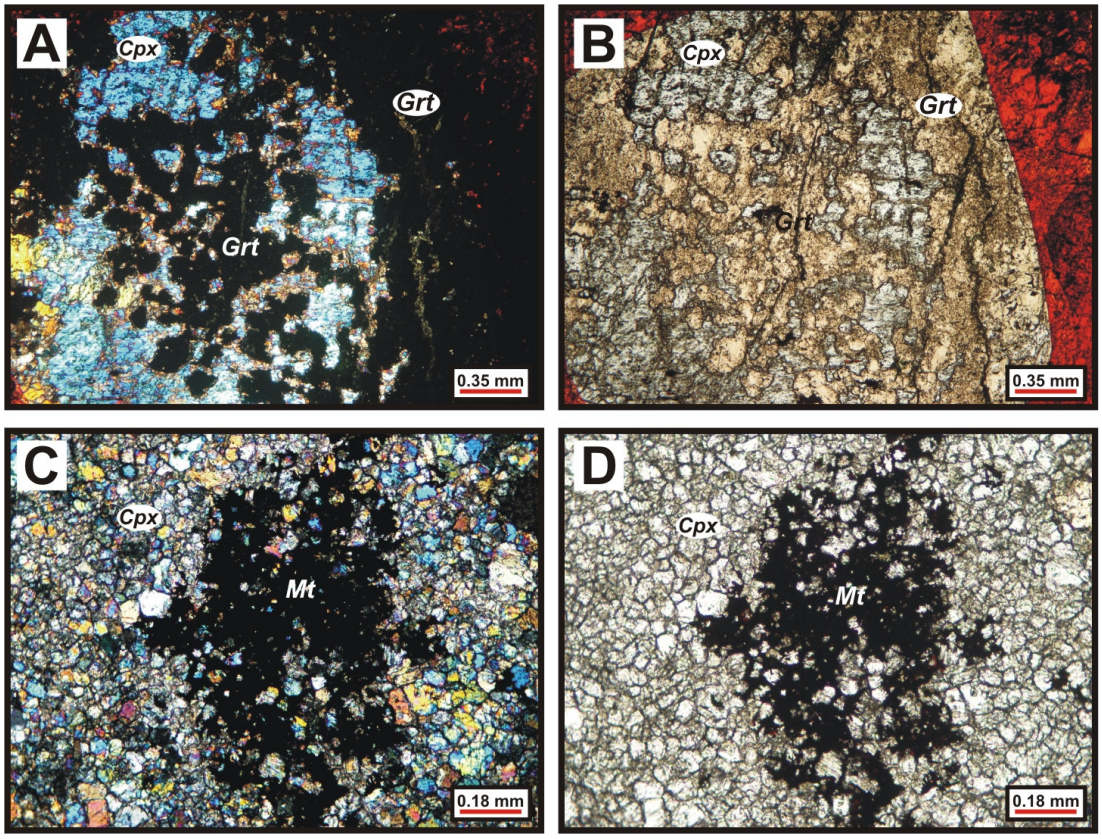
7.1 Kalkan Bölgesi Fe Skarnının Mineralojisi

Kalkan bölgesi skarn parajenezinde, prograt evre klinopiroksen, granat, amfibol ve manyetit ile karakterize olurken, retograt evrede epidot, amfibol, klorit ± kuvars mineralleri baskındır. Sfen ile apatit parajenez içinde nadir olarak gözlenmektedir.

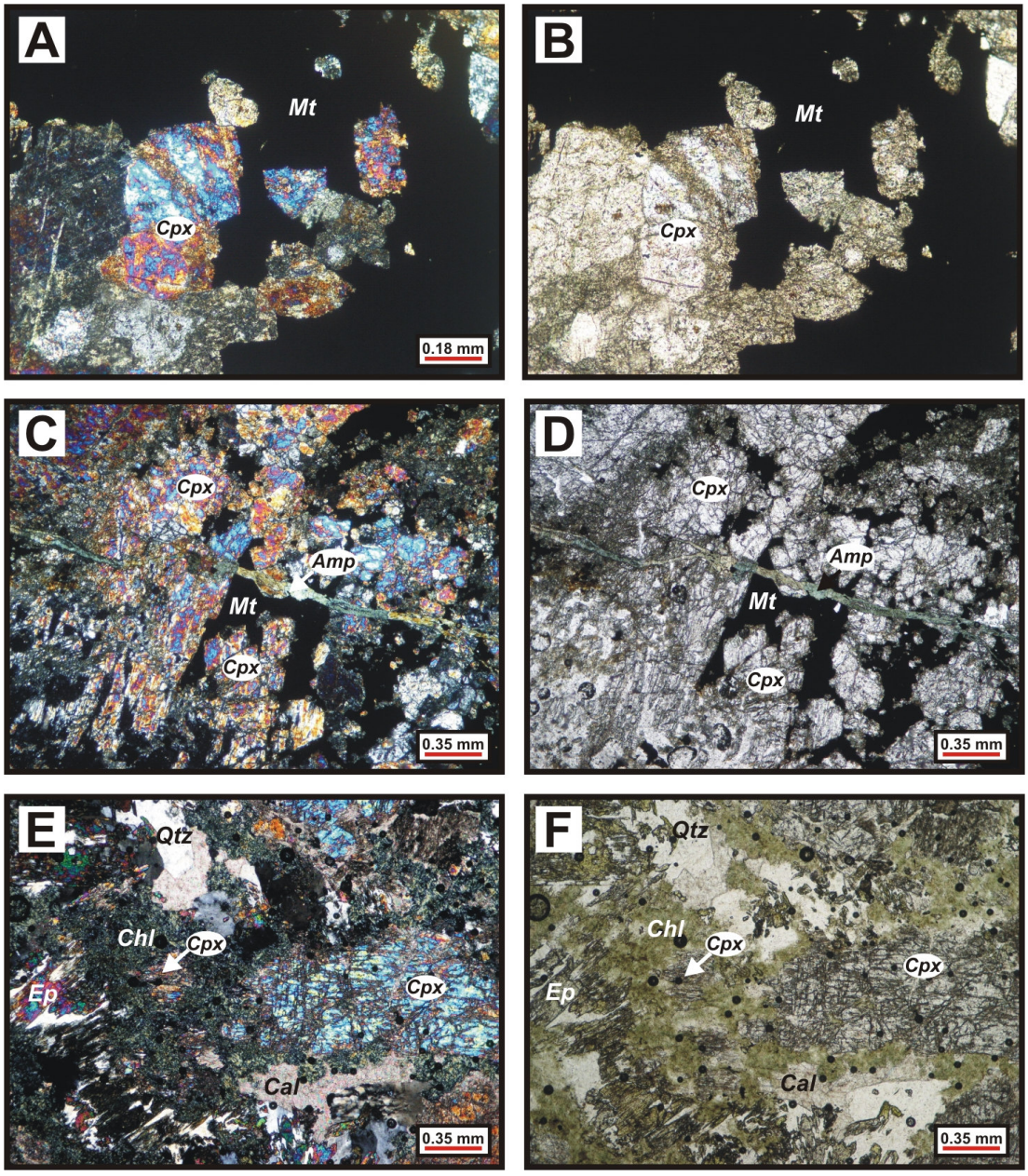
7.1.1 Klinopiroksen

Prograt evrenin ilk oluşan minerali olan klinopiroksen, gnays içindeki rekristalize karbonat bantlarının cevheri taşıyan metasomatik akışkan ile etkileşime girmesi sonucu kristalleşmiştir. Klinopiroksen, Di_{57-70} Hd_{29-42} bileşimli yarı özşekilli-özşekilsiz iri boyutlu (900-2400mμ, örn; Şekil 7.1A-B) ya da Di_{56-73} Hd_{26-43} bileşimli çok küçük boyutlu (30-50μ; Şekil 7.1C-D) granoblastik doku gösteren kristaller

şeklinde bulunur. Granoblastik piroksenlerin kristal arası boşluklarında yer yer manyetit kristalleri gözlenmektedir. $Di_{59-70}Hd_{29-40}$ bileşimli iri kristalli klinopiroksen tanesi bileşimi $Grs_{45-52}And_{45-53}$ olan izotrop granat tarafından kristal kenarı ve boşlukları boyunca ornatılmıştır (Şekil 7.1A-B). İri kristalli klinopiroksen kristal kenarlarından itibaren manyetit tarafından ornatılmıştır. (Şekil 7.2A-B). Klinopiroksen retrograt evrede amfibol ve klorite dönüşmüştür (Şekil 7.2C-D-E-F).



Şekil 7.1 A-B) Di_{59-70} Hd_{29-40} bileşimli iri kristalli klinopiroksenin Grs_{45-52} And_{45-53} bileşimli izotrop granat tarafından ornatılması (HN & PN). C-D) Çok küçük kristalli granoblastik doku gösteren ve kristal arası boşluklarında manyetit içeren klinopiroksenler (HN & PN). (Cpx: Klinopiroksen, Grt: Granat, Mt: Manyetit).



Şekil 7.2 A-B) Klinopiroksenin manyetit tarafından ornatılması (HN&PN). C-D) Klinopiroksenin çatlağı boyunca amfibole dönüşümü (HN&PN). E-F) Klinopiroksenin klorite dönüşümü (HN&PN). (Amp: Amfibol, Cal: Kalsit Chl:Klorit, Cpx: Klinopiroksen, Ep: Epidot, Mt: Manyetit, Qtz: Kuvars).

7.1.2 Granat

Optik ve dokusal incelemeler sonucunda, jenetik olarak üç faklı tipte granat kristali ayırt edilmiştir:

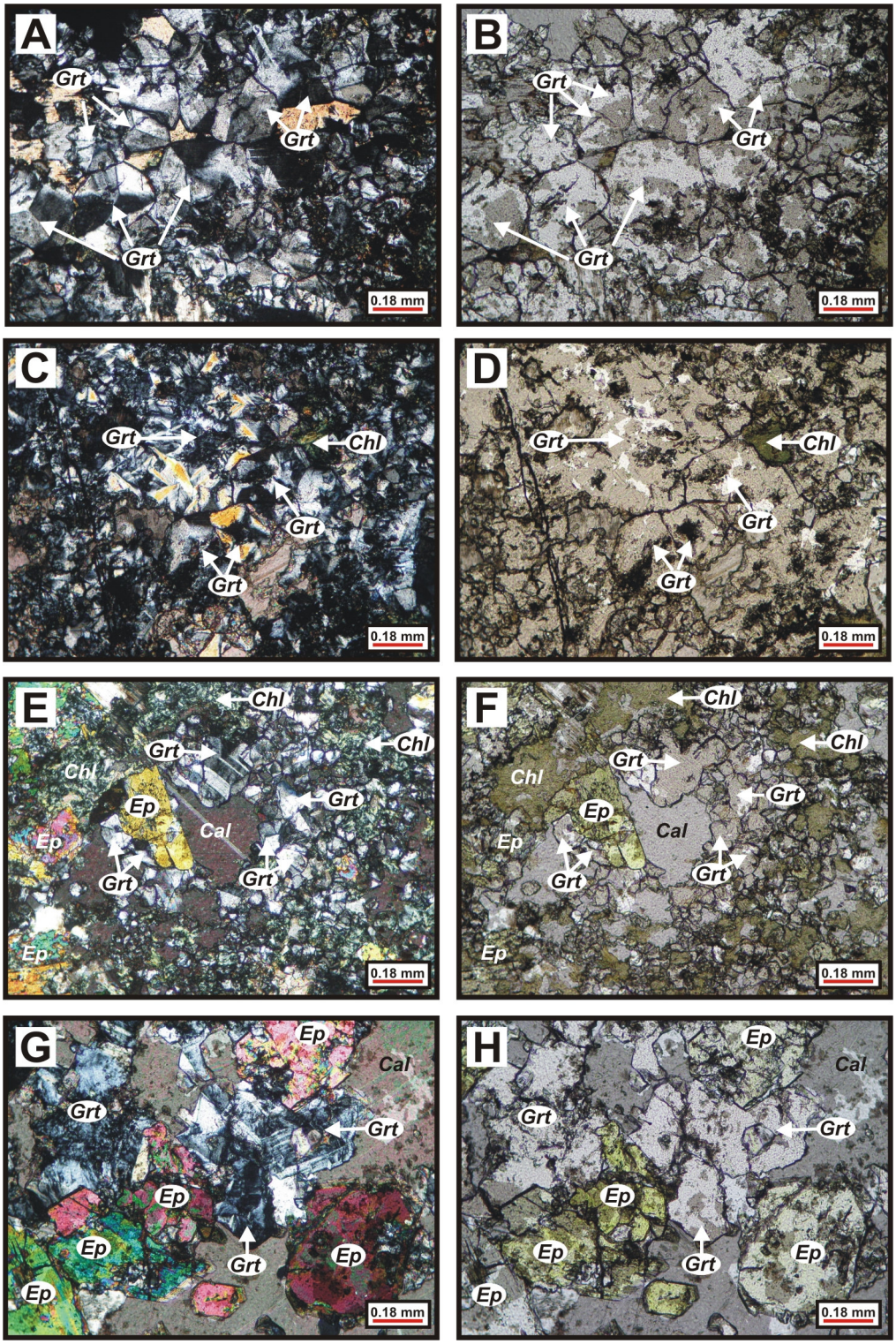
7.1.2.1 Kuvvetli Anizotrop Granat ($Grs_{30-47}Adr_{53-69}$)

Bu tip granatlar yaygın olarak optik zonlanma (sektör, konsantrik ve kompleks zonlanma desenleri) gösterirler (Şekil 7.3A-H). Mikroskobik incelemeler bunların rekristalize kalsitleri ornatarak oluştuğuna işaret etmektedir. Retrograt evrede epidot ve klorite dönüşmüşlerdir (Şekil 7.3 E-F-G-H). Özşekilli-özşekilsiz kristaller halinde bulunan anizotrop granatın kristal boyutu 80-150μ arasında değişir. Skarn ortamı gibi hidrotermal akışkan hareketine açık olan sistemlerde oluşan granatlar yaygın olarak zonlanma gösterebilirler (Yardley ve diğer., 1991). Bu zonlanma desenleri zonlu mineralin kristalleştiği hidrotermal sistemin fizikokimyasal evrimi hakkında bir açıklama getirmeye yardımcı olabilir. Kristal zonlanması için getirilen çeşitli açıklamalar şu şekildedir;

Jamtveit, Ragnarsdottır, ve Wood (1995) ise benzer şekilde zonlanmanın, Fe ve Al elementlerinin hidrotermal ortamdaki bileşik oluşturma davranışlarının farklı olmasından dolayı, grossular-andradit serisinin hidrotermal akışkanın sıcaklık, pH, oksijen fugasitesi ve tuzluluğundaki değişimlere karşı çok duyarlı olmasına dayandırır.

Jamtveit, Wogelius, ve Fraser (1993), zonlanmayı, grossular-andradit katı eriyik serisinin hidrotermal akışkanın bileşimindeki çok küçük değişimlere bile duyarlı olması ile ilişkilendirmiştir.

Shore ve Fowler (1996) minerallerdeki oscillatory zonlanma desenlerini a) katı eriyik serilerindeki minerallerin major bileşenlerindeki değişimler, b) iz elementler, c) safsızlıkların adsorbsiyonu, d) nokta hataları gibi sebeplerle ilişkilendirmiştir.



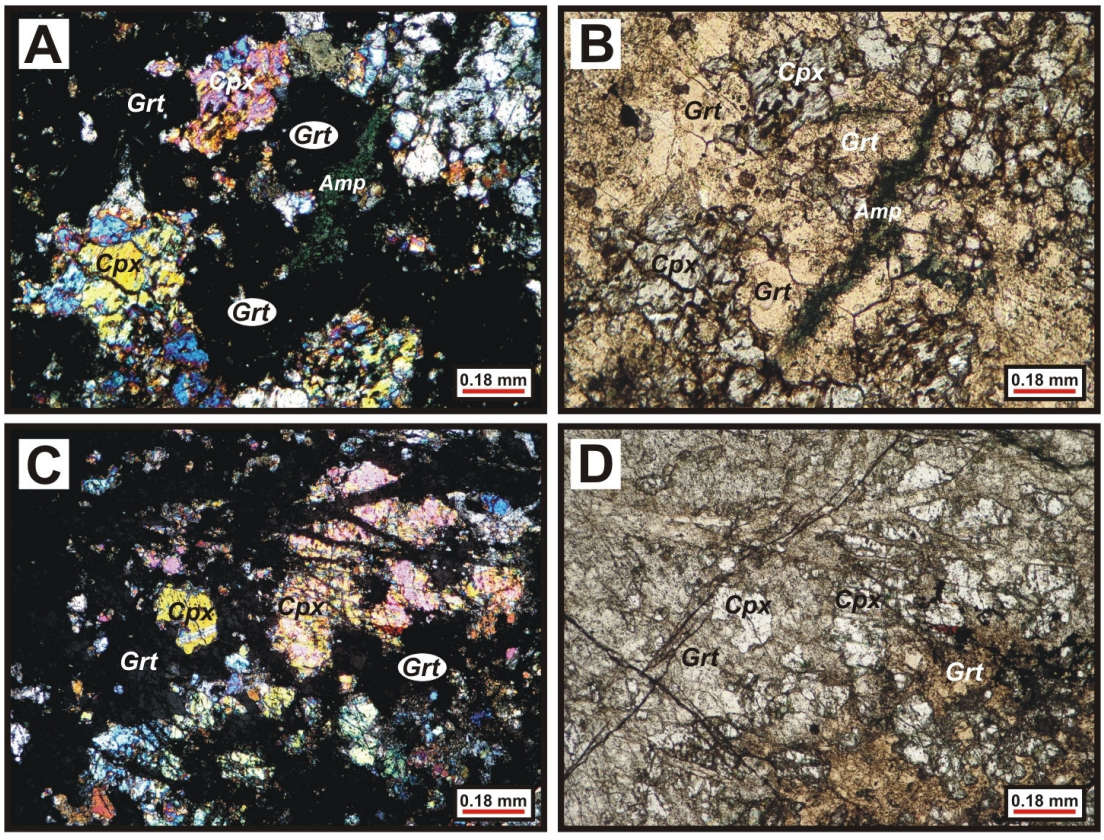
Şekil 7.3 A-B) Sektör zonlanma gösteren anizotrop granat (HN&PN). C-D) Karmaşık zonlanma deseni gösteren anizotrop granat (HN&PN). E-F) *Oscillatory* zonlanma göstereren özşekilsiz anizotrop granat (üst orta kısımdaki), daha küçük kristalli ve sektör zonlanmaya sahip granatlar. Şekilde granatlar retrograt evrede klorit ve epidota dönüşmüştür (HN&PN). G-H) Retrograt evrede epidot tarafından ornatılan anizotrop granat (HN&PN). (Cal: Kalsit Chl: Klorit, Ep: Epidot, Grt: Granat).

7.1.2.2 İzotrop Granat (Grs_{45-52} Adr_{45-53})

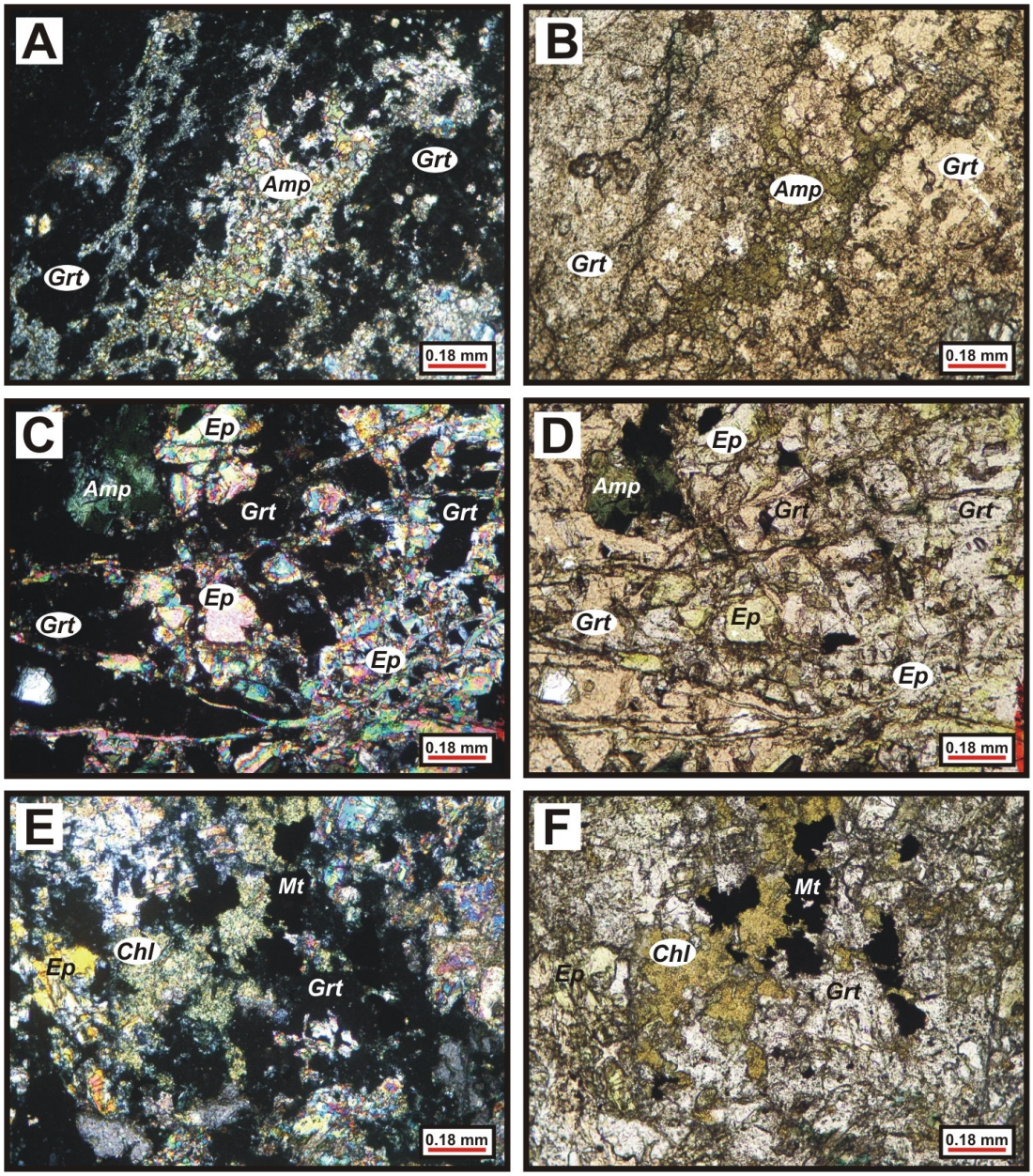
Özşekilli- özşekilsiz kristaller halinde bulunan izotrop granatın kristal boyutları 180-400 mμ arasında değişir (Şekil 7.4A-B). Genellikle piroksenin çevresini kuşatmış olarak bulunan bu tip granatlar pirokseni sıklıkla boşluk ya da çatlakları boyunca ornatmıştır (Şekil 7.4C-D). Mikroskobik ölçekte yer yer kırık ve boşluklarında manyetitin kristalleştiği gözlenmektedir. Retrograt evrede amfibol (Şekil 7.5A-B), epidot (Şekil 7.5C-D) ve klorite (Şekil 7.5E-F) dönüşmüştür. Oksijen fugasitesinin lokal olarak artış göstermesi epidot oluşumunda önemli bir rol oynamaktadır (Berman, Brown, ve Greenwood, 1985; Perkins, Brown, ve Berman, 1986). Granatın epidota dönüşümü aşağıdaki reaksiyon doğrultusunda gelişmiştir;

$$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12} + 5/4O_2 + HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH) + ½\ Fe_2O_3$$

Granat Epidot



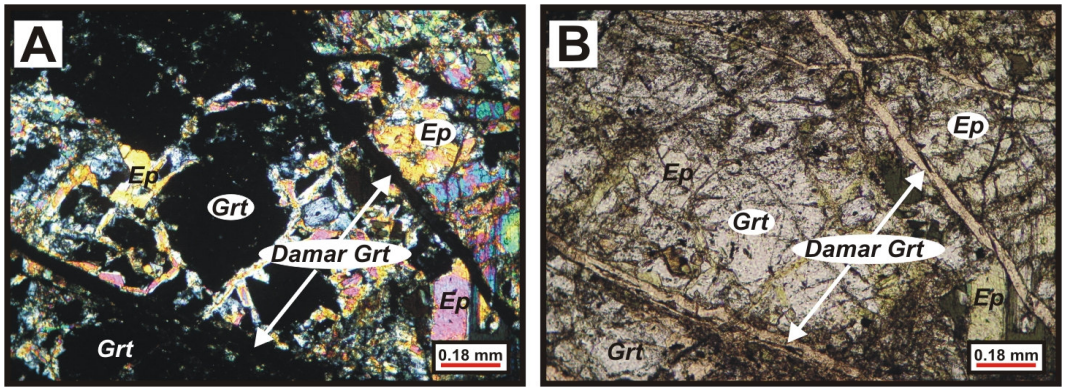
Şekil 7.4 A-B) Klinopiroksenlerin çevresini kuşatan özşekilli-yarı özşekilli izotrop granatlar (HN&PN). C-D) Klinopirokseni çatlağı boyunca kat eden özşekilsiz izotrop granat (HN&PN). (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Grt: Granat)



Şekil 7.5 A-B) Retrograt evrede amfibole dönüşen izotrop granatlar (HN&PN). C-D) Retrograt evrede epidota dönüşen izotrop granatlar (HN&PN). E-F) Retrograt evrede klorite dönüşen izotrop granatlar (HN&PN).

7.1.2.3 Damar Karakterli İzotrop Granat

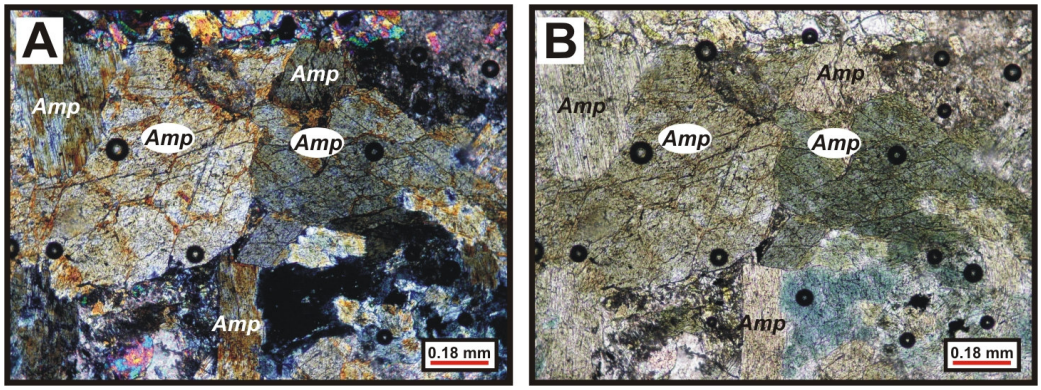
Bu tip granatlar izotrop granatı ve bunların alterasyon ürünü olan epidotları ince damarcıklar şeklinde kat etmektedir (Şekil 7.6A-B). Epidot kristallerini kat etmeleri bunların retrograt evre ile ilişkili olduğunu ve diğer iki tip granattan daha düşük sıcaklıkta oluştuğuna işaret eder.



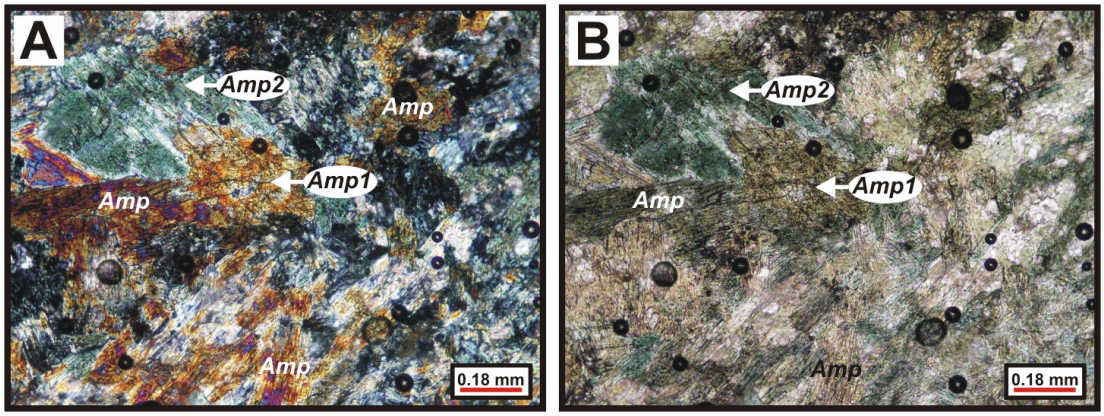
Şekil 7.6 A-B) Prograt evreye ait izotrop granatı ve bunların retrograt evredeki alterasyon ürünü olan epidotları kat eden damar karakterli izotrop granatlar (HN&PN). (Ep: Epidot, Grt:Granat).

7.1.3 Amfibol

Amfibol, hem prograt hem de retrograt evrede gözlenen bir mineraldir. Prograt evreye ait kristalleri özşekilli-yarı özşekilli olup kristal boyutları 150-400µ arasında değişir (Şekil 7.7). Prograt evreye ait amfibol kenarlarından itibaren amfibol serisine dahil olan ikincil bir minerale dönüşmüştür (Şekil 7.8). Retrograt evreye ait amfiboller ise piroksen ve granatın çatlak ve boşluklarını doldurmuş olarak gözlenir.



Şekil 7.7 A-B) Prograt evreye ait özşekilli-yarı özşekilli amfibol kristalleri (HN&PN).



Şekil 7.8 A-B) Amfibolün (Amp1) kenarlarından itibaren ikincil amfibole (Amp2) dönüşümü (HN&PN).

7.1.4 Epidot

Epidot, retrograt evrenin en yaygın gözlenen mineralidir. Granatın alterasyon ürünü olarak bulunan epidotların yanı sıra, kalsit ile metasomatik akışkanın düşük sıcaklıkta etkileşimi sonucu oluşan epidot kristalleri de mevcuttur (Şekil 7.9A-B).

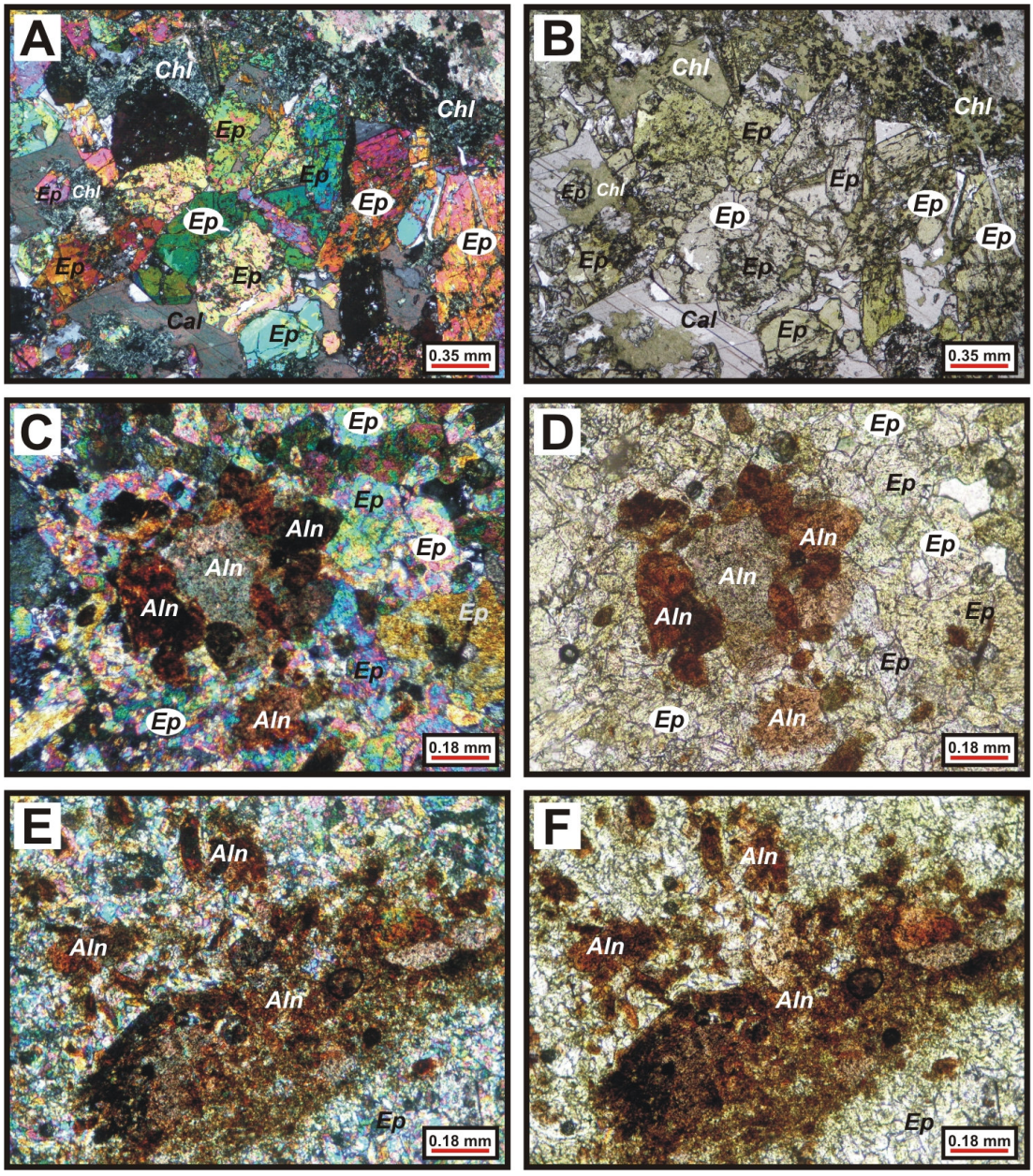
$$4CaCO_3 + 2Al_2O_3 + Fe_2O_3 + SiO_2 + H_2O \rightarrow 2Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH) + 4CO_2$$

Kalsit — Epidot

Bunlar, boyutları 250-700µm arasında değişen özşekilli-yarı özşekilli kristallerdir. Plütona nispeten yakın olan kesimlerde, özşekilli epidotlardan oluşan topluluk, zonlanma gösteren uzunluğu ortalama 1mm olan çubuksu epidot kristalleri tarafından kat edilmiştir. Epidot kristalinde gözlenen bu zonlanma, yüksek olasılıkla merkez ve kenar zonlarındaki Fe içeriğinin değişiminden kaynaklanmaktadır.

Plütondan nispeten uzaktaki baskın olarak epidot içeren skarn zonunda epidot kristalleri daha küçük boyutlu, özşekilli-yarı özşekilli kristaller halinde bulunur ve yapısına nadir toprak elementlerinin girmesi ile yaygın olarak allanit mineraline dönüşmüştür (Şekil 7.9C-D-E-F). Metasomatik işlevle oluşan allanitlerin oluşumunda oksijen fugasitesi önemli bir faktördür (Giere ve Sorensen, 2004). Epidotun allanite dönüşümü oksidasyon koşullarında düşüş olmasını gerektirir. Allanit makroskobik olarak, yeşil renkli epidotların içinde koyu kahve renkli olarak

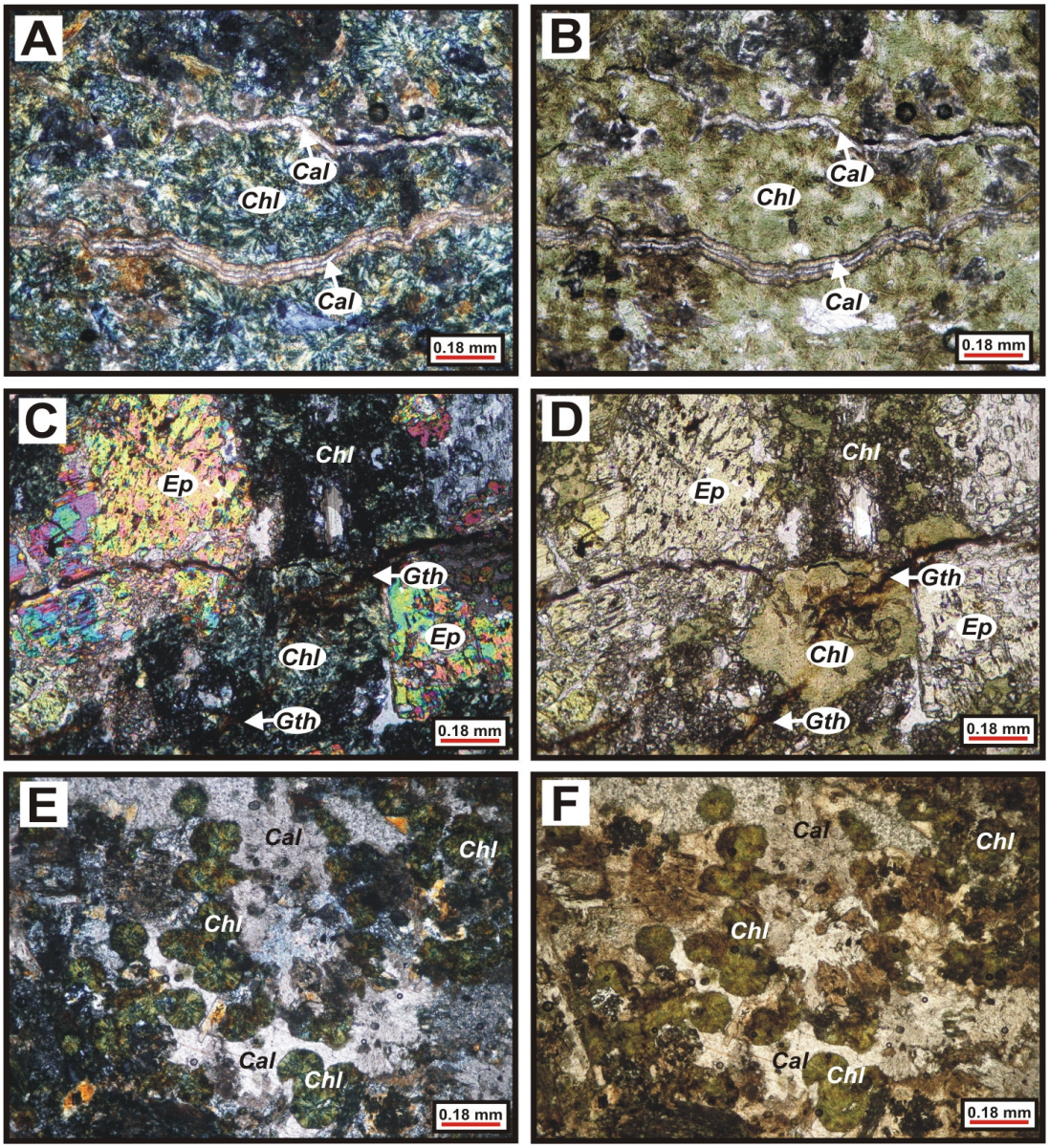
gözlenir. Allanit, epidot grubu içinde Fe^{+2}`yi esas bileşen olarak içeren tek üyedir. Bölgede epidotlardan dönüşen allanitlerin oluşumu, epidottaki $Fe^{+3}$`ün yerini Fe^{+2}`nin, Ca iyonu yerine ise nadir toprak elementlerinin geçmesi ile gerçekleşir (Deer, Howie, ve Zussman, 1966). Epidotlar sıklıkla klorite altere olmakla beraber, kristallerinin arası yer yer klorit ve kuvars tarafından doldurulmuştur.



Şekil 7.9 A-B) Kalsit kristallerinin metasomatik akışkan ile etkileşimi sonucu oluşan yarı özşekilli - özşekilsiz ve yer yer klorite altere olan epidotlar (HN & PN). C-D-E-F) Allanite dönüşen epidotlar (C-E HN & D-F PN). (Aln: Allanit, Chl: Klorit, Ep. Epidot)

7.1.5 Klorit

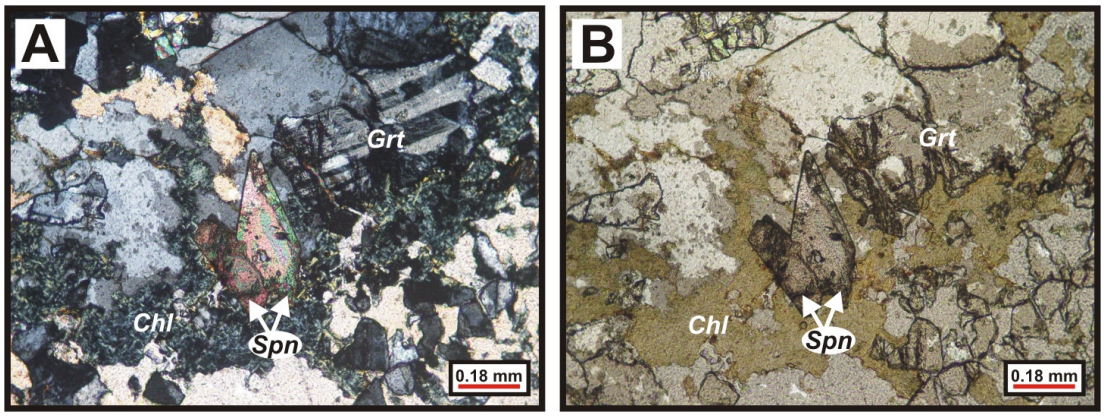
Klorit; piroksen, granat ve epidotun retrograt evredeki alterasyon ürünüdür. Kloritler yer yer karbonat grubu mineralleri (Şekil 7.10A-B) ve süperjen evrede gelişen götit damarcıkları tarafından kat edilmektedir (Şekil 7.10C-D). Bunun yanı sıra skarnın içindeki kalsit kalıntıları içindeki boşluklarda özşekilli kristallerini gözlemek mümkündür (Şekil 7.10 E-F).



Şekil 7.10 A-B) Retrograt evreye ait kloritleri kesen kalsit damarları (HN & PN). C-D) Kloritin götite dönüşümü (HN & PN). E-F) Protolit içinde özşekilli kloritler (HN & PN).(Cal:Kalsit; Chl:Klorit; Ep:Epidot; Gth:Götit).

7.1.6 Sfen (Titanit)

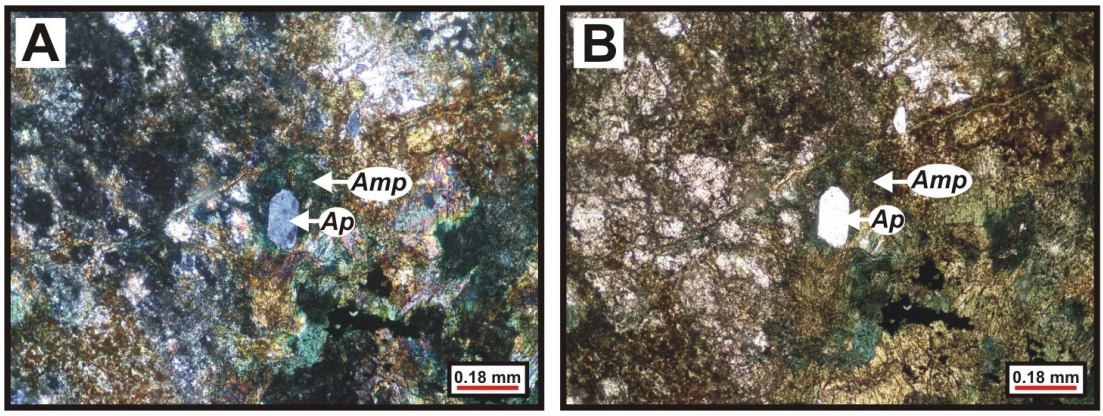
Prograt evrede kristalleşmiş olan ve nadir olarak gözlenen sfen minerali plütona yakın kesimlerde nispeten boyutları 150-200µ arasında değişen özşekilli-yarı özşekilli kristaller halinde bulunurken (Şekil 7.11), plüton yüzleğinden uzaktaki baskın olarak epidot içeren skarn zonunda daha iri kristallere sahiptir. Bu zon içinde muhtemelen retrograt evre ile ilişkili olarak kristalleşmiş olup nadiren allanit inklüzyonları içermektedir.



Şekil 7.11 Özşekilli- yarı özşekilli sfen kristalleri (HN & PN). (Chl: Klorit, Grt: Granat, Spn: Sfen)

7.1.7 Apatit

Nadir olarak gözlenen apatit, genellikle piroksen ve amfibolün boşluklarında oluşmuş özşekilli–yarı özşekilli kristaller şeklinde bulunur (Şekil 7.12).



Şekil 7.12 Özşekilli apatit kristali (HN & PN). (Amp: Amfibol, Ap: Apatit).

7.2 Karaağıl Bölgesi Fe Skarnının Mineralojisi

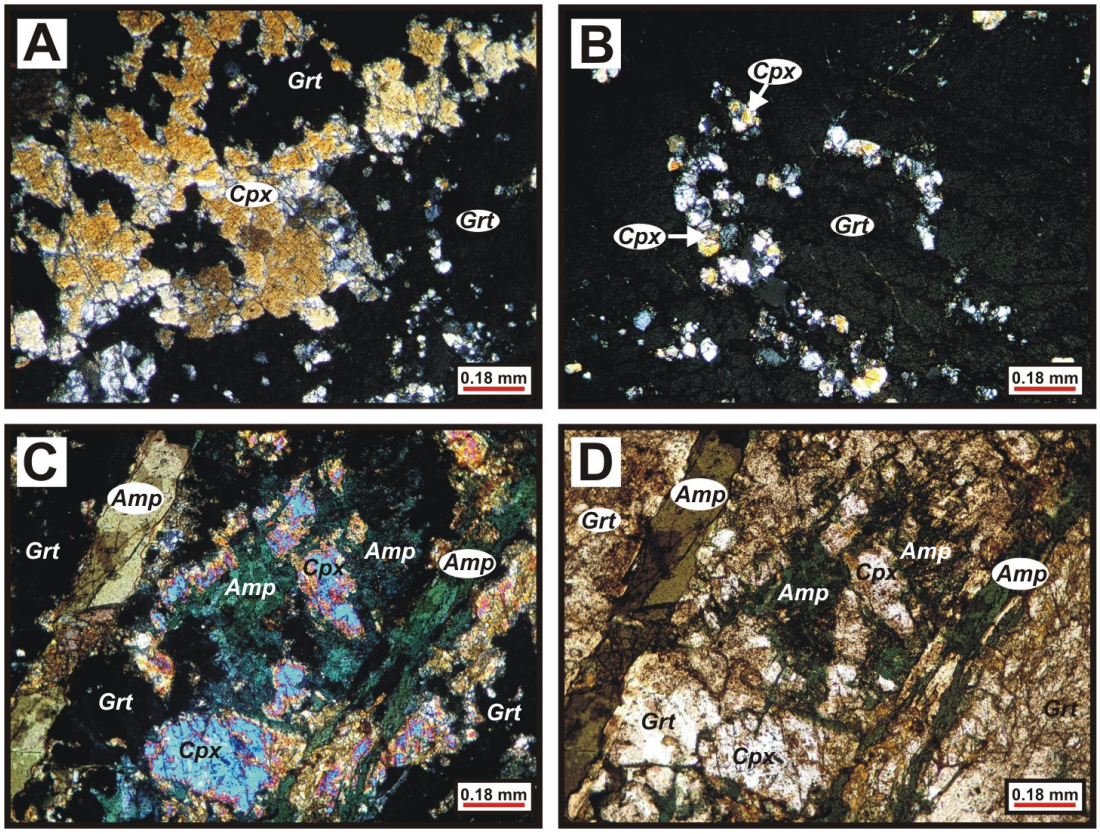
Karaağıl bölgesinde konak kayanın kimyasındaki farklılık magnezyum ve kalsiyumlu olmak üzere iki farklı skarn parajenezinin oluşumunu sonuçlamıştır.

7.2.1 Kalsiyum Skarn

Bölgedeki skarnlaşmada prograt evre granat, piroksen ve plajiyoklas ile karakterize olurken, amfibol ± klorit retrograt evredeki baskın minerallerdir. Sfen ve apatit parajenezde nadir olarak bulunur.

7.2.1.1 Klinopiroksen

Parajenezde özşekilsiz olarak bulunan klinopiroksenlerin ($Di_{81-92}Hd_{7-19}$) kristal boyutları 60-800μ arasında değişir ve el örneklerinde açık yeşil renktedir. Yüksek miktarda diopsit uç üyesi içermeleri rekristalize kireçtaşının magnezyumca zengin kısımları ile ilişkili olduklarını yansıtabilir. Çevresi genellikle granat tarafından kuşatılmış olarak bulunan klinopiroksen (Şekil 7.13A) yer yer granat içinde çok küçük boyutlu kalıntı kristaller şeklinde de gözlenmektedir (Şekil 7.13B). Retrograt evrede yaygın olarak amfibole dönüşmekle birlikte bu dönüşüm zaman zaman kırık ve çatlaklar boyunca olmuştur (Şekil 7.13C-D). İri kristalli amfibollerin içinde özşekilsiz kalıntı kristallerine rastlamak mümkündür.

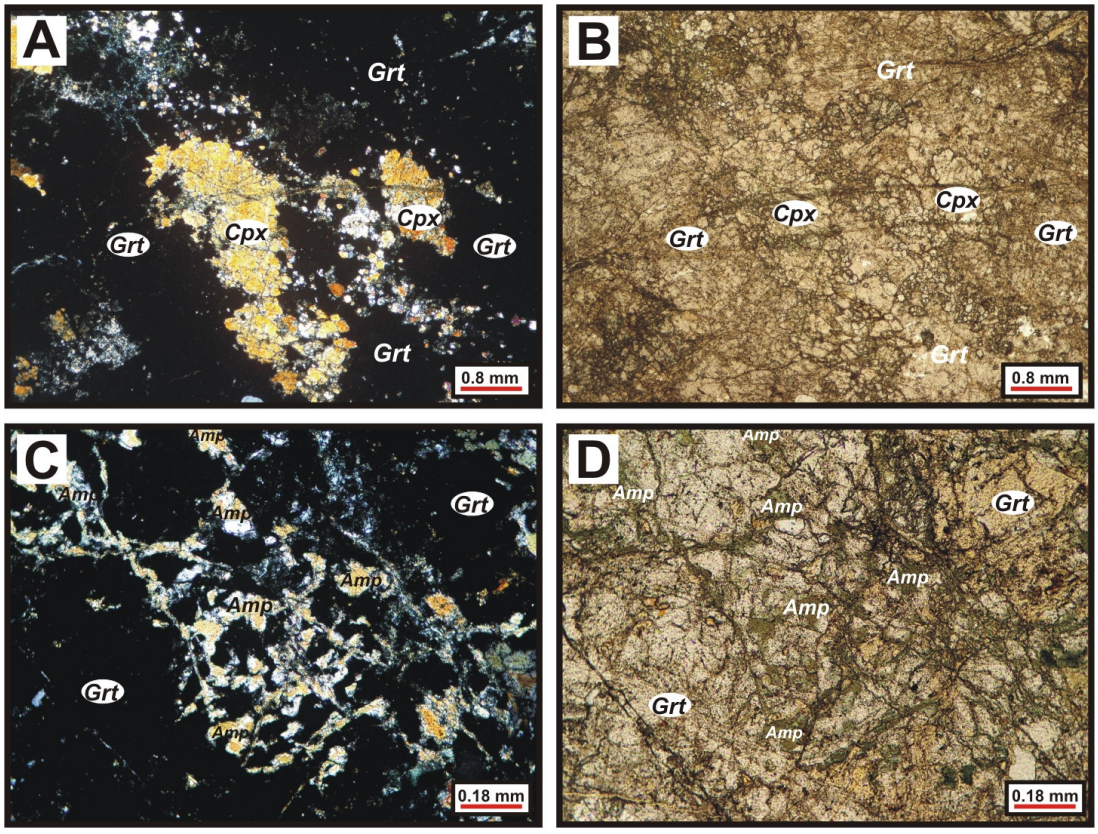


Şekil 7.13 A) Çevresi granat tarafından kuşatılmış olan özşekilsiz klinopiroksenler (HN). B) Granatın içinde küçük kristalli kalıntı klinopiroksenler (HN). C-D) Klinopiroksen ve granatı kat eden ve ornatan amfibol damarcıkları (HN & PN).

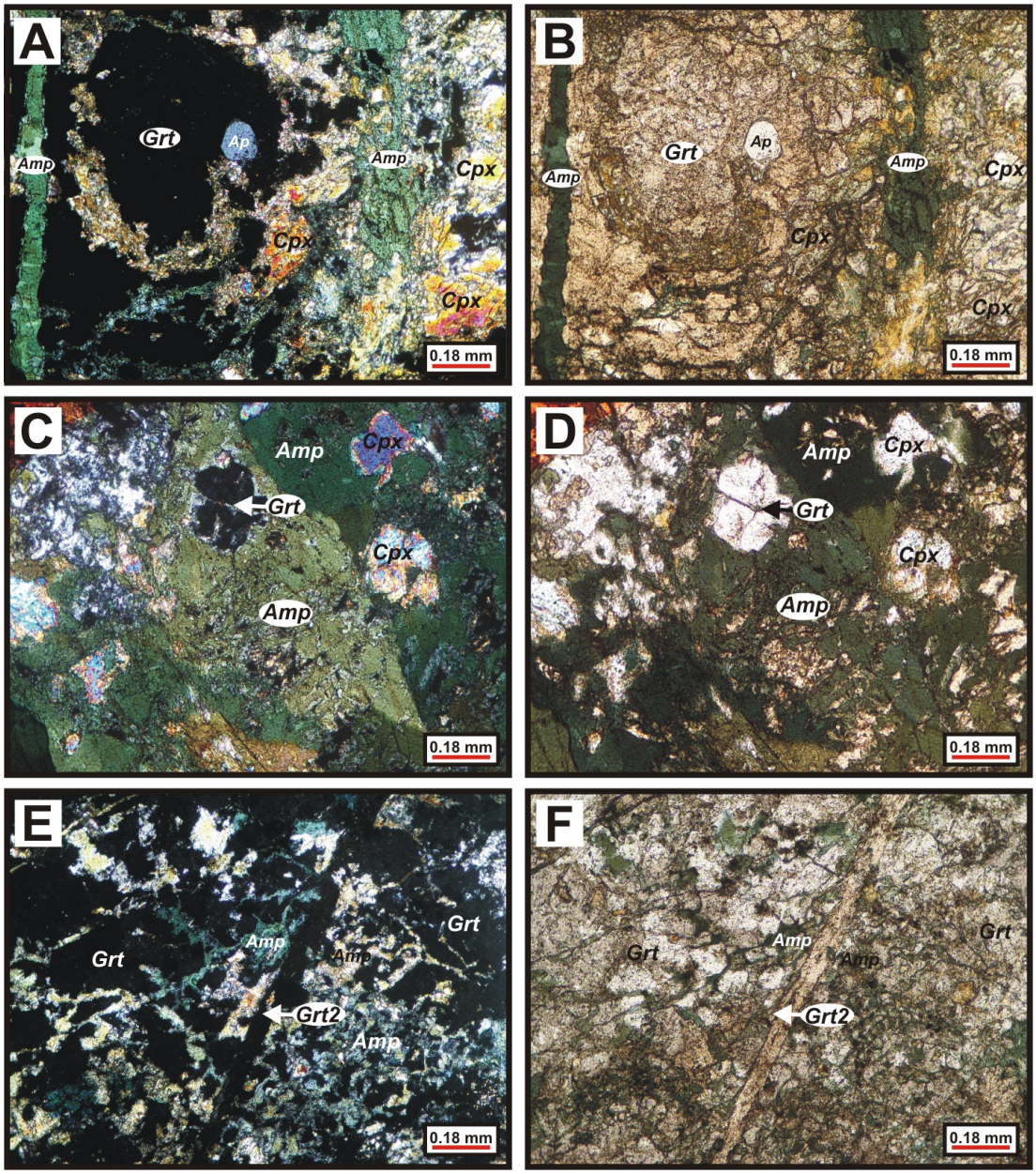
7.2.1.2 Granat

Kristal boyutları 150-900 mμ arasında değişen yarıözşekilli–özşeklisiz granatlar ($Grs_{36-80}Adr_{20-62}$) optik olarak izotrop karakterde olup genellikle klinopiroksenin etrafını kuşatmış olarak bulunur (Şekil 7.14A-B). Grossular uç üyesi bakımından zengin olan kristallerin olasılıkla konak kayanın killi düzeylerinin termal metamorfizması sonucu oluşan hornfels kayalarını ornatarak oluştuğu düşünülebilir. Granattaki %80`e kadar ulaşan grossular uç üye bileşimi, oksidasyon koşullarının yüksek olması beklenen skarn tipi manyetit yatakları için sık rastlanan bir değer değildir. Jamtweit ve diğer. (1993), alüminyumun hidrotermal sistemlerdeki hareketinin çok yavaş olduğunu ve granattaki alüminyum zenginleşmesinin konak kayanın alüminyum içeriği ile ilişkili olabileceğini açıklamaktadır. Beddoe, Stephens, Shepherd, Bowles, ve Brook (1987) ise benzer şekilde granat bileşiminin, özellikle mobilitesi az olan elementler söz konusu olduğunda, yataktaki diğer

koşul/faktörlere ek olarak konak kaya kimyasına da bağlı olduğunu açıklamaktadır. Karaağıl skarn zonundaki granat pembemsi-kahverengidir. Retrograt evrede yaygın olarak, kırık ve çatlak ağları boyunca amfibole (demirçermakit) dönüşmüştür (Şekil 7.14C-D; 7.15A-B). Bunun yanı sıra iri kristalli amfibollerin içinde kalıntı kristaller şeklinde de bulunabilir (Şekil 7.15C-D). Bu özşekilsiz kalıntı granatın ortalama bileşimi $Grs_{40}Adr_{56}$'dır. İnce kesit incelemelerinde, izotrop granat ve alterasyonu sonucu oluşan amfibollerin kırıklar boyunca ikincil granatlar tarafından kat edildiği belirlenmiştir (Şekil 7.15E-F). Bu kırıklar boyunca yerleşen granat olasılıkla retrograt evre ile ilişkilidir. Granat, retrograt evrede çok küçük boşluklarından itibaren az miktarda klorite dönüşmüştür.



