

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

METAMORFİK KAYAÇLARDAKİ ZİRKON MİNERALİNİN
KRİSTAL YAPISI VE METAMORFİZMA KOŞULLARININ ETKİSİ:
PÜTÜRGE METAMORFİTİ ÖRNEĞİ

Yük. Müh. Cihat ATEŞ

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ayşe Didem KILIÇ

MART-2013

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**METAMORFİK KAYAÇLARDAKİ ZİRKON MİNERALİNİN KRİSTAL YAPISI VE METAMORFİZMA
KOŞULLARININ ETKİSİ: PÜTÜRGE METAMORFİTİ ÖRNEĞİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Cihat ATEŞ

(Enstitü No)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 26 Şubat 2013

Tezin Savunulduğu Tarih : 12 Mart 2013

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Ayşe Didem KILIÇ (F.Ü)

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Ahmet Feyzi BİNGÖL (F.Ü)

Doç. Dr. Sinan AKPINAR (F.Ü)

MART-2013

ÖNSÖZ

“Metamorfik Kayaçlardaki Zirkon Mineralinin Kristal Yapısı ve Metamorfizma Koşullarının Etkisi: Pütürge Metamorfiti Örneği” başlıklı bu çalışma, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi bilim dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın hazırlanması, arazi ve büro çalışmalarında yönlendirici ve bilgilendirici katkı ve yardımlarını fazlasıyla sağlayan danışmanın Yrd. Doç. Dr. Ayşe Didem KILIÇ’a ve laboratuvar çalışmalarında yardımını esirgemeyen Prof.Dr.Gültekin TOPUZ’a, izotop çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Auburn Üniversitesi izotop laboratuvarı hocalarına teşekkürlerimi sunarım.

Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) Dairesi Başkanlığı adına tez döneminde sağladığı maddi destekten dolayı Prof. Dr. A. Feyzi BİNGÖL hocama teşekkür ederim. XRD analizi ve Katodölüminesans analizleri için Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Bölüm Başkanı Prof. Dr. Erkan AYDAR’a ve yardımcı araştırmacılara en içten şükranlarımı sunarım.

Cihat ATEŞ

ELAZIĞ-2013

İÇİNDEKİLER	Sayfa No
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	IV
SUMMARY.....	V
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	VI
TABLolar LİSTESİ.....	VIII
1.GİRİŞ.....	1
1.2. Zirkon ve Metamiktizasyon Hakkında Genel Bilgi.....	5
1.3. Zirkonun Kullanım alanları.....	8
2. MATERYAL VE METOD.....	9
2.1. Araziden Örnek Alınması.....	9
2.2. Örneklerin Laboratuvarı Hazırlanması.....	9
2.3. Kathodoluminesans (CL) Analizi için Numune Hazırlanması.....	19
2.4. İzotop Analizi için Numune Hazırlanması.....	23
2.5. Kimyasal Analiz için Numune Hazırlanması.....	23
3. JEOLojİ.....	25
4. PETROGRAFi.....	27
5. MİNERALojİ VE JEOKİMYA.....	33
5.1. Mikroskop İncelemeleri.....	33
5.2. Kathodoluminesans (CL) İncelemeleri.....	40
5.3. Kimyasal Analizler.....	44
5.4. İzotop Analizleri.....	50

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	537.
KAYNAKLAR.....	57

ÖZET

Pütürge Masifi NE-SW yönünde uzanan ~50 km uzunluğunda ve 300m genişliğinde bir masif olup, faylarla sınırlıdır. Bu çalışma, Pütürge metamorfitlelerinin başkalaşım koşullarını ve yaşını ele almakta ve zirkonlardaki metamiktizasyonu araştırmaktadır.

Çalışma alanında yer alan birimler Pütürge metamorfitleleri, yakın civarında ise Maden Karmaşığında oluşmaktadır. Maden Karmaşığı, andezit, basalt, bazaltik andezit birimlerinden, Pütürge metamorfitleleri ise orto gnays, granitik gnays, mika şist, amfibolit, kalkışt ve mermerden ibarettir..