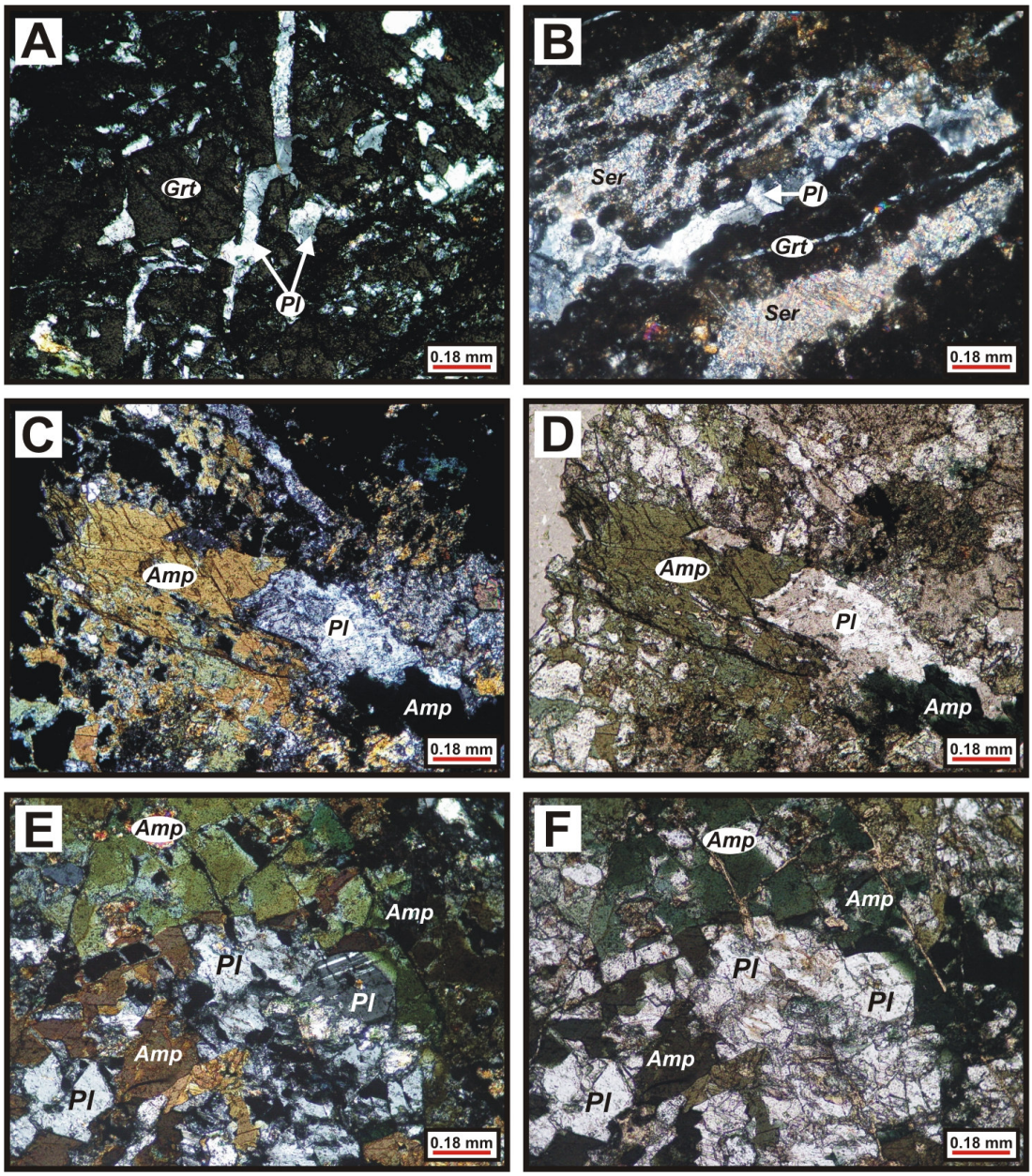
Şekil 7.14 A-B) Klinopiroksenlerin etrafını kuşatmış olan izotrop granatlar (HN & PN). C-D) Granatın kırık ve çatlak ağı boyunca amfibole dönüşümü (HN & PN). (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Grt: Granat).



Şekil 7.15 A-B) Kırık ve çatlaklar boyunca amfibol tarafından retrograt evrede kat edilen/ornatılan granat ve klinopiroksen (HN & PN). C-D) Retrograt evreye ait iri kristalli amfiboller içinde (demirçermakit) kalıntı granat ($Grs_{40}Adr_{56}$) ve piroksen minerali (HN&PN). E-F) Granatı ve dönüşüm ürünü amfibolleri kat eden damar karakterli granat (HN & PN).

7.2.1.3 Plajiyoklas

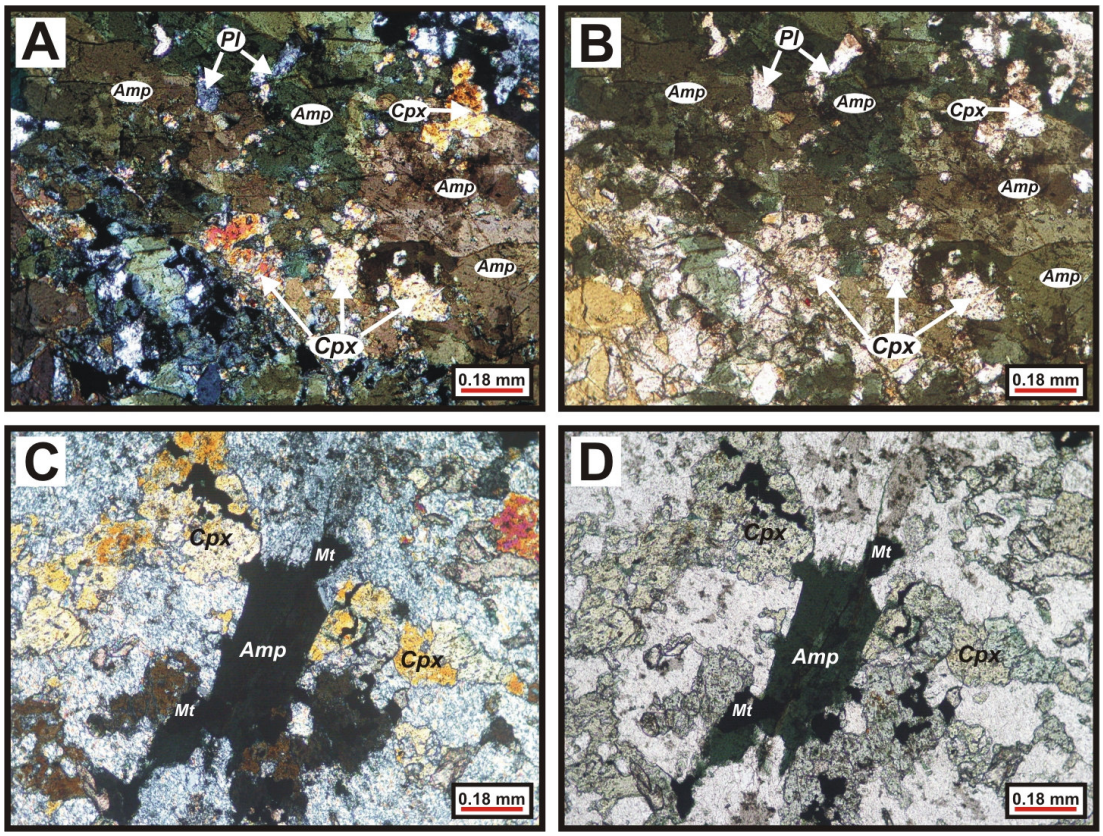
Genellikle granat kristallerinin arasında bulunan plajiyoklaslar muhtemelen konak kayanın kil miktarı nispeten yüksek olan düzeylerinin metasomatizması sonucu kristalleşmiştir (Şekil 7.16A-B). Retrograt evrede yaygın olarak amfibole dönüştüğü gözlenir (Şekil 7.16C-D-E-F) .



Şekil 7.16 A-B) Granat kristallerinin arasında plajiyoklas oluşumları (HN). C-D-E-F) Retrograt evrede amfibole dönüşen plajiyoklaslar (C-E: HN; D-F: PN). (Amp:Amfibol; Grt:Granat; Pl:Plajiyokas; Ser: Serizit).

7.2.1.4 Amfibol

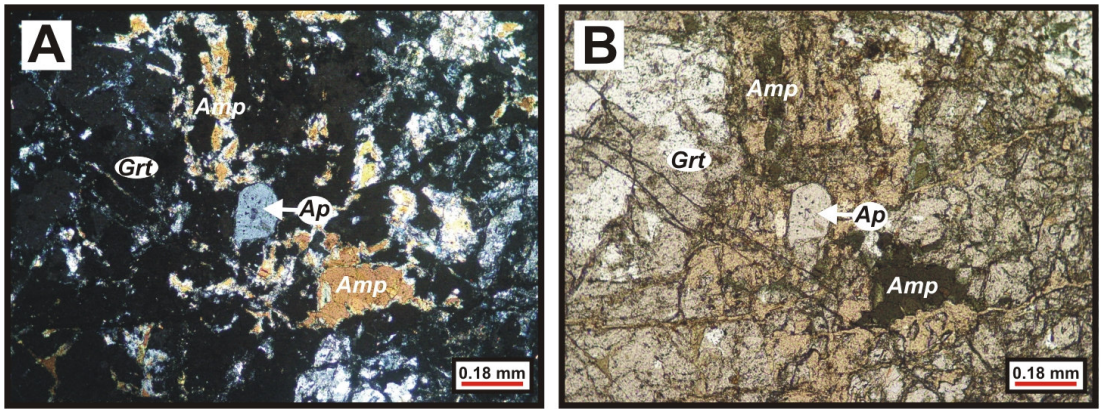
Prograt evreye ait klinopiroksen, granat ve plajiyoklas minerallerinin, retrograt evredeki alterasyon ürünü olan amfibol, iri kristalli özşekilli-yarı özşekilli kristaller ya da kırık/çatlak ağı dolgusu şeklinde bulunur. İri kristalli amfibollerin içinde kalıntı klinopiroksen, granat ve plajiyoklas yer yer korunmuştur (Şekil 7.17A-B). Amfibol nadir olarak manyetit kristalinin psödomorfik ornatımı ile oluşmuştur. Bu şekilde oluşmuş amfibollerin kristal kenarlarında kalıntı manyetitler gözlenebilmektedir (Şekil 7.17C-D).



Şekil 7.17 A-B) Nispeten iri kristalli amfiboller ve içlerinde klinopiroksen ve plajiyoklas kalıntıları (HN & PN). C-D) Manyetit kristalini ornatan amfibol ve çevresinde kalıntı manyetitler (HN & PN). (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Mt: Manyetit, Pl: Plajiyoklas)

7.2.1.5 Apatit

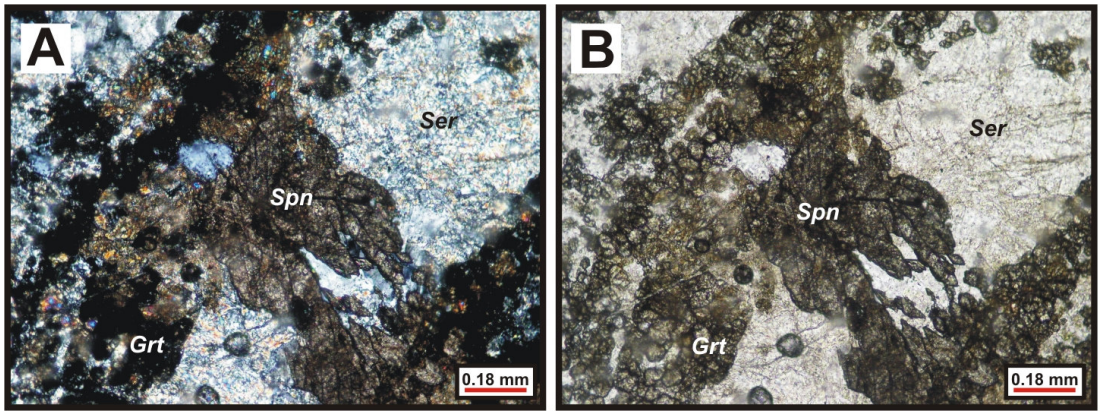
Parajenezde çok nadir olarak gözlenen apatit, yarı özşekilli bir formda bulunmaktadır (Şekil 7.18).



Şekil 7.18 A-B) Nadir olarak bulunan yarı-özşekilli apatit kristali (HN & PN). (Amp:Amfibol, Ap:Apatit, Grt: Granat).

7.2.1.6 Sfen

Parajenezde nadir olarak bulunan sfen yarı özşekilli-özşekilsiz formda ve iri kristalli olarak bulunmaktadır (Şekil 7.19).



Şekil 7.19 A-B) Özşekilsiz sfen kristalleri ve plajiyoklasdan altere olan serizitler (HN & PN). (Ser: Serizit, Spn: Sfen, Grt: Granat).

7.2.2 Magnezyumlu Skarn

Bölgedeki skarnlaşma, Arıkaya Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşının Fe cevherinin kaynağı olarak düşünülen hidrotermal akışkan ile etkileşimi sonucunda oluşmuştur. Magnezyen skarn, prograt evreye ait spinel, olivin, amfibol; retrograt evreye ait serpantin, talk ve kloritten oluşan tipik magnezyumlu mineral parajenezine sahiptir. Ortamda süregelen oksidasyon koşulları altında, magnezyumlu skarn mineralleri katı eriyik serilerine demir iyonunu almaya eğilimli olmadıklarından, hidrotermal akışkan ile gelen demir, skarn minerallerinin yapısına girmek yerine manyetit cevherini oluşturmaya eğilimlidir (Korzhinski, 1955). Skarn parajenezindeki yüksek magnezyum miktarı, skarnın ilişkili olduğu plütondan çok büyük ölçüde dolomitik yan kayanın fonksiyonudur.

7.2.2.1 Spinel

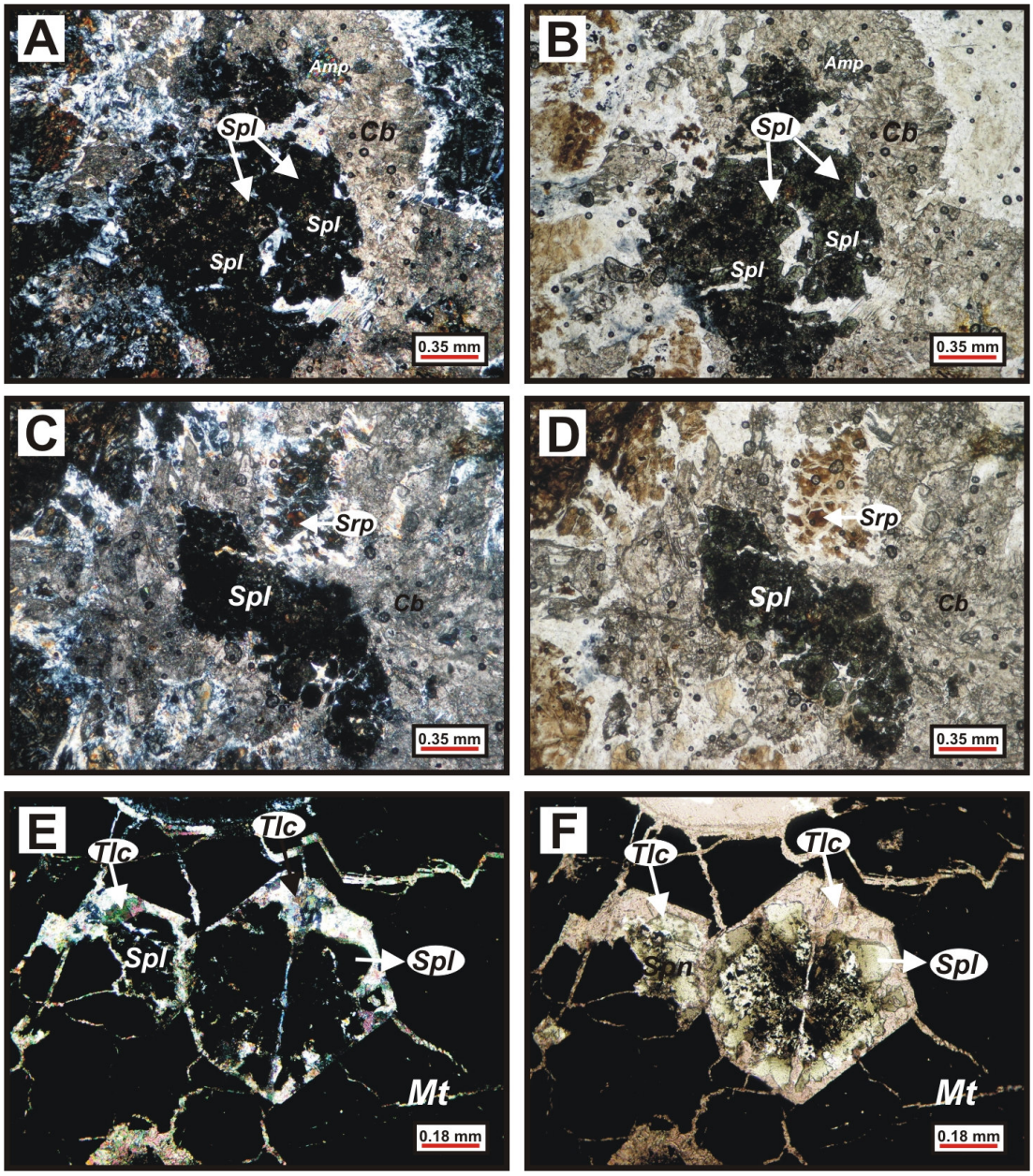
Özşekilli (kübik)–özşekilsiz (yuvarlak) kristaller halinde bulunan spinelin boyutu 150-450μ arasında değişmektedir (Şekil 7.20A-B-C-D). Özşekilli spinel yer yer manyetit tarafından kuşatılmış olarak bulunmaktadır. Dolomitik konak kayanın metasomatik akışkan ile etkileşimi sonucu oluşan Mg-Al spineller ile beraber bir miktar karbonat mineralleri de (kalsit) açığa çıkmıştır. Dolomitten spinel oluşumu olasılıkla şu reaksiyon tarafından kontrol edilmiştir:

$$\underset{\text{Dolomit}}{2CaMg(CO_3)_2} + 2Al_2O_3 \rightarrow \underset{\text{Spinel}}{2MgAl_2O_4} + \underset{\text{Kalsit}}{2CaCO_3} + 3O_{2(gaz)}$$

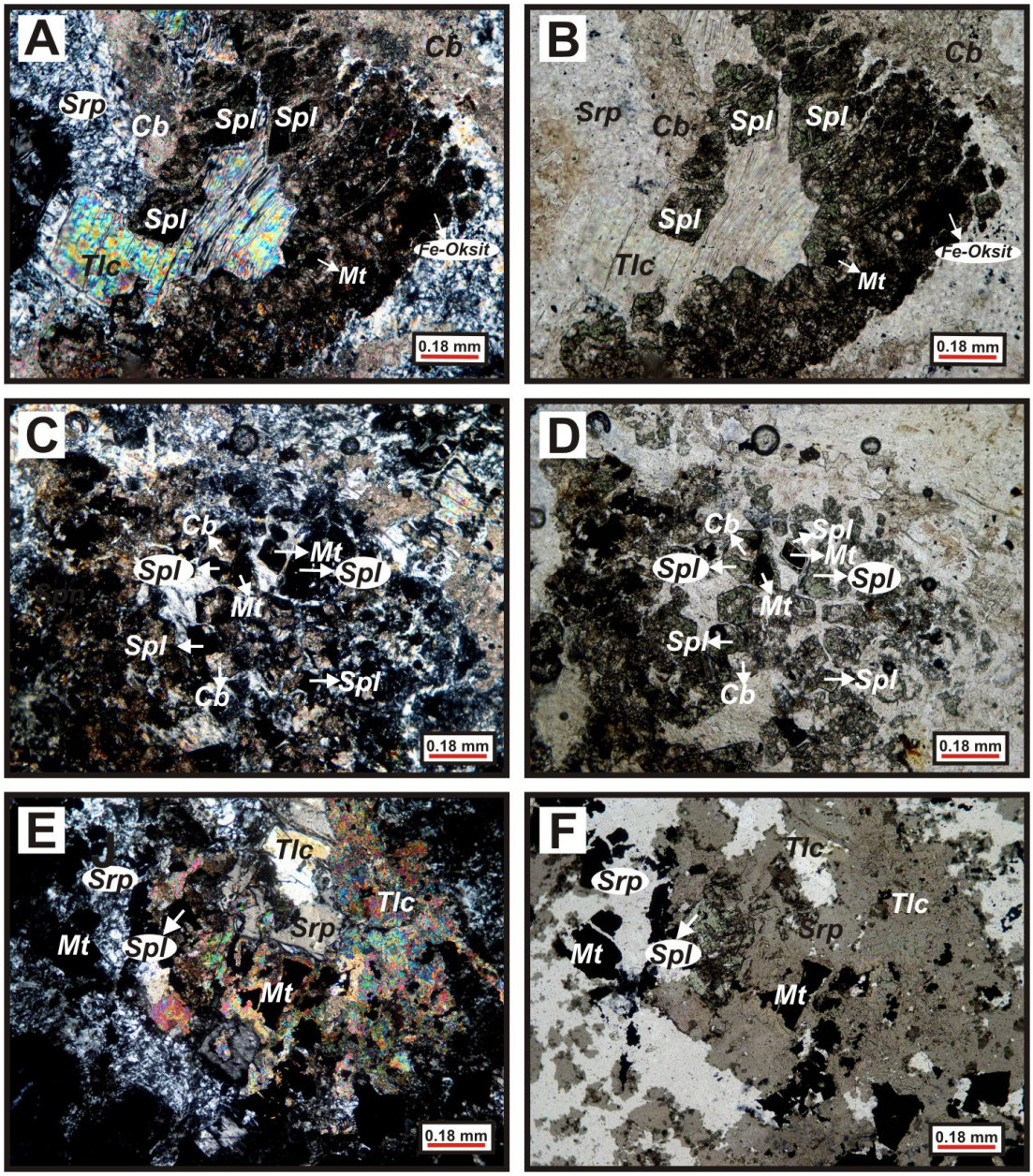
Spinel, retrograt evrede talka dönüşmesinin yanı sıra (Şekil 7.20E-F), yer yer kırık ve boşlukları karbonat mineralleri ve Fe-oksitler tarafından doldurulmuştur (Şekil 7.21A-B-C-D). Yer yer talkların içinde özşekilsiz ve altere olmuş kalıntı kristaller şeklinde bulunur (Şekil 7.21E-F). Spinelin talk minerallerine altere oluşu olasılıkla aşağıdaki reaksiyona bağlı olarak gerçekleşmiştir. Reaksiyondan da anlaşılacağı gibi spinelin daha düşük sıcaklıkta talka dönüşümü için, muhtemelen metasomatik akışkan tarafından silisyum gelimi olmalı ve dönüşüm sonucunda talkın yanı sıra bir miktar aluminyum açığa çıkmalıdır.

$MgAl_2O_4 + Mg_2O_3 + SiO_2 + 2H_2O \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_4 + Al_2O_{3\,(aq)}$

Spinel Talk



Şekil 7.20 A-B) Özşekilli –yarı özşekilli izotrop spinel kristalleri (HL&PL). C-D) Çoğunluğu özşekilsiz Mg-Al spinellerden oluşmuş spinel kümesi; sol alt kısımda özşekli korunmuş spinel bulunmaktadır (HL&PL). E-F) Başlangıçta özşekilli olarak kristalleşmiş fakat retrograt evrede kenarlarından itibaren talka dönüşmüş olan spinel kristali. (Sağdaki spinel merkezinden itibaren ince kristalli Fe-oksit tarafından ornatılmıştır) (HL&PL). (Mt: Manyetit, Spl: Spinel, Tlc: Talk)

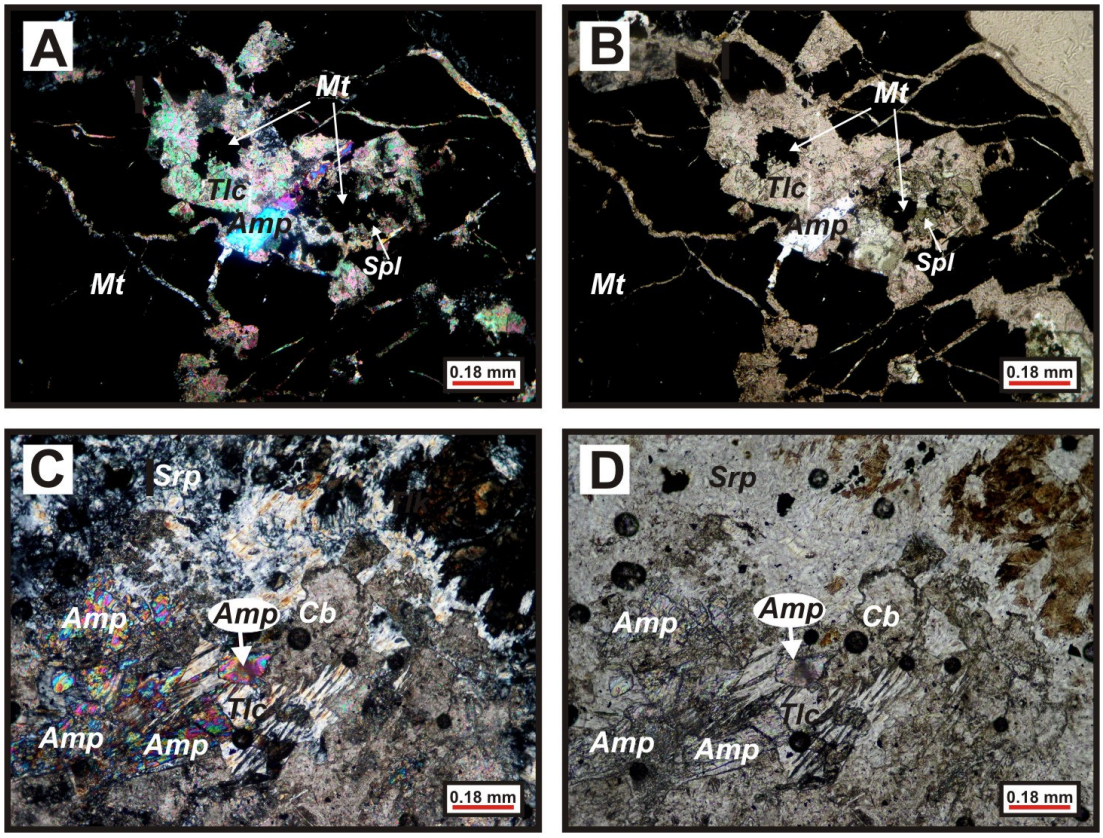


Şekil 7.21 A-B) Spinelin kırık ve boşluklarını kenarlarından itibaren karbonat mineralinin doldurması. Aradaki talklar serpantinden altere olmuştur. (HL&PL). C-D) Spinellerin boşluklarına dolan ve yer yer ornatan karbonat mineralleri ve manyetit. (HL&PL). E-F) Talkların içinde kalıntı özşekilsiz spinel (HL&PL). (Cb: Karbonat grubu mineral, Srp:Serpantin, Spl: Spinel, Tlc: Talk)

7.2.2.2 Amfibol

Parajenezde nadiren gözlenen özşekilli-özşekilsiz amfibollerin kristal boyut 150-360µm arasında değişmektedir (Şekil 7.22A-B). Amfibol retrograt evrede kenarlarından itibaren talka dönüşmüş ve bu dönüşüm sonucunda karbonat

mineralleri açığa çıkmıştır (Şekil 7.22C-D). Amfibol yer yer karbonat mineralleri tarafından ornatılmaktadır.



Şekil 7.22 A-B) Çubuksu amfibol kristali (HL&PL). C-D) Yarı özşekilli-özşekilsiz amfibol kristalleri ve aralarında dönüşüm ürünü talk ve karbonat. Karbonat yer yer amfibolü ornatmaktadır (HL&PL). (Amp: Amfibol , Cb: Karbonat , Spl: Spinel , Srp: Serpantin , Tlc: Talk).

7.2.2.3 Serpantin

Genellikle sarımsı yeşil renkteki serpantinin, aplit kontağından uzaklaştıkça yer yer açık gri bir renk aldığı gözlenmiştir. Serpantin yaygın olarak *elek dokusu (mesh texture)* (Şekil 7.23A-B-C-D) ve nadiren *kum saati dokusu (hour glass texture)* gösterir (Şekil 7.23E-F). Elek dokusu göstermeleri prograt evrede oluşan ilksel minerallerinin olivin olduğuna işaret eder. Yani serpantin olasılıkla kalıntı mineraline rastlanmayan olivinin retrograt evredeki düşük sıcaklık alterasyon ürünüdür. Dolomitik yan kayadan olivin, olivinden serpantin oluşumunu denetleyen reaksiyonlar şu şekildedir:

$2CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 \rightarrow Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + 2CO_2$
Dolomit Olivin Kalsit

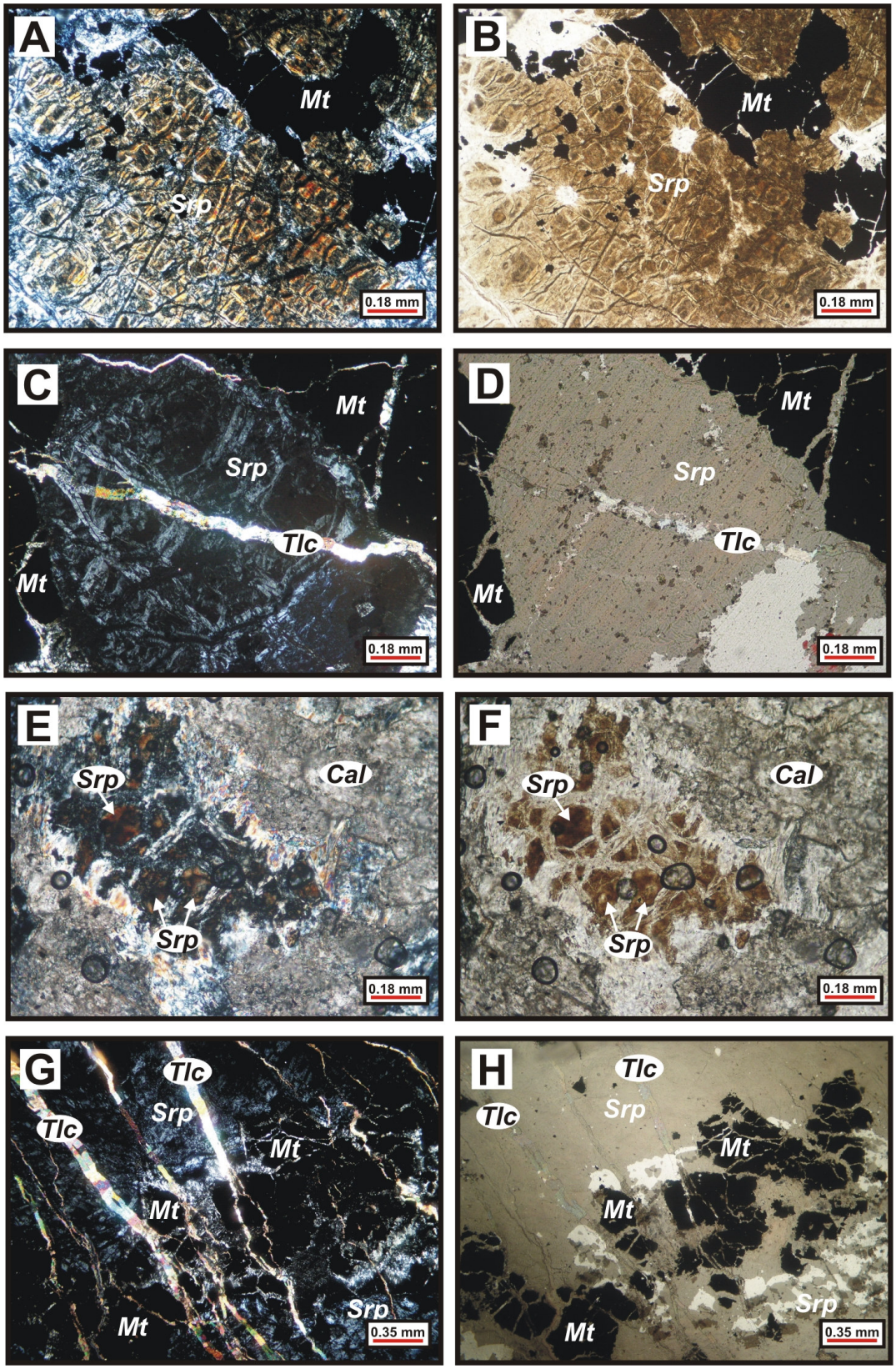
$3MgSiO_4 + H_2O + SiO_2 \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
Olivin Serpantin

Elek dokusu ve kum saati yapısının yanısıra özellikle aplit kontağından uzaklaştıkça levhamsı ve damar karakterli serpantin kristallerine de rastlanır. Krizotil damarları yer yer manyetit cevherini (Şekil 7.24A-B) ve daha erken oluşmuş serpantin minerallerini çatlaklar boyunca kat etmektedir. Serpantin kırık ve kenarları boyunca talk (Şekil 7.23G-H; Şekil 7.24C-D) ve klorite (Şekil 7.24E-F) dönüşmüştür. Serpantinin talka dönüşümü aşağıdaki reaksiyonun kontrolünde gelişmiştir ve buna göre talka dönüşüm hidrotermal akışkan ile bir miktar silisyum gelimini gerektirmektedir.

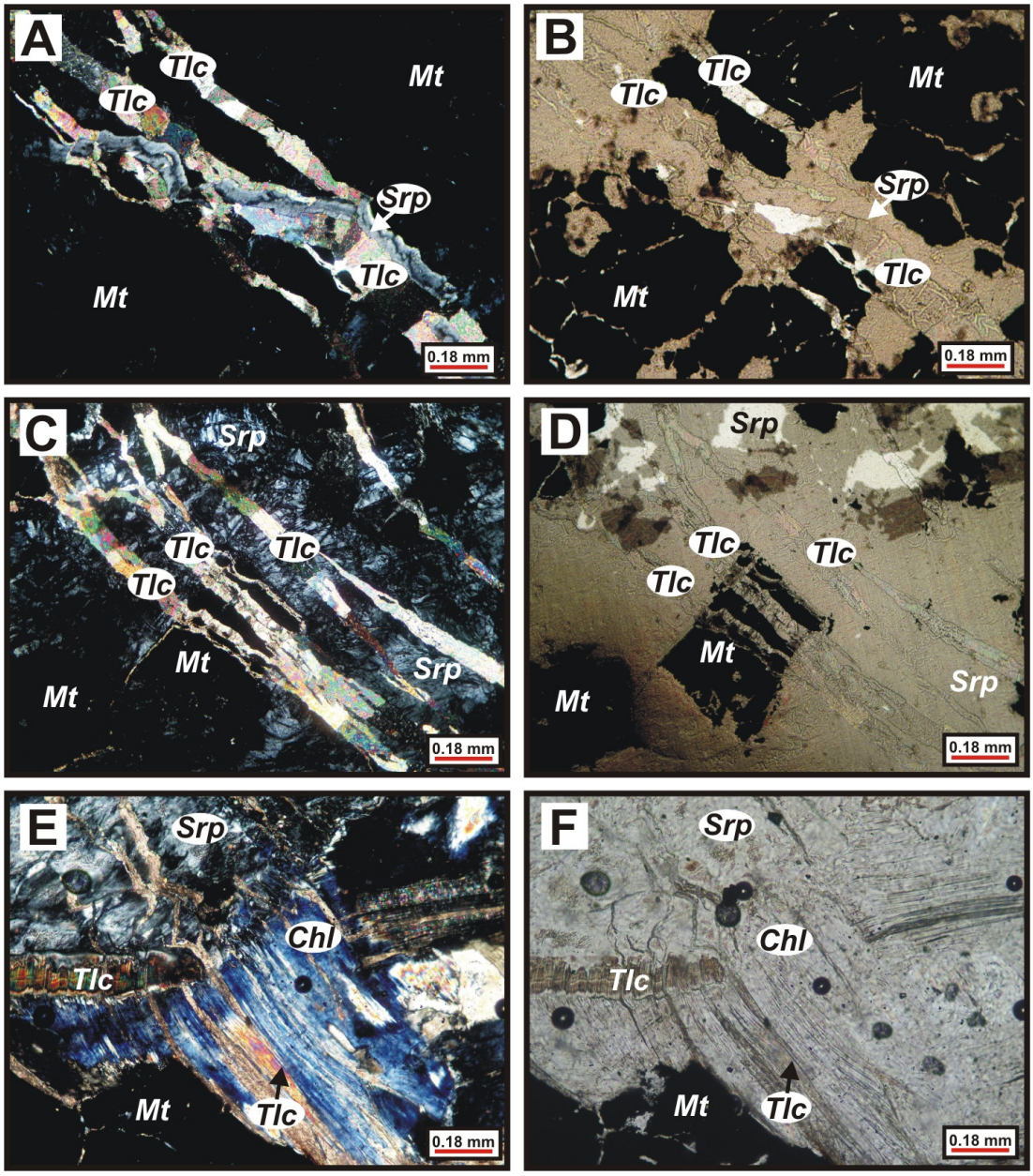
$Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$
Serpantin Talk

Mikron boyutlu ince talk damarcıkları serpantin ve manyetitin çatlaklarını doldurmuştur. Serpantindeki en yoğun kloritleşme aplit kontağından nispeten uzakta gelişmiştir. Leach ve Rodgers (1978) metasomatik işlevle serpantinden klorit oluşumunu aşağıdaki reaksiyon ile ilişkilendirmiştir;

$2(Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8) + Al_2O_3 \rightarrow Mg_{11}Al_2Si_7O_{20}(OH)_{16} + SiO_2 + MgO$
Serpantin Klorit



Şekil 7.23 A-B-C-D) Elek dokusu gösteren ve olasılıkla olivinden dönüşen serpantinler (A-C:HN,B-D:PN). E-F) Kum saati yapısı gösteren serpantinler (HN & PN). G-H) Serpantin ve manyetitit kat eden geç evre talklar (HN & PN). (Cb: Karbonat minerali, Mt: Manyetit, Srp: Serpantin, Tlc: Talk).



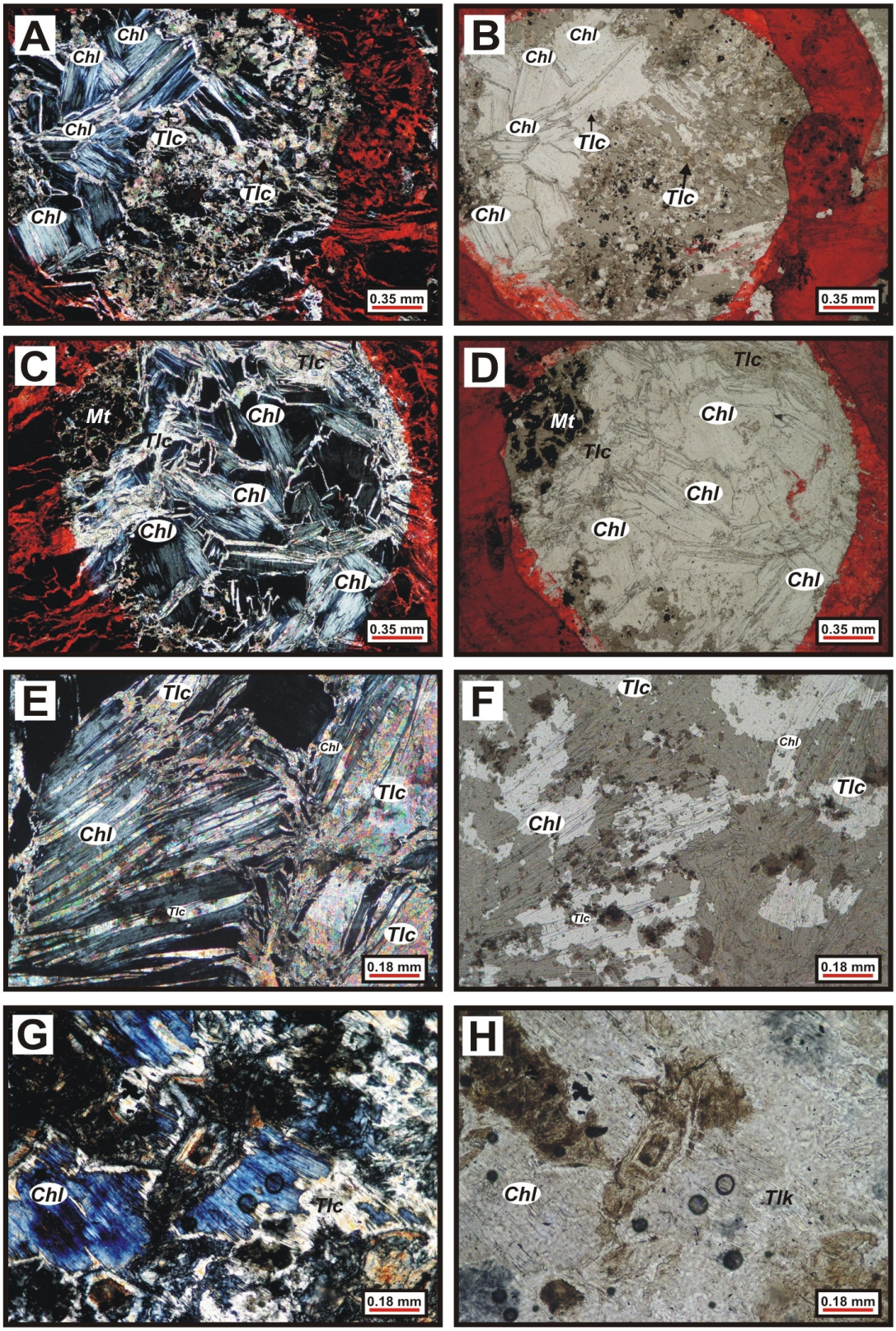
Şekil 7.24 A-B) Manyetiti kat eden serpantin (*krizotil*) ve talk (HN & PN). C-D) Kübik manyetit ve serpantini kat eden talklar (HN & PN). E-F) Serpantin ve dönüşüm ürünü kloritler (HN & PN). (Chl: Klorit, Mt: Manyetit, Srp: Serpantin, Tlc: Talk).

7.2.2.4 Mg-klorit

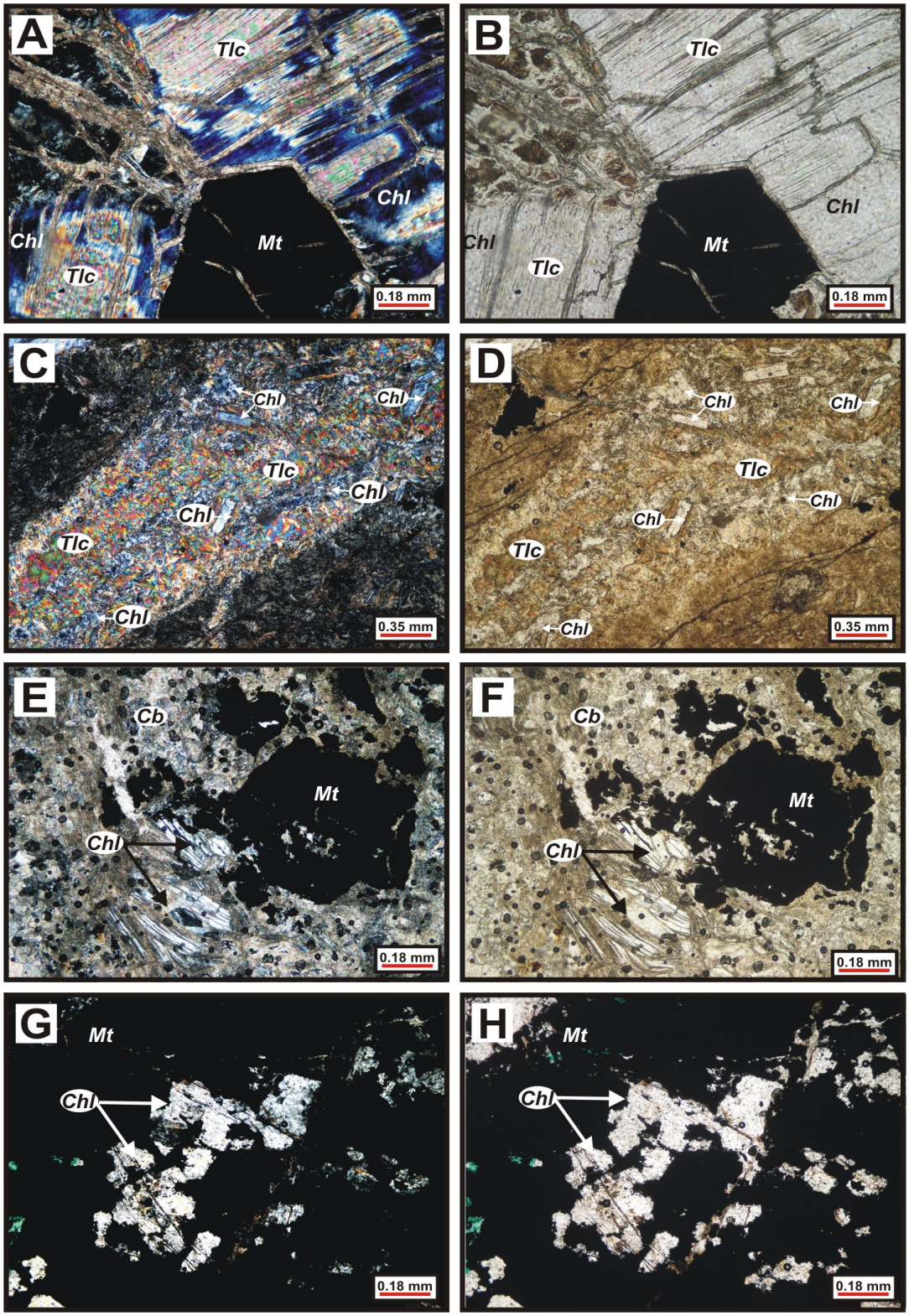
Genellikle serpantinin alterasyon ürünü olarak bulunan klorit kristalleri özşekilli (tipik yapraksı mika şekli) -yarı özşekilli formda bulunmaktadır (örn; Şekil 7.25A-B-C-D). Kloritler yaygın olarak klivaj düzlemleri ve kenarlarından itibaren talk mineraline dönüşmüştür (Şekil 7.25E-F-G-H; Şekil 7.26A-B). Talk ve Mg-kloritlerin

genel formülleri baz alınarak değerlendirildiğinde kloritin talka dönüşümü sırasında hidrotermal çözelti tarafından bir miktar silisyum gelimi ve dönüşüm sonucunda bir miktar aluminyumun açığa çıkması düşünülebilir.

Bazı klorit kristallerinde optik olarak anormal mavi girişim rengi gözlenmektedir (Şekil 7.26A-B). Nispeten küçük kristallere sahip kloritlerden oluşan kümelerin arası yer yer talklar tarafından doldurulmuştur (Şekil 7.26C-D). Bunların yanı sıra, cevher zonundaki manyetiti kat eden ikincil karbonat mineralleri (Şekil 7.26E-F) ve manyetit içinde (yer yer manyetiti ornatan) klorit oluşumlarına rastlanmıştır (Şekil 7.26G-H).



Şekil 7.25 A-B-C-D)Yer yer talklaşmış özşekilli-yarıözşekilli klorit kristalleri. E-F)Klivaj düzleminden itibaren talka dönüşmüş yapraksı kloritler (HN& PN). G-H) Kenarlarından itibaren talk tarafından ornatılmış olan anormal mavi girişim renkli klorit (HN& PN). (Chl: Klorit, Tlc: Talk).



Şekil 7.26 A-B) Yoğun olarak yüksek çift kırınımlı talka dönüşen anormal mavi girişim renkli klorit. C-D)Nispeten ufak kristalli kloritlerin aralarının talk tarafından doldurulması. E-F) Masif manyetit zonu içindeki ikincil hidrotermal karbonat mineralleri içinde oluşmuş klorit kristalleri. G-H) Masif cevhere ait manyetitler içinde gözlenen kloritler. (Cb: Karbonat minerali, Chl: Klorit, Tlc: Talk)

7.2.2.5 Talk

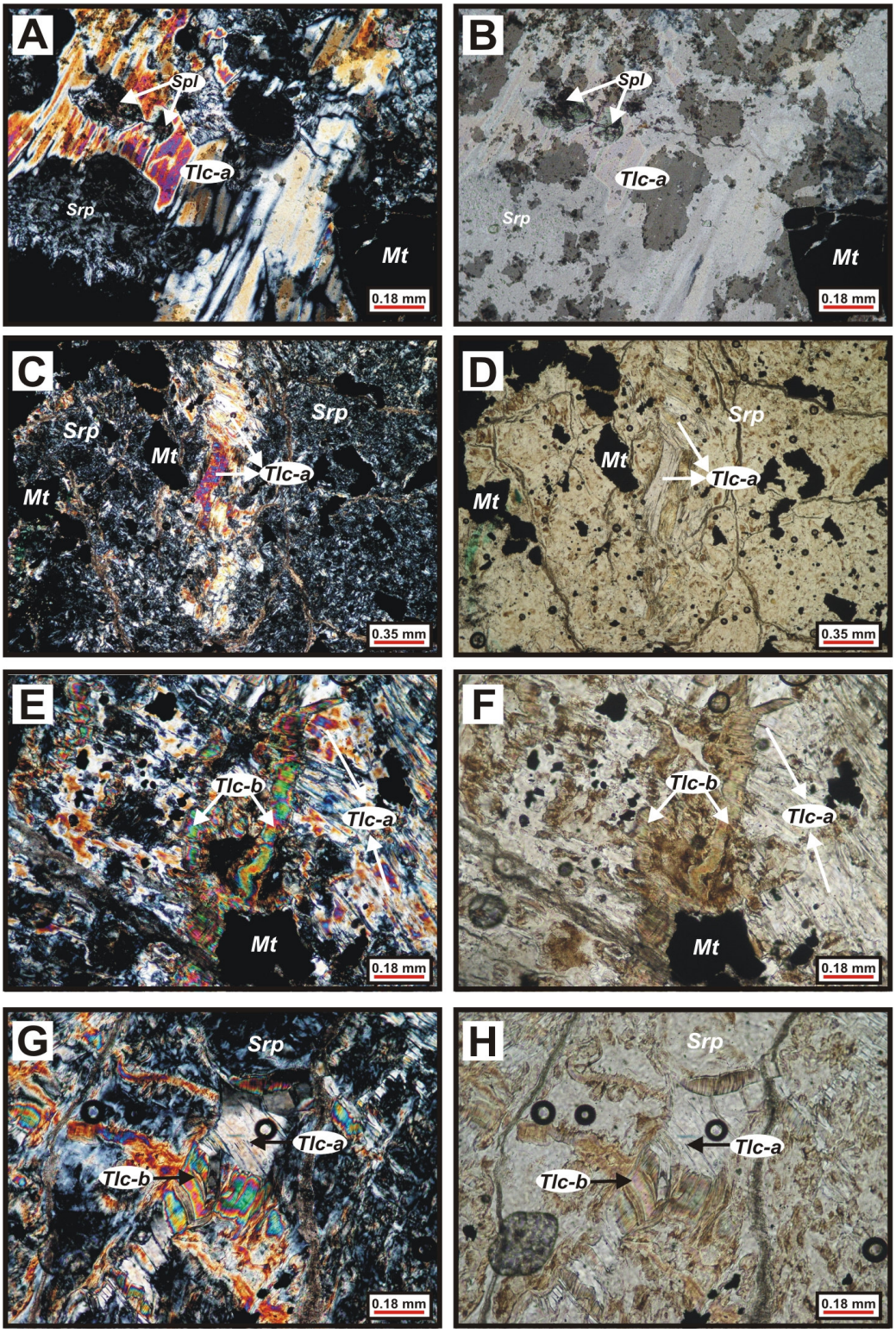
Retrograt evrenin en yaygın minerali olan talk kristalleri üç farklı tipte ayırt edilmiştir.

a) Levhamsı kristallere sahip çoğunlukla mika benzeri bir formda kristalleşmiş talklar; bunlar serpantin içinde izole kristaller (Şekil 7.27A-B) şeklinde bulunmaları yanı sıra, yer yer serpantini mikron ölçekli küçük damarcıklar şeklinde kat etmektedir (Şekil 7.27 C-D). Diğer iki tip talka göre çift kırınımları düşüktür. Amfibolün retrograt evrede altere olması ile oluşan talk da bu gruba dahildir. Çatlak dolgusu talklar (Talk-b) tarafından yer yer kat edilmeleri bunların (Talk-a) daha önce oluştuklarına işaret eder (Şekil 7.27E-F-G-H). Bazı kristallerinin içinde özşekilsiz spinel kalıntıları gözlenebilir (Talk-a).

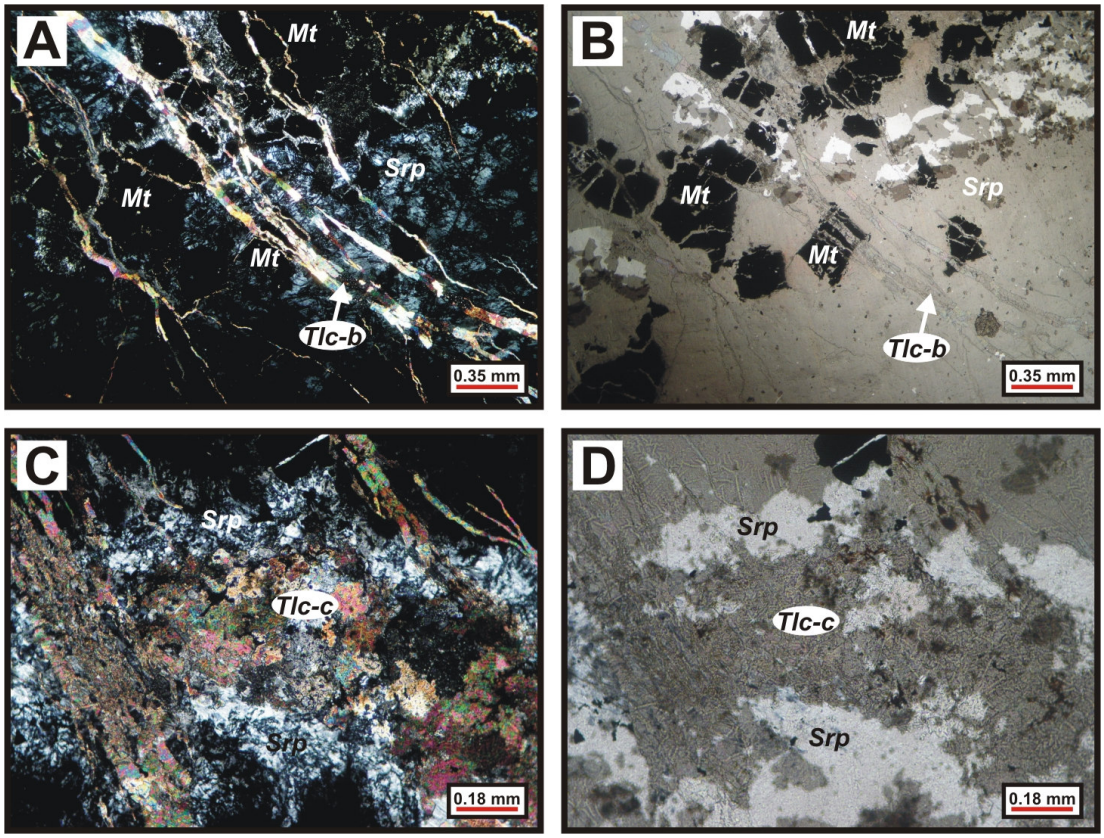
b)Yüksek girişim rengine sahip, genellikle serpantin ve manyetit kristallerini kat eden mikron genişliğinde ince damar karakterli talklar (Şekil 7.28A-B) (Talk b).

c)Spinel, serpantin ve kloritin altere olması ile oluşan ve özşekil göstermeyen yüksek çift kırınımlı talklar (Talk c) (Şekil 7.28C-D).

Ayrıca klorit bölümüde de anlatıldığı gibi kloritin klivaj düzlemleri boyunca yerleşmiş olan talklar da parajenezde yer almaktadır.



Şekil 7.27 A-B) Mika benzeri formda kristalleşmiş olan levhamsı ve çift kırınımı nispeten daha düşük talk-a (HN& PN). C-D) Serpantini kat eden talk-a (HN& PN). E-F-G-H) Damar karakterli tlc-b tarafından kat edilen daha düşük çift kırınımlı tlc-a (E-G:HN; F-H:PN). (Mt: Manyetit, Srp:Serpantin, Tlc: Talk).



Şekil 7.28 A-B) Serpantin ve manyetiti kat eden damar karakterli talklar (Tlc-b) (HN& PN). C-D) Özşekilsiz talk kümeleri (HN& PN).

7.3 Katrandağ Skarnının Mineralojisi

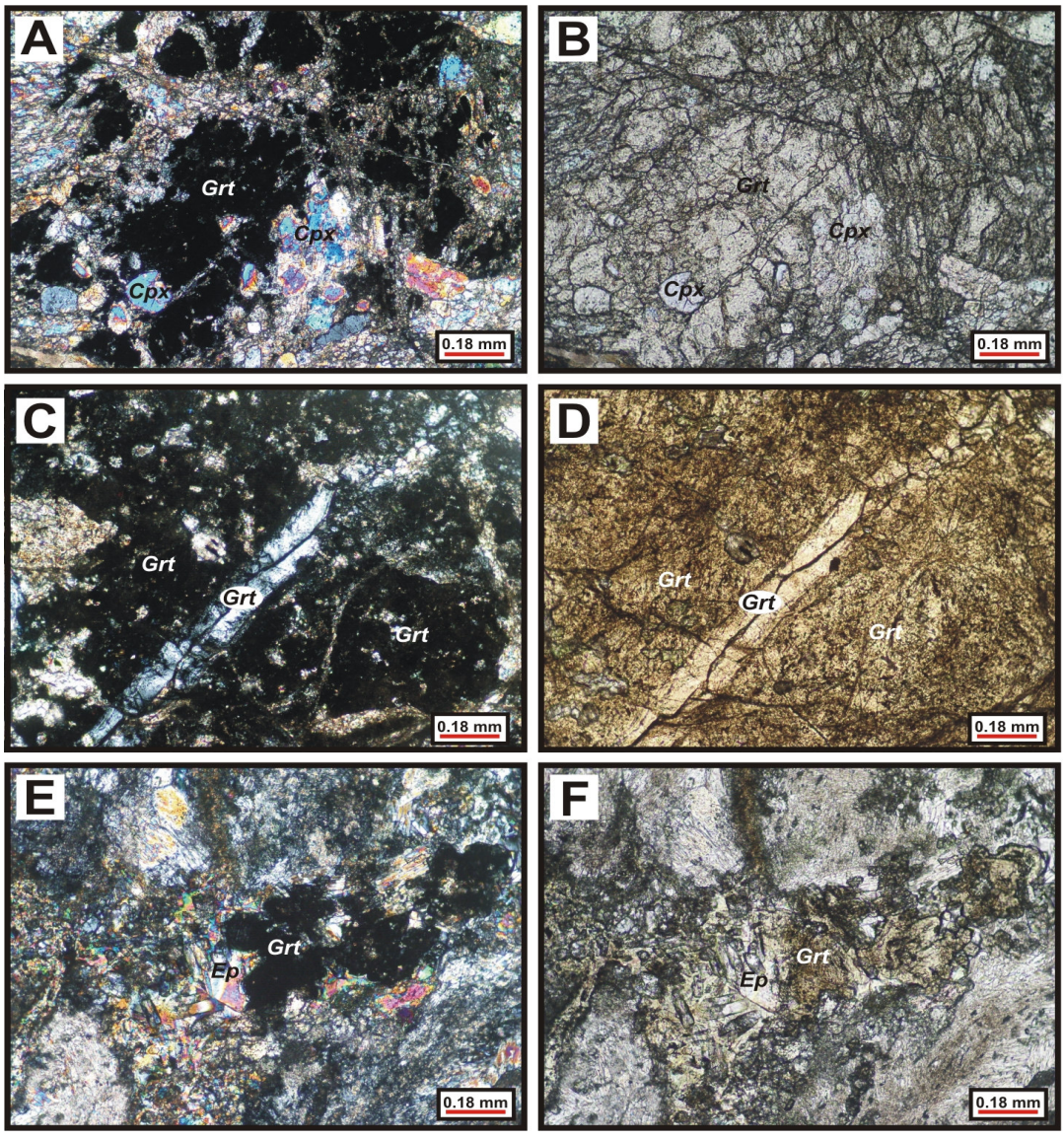
Plütonun çatı askısında yer alan Katrandağ bölgesindeki skarnlaşma, prograt evreye ait piroksen ve granat ile karakterize olur. Retrograt evreye ait klorit ve epidotlar bölgede az miktarda gözlenmektedir.

7.3.1 Granat

Granatlar optik olarak izotrop ve anizotrop olmak üzere iki farklı tipte ayırt edilmiştir.

7.3.1.1 İzotrop Granat

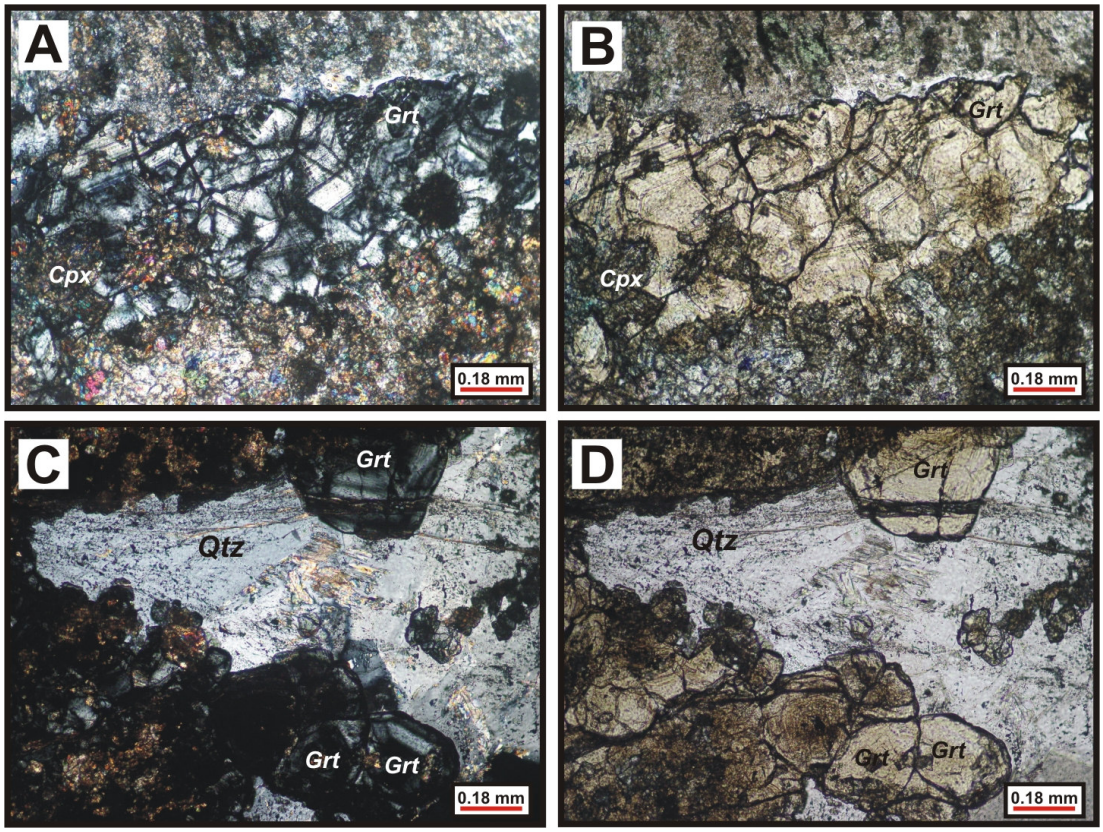
Prograt evrenin ilk oluşan minerali olan izotrop granat klinopiroksen tarafından ornatılmakta (Şekil 7.29A-B) ve anizotropi gösteren granat tarafından kat edilmektedir (Şekil 7.29C-D). Retrograt evrede minör miktarda epidota dönüşmüştür (Şekil 7.29E-F).



Şekil 7.29 A-B) Klinopiroksen tarafından ornatılan izotrop granat (HN & PN). C-D) Anizotrop granat tarafından kat edilen izotrop granat (HN & PN). E-F) Retrograt evrede epidota altere olan izotrop granat (HN & PN). (Cpx: Klinopiroksen, Ep: Epidot, Grt: Granat).

7.3.1.2 Anizotrop Granat

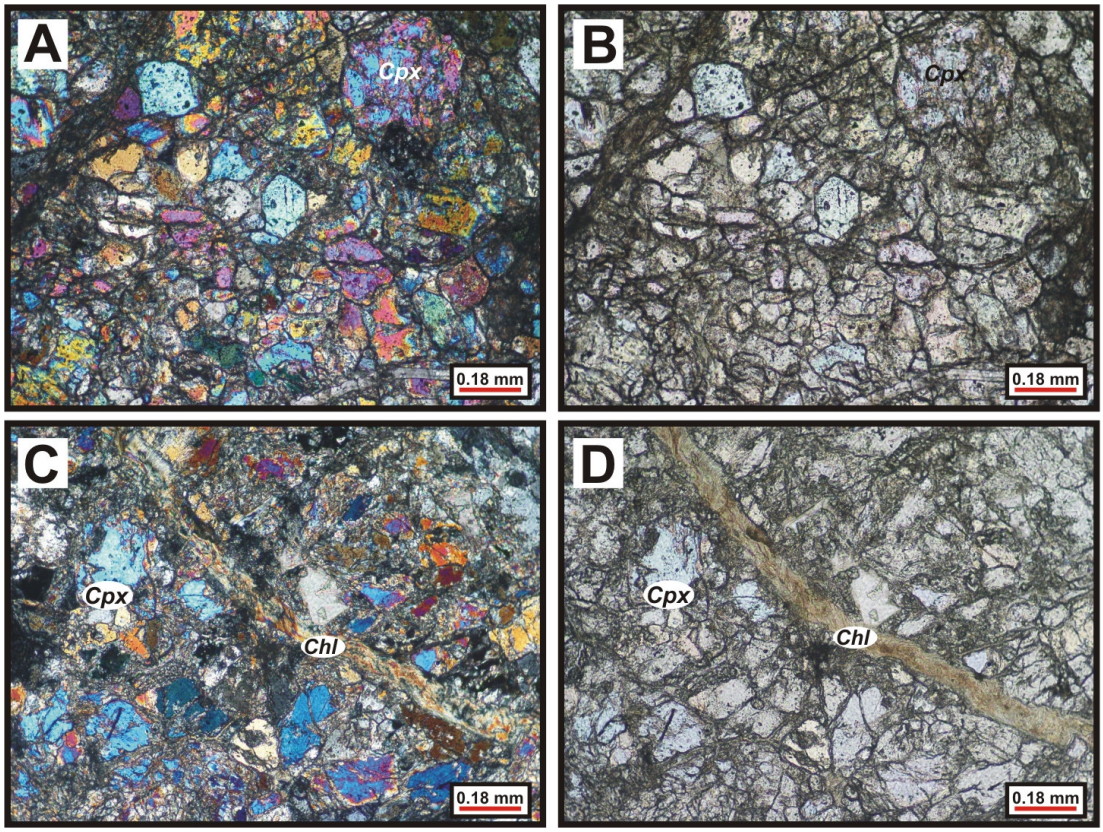
Anizotrop granat genellikle özşekilli- yarı özşekilli olup kristal boyutları 150-400μ arasında değişmektedir. Konsantrik (*oscillatory)* ve sektör zonlanma gösteren granatların yer yer klinopiroksen tarafından ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 7.30).



Şekil 7.30 A-B) Klinopiroksen tarafından ornatılan o*scillatory* ve sektör zonlanma gösteren anizotrop granat (HN&PN). C-D) *Oscillatory* ve sektör zonlanma gösteren anizotrop granat (HN&PN). (Cpx: Klinopiroksen, Grt: Granat, Qtz: Kuvars)

7.3.2 Klinopiroksen

Prograt evrenin en yaygın minerali olan klinopiroksen özşekilsiz kristallere sahip olup, kristallerinin boyutları 50-180 mμ arasında değişmektedir (Şekil 7.31A-B). Prograt evrede yer yer izotrop ve anizotrop granatı ornatmaktadır. Retrograt evrede ise kırık ve boşluklarından itibaren az miktarda klorite dönüşmüştür (Şekil 7.31C-D).



Şekil 7.31 A-B) Özşekilsiz klinopiroksen kristalleri (HN & PN). C-D) Klinopiroksenleri kat eden klorit damarcığı (HN & PN).

7.3.3 Epidot ve Klorit

Retrograt evrede az miktarda oluşmuş olan epidot ve kloritler; sırasıyla granat ve klinopiroksenin alterasyon ürünü olarak oluşmuşlardır. Karaağıl ve Kalkan yöresine kıyasla çok daha az bir yayılım sunmaktadırlar.

BÖLÜM SEKİZ
MİNERAL KİMYASI

Mineral kimyası çalışmalarının esas amacı bileşimsel değişimleri belirlemek ve skarnın oluşum sürecinde hidrotermal akışkanın niteliğine bir sınırlama getirmektir. Kalk-silikat (örn; granat, piroken, amfibol) mineralojisindeki bileşimsel değişimler magma kimyası, yan kaya bileşimi, formasyon derinliği ve oksidasyon koşullarındaki farklılıkları yansıtır (Burton ve diğer., 1982; Gamble 1982; Meinert 1992, 1997). Bunların yanısıra kalk-silikatların mineral kimyasının belirlenmesi, cevherleşmenin kaynağı olan magmatik-hidrotermal sistemdeki değişen redoks koşullarını tanımlamaya olanak sağlamaktadır.

8.1 Klinopiroksen

Skarn tipi yataklar içerdikleri metal tipi ve diğer jeokimyasal karakteristikleri açısından bölgesel olarak değişim gösterir. Bu değişimler, magma tipi, yerleşim derinliği, konak kayanın bileşimi ve yükseltgeyici/indirgeyici kapasitesi, karbonat içerikli düzeylerin magmatik kayadan uzaklığı, meteoric su ile etkileşimin derecesi gibi bir takım faktörlere bağlıdır (Einaudi ve diğer., 1981). Skarn sistemlerindeki klinopiroksen yaygın olarak cevher ile ilişkili olduğu ve katı eriyik serisi içinde önemli farklılıklar sergilediği için, skarn piroksenlerinin jeokimyası sistemi etkileyen bu faktörler arasındaki olası etkileşimi anlamak açısından bir indikatör olabilir (Nakano, Yoshino, Shimazaki, ve Shimizu, 1994). Einaudi ve Burt (1982) skarn yataklardaki piroksenin kimyasal bileşiminin, yataktaki baskın metal tipine bağlı olarak değiştiğini açıklamaktadır.

Kalkan bölgesine ait klinopiroksenlere ait bileşimsel değişimler Tablo 8.1`de verilmiş olup Şekil 8.1`deki üçgen ve ikili diagramlara düşürülmüştür. Bölgede cevher ile ilişkili olan klinopiroksenin bileşimi Di_{56-73} Hd_{26-43} J_{1-2} aralığında değişmektedir. Bileşim hesaplamaları 6 oksijen tabanına göre yapılmıştır. Klinopiroksene ait major ve minör oksit yüzdeleri SiO_2 için 49,3236-51,7548 %, CaO için 24,3860-25,2345%, FeO**T** için 8,1404-12,9822%, MgO için 9,4983-12.8701 %, Na_2O için 0-0,0728 %, Al_2O_3 için 0,7820-2,3857%, TiO_2 için 0,0037-

0.3385%, MnO için 0,3301-0,5605 %, K_2O için 0-0,0143%, Cr_2O_3 için 0-0,0623% aralığında değişmektedir.

Nakano ve diğer. (1994) skarnlarda oluşan klinopiroksenlerin Mn/Fe oranının yatak ölçeğinde genellikle sabit olduğunu, bu oranın bölgesel ölçekte skarnın ilişkili olduğu metal tipine göre değişkenlik gösterdiğini açıklamaktadır. Cu-Fe yataklarında bu oran çok düşük olup genellikle %0,1 den azdır. Ayrıca bu oranın orijinal akışkandaki oranı yansıttığı düşünülmektedir (Nakano ve diğer., 1994). Kalkan bölgesindeki klinopiroksenlerin Mn/Fe değeri 0,03-0,05 arasında değişmekte olup, ortalama olarak bu değer 0,039 dur. Yatak ölçeğinde çok az değişkenlik gösteren Mn/Fe oranının aksine Mg/Fe oranındaki değişim daha geniş bir aralıkta olabilir (Nakano ve diğer., 1994). Kalkan bölgesi demir skarnına ait piroksenlerin Mg/Fe oranı 1.3-2.41 aralığındadır. Ayrıca, piroksenlerin diopsit/(diopsit+hedenberjit) mol fraksiyonu 0,57-0,74 arasında değişmektedir.

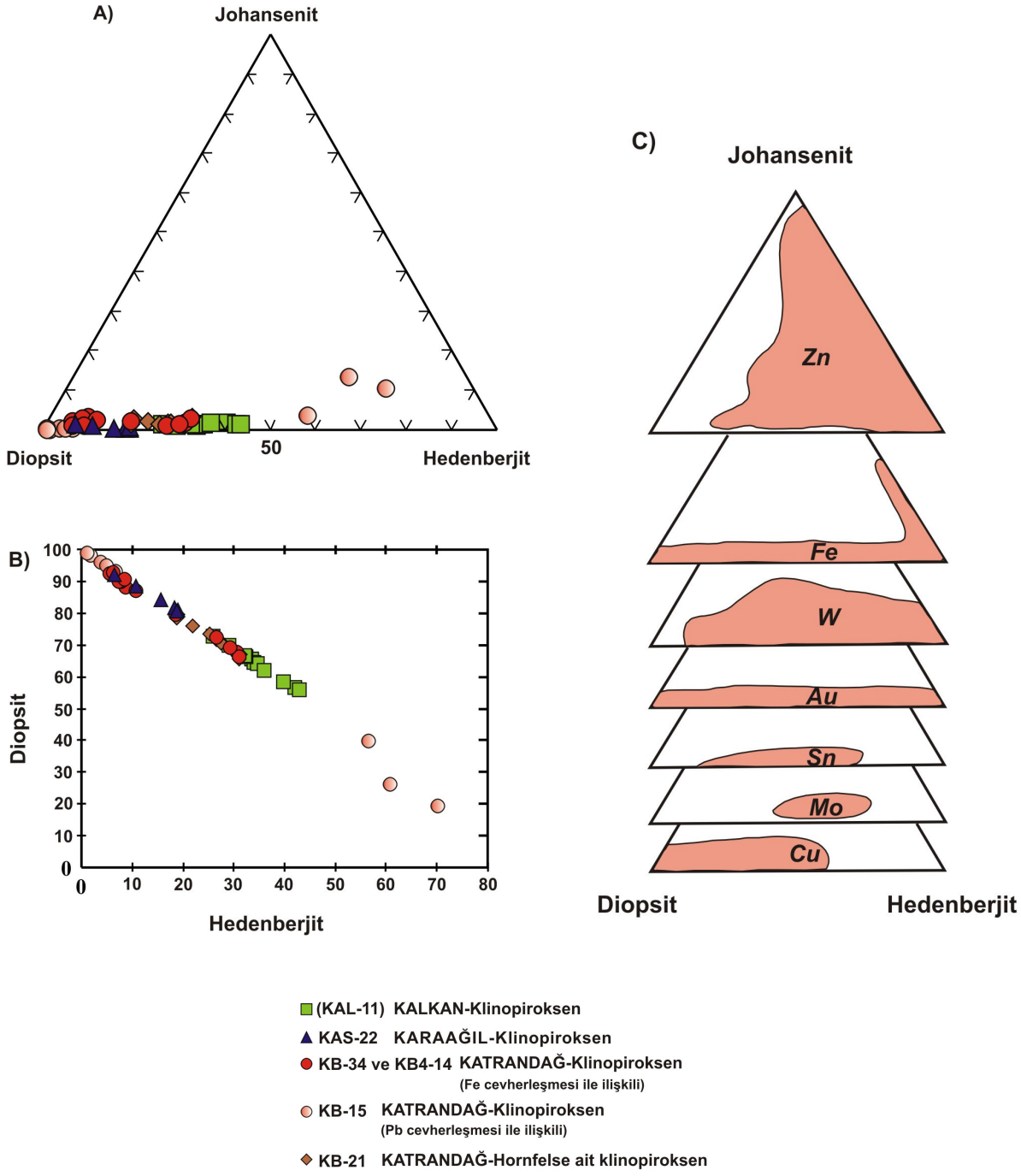
Karaağıl bölgesindeki klinopiroksene ait bileşimsel değişimler Tablo 8.2`de verilmiş olup, Şekil 8.1`de gösterilmiştir. Bölgedeki klinopiroksenin bileşim aralığı $Di_{81-92}Hd_{7-19}J_{0-1}$ katı eriyik serisini kapsamakta olup major ve minör oksit yüzdeleri SiO_2 için 51,6454-53,7277 %, CaO için 25,0975-26,2171 %, FeOT için 2,1531-5,8707%, MgO için 14,1058-17,0397%, Al_2O_3 için 0,7169-2,3309%, TiO_2 için 0,0346-0,2813%, MnO için 0,0669-0,4331%, Na_2O için 0.-0,1610 %, K_2O için 0-0,0241 %, Cr_2O_3 için 0-0,0203% aralığındadır. Piroksenlere ait Mn/Fe oranı 0,01-0,20 aralığında olup ortalama olarak 0,056 dır. Mg/Fe oranı ise 4,28-14,10 arasındadır. Karaağıl bölgesindeki klinopiroksenlerin diopsit/(diopsit+hedenberjit) mol fraksiyonu 0,81-0,93 arasındadır. Karaağıl Fe-skarnındaki piroksenlerin SiO_2 ve CaO miktarı Kalkan skarnındakilerden daha fazladır. Her iki yörede de en yüksek TiO_2 miktarı hedenberjit uç üyesi en fazla olan piroksen ile ilişkilidir. Bu durum muhtemelen benzer iyon çaplarına sahip olmalarından dolayı Ti`nin kristal kafesinde $Fe^{+3,}$ün yerini almasından kaynaklanmaktadır.

Katrandağ skarnındaki klinopiroksene ait bileşimsel değişimler Tablo 8.3 ve Şekil 8.1`de gösterilmiştir. Bölgede demir cevheri ile ilişkili olan klinopiroksenin

bileşimi $Di_{66-93}Hd_{5-31}Jh_{1-3}$ arasında değişmekte olup, major ve minor oksit yüzdeleri SiO_2 için 51,690-54,760%, CaO için 23,990-25,810%, FeO için 1,800-9,860%, MgO için 11,760-17,190%, Al_2O_3 için 0,220-2,940 %, TiO_2 için 0,01-0,09%, MnO için 0,293-0,977%, Na_2O için 0,01-0,287%, Cr_2O_3 için 0,01-0,087% aralığındadır. Piroksenlerde NiO veK_2O bulunmamaktadır.Bu klinopiroksenlerin Mn/Fe oranı 0,05 ile 0,38 arasında, Mg/Fe oranı ise 2,13-17,02 arasında değişmektedir. Bölgedeki klinopiroksenlerin diopsit/(diopsit+hedenberjit) mol fraksiyonu 0,68-0,94 aralığındadırç

Katrandağ bölgesinde kurşun cevherleşmesi ile ilişkili olan klinopiroksenin bileşimi Di_{26-99} Hd_{1-70} $Joh_{0,1-13}$ arasında değişmektedir (Tablo 8.4; Şekil 8.1). Major ve minör oksit yüzdeleri ise, SiO_2 için 49,900-56,030%, CaO için 22,890-26,110%, MgO için 3,330-18,790%, FeO için 0,334-21,440%, Al_2O_3 için 0,053-0,641%, TiO_2 için 0-0,042, Na_2O 0,051-0,105%, Cr_2O_3 0-0,029% aralığında değişmektedir. Klinopiroksenin Mn/Fe oranı 0,04-0,22, Mg/Fe oranı 0,28-99,57; diopsit/ (diopsit+hedenberjit) mol fraksiyonu ise 0,22-0,99 arasında değişmektedir.

Katrandağ`daki skarnlaşma öncesi oluşan hornfelse ait klinopiroksenlerin bileşimi Tablo 8.5`de gösterilmiş olup, Şekil 8.1`deki üçgen ve ikili diagramlara düşürülmüştür. Klinopiroksenin bileşimi $Di_{66-80}Hd_{19-31}Jh_{1-3}$ aralığında değişmektedir. Major ve minör oksit yüzdeleri ise, SiO_2 için 49,490-51,090%, CaO için 23,170-25,040%, MgO için 11,730-14,610%, FeO için 6,080-9,930%, Al_2O_3 için 0,904-3,520%, MnO için 0,421-1,042%, TiO_2 için 0,091-0,396%, Na_2O için 0,049-0,700%, Cr_2O_3 için 0,008-0,063% arasında değişkenlik göstermektedir.



Şekil 8.1 Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ bölgelerindeki skarnlaşmalara ait klinopiroksenlerin A) Üçgen diagramda B) İkili diagramda gösterimi. C) Dünya genelindeki skarn yataklardaki piroksen uç üyelerinin metal tipine göre duraylılık alanları.

Tablo 8.1 Kalkan Fe skarnına ait piroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KAL11-1	KAL11-2	KAL11-3	KAL11-4	KAL11-6
SiO2	49,3236	49,8350	50,0362	50,1090	51,7548
TiO2	0,2411	0,0751	0,3385	0,1285	0,1118
Al2O3	2,2906	1,2278	1,8019	1,8222	0,8847
FeO	10,3551	12,7556	12,9822	11,3065	8,1404
MnO	0,3421	0,4194	0,3858	0,5605	0,3870
MgO	11,3939	9,6811	9,4983	10,9337	12,8701
CaO	24,5555	24,4350	24,3860	24,7088	25,2345
NiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na2O	0,0544	0,0245	0,0717	0,0659	0,0078
K2O	0,0045	0,0000	0,0060	0,0143	0,0060
Cr2O3	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Toplam	**98,561**	**98,454**	**99,507**	**99,649**	**99,397**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,905	1,947	1,933	1,922	1,958
ti	0,007	0,002	0,010	0,004	0,003
al	0,104	0,057	0,082	0,082	0,039
fe	0,334	0,417	0,419	0,363	0,258
mn	0,011	0,014	0,013	0,018	0,012
mg	0,656	0,564	0,547	0,625	0,726
ca	1,016	1,023	1,009	1,016	1,023
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,004	0,002	0,005	0,005	0,001
k	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%Jh	1,12	1,40	1,29	1,81	1,25
%Di	65,48	56,69	55,86	62,13	72,88
%Hd	33,40	41,92	42,85	36,06	25,87

Tablo 8.1`in devamı Kalkan Fe skarnına ait piroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KAL11-7	KAL11-8	KAL11-9	KAL11-10	KAL11-11	KAL11-12
SiO2	51,1748	51,1801	49,5557	51,1568	50,9416	51,3903
TiO2	0,1261	0,0746	0,2080	0,0037	0,0826	0,0294
Al2O3	1,0838	0,9876	2,3857	0,7820	1,4461	0,8715
FeO	10,1397	10,1011	12,2134	9,2351	10,6371	10,7149
MnO	0,4291	0,3693	0,5080	0,3301	0,4404	0,4097
MgO	11,6152	11,7779	10,1010	12,5100	11,3682	11,1299
CaO	24,9372	25,1731	24,7689	25,1551	24,7200	24,6935
NiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na2O	0,0000	0,0478	0,0211	0,0728	0,0654	0,0080
K2O	0,0083	0,0000	0,0000	0,0000	0,0098	0,0001
Cr2O3	0,0272	0,0029	0,0000	0,0000	0,0623	0,0002
Total	**99,541**	**99,714**	**99,762**	**99,246**	**99,774**	**99,248**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,952	1,949	1,907	1,950	1,943	1,967
ti	0,004	0,002	0,006	0,000	0,002	0,001
al	0,049	0,044	0,108	0,035	0,065	0,039
fe	0,323	0,322	0,393	0,294	0,339	0,343
mn	0,014	0,012	0,017	0,011	0,014	0,013
mg	0,660	0,668	0,579	0,711	0,646	0,635
ca	1,019	1,027	1,021	1,028	1,010	1,013
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,000	0,004	0,002	0,005	0,005	0,001
k	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	1,39	1,19	1,67	1,05	1,42	1,34
%Di	66,19	66,71	58,58	69,97	64,64	64,05
%Hd	32,42	32,10	39,75	28,98	33,94	34,61

Tablo 8.2 Karaağıl demir skarnına ait piroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KAS22-8	KAS22-9	KAS22-13	KAS22-14	KAS22-23	KAS22-24
SiO2	52,0643	51,7407	53,7277	52,2699	52,1708	51,6454
TiO2	0,1465	0,2215	0,0346	0,2688	0,2495	0,2813
Al2O3	1,6157	1,7749	0,7169	1,7563	1,3569	2,3309
FeO	4,9435	5,8707	2,1531	5,6841	3,4390	5,8674
MnO	0,1188	0,1355	0,4331	0,0669	0,2616	0,0708
MgO	15,0016	14,1572	17,0397	14,2665	16,0085	14,1058
CaO	25,0975	25,4885	26,2171	25,2757	25,7890	25,2127
NiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na2O	0,1610	0,1150	0,0000	0,1151	0,0226	0,1437
K2O	0,0038	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0241
Cr2O3	0,0000	0,0045	0,0203	0,0000	0,0000	0,0022
Toplam	**99,153**	**99,509**	**100,343**	**99,703**	**99,298**	**99,684**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,942	1,934	1,961	1,944	1,936	1,925
ti	0,004	0,006	0,001	0,008	0,007	0,008
al	0,071	0,078	0,031	0,077	0,059	0,102
fe	0,154	0,184	0,066	0,177	0,107	0,183
mn	0,004	0,004	0,013	0,002	0,008	0,002
mg	0,834	0,789	0,927	0,791	0,885	0,783
ca	1,003	1,021	1,025	1,007	1,025	1,007
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,012	0,008	0,000	0,008	0,002	0,010
k	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	0,38	0,44	1,33	0,22	0,82	0,23
%Di	84,07	80,77	92,14	81,55	88,51	80,89
%Hd	15,55	18,79	6,53	18,23	10,67	18,88

Tablo 8.3 Katrandağ Fe cevherleşmesi ile ilişkili olan klinopiroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KB414-5	KB414-6	KB414-15	KB414-19	KB414-23	KB34-1	KB34-2	KB34-3	KB34-4
SiO2	52,670	52,520	52,380	53,320	53,530	54,760	54,090	54,080	53,610
TiO2	0,010	0,021	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,052	0,010
Al2O3	0,220	0,369	0,494	1,179	0,351	0,259	0,372	0,626	0,226
FeO	9,860	9,270	9,920	6,000	8,650	1,800	2,850	2,540	2,390
MnO	0,848	0,446	0,549	0,647	0,370	0,664	0,977	0,782	0,885
MgO	11,760	12,260	12,350	14,430	13,200	17,190	16,290	16,660	16,540
CaO	24,440	24,460	23,990	25,110	24,730	25,810	25,530	25,760	25,660
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,241	0,225	0,287	0,148	0,169	0,000	0,000	0,024	0,025
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,087	0,025	0,019	0,024	0,030	0,023	0,012	0,017	0,010
Toplam	**100,136**	**99,596**	**99,989**	**100,922**	**101,030**	**100,506**	**100,121**	**100,541**	**99,356**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,992	1,987	1,979	1,963	1,988	1,987	1,983	1,971	1,979
ti	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
al	0,010	0,016	0,022	0,051	0,015	0,011	0,016	0,027	0,010
fe	0,312	0,293	0,313	0,185	0,269	0,055	0,087	0,077	0,074
mn	0,027	0,014	0,018	0,020	0,012	0,020	0,030	0,024	0,028
mg	0,663	0,691	0,695	0,792	0,731	0,930	0,890	0,905	0,910
ca	0,990	0,992	0,971	0,991	0,984	1,004	1,003	1,006	1,015
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,018	0,017	0,021	0,011	0,012	0,000	0,000	0,002	0,002
k	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
cr	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	2,71	1,43	1,71	2,02	1,15	2,03	3,01	2,40	2,74
%Di	66,16	69,20	67,75	79,44	72,27	92,53	88,32	89,91	89,97
%Hd	31,13	29,36	30,54	18,54	26,58	5,44	8,67	7,69	7,30

Tablo 8.3` ün devamı

Örnek no	KB34-7	KB34-8	KB34-9
SiO2	52,980	52,940	51,690
TiO2	0,012	0,060	0,090
Al2O3	1,523	1,137	2,940
FeO	2,000	3,510	2,780
MnO	0,317	0,789	0,293
MgO	16,940	16,060	16,590
CaO	25,620	25,590	25,650
NiO	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,010	0,022	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,022	0,010	0,010
Toplam	**99,424**	**100,118**	**100,043**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,946	1,949	1,897
ti	0,000	0,002	0,002
al	0,066	0,049	0,127
fe	0,061	0,108	0,085
mn	0,010	0,025	0,009
mg	0,927	0,881	0,907
ca	1,009	1,010	1,009
ni	0,000	0,000	0,000
na	0,001	0,002	0,000
k	0,000	0,000	0,000
cr	0,001	0,000	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	0,99	2,43	0,91
%Di	92,86	86,91	90,57
%Hd	6,15	10,66	8,52

Tablo 8.4 Katrandağ Pb cevherleşmesi ile ilişkili olan klinopiroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KB15-1	KB15-2	KB15-3	KB15-4	KB15-5	KB15-6	KB15-8	KB15-9	KB15-10
SiO2	55,960	55,540	55,190	51,490	56,030	55,270	55,400	49,900	50,740
TiO2	0,000	0,000	0,028	0,018	0,000	0,010	0,042	0,000	0,012
Al2O3	0,213	0,178	0,302	0,200	0,219	0,479	0,641	0,175	0,053
FeO	0,558	1,270	2,270	17,230	0,334	1,660	0,343	21,440	19,160
MnO	0,021	0,047	0,071	1,095	0,031	0,064	0,009	3,100	4,110
MgO	18,790	18,430	17,920	6,840	18,850	17,910	18,360	3,330	4,620
CaO	26,110	25,980	25,840	23,050	26,100	25,820	25,850	22,890	22,920
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,085	0,051	0,082	0,077	0,095	0,071	0,104	0,105	0,067
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,010	0,023	0,029	0,008	0,024	0,000	0,000	0,025	0,010
Toplam	**101,747**	**101,519**	**101,732**	**100,008**	**101,683**	**101,284**	**100,749**	**100,965**	**101,692**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,989	1,985	1,978	2,010	1,990	1,983	1,985	1,993	1,995
ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
al	0,009	0,008	0,013	0,009	0,009	0,020	0,027	0,008	0,002
fe	0,017	0,038	0,068	0,563	0,010	0,050	0,010	0,716	0,630
mn	0,001	0,001	0,002	0,036	0,001	0,002	0,000	0,105	0,137
mg	0,995	0,982	0,957	0,398	0,998	0,957	0,980	0,198	0,271
ca	0,994	0,995	0,992	0,964	0,993	0,992	0,992	0,979	0,966
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,006	0,004	0,006	0,006	0,007	0,005	0,007	0,008	0,005
k	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	0,06	0,14	0,21	3,63	0,09	0,19	0,03	10,29	13,19
%Di	98,30	96,14	93,17	39,93	98,92	94,87	98,94	19,45	26,09
%Hd	1,64	3,72	6,62	56,44	0,98	4,93	1,04	70,26	60,72

Tablo 8.5 Katrandağ bölgesindeki hornfelse ait klinopiroksenlerin mikroprop analizleri

Örnek No	KB21-1	KB21-2	KB21-3	KB21-4	KB21-5	KB21-6	KB21-7	KB21-8	KB21-9
SiO2	49,590	50,210	50,370	49,530	51,390	52,530	50,280	49,490	51,090
TiO2	0,324	0,266	0,239	0,396	0,285	0,091	0,168	0,204	0,257
Al2O3	2,860	2,420	2,500	3,520	2,140	0,904	2,360	1,755	2,310
FeO	9,920	8,840	8,460	6,080	7,060	6,230	8,030	8,650	9,930
MnO	0,605	0,501	0,524	0,446	0,686	0,924	0,421	0,569	1,042
MgO	11,920	12,760	12,780	14,420	13,670	14,610	13,150	12,510	11,730
CaO	24,290	24,370	24,380	25,040	23,960	23,730	24,460	24,970	23,170
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,166	0,091	0,117	0,049	0,486	0,510	0,164	0,129	0,700
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,063	0,060	0,029	0,033	0,008	0,000	0,000	0,010	0,014
Total	**99,738**	**99,518**	**99,399**	**99,514**	**99,685**	**99,529**	**99,033**	**98,287**	**100,243**

6 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	1,889	1,905	1,909	1,861	1,927	1,964	1,909	1,908	1,930
ti	0,009	0,008	0,007	0,011	0,008	0,003	0,005	0,006	0,007
al	0,128	0,108	0,112	0,156	0,095	0,040	0,106	0,080	0,103
fe	0,316	0,281	0,268	0,191	0,221	0,195	0,255	0,279	0,314
mn	0,020	0,016	0,017	0,014	0,022	0,029	0,014	0,019	0,033
mg	0,677	0,722	0,722	0,807	0,764	0,814	0,744	0,719	0,660
ca	0,992	0,991	0,990	1,008	0,963	0,951	0,995	1,031	0,938
ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
na	0,012	0,007	0,009	0,004	0,035	0,037	0,012	0,010	0,051
k	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
cr	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

%J	1,93	1,58	1,67	1,40	2,16	2,82	1,34	1,83	3,31
%Di	66,85	70,87	71,70	79,73	75,85	78,42	73,48	70,73	65,55
%Hd	31,22	27,55	26,63	18,87	21,98	18,76	25,18	27,44	31,14

8.2 Granat

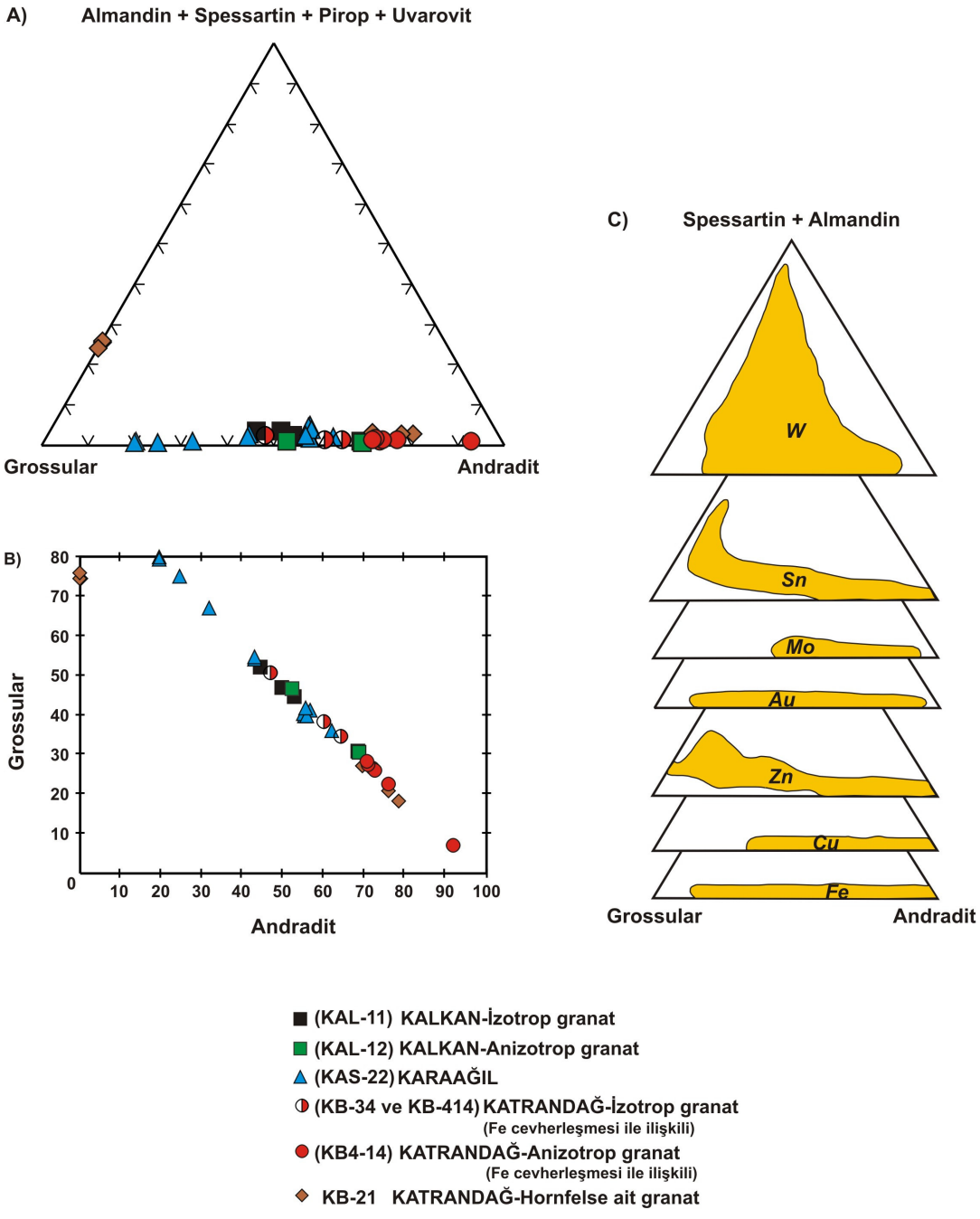
Kalkan bölgesindeki skarnlaşmaya ait granatın bileşimsel değişimi Tablo 8.6`da verilmiş olup Şekil 8.2`deki üçgen ve ikili diagramlara düşürülmüştür. Bileşim ve katyon hesaplamaları 24 oksijen tabanına göre yapılmıştır. Kalkan skarnlaşmasındaki granatın bileşimi $And_{45-69}Grs_{30-52}Alm_{0-1,4}Sps_{0,7-2.3}$ aralığında değişmektedir. Bunlardan anizotropi gösteren granatların bileşimi $Adr_{53-69}Grs_{30-47}Sps_{0,7-0,9}$ aralığında iken, izotrop granatın bileşimi $Adr_{45-53}Grs_{45-52}Alm_{0-1.4}Sps_{2,1-2,4}$ aralığındadır. Bölgedeki granatlara ait major ve minör oksit yüzdeleri CaO için 32,554-34,689 %, SiO_2 için 36,157-37,158 %, FeO için 15,410-22,610 %, Al_2O_3 için 6,933-12,606 %, TiO_2 için 0-0,589 %, MgO için 0-0,060 %, MnO için 0,322-1,010 %, K_2O için 0-0,006%, Cr_2O_3 için 0-0,034% aralığında değişmektedir. Kalkan bölgesindeki granatların andradit/(andradit+grossular) mol fraksiyonu 0,46-0,69 aralığındadır.

Karaağıl kalsiyum skarnına ait granatın bileşimsel değişimi Tablo 8.7`de verilmiş ve Şekil 8.2`deki üçgen ve ikili diagramlarda gösterilmiştir. Bu granatların bileşimi $Grs_{36-80}And_{20-62}Alm_{0-2,2}Sps_{0,2-2,6}$ arasındadır. Granatlara ait major ve minör oksit değerleri CaO için 31,774-35,951 %, SiO_2 için 36,143-38,576 %, FeO için 5,632-19,662 %, Al_2O_3 için 8,324-18,797 %, TiO_2 için 0,032-1,979 %, MgO için 0-0,207 %, MnO için 0,113-1,147 %, Cr_2O_3 için 0-0,064 % aralığındadır. Karaağıl bölgesindeki granatlar Kalkan`dakilere kıyasla TiO_2 ve Al_2O_3 bakımından daha zengindir. Karaağıl granatlarında en fazla TiO_2 miktarı andadit uç üyesi en fazla olan granat tanesi ile ilişkilidir. Karaağıl skarnındaki granatların andradit / (andradit + grossular) mol fraksiyonu 0,20-0,59 arasındadır.

Katrandağ bölgesindeki Fe cevherleşmesi ile ilişkili olan granatın bileşimine ait değişimler Tablo 8.8`de verilmiş olup, Şekil 8.2`de gösterilmiştir. Bölgedeki granatın bileşimi $Grs_{7-51}Adr_{47-92}$ arasında değişmektedir. Cevherleşme bölgesindeki izotrop granatların bileşimi $Grs_{34-51}Adr_{47-64}$; anizotrop granatların bileşimi ise Grs_{7-28} Adr_{71-92} uç üyelerini kapsamaktadır. Granata ait major ve minor oksit değerleri, SiO_2 için 35.880-37.260%, CaO için 32.950-35.000%, FeO_T için 13.970-25.230%, Al_2O_3 için 1.407-10.810%, TiO_2 için 0.289-2.250%, MgO için 0.053-0.254%, MnO için 0,227-0,541%, Na_2O için 0,01-0,036%, Cr_2O_3 için 0,011-0,089% arasındadır.

Katrandağ`da anizotropi gösteren granatlar genellikle yüksek TiO_2 içermektedir. Bunun sebebi, andradit uç üyesi yüksek olan anizotrop granatta +3 değerlikli demirin yerini, benzer iyonik çapa sahip olmalarından dolayı titanyumun kolaylıkla almasıdır. Granatların andradit/(andradit+grossular) mol fraksiyonu 0,61-0,99 arasındadır.

Katrandağ bölgesinde, skarnlaşma öncesi oluşan piroksen-granat hornfelse ait granatların bileşimi $And_{0,1-79}Grs_{18-76}Alm_{24-25}$ arasındadır. Major ve minor oksit yüzdeleri ise Tablo 8.9`da görüldüğü gibi, SiO_2 için 35,650-37,780%, CaO için 23,340-33,200%, FeO için 10,020-23,730%, Al_2O_3 için 3,970-24,700%, TiO_2 için 0,033-0,637%, MgO için 0,057-0,349%, MnOiçin 0,056-0,997%, Na_2O için 0,01-0,017%, Cr_2O_3 için 0,008-0,081% arasında değişmektedir.



Şekil 8.2 Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ bölgelerindeki skarnlaşmalara ait granatların A) Üçgen diagramda B) İkili diagramda gösterimi. C) Dünya genelindeki skarn yataklardaki granat uç üyelerinin metal tipine göre duraylılık alanları (Meinert, 1992).

Tablo 8.6 Kalkan bölgesindeki granatların mikroprop analizleri

Örnek no	**KAL11-13**	**KAL11-14**	**KAL11-15**	**KAL12-35**	**KAL12-36**	**KAL12-37**
SiO2	36,708	36,791	37,158	36,877	36,157	36,212
TiO2	0,494	0,589	0,502	0,196	0,002	0,000
Al2O3	10,616	11,335	12,606	9,987	7,146	6,933
FeO	17,413	16,880	15,410	15,709	22,610	22,17
MnO	0,960	1,010	0,901	0,407	0,325	0,322
MgO	0,000	0,060	0,005	0,000	0,000	0,000
CaO	32,752	32,554	32,966	34,689	33,996	34,293
Na2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Cr2O3	0,034	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000
Toplam	98,976	99,218	99,547	97,871	100,264	99,93

24 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

Si	6,142	6,113	6,094	6,217	6,172	6,198
Al ıv	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vı	1,094	2,220	2,437	1,985	1,438	1,399
Ti	0,062	0,074	0,062	0,025	0,000	0,000
Fe 3+	2,436	2,297	2,032	2,215	3,228	3,173
Fe 2+	0,000	0,048	0,081	0,000	0,000	0,000
Mn	0,136	0,142	0,125	0,058	0,047	0,047
Mg	0,000	0,015	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	5,871	5,795	5,792	6,266	6,217	6,288
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000

Uç üyelerin mol yüzdeleri

Alm(%)	0,0	0,8	1,4	0,0	0,0	0,0
Prp(%)	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Sps(%)	2,3	2,4	2,1	0,9	0,8	0,7
Grs(%)	44,5	46,7	51,9	46,6	30,6	30,4
Adr(%)	53,1	49,9	44,6	52,5	68,6	68,9
Uva(%)	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0

Tablo 8.7 Karaağıl bölgesindeki granatların mikroprop analizleri

Örnek no	KAS22-43	KAS22-2	KAS22-3	KAS22-4	KAS22-5	KAS22-6	KAS22-10	KAS22-15	KAS22-16	KAS22-18	KAS22-19	KAS22-20
SiO2	36,476	38,576	38,051	36,247	37,698	38,524	38,432	36,831	36,568	36,760	36,143	36,240
TiO2	1,876	0,556	0,645	1,979	0,657	0,032	1,025	0,848	0,855	0,976	1,013	1,005
Al2O3	9,636	17,206	15,321	8,324	12,618	18,797	18,751	12,537	9,615	9,869	10,021	10,001
FeO	16,514	7,536	9,806	18,527	13,553	6,505	5,632	13,457	18,018	19,662	19,318	19,641
MnO	0,695	0,210	0,300	0,605	0,845	0,113	0,169	0,927	0,629	1,011	1,147	1,111
MgO	0,207	0,008	0,035	0,117	0,078	0,093	0,163	0,152	0,097	0,000	0,000	0,000
CaO	34,582	35,852	35,944	34,101	34,829	35,901	35,951	34,259	34,364	32,100	31,774	32,115
Na2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,000	0,004	0,044	0,000	0,000	0,016	0,040	0,000	0,007	0,064	0,018	0,012
Toplam	99,986	99,947	100,147	99,899	100,278	99,979	100,163	99,011	100,153	100,443	99,433	100,125

24 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

Si	6,056	6,039	6,039	6,088	6,106	5,985	5,942	6,051	6,095	6,118	6,078	6,063
Al ıv	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,058	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vı	1,886	3,175	2,866	1,648	2,409	3,427	3,360	2,428	1,889	1,936	1,986	1,972
Ti	0,234	0,065	0,077	0,250	0,080	0,004	0,119	0,105	0,107	0,122	0,128	0,126
Fe 3+	2,292	0,986	1,301	2,602	1,836	0,845	0,728	1,849	2,511	2,603	2,604	2,661
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,134	0,112	0,087
Mn	0,098	0,028	0,040	0,086	0,116	0,015	0,022	0,129	0,089	0,143	0,163	0,157
Mg	0,051	0,002	0,008	0,029	0,019	0,021	0,038	0,037	0,024	0,000	0,000	0,000
Ca	6,151	6,013	6,111	6,136	6,044	5,975	5,955	6,030	6,136	5,724	5,725	5,756
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,001	0,008	0,002	0,002

Uç üyelerin mol yüzdeleri

Alm(%)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	1,9	1,4
Prp(%)	0,8	0,0	0,1	0,5	0,3	0,4	0,6	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
Sps(%)	1,6	0,5	0,7	1,4	1,9	0,2	0,4	2,1	1,4	2,4	2,7	2,6
Grs(%)	41,7	74,7	66,9	35,9	54,5	79,6	79,0	53,9	41,1	39,6	40,1	39,7
Adr(%)	55,9	24,8	32,2	62,2	43,3	19,7	19,9	43,4	57,0	55,7	55,2	56,2
Uva(%)	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0

Tablo8.8 Katrandağ cevherleşmesi ile ilişkili granatların mikroprop analizi

Örnek no	KB34px6	KB414px9	KB414px10	KB414px13	KB414px14	KB414px21	K414px22	KB414px24	KB414px25
SiO2	37,260	36,800	36,320	36,200	36,750	36,240	35,880	36,230	36,430
TiO2	0,289	0,577	0,652	1,364	0,580	2,170	1,870	2,120	2,250
Al2O3	10,810	5,930	5,630	7,360	8,200	4,730	1,407	5,380	5,730
FeO	13,970	20,660	21,060	18,180	17,700	20,740	25,230	19,660	19,130
MnO	0,541	0,314	0,300	0,304	0,476	0,324	0,227	0,334	0,390
MgO	0,254	0,087	0,077	0,086	0,096	0,120	0,053	0,119	0,109
CaO	35,000	33,620	33,510	33,800	33,900	33,420	32,950	33,490	33,630
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,030	0,014	0,021	0,036	0,010	0,032	0,032	0,031	0,020
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,031	0,031	0,032	0,046	0,011	0,062	0,061	0,041	0,089
Toplam	98,185	98,033	97,602	97,376	97,723	97,838	97,710	97,405	97,778

24 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

Si	6,204	6,368	6,339	6,235	6,275	6,311	6,434	6,300	6,289
AlIV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AlVI	2,121	1,210	1,158	1,494	1,650	0,971	0,297	1,103	1,166
Ti	0,036	0,075	0,086	0,177	0,074	0,284	0,252	0,277	0,292
Cr	0,004	0,004	0,004	0,006	0,001	0,009	0,009	0,006	0,012
Fe3+	1,945	2,989	3,073	2,618	2,527	3,020	3,783	2,859	2,762
Fe2+	0,000	0,00	0,000	0,084	0,000	0,00	0,000	0,000	0,000
Mn	0,076	0,046	0,044	0,044	0,069	0,048	0,034	0,049	0,057
Mg	0,063	0,022	0,020	0,022	0,024	0,031	0,014	0,031	0,028
Ca	6,243	6,233	6,266	6,236	6,201	6,235	6,330	6,239	6,220

Uç üyelerin mol yüzdeleri

Almandin	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Andradit	47,02	70,9	72,4	64,4	60,3	76,2	92,2	72,9	71,2
Grossular	50,5	28	26,5	34,4	38,2	22,4	6,8	25,7	27,2
Pirop	1,0	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5	0,2	0,5	0,4
Spessatin	1,2	0,7	0,7	0,7	1,1	0,8	0,5	0,8	0,9
Uvarovit	0,1	0,1	0,1	0,1	0	0,2	0,2	0,1	0,3

Tablo8.9 Katrandağ bölgesindeki hornfelse ait granatın mikroprop analizi

Sample No	KB21px18	KB21px19	KB21px20	KB21px21	KB21px22	KB21px23
SiO2	37,780	37,530	37,670	35,730	35,650	36,130
TiO2	0,190	0,040	0,033	0,604	0,618	0,637
Al2O3	24,120	24,570	24,700	3,970	4,320	6,010
FeO	10,100	10,020	9,310	23,730	21,770	21,340
MnO	0,056	0,278	0,096	0,928	0,461	0,997
MgO	0,114	0,057	0,099	0,171	0,349	0,149
CaO	23,700	23,340	23,480	31,820	33,200	32,260
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,017	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,035	0,000	0,000	0,008	0,081	0,009
Total	96,112	95,835	95,388	96,971	96,449	97,532

24 oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

Si	5,942	5,915	5,939	6,381	6,354	6,314
AlIV	0,058	0,085	0,061	0,000	0,000	0,000
AlVI	4,413	4,480	4,529	0,836	0,908	1,238
Ti	0,022	0,005	0,004	0,081	0,083	0,084
Cr	0,004	0,000	0,000	0,001	0,011	0,001
Fe3+	0,000	0,000	0,000	3,544	3,245	3,119
Fe2+	1,328	1,321	1,227	0,000	0,000	0,000
Mn	0,007	0,037	0,013	0,140	0,070	0,148
Mg	0,027	0,013	0,023	0,046	0,093	0,039
Ca	3,993	3,941	3,966	6,088	6,340	6,040

Uç üyelerin mol yüzdeleri

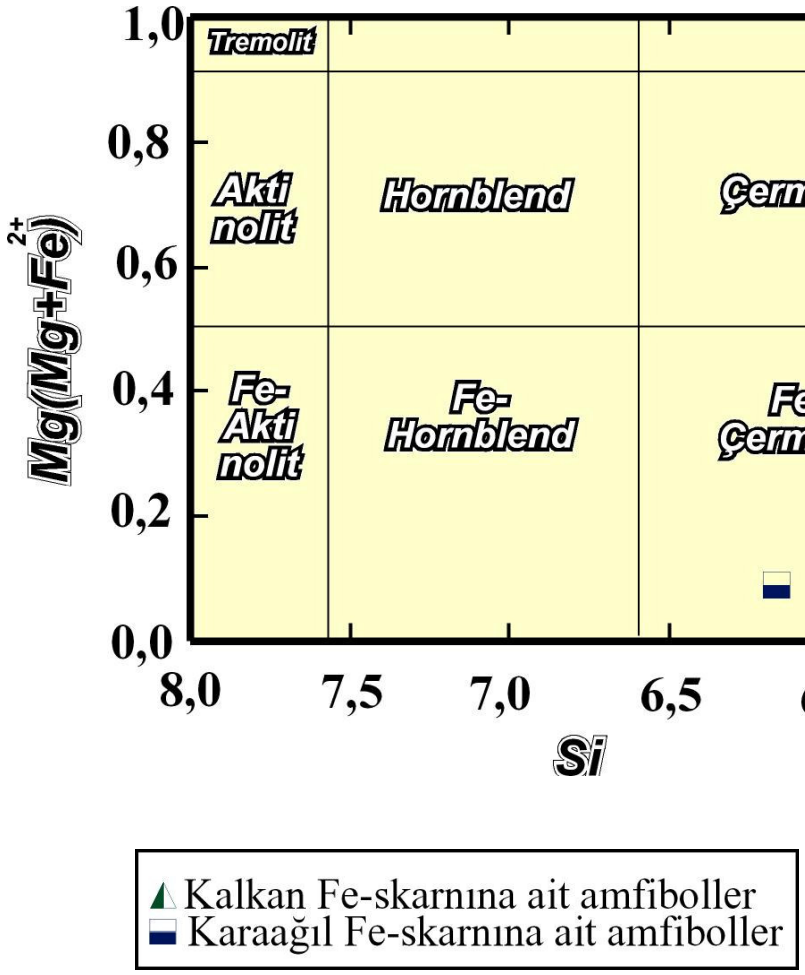
Almandin	24,8	24,9	23,5	0	0	0
Andradit	0,4	0,1	0,1	78,8	76,4	69,9
Grossular	74,1	74,1	75,8	18,2	20,8	27,0
Pirop	0,5	0,3	0,4	0,7	1,4	0,6
Spessartin	0,1	0,7	0,2	2,2	1,1	2,4
Uvarovit	0,1	0	0	0	0,3	0

8.3 Amfibol

Kalkan ve Karaağıl bölgelerine ait retrograt evre amfibollerinin mikroprop analizleri Tablo 8.10`da verilmiştir. Katyon hesaplamaları 23 oksijen tabanına göre yapılmıştır. Leake ve diğer. (1997)`nin sınıflamasına göre her iki bölgedeki amfiboller Fe-Çermakit bileşimindeki kalsik amfibollerdir (Şekil 8.3). Kalkan bölgesindeki amfibollerin Mg(Mg+Al) oranı 0,22-0,24, Karaağıl`dakilerin ise 0,16-0,17`dir. Karaağıl bölgesindeki amfibollerin FeO ve MnO miktarı Kalkan`dakilerden daha fazla olup MgO ve Al_2O_3 miktarları daha düşüktür.

Tablo 8.10 Kalkan ve Karaağıl bölgelerine ait retrograt evre amfibollerinin mikroprop analizleri

Örnek No	KAL11-18	KAL11-19	KAS22-11	KAS22-12	KAS22-21	KAS22-22
SiO2	36,5503	36,3001	35,9948	36,8715	35,6015	36,7261
TiO2	0,6177	1,1351	1,5068	0,7970	0,9181	0,6343
Al2O3	13,5521	13,4910	11,7169	10,4903	12,0225	10,6603
Cr2O3	0,0375	0,0304	0,0000	0,0322	0,0000	0,0438
FeOT	27,3005	27,7538	30,9217	31,2316	30,4272	31,3196
MnO	0,2566	0,2441	0,3659	0,4457	0,3593	0,3317
MgO	3,3690	3,0548	1,7133	1,6993	1,7663	1,7109
CaO	11,7455	11,6028	11,3153	11,4340	11,4118	11,2096
Na2O	1,9905	1,6721	1,8290	1,6547	1,8976	1,7362
K2O	1,6428	1,9543	1,8074	1,8151	1,7099	1,8212
H2O	1,8468	1,8441	1,8087	1,7933	1,7909	1,7883
Toplam	**98,9093**	**99,0826**	**98,9798**	**98,2647**	**97,9051**	**97,9820**
23 Oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar						
si	5,93	5,90	5,97	6,16	5,96	6,16
ti	0,08	0,14	0,19	0,10	0,12	0,08
al	2,59	2,59	2,29	2,07	2,37	2,11
cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
fe	3,71	3,77	4,29	4,37	4,26	4,39
mn	0,04	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05
mg	0,82	0,74	0,42	0,42	0,44	0,43
ca	2,04	2,02	2,01	2,05	2,05	2,01
na	0,63	0,53	0,59	0,54	0,62	0,56
k	0,34	0,41	0,38	0,39	0,37	0,39
AlIV	2,07	2,10	2,03	1,84	2,04	1,84
AlVI	0,53	0,49	0,26	0,23	0,33	0,26
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00



Şekil 8.3 Kalkan ve Karaağıl Fe skarnlarına ait amfibollerin sınıflandırılması (Leake ve diğer., 1997).