Zirkon, magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalarındaki en yaygın tali mineralidir. Zirkonun içinde bulunduğu, granitik gnays ve amfibolıştlerin mineral parajenezleri; Alkali feldispat + kuvars + biyotit + klorit + apatit + zirkon ve yeşil hornblend + plajiyoklas + klorit + kuvars + zirkon + kalsit + opak minerallerdir. Granitik gnays ve gözlü gnayslardan alınan, mineralojik ve dokusal özellikleri ICP-MS ve Katodoluminesans teknikleriyle belirlenen zirkonların metamiktizasyona uğradıkları görülür. Dokusal ve kimyasal bileşimleri farklı olan metamikt ve kısmen metamikt diyebileceğimiz iki zirkon türü belirlenmiştir. Metamikt zirkonlarda, kısmen metamikt zirkonlara göre yüksek NTE, U ve Th değerlerine sahiptir. Zonlu ve gözenekli doku türleri, throyit ve ksenotim gibi U ve Th' ca zengin kapantı mineralleri belirlenmiştir. Bu gözlemler, metamiktizasyon sırasında, zirkondaki element değişiminin, orta sıcaklıklardaki metamorfizma koşulları ve akışkanlarla ilgili olduğunu gösterir. Ayrıca, incelenen metamorfik kayaç serisine ait zirkon mineralinden U-Pb izotopu yapılmışve çekirdek ve kenar arasındaki yaş farkından, çekirdeğin daha yaşlı olduğu görülmüştür. Elde edilen kristalizasyon yaşı 300-350 Ma dır. Biyotitlerden alınan Ar-Ar izotop yaşı 83.21 ± 0.069 belirlenmiş olup, metamorfizma yaşı Santoniyen bulunmuştur.

Anahtar Sözcükler: İlerleyen metamorfizma, zirkon, CL tekniği, izotop

SUMMARY

The Pütürge Massif, is a NE-SW-trending, ~50 km long and 300m accross, and is constrained by the subsidiary faults. This study deals with metamorphic conditions and age of the Pütürge Massif, and metamictization in the zircon.

In the study area, the Pütürge metamorphics and also neighborhood area consists of Maden Complexs. The Pütürge metamorphics comprise predominantly ortho gnaise, granitic gnaise, mica schiste, amphibolite, calcschiste and marbles Maden Complexs comprises andesite, basalt, basaltic andesite.

Zircon is a common accessory phase in magmatic, metamorphic and sedimentary rocks. Mineral assemblages of augen granitic gneiss consist of K-feldspate+ quartz+ biotite +chlorite + apatite+ zircon+ opac minerals and mineral assemblages of biotite schist consist of biotite+ quartz+ muscovite (chlorite)+ plagioclase (albite)+ apatite+zircon+ opac minerals. Zircons from granitic gneisses and ortho-gneisses were mineralogically and texturally characterized by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and cathodoluminescence (CL) methods. These zircons show a variable degree of metamictization. Zircons have textural and chemical variety which presents characteristic of metamict and partly metamict. Metamict zircons are high REE, U, Th content. Whereas partly zircons are more low REE, U, Th. These grains show that oscillatory and porous texture with inclusions of thorite, xenotime. These observations suggest that variety of variety in the zircon probably associated with fluids and metamorphism conditions in the moderate temperatures. Furthermore, U-Pb isotope from zircon mineral was determined 300-350 Ma and Ar-Ar from biotite isotope analyses 83.21 ± 0.069 of studied metamorphic rock are arrived to Santonian aged of metamorphism.