8.4 Epidot

Kalkan bölgesinde granatların alterasyon ürünü olan epidot kristallerinden mikroprop analizi gerçekleştirilmiştir. Buna göre epidota ait major ve minör oksit yüzdeleleri ve katyon değerleri Tablo 8.11`de gösterilmiştir. İki noktadan yapılan analizde, epidota ait Fe/(Fe+Al) değerleri 0,25 ve 0,33 olarak belirlenmiştir

Tablo 8.11 Kalkan bölgesine ait epidotların mikroprop analizleri

Örnek No	KAL11-16	KAL12-39
SiO2	37,1902	36,8384
TiO2	0,1492	0,2538
Al2O3	23,5887	20,7101
Cr2O3	0,0000	0,0000
Fe2O3	12,5540	15,9836
BaO	0,0000	0,0450
MnO	0,1083	0,0460
MgO	0,0000	0,0000
CaO	23,2859	23,2774
Na2O	0,0485	0,0000
K2O	0,0070	0,0000
H2O	1,8658	1,8435
Total	**98,7976**	**98,9978**

12,5 Oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

si	**2,99**	**3,00**
ti	**0,01**	**0,02**
al	**2,23**	**1,98**
cr	**0,00**	**0,00**
fe	**0,76**	**0,98**
fe	**0,00**	**0,00**
Ba	**0,00**	**0,00**
mn	**0,01**	**0,00**
mg	**0,00**	**0,00**
ca	**2,00**	**2,03**
na	**0,01**	**0,00**
k	**0,00**	**0,00**

8.5 Klorit

Kalkan ve Karaağıl bölgelerindeki retrograt evrenin ürünü olan klorite ait mikroprop analizi Tablo 8.12`de verilmiştir. Katyon hesaplamaları 14 oksijen tabanına göre yapılmıştır. Kalkan bölgesine ait analizi bulunan klorit anizotrop granatın arasını doldurmakta olup (KAL12-38) SiO_2, FeO, MgO ve Al_2O_3 bakımından zengindir. Karaağıl bölgesinde, magnezyum skarna ait serpantinin alterasyon ürünü olan klorit yüksek miktarda MgO ile (KAS1-41); kalsiyum skarna ait ve granatın küçük boşluklarını dolduran klorit ise yüksek miktarda FeO ile karakterize olmaktadır (KAS22-7).

Tablo 8.12 Kalkan ve Karaağıl bölgelerine ait kloritlerin mikroprop analizleri

Örnek No	**KAL12-38**	**KAS1-41**	**KAS22-7**
SiO2	27,8196	34,4301	25,6532
TiO2	0,0070	0,0216	0,0000
Al2O3	16,4659	12,3445	16,3499
FeO	27,0049	2,4078	32,3557
MnO	0,4778	0,0049	1,4887
MgO	15,2043	37,4789	9,8608
CaO	0,2589	0,0340	0,2876
Na2O	0,1071	0,0231	0,0996
K2O	0,0397	0,0140	0,0144
Toplam	87,39	86,76	86,11

14 Oksijen tabanına göre hesaplanmış katyonlar

Si	2,98	3,24	2,90
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	2,08	1,37	2,18
Fe	2,42	0,19	3,06
Mn	0,04	0,00	0,14
Mg	2,43	5,26	1,66
Ca	0,03	0,00	0,03
Na	0,02	0,00	0,02
K	0,01	0,00	0,00
Toplam	10,00	10,07	10,02

8.6 Serpantin

Serpantine ait major ve minör oksit yüzdeleri SiO_2 için 39,3502-43,3318%, MgO için 39,0955-40,4808%, Al_2O_3 için 0,1591-4,1831%, FeO için 2,0643-2,7658%, CaO için 0,0837-0,2136%, MnO için 0-0,0382%, Na_2O için 0-0,0686%, TiO_2 için 0-0,0234% aralığında değişmektedir.

BÖLÜM DOKUZ
CEVHER PETROGRAFİSİ

9.1 Kalkan Bölgesi Demir Cevherleşmesi

Bölgedeki esas cevher manyetit olmakla birlikte, azalan çokluk sırasına göre pirit, hematit, ve kalkopirit tali / önemsiz miktarda bulunmaktadır.

9.1.1 Manyetit

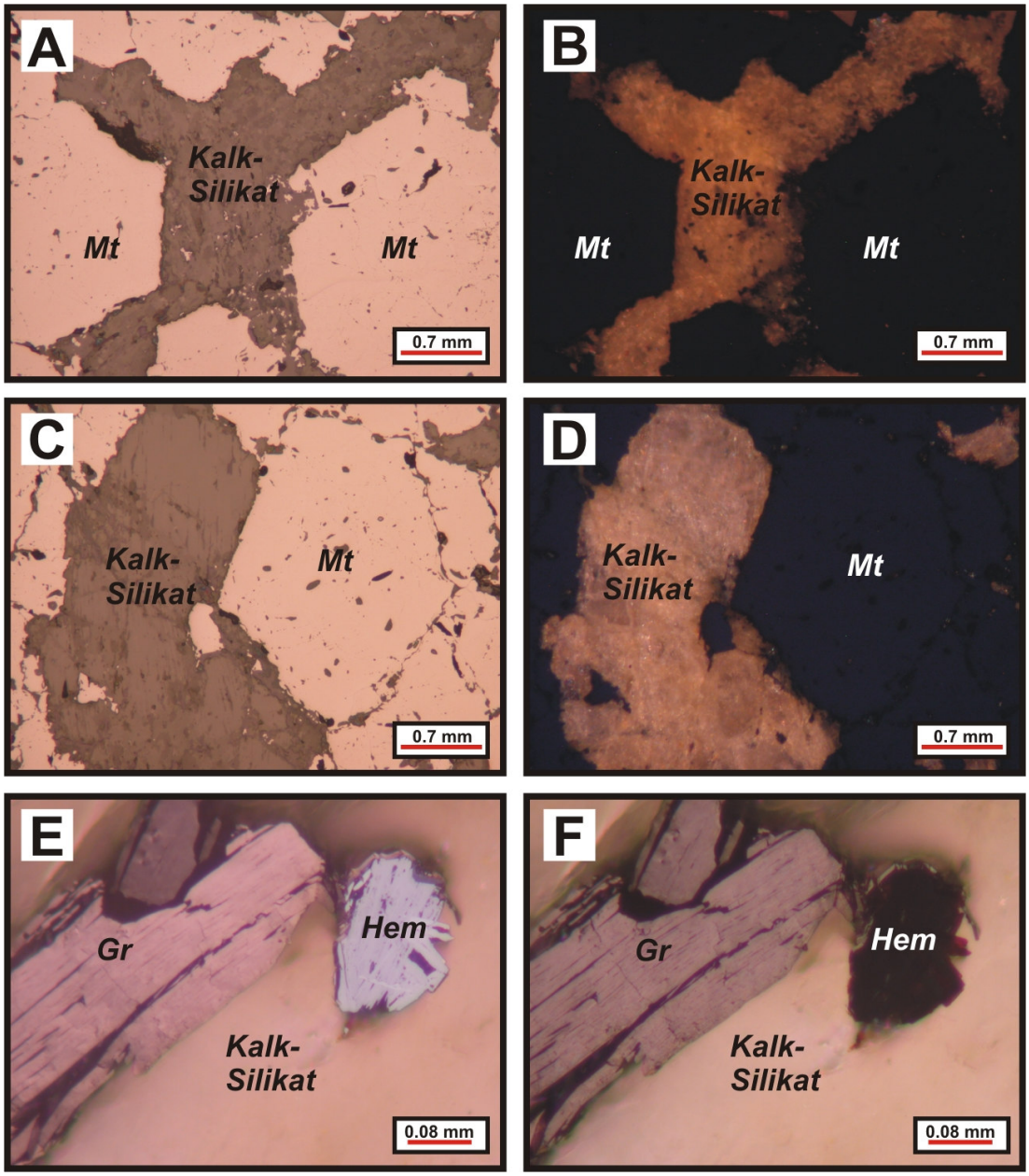
Bölgedeki esas cevher minerali olan manyetit, saçınım olarak bulunduğu skarn zonlarında kalk silikat minerallerini ornatmaktadır. Masif manyetitten oluşan bantlar kalıntı kalk-silikat kristalleri içermektedir. Yine bu zonlarda yaygın olarak manyetitin kalıntı kalk silikatı ornattığı gözlenir (Şekil 9.1A-B-C-D). Masif manyetit tabakalarından alınan örneklerdeki kalıntı gang minerallerinin içinde grafit oluşumları vardır (Şekil 9.1E-F).

Masif cevher içeren bantlarda manyetit, boyutları 0,8-1,5 mm arasında değişen yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller şeklindedir. Retrograt evrede hematit iğneciklerine dönüşmüştür (Şekil 9.2A-B). Manyetitin hematite dönüşümünden aşağıdaki reaksiyon sorumludur. Yani hematit oluşumu oksidasyon koşullarının artmasını gerektirir.

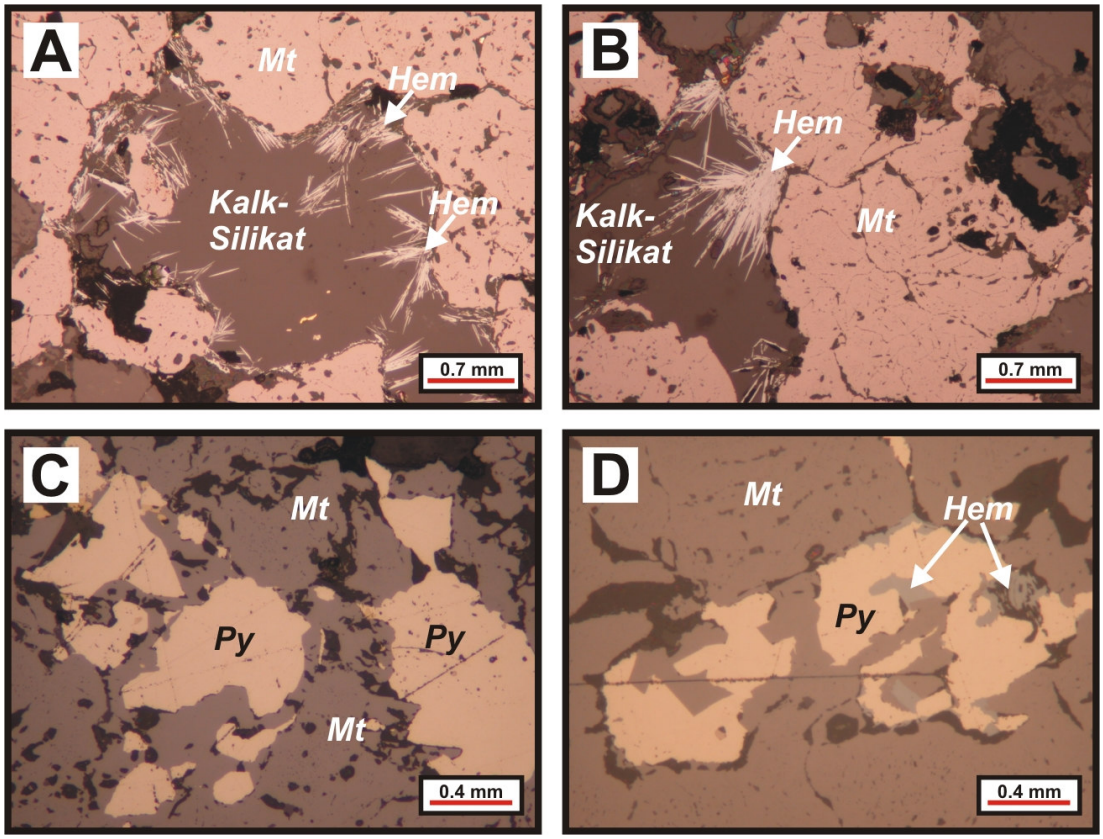
$$4\ Fe_3O_4 + O_2 \rightarrow 6Fe_2O_3$$

Manyetit Hematit

Manyetit, gang minerallerinin yanı sıra bölgede çok az miktarda bulunan sülfitleri (pirit, kalkopirit) de ornatmaktadır (Şekil 9.2C-D).



Şekil 9.1 A-B-C-D) Manyetitin skarna ait kalk silikat minerallerini ornatması (A-C:HN, B-D:PN). E-F) Masif manyetit düzeyleri içindeki kalıntı kalk-silikat içindeki grafit ve hematit (HN&PN). (Gr: Grafit, Hem: Hematit, Mt: Manyetit).

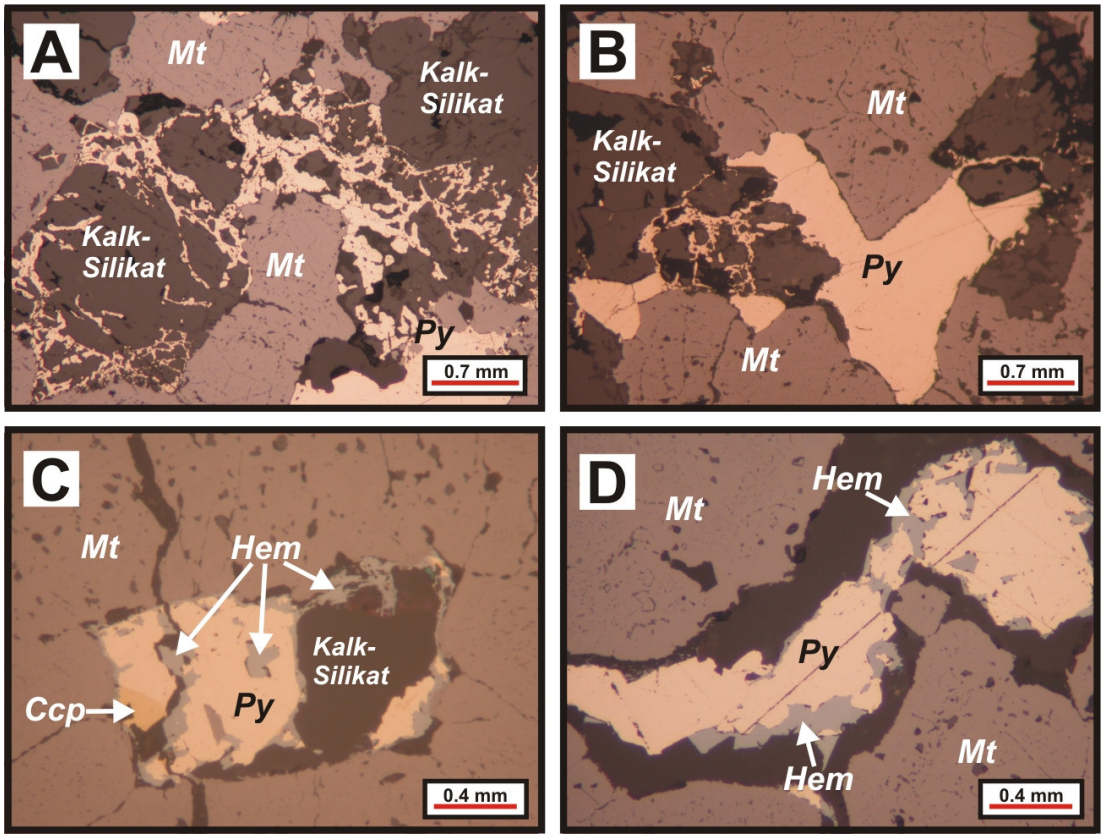


Şekil 9.2 A-B) İğnemsi hematit kristallerine dönüşen özşekilsiz manyetitler (HN&PN). C-D) Bölgede minör miktarda bulunan piritleri ornatan manyetitler (HN&PN). (Hem: Hematit, Mt: Manyetit, Py: Pirirt).

9.1.2 Sülfitler

Bölgede, plüton yüzleğinden nispeten uzaktaki masif manyetit bantları içinde çok nadir olarak bulunan sülfit mineralleri başlıca pirit ve kalkopirittir. Masif cevher bantları haricinde, epidot baskın zonlarda da az miktarda pirit oluşumlarına rastlanmıştır.

Özşekilsiz kristaller şeklinde bulunan pirit, daha önce oluşmuş olan gang minerallerini ornatmış ya da kırık/çatlaklarından itibaren yerleşmiştir (Şekil 9.3A). Pirit bölgedeki esas cevher minerali olan manyetit tarafından ornatılmıştır (Şekil 9.3B). Kalkopirit genellikle piritten dönüşmüş olup, pirite oranla çok daha az miktarda bulunmaktadır (Şekil 9.3C). Piritler retrograt evrede hematit mineraline dönüşmüştür (Şekil 9.3D).



Şekil 9.3 A) Kalk silikat mineralinin kırık ve çatlakları boyunca yerleşen pirit. B) Manyetit tarafından ornatılan pirit. C) Minör miktarda bulunan kalkopirit D) Retrograt evrede hematite dönüşen piritler. (Ccp: Kalkopirit, Hem: Hematit, Mt: Manyetit, Py: Pirit).

9.1.3 Hematit

Manyetit ve piritin alterasyon ürünü olan hematitler genellikle iğnemsi özşekilli kristaller şeklinde bulunmaktadır (Şekil 9.4A-B-C). Pirit ve manyetitin oksidasyonu sonucu hematit oluşumu şu reaksiyonlar ile temsil edilebilir.

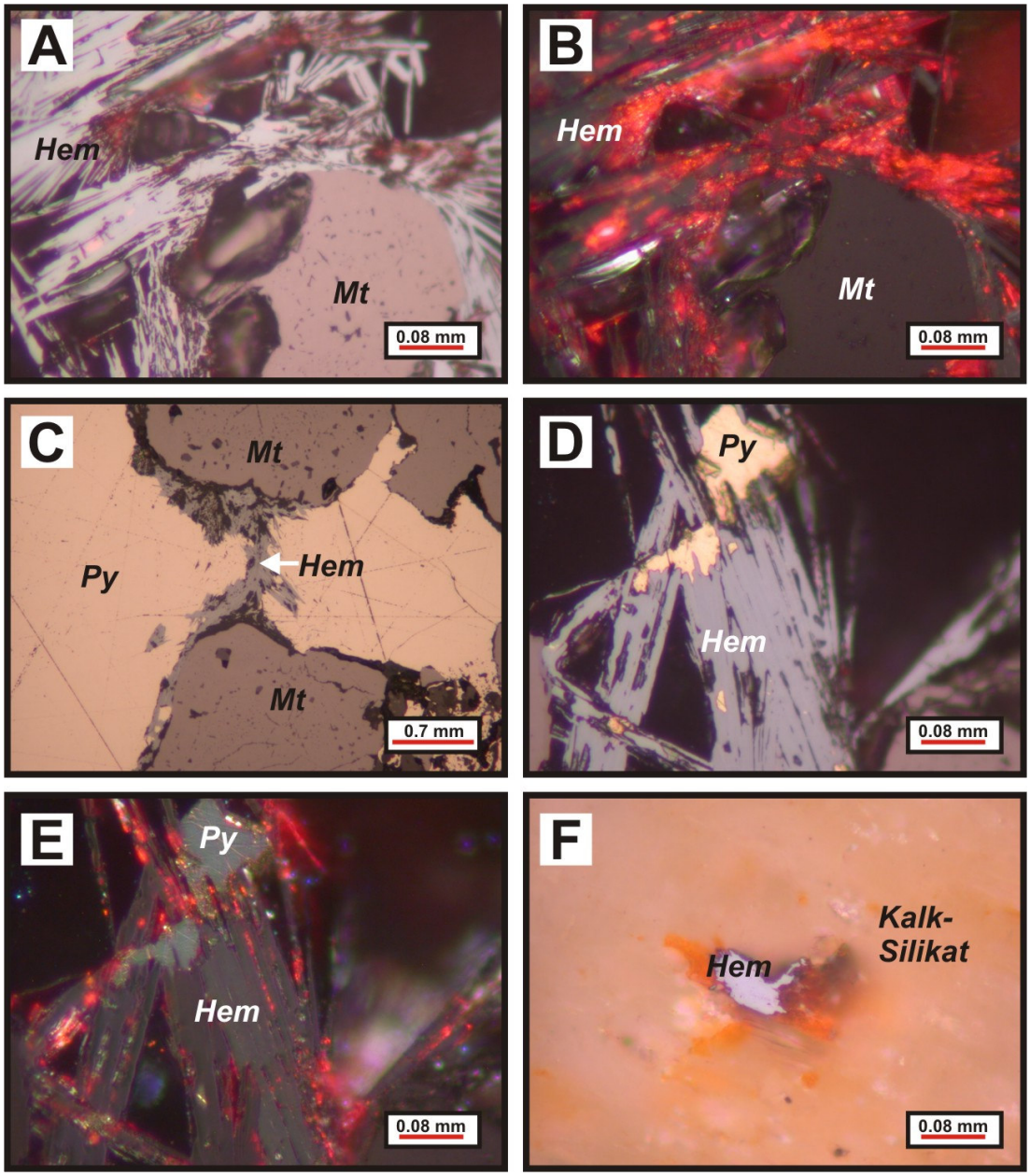
$2FeS_2 + 3/2\ O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + 2S_2$

Pirit Hematit

$4\ Fe_3O_4 + O_2 \rightarrow 6Fe_2O_3$

Manyetit Hematit

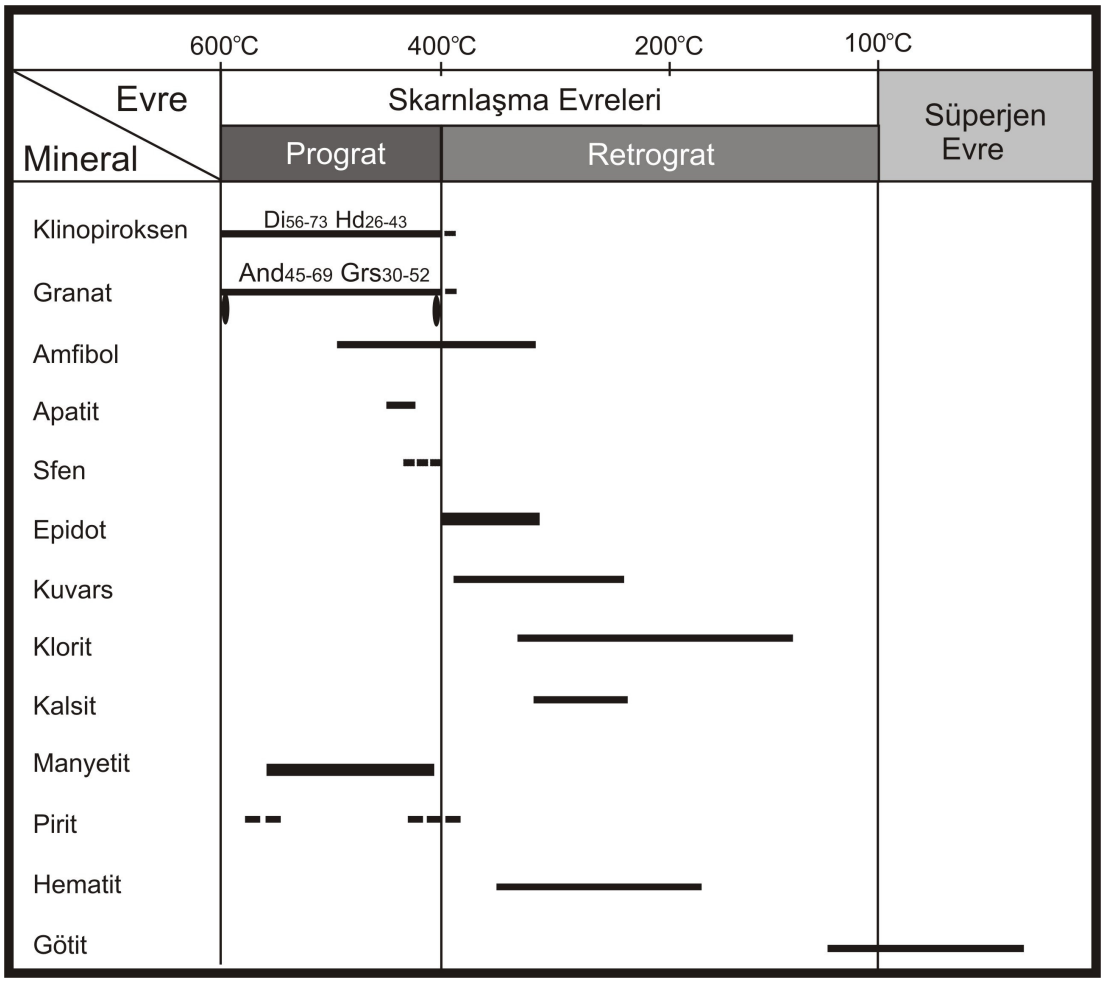
İğnemsi hematit kristallerinin içinde kalıntı piritlere rastlanmaktadır (Şekil 9.4D-E). Masif manyetit bantlarındaki kalıntı kalk silikat içinde kapanlanmış çok küçük kristalli hematitler bulunmaktadır (Şekil 9.4F).



Şekil 9.4 A-B) Manyetitten dönüşen hematit iğnecikleri (HN&PN). C) Piritten altere olan hematit iğnecikleri (HN). D-E) Hematit içinde kalıntı piritler (HN&PN. F) Kalk silikat içinde kapanlanmış hematit (HN).

Kalkan bölgesindeki skarn parakenezi ve ilişkili olduğu cevher mineralleri arasındaki süksesyon ilişkisi Tablo 9.1`de gösterilmiştir.

Tablo 9.1 Kalkan bölgesine ait skarn mineralleri ve cevhe arasındaki süksesyon ilişkisi



9.2 Karaağıl Bölgesi Demir Cevherleşmesi

Karaağıl bölgesinde kalsiyum ve magnezyumlu olmak üzere iki faklı skarn parajenezi gelişmiştir. Bu iki farklı parajenezde esas cevher minerali manyetit olmak üzere, sadece minör miktarda bulunan (götit, pirit, martit) minerallerin bulunuşu farklılık gösterir.

9.2.1 Kalsiyum Skarn İle ilişkili Demir Cevherleşmesi

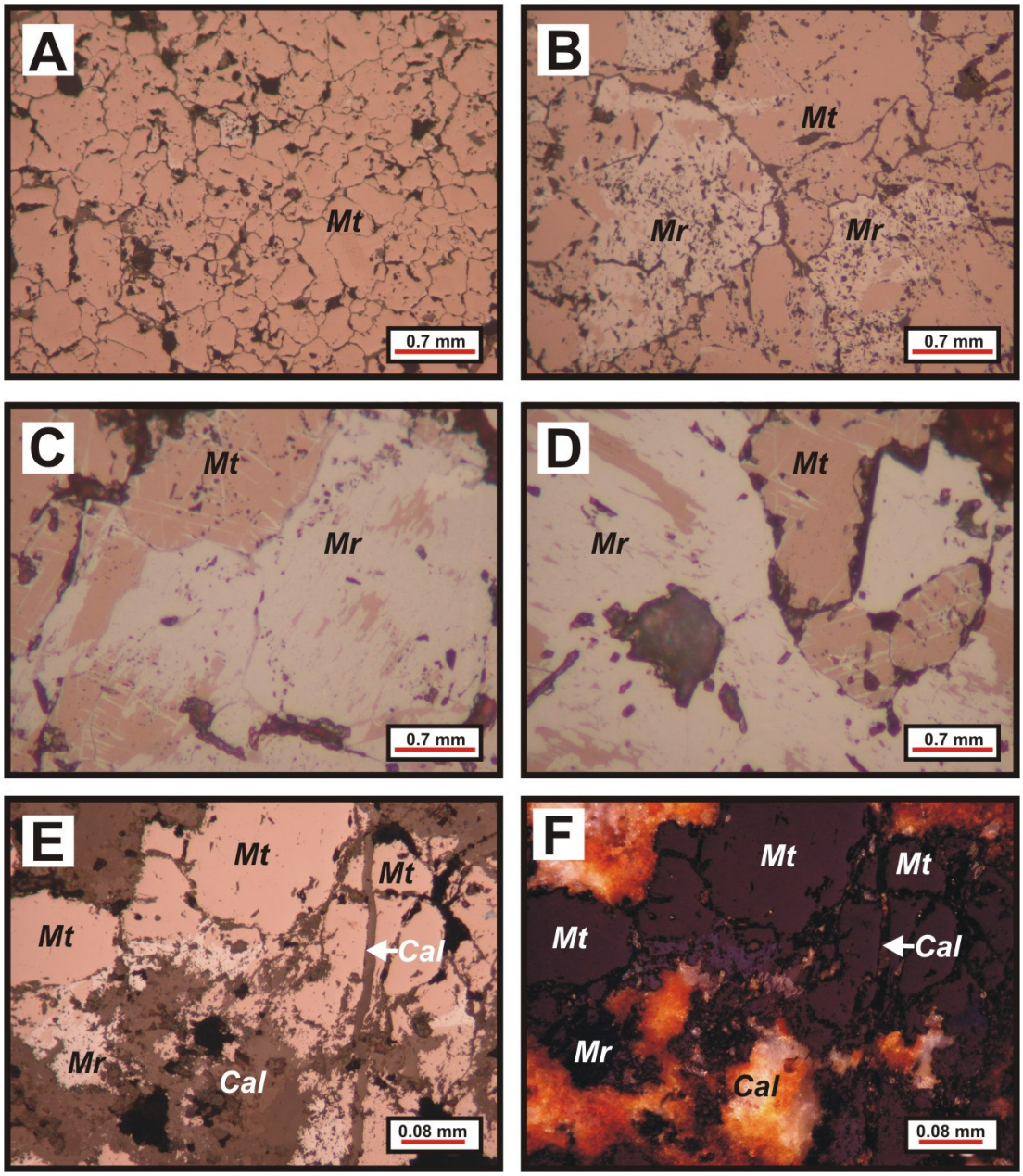
9.2.1.1 Manyetit

Bölgedeki esas cevher olan manyetit kristal boyutları 0.2-1 mm arasında değişen yarı özşekilli-özşekilsiz kristaller (Şekil 9.5A) ya da kristal sınırları net bir şekilde seçilemeyen sıkıca kenetlenmiş masif kristal kümeleri şeklinde bulunur.

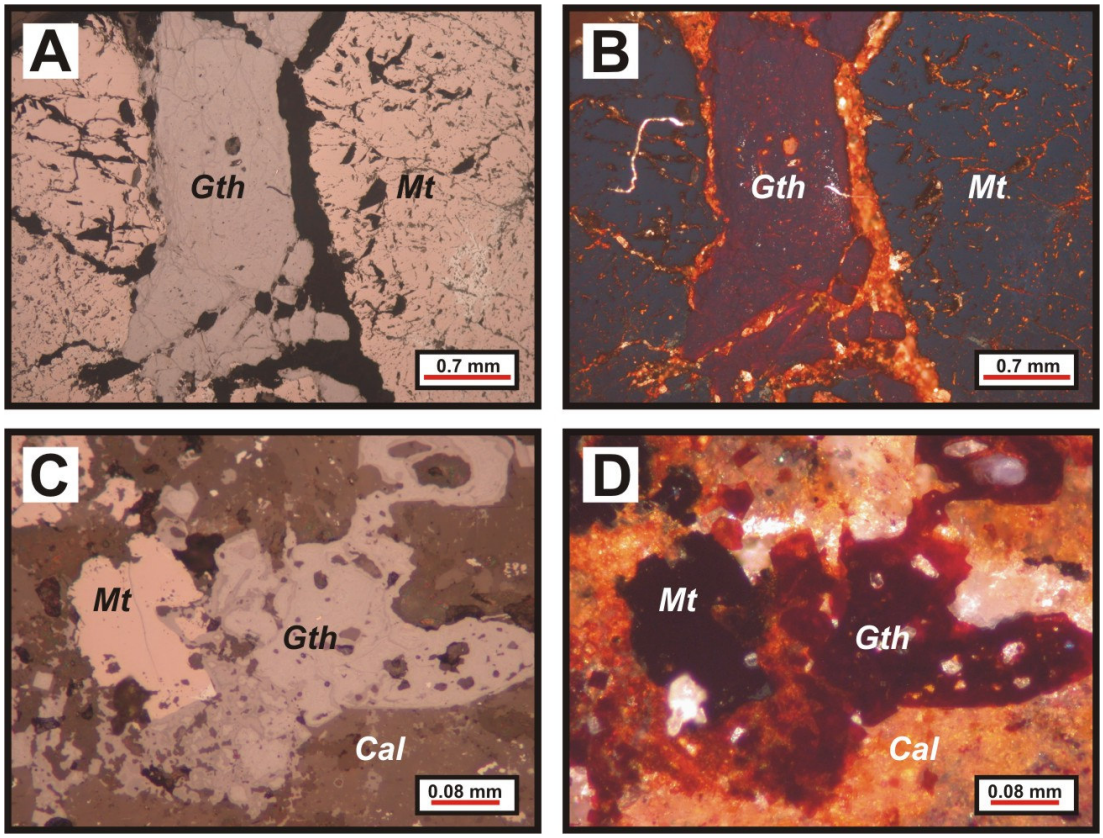
Manyetit kristalleri oksidasyon koşullarının artması ile martite dönüşmüştür (Şekil 9.5B-C-D). Bu dönüşüm yer yer manyetitin kristal sınırlarından itibaren gerçekleşmiştir. Martitleşme retrograt evreyi temsil etmektedir.

Masif manyetit kütlelerinin içinde, ikincil ve muhtemelen hidrotermal akışkandan kristalleşmiş olan özşekilsiz kalsit kristalleri ya da kalsit damarları bulunmaktadır (Şekil 9.5E-F). Bu kalsit damarlaru manyetitleri olasılıkla retrograt evrede kat etmiştir. Manyetit, oluşturduğu masif kütlelerin yanı sıra, skarn zonundaki mineralleri ornatan saçınım kristaller şeklinde de bulunmaktadır.

Manyetit, süperjen evrede kırık ve çatlakları boyunca götit tarafından kat edilmiş (Şekil 9.6A-B) ya da ornatılmıştır (Şekil 9.6C-D). Bu ornatılma yer yer psödomorfik olarak gerçekleşmiştir.



Şekil 9.5 A) Özşekilsiz manyetit kümeleri (HN). B-C-D) Manyetitin retrograt evrede martite dönüşümü (HN). E-F) Retrograt evreye ait kalsit damarları tarafından kat edilen ve ornatılan manyetitler. (Cal: Kalsit, Mr: Martit, Mt: Manyetit)



Şekil 9.6 A-B) Süperjen evrede götit tarafından kat edilen manyetit (HN&PN). C-D) Superjen evrede götit tarafından ornatılan manyetit (HN&PN). (Cal: Kalsit, Gth: Götit, Mt: Manyetit).

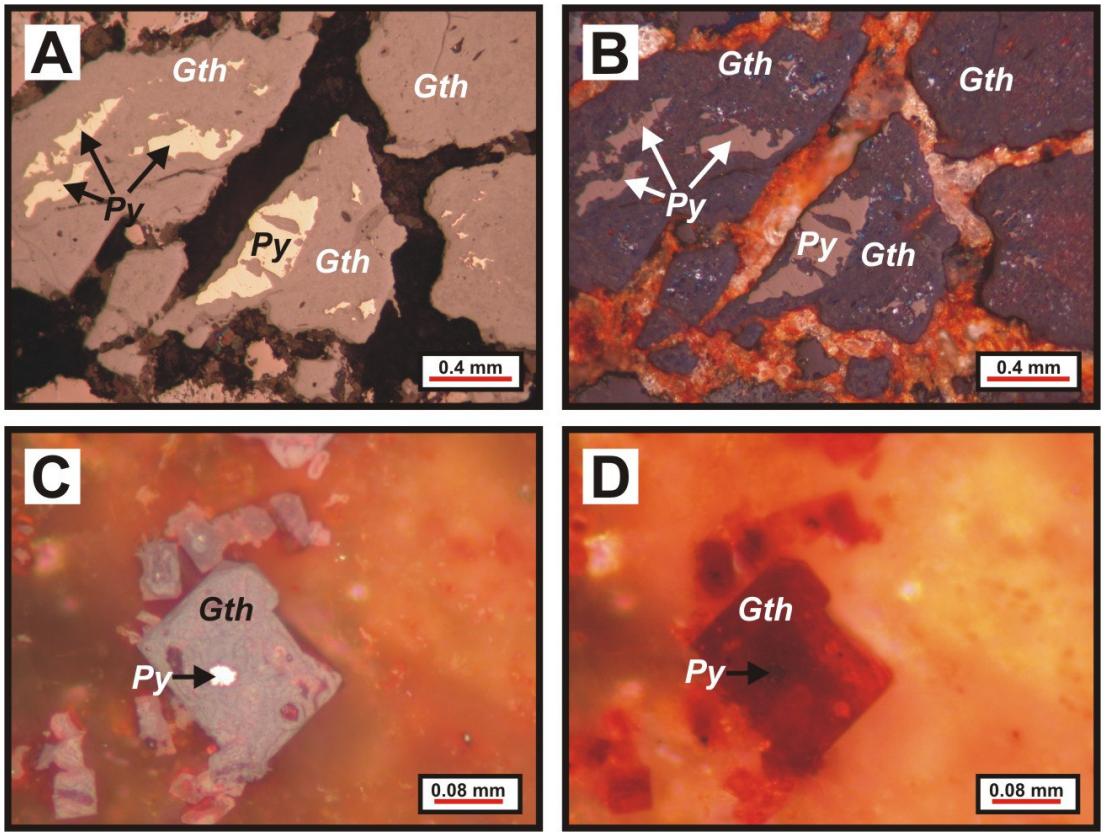
9.2.1.2 Pirit

Cevherleşme bölgesindeki sülfür içeren tek faz olan pirit masif manyetit kütlelerinin içinde çok nadir olarak gözlenir. Süperjen evrede okside olarak götit mineraline dönüşen pirit, genellikle götitin içinde kalıntı kristaller şeklinde bulunur (Şekil 9.7).

Piritin götite dönüşümü olasılıkla şu reaksiyon doğrultusunda olmuştur;

$$2FeS_2 + 3/2\ O_2 + H_2O \rightarrow 2FeO.OH$$

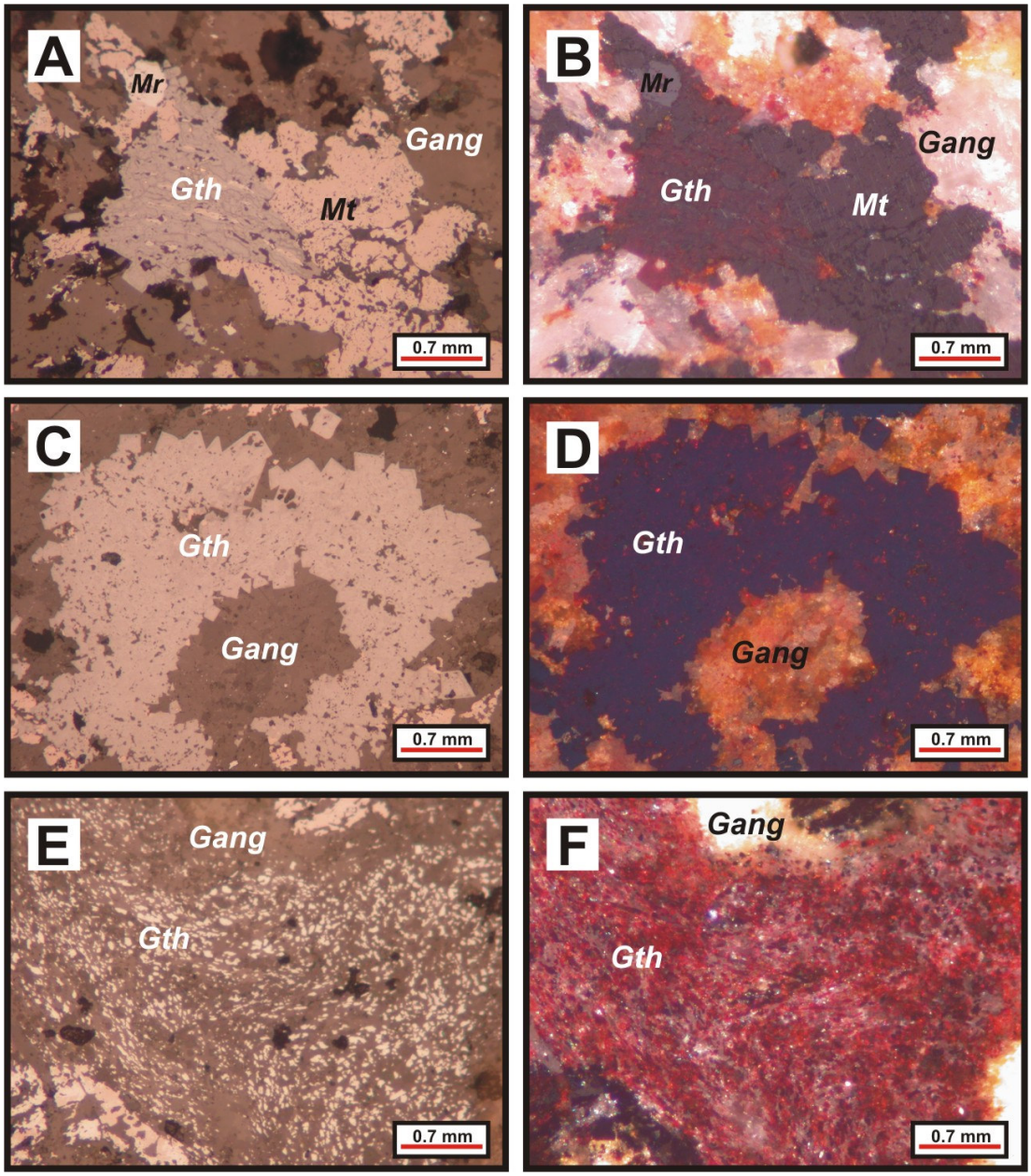
Pirit Götit



Şekil 9.7 A-B) Süperjen evrede götit tarafından ornatılan pirit (HN&PN). C-D) Götit içinde kalıntı pirit (HN&PN).

9.2.1.3 Götit

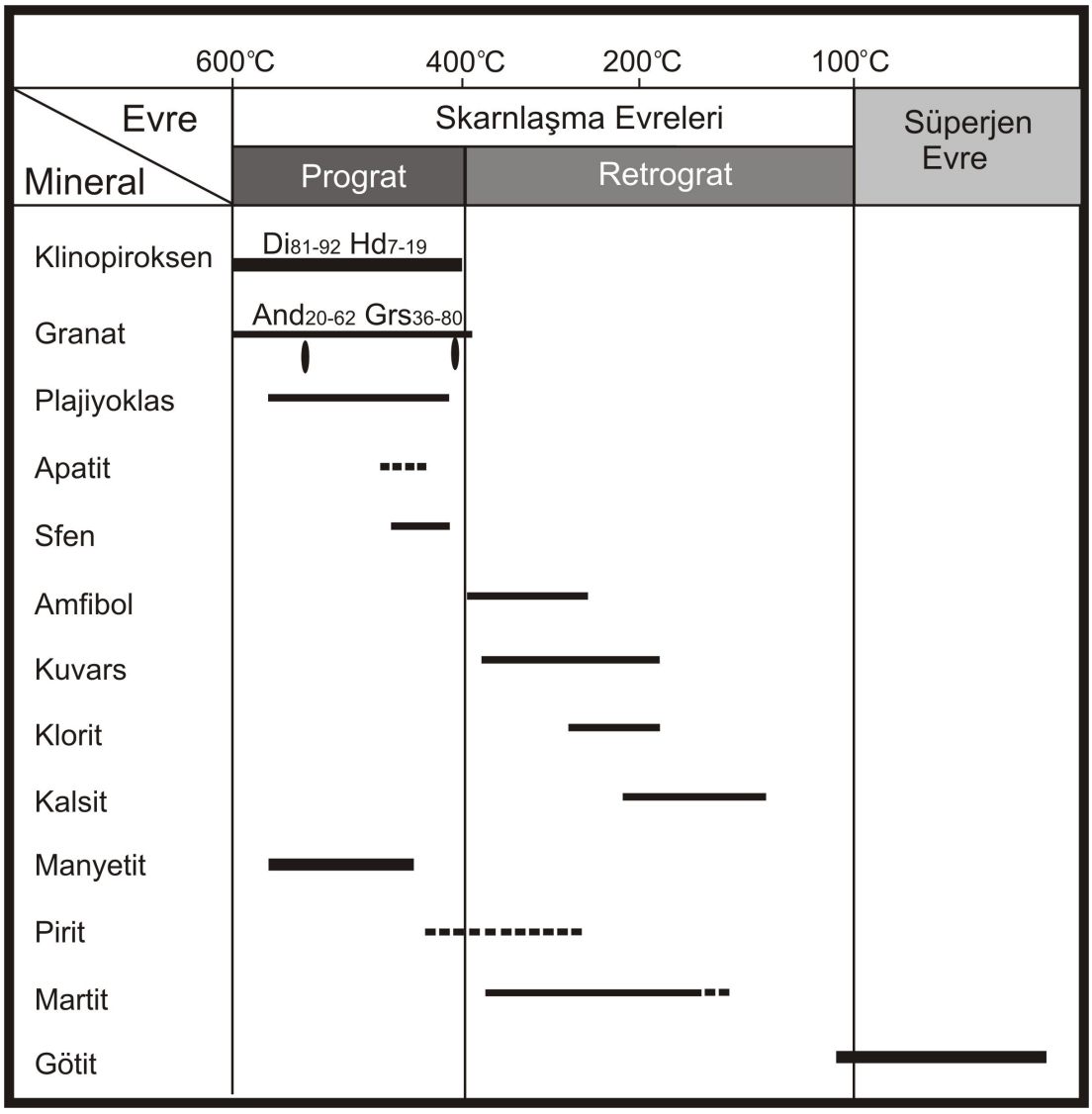
Cevherleşme bölgesinde götit süperjen evreyi temsil etmektedir. Götit yaygın olarak manyetiti (Şekil 9.8A-B) ve çok nadir bulunan piriti ornatmıştır. Manyetit kristallerini ornatımı yer yer psödomorfik olarak gerçeklemiştir (Şekil 9.8C-D). Götit kristalleri yer yer gang mineralleri içinde saçınım şeklinde de yer almaktadır (Şekil 9.8E-F).



Şekil 9.8 A-B) Süperjen evrede manyetiti ornatan götit (HN&PN). C-D) Manyetitleri psödomorfik olarak ornatan götitler (HN&PN). E-F) Saçınım şeklinde bulunan götitler (HN&PN).

Karaağıl bölgesindeki kalsiyumlu skarn parajenezi ve ilişkili olduğu cevherleşme arasındaki süksesyon ilişkis Tablo 9.2`de gösterilmiştir.

Tablo 9.2 Karaağıl kalsiyum skarn cevhereşmesine ait süksesyon ilişkisi.

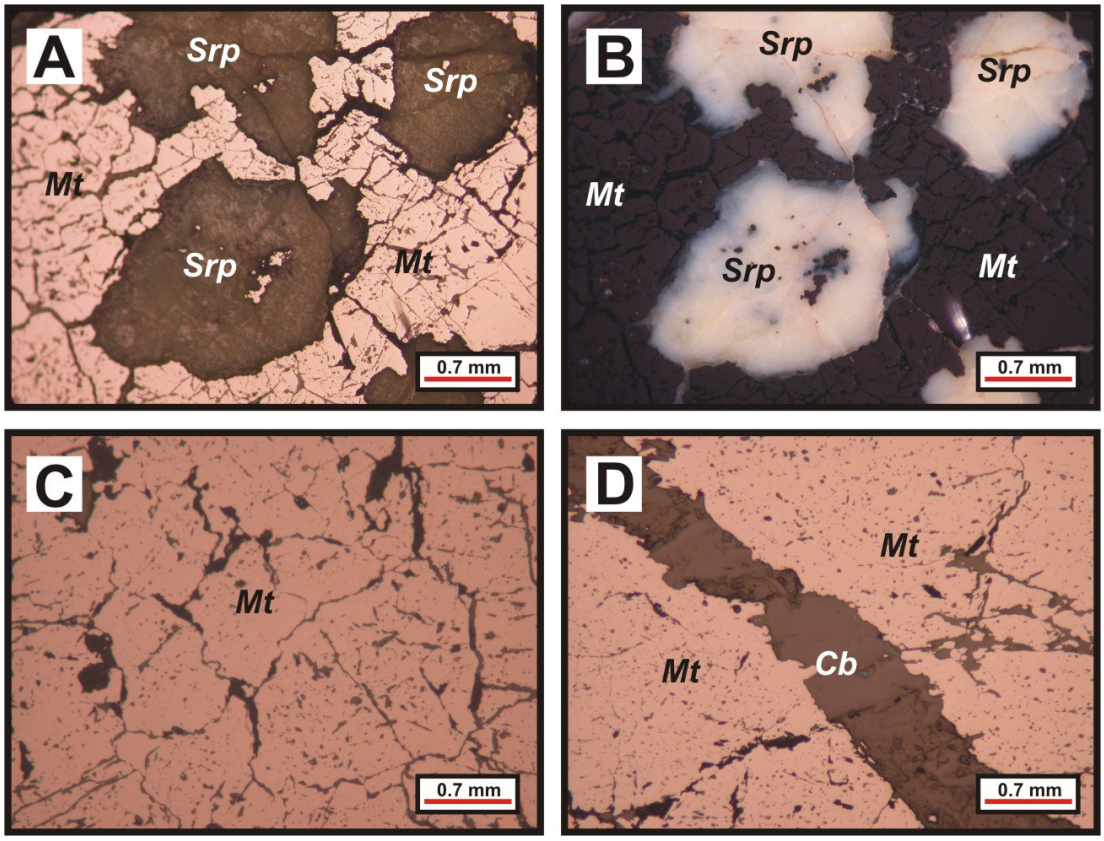


9.2.2 Magnezyum Skarn İle ilişkili Demir Cevherleşmesi

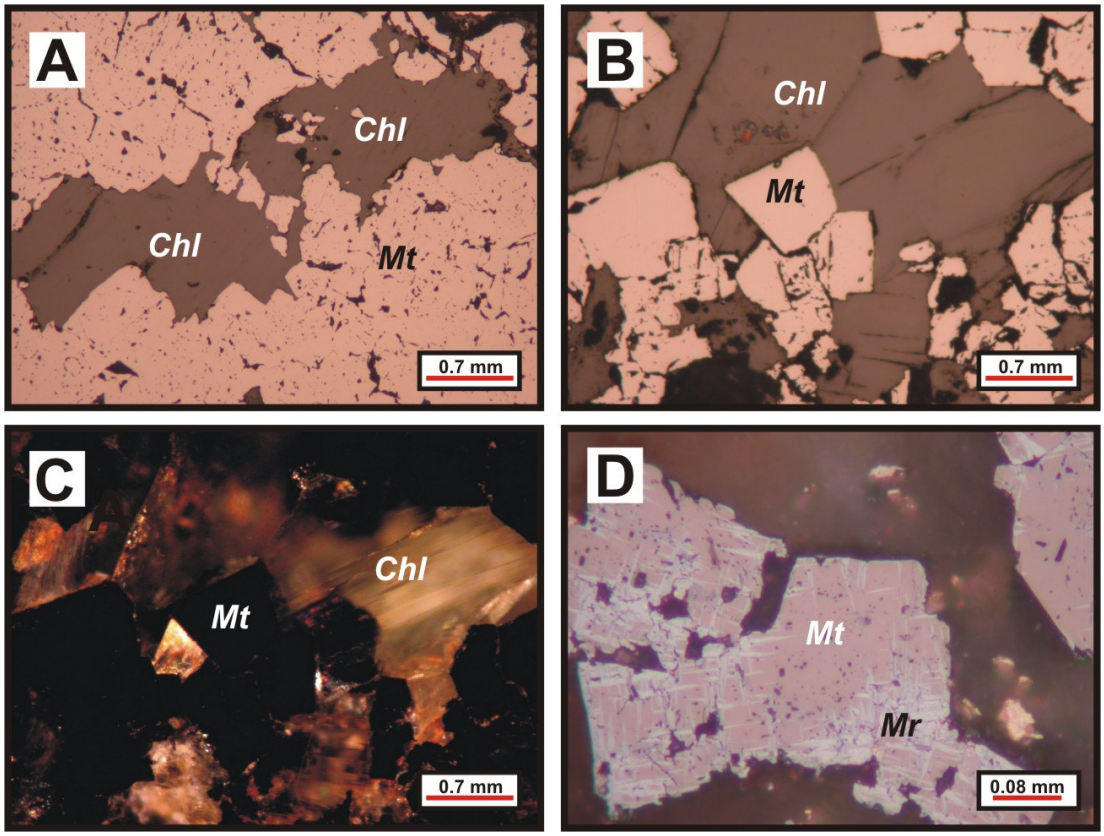
9.2.2.1 Manyetit

Bölgedeki esas cevher minerali olan manyetit masif kütleler şeklinde bulunduğu gibi, skarn mineralleri ile beraber olarak da bulunur.. Skarn mineralleri içinde genellikle serpantini çevreler konumda olup, ince talk damarcıkları tarafından sıklıkla kat edilir (Şekil 9.9A-B). Kristal boyutları 0.4-1.5 mm arasında değişen manyetit genellikle özşekilsiz formda bulunmaktadır (Şekil 9.9C). Masif cevher kütlelerinin içinde az miktarda, manyetiti kat eden ikincil karbonat damarlarına

rastlanmıştır (Şekil 9.9D). Bu karbonat damarları olasılıkla hidrotermal olarak oluşmuştur. Bunun yanı sıra, masif cevher kütlesi içinde az miktarda klorit oluşumu gözlenmiştir (Şekil 9.10A-B-C). Manyetit retrograt evrede martite dönüşmüştür (Şekil 9.10D). Magnezyumlu skarn ile ilişkili olam manyetitte gözlenen martitleşmenin şiddeti kalsiyum skarn ile ilişkili olanınkinden daha azdır.



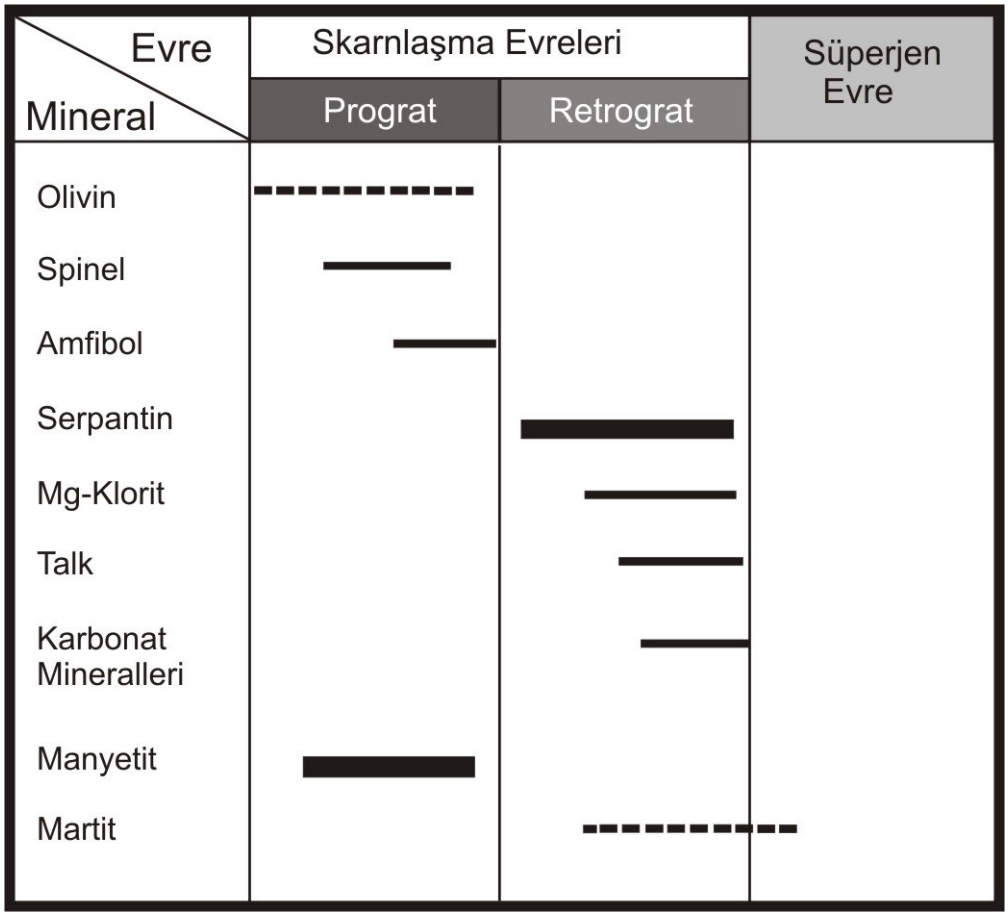
Şekil 9.9 A-B) Serpantini çevreleyen manyetitler (HN&PN). C) Özşekilsiz manyetit kristalleri (HN). D) Retrograt evrede karbonat damarı tarafından kat edilen manyetit (HN).



Şekil 9.10 A) Masif manyetit kütlesi içinde gözlenen klorit oluşumları (HN). B-C) Masif manyetit kütlesi içinde gözlenen kloritler (HN&PN). D) Retrograt evrede martitleşen manyetit kristali (HN). (Chl: Klorit, Mr: Martit, Mt: Manyetit).

Karaağıl bölgesindeki magnezyumlu skarn mineralleri ve ilişkili olduğu cevherleşme arasındaki süksesyon ilişkis Tablo 9.3`te gösterilmiştir.

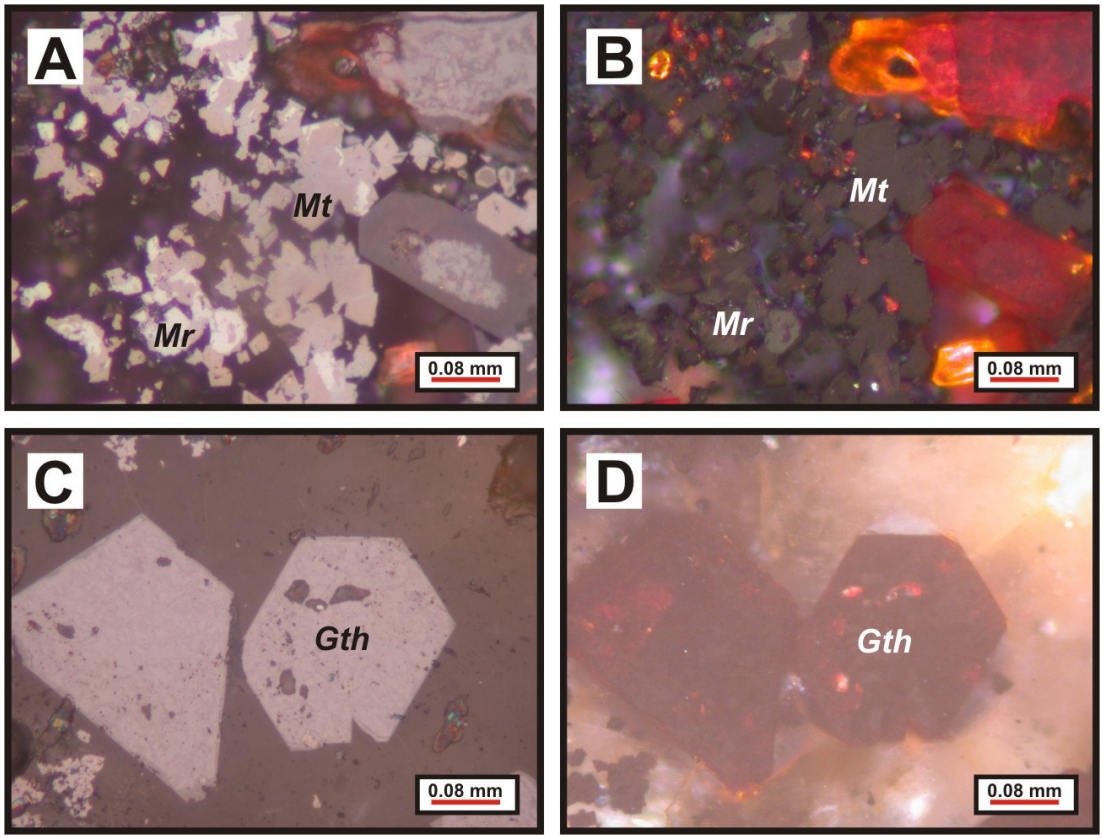
Tablo 9.3 Karaağıl bölgesi magnezyumlu skarn parajenezi ve ilişkili olduğu cevherleşmenin süksesyon ilişkisi.



9.2.3 Katrandağ Cevherleşmesi

9.2.3.1 Manyetit

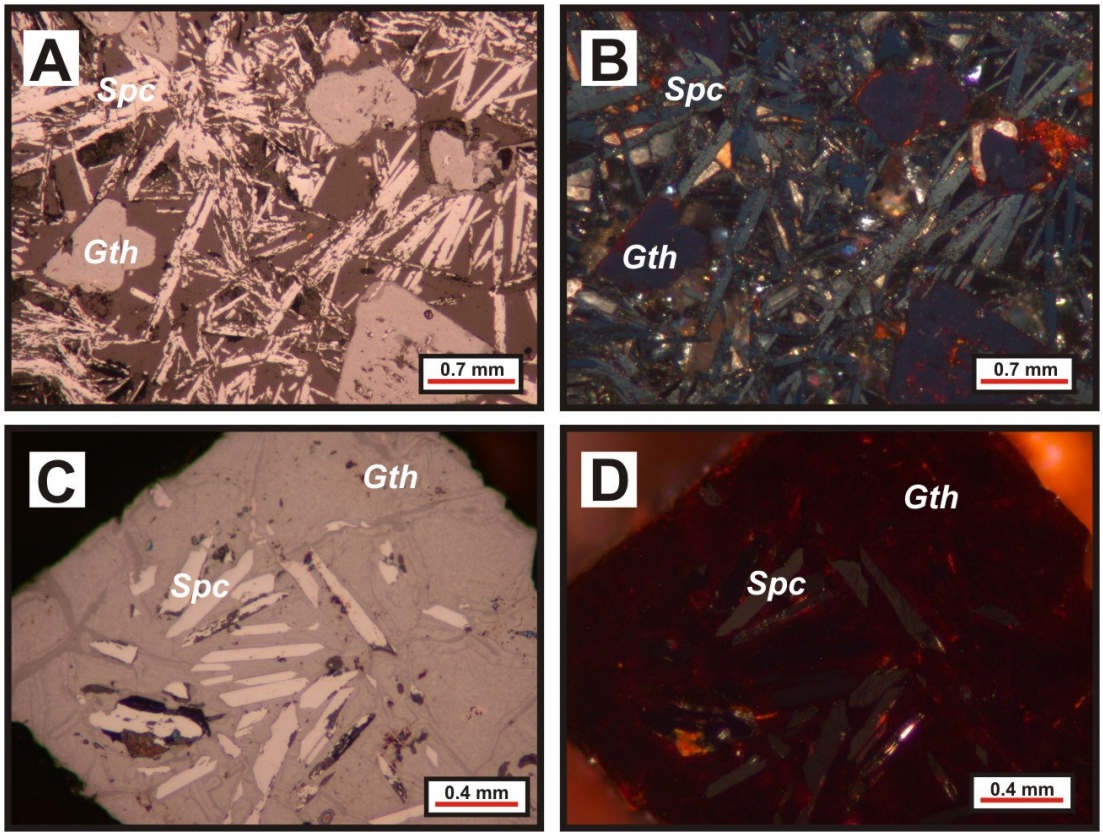
Katrandağ bölgesinde skarnlaşma ile ilişkili olan manyetit özşekilli- yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 9.11A-B). Manyetit retrograt evrede martitleşmiştir. Skarnlaşmanın üzerine gelişen gossan alterasyonundan etkilenen manyetit yaygın olarak götit kristallerine dönüşmüştür. Bu dönüşüm çoğunlukla psödomorfik olarak gerçekleşmiştir (Şekil 9.11C-D).



Şekil 9.11 A-B) Özşekilli-yarı özşekilli ve yer yer martitleşmiş manyetit kristalleri (HN&PN). C-D) Manyetiti psödomorfik olarak ornatmış olan götitler. (Gth: Götit, Mr: Martit, Mt: Manyetit).

9.2.3.2 Spekülarit

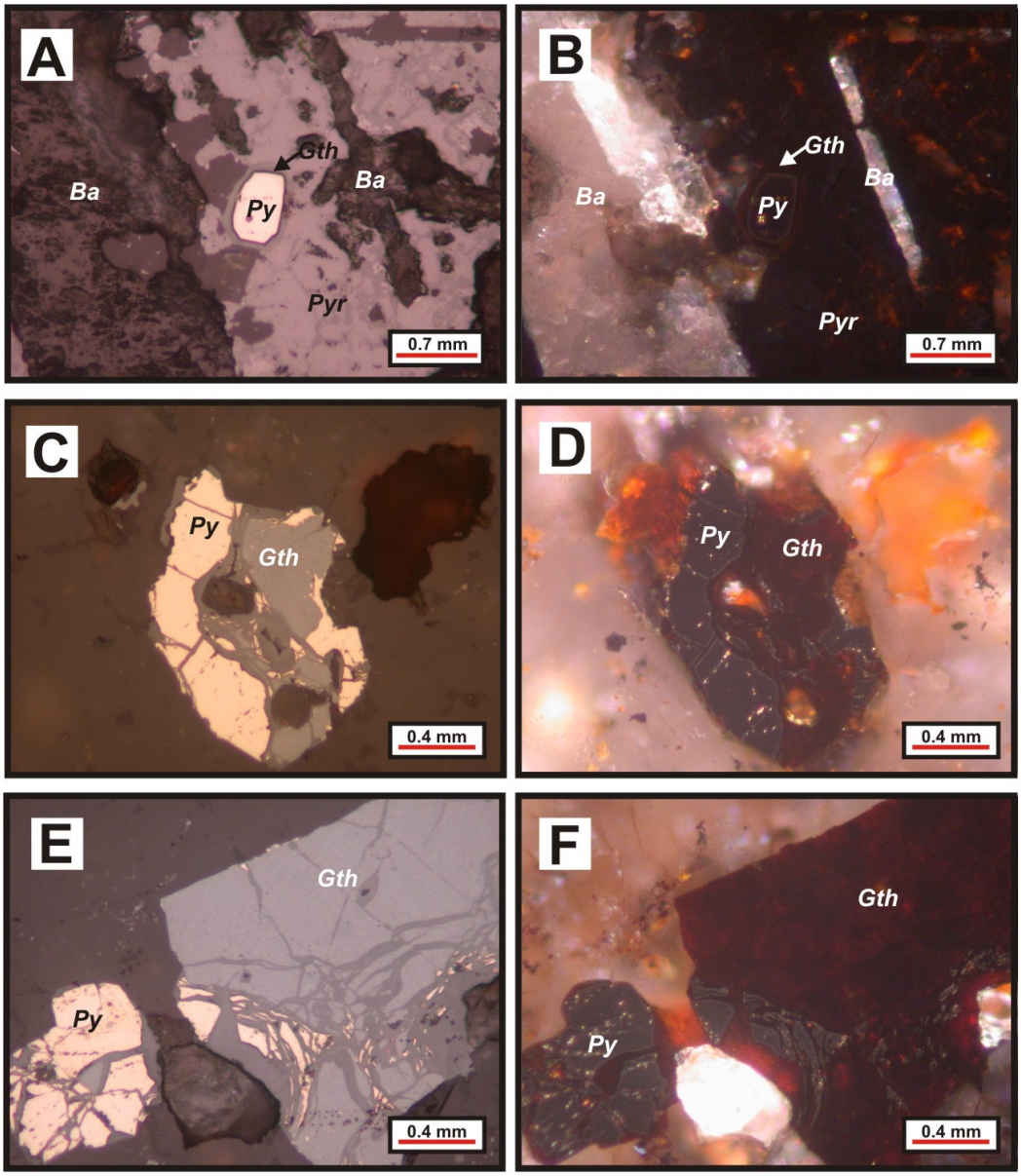
Spekülaritler tipik yassı–uzun iğnecikler şeklinde halinde olup, kristal uzunlukları 0.4-1 mm arasında değişir (Şekil 9.12A-B). Genellikle kuvarsların içinde olmasının yanı sıra yer yer götitlerin içinde alterasyondan etkilenmemiş olarak da bulunur (Şekil 9.12C-D).



Şekil 9.12 A-B) Yassı-uzun iğneler şeklinde spekülarit kristalleri (HN&PN). C-D) Götit kristali içinde alterasyondan korunmuş spekülarit kristalleri (HN&PN). (Gth: Götit, Spc: Spekülarit).

9.2.3.3 Pirit

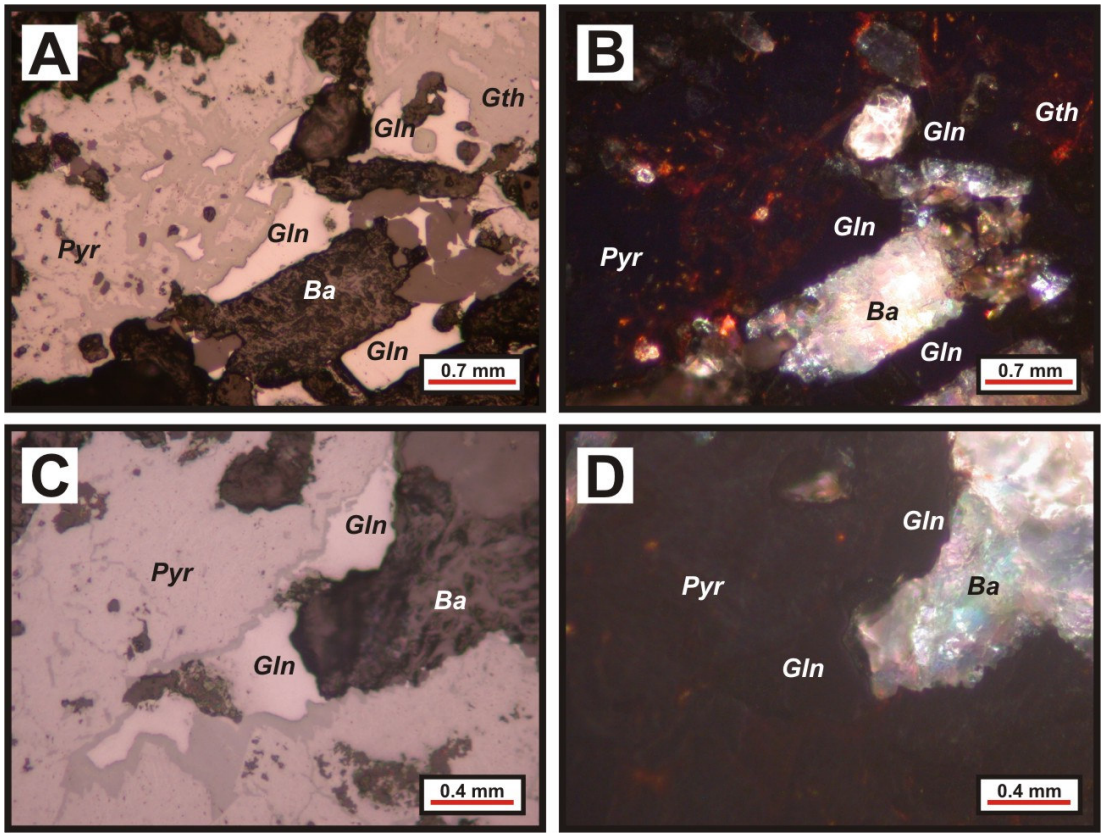
Pirit 1) manganın egemen olduğu gossan zonunda nadir olarak gözlenen özşekilli-özşekilsiz kristaller şeklinde (Şekil 9.13A-B) 2) Fe`nin baskın olduğu zonda (spekülarit+manyetit+götit) götitlerin içinde kalıntı kristaller şeklinde bulunmaktadır. Gossan zonu içindeki kristal boyutları 0.5-1mm arasında değişmektedir ve genellikle gossan alterasyonu sonucu götite dönüştükleri gözlenir (Şekil 9.13C-D-E-F).



Şekil 9.13 A-B) Gossan zonu içinde kenarlarından itibaren götite dönüşmüş özşekilli pirit (HN &PN). C-D-E-F) Götite altere olmuş özşekilsiz piritler (C-E:HN, D-F: PN). (Ba: Barit, Gth: Götit, Py: Pirit).

9.2.3.4 Galen

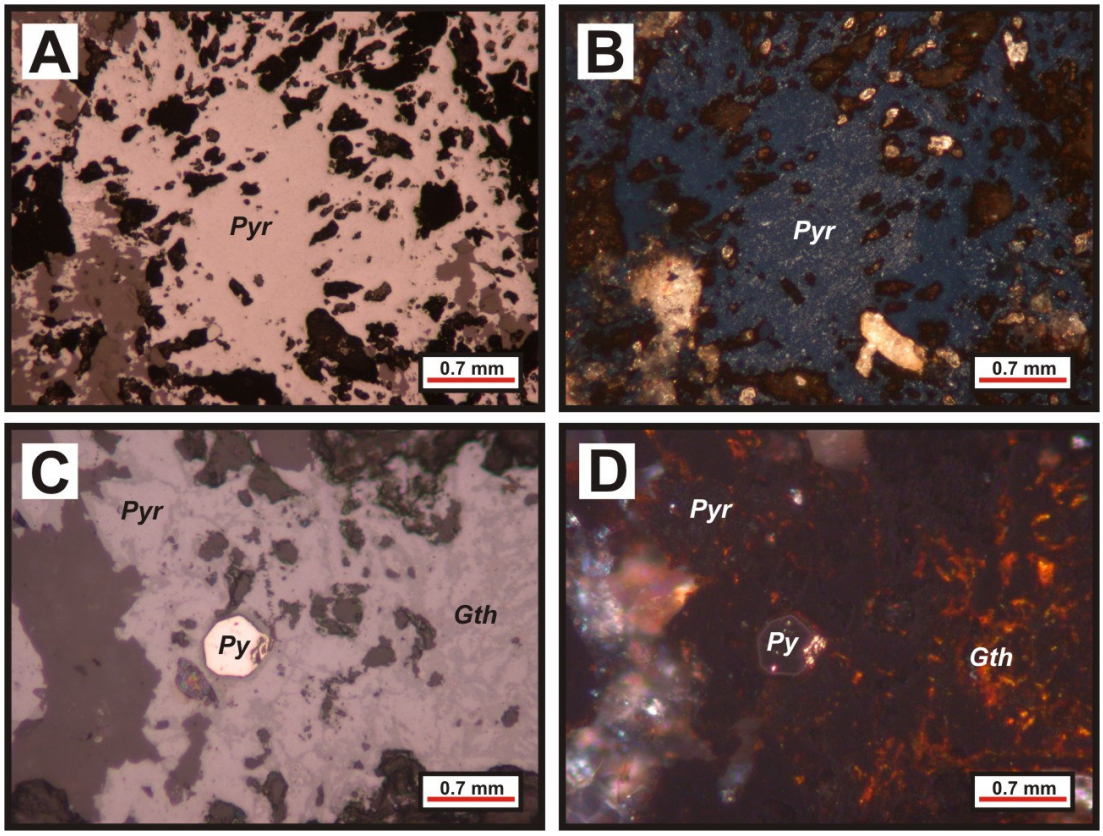
Gossan alterasyonundan büyük ölçüde etkilenmiş olan galen manganın baskın olduğu zonda kalıntı özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenmektedir (Şekil 9.14).



Şekil 9.14 A-B-C-D) Gossan zonu içindeki kalıntı öz şekilsiz galenler (A-C:HN; B-D:PN).
(Ba: Barit, Gln: Galen, Gth: Götit, Pyr: Piroluzit).

9.2.3.5 Piroluzit

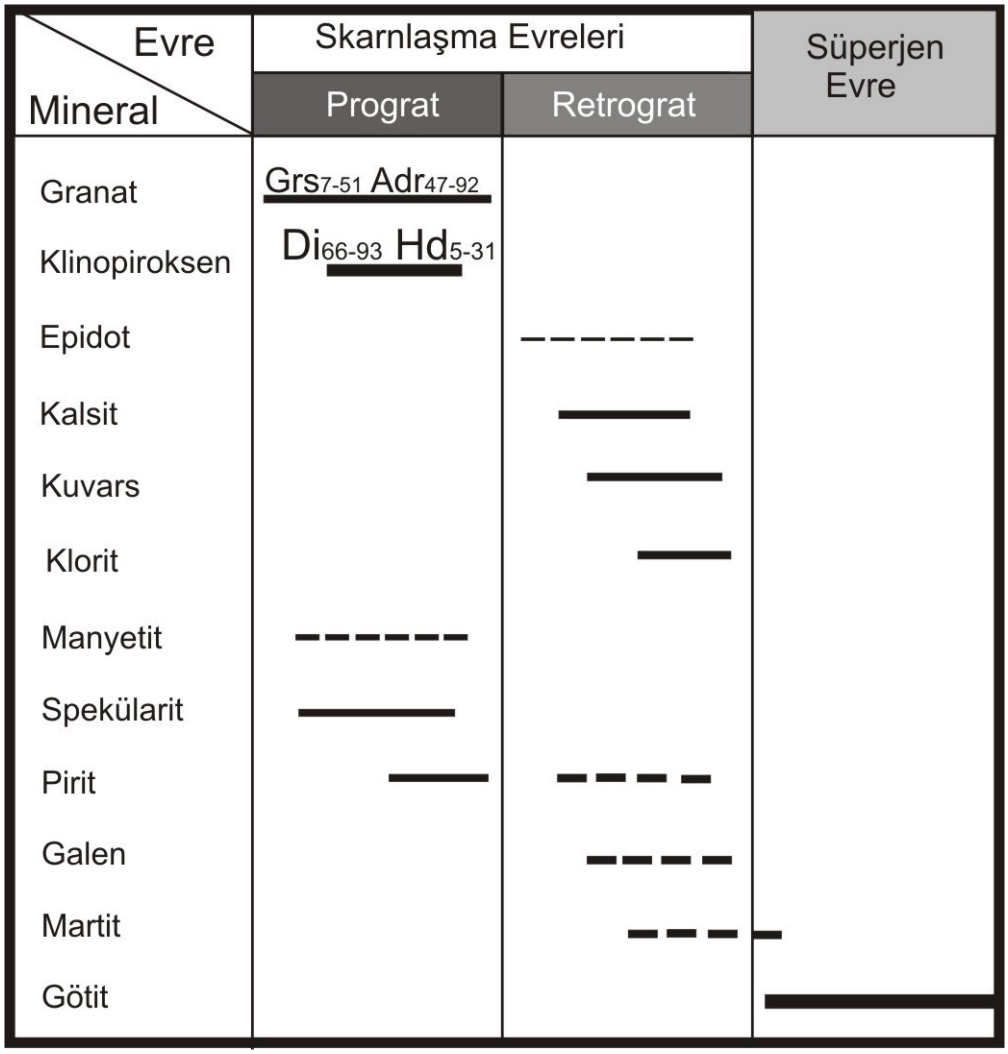
Manganın egemen olduğu gossan zonunun baskın minerali olan piroluzit, özşekilsiz toplanımlar halinde gözlenmekte olup, yaygın olarak götit ile birliktelik göstermektedir (Şekil 9.15).



Şekil 9.15 A-B) Özşekilsiz piroluzit kristali (HN&PN). C-D) Piroluzit ile götit birlikteliği (HN&PN). (Gth: Götit, Py: Pirit, Pyr: Piroluzit).

Katrandağ bölgesindeki ve ilişkili oldukları cevher mineralleri arasınaki süksesyon ilişkisi Tablo 9.4`te gösterilmiştir.

Tablo 9.4 Katrandağ bölgesindeki skarn ve cevher mineralleri arasındaki süksesyon ilişkisi.



BÖLÜM ON
SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Kristal büyümesi akışkan bir fazın varlığında gerçekleştiği zaman, akışkanın bir kısmı kapanım oluşturmak üzere büyüyen kristalde kapanlanır. Kapanlanan bu akışkan sıvı, buhar, süperkritik akışkan olabilir .

Maden yataklarındaki en yaygın kapanımlar dört gruba ayrılmaktadır (Nash, 1976). Tip –I kapanımlar (iki fazlı), başlıca sıvı faz ve kapanımın %10-40`ını oluşturan gaz kabarcığından oluşmaktadır. Tip II kapanımlar (iki fazlı) gaz fazın baskın olduğu kapanımlardır. Gaz fazı baskın ve gaz fazca fakir olan kapanımın birlikte gözlenmesi, kapanlanma sırasında akışkanın kaynadığına dair bir kanıt niteliğindedir. Tip III (üç fazlı), halit içeren kapanımlardır. Tip IV, CO_2`ce zengin kapanımlar olup, bunların $CO_2$:$H_2O$ oranı %3`den başlayıp %30`un üzerine çıkabilir. Genellikle tip-II kapanımlara geçiş gösterirler. Yani oda sıcaklığında içerdikleri fazlara göre kapanımların sınıflanması şu ekilde özetlenebilir:

Tip-I: İki fazlı (sıvı+gaz) ve oda sıcaklığında sıvı fazca zengin

Tip-II: İki fazlı (sıvı + gaz) ve oda sıcaklığında gaz fazca zengin

Tip-III:çok fazlı (sıvı+gaz+katı)

Tip IV: CO_2 ce zengin

Bunun yanı sıra, kapanımları oda sıcaklığında içerdiği faz sayısına göre;

Tek fazlı

İki fazlı (Sıvı+Gaz)

Sıvı fazı baskın

Gaz fazı baskın

Tuz içerikli

CO_2 içerikli

Çok fazlı

Petrol içerikli

Eriyik kapanımlar olmak üzere sınıflandırılabilir.

Roedder (1984) sıvı kapanımları kökenlerine göre şu şekilde sınıflandırmıştır:

Birincil Kapanımlar: Kristalin büyümesi sırasında oluşan kapanımlardır Bir kapanımın birincil olduğuna dair en önemli petrografik kriter, kapanımın kristalin büymesine göre olan yönlenmesi ve şeklidir. Birincil kapanımlar genellikle, kristalin büyüme yüzeyi yönünde uzun olup, alt kısımları düz ve uca doğru incelen bir şekle sahiptirler.

İkincil Kapanımlar: Mineralin kristalleşmesi tamamlandıktan sonraki herhangi bir süreç içinde oluşabilen kapanımlardır. Oluşumları yaygın olarak kırık ve çatlakların kapanması sırasında olmaktadır. Bir kapanımı ikincil olarak olarak tanımlamak için, kapanımın kristalin tüm büyüme yüzeylerini kat eder şekilde dizilmesi gerekir.

Yalancı İkincil Kapanımlar:Kristalin büyümesi tamamlanmadan önce oluşan kapanımlardır. Bunlar, mikro kırık ve çatlaklar ya da diğer deformasyon düzlemleri boyunca oluşmaları yönünden ikincil kapanımlarla benzerlik gösterir. İkincil kapanımlardan farklı olan yönleri ise, oluşumlarından sonra kristal büyümesinin devam etmesidir. Bu tip kapanımların ayırt edilmesi, kristalin büyüme yüzeyinin aksi yönünde son bulunan düzlemsel dizilimli kapanımların gözlenmesini gerektirir. Fakat, tüm kırık ve çatlaklar herhangi bir yerde son bulabileceği için bu yeterli bir kriter değildir. Yalancı ikincil kapanımlar, tektonik damar sistemlerinde yaygın olarak bulunmakla beraber, aksi taktirde tanımlanmaları güçtür.

10.1 Kalkan Bölgesi Demir Skarnı

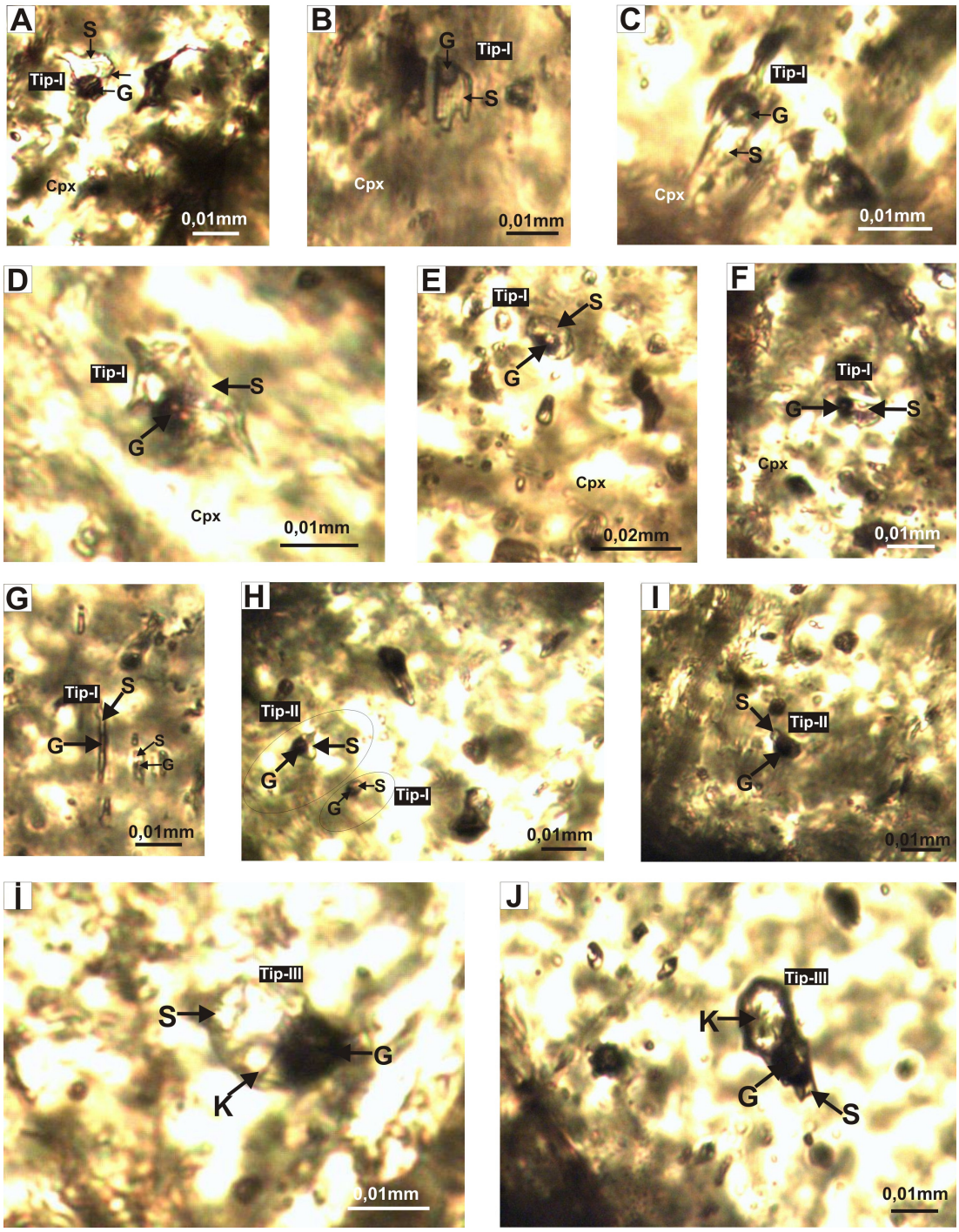
Kalkan bölgesindeki skarn bantlarından alınan KAL3 örneğinde piroksen ve granat mineraline ait, KAL4 örneğinden epidot, KAL6 örneğinden epidot ve kuvars, KAL8 örneğinden kalsit mineraline ait sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır.

10.1.1 Klinopiroksen

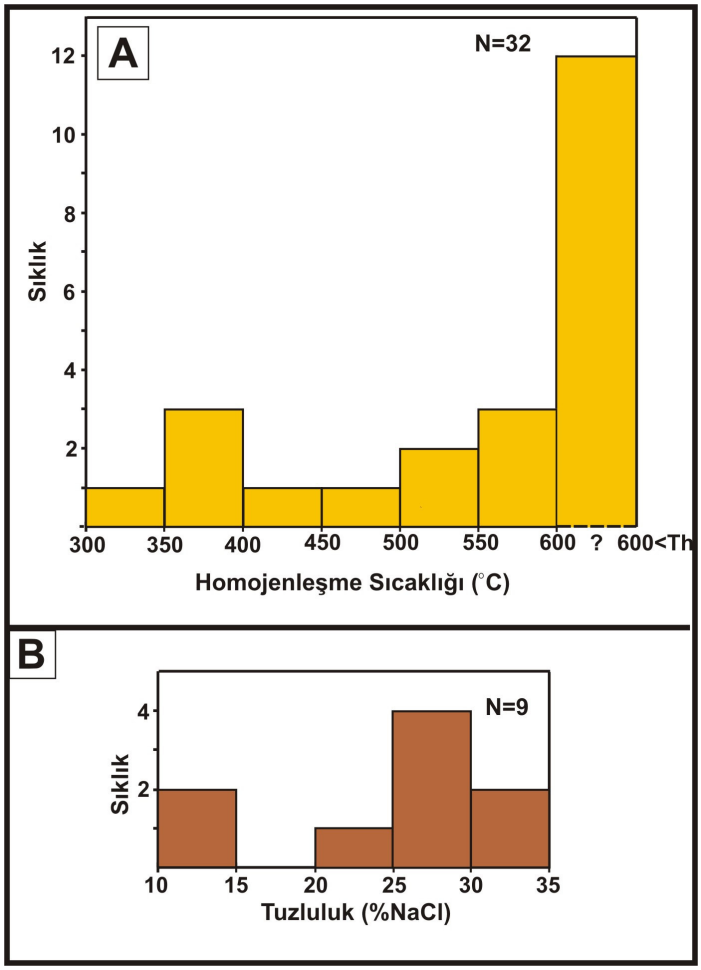
Klinopiroksene ait kapanımlar sıvı, gaz ve katı fazdan oluşmaktadır. Ölçüm yapılan kapanımlarda en yaygın olarak gözlenenler sıvı fazın gaz faza oranla baskın

olduğu iki fazlı Tip-I kapanımlardır. Tip-I kapanımların boyutları 10-25 mμ arasında değişmekte ve sıvı faz kapanım hacminin yaklaşık olarak %65-85`ini oluşturmaktadır. Alan oranlaması yapıldığı zaman gaz/sıvı oranı 0.002-0.3 arasında değişmektedir. Sıvı fazın egemen olduğu kapanımlar, düzensiz şekilli (Şekil 10.1A-B-C-D, elipsoidal (Şekil 10.1E-F) ve klivaj düzlemiyle uyumlu ince uzun olarak gözlenmektedir (Şekil 10.1G). Sıvı fazdan daha fazla gaz içeren Tip-II kapanımlar, Tip-I kapanımlardan daha az gözlenmekte olup boyutları 6-12mμ arasında değişmektedir. Bu kapanımlarda gaz, kapanım hacminin yaklaşık olarak %60-80`ini oluşturmaktadır. Tip-II kapanımlar düzenli bir şekil göstermemektedir (Şekil 10.1H-I). Sıvı, gaz ve katı fazın birlikte bulunduğu Tip-III kapanımlar elipsoidal (Şekil 10.1İ) ya da düzensiz şekilli (Şekil 10.1J) olmak üzere boyutları 13-25mμ arasında değişmektedir. Bu kapanımlarda, katı faz olarak nadiren opak mineral gözlenmekle beraber, yaygın olarak halit kristalleri gözlenmektedir.

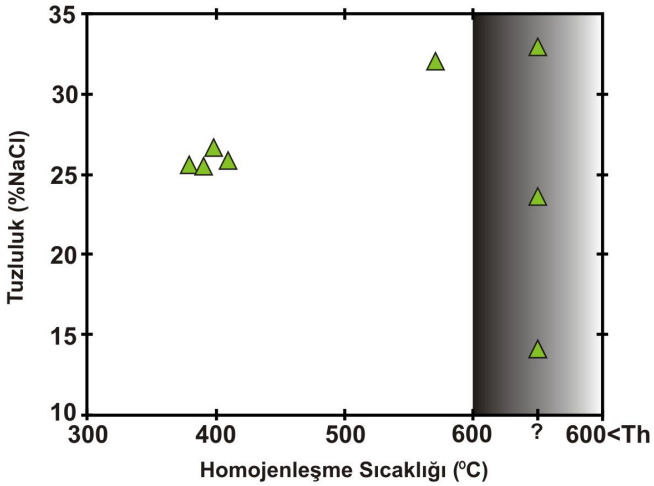
İki fazlı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 379->600ºC arasında değişmektedir. Tip-I ve Tip-II kapanımlarda tuzluluk değerleri son buzun erime sıcaklığı (T_{mice}) baz alınarak hesaplanmıştır. Bu kapanımlara ait T_{mice} değerleri (-10,2)-(36,1)ºC arasında değişmekte olup buna karşılık gelen tuzluluk değerleri 14,1-32,9 %NaCl aralığındadır. Kapanımlara ait sıcaklık ve tuzluluk değerleri Şekil 10.2 ve 10.3`de özetlenmiştir. Tuz kristallerinin erimesi daima en son gaz fazın homojenleşme sıcaklığından önce olmaktadır. Halit kristalinin erimesi 342,5 ºC`de bunu takiben gaz fazın homojenleşmesi ise 600ºC`den yüksekte gerçekleşmiştir. Kapanımlardan elde edilen T_{mf} (buzun ilk ergime sıcaklığı), -63,4 ile -89ºC arasındadır.



Şekil 10.1 A-B-C-D) Düzenli bir şekil göstermeyen Tip-I kapanımlar. E-F) Elipsoidal şekilli Tip kapanımlar. G) Klivaj düzlemine paralel çubuksu Tip-I kapanım. H-I) Düzenli bir şekil göstermeyen Tip-II kapanımlar. İ) Halit kristali içeren elipsoidal Tip-III kapanımlar. J) Düzenli bir şekle sahip olmayan Tip-III kapanım.



Şekil 10.2 Klinopiroksene ait kapanımlardan elde edilen sıcaklık tuzluluk dağılımını gösteren histogramlar.

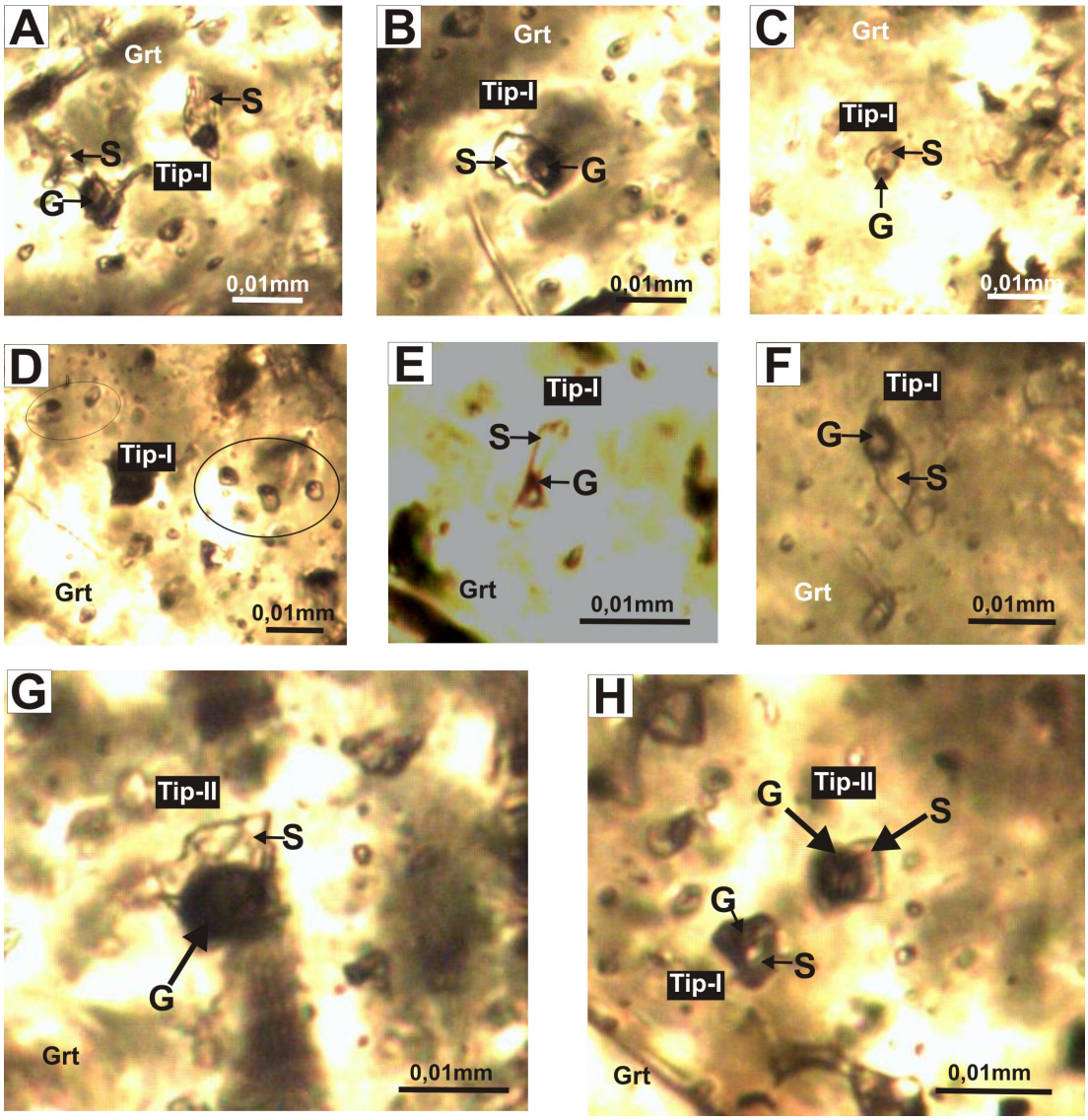


Şekil 10.3 Klinopiroksene ait kapanımların tuzluluk değerlerine karşı sıcaklık değerlerini gösteren diagram.

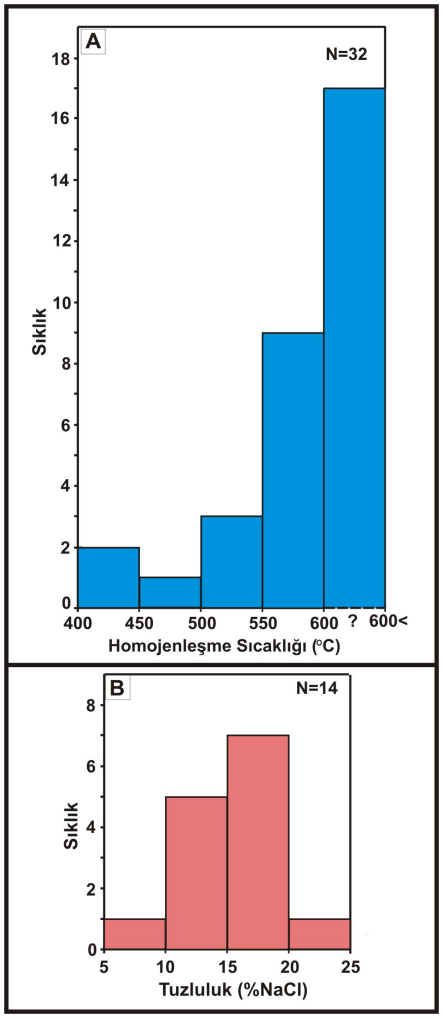
10.1.2 Granat

Kalkan bölgesindeki granatta (KAL-3) gözlenen kapanımlar sıvı ve gaz olmak üzere iki fazdan oluşmaktadır. Ölçüm yapılan kapanımların büyük bir çoğunluğu sıvı fazın baskın olduğu Tip-I kapanımlardır. Tip-I kapanımlarda sıvı faz kapanım hacminin yaklaşık olarak %60-80`ini oluşturmakta olup, kapanımların boyutları 5-11mμ arasında değişmektedir. Kapanımlar genellikle düzensiz şekilli (Şekil 10.4A-B-C-D), uzunlamasına (Şekil 10.4E) ya da elipsoidal (Şekil 10.4F) şekillidir. Alan oranlaması yapıldığında gaz/sıvı oranı 0,002-0,301 arasında değişmektedir. Ölçüm yapılan kapanımlarda gaz fazın baskın olduğu Tip-II kapanımlar nadir olarak bulunmaktadır (Şekil 10.4G-H). Tip-II kapanımlarda gaz faz kapanım hacminin yaklaşık olarak %70-80`ini oluşturmaktadır.

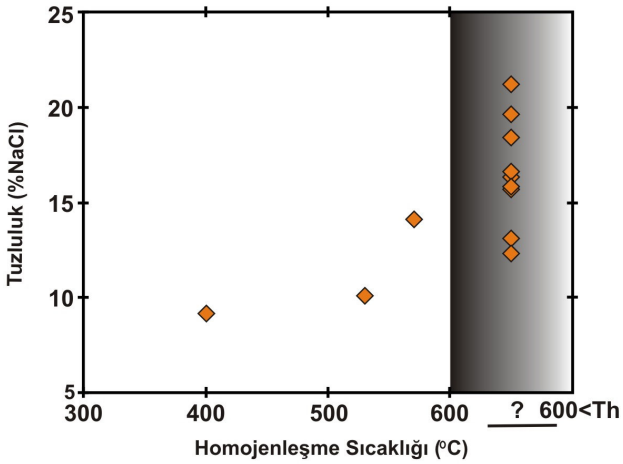
Kapanımlara ait homojenleşme sıcaklığı 400,2->600ºC arasında değişmektedir. T_{mice} (buzun ergime sıcaklığı) -6 ile -18,3ºC aralığında olup, buna karşılık gelen tuzluluk değerleri 9,2-21,3 %NaCl aralığındadır. Tuzluluk ve sıcaklık değerleri Şekil 10.5 diagramlara düşürülmüş olup, Şekil 10.6`da sıcaklık değerine karşın tuzluluk değerleri gösterilmiştir. Kapanımların Tmf (buzun ilk ergime ısısı) -64 ile -89ºC aralığındadır.



Şekil 10.4 A-B-C-D) Düzenli bir şekle sahip olmayan Tip-I kapanımlar. E) Uzun morfolojide Tip-I kapanım. F) Elipsoidal şekilli Tip-I kapanım. G-H) Düzenli bir şekil göstermeyen Tip-II kapanımlar.



Şekil 10.5 Granata ait kapanımlardan elde edilen sıcaklık ve tuzluluk değerlerini gösteren histogramlar.

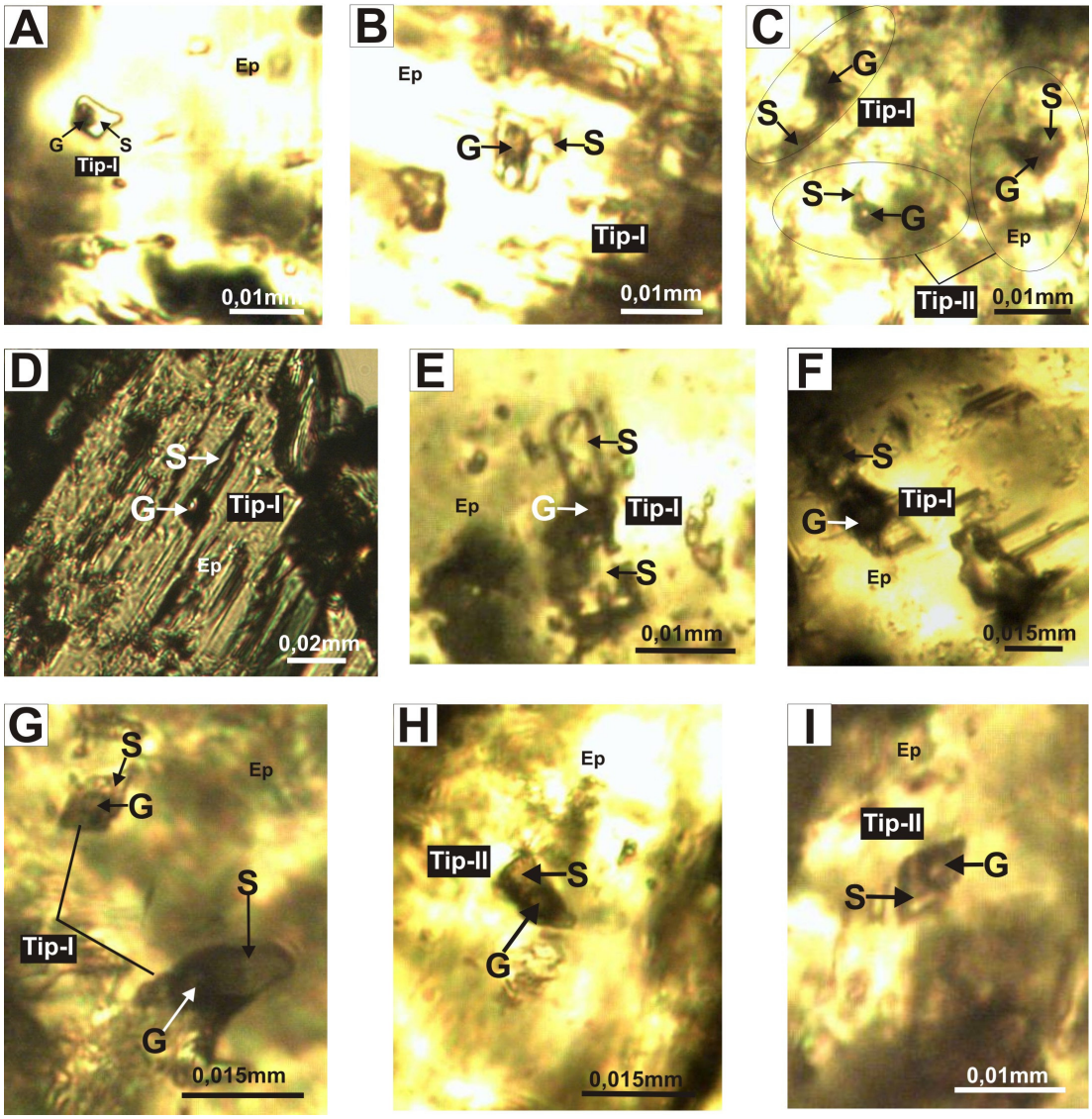


Şekil 10.6 Kapanımların tuzluluk değerlerine karşı sıcaklık değerlerini gösteren diagram.

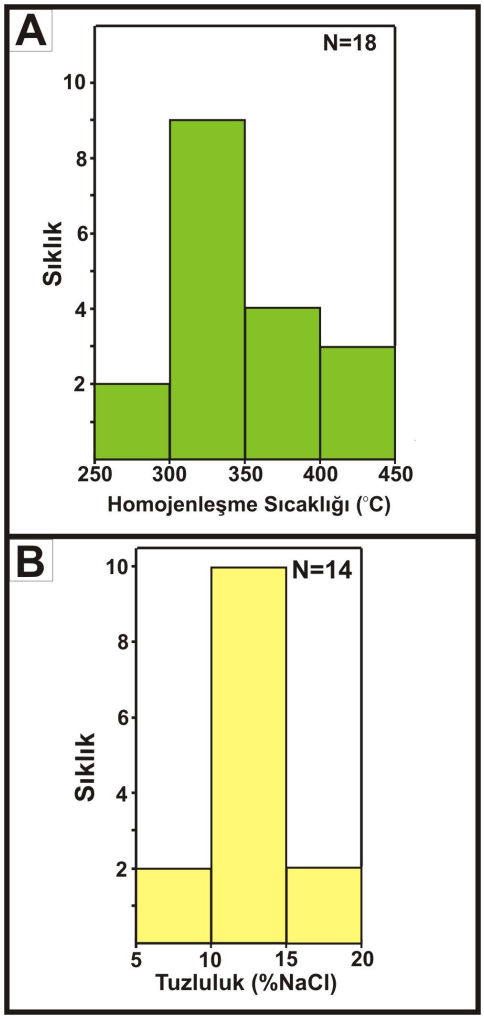
10.1.3 Epidot

Retrograt evrenin en yaygın minerali olan epidota ait sıvı kapanım çalışmaları KAL4 ve KAL6 örneklerinden yapılmıştır. Epidota ait kapanımlar, sıvı ve gaz olmak üzere iki fazdan oluşmaktadır. Sıvı fazın baskın olduğu Tip-I kapanımların boyutları 12-40 mμ arasında değişmekte olup, sıvı faz kapanım hacminin %70-85`ini oluşturmaktadır. Gaz fazın sıvı faza oranı 0,002-0,304 arasında değişmektedir. Tip-I kapanımlar düzensiz şekilde (Şekil 10.7A-B-C), klivaj düzlemine paralel (Şekil 10.7D), uzunlamasına (Şekil 10.7E-F) ya da elipsoidal şekilli (Şekil 10.7G) olarak gözlenmektedir. Gaz fazın sıvı fazdan baskın olduğu Tip-II kapanımlar ise düzensiz şekilli (Şekil 10.7C), tabanı düz diğer taratan incelen (Şekil 10.7H) ya da dört kenarlı bir şekle (Şekil 10.7I) sahiptirler. Bu tip kapanımların boyutları 5-10mμ arasında değişmektedir. Gaz faz kapanım hacminin yaklaşık olarak 60-75%`ini oluşturmaktadır.

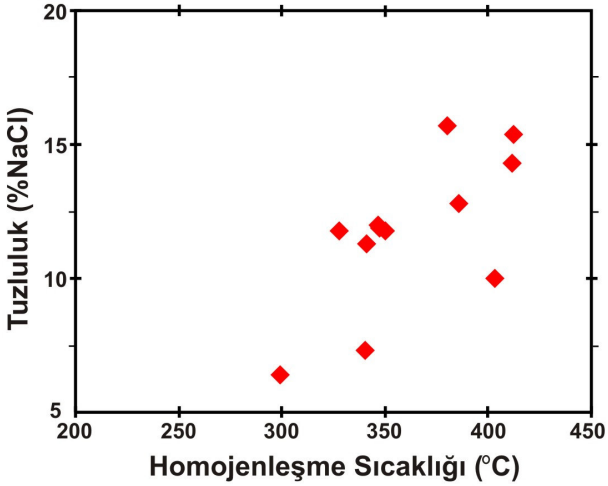
Epidota ait kapanımların homojenleşme sıcaklığı 272-412,1ºC arasında değişmektedir. Tuzluluk değerleri T_{mice} sıcaklığına bağlı olarak hesaplanmıştır. T_{mice} değerleri -4 ile -11,7ºC aralığında değişmekte olup, buna karşılık gelen tuzluluk yüzdeleri 6,4 -15,7% NaCl arasında değişmektedir. Sıcaklık ve tuzluluk değerleri dağılımı Şekil 10.8A-B`deki histogramlarda gösterilmiş olup, sıcaklığa karşı tuzluluk değerleri Şekil 10.9`daki diagrama düşürülmüştür. Kapanımlardan elde edilen T_{mf} (buzun ilk erime sıcaklığı) sıcaklıkları -47,4 ile -74,2ºC arasındadır.



Şekil 10.7 A-B) Düzenli bir şekil göstermeyen Tip-I kapanımlar. C) Düzenli bir şekil göstermeyen Tip-I ve Tip-II kapanımlar. D) Klivaj düzlemine paralel uzunlamasına Tip-I kapanım. E-F) Uzun morfolojide Tip-I kapanımlar. G) Elipsoidal şekilli Tip-I kapanım. H) Tabanı düz, diğer tarafından incelen Tip-II kapanım. I) Dört kenarlı Tip-II kapanım.



Şekil 10.8 Sıcaklık ve tuzluluk değerlerini gösteren histogramlar.

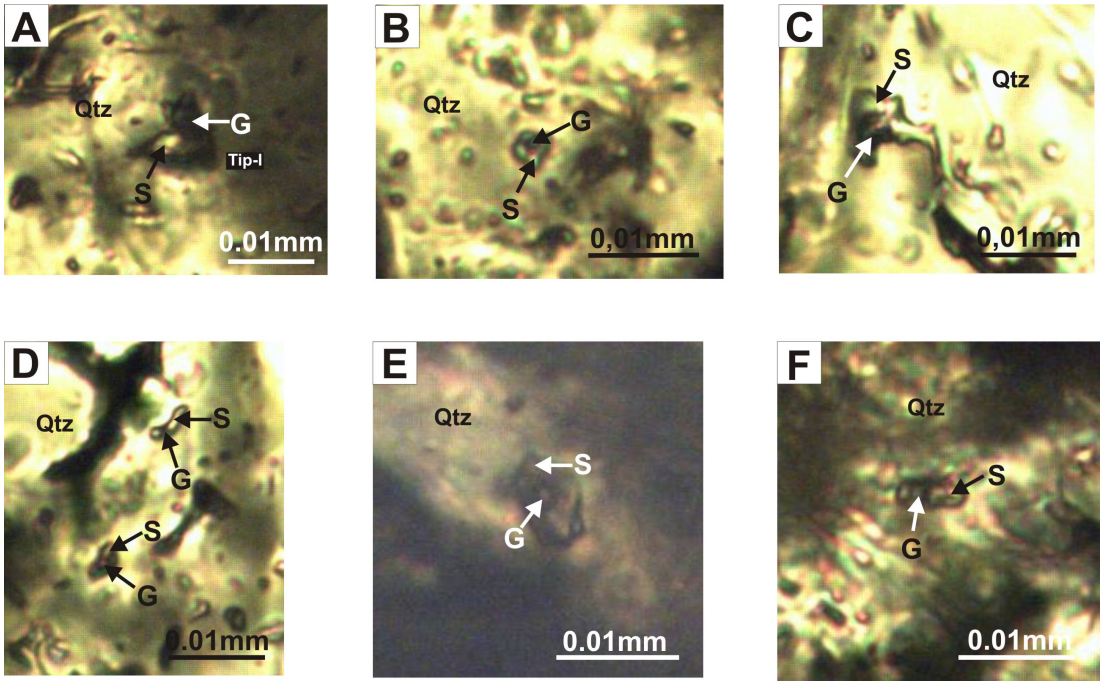


Şekil 10.9 Sıcaklık değerine karşı tuzluluğu gösteren diagram.

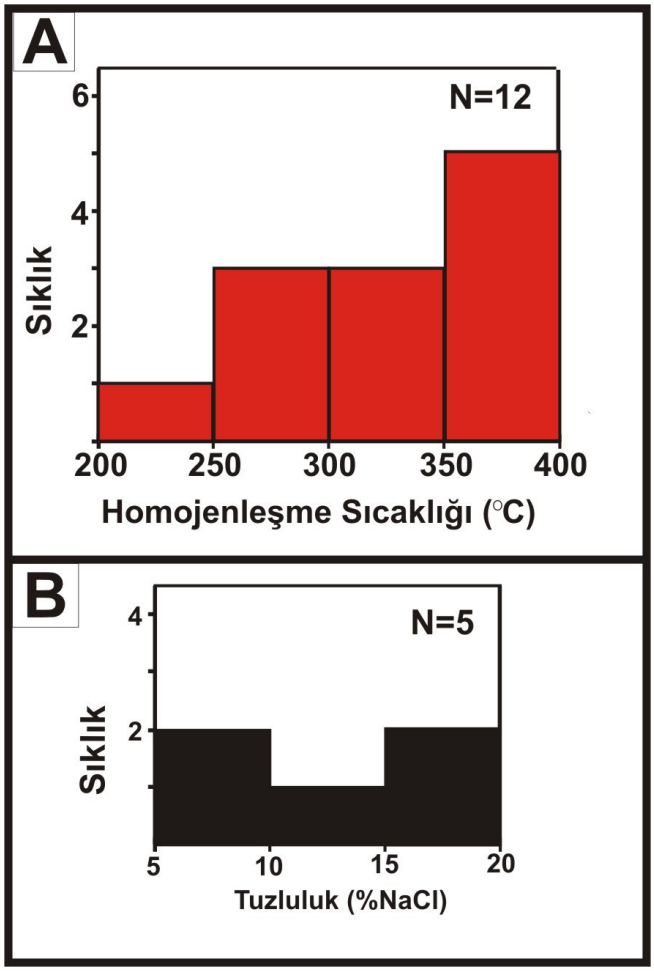
10.1.4 Kuvars

Mikrotermometrik ölçüm yapılan kuvarslar (KAL-6), epidotun baskın olduğu skarn zonundan alınan örneklerde epidot kristallerinin arasını doldurmuş olarak gözlenmektedir. Kuvars mineralinde gözlenen kapanımlar sıvı ve gaz fazdan oluşmakta ve sıvı faz kapanım hacminin yaklaşık olarak 70-90%` ını oluşturmaktadır (Tip-I kapanımlar). Alan oranlaması yapıldığı zaman, gaz fazın sıvı faza oranı 0,002-0,3 aralığındadır. Kuvars kristallerinde gözlenen Tip-I kapanımların çoğunluğu morfolojik olarak düzensiz bir şekil sergilemektedir (Şekil 10.10).

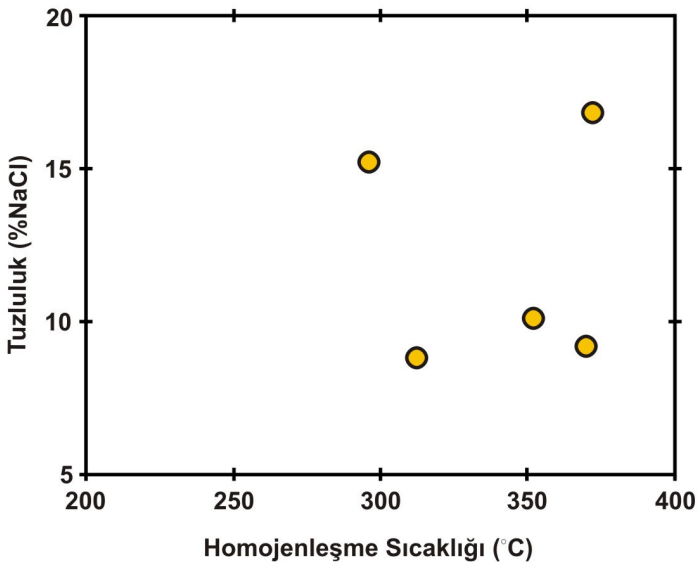
Kuvarsdaki kapanımların homojenleşme sıcaklığı, 235-380ºC arasında değişmektedir. Tuzluluk, T_{mice} (son buzun erime sıcaklığı) değerlerine dayanarak hesaplanmıştır. Kapanımlardan elde edilen Tmice değerleri (-5,7)-(16,8)ºC arasında olup, bunlara dayanarak hesaplanan tuzluluk değerleri, 8,8-16,8 %NaCl aralığındadır. Kapanımların T_{mf} (ilk buzun ergime sıcaklığı) değerleri ise (-34,5)-(-76)ºC arasındadır.



Şekil 10.10 Kuvars mineraline ait düzenli bir morfoloji göstermeyen kapanımlar.



Şekil 10.11 Kuvarsdaki kapanımların sıcaklık ve tuzluluk değerlerini gösteren histogram.

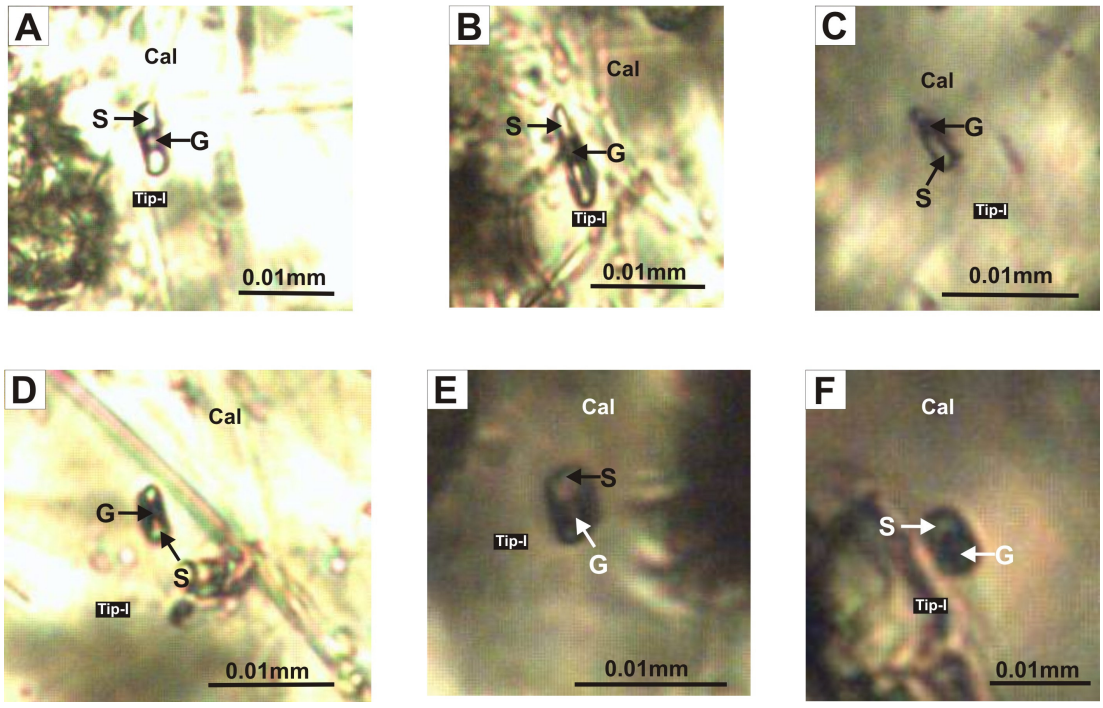


Şekil 10.12 Kuvarsa ait sıcaklık-tuzluluk diagramı.

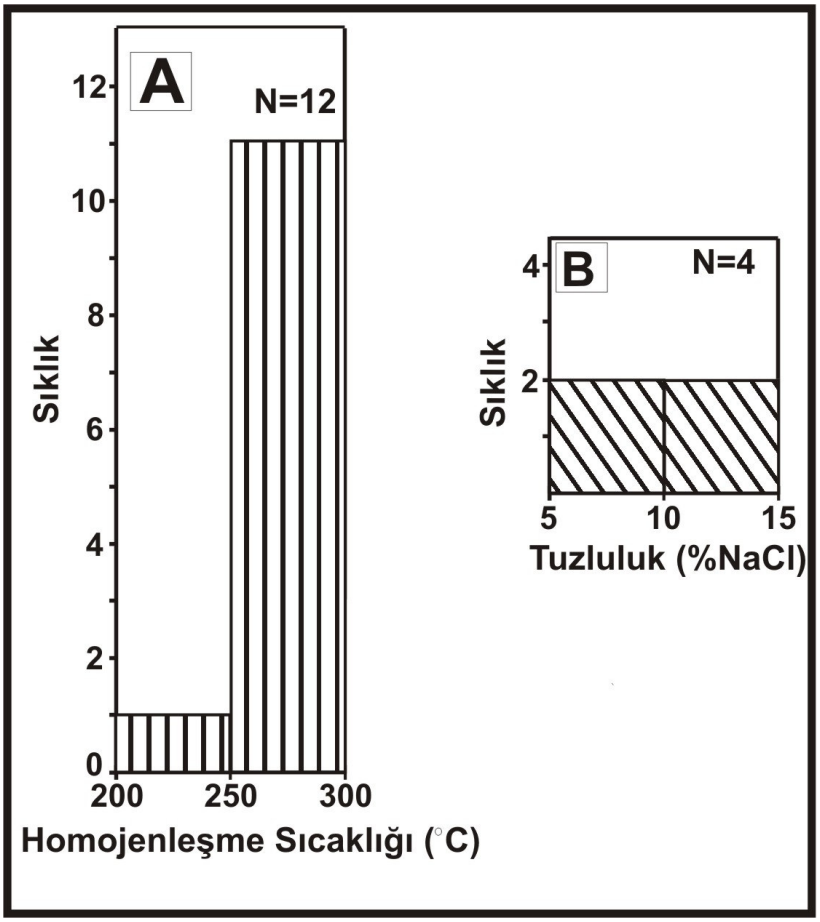
10.1.5 Kalsit

Kalkan yöresinde granat kristallerinin arasında kristalleşmiş ve retrograt evreye ait olan kalsite ait kapanımlardan (KAL-8) mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Kalsite ait kapanımlar sıvı fazın baskın olduğu Tip-I kapanımlardır. Kapanımlar morfolojik olarak çubuksu (Şekil 10.13A-B-C-D) ya da düzensiz şekilli (Şekil 10.13 E-F)olmak üzere bunların boyutları 5-10mμ arasında değişmektedir.

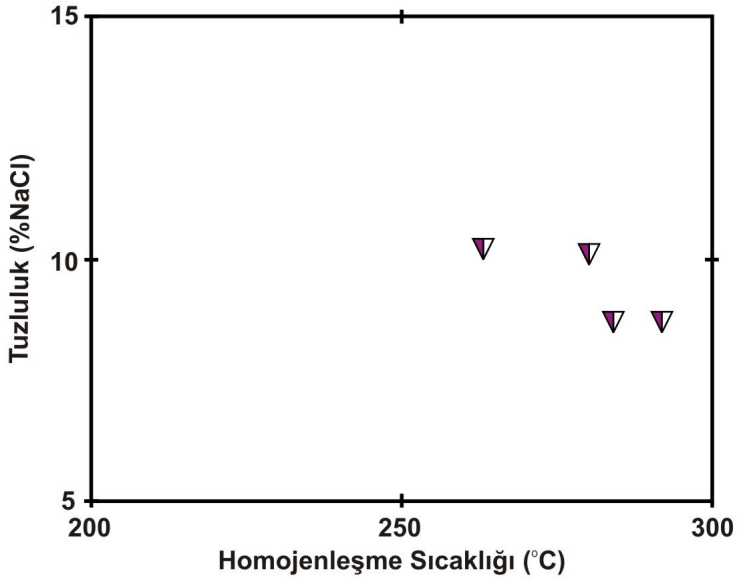
Kalsitteki kapanımların homojenleşme sıcaklıları 236.1-292.4ºC arasında değişmektedir. Kapanımlara ait sıcaklık ve tuzluluk dağılımları Şekil 10.14 ve Şekil 10.15`de özetlenmiştir. Tmice sıcaklıkları (-5.6)-(-6.8)ºC arasında değişmekte olup, bunlara karşılık gelen tuzluluk değerleri 8.7-10.2%NaCl `dir. Tmf sıcaklıkları ise (-43.5)-(-48)ºC arasında değişmektedir.



Şekil 10.13 A-B-C-D) Kalsit kristalleri içindeki çubuksu Tip-I kapanımlar. E-F) Düzenli bir şekle sahip olmayan Tip-I kapanımlar.

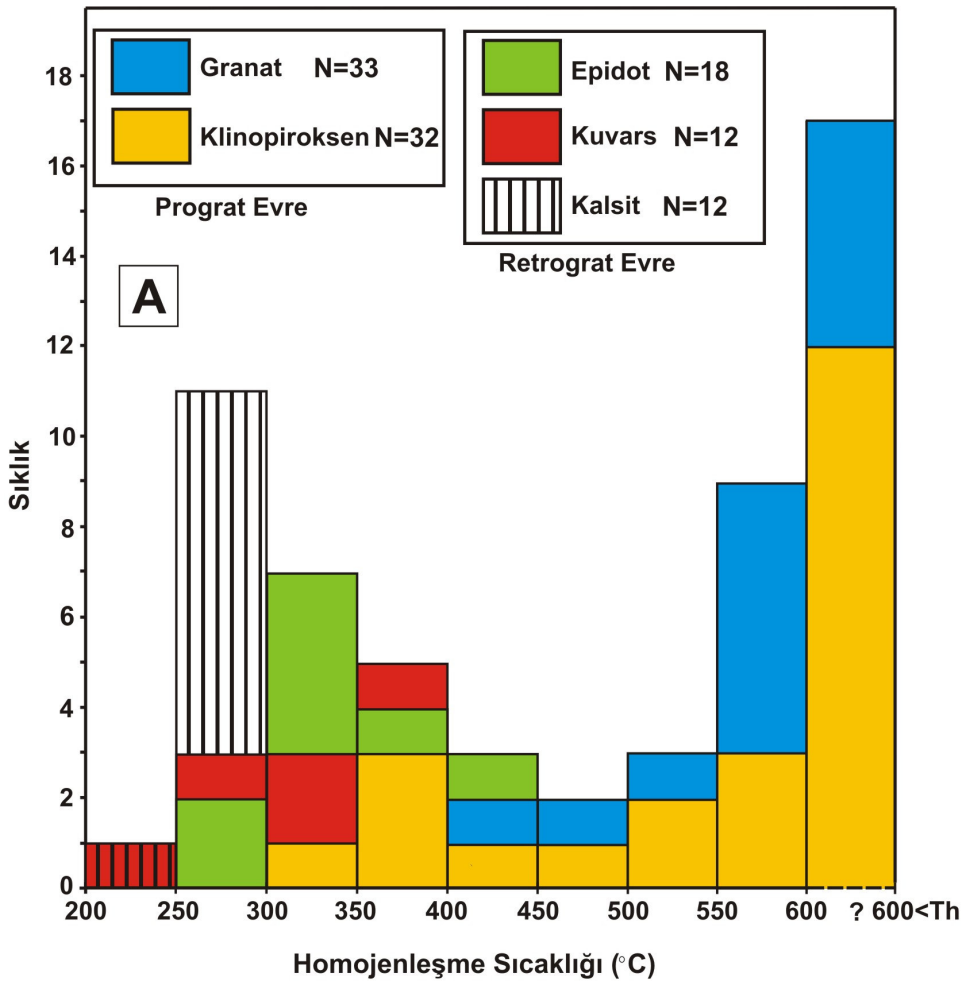


Şekil 10.14 Kalsit kristallerine ait homojenleşme sıcakığı ve tuzluluk histogramları.

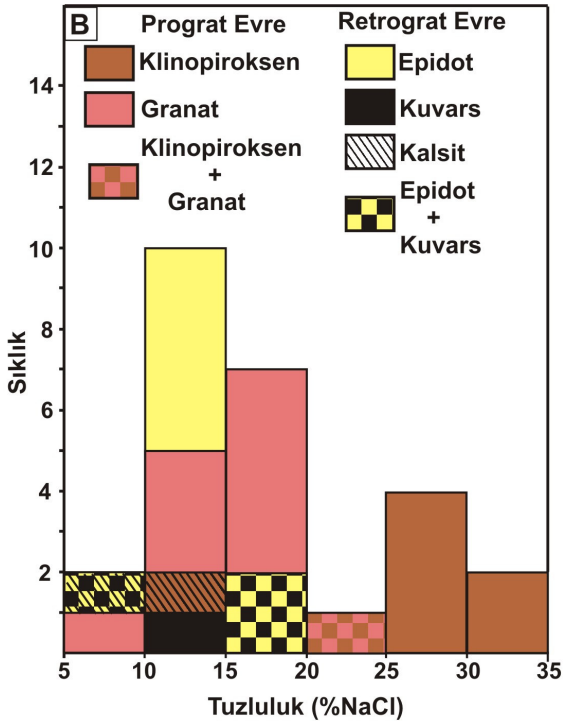


Şekil 10.15 Kalsitteki kapanımlara ait sıcaklık-tuzluluk diagramı.

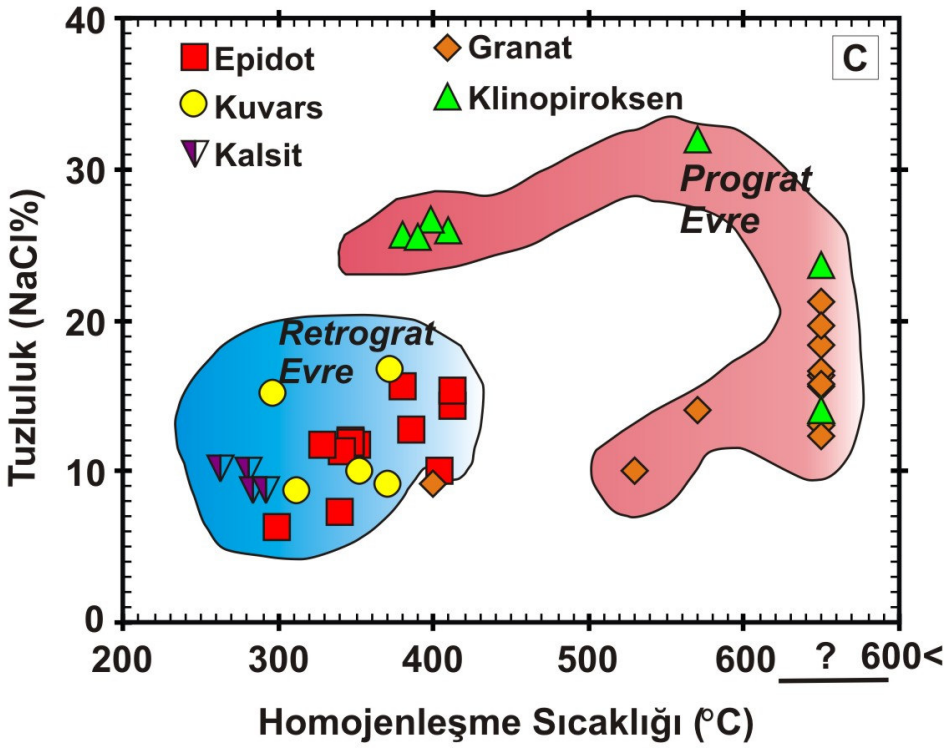
Kalkan bölgesindeki prograt ve retrograt evrelere ait skarn minerallerindeki kapanımların sıcaklık-tuzluluk dağılımları aşağıdaki diagram ve histogramda gösterilmiştir (Şekil 10.16 A-B-C).



Şekil 10.16 A) Kalkan bölgesindeki prograt-retrograt evre skarn minerallerinin sıcaklık dağılımlarını gösteren histogram.



Şekil 10.16 B) Tuzluluk dağılımlarını gösteren histogram



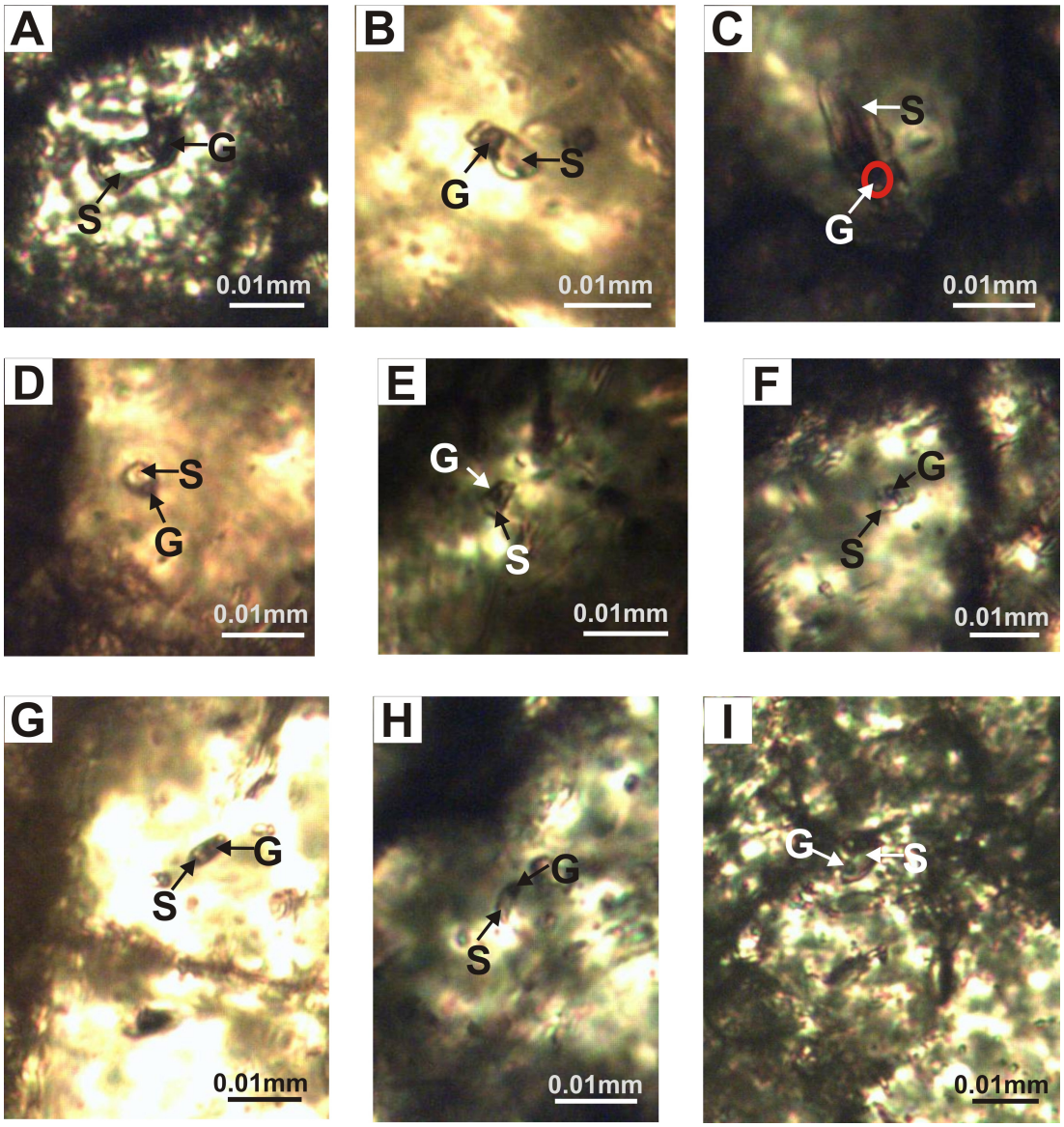
Şekil 10.16 C) Homojenleşme sıcaklığına karşın tuzluluğu gösteren diagram.

10.2 Karaağıl Bölgesi Demir Skarnı

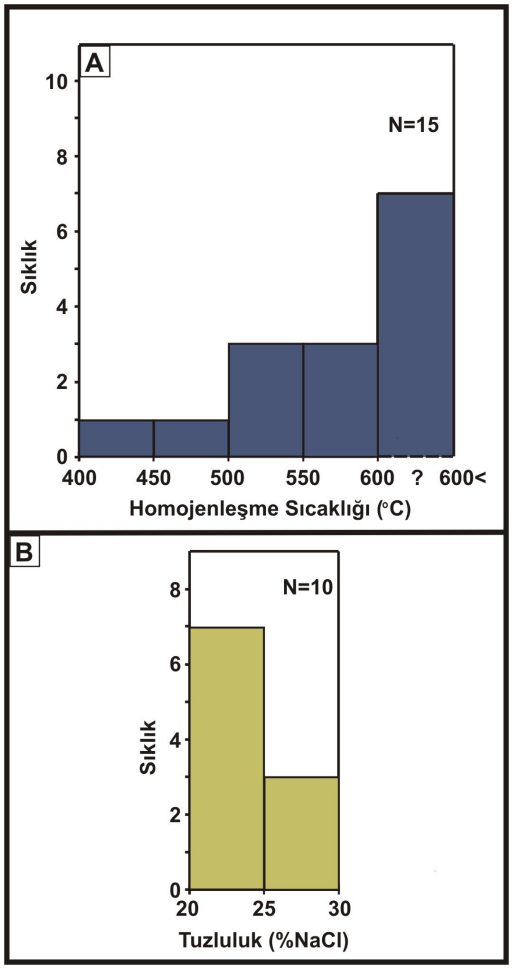
10.2.1 Klinopiroksen

Karaağıl bölgesindeki skarnlaşmaya ait J(M)3 örneğindeki klinopiroksenlerden mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Klinopiroksene ait kapanımlar sıvı ve gaz fazın birlikte bulunduğu ve sıvı faz hacminin baskın olduğu Tip-I kapanımlardır. Sıvı faz kapanım hacminin %75-85`ini oluşturmaktadır. Gaz fazın alanının sıvı fazın alanına oranı 0.002-0.003 arasında değişmektedir. Kapanımların morfolojisi genellikle düzenli bir şekil göstermemekle birlikte (Şekil 10.17 A-H) nadiren elipsoidal şekillidir (Şekil10.17I). Kapanım boyutları 5-10µm arasında değişmektedir.

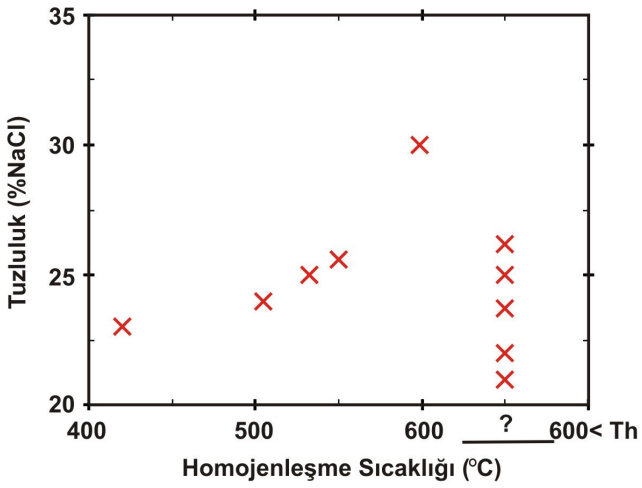
Yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucunda kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 420->600ºC olarak bulunmuştur. T_{mice} sıcaklıkları ve bunlardan hesaplanan tuzluluk değerleri sırasıyla (-18)-(-32)ºC ve 21-30% NaCl`dir. Kapanımların $T_{mf}$ sıcaklıkları ise (-53,9)-(-80,1)ºC arasında değişmektedir. Kapanımlara ait Th, $T_{mice}$ ve $T_{mf}$ sıcaklıkları Şekil 10.18 ve Şekil 10.19`da özetlenmiştir.



Şekil 10.17 A-B-C-D-E-F-G-H) Morfolojik olarak düzenli bir şekle sahip olmayan Tip-I kapanımlar. I) Nadir olarak gözlenen elipsoidal şekilli kapanım.



Şekil 10.18 Klinopiroksene ait kapanımlardan elde edilen sıcaklık ve tuzluluk değerlerinin dağılımını gösteren diagram.



Şekil 10.19 Sıcaklığa karşı tuzluluk değerlerini gösteren diagram.

BÖLÜM ONBİR
JEOKİMYA

11.1 Eğrigöz Plütonu

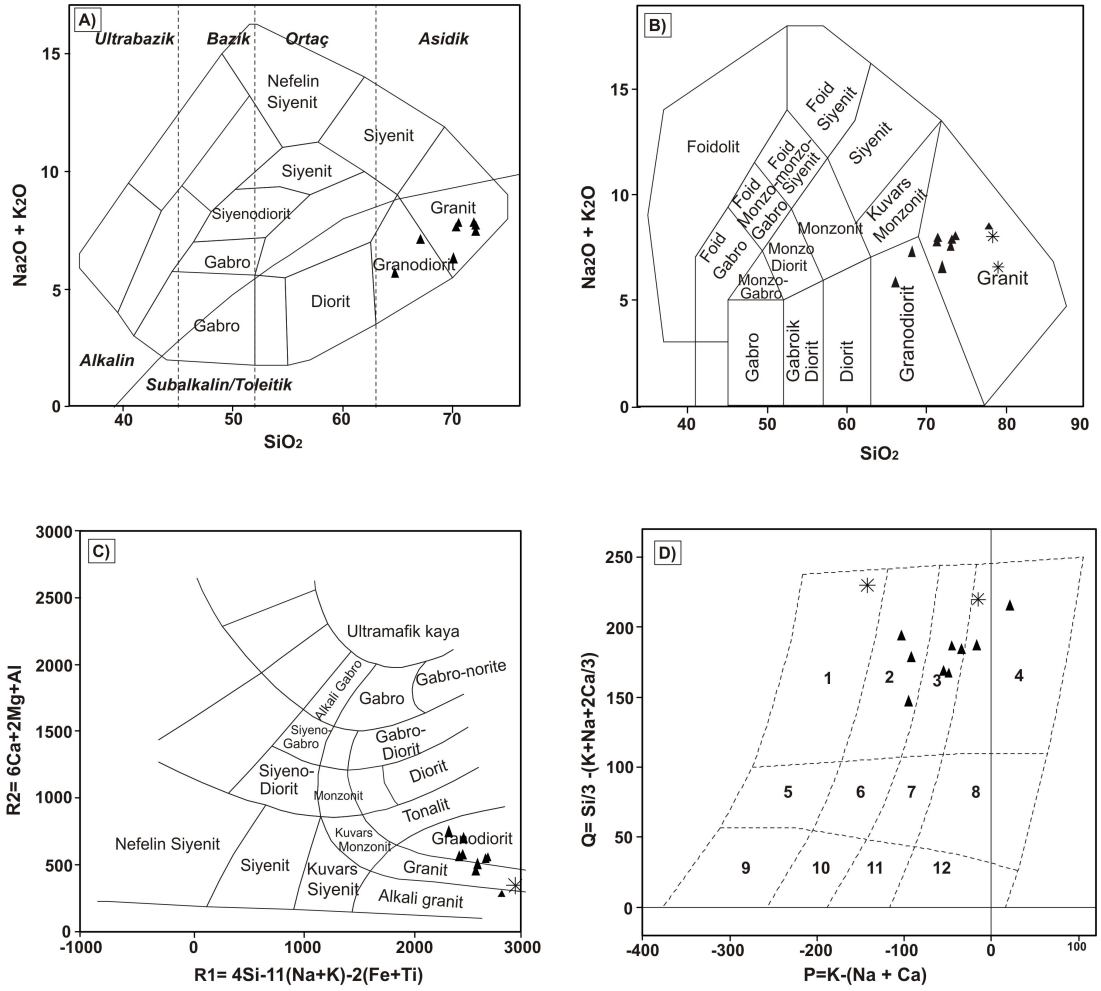
Eğrigöz plütonu ve plütona ait aplitik damar kayacının major, iz element ve nadir toprak element analizi sonuçları Tablo 11.1`de verilmiştir. Eğrigöz plütonuna ait (*) ile gösterilen örneklerin jeokimya analizleri Catlos ve diğer. (2012)`den alınmıştır. Na_2O+K_2O`ya karşı SiO_2 sınıflama diagramlarında (Cox, Bell ,ve Pankhurst, 1979; Middlemost, 1985) plütona ait örnekler granit ve granodiyorit alanlarında, aplite ait örnekler ise granit alanında yoğunlaşmıştır (Şekil 11.1A-B). R1-R2 diagramında (De la Roche ve diğer., 1980) plüton granit ve granodiyorit alanında yoğunlaşırken, aplite ait tek bir analiz granit alanına düşmüştür (Şekil 11.1C). P-Q diagramında (Debon ve Le Fort, 1983) ise plütona ait örnekler, granit, granodiorit ve adamellit bölgelerinde yoğunlaşırken, aplite ait 2 adet analizden bir tanesi tonalit diğeri ise granit bölgesinde çıkmıştır (Şekil 11.1D).

AFM diagramında plüton ve aplitik damar kayaçlarına ait örneklerin *kalk-alkalin* serisine dahil olduğu anlaşılmaktadır. A/NK`ya karşı A/CNK diagamında (Shand, 1943) ($A/CNK=Al2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]$ ise bu kayaların *peraluminalı* olduğu görülmektedir. K_2O-SiO_2 diagramında (Peccerillo ve Taylor, 1976) örneklerin birçoğu *yüksek potasyum kalk alkalin bölgesine*, iki tanesi ise *kalk-alkalin* bölgesine düşmüştür.

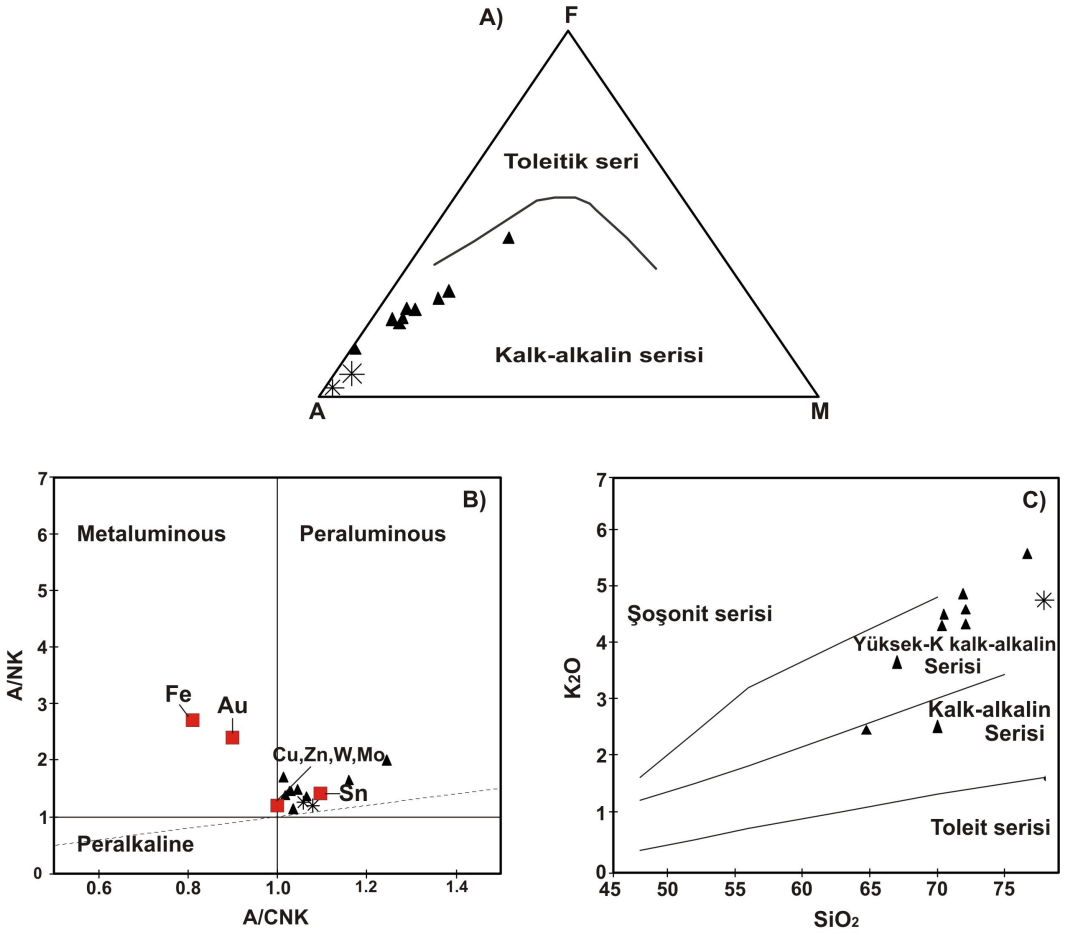
Eğrigöz plütonu, Nb-Y tektonik ayrım diagramında (Pearce, Haris, ve Tindle, 1984), *volkanik yay ve çarpışmayla eş yaşlı* alanda, aplitik damar kayacı ise *kıta içi* alanında izlenmektedir (Şekil 11.3A). Rb-Nb+Y diagramında (Pearce ve diğer., 1984) plüton volkanik yay, aplitik damar kayacına ait iki örnekten bir tanesi kıta içi alanında diğeri ise volkanik yay ile kıta içi alanının sınırında izlenmektedir (Şekil 11.3B).

Tablo 11.1 Eğrigöz plütonuna ait örneklerin jeokimya analizleri

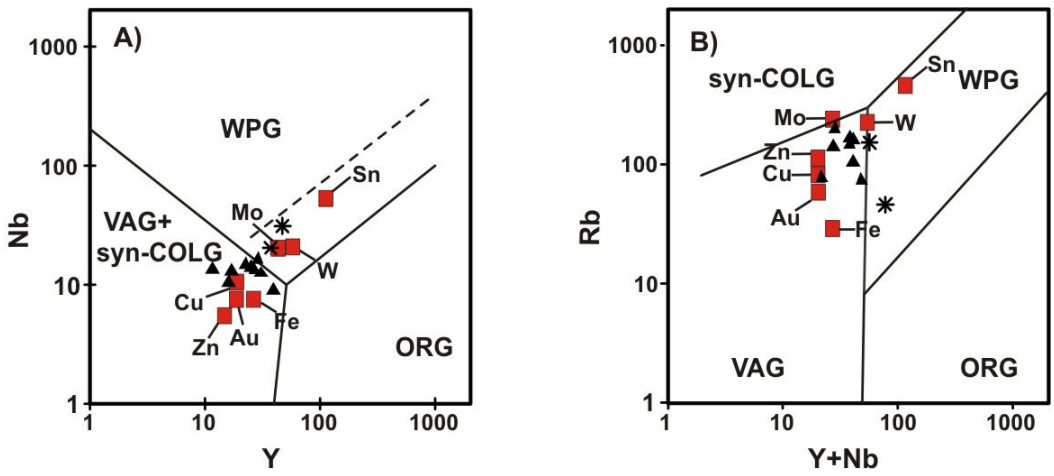
	Eğrigöz Plütonu							Aplitik Sokulum	
%	KAL1	KGR 1	WA08 (*)	WA09B (*)	WA10B (*)	WA12B (*)	WA13B (*)	KAS5	KAS9
SiO_2	67,05	72,10	64,75	70,05	76,69	70,52	71,90	78,15	78,02
Al_2O_3	15,81	14,06	15,27	14,25	11,66	14,48	13,39	12,33	12,56
TiO_2	0,55	0,30	0,819	0,427	0,078	0,331	0,264	0,14	0,08
Fe_2O_3	3,23	2,13	6,57	3,24	1,32	2,83	2,33	0,50	0,24
MnO	0,06	0,04	0,061	0,047	0,017	0,050	0,038	0,01	<0,01
CaO	3,33	2,06	2,46	1,89	0,38	2,10	1,39	1,06	0,68
MgO	1,23	0.66	2,29	1,25	0,12	0,67	0,48	0,25	0,09
K_2O	3,58	4.28	2,47	2,44	5,54	4,45	4,82	1,59	4,75
Na_2O	3,45	3.08	3,11	3,77	2,78	3,29	2,93	4,87	3,22
P_2O_5	0,19	0.09	0,34	0,05	0,03	0,11	0,08	0,02	0,03
LOI	0,5	1.1	2,32	1,12	0,52	0,94	0,8	1,2	0,4
Total	100,04	0.06	100,5	98,5	99,1	99,8	98,4	100,12	100,07
ppm									
Ba	1258,6	921	581	499	140	929	608	202,9	217,1
Be	3	4	2	3	2	3	3	3	5
Co	100,1	152,7	16	9	<20	3	2	143,3	140,8
Cs	3	4,6	6	2.8	0.7	5,7	6,3	1,2	2,2
Ga	18	16,7	17	16	16	15	15	13,8	14
Hf	5,4	4,3	4.6	4,2	6.3	5,2	4,1	2	3,9
Nb	13	12,5	10	14	11	14	13	31,5	20
Rb	110,1	160,9	86	90	134	167	172	46,4	150.9
Sn	2	2	4	3	2	3	3	4	3
Sr	371,5	220,4	302	257	81	213	129	131,3	47,9
Ta	0,9	1,4	0,7	1,3	1	2,1	1,3	5,8	2,8
Th	17,3	24,9	6,8	9	23,2	19	29,8	29,9	37,4
U	3,6	5,5	2,5	2,5	1,8	3,8	5,4	1,8	3,7
V	58	27	125	125	140	40	25	7	<5
W	996,9	1506	1 b.d	<1	<1	2	<1	1762,1	1456,6
Zr	199,9	136,7	175	143	140	2	127	35,7	80,9
Y	26,3	28,7	34	11	18	25	17	47,7	37,1
Mo	0,4	0,4	2 b.d	<2	<2	<2	<2	0,3	0,6
Cu	1,2	1,2	70	10	<10	<10	<10	3,2	0,7
Pb	9,1	12,1	21	88	15	34	34	4,8	3,3
Zn	25	23	60	180	<30	30	<30	10	2
Ni	3,6	2,1	30	<20	<20	<20	<20	0,9	0,8
As	1	1,6	8	<5	<5	10	<5	2,7	1,8
Bi	0,1	0,1	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,1	<0,1
Ag	<0,1	0,1	0,9	0,9	0,7	0,9	0,6	0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5						1,5	<0,5
Hg	0,08	0,01						0,09	0,05
Tl	0,2	0,3	0,6	0,5	0,4	0,7	0,7	<0,1	<0,1
La	42,3	37,3	36,8	26,7	37,6	39,7	39,9	7,8	23,3
Ce	76,7	68,7	74,6	48,8	54,5	72,2	75,7	27,3	37,9
Pr	7,96	7,19	8,71	5,08	8,26	7,98	8,05	4,49	4,87
Nd	31,4	27,5	30,5	16,2	26,6	25,3	24,3	23,5	19
Sm	5,3	5,1	6,5	3	6,2	5	4,6	6,5	4,4
Eu	1,37	0,95	1,75	1,18	0,23	0,91	0,64	0,34	0,32
Gd	4,58	4,09	6,3	2,7	5,5	4,5	3,6	6,41	4,39
Tb	0,73	0,71	1	0,4	0,8	0,7	0,5	1,20	0,81
Dy	4,26	3,79	6,2	2,2	4,2	4,4	3,1	7,28	5
Ho	0,84	0,84	1,2	0,4	0,7	0,9	0,6	1,50	1,11
Er	2,34	2,51	3,5	1,2	1,8	2,7	1,9	4,12	3,26
Tm	0,38	0,39	0,53	0,19	0,26	0,42	0,3	0,69	0,55
Yb	2,33	2,80	3,6	1,3	1,6	3,1	2,1	3,67	3,72
Lu	0,37	0,44	0,57	0,21	0,24	0,55	0,35	0,42	0,54



Şekil 11.1 Eğrigöz Graniti ve aplite ait örneklerin jeokimyasal sınıflamasını gösteren diagramlar A) Na_2O+K_2O`ya karşı SiO_2 diagramı (Cox ve diğer., 1979). B) Na_2O+K_2O-SiO_2 diagramı (Middlemost, 1985). C) R1-R2 sınıflama diagramı (De La Roche ve diğer., 1980). D) P-Q sınıflama diagramı (Debon ve Le Fort, 1983). (1: Tonalit, 2: Granodiyorit, 3: Adamellit, 4:Granit, 5: Kuvarsdiorit, 6: Kuvarsmonzodiorit, 7: Kuvarsmonzonit, 8: Kuvarssiyenit, 9: Diorit, 10: Monzo diyorit, 11: Monzonit, 12: Siyenit). Üçgen gösterimi plütonu diğer sembol aplitik damar kayacını göstermektedir.

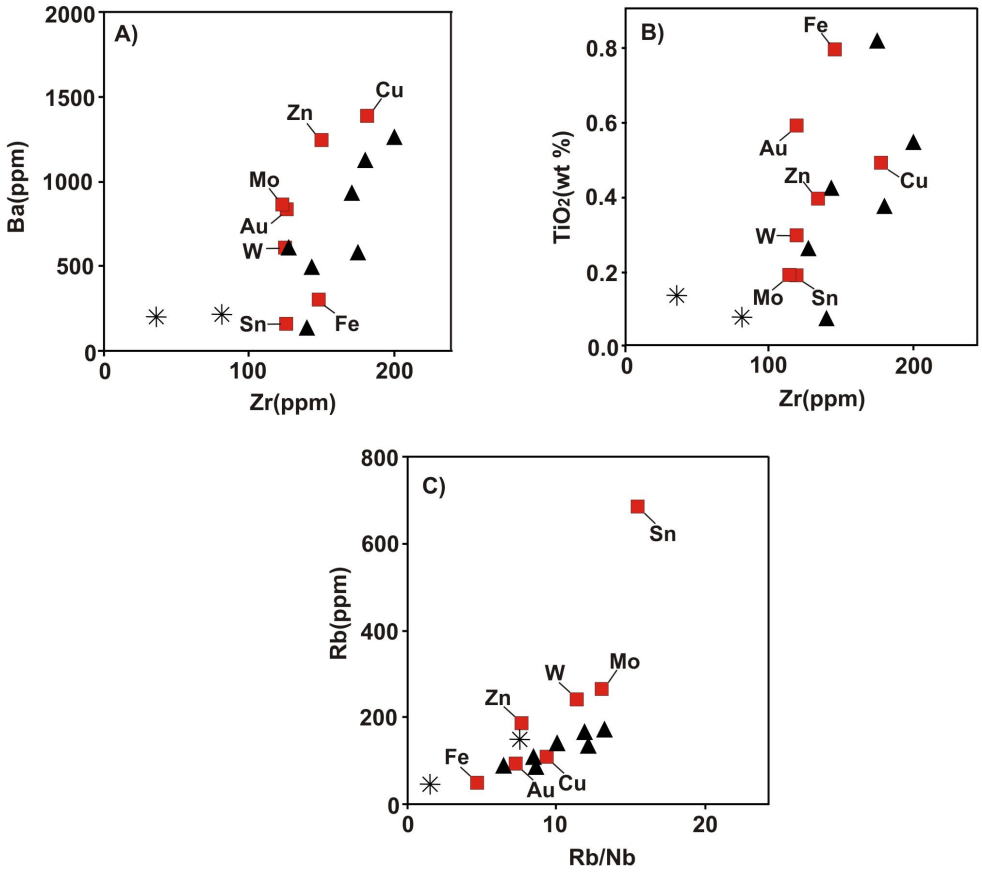


Şekil 11.2 Eğrigöz plütonu ve aplite ait örneklerin A) AFM diagramındaki gösterimi (Irvine ve Baragar, 1971). B) A/NK-A/CNK diagramındaki, dünya genelindeki skarnlar ile karşılaştırmalı olarak gösterimi (Shand, 1943). C) K_2O`ya karşı $SiO_2$`deki değişimi gösteren diagram (Peccerillo ve Taylor, 1979). (Üçgen sembolü plüton diğerleri aplite aittir).



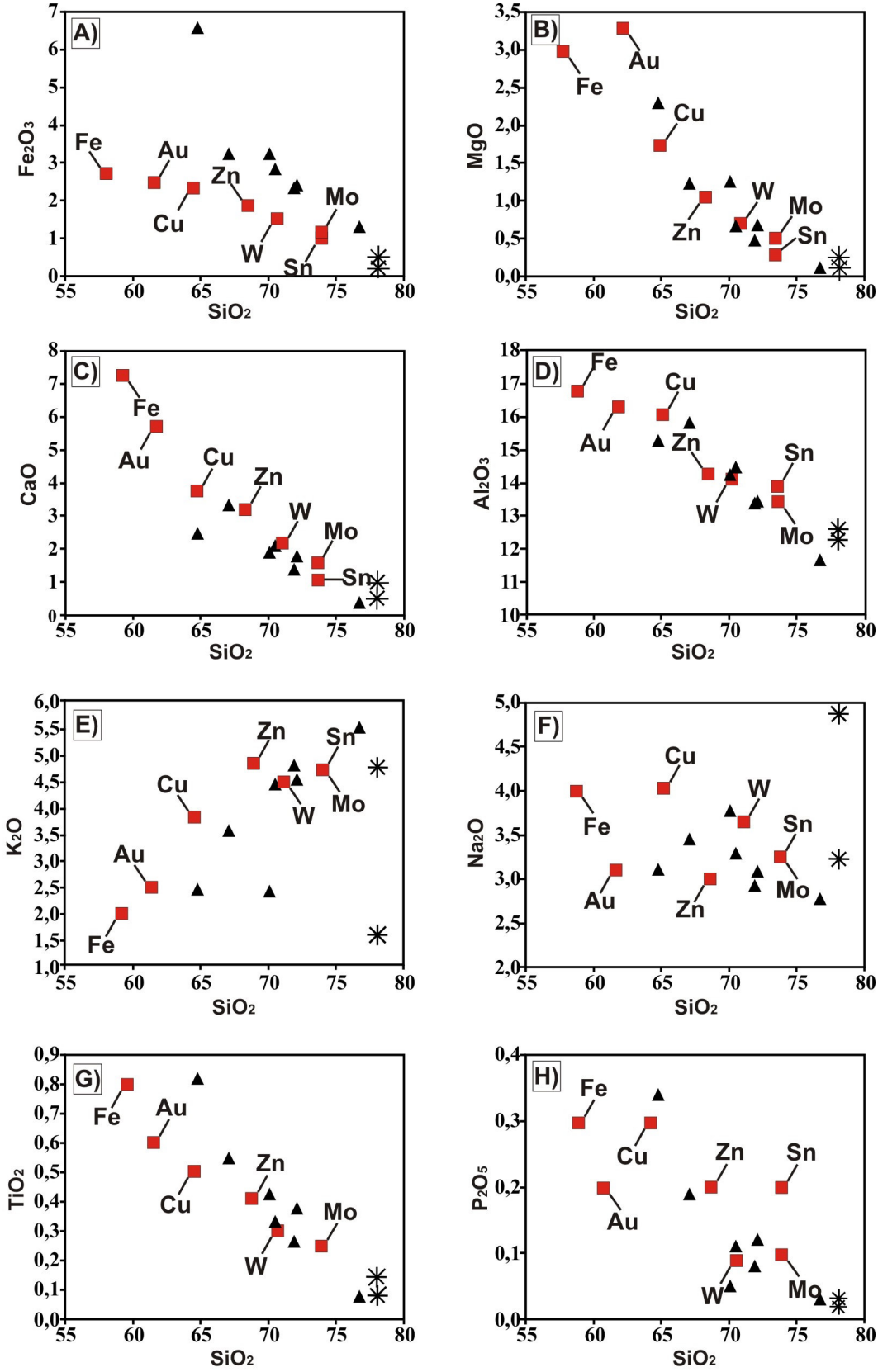
Şekil 11.3 Eğrigöz plütonu ve aplitin A) Nb-Y (Pierce ve diğer., 1984) B) Rb-Y+Nb tektonik ayrım diagramlarında (Pierce ve diğer., 1984) gösterimi. Çeşitli skarnlardaki ortalama değerler karşılaştırma amaçlı verilmiş olup Meinert , (1995)`ten alınmıştır. (Üçgen sembolü plütona, diğerleri aplite aittir).

Skarn yataklar ile ilişkili olan plütonların petrojenezini anlamaya yönelik yaklaşımlardan biri, K, Rb ve Sr gibi hareketli LILE *(large ion litophile elements)* ve nispeten hareketsiz olarak kabul edilen Zr, Nb, P ve Ti gibi HFSE *(high field strength elements)* elementlerin birbirlerine göre olan değişimlerini incelemektir. Eğrigöz plütonuna ait Ba-Zr, TiO_2-Zr ve Rb-Rb/Nb değişim diagramları Şekil 11.4`te gösterilmiştir.



Şekil 11.4 Eğrigöz plütonu ve plütona ait aplitik damar kayacının A) Ba-Zr B) TiO_2-Zr C) Rb-Rb/Nb varyasyon diagramı. Dünya genelindeki çeşitli skarn tiplerinin ortalama değerleri kıyaslama amaçlı verilmiş olup, veriler Meinert (1995)`ten alınmıştır. (Üçgenler plütonu, diğer sembol apliti temsil etmektedir).

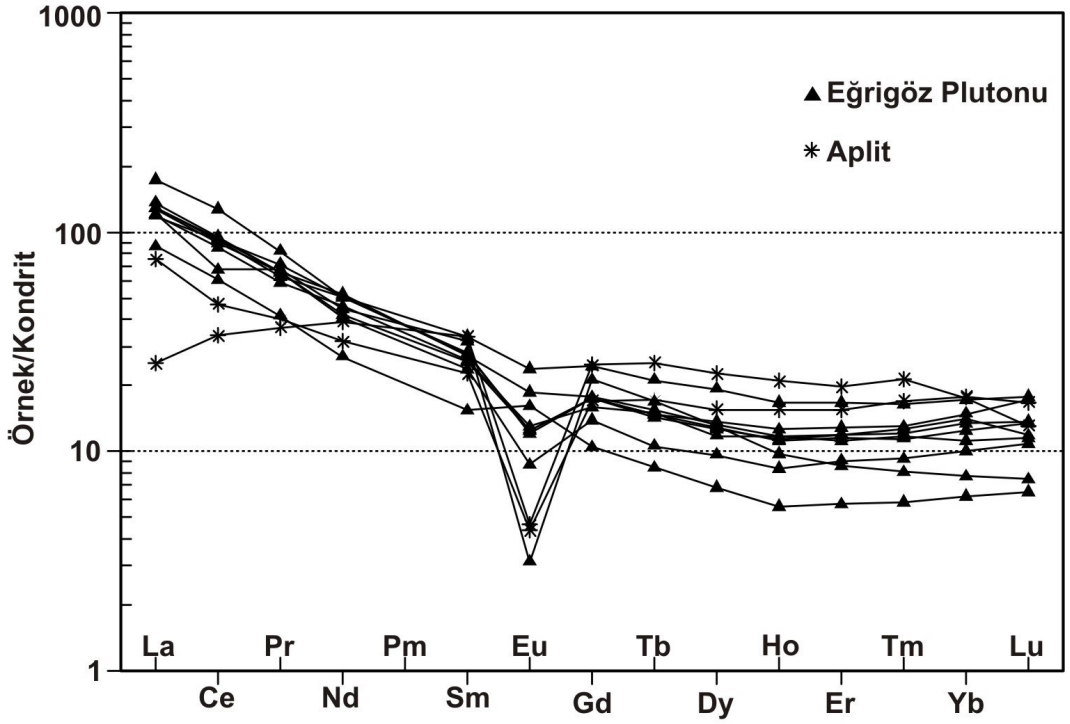
Eğrigöz plütonunun SiO_2`ye karşı major element değişim diagramları Şekil 11.5`te verilmiştir. Buna göre, artan SiO_2 yüzdesine karşı, çoğu örnek için Fe_2O_3, MgO, CaO, Al_2O_3 ve TiO_2 yüzdeleri azalmakta, K_2O değeri ise uyumlu bir şekilde artış göstermektedir. P_2O_5 ve Na_2O ise gelişigüzel bir dağılım sergilemektedir.



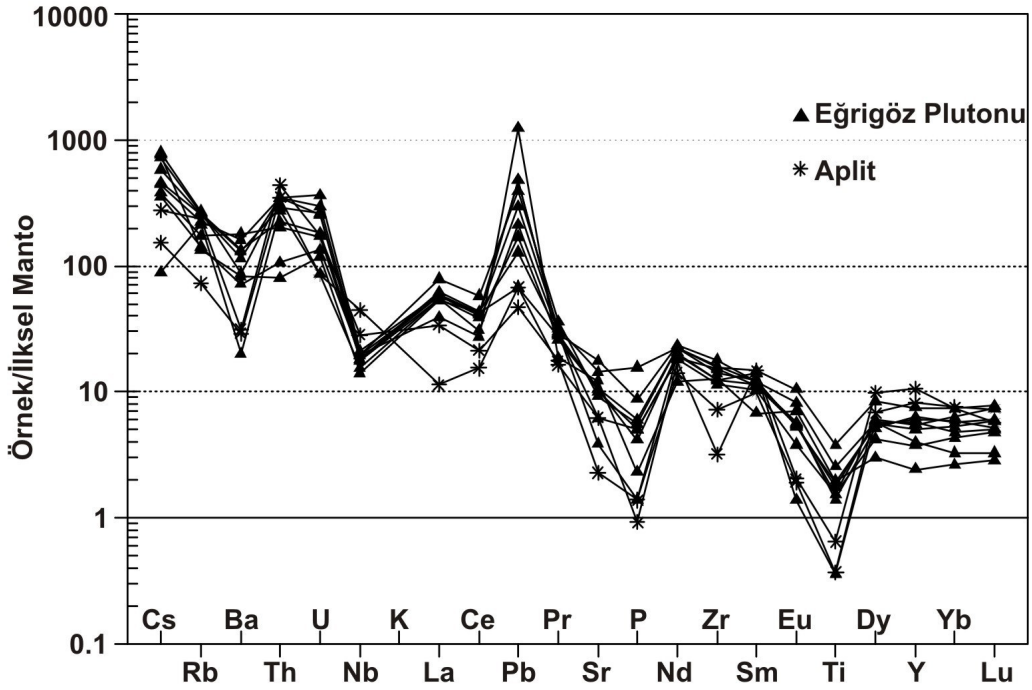
Şekil 11.5 (A-H) Eğrigöz pütonu ve aplitik damar kayaçlarının SiO_2`ye karşı seçilmiş major element harker diagramları. Dünya genelindeki skarnlar (Meinert, 1995) ile karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Eğrigöz plütonu ve plütona ait aplitik damar kayacının nadir toprak element içeriğine göre çizilmiş örümcek diagramı Şekil 11.6`da gösterilmiştir. Eu`nun negatif anomali gösterdiği plüton ve aplite ait örneklerde hafif nadir toprak elementlerinin (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) zenginleşmesi söz konusudur.

Plüton ve aplitin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element örümcek diagramı Şekil 11.7`de verilmiştir. Plüton ve aplit, Zr, Ti, Nb, Sr, P, Ba elementlerince tükenmiştir. Aplit, P, Zr ve Ti elementleri için plüton ile kıyaslandığında daha kuvvetli bir negatif anomali sergilemektedir. Çünkü aplit içinde apatit, sfen, zirkon gibi mineraller bulunmamaktadır. Plütona ait örneklerin çoğunluğunda, baryum konsantrasyonu artan SiO_2`ye karşın artış göstermektedir. Ba elementinin K-Feldispat ve mikada, kafesteki K elementinin yerine geçebilmesine rağmen plütona ait örneklerde, K_2O yüzdesi en fazla olan örnek en düşük Ba konsantrasyonuna sahiptir. Meinert (1995), Cu ve Zn skarnlar ile ilişkili olan plütonik kayalardaki baryum zenginleşmesinin potasik (ortoklas) ve fillik (serizit) alterasyonu yansıtabileceğini açıklamaktadır. Aplitteki baryum miktarı Eğrigöz plütonunun sahip olduğundan daha düşüktür. Plütona ait örneklerde, U, Th ve Pb (Th için tek bir örnek hafif negatif anomali göstermekte) elementlerince, aplitik damar kayacı ise Th ve Pb elementlerince zenginleşmiştir. Plüton en yüksek anomalisini Pb için göstermiş olup, verdiği anomali aplitinkinden yüksektir. Plütondaki, niobiyum ve titanyumun tükenmesi, onun I tipi ve dalma batma ilişkili karakterini yansıtmaktadır. U ve Th` nin ilksel mantoya göre daha yüksek olması, magmanın yükselmesi sırasında kabuksal kirlenmenin gerçekleşmiş olabileceğine işaret etmekte olup, bu durum, kıtasal yay ile ilişkili gelişen plütonların karakteristik bir özelliğidir (Müller ve Groves, 1997).



Şekil 11.6 Eğrigöz plütonu ve plütona ait aplitin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) nadir toprak elementi desenleri.



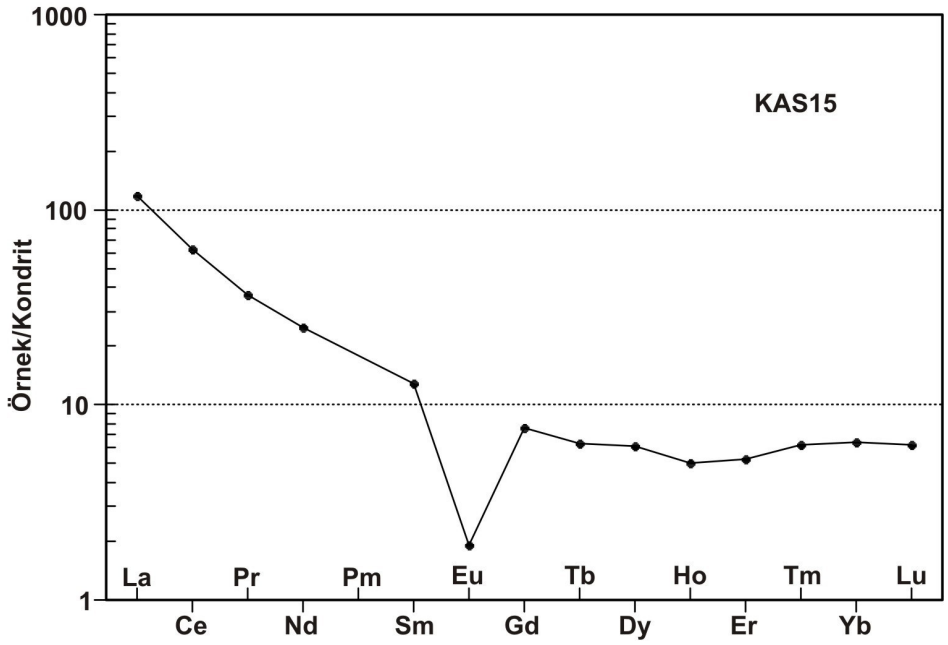
Şekil 11.7 Eğrigöz plütonu ve plütona ait aplitin ilksel mantoya göre normalize edilmiş (Sun ve Mc Donough, 1989) iz element desenleri.

11.2 Hornfels, Skarn ve Cevherli Örnekler

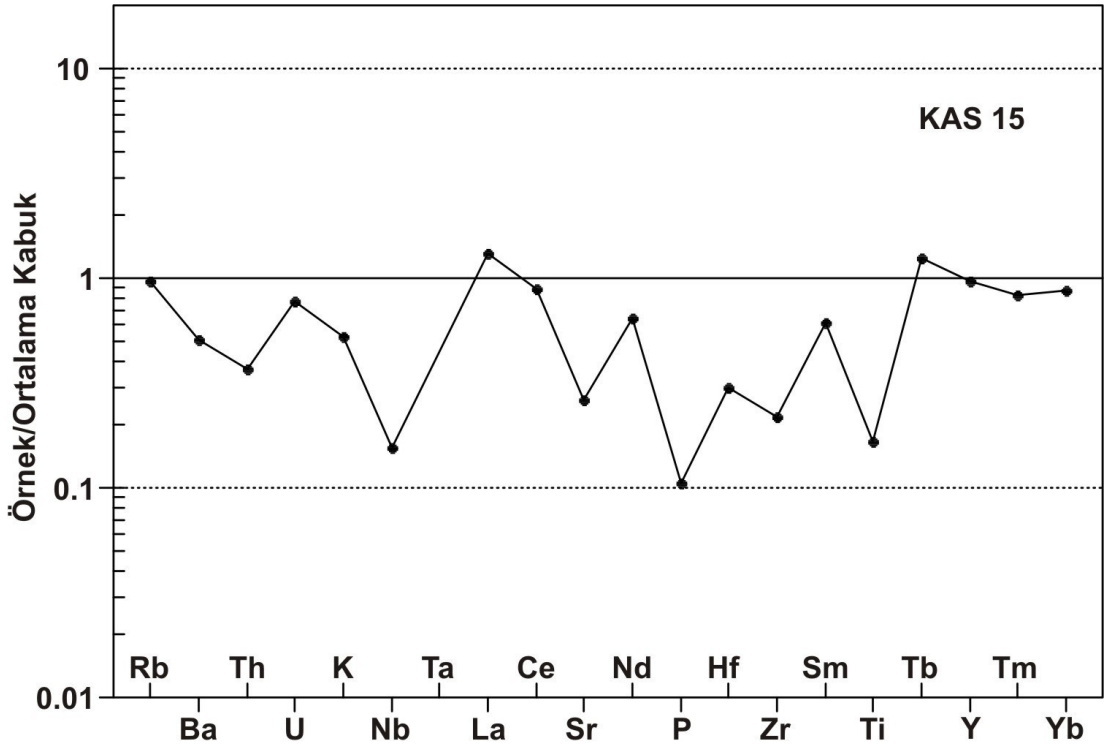
Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ yörelerine ait hornfels, skarn ve cevherli örneklerin jeokimya analizleri Tablo 11.2`de verilmiştir.

11.2.1 Hornfels

Karaağıl yöresinde, skarnlaşma öncesi gelişen kontak metamorfik hornfelse ait (KAS 15) nadir toprak elementi ve iz element içeriğine dayalı örümcek diagramları Şekil 11.8 ve 11.9`da gösterilmiştir. Hornfels mineralojik olarak klinopiroksen ve çoğunluğu plajiyoklas türü olan feldispattan oluşmaktadır. Diagramdan da anlaşıldığı üzere, hafif nadir toprak elementleri (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm), ağır nadir toprak elementlerine (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) göre daha çok zenginleşmiştir. Kontak metamorfik hornfels negatif Eu anomalisi göstermektedir. KAS 15 örneği iz element açısından değerlendirildiğinde, Rb, U, K dışındaki iz elementlerce tükenmiş bir desen sergilemektedir.



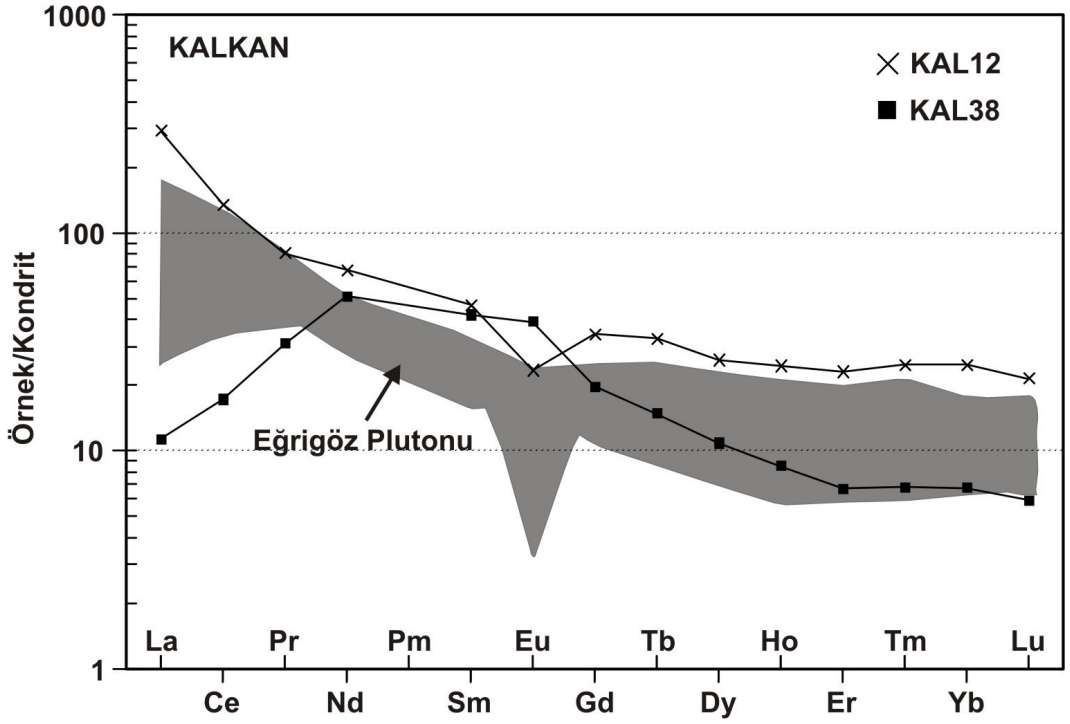
Şekil 11.8 Karaağıl yöresindeki kontak metamorfik hornfelsin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) NTE deseni.



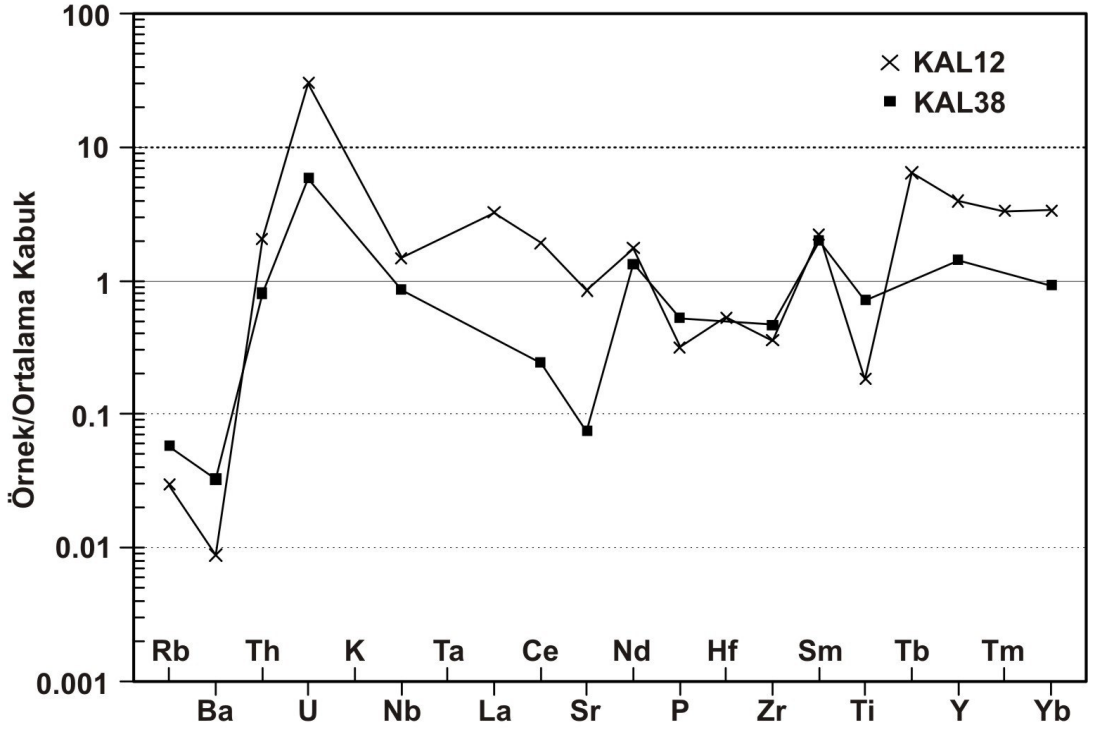
Şekil 11.9 Karaağıl yöresine ait hornfelsin ortalama kabuğa göre normalize edilmiş (Weaver ve Tarney, 1984) iz element desenleri.

11.2.2 Skarn

Kalkan yöresindeki skarn bantlarından alınan KAL 12 ve KAL38 örneklerine ait NTE ve iz element içeriklerine dayalı örümcek diagramları Şekil 11.10 ve 11.11`de verilmiştir. KAL12 örneği, optik olarak zonlanma gösteren anizotrop granat, epidot, klorit ve çok az miktarda titanitten oluşmaktadır. Anizotrop granatların bileşimi grandit katı ergiyiği içinde $And_{53-69}Grs_{30-47}$ uç üyeleri arasında değişmektedir. Eu`nun negatif anomali sergilediği KAL12 örneğinde, HNTE`nin ANTE üzerinde zenginleşmesi söz konusudur. KAL 38 örneği ise izotrop granat ve klinopiroksenden oluşmaktadır. HNTE`nin, ANTE`ye göre zenginleştiği örnekte, ANTE tükenmiş bir desen sergilemektedir. KAL 38 örneğinde Eu hafif pozitif anomali göstermektedir. KAL 12 örneği NTE açısından, KAL 38 örneğine kıyasla daha zengindir. KAL 12 örneği U ve Hf dışında iz element açısından tükenmiş bir desen sergilemektedir. Örnekte uranyum zenginleşmesi, hafniyumdan daha fazladır. KAL38 örneği ise uranyum dışında iz element açısından tükenmiş bir desen sergilemektedir.

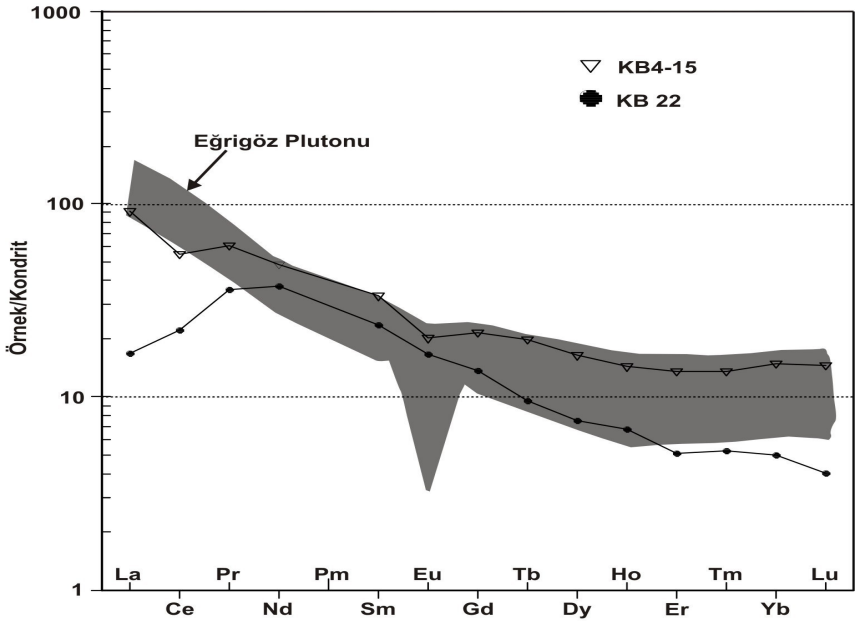


Şekil 11.10 Kalkan yöresindeki skarn bantlarından alınan KAL12 ve KAL38 örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) NTE deseni.

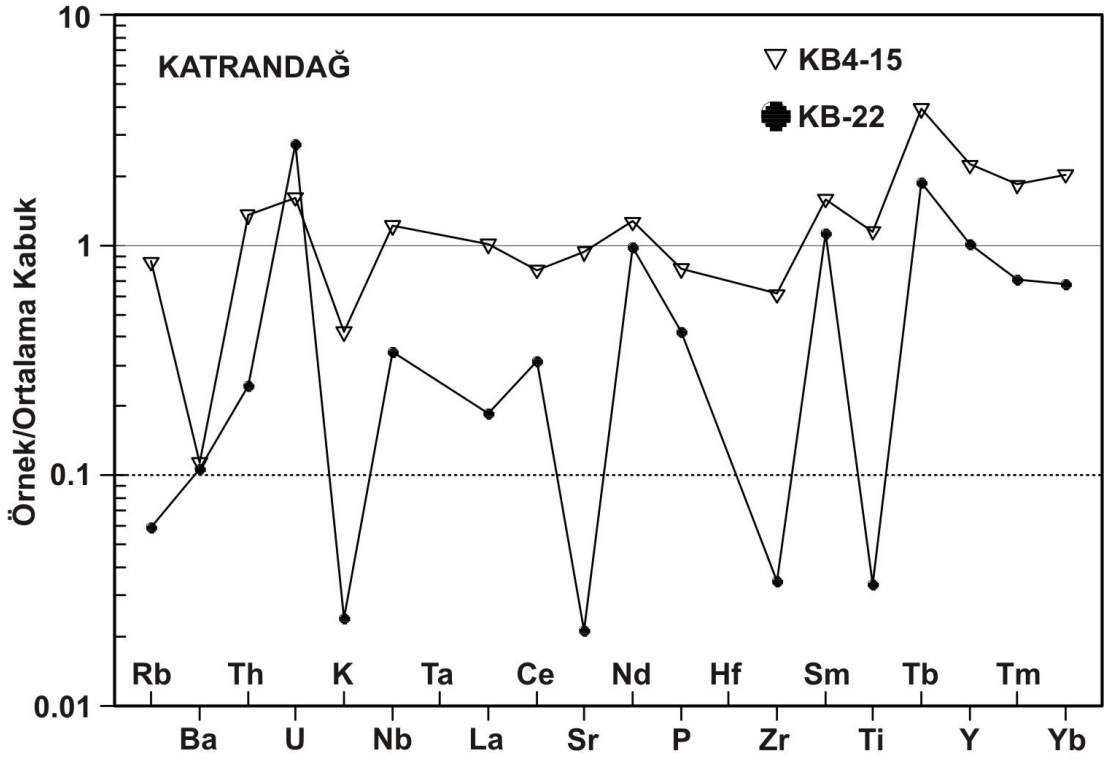


Şekil 11.11 Kalkan yöresindeki skarn bantlarına ait KAL12 ve KAL38 örneklerinin ortalama kabuğa göre normalize edilmiş (Weaver ve Tarney, 1984) iz element desenleri.

Katrandağ yöresindeki skarnlaşmaya ait KB4-15 örneği mineralojik olarak granat ve daha az miktarda klinopiroksen içermektedir. Örnekte, HNTE`lerin, ANTE`lere oranla zenginleştiği gözlenmekte ve Eu negatif anomali vermektedir (Şekil 11.12). Katrandağ skarnlaşmasına ait KB 22 örneği klinopiroksen, granat ve saçınım manyetitten oluşmaktadır. Örnek hafif negatif Eu anomalisi göstermekte ve ANTE`lerce tükenmiş bir desen sergilemektedir (Şekil 11.12). KB4-15 VE KB-22 örneklerinin iz element içeriklerine göre çizilmiş spider diagramları Şekil 11.13`de verilmiştir. KB4-15, Rb, Th, Nb, U elementlerince zenginleşmiş K, Ba, Ti, Zr yönünden tükenmiştir. KB-22 örneği ise U, Nb, P yönünden zenginleşmiş Rb, Ba, K, Th, Sr, Zr, Ti elementlerince tükenmiştir.

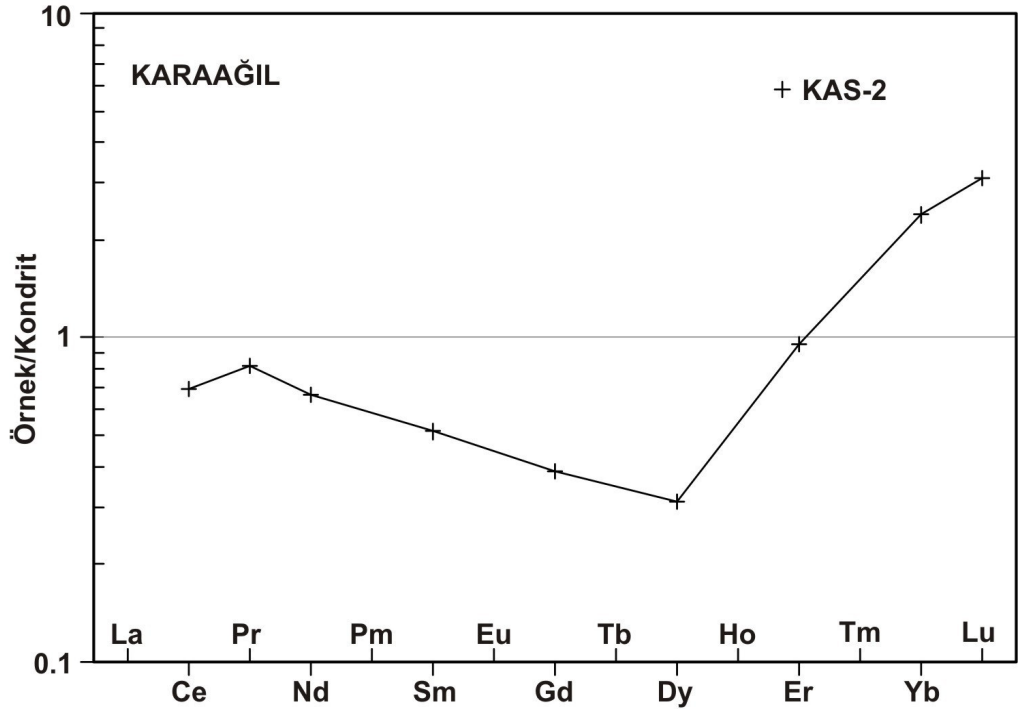


Şekil 11.12 Katrandağ yöresindeki skarnlaşmaya ait KB4-15 ve KB22 örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) nadir toprak elementi desenleri.

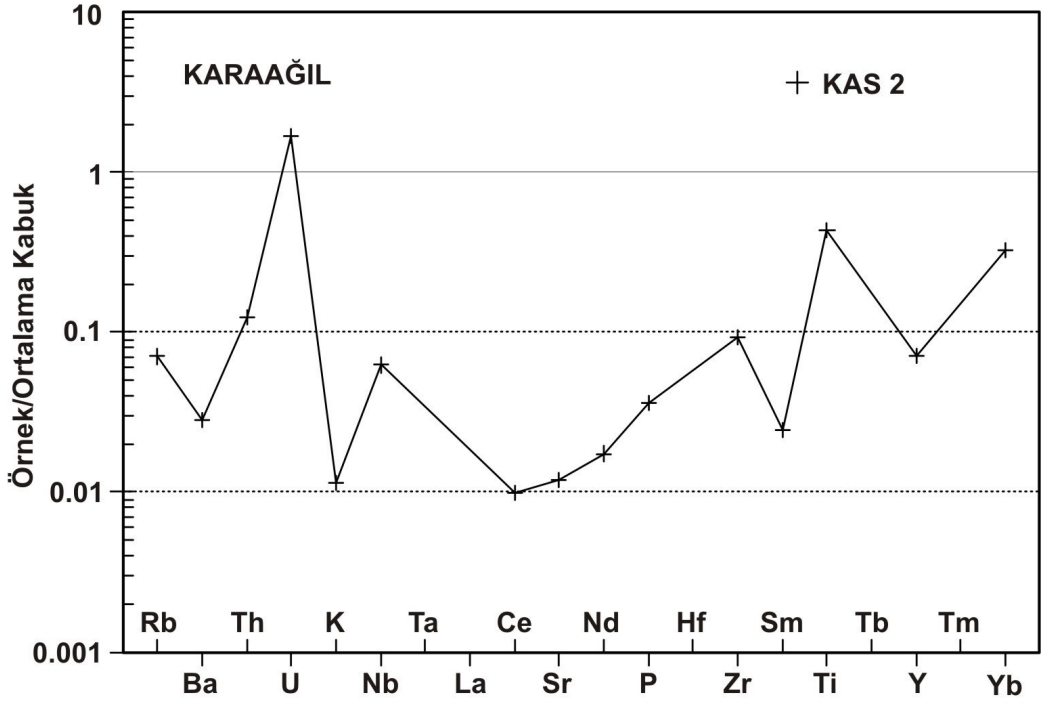


Şekil 11.13 Katrandağ yöresindeki skarnlaşmaya ait KB4-15 ve KB-22 örneklerinin ortalama kabuğa göre normalize edilmiş (Weaver ve Tarney, 1984) iz element desenleri.

Karaağıl yöresinde, magnezyumlu skarn mineralleri ve manyetit cevherinin birlikte bulunduğu zondan alınan KAS 2 örneği serpantin, manyetit, talk ve spinelden oluşmaktadır. Şekil 11.14`te NTE içeriklerine göre çizilmiş spider diagramı verilmiştir. Örnek özellikle Er, Yb ve Lu gibi ANTE`lerce zenginleşmiştir. HNTE`lerden, Pr hafif pozitif anomali vermektedir. Örnek, iz element içeriklerine göre değerlendirildiğinde, Ba, K ve Rb elementlerince tükenmiş, U, Nb, Zr, Ti, Th, P elementleri bakımından ise zenginleşmiştir (Şekil 11.15).



Şekil 11.14 Karaağıl yöresinde magnezyumlu skarna ait cevher içerikli KAS 2 örneğinin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) NTE deseni.

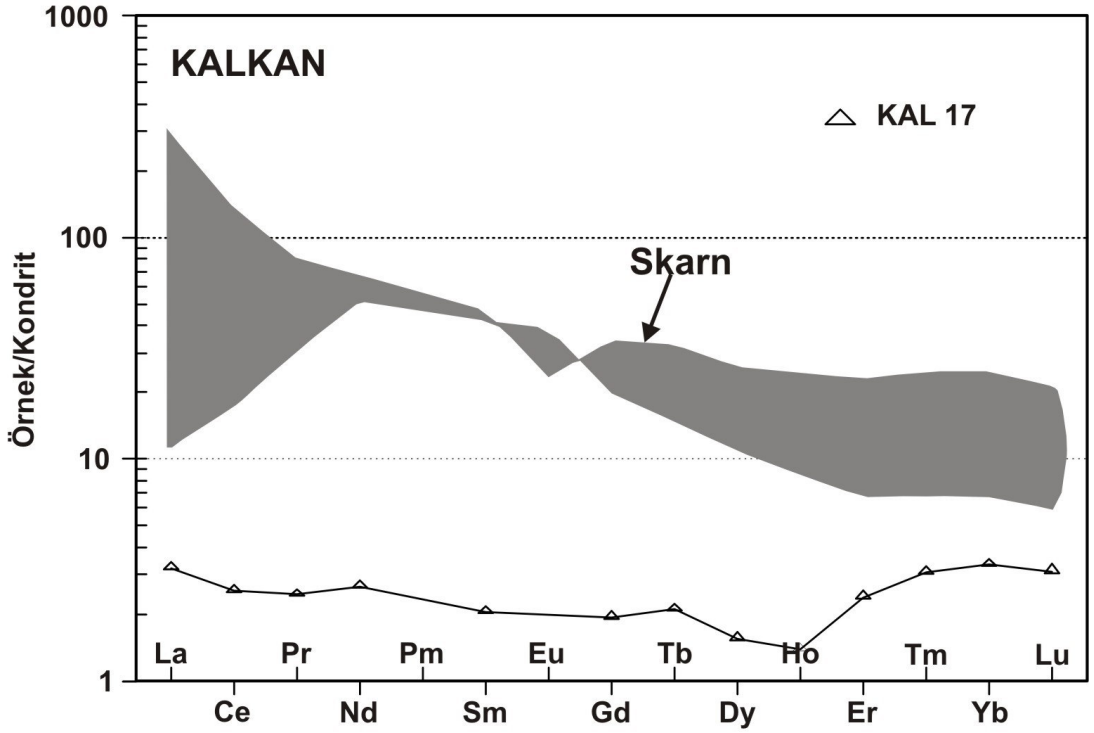


Şekil 11.15 Karaağıl yöresinde magnezyumlu skarna ait cevher içerikli KAS2 örneğinin ortalama kabuğa göre normalize edilmiş (Weaver ve Tarney, 1984) iz element deseni.

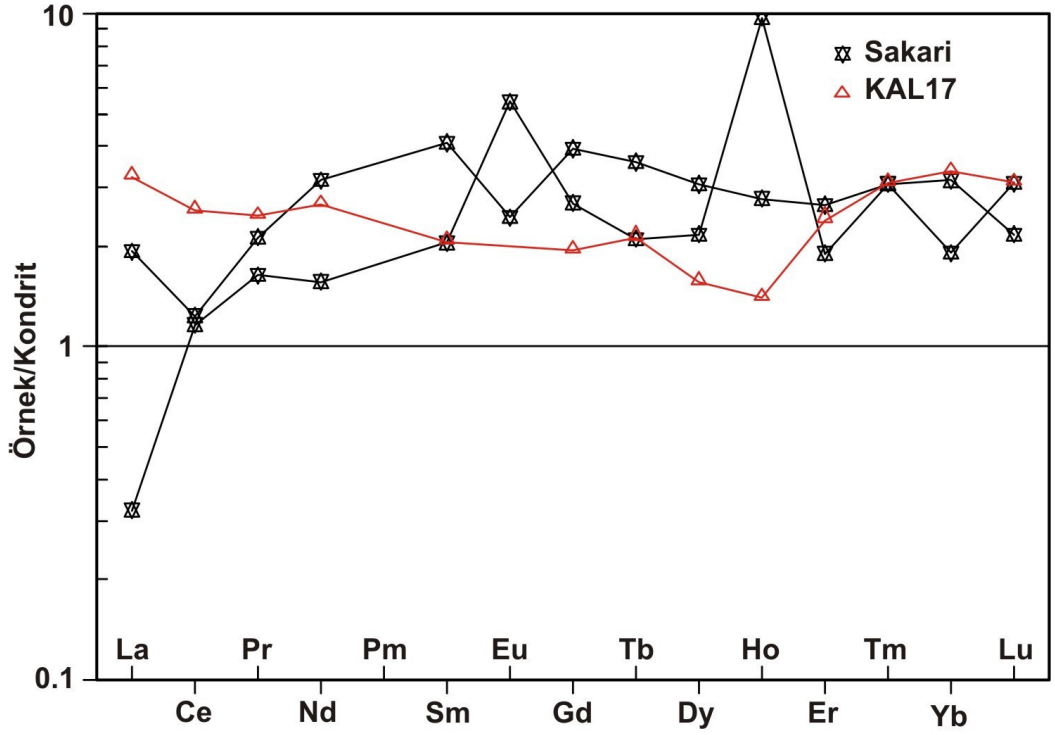
11.2.3 Masif Manyetit İçerikli Örnekler

Kalkan yöresindeki masif manyetit bandından alınan KAL 17 örneği, NTE`lerce tükenmiş bir desen sergilemektedir. Özellikle skarna ait örneklerle kıyaslandığında, NTE miktarının çok daha az olduğunu ve özellikle HNTE`lerce çok fazla tüketildiği gözlenmektedir (Şekil 11.16). Şekil 11.17`de KAL 17`nin NTE deseni, Eğrigöz Plütonu`nun kuzey kontağındaki skarnlaşmalar ile ilişkili olan masif manyetit düzeylerinden alınan örneklerin (Sakari yöresinden) NTE içerikleriyle beraber karşılaştırma amaçlı gösterilmiştir. Buna göre, HNTE açısından değerlendirildiğnde, KAL 17 örneğinin La, Ce, Pr konsantrasyonu, Sakari yöresindeki manyetitlerden daha yüksek olup eşit ya da daha az miktarda Sm içermektedir. ANTE`leri kıyaslandığında ise, KAL 17 örneği, Sakari`deki manyetitlerden, Lu ve Er elementleri dışında, eşit ya da daha az miktarda ANTE konsantrasyonuna sahiptir. Örnek iz element açısından değerlendirildiğinde, U dışındaki iz elementlerce tükenmiş olduğu ve skarn minerallerine oranla daha az iz element konsantrasyonuna sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 11.18). KAL 17 örneği Sakari yöresindeki masif manyetit örnekleri ile iz element açısından kıyaslandığında, U ve Nb için benzer anomali göstermekle beraber, KAL 17 örneği Sakari yöresine ait örneklerden Sr ve Zr elementlerince daha fazla, Ti elementi bakımınından ise çok daha az tükenmiştir (Şekil 11.19).

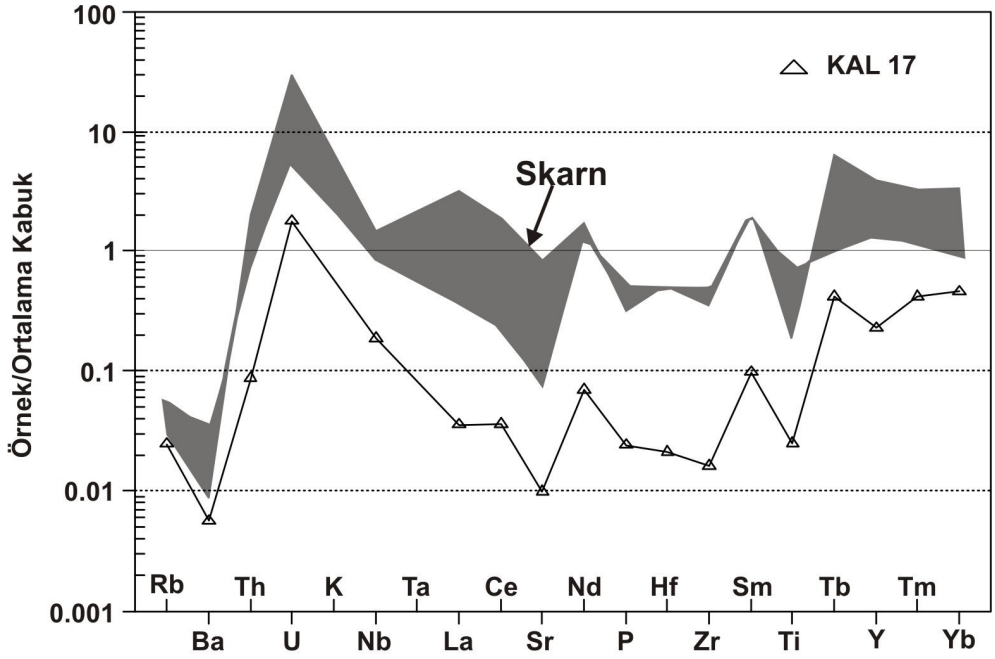
Karaağıl yöresindeki kalsiyum skarn cevhereşmesine ait, KAS28 örneği büyük ölçüde manyetit cevherinden oluşmaktadır. Örnek, U, Ba, Sr, P elementlerince zenginleşmiş, Rb, Th, Nb, Zr, Ti bakımından tükenmiş bir desen sergilemektedir (Şekil 11.20). KAS 28 örneği, Sakari yöresi manyetitlerinden daha az Rb, Th ve Nb içermekte iken, daha fazla Ti ve Sr konsantrasyonuna sahiptir. Her iki bölge de U elementi için yaklaşık aynı zenginleşmeyi sergilemektedir.



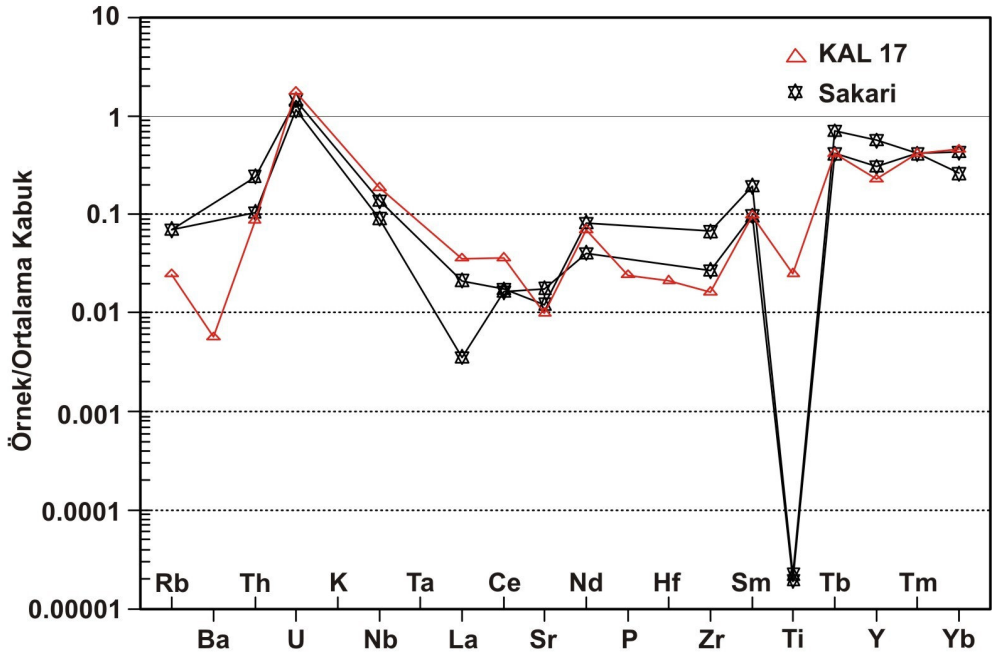
Şekil 11.16 Kalkan yöresindeki masif cevher bantlarına ait KAL 17 örneğinin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton, 1984) NTE deseni.



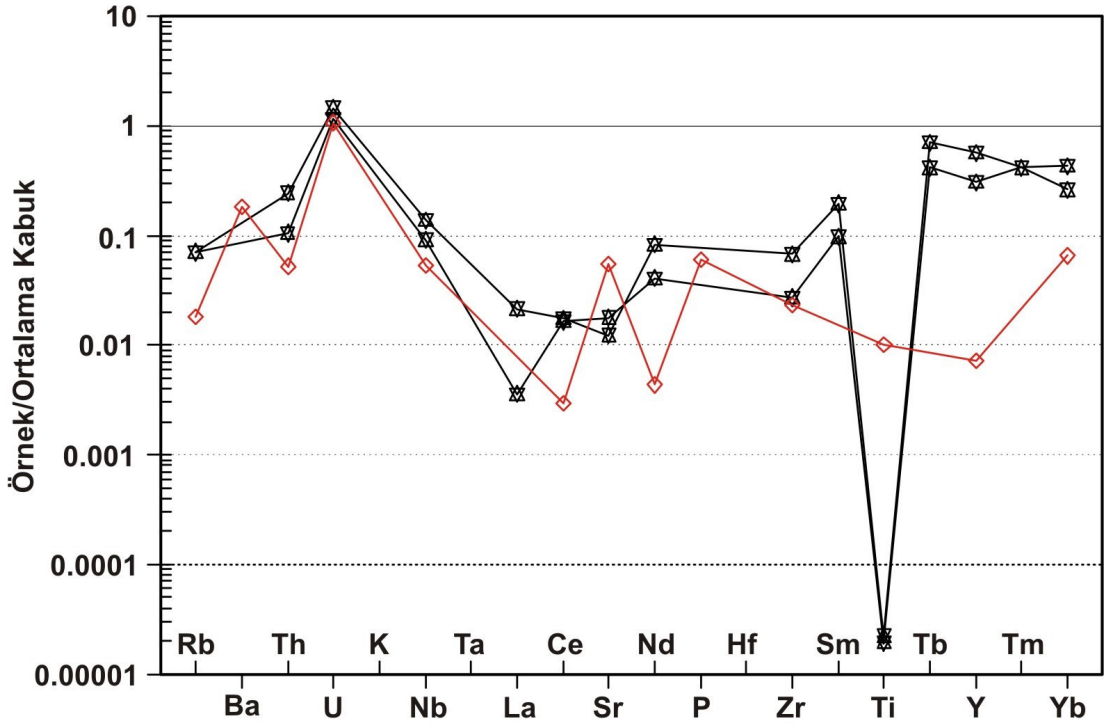
Şekil 11.17 Kalkan yöresine ait KAL 17 örneğinin, Eğrigöz Plütonu`nun kuzey kontağındaki Sakari yöresi manyetitleri ile karşılaştırmalı olarak gösterilmiş NTE deseni. (Değerler Oyman ve diğer., 2012`den alınmıştır.



Şekil 11. 18 KAL 17 örneğine ait kondrite göre normalize edilmiş NTE deseni.



Şekil 11.19 KAL 17 örneği ile Eğrigöz Plütonu` nun kuzey kontağındaki Sakari yöresine ait masif cevher örneklerinin iz element deseni bakımından karşılaştırmalı diagramı.



Şekil 11.20 Karaağıl yöresinde masif manyetit içerikli KAS 28 örneğinin ortalama kabuğa göre normalize edilmiş (Weaver ve Tarney, 1984) iz element deseni. Sakari yöresine ait değerler Oyman ve diğer., 2012`den alınmıştır).

Tablo 11.2 Hornfels ve skarna ait örneklerin jeokimya analizleri

	Karaağıl	Kalkan		Katrandağ	
	Hornfels	Skarn		Skarn	
%	KAS 15	KAL 12	KAL 38	KB4-15	KB 22
SiO2	48.53	34.45	41.83	46.37	45.18
Al2O3	5.50	9.65	8.55	13.62	1.23
Fe2O3	5.03	14.69	14.34	5.39	13.16
MgO	13.29	2.63	4.41	6.34	8.79
CaO	20.14	24.53	27.97	21.90	29.58
Na2O	0.29	0.03	0.08	1.24	0.07
K2O	1.10	<0.04	0.06	0.88	0.05
TiO2	0.10	0.11	0.43	0.69	0.02
P2O5	0.02	0.06	0.10	0.15	0.08
MnO	0.22	0.26	0.41	0.32	0.54
Cr2O3	0.010	<0.001	0.008	0.039	0.004
LOI	5.6	13.1	1.4	2.9	1.2
Toplam	99.84	99.52	99.59	99.88	99.92
ppm					
Ba	357.7	6.2	23	80	75
Be	4	4	2		
Co	23.5	28.9	30.2	28.9	11.2
Cs	4.3	0.4	1	97.5	1.3
Ga	5.1	30	13.1	16.8	7.7
Hf	1.4	2.5	2.5	4.1	<0.5
Nb	2	19.2	11.1	15.8	4.5
Rb	58.9	1.8	3.5	51.7	3.6
Sn	37	68	51	4	401
Sr	131.6	426.5	37.4	468.8	10.7
Ta	0.4	1.1	0.9	1.2	0.1
Th	2.1	11.8	4.6	7.7	1.4
U	1	39.4	7.6	2.1	3.6
V	44	39	96	133	16
W	102.5	237.5	351.9	1.2	3.5
Zr	45.9	75	97.4	128.8	7.3
Y	13.6	55.5	19.9	31.3	14.2
Mo	<0.1	0.3	0.5	0.5	0.4
Cu	0.2	2.5	1.6	5.8	3.4
Pb	1.4	4.1	3.4	17.5	13.4
Zn	13	25	25	24	18
Ni	7.40	12.2	12.2	94.6	0.8
As	0.6	1.3	1.3	6.6	5.2
Sb	0.2	1	1	0.4	0.6
Bi	<0.1	2	2	0.3	0.3
Ag	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Au	0.5	<0.5	<0.5	0.5	3.2
Hg	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Tl	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
La	36.7	90.9	3.5	28.3	5.2
Ce	50.7	109	13.9	44.4	17.9
Pr	4.49	9.80	3.79	7.41	4.38
Nd	14.9	40.5	30.6	29.1	22.4
Sm	2.5	9.1	8.2	6.5	4.6
Eu	0.14	1.72	2.87	1.48	1.22
Gd	1.98	8.88	5.09	5.57	3.35
Tb	0.30	1.55	0.70	0.94	0.45
Dy	1.96	8.38	3.49	5.28	2.42
Ho	0.36	1.76	0.61	1.03	0.49
Er	1.10	4.84	1.40	2.85	1.07
Tm	0.20	0.80	0.22	0.44	0.17
Yb	1.33	5.16	1.41	3.11	1.04
Lu	0.20	0.69	0.19	0.47	0.13

Tablo 11.3 Masif cevher ve cevher içerikli örneklerin jeokimya analizleri

	Kalkan	Karaağıl	
	Cevher	Cevher	Cevher +Skarn
%	KAL 17	KAS28	KAS2
Fe	>40	>40	30.30
Mg	0.59	4.08	11.93
Ca	0.26	3.98	1.05
Al	0.34	0.23	2.05
Ti	0.009	0.036	0.157
K	<0.02	<0.02	0.02
Na	0.015	0.004	0.008
K	<0.02	<0.02	0.02
P	0.002	0.005	0.003
S	<0.04	<0.04	<0.04
ppm			
Mo	26.11	0.41	0.26
Cu	1.44	12.02	61.15
Pb	2.22	0.19	0.07
Zn	288.5	83.6	117
Ag	51	20	27
Ni	24	7.8	50.6
Co	71.9	33.8	15
Mn	1068	868	768
As	5.7	52.6	29.3
Au	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.90	6.59	5.17
Bi	7.02	<0.04	<0.04
Ba	4	129	20
Be	3	<1	<1
Cs	0.8	1.3	1.8
Ga	9.66	4.21	18.54
Hf	0.10	0.19	0.64
Nb	2.43	0.69	0.81
Li	3	8.8	4.2
Rb	1.5	1.1	4.3
Sn	97.4	20.4	15.3
Sr	5	28	6
Ta	0.1	0.1	0.1
Th	0.5	0.3	0.7
U	2.3	1.4	2.2
V	36	24	93
W	>100	>100	48.1
Zr	3.4	4.9	19.4
Y	3.2	0.1	1
La	1	<1	<1
Ce	2.06	0.17	0.56
Pr	0.3	<0.1	0.1
Nd	1.6	0.1	0.4
Sm	0.4	<0.1	0.1
Eu	<0.1	<0.1	<0.1
Gd	0.5	<0.1	0.1
Tb	0.1	<0.1	<0.1
Dy	0.5	<0.1	0.1
Ho	0.1	<0.1	<0.1
Er	0.5	<0.1	0.2
Tm	0.1	<0.1	<0.1
Yb	0.7	0.1	0.5
Lu	0.1	<0.1	0.1

BÖLÜM ONİKİ
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

12.1 Skarn Oluşumu, Mineraloji ve Cevherleşme

12.1.1 Kallkan Bölgesi Skarn Tipi Demir Cevherleşmesi

İnfiltrasyon ve bimetasomatik reaksiyonlar, skarn oluşumu için en önemli mekanizmalar olup, her ikisi de felsik sokulumlar ile konumsal ve sıcaklığa bağlı ilişki gösterirler (Bowman, Covert, Clark, ve Mathieson, 1985; Einaudi ve diğer., 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1992). Ekonomik olarak en önemli olan skarn tipi yataklar, akışkan bileşiminin skarn ve cevher mineralojisini kontrol ettiği, geniş ölçekli metasomatik transferler sonucu oluşmaktadır (Meinert, 1992). Kalkan bölgesindeki skarnlaşma, Eğrigöz plütonu ile sınırlı bir dokanak ilişkisi gösterse de, gnayslar içindeki rekristalize karbonat bantları ile sistemin daha derin kısımlarından gelen granit kökenli akışkan arasındaki metasomatik reaksiyonlar sonucu gelişmiştir. Metasomatik reaksiyonlar, akışkanın hareket kanalı üzerindeki kırık ve çatlaklar boyunca infiltrasyon mekanizması kontrolünde gerçekleşmiştir.

Skarnlaşma prograt ve retrograt evre olmak üzere iki aşamada oluşmuştur. Yapılan dokusal incelemeler, retrograt evrede oluşan sulu mineral fazlarının, prograt evre minerallerini ornatarak oluştuklarına işaret etmektedir. Prograt evrenin ilk oluşan minerali olan klinopiroksenin bileşimi $Di_{56-73}Hd_{26-43}Joh_{1-2}$ aralığında iken, granatın bileşimi grandit katı eriyiği içinde $Grs_{30-52}Adr_{45-69}$ uç üyelerini kapsamaktadır. Kalk-silikat mineralojisindeki bileşimsel değişimler, magma kimyası, yan kaya bileşimi, formasyon derinliği ve oksidasyon koşullarındaki farklılıkları yansıtır (Burton ve diğer., 1982; Meinert, 1997). Skarn tipi bir yatakta, prograt evre fazlarının ve cevherleşmenin mineraloji ve kimyasını etkileyen faktörler başlıca:

- Orijinal konak kayanın litolojisi ve okside ya da indirgeyici kapasitesi
- Formasyon derinliği
- Plütonik kaya ve hidrotermal çözeltinin (akışkanın) kimyasıdır (Ray ve Webster, 1991a).

Skarnın oluşum sürecinde, ortamda süregelen redoks koşulları skarnın tipini etkilemekte ve skarnı oluşturan minerallerdeki +2 değerlikli demirin *(ferrous iron)*, +3 değerlikli demire *(ferric iron)* oranının belirlenmesi ile bu koşullara dair bir sonuca varılabilmektedir. Sato (1980), indirgen skarnların *(reduced skarn)* nispeten yüksek Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına, okside skarnların ise *(oxidized skarn)* nispeten düşük Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına sahip olduğunu açıklamaktadır. Kalkan yöresinde, klinopiroksenler *diopsitçe* (Mg-ca zengin ve düşük Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına sahip piroksen) zengin olmakla birlikte granatlar andradit uç üyesine yakın olarak kristalleşmiştir. Kwak (1994), Mg-ca zengin piroksen ve andraditin okside ortamlarda, hedenberjit ve grossuların ise indirgen koşullarda oluşmaya eğilimli olduğunu açıklamaktadır. Tüm bu veriler ile birlikte, epidot mineralinin yaygın olarak gözlenmesi ve başlıca cevher mineralinin manyetit olması, Kalkan yöresindeki skarnın okside koşullarda oluştuğuna işaret etmektedir. Nakano ve diğer. (1994), piroksenin Mn/Fe oranı ile skarnın ilişkili olduğu metal tipi arasında bir ilişki olduğunu bildirmektedir. Yazar, skarn tipi bir yatakta piroksenin Mn/Fe oranının nispeten sabit olduğunu ve bu oranın skarnın ilişkili olduğu metal tipinin farklılık göstermesi ile bölgesel ölçekli olarak değiştiğini açıklar. Buna göre yapmış oldukları sınıflamada, tungsten skarnlar ile ilişkili olan piroksenlerin Mn/Fe değerinin ortalama ~0,15, Cu-Fe yataklarındaki piroksenlerin Mn/Fe oranının düşük ve 0,1`den az olduğunu ve Pb-Zn yataklarındaki Mn/Fe oranının yüksek ve 0,2`den fazla olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Kalkan yöresindeki, klinopiroksenlerin Mn/Fe oranı 0,03-0,05 arasında değişmekte olup (ortalama olarak 0,039) Fe skarnlar için bildirilen değerler ile tutarlıdır.

Kalkan yöresindeki granatlar *izotrop* ve yaygın olarak optik zonlanma (örn; konsantrik, sektör) gösteren *anizotrop* kristaller olmak olmak üzere optik olarak iki tipte ayırt edilmiştir. Skarn tipi bir yatakta, prograt evreyi oluşturan mineraller katı eriyik serileri içinde önemli değişimler sergilemelerine rağmen, kristal ölçeğindeki zonlanma yaygın olarak granat mineralinde gözlenmektedir. Bu şekilde, kristal ölçeğinde gözlenen zonlanmaların, akışkanın bileşimindeki, pH ve sülfür/oksidasyon koşullarındaki değişimi yansıttığı düşünülmektedir. Bunun yanı sıra, çeşitli araştırıcılar tarafından, kristal zonlanmasına dair getirilen açıklamalar şu şekildedir:

- Jamtveit ve diğer. (1993), zonlanmayı *grossular-andradit* katı eriyik serisinin hidrotermal akışkanın bileşimindeki çok küçük değişimlere bile duyarlı olması ile ilişkilendirmiştir.

- Jamtveit ve diğer. (1995) ise benzer şekilde zonlanmanın, Fe ve Al elementlerinin hidrotermal ortamdaki bileşik oluşturma davranışlarının farklı olmasından dolayı, grossular-andradit serisinin hidrotermal akışkanın sıcaklık, pH, oksijen fugasitesi ve tuzluluğundaki değişimlere karşı çok duyarlı olmasına dayandırır.

- Shore ve Fowler (1996) minerallerdeki oscillatory zonlanma desenlerini a) katı eriyik serilerindeki minerallerin major bileşenlerindeki değişimler, b) iz elemenler, c) safsızlıkların adsorbsiyonu, d) nokta hataları gibi sebeplerle ilişkilendirmiştir.

Rekristalize kalsitleri ornatarak oluşan anizotrop granatlar (Adr_{53-69}), genellikle klinopirokseni ornatan ve/ve ya klinopiroksen ile ilişkili olan izotrop granatlardan (Adr_{45-53}) daha fazla andradit uç üyesine sahiptir. Bunun nedeni olasılıkla izotrop granatın kristalleşmesinden sorumlu olan metasomatik akışkanın, klinopiroksendeki hedenberjit uç üyesinden dolayı bir miktar indirgenmesidir. İzotrop granat ve bunun alterasyon ürünü olan epidotları kat eden mikron ölçeğinde damar karakterli granatların olması, granat kristalleşmesinin muhtemelen retrograt evrenin başlangıcında da süregeldiğine işaret etmektedir.

Kalkan yöresinde, retrograt evre epidot, amfibol, klorit ve kuvars mineralleri ile karakterize olmaktadır. Epidot, retrograt evrenin en yaygın olarak gözlenen minerali olmakla birlikte aluminyum ve demir elementlerince zengindir. Retrograt alterasyonun yaygın olarak geliştiği ve baskın olarak epidot içeren skarn zonunda, epidot kristallerinde allanite dönüşüm gözlenmektedir. Allanit epidot serisi içinde +2 değerlikli demir içeren tek uç üyedir. Dolayısıyla, allanit oluşumu sırasında nadir toprak elementlerinin zenginleşmesi ile birlikte ortamda daha indirgeyici (reduced) koşulların egemen olduğu sonucuna varılmaktadır. Bu zonda az miktarda da olsa,

başlıca piritten oluşan sülfürlü fazların bulunması, epidot oluşumunu takip eden evrede (epidot→allanit geçişinin olduğu evrede) ortam koşullarının indirgen olduğunu desteklemektedir. Farklı skarn tiplerinde oluşan amfiboller Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na ve K içeriği bakımından farklılıklar göstermektedir. Au, W ve Sn skarnlarda oluşan amfibollerin aluminyum içeriği genellikle daha yüksek gözlenirken, Cu, Mo ve Fe skarnlardaki amfibollerdeki demir miktarı yüksektir. Kalkan yöresindeki, amfiboller Leake ve diğer. (1997)`nin sınıflamasına göre, yüksek demir içeriği ile karakterize olan *demirçermakit* alanına düşmektedir.

Prograt ve retrograt evre skarn mineralleri, yer yer yüksek demir içeriğine sahip olmalarına rağmen (özellikle, granat, epidot, amfibol, klorit), hidrotermal (metasomatik) akışkan ile gelen demirin çoğunluğu manyetit cevherini oluşturmuştur. Yörede manyetit cevherleşmesi, granat ve klinopiroksen oluşumunu takiben ve yine prograt evre içinde oluşmuştur. Manyetit kristalleşmesinin, retrograt fazlar ile ilişkisi olduğunu ya da bu fazların oluşumundan sonra da devam ettiğini gösteren dokusal bir veri/kanıta rastlanmamıştır. Skarn bantları, manyetit cevherini saçınım kristaller şeklinde içerse de, Kalkan yöresindeki manyetit cevherinin büyük çoğunluğu, skarn ve gnayslar arasında konumlanmış masif bantlar şeklinde bulunmaktadır. Cevherin bu şekilde konumlanması, cevher oluşumunda, akışkan özelliklerindeki değişimlerin yanı sıra, skarn düzeyleri ve çevre kayalar (gnays birimi) arasındaki fiziksel ve bileşimsel farklıkların da bir etmen olduğuna işaret etmektedir (Meinert, 1984). Hidrotermal akışkanda taşınan demirin miktarı, akışkanın klorin miktarı, oksidasyon durumu ve sıcaklığının bir fonksiyonudur.

Kalkan yöresinde, skarn bantlarına ait prograt ve retrograt evre minerallerindeki sıvı kapanımlardan mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Prograt evre skarn minerallerine ait kapanımlar, magmatik akışkanın yan kaya ile etkileşime girmesinin ardından sahip olduğu bileşimi yansıtmaktadır. Prograt evre minerallerinden elde edilen sıcaklık ve tuzluluk aralıkları, sırasıyla, 379->600ºC ve 9.2-32.9 %NaCl`dir. Retrograt evreye ait kapanımların verdikleri sıcaklık ve tuzluluk değerleri sırasıyla 235-412,1ºC ve 6,4-16,8 %NaCl arasında değişmektedir. Erken evre minerallerinin yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip olması, skarnlaşma ve cevherleşmenin kaynağı

olan akışkanın granit-kökenli olduğuna işaret etmektedir. Retrograt evreye ait fazların daha düşük sıcaklık ve tuzluluğa sahip olması, bu evrede granit kökenli akışkanın meteorik su ile etkileşime girdiğine işaret etmektedir. Whitney, Henley, ve Simon (1985) deneysel olarak, 500-650º C`de granitik bileşimli kayalar ile dengede olan akışkanlarda klorin miktarının %50`ye kadar ulaşmasından, çözeltideki demirin sorumlu olduğunu göstermişlerdir. Ortaç-yüksek tuzluluğa sahip akışkanlarda, demir klorid kompleksleri şeklinde taşınmaktadır. Manyetitin çözünürlüğüne dair yapılan deneysel çalışmalar, sülfür barındırmayan, klorid içerikli süperkritik (yüksek tuzluluğa sahip) akışkanlarda, demirin $FeCl_2$ olarak taşındığını göstermektedir. Demirin hidrotermal sistemlerdeki çözünürlüğü, sıcaklıktaki artış ile yükselmektedir. Buna dayanarak, Fe`nin çökelmesi/kristalleşmesi cevheri taşıyan akışkanın hareketi sırasında sıcaklığındaki düşüş ile başlamıştır. Barnes (1997) cevher çökelimini kontrol eden temel faktörleri özetlemiştir. Buna göre, cevher içerikli çözeltinin içeriği metal-klorid kompleksleri şeklindeyse metal çökelimi çözeltinin pH`ındaki artış sonucu etkin olarak gerçekleşmektedir. Skarn ortamları gibi, akışkanın karbonatlı yan kaya içide dolaşım yaptığı ortamlarda, akışkanın karbonatlı litoloji ile etkileşime girmesi pH`ında artışa neden olmaktadır. Kalsitlerin çözünmesine alternatif olarak, akışkanın kaynaması da pH`ın yükselmesine neden olan bir faktördür. Çünkü, kaynama sırasında asidik bileşenler akışkan fazı terk ederek buhar faza ayrılmaktadır. Cl konsantrasyonundaki düşüş de, metal-klorid komplekslerinin çökelmesinde rol oynamaktadır. Neticede, metal-klorit komplekslerinin çözünürlüğünü azaltıp, çökelmesine/kristallşmesine neden olan pek çok değişken/faktör vardır.

Metal komplekslerin duraylılığını etkileyen faktörler:

a) Sıcaklıktaki düşüş
b) Basınç kaybı ve/veya kaynama
c) Çözeltinin redoks durumundaki değişim
d) Kompleks iyonların (S, Cl v.b.) indirgenme aktivitesi

12.1.2 Karaağıl Bölgesi Skarn Tipi Demir Cevherleşmesi

12.1.2.1 Kalsik Skarn

Karaağıl yöresindeki kalsik skarnın konak kayası Arıkaya Formasyonu`na ait killi düzeyler içeren kireçtaşıdır. Skarnlaşma, Karaağıl yöresinde yüzlek vermeyen bir plütonik kayanın varlığında, birbirini izleyen kırıklanma ve infiltrasyon süreçleri kontrolünde gelişmiştir. Killi kireçtaşı düzeylerinde meydana gelen ilk değişim, plüton tarafından sağlanan ısı ile, kontak metamorfizma geçirerek izokimyasal hornfelse dönüşümdür. Hornfelsin oluşumu ile yan kaya, izleyen evredeki skarn oluşumu için kayanın permeabilitesini yükselten, kırık/çatlak içerikli deformasyona karşı daha duyarlı hale gelmektedir. Akışkan girdisi ve dolaşımı, yan kayanın permeabilitesi, eklem/kırık sistemleri ve litolojik kontaklar ile kontrol edilmekte ve tüm bu faktörler sonuçta oluşan skarnın morfolojisini kontrol etmektedir.

Skarnlaşma öncesi gelişen hornfels mineralojik olarak *piroksen, çoğunluğu plajiyoklas türü olan feldispat, kuvars ve/ve ya titanitten* oluşmaktadır. Skarn zonundan uzaklaştıkça hornfles parajenezinde piroksen gözlenememekle birlikte, kontak metamorfik etki bir kısmı plajiyoklas türü olan feldispat, serizit, ve/ve ya epidot içeren *hornfelsik* birimler ile sınırlıdır. Skarn zonundan uzaklaştıkça serizit mineralinin ortaya çıkması, bu zonlarda konak kayanın kil içeriği yüksek bir karbonat niteliğine sahip olduğuna işaret etmektedir. Hornfelsler, herhangi bir tabakalanma göstermeksizin masif yapıda bulunmaktadır. Hornfels birimlerinin arasında, rekristalize dolomitik kireçtaşı düzeylerine rastlanmıştır.

Kalk-silikat mineralojisindeki bileşimsel değişimler, magma kimyası, yan kaya bileşimi, formasyon derinliği ve oksidasyon koşullarındaki farklılıkları yansıtmaktadır (Burton ve diğer., 1982; Meinert, 1997). Yörede prograt evrenin ilk kristalleşen minerali olan klinopiroksen, diopsit ($Di_{81-92}Hd_{7-19}$) olmakla birlikte, granatın bileşimi grandit katı eriyik serisi içinde $Grs_{36-80}And_{20-62}$ aralığında değişmektedir. Kwak (1994), okside koşullar altında, Mg-ca zengin piroksen ve andradit uç üyesine yakın olarak kristalleşmiş granatın en duraylı kalk silikatlar

olduğunu açıklamaktadır. Granatın yüksek grossular uç üyesine dolayısıyla yüksek aluminyuma ve yer yer yüksek TiO_2 (en fazla %2) miktarına sahip olması, konak kaya olan hornfelsin aluminyumca zengin düzeylerini ornatarak oluştuğuna işaret etmektedir. Diğer bir deyişle, aluminyum ve titanyumun *(high field strength elements)* hidrotermal sistemlerdeki mobilitesi çok düşük olarak kabul edildiğinden, granatta bu elementlerin zenginleşmesinin konak kaya kontrollü olarak geliştiği düşünülebilir. Hornfelsin kırık/çatlak takımları boyunca hareket eden metasomatik akışkanın kimyası, konak kayadaki reaksiyona giren minerallerin lokal olarak çözünmesi vasıtasıyla olasılıkla değişmiştir. Jamtweit ve diğer. (1993), Oslo riftleşme bölgesinde, konak kayası kontak metamorfizmaya uğrayan karbonat-şeyl birimi olan granatların kristal içi zonlanmasına dair yaptığı çalışmada, granatın merkez zonundaki aluminyum zenginleşmesini (grossular bileşeni) orjinal sedimanter kayadaki reaktant minerallerin infiltrasyon kontrollü reaksiyonlar sırasında, çözünmesi ile ilişkilendirmiştir. Benzer şekilde, Meinert (1984), batı Britanya Kolombiya`da bulunan *iron crown* demir skarnında granatın yer yer yüksek grossular bileşeni içerdiğini bildirmiştir. Yazar, granat bileşiminin, skarnın protoliti olan volkanik kayaların Ti, Al–ce zengin kimyasını yansıttığını açıklamaktadır. Sato (1980) okside skarnların düşük Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına sahip olduğunu açıklamaktadır. Buna göre, yörede diopsitlerin (Mg-ca zengin, düşük Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına sahip klinopiroksen) kristalleşmesi esnasında, skarn oluşumunda okside koşulların egemen olduğu sonucuna ulaşılmaktadır. Granatların, grossular uç üyesine yakın olarak kristalleşmesine ise, hornfels ile etkileşime giren hidrotermal akışkanın kimyasındaki değişim neden olmuştur. Karaağıl yöresinde, retrograt evredeki en yaygın mineral amfiboldür. Amfibolün bileşimi Leake ve diğer. (1997)`nin sınıflamasına göre *demirçermakit* alanına düşmektedir. Klorit ikincil miktarda bulunmakta ve yüksek miktarda demir içermektedir. Amfibol ve kloritin bileşiminden yola çıkarak, akışkan bileşiminin retrograt evre minerallerin kimyasını kontrol eden en önemli etmen olduğu sonucuna varılmaktadır.

Karaağıl yöresindeki klinopiroksenlere ait kapanımlardan mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Prograt evreye ait kalk silikatlardaki sıvı kapanımlar, magmatik akışkanın yan kaya ile olan reaksiyon ardından sahip olduğu bileşimi temsil eder

(Oyman ve diğer., 2012). Yörede, manyetit kristalleşmesinden sorumlu olan akışkanlar, tuzluluğu 21-30% NaCl arasında değişen, yüksek sıcaklığa sahip çözeltilerdir (homojenleşme sıcaklığı: 420->600ºC). Prograt evrenin ilk oluşan minerali olan klinopiroksenin yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip olması, skarnlaşma ve cevherleşmenin kaynağı olan akışkanın granit-kökenli olduğuna işaret etmektedir.

Karaağıl yöresinde, skarn mineralleri yer yer demir içermelerine rağmen, hidrotermal çözeltiler ile gelen demirin çok büyük bir kısmı manyetit olarak kristalleşmiştir. Ortaç-yüksek tuzluluklardaki çözeltilerde demirin taşınması Kalkan yöresinde değinildiği gibidir. Yörede manyetit çoğunlukla düzensiz masif kütleler şeklinde bulunmaktadır. Masif manyetit kütleleri yer yer milimetre ölçekli ikincil ve muhtemelen hidrotermal akışkandan kristalleşmiş olan karbonat damarları tarafından kesilmektedir. Manyetit kristalleri, retrograt evrede martite, süperjen evrede ise götite dönüşmüştür. Pirit, masif cevher kütleleri içinde çok nadir olarak bulunan bir faz olmakla beraber, süperjen evrede kısmen ya da tamamen (psödomorfik olarak) götite dönüşmüştür.

12.1.2.2 Magnezyen Skarn

Magnezyen demir skarnlar, hipabisal granodiorit-granit bileşimli felsik plütonların, orojenik kuşaklardaki kıtasal levha kenarlarında bulunan dolomitik düzeylere sokulum yaptığı ortamlarda oluşurlar (Einaudi ve diğer., 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1989; Ray ve Webster, 1991a). Karaağıl bölgesindeki magnezyen skarn cevherleşmesinin konak kayası, Arıkaya Formasyonu`na ait dolomitik kireçtaşıdır. Karaağıl yöresinde, granit-granodiorit bileşimindeki Eğrigöz Plütonu yüzlek vermemekte, sadece plütona ait aplitik damar kayacı bulunmaktadır. Skarnlaşma, muhtemelen plütonun derinlerde bulunan bir uzantısı ile ilişkili olarak, kırılma ve bunu takip eden infiltrasyon mekanizması kontrolünde gelişmiştir. Yan kayadaki skarnlaşma öncesi en erken değişim, dolomitik kireçtaşının sistemin derinlerindeki plütonun sağladığı ısı ile rekristalize olmasıdır.

Rekristalize dolomitik kireçtaşının, granit kökenli ve muhtemelen silisyum bakımından zengin metasomatik akışkan ile etkileşime girmesi magnezymlu skarn oluşumu ile sonuçlanmıştır. Karaağıl yöresindeki magnezyumlu skarn, *spinel*, *amfibol*, *serpantin*, *talk ve magnezyum klorit ve/ve ya karbonat minerallerinden* oluşmaktadır. Parajenezdeki minerallerin yüksek magnezyum miktarı, olasılıkla dolomitik yan kayanın bir fonksiyonudur. Skarnlaşma prograt ve retrograt evre olmak üzere iki aşamada gelişmiştir. Granit kökenli akışkanın (muhtemelen silisyumca zengin), dolomitik yan kaya ile yüksek sıcaklıklarda etkileşime girmesi, spinel, olivin ve amfibolden oluşan prograt evre mineral parajenezinin oluşumu ile sonuçlanmıştır. Sistemin soğuduğu retrograt evreyi temsil eden serpantin, talk ve klorit mineralleri prograt evre mineral fazlarının kısmen ya da tamamen alterasyonu ile oluşmuştur. Parajenezde olivin mineralinin kalıntısına rastlanmamaktadır. Serpantinlerin yaygın olarak elek dokusu göstermeleri ilksel minerallerinin olivin olduğuna işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, yöredeki magnezyen skarnlaşmanın en yaygın minerali olan serpantinler, kalıntı mineraline rastlanmayan olivinlerin olasılıkla düşük sıcaklıktaki alterasyon ürünüdür. Olivin kristallerinin yaygın bir şekilde serpantine altere olması, Cepedal ve diğer. (2000) tarafından El Vale-Boinás magnezyen ve kalsik skarn tipi Cu-Au cevherleşmesi için de bildirilmiştir. Serpantin minerali, yaygın olarak talk ve klorite dönüşmüştür. Serpantinin talka dönüşümü, aşağıdaki reaksiyondan da anlaşılacağı üzere metasomatik akışkan tarafından bir miktar silisyum gelimini gerektirmektedir.

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$$
Serpantin Talk

Bu dönüşüm yaygın olarak, serpantinin kırık/çatlakları boyunca gerçekleşmiştir. Diğer bir anlatımla, retrograt evrede düşük sıcaklığa sahip silisyumca zengin metasomatik akışkan, serpantin mineralini kırık ve çatlak ağları boyunca talk mineraline dönüştürmüştür. Serpantinin klorite dönüşümü sırasında olasılıkla metasomatik çözelti tarafından bir miktar aluminyum gelimi söz konusudur. Serpantinden yapılan mikroprop çalışmaları sonucunda, mineralin 39,3502-43,3318% SiO_2, 39,0955-40,4808% MgO, 0,1591-4.1831% Al_2O_3, 2,0643-2,7648% FeO, 0,000-0,0382% MnO, 0,000-0,0234% TiO_2 içerdiği belirlenmiştir. Aluminyum,

olasılıkla kristal kafesinde silisyum ya da magnezyumun yerini, +2 değerlikli demir ise magnezyumun yerini almıştır. Serpantin mineralinin az miktarda demir içeriğine sahip olması, ilksel minerali olarak düşünülen olivinin çok büyük oranda *forsterit* uç üyesine sahip oluşuna (fayalit uç üyesini çok az miktarda içerdiğine) işaret etmektedir. Prograt evreyi karakterize eden en önemli mineral olan spinel, skarnın aplitik sokulum kayacına yakın olan kesimlerinde gözlenmektedir. Spinel oluşumu için gerekli magnezyum, konak litoloji olan dolomit tarafından sağlanmakla beraber, mineralin oluşumu için gerekli aluminyum olasılıkla metasomatik akışkan tarafından sağlanmıştır. Magnezyumlu skarnlarda yaygın olarak gözlenen spinelin oluşumu, bileşenlerin farklı aktivite oranlarına sahip olmaları (ya da egzoskarn zonlarında daha yüksek aluminyum aktivitesi) ile sonuçlanan *infiltrasyon kütle transferini* (infiltration mass transfer) gerektirmektedir (Zharikov ve Zaraisky, 2004). Dolomitik konak kayadan spinel oluşumu sırasında, bir miktar karbonat açığa çıkmıştır. Spineller retrograt evrede genellikle kenarlarından itibaren talk mineraline dönüşmüştür. Dönüşüm sırasında muhtemelen, metasomatik çözelti tarafından bir miktar silisyum gelimi söz konusu olmakla birlikte, dönüşüm reaksiyonu sonucunda bir miktar aluminyum açığa çıkmış/serbest kalmıştır. Prograt-retrograt evre fazları arsındaki alterasyon ilişkileri (örneğin, serpantin→talk; spinel→talk), retrograt evrede de alterasyonun silisyum kontrollü olarak devam ettiğine işaret etmektedir. Spinel minerali, Çin`deki Yingtze River Valley metalojenik kuşağındaki Tianmashan Au-skarn yatağındaki, magmatik evre magnezyen skarnların prograt evre parajenezi için de kaydedilmiş olup, bu spinellerin retrograt evrede brusit mineraline dönüşmüş olduğu açıklanmıştır (Zhao ve Bi, 1999). Ayrıca, bu yatağın zonlanması içinde, spinel mineralinin diorite yakın kesimlerde yoğunlaştığı yazar tarafından belirtilmiştir. Spinel dışında, aluminodiopsit ve periklaz Tianmashan Au-skarnındaki baskın prograt evre mineralleridir. Gunung Bijih Timur Skarn Kompleksine ait, magnezyumlu skarn parajenezinin baskın olduğu alt kotlarda *(lower skarn)*, spinel minerali prograt evre ile ilişkili olan minör bir faz (~%1) olarak bulunmaktadır (Rubin ve Kyle, 1998). Yazar, söz konusu yataktaki prograt evre mineral topluluğunun büyük ölçüde olivin (forsterit) ve/ve ya diopsitten oluştuğunu açıklamaktadır. Karaağıl yöresindeki magnezyen skarna benzer şekilde, Gunung Bijih Timur Skarn Kompleksi`nin alt kotlarındaki skarnlaşmada talk, serpantin ve

klorit retrograt evreye ait yaygın olarak gözlenen alterasyon ürünleridir. Yazar, serpantin ve talkın forsteritten dönüştüğünü açıklamaktadır.

Karaağıl yöresinde talk minerali, serpantinden sonra, retrograt evrenin en yaygın olarak gözlenen mineralidir. Optik olarak üç farklı tipte gözlenen talklar şu şekilde özetlenebilir

- Levhamsı kristallere sahip mika benzeri formda kristalleşmiş talklar (çift kırınım nispeten düşük)
- Mikron genişliğinde ince damar karakterli talklar (çift kırınım yüksek)
- Özşekil göstermeyen yüksek çift kırınımlı talklar

Retrograt evrede oluşmuş klorit minerali Mg, Al ve silisce zengin olmakla birlikte az miktarda demir içermektedir. Kloritler, klivaj düzleminden itibaren yaygın olarak talka dönüşmüştür. Magnezyum ve aluminyum bakımından zengin, çok az miktarda demir içeren kloritler, Gunung Bijih Timur Skarn kompleksindeki magnezyen skarnlaşma için de bildirilmiştir.

Retrogat evrenin serpantin, talk ve klorit tarafından karakterize olması, Kore`deki Jangguan magnezyen skarn tipi demir yatağı için de kaydedilmiştir (C.H. Lee, H.K. Lee, ve Kim, 1998). Yatakta, talk ve serpantin, forsterit türü olivin ve kondritin alterasyonu sonucu oluşmakla beraber, prograt evre minerallerinden klinopiroksen minör bir faz olarak bulunmaktadır. Serpantin, talk ve karbonatın retrograt evreyi temsil ettiği diğer bir yatak, Anhui Provens`ine ait Sanpu bölgesindeki magnezyumlu skarn tipi Au (Fe,Cu) cevherleşmesidir. Sanpu bölgesindeki prograt evre skarn mineralleri forsterit, diopsit, flogopit, klinohümit, kondrodit ve tremolit olarak açıklanmıştır.

Karaağıl yöresindeki magnezyumlu skarnlaşma ile ilişkili olan tek cevher minerali manyetittir. Korzhinski (1955), magnezyen kalk silikat gang minerallerinin, skarn ortamında süregelen oksidasyon koşulları altında, katı eriyik serileri içine demir iyonunu almaya eğilimli olmadıklarından, metasomatik çözeltiler ile gelen demirin, skarn minerallerinin yapısına girmek yerine manyetit cevherini oluşturmaya

eğilimli olduğunu açıklamaktadır. Yani magnezyumlu skarn cevherleşmelerinde yüksek manyetitli cevher miktarı dolomitik yan kayanın bir fonksiyonudur. Çünkü, metasomatik çözelti ile gelen demir, kireçtaşı ile etkileşime girdiğinde Fe-ce zengin piroksen ya da granat oluştururken, dolomitik bir yan kayanın varlığında çözeltideki demir manyetit olarak kristalleşme eğilimindedir. Karaağıl magnezyumlu skarn cevherleşmesinde manyetit, masif kütleler şeklinde ya da skarn mineralleri ile birlikte bulunmaktadır. Masif cevher kütleleri içinde ikincil oluşumlu karbonat damarları ve klorit oluşumları gözlenmiştir.

Zharikov ve Zaraisky (2004) granitik kayaç ve dolomit arasındaki kontakta gelişen etkileşimlerin, büyük ölçüde ortamın *alkalinliği ve asitliğine* bağlı olduğunu açıklamaktadır. Akışkanın anyon ya da katyon bileşiminden bağımsız olarak, granitik kayalardaki silisyum kaybı alkalin koşullarda daha kolay gerçekleşmektedir. Yazarların bildirdiği sonuçlara göre, bir bütün olarak düşünüldüğünde, magnezyen skarnlar daha alkalin ortamlarda oluşmaktadır. Diğer yandan, alkalinlikteki artış, diopsit içerikli egzoskarnların oluşumunu, asitlikteki artış ise *kalsit-forsterit* ve *forsterit-manyetit* içerikli skarnların oluşumu ile sonuçlanmaktadır. Buna dayanarak, Karaağıl yöresindeki prograt evre parajenezinde diopsit gözlenmemesinin nedeni, ortamın asitliğindeki artış ve diopsit oluşturucak silisyum aktivitesinin sağlanamamasıdır.

12.1.3 Katrandağ cevherleşmesi

Katrandağ yöresindeki skarnlaşma, Eğrigöz Plütonu`nun çatı askısında gelişmiştir. Skarnların konak kayası, Balıkbaşı Formasyonu`na ait yer yer dolomitleşmiş kireçtaşıdır. Yörede, muhtemelen plütonun sokulumu ile eş zamanlı ya da sokulumun hemen ardından oluşan kontak metamorfik zonlar iyi gelişmiştir. Balıkbaşı Formasyonu`nun kontak metamorfizması piroksen (±granat) hornfels, biotit (±serizit±kuvars) hornfels ve feldispat-biotit hornfels olmak üzere üç farklı hornfels tipinin oluşumu ile sonuçlanmıştır. Piroksen ($Di_{66-80}Hd_{19-31}Joh_{1-3}$) ve daha az miktarda granattan ($Grs_{18-76}Adr_{0-79}Alm_{0-25}$) oluşan hornfels protolitin kalsiyum ve

magnezyumca zengin düzeylerini, biotit ve serizitin egemen olduğu hornfels ise daha arjilik düzeylerin kontak metamorfizmasını yansıtmaktadır.

Katrandağ yöresindeki skarnlaşma, Fe (spekülarit, manyetit) ve Pb (galen) cevherleşmesi ile ilişkilidir. Yöredeki skarnlaşma, başlıca klinopiroksen ve granattan oluşmakta olup, retrograt evreye ait olan epidot ve klorit az miktarda bulunmaktadır. Retrograt alterasyonun, yoğun bir şekilde gelişmemesi, çatı askısında gelişen skarnlaşmanın muhtemelen derin yerleşimli olması ve sisteme meteorik su ilavesinin az miktarda olması ile ilişkili olabilir. Klinopiroksenlerin bileşimi $Di_{66-93}Hd_{5-31}Jh_{1-3}$ aralığındadır. Granatlar izotrop ve anizotrop olmak üzere iki ayrı tipte ayırt edilmiş olup, izotrop granatın bileşimi $Grs_{34-51}Adr_{47-64}$, anizotrop granatların bileşimi ise $Grs_{7-28}Adr_{71-92}$ aralığında değişmektedir. Sato (1980), okside skarnların düşük Fe^{+2}/Fe^{+3}, indirgen skarnların ise yüksek Fe^{+2}/Fe^{+3} oranına sahip olduğunu açıklamaktadır. Klinopiroksenin büyük oranda diopsidik olması ve granatların yüksek miktarda andradit (yüksek Fe+3 içerikli granat) içermesi yöredeki Fe cevherleşmesi ile ilişkili skarnlaşmanın okside koşullarda oluştuğuna işaret etmektedir. Oksidasyon koşullarının yanı sıra, klinopiroksendeki yüksek diopsit bileşiminden, konak kayadaki dolomitik düzeylerin de sorumlu olabileceği göz önüne alınmalıdır. Fe cevherleşmesine ait minerallerin, manyetit ve spekülarit oluşu da bu koşulları desteklemektedir. Manyetitler retrograt evrede martitleşmeye uğramakla birlikte, gossan alterasyonu sonucu götite dönüşmüşlerdir.

Kurşun (galen) cevherleşmesi muhtemelen, demir cevherleşmesinden sonra oluşmuştur. Galen, gossan alterasyonundan büyük ölçüde etkilendiği için okside olmuş ve kurşun oksit minerallerine dönüşmüştür. Galen, piroluzit ve götit birlikteliğinden oluşan gossan zonu ve skarn içinde çok az mikarda bulunmaktadır. Gossan alterasyon zonu içinde gözlenen piritlerin de skarnlaşma ile ilişkili olduğu ve gossan zonu içinde kalıntı olarak bulunduğu düşünülmektedir. Pb cevherleşmesi ile ilişkili olan, klinopiroksenlerin bileşimi $Di_{26-99}Hd_{1-70}Joh_{0,1-13}$ aralığında değişmektedir. Görüldüğü gibi, galen cevherleşmesi ile ilişkili olan klinopiroksendeki johansenit bileşeni, demir cevheri ile ilişkili olan klinopirosenin johansenit bileşiminden çok daha fazladır. Bunun yanı sıra, bu evrede skarnlaşma

muhtemelen, sülfürlü bir faz olan galen ile ilişkili olduğundan koşullarda meydana gelen indirgenmeden dolayı, klinopiroksendeki hedenberjit uç üyesinde artış görülmektedir.

12.2 Eğrigöz Plütonu ve Skarnın Jeokimyası

Eğrigöz Plütonu`nun major, iz ve NTE analizleri, I-tipi, kalk-alkali, yüksek-potasyum kalk-alkali, peraluminalı ve kıtasal yay ortamında oluşmuş bir plüton olduğuna işaret etmektedir. Plüton, sığ yerleşimli ve dalma–batma ilişkili bir magma odasından türemiştir. Kalkan-Karaağıl-Katrandağ yörelerindeki skarn tipi cevherleşmeler, I tipi, okside, sığ yerleşimli bir magma odası ile ilişkili olan magmatik-hidrotermal aktivitenin çeşitli aşamalarında gerçekleşmiştir.

Tektonik ayrım diagramlarına dayanarak, granit oluşumunun volkanik yay ortamında ve çarpışma esnasında oluştuğu düşünülmektedir. Oyman ve diğer. (2012), Eğrigöz plütonunun jeokimyasal karakteristiklerini baz alarak, plütonun alt kabuğa ait mafik bir kaynak kayanın bölümsel ergimesi ile oluştuğunu açıklamaktadır. Batı Anadolu`daki intrusif kayalar için ergiyik oluşma mekanizmasının çarpışmayı takiben gelişen kabuksal açılma ve yükselme olduğu düşünülmektedir (Özgenç ve İlbeyli, 2008).

İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element spider diagramlarında, plütonun Zr, Ti, Nb, Sr, P, Ba elementlerince tükendiği, U,Th ve Pb elementleri bakımından zenginleştiği görülmektedir. Nb ve Ti`nin tükenmesi plütonun I tipi ve dalma batma ilişkili karakterini yansıtmaktadır. U ve Th` nin ilksel mantoya göre daha yüksek olması, magmanın yükselmesi sırasında kabuksal kirlenmenin gerçekleşmiş olabileceğine işaret etmekte olup, bu durum, kıtasal yay ile ilişkili gelişen plütonların karakteristik bir özelliğidir (Müller ve Groves, 1997). Cevherleşmeye neden olan Eğrigöz Plütonu`nda HNTE `nin zenginleşmesi söz konusudur. Oldukça uyumlu bir element olarak kabul edilen Eu`nun kuvvetli negatif anomali göstermesi, feldispat ve/ve ya plajiyoklasın fraksiyonlaşan fazlar olduğuna işaret etmektedir (Oyman, 2010). Eu`daki değişim plajiyoklasın kristal kafesindeki Ca ile ilişkilidir.

Eğrigöz Plütonu`nun major ve iz elementlerden oluşan çeşitli harker diagramları, dünyada skarnlarla ilişkili çeşitli plütonlar ile kıyaslanarak verilmiştir. Buna göre;

- Eğrigöz Plütonu, Nb-Y tektonik ayrım diagramında Cu ve Fe skarnlar ile ilişkili plütonlar ile benzerlik göstermektedir. Rb-Y+Nb tektonik ayrım diagramında ise Fe skarnlar ile benzerlik göstermemekle birlikte, Cu, Zn, W, Mo, Sn skarnlar ile ilişkili plütonlarla yaklaşık olarak benzerdir.

- Plütona ait örnekler, Ba-Zr diagramında W, Fe, Sn, Zn, Cu skarnlarıyla; TiO_2-Zr diagramında W, Zn, Cu, Fe, Mo, Sn skarnlarıyla, Rb-Rb/Nb diagramında Fe, Au, Cu skarnlarıyla ilişkili Plütonların izlendiği alanlara yaklaşık benzer kısımlarda yoğunlaşmıştır.

- Eğrigöz Plütonu, major elementlerden oluşan harker diagramlarında değerlendirilmiştir. Örneklerin birçoğunda, artan SiO_2 yüzdesine karşı, $Fe_2O_{3(T)}$, MgO, CaO, Al_2O_3, TiO_2 değerleri azalmakta, K_2O değeri ise artmaktadır. P_2O_5 ve Na_2O ise gelişigüzel bir dağılım sergilemektedir. Plüton, (1) CaO-SiO_2 diagramında, Fe skarnlar ile ilişkili plütonlarla benzerlik göstermemekte, Cu, Zn,W, Mo, Sn skarnların plütonları ile yaklaşık aynı alanlarda, (2) Al_2O_3-SiO_2 diagramında, Fe skarnlar ile ilişkili plütonlarla benzerlik sunmayıp, Zn, Cu, W, Sn, Mo skarnların ilişkili olduğu plütonlar ile yaklaşık aynı alanlarda, (3) Fe_2O_3-SiO_2 diagramında Zn, W, Mo, Sn ilişkili plütonlarla yaklaşık benzer alanlarda, (4) MgO-SiO_2 diagramında, Cu, Zn, W, Mo, Sn ilişkili Plütonlar ile yaklaşık benzer alanlarda, (5) K_2O-SiO_2 diagramında Fe ile ilişkili diagramlar ile benzerlik göstermeyip, Cu, W, Sn, Mo ile ilişkili Plütonlarla yaklaşık benzer alanlarda, (6) Na_2O-SiO_2 diagramında Zn, W, Au, Sn, Mo skarnları ile yaklaşık benzer alanlarda, (7) $P2O_5$-SiO_2 diagramında Cu, Zn, W, Mo skarnlar ile ilişkili plütonlar ile yaklaşık benzer alanlarda takip edilmektedir.

Katrandağ yöresindeki hornfels, Eğrigöz Plütonu`ndan daha az NTE içeriğine sahip olmakla birlikte, HNTE lerin ANTE ler üzerindeki zenginleşmesi ve ANTE

lerin yaklaşık düz bir desen sergilemesi, ve Eu`nun negatif anomali vermesi yönü ile plüton ile benzerlik göstermektedir. Kalkan yöresindeki skarn örneklerinde HNTE `nin ANTE üzerinde zenginleşmesi söz konusudur. Başlıca anizotrop granat (Adr_{53-69}), epidot, klorit ve/ve ya titanitten oluşan örnekte Eu negatif anomali vermekte; izotrop granat ve klinopiroksenden oluşan örnekte ise hafif pozitif bir anomali vermektedir. Gaspar (2008), hidrotermal akışkanlarda tuzluluğun artması ile, Eu`nun akışkan faza fraksiyonlaşmasının azaldığını açıklamaktadır. Buna göre, skarnlardaki Eu tükenmesi ya da zayıf bir pozitif anomali vermesi, prograt evrede granat kristalleşmesinden sorumlu olan hidrotermal akışkanda (akışkanın ortaç-yüksek tuzluluğundan dolayı) Eu`nun düşük konsantrasyonda bulunması ile ilişkilidir. Tuzluluk seçeneğine diğer bir alternatif de, akışkanda Eu`nun taşınmasını sağlayacak olan katyon ve anyonların yetersiz oluşudur. Katrandağ bölgesine ait KB4-15 örneğinde HNTE`ler ANTE ler üzerinde zenginleşmiş olup, Eu negatif anomali vermekte, KB22 örneğinde ise, ANTE`ler tükenmiş bir desen sergilemekle birlikte, Eu hafif negatif bir anomali sergilemektedir. Kalkan yöresindeki, masif manyetit cevheri skarn minerallerinden çok daha az NTE içeriğin sahip olmakla birlikte, özellikle HNTE`lerce çok daha fazla tüketilmiştir. Karaağıl yöresinde, manyetit içerikli magnezyumlu skarn minerallerinden oluşan topluluk Er, Yb, Lu gibi ANTE`lerce zenginleşmiş olup, La, Ce, Nd, Pm, Sm gibi HNTE`lerce tükenmiş bir desen sergilemektedir. (Pr pozitif anomali vermektedir).

12.3 Kalkan-Karaağıl Skarn Tipi Demir Yataklarının Ege Bölgesi ve Anatolidlerdeki En Önemli Demir Skarnlar ile Karşılaştırılması

Ege Bölgesi`ndeki bakır, altın, demir ve kurşun-çinko skarnlar ve karbonat kayaların ornatımı ile oluşan polimetalik yataklar, konumsal ve sıcaklığa bağlı olarak Tersiyer granitoidleri ile ilişkilidir. Demir skarnlar ile ilişkili olan plütonik kayaların yaşları, geç Eosen ve orta Miosen arasında değişmektedir. Eğrigöz plütonunun kuzey dokanağı boyunca gelişen skarn tipi demir yatakları, Çatak ve Küreci bölgelerinde yoğunlaşmıştır. Çatak`taki skarn tipi demir cevherleşmeleri, Sakari, Çavdarlık, Göğez, Katranlı yörelerinde, Küreci`deki Fe cevherleşmeleri ise Karataştepe ve Madentepe yörelerinde bulunmaktadır. Çavdarlık, Göğez, Katranlı yörelerindeki

demir skarnların ilişkili olduğu cevherleşme baskın olarak sülfürlü fazlardan oluştuğu için, cevher mineralojisi bakımından Kalkan ve Karaağıl Fe skarnlarından farklıdır. Kalkan-Karaağıl demir skarnları başlıca manyetit cevheri ile ilişkili iken, Çavdarlık-Göğez-Katranlı yörelerindeki başlıca cevher minerali *pirotin* ve daha az miktarda *manyetit, pirit, kalkopiritten* oluşmaktadır (Oyman ve diğer., 2012)**.** *Arsenopirit, gersdorfit, melnikovit pirit, linnait, ilmenit* ise aksesuar fazlar olarak bulunmaktadır. Yörede, pirotin>manyetit cevherleşmesi ile ilişkili olan egzoskarn zonu büyük ölçüde klinopiroksen (Di_{43-53} Hd_{46-56} Jh_{1-2}) ve daha az miktarda granat (Adr_{97-99}) ve amfibolden (aktinolit-ferroaktinolit ve Mg hornblend) oluşmaktadır. Amfibollerin magnezyum miktarı Kalkan ve Karaağıl yöresindeki amfibollerden yer yer daha yüksektir. Sakari yöresindeki skarnlaşma baskın manyetit cevheri içeriği ile, Çatak`taki diğer demir skarnlarından ayrılmaktadır. Sakari manyetit skarnı, Karaağıl yöresindeki skarnlaşmaya benzer şekilde, yüzlek vermeyen bir plütonik kayacın varlığında birbirini izleyen kırılma ve infiltrasyon süreci ile oluşmuştur. Oyman ve diğer. (2012) Sakari yöresindeki Fe skarnının, zonlanma gösterdiğini ve merkezde masif cevher ile ilişkili olan iri kristalli piroksen-granatın baskın olduğu skarn zonunun bulunduğunu açıklamaktadır. Sakari yöresinde, diopsit-manyetit-andraditten oluşan erken evre mineral birliği, geç evre anizotrop granat (Adr_{36-58} Grs_{40-61}) ve hedenberjitik piroksen (Di_{19-73} Hd_{26-77} Jh_{2-6}) tarafından kat edilmiştir. Yazar, pirit ve pirotin içeren damarlardaki, hedenberjitik piroksen ve grossuların, retrograt evre başlangıcında indirgen ortam koşullarını yansıttığını açıklamaktadır. Sakari yöresindeki aksesuar cevher fazları, *pirotin, kalkopirit, pirit ve ilmenittir*. Sakari yöresindeki cevherleşme esas cevher minerali olarak manyetit içermesi ile Kalkan ve Karaağıl cevherleşmeleri ile benzerlik sunmaktadır. Madentepe (Küreci) yöresindeki esas cevher minrerali manyetit olmakla birlikte, ilişkili olduğu skarnlaşma zonlu yapı göstermektedir (altere olmamış granodiorit, endoskarn, andradit-diopsit-manyetit skarn, manyetit, diopsit-vollastonit skarn ve rekristalize kireçtaşı). Madentepe cevherleşmesi esas cevher minerali (manyetit) yönünden Kalkan-Karaağıl cevherlemeleri ile benzerlik göstermektedir. Ancak, Madentepe skarnındaki granatlar Kalkan ve Karaağıl demir skarnındaki granatlardan daha yüksek oranda andradit uç üyesi içermektedir. Karataş Tepe hidrotermal bir cevherleşme olup, esas cevher minerali *spekülarittir*. Pirotin, ilmenit, rutil, kalkopirit, pirit, götit, ve siderit daha az

miktarda bulunmaktadır. Karataş Tepe cevherleşmesindeki başlıca gang minerali kuvarstır.

Ayazmant Fe-Cu skarnı, erken Triyas Kınık Formasyonu`na ait metapelitler ile geç Eosen yaşlı Kozak Magmatik Kompleksine ait porfiri hipabisal intrusif kayalar arasında oluşmuştur (Oyman, 2010). Ayazmant`da kırık/çatlakları dolduran ve saçınım şeklinde bulunan biyotit minerali, metamorfik-bimetasomatik alterasyonun gerçekleşme yaşı olarak düşünülen 20,3±0,1 My izokron yaşı vermiştir. Yöredeki ortoklas örneği ise 20,0±0,1 My *pletau*, 19,9±0,1 My izokron yaşı vermiştir. Ayazmant`taki skarn alterasyonunun yaşı, Kozak Magmatik Kompleksi`nin, erken Miyosen boyunca çevresi boyunca gelişen skarn, porfiri ve muhtemel epitermal yataklar için başlıca ısı ve akışkanın kaynağı olduğunu önermektedir. Ayazmant skarnları, Kalkan-Karaağıl demir skarnından, büyük çoğunluğu kalkopiritten oluşan *bakır cevheri ve değerli metal* (*nativ altın, elektrum, Ag içerikli hessit, empressit ve naumontit)* içeriği yönünden ayrılmaktadır. Ayazmant Fe-Cu skarnı, özellikle Karaağıl yöresindeki skarnlaşmadan daha sığ yerleşimli olması yönünden farklılık göstermektedir.

Evciler Cu-Fe-Au skarnı Kazdağ Metamorfikleri içinde yer almaktadır. Bölgedeki skarnlaşma ile ilişkili olan Evciler Plütonu, I-tipi, manyetit serisi, metaluminalı, kalk-alkalen özelliktedir (Öztürk ve Helvacı, 2008). Evciler Cu-Au-Fe skarnında, endoskarn epidot, piroksen, beyaz mika, egzoskarn ise granat, klinopiroksen, skapolit, epidot, aktinolit, klorit, kuvars ve kalsit mineralleri ile karakteristiktir. Klinopiroksenlerin bileşim aralığı Di_{25-70} Hd_{30-75} iken, granat bileşimi Adr_{50-85} Grs_{15-50} uç üyeleri arasında değişmektedir (Öztürk ve Helvacı, 2008). Görüldüğü üzere, evciler Cu-Fe-Au skarnındaki klinopiroksenler, Kalkan, Karaağıl ve Katrandağ yörelerindeki demir cevherlşemeleri ile ilişkili olan klinopiroksenden daha fazla hedenberjit uç üyesine sahiptir. Evciler skarnı, Kalkan-Karaağıl yörelerindeki skarnlaşmadan farklı olarak, manyetit içeriği yanı sıra nispeten indirgen koşullar altında oluşmuş pirotin±kalkopirit±pirit ve bu sülfürlü fazlar ile ilişkili olarak bulunan subekonomik miktarda Au içermektedir. Yaşyer skarnı, cevher minerali olarak tipik okside koşullarda oluşan manyetit ve hematit bulunması, sülfür ve

değerli metal içermemesi yönünden Kalkan ve Karaağıl demir skarnlaşmalarına benzerlik göstermektedir. Skarn parajenezi yönünden değerlendirildiğinde, Karaağıl`da kalsik skarnın yanı sıra, magnezyen skarnın da bulunması, yöreyi Ege Bölgesi ndeki tüm diğer skarn tipi cevherleşmelerden farklı kılmaktadır.

Orta ve Doğu Anadolu`da, Eurasia ve Afro-Arap plakaları arasında süregelen dalma-batma olayını (82,90±0.43 – 79,43±0.58 My), çarpışma sonrası geç orojenik açılma olayları takip etmiştir. Çarpışmayı takiben gelişen açılma tektoniğinin egemen olduğu ortamda, demir skarnlar ve IOCG sistemleri ile ilişkili olan kalk-alkali (Divriğ, …) ve alkali (Hasançelebi, …) plütonlarının sokulum yaşı 76-73 ve 76-69 My`dır (Kuşçu, 2009). Hasançelebi demir cevherleşmesi, endoskarn fasiyesi içinde gelişmiş olup, başlıca manyetit, diopsit, skapolit, sfen, apatitten oluşan prograt evre mineral birliği ile karakterizedir (Özgenç ve İlbeyli, 2009). Marschik, Spikings, ve Kuşçu (2008) manyetit ile eş zamanlı gelişmiş potasik alterasyonun (biyotit) yaşının 18,2±0,2 My olduğunu bildirmektedir.

Çelebi demir skarnı geç Kretase granitoidlerinin sokulum yaptığı, Orta Anadolu Ofyolit ve Metamorfikleri içinde bulunmaktadır. Çelebi skarnında, epidot ve piroksenden oluşan endoskarn zonu daha yaygın olarak gözlense de, manyetit cevheri piroksen-granat egzoskarn zonunda bulunmaktadır (Kuşçu, 2001). Yörede, piroksen *diopsit ve hedenberjit* uç üyelerinden oluşmaktadır. Granatın bileşimi $Grs_{80}And_{20}$ ve $Grs_{60}And_{40}$ aralığında değişmekte olup, bu granatlar bir miktar da pirop (0-2,11%) ve almandin (0-2,61%) içermektedir. Çelebi demir skarnındaki granatlar, yüksek grossular uç üyesine sahip olmaları yönünden, Karaağıl`daki kalsiyum demir skarnına benzerlik göstermektedir. Yöredeki egzoskarn zonlanma göstermekte olup, mermer protolite yaklaştıkça (distal skarn) piroksen-epidot mineralleri, endoskarn zonuna yaklaştıkça ise (proksimal skarn) piroksen–granat mineralleri ile karakterize olmaktadır. Epidot, kalsit ve tremolit egzoskarn zonlarında bulunan retrograt fazlardır. Kalkan ve Karaağıl demir skarnlarında bulunan amfiboller, çok daha yüksek miktarda demir içeriği ile Çelebi skarnınındaki amfibollerden farklı özellik sunmaktadır. Çelebi bölgesindeki skarnlaşma, iyi gelişmiş endoskarn zonu içermesi yönü ile Eğrigöz plütonu`nun güney kontağındaki

skarnlaşmalardan farklıdır. Endoskarn zonları başlıca, piroksen ve epidot ile karakterize olup, bu fasiyeste granat nadiren bulunmaktadır (Kuşçu, 2001). Bu granatların bileşimi Grs_5And_{95}-$Grs_{60}And_{40}$ uç üyelerini kapsamaktadır.

KAYNAKLAR

Agostini, S., Dogligoni, C., ve Innocenti, F. (2005). Tertiary high Mg-volcanic rocks from western Anatolia and their geodynamic significance for their evolution of the Aegean area. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G., (Eds), South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspective, *Developments in Volcanology, 7,* 345-362.

Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Raporu,* Rapor No: 6547 (yayımlanmamış)

Barnes, H.L. (1997. *Geocheömistry of hydrorthermal ore deposits*:John Wiley and Sons, 972s.

Berman, R.G., Brown, T.H., ve Greenwood, H.J. (1985). An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-SiO_2-Al_2O_3-Fe2O3-TiO_2-H2O-CO_2. *Atomic Energy of Canada Technical Report TR-337,* 62s.

Beddoe, B., Stephens, B., Shepherd, T.J., Bowles, J.F.W., Brook, M. (1987). Gold mineralization and skarn development near Muara Sipongi, West Sumatra, Indonesia. *Economic Geology, 82,* 1732-1749.

Bowman, J.R. ve Essene, E.S. (1982). P-T-XCO_2 conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana. *American Journal of Science, 282,* 311-340.

Boynton, W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed), REE Geochemistry, *Elsevier*, Amsterdam, 63-114.

Bozkurt, E. ve Oberhänslı, R. (2001). Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution- a synthesis. *International Journal of Earth Sciences, 89,* 679-708.

Bozkurt, E. ve Satır, I. (2000). The southern Menderes Masif (western Turkey): geochronology and exhumation history. *Geological Journal, 35,* 285-296.

Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence of the episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine, 141*, 63-79.

Burt, D.M. (1972). Mineralogy and geochemistry of Ca-Fe-Si skarn deposits. Unpublished Ph.D. thesis*, Harvard University*, 256s.

Burt, D.M. (1978). Tin silicate-borate-oxide equilibria in skarns and greisens-The system CaO-SnO_2-SiO_2-H_2O-B_2O_3-CO_2-$F2O_{-1}$. *Economic Geology, 73*, 269-282.

Burton, J.C., Taylor, L.A., ve Chou, L.M. (1982). The fugacity of oxygen gas-T and fugacity of sulfur gas-T stability relations of hedenbergite and hedenbergite-johannsenite solid solutions. *Economic Geology, 77,* 443-450.

Catlos, E.J., Baker, C., Sorensen, S.S., Çemen, I., ve Hançer, M (2010). Geochemistry, geochronology cathodoluminescence imagery of the Salihli and Turgurlu granites (central Menderes Masif, western Turkey); implications of Aegean tectonics. *Tectonophysics, 488*, 110-130.

Catlos, E.J., Jacob, L., Oyman, T., ve Sorena, S. (2012). Long-term exhumation of an Aegean metamorphic core complex granitoids in the northern Menderes Masif, western Turkey. *American Journal of Science, 312*, 534-571.

Cavanaugh, P.C. (1978). Geology of the Little Boulder Creek molybdenum deposit, Custer County, Idaho. M. Sc. thesis, *University of Montana*, 82s. (unpublished)

Cepedal, A., Martín-Izard, A., Regulión, R., Rodríguez-Pevida, L., Spiering, E., ve Gonzales-Nistal, S (2000). Origin and evolution of the calcic and magnesian skarns hosting the El-Valle Boinás copper-gold depoist, Asturias. *Journal of Geochemical Exploration, 71,* 119-151.

Ciobanu, C.L. ve Cook, N.J. (2004). Skarn textures and case study: The Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews, 24,* 315-370.

Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., ve Sokoutis, D. (2003). Analogue modelling of continental extension; a rewiev focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Rewievs, 63*, 169-247.

Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J. (1979). *Interpretation of igneous rocks*. London: Allen and Unwin.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, O., ve Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagrams and major element analysis-its relationships with current nomenculature. *Chemical Geology, 29,* 183-210.

Debon, F. ve Le Ford, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences, 73,* 135-149.

Deer, W.A., Howie, R.E., ve Zussman, J. (1966). *Introduction to rock forming minerals.* Great Britain: Longman.

Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *International Geology Rewiev, 42*, 241-268.

Denele, Y., Lecomye, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Labrousse, L., Huet, B., ve diğer. (2011). Granite intrusion in a metamorphic core complex; the example of the Mykonos Laccolith (Cyclades, Greece). *Tectonophysics, 501*, 52-70.

Dewey, J.E. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics, 7,* 1123-1139.

Dobson, D.C. (1982). Geology and alteration of the Lost River Tin-Tungsten-Fluorine deposit, Alaska. *Economic Geology, 77*, 845-867.

Dogligoni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innoxenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., ve diğer. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. *Journal of Virtual Explorer, 8,* 169-183.

Dora, Ö. (1969). Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdler. *Maden Tetkik Arama Dergisi, 58*, 46-62.

Einaudi, M.T. (1982a). Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. *University of Arizona Press*, 139-184.

Einaudi, M.T. ve Burt, D.M. (1982). Introduction-terminalogy, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology, 77,* 745-754.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., ve Newberry, R.J. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology, 75*, 317-391.

Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accomodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia. In: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., ve Tarcan, G. (eds) (1995). *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), 1*, 73-94.

Ercan, T. ve Türkercan, A. (1984). Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan`daki plütonların gözden geçirilişi. *Ketin Simpozyumu*, 189-208.

Erkül, F. (2010). Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alaçamdağ granites, northwestern Turkey. *Geological Magazine, 147,* 611-637.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., ve Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean Region. *Geological Society Special Publication, 17,* 687-699.

Gamble, R.P. (1982). An experimental study of sulfidation reactions involving andradite and hedenbergite. *Economic Geology, 77*, 784-797.

Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D., ve Moretti, R. (2008). REE in skarn systems: a LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 72,* 185-205.

Gieré, R. ve Sorensen, S.S. (2004). Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Rewievs in Mineralogy & Geochemistry, 56,* 431-493.

Hasözbek, A., Akay, E., Erdoğan, B., ve Siebel, W. (2010). Early Miocene granite formation detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Masif (western Turkey). *Journal of Geodynamics, 50*, 67-80.

Haynes, F.M. ve Kesler, S.E. (1988). Compositions and sources of mineralizing fluid for chimney and manto limestone-replacement ores in Mexico. *Economic Geology, 83,* 1985-1992.

Hetzel, R. ve Reischmann, T. (1996). Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Masif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine, 133,* 565-572.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Masif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London, 152*, 639-654.

Hopf, S. (1993). Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zeland. *Journal of Geochemical Exploration, 47,* 333-357.

Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Dogligoni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., ve diğer. (2005). Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology, 221*, 397-421.

Işık, V., Seyitoğlu, G., ve Çemen, İ. (2003). Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Masif, western Turkey. *Tectonophysics, 374*, 1-18.

Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the Northern Menderes Massif (western Turkey): evidences for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences, 89,* 757-765.

Işık, V., Tekeli, O., ve Çemen, İ. (1997). Mylonitic fabric development along a detachment surface in Northern Menderes Masif, western Anatolia, Turkey. *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstarcts with Programs 29, A-220.*

Işık, V., Tekeli, O., ve Seyitoğlu, G. (2004). The 40Ar/39Ar age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the Northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences 23,* 555-566.

Jamtveit, B. ve Hervig, L. (1994). Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet. *Science, 263,* 505-508.

Jamtveit, B., Wogelius, R.A., ve Fraser, D.G. (1993). Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology, 21*, 113-116.

Jamtveit, B., Ragnarsdottır, K.V., ve Wood, B.J. (1995). On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems. *Europian Journal of Mineralogy, 7*, 1399-1410.

Kalafatçıoğlu, A. (1964). Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not. *Maden Tetkik Arama Dergisi, 58*, 46-62.

Kaya, O. (1972). Tavşanlı yöresi ofyolit sorununun ana çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 15,* 26-108.

Kesler, S.E. (1968). Contact-localized ore formation in the Memé mine, Haiti. *Economic Geology, 63,* 541-552.

Korzhinski, D.S. (1955). Outline of metasomatic processes. In: Osnovnye Problemy v Uchenii o Magmatogennykh Rudnykh Mestorozhdeniyakh, *Translated (1964); International Geological Rewiev, 6*, 1713-1734, 1920-1952, 2169-2198.

Kuşçu, İ. (2001). Geochemistry and mineralogy of the skarns in the Çelebi District, Kırıkkale. *Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 10,* 121-132.

Kuşçu, G.G. (2009). Petrogenesis, Ar-Ar and U-Pb geochronology of the post-collisional alkaline magmatism in Eastern-Central Anataolia: timing of slab-roll back in Tethyan convergence in Turkey. In: *5th Annula Meeting of the IGCP-510 Project,* A-Type granites and related mineralization in the Tethyan Belt (from Pyrences Through Turkey to Indonesia), 14s.

Kwak, T.A.P. (1986). Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). *Journal of Metamorphic Geology, 4,* 363-384.

Kwak, T.A.P. (1987). W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. In: Developments in Economic Geology, *Elsevier Publishing Company 24,* 445s.

Kwak, T.A.P. ve White, A.J.R. (1982). Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids. *Mining Geology, 32,* 339-351.

Kyle, J.R., Rubin, J.N., Mc Mahon, T.P., ve McDowell, F. (1991). Preliminary investigations of porphyry –skarn copper-gold orebodies, Ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia. *Geological Association of Canada, Programs with Abstracts, 16, 169s.*

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics, 60, 1-42.*

Leach, T.M. ve Rodgers, K.A. (1978). Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. *Mineralogical Magazine, 42,* 45-62.

Leake, B.E., Wooley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Hawthorne, F.C., Kato, A., ve diğer. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine, 61*, 295-321.

Lee, C.H., Lee, H.K., ve Kim, S.J. (1998). Geochemistry and mineralization age of magnesian skarn-type iron deposits of the Jangguan mine, Republic of Korea. *Mineralium Deposita, 33,* 379-390.

Lee, J. ve Lister, G.S. (1992). Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology, 20,* 121-124.

Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H., Wijbrans, J.R. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Masif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences, 89,* 781-792.

Lottermoser, B.G. (1990). Rare-earth element and heavy-metal behaviour associated with the epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea. Journal of *Volcanology and Geothermal Research, 40,* 269-289.

Megaw, P.K.M., Ruiz, J., ve Titley, S.R. (1988). High temperature, carbonate-hosted Ag-Pb-Zn(Cu) deposits of northern Mexico. *Economic Geology, 83,* 1856-1885.

Meinert, L.D. (1983). Variability of skarn deposits- Guides to exploration. In: Boardman, S.J. (Eds), *Revolution in the Earth Sciences*. *Kendall-Hunt Publishing,* 301-316.

Meinert, L.D. (1984). Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia. *Economic Geology, 79,* 869-882.

Meinert, L.D. (1987). Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology, 82,* 523-545.

Meinert, L.D. (1989). Gold skarn deposits-Geology and exploration criteria. In: Groves, D., Keays, R. and Ramsay, R., eds, Proceedings of Gold '88', *Economic Geology, monograph 6, 5*23-545.

Meinert, L.D. (1992). Skarn and skarn deposits. *Geoscience Canada, 19,* 145-162.

Meinert, L.R. (1995). Compositional variation of igneous rocks associated withskarn 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. *Exploration and Mining Geology, 6,* 185-208.

Meinert, L.D., Brooks, J.W., ve Myers, G.L. (1990). Whole rock geochemistry and contrast among skarn types. In: Meinert, L.D., ed, Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium- Geology and ore deposits of the Great Basin, *Geological Society of Nevada, Fieldtrip 2 Guidebook,* 179-192.

Middlemost, E.A.M. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Newyork: Longman.

Müller, D. ve Groves, D.I. (1997). *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Berlin: Springer.

Nakano, T., Shimazaki, H., ve Shimizu, M. (1990). Strontium isotope systematics and metallogenesis of skarn deposits in Japan. *Economic Geology, 85,* 794-815.

Nakano, T., Takahara, H., ve Norimasa, N. (1989). Intracrystalline distribution of major elements in zoned garnet from skarn in the Chichibu mine, central Japan; illustration by color-coded maps. *Canadian Mineralogist, 27,* 499-507.

Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H., ve Shimizu, M. (1994). Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits. *Economic Geology, 89,* 1567-1580.

Newberry, R. (1987). Use of the intrusive and calc-silicate compositional data to distinguish contrasting skran types in the Darwin polymetallic skarn district, California, USA. *Mineralium Deposita, 22,* 207-215.

Newberry, R.J. (1983). The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns. *Canadian Mineralogist, 21,* 529-544.

Newberry, R.J. and Einaudi, M.T. (1981). Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn mineralization in the Cordillera. *Arizona Geological Society, Digest, 14,* 99-112.

Okay, A.İ. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a Latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine, 137,* 495-516.

Oyman, T. (2010). Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposit in Ayvalik, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Rewievs, 37,* 175-201.

Oyman, T., Özgenç, İ., Tokçaer, M., ve Akbulut, M. (2012). Petrology, geochemistry, and evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 21*, 1-41.

Özgenç, İ. ve İlbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the late Cenozoic Eğrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: implications for magma genesis and crustal processes. *International Geology Rewiev*, *50,* 375-391.

Özgenç,İ. ve İlbeyli, N. (2009). Geochemical constraints on petrogenesis of Late Cretaceous alkaline magmatism in east-central Anatolia (Hasançelebi-Başören, Malatya), Turkey. *Mineralogy and Petrology, 95,* 71-85.

Özgenç, İ., Oyman, T., ve Albayrak, Ö. (2006). Eğrigöz masifi kuzey ve batı kesimi (Tavşanlı/Kütahya) polimetalik cevherleşmelerin jenetik incelemesi. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)*, Proje No: YDABAG-102Y02. (Yayımlanmamış).

Pearce, J.A., Haris, N.B.W., ve Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology, 25,* 956-983.

Peccerillo, A. ve Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alcaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 58,* 63-81.

Pe-Piper, G. ve Piper. D.J.W. (1989). Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics, 169,* 113-134.

Perkins, E.H., Brown, T.H. ve Berman, R.G. (1986). PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geoscience, 12,* 749-755.

Permingeat, F. (1957). Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d`Azègour (Haut Atlas), étude pétrographique et metallogénique: *Maroc Service Geological Notes et Memoir, 141*, 248s.

Purtov, V.K., Kholodnov, V.V., Anfigolov, V.N., ve Nechkin, G.S. (1989). The role of chlorine in the formation of magnetite skarn. *International Geology Rewievs, 31,* 63-71.

Ray, G.E. ve Webster, I.C.L. (1991a). An overwiev of skarn deposits. In: ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera, *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1991-4,* 213-252.

Rubin, J.N. and Kyle, J.R. (1998). The Gunung Bıjıh Tımur (Earstberg East) Skarn Complex, Iriana Jaya, Indonesia: Geology and genesis of a large magnesian Cu-Au skarn. In: Lentz, D.R. (Ed), *Short Course Series, 26*, 245-283.

Rimele, G., Oberhanslı, R., Goffe, B., Jolivet, L., Candan, O., ve Çetinkaplan, M. (2003). First evidence of high-pressure metamorphism in the 'Cover Series' of the southern Menderes Masif. Tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. *Lithos, 71,* 19-46.

Ring, U. ve Collins, A.S. (2005). U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society, London, 162*, 289-298.

Robertson, F. (1959). Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash feldspar metasomatism. American Mineralogist, *44,* 603-619.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Rewievs in Mineralogy, 12,* 644s.

Satır, M. ve Friedrischen, H. (1986). The origin and evolution of the Menderes Masif, W-Turkey:a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Geological Rundschau, *75*, 1066-1082.

Sato, K. (1980). Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, southwest Japan. *Economic Geology, 75,* 1066-1082.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1996). The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics, 22,* 145-153.

Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., ve Işık, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geological Magazine, 139,* 15-26.

Shand, S.J. (1943). *Eruptive rocks*. New York: D. Van Nostrand Company.

Shimazaki, H. (1980). Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology, 75,* 173-183.

Shimazaki, H. (1980). Oxygen, carbon, and sulfur isotope study of skarn deposits in Japan. In: Zachrisson, E., ed, *Proceedings of the 7th Quadrtennial IAGOD Symposium: E. Schweizerbart`sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart,* 375-381.

Shore, M. ve Fowler, A.D. (1996). Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon. *Canadian Mineralogist, 34,* 1111-1126.

Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 10,* 51-67.

Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta, 15,* 277-288.

Sun, S. Ve Mc Donough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D. ve Norry, M.J. (ed), *Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London,* 313-345.

Şengör, A.M.C. (1979). Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature, 279,* 590-593.

Şengör, A.M.C., Görür, N., ve Şarafoğlu, 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. *Society of Economic Palaeontologist and mineralogist Special Publication, 37,* 227-264.

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

Takahashi, M., Aramake, S., ve Ishihara, S. (1980). Magnetite-series/ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids. *Japanese Society of Mining and Geology, 8,* 13-28.

Taylor, B.E. ve ONeil, J.R. (1977). Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 63,* 1-49.

Theodore, T.G. and Blake, D.W. (1975). Geology and geochemistry of the Copper Canyon porphyry copper deposit and surrounding area, Lander County, Nevada. United States Geological Survey, Professional Paper 798B, 86s.

Ünlü, M.R. ve Ünal, A. (1971). Gediz-Simav-Sındırgı-Bigadiç yöresinin jeotermal olanakları. *MTA raporu*, rapor no: 4829.

Vidale, R. (1969). Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. *American Journal of Science, 267,* 857-874.

Vlasova, D., Poddlesky, L.V., Kudrya, P.F., Boronıkhın, V.A., ve Muratıvskaya, G.N. (1985). Zoning in garnets from skarn deposits . *International Geology Rewiev, 27,* 465-482.

Walcott, C.R. ve White, S.H. (1998). Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region. *Tectonophysics, 298,* 155-175.

Weaver, B. ve Tarney, J. (1984). Emprical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature, 296,* 821-825.

Westaway, R. (2006). Cenozoic cooling histories in the Menderes Masif, western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low angle normal faulting. *Tectonophysics, 412,* 1-25.

Whitney, J.A., Henley, J.J., ve Simon, F.O. (1985). The concentrations of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions: the sulfur free system. *Economic Geology 80,* 444-460.

Yılmaz, Y. (1990). Comparisons of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a rewiev. Journal of *Volcanology and Geothermal Research 44*, 69-87.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of western Anatolia. Active tectonics of northwestern Anatolia. *The Marmara Poly-Project,* Zurich, 31-53.

Zarayskiy, G.P., Zharikov, V.A, Stoyanovskaya, F.M., ve Balashov, V.N. (1987). The experimental study of bimetasomatic skarn formation. *Internationa Geology Rewiev, 29,* 761-858.

Zhao, Y., Zhang, Y., ve Bi, C. (1999). Geology of gold-bearing skarn deposits in the middle and lower Yangtze River Valley and adjacent regions. *Ore Geology Rewievs, 14,* 227-249.

Zharikov, V.A. (1970). Skarns. *International Geology Rewiev, 12,* 541-559, 619-647-, 760-775.

Zharikov, V.A. ve Zaraisky, G.P. (2004). Experimental modelling of wall-rock metasomatism. In: Perchuk, L.L., (ed), *Progress in metamorphic and magmatic petrology,* 196-239.