Keywords: Progarat metamorphism, zircon, CL methods, isotope

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası	1
Şekil 1.2. Pütürge-Bitlis-Zagros bindirme zonu.....	2
Şekil 1.3. Pütürge metamorfitle ve Doğu Anadolu Fay Zonu.....	2
Şekil 1.4. Zirkonun kristali.....	5
Şekil 1.5. Metamiktizasyon sırasında zirkon kristalinde oluşan değişim.....	6
Şekil 1.6. Gözlü gnayslardan(CA2) alınan metamik zirkon kristalinin görünümü.....	7
Şekil 1.7. Granitik gnayslardan (CA1) alınan radyal çatlakların geliştiği zirkon minerali.....	7
Şekil 2.1. Zirkon minerallerinin alındığı kayaçlar.....	10
Şekil 2.2. Darbeli kırıcı.....	10
Şekil 2.3. Silindir kırıcı.....	11
Şekil 2.4. Farklı çaptaki elekler.....	11
Şekil 2.5. Farklı tane boyutlu örnekleri yıkama işlemi. a)63-125mm boyutlu tane, b)25-250 mm boyutlu tane.....	12
Şekil 2.6. Etüvde örneklerin kurutulması.....	13
Şekil 2.7. Manyetik özelliğinden minerallerin ayıklanması.....	14
Şekil 2.8. Manyetik Seperatör cihazı.....	14
Şekil 2.9. SPT ekipmanı.....	15
Şekil 2.10. Ağır sıvıda çökelen zirkonlar.....	16
Şekil 2.11. Zirkon mineralinin mikroskopta ayıklanması.....	17
Şekil 2.12. Zirkon mineralleri sıralı istif tipi dizilimi.....	17
Şekil 2.13. Epoksi işlemi görmüş zirkon içeren yüzüklerin aşındırılması.....	18
Şekil 2.14. Zirkon içeren yüzük örnekleri.....	19
Şekil 2.15. Katodoluminesans tekniği ve işleyişi.....	20
Şekil 2.16. Zirkonların karbonlanması işlemi.....	21
Şekil 2.17. Kathodoluminesans görüntülerinin elde edildiği makine (EVO 50).....	22

Şekil 2.18. Kathodoluminesans görüntüleri alınan zirkon görüntüleri.....	22
Şekil 3.1. İnceleme Alanının Jeolojik Haritası.....	25
Şekil 3.2. Tektonik hatlar boyunca metamorfitlerde gelişen makaslama kırıkları.....	26
Şekil 4.1. Gözlü gnays örneği.....	27
Şekil 4.2. Muskovitlerde gelişen şistozite doğrultusundaki mikrokıvrımların görünümü..	29
Şekil 4.3. Amfibolitlerin görünümü.....	30
Şekil 4.4. Kuvarsit merceğinin görünümü.....	31
Şekil 4.5. Granitik gnays ve kaolenleşme.....	31
Şekil 4.6. Kalkşist ve mermerlerde gelişen makaslama kırıklarının görünümü.....	32
Şekil 5.1. Gözlü gnaysların mikroskopik görünümü.....	33
Şekil 5.2. Granitik gnaysın mikroskop görünümü	34
Şekil 5.3. Granat silimanit mikaşistlerin mikroskop görünümü.	34

ŞEKİLLER LİSTESİ (Devamı)

Sayfa No

Şekil 5.4. Stavrolit, disten mikaşistlerin mikroskop görünümü.	35
Şekil 5.5. Biyotitşistlerdeki metamik zirkon minerali	35
Şekil 5.6. Mikaşistlerin mikroskop görünümü.....	36
Şekil 5.7. Granat mikaşistlerin mikroskop görünümü.....	36
Şekil 5.8. Amfibolşistlerde kısmen metamiktizasyona uğramış zirkon minerali.....	36
Şekil 5.9. Mermerin mikroskop görünümü.	37
Şekil 5.10. Kalkşistlerde granolepidoblastik doku görünümü.....	37
Şekil 5.11. Basınç-Sıcaklık diyagramı.....	39
Şekil 5.12. Zirkon mineralinde görülen ilksel zonlanma.....	41
Şekil 5.13. Zirkonların gözenekli dokusu.....	41
Şekil 5.14. İlksel zonlanma ve gözenekli doku.....	42
Şekil 5.15. İlksel ve gözenekli dokunun birlikte geliştiği zirkon minerali.....	42
Şekil 5.16. U-Th ca zengin kapantılar içeren zirkon minerali.....	43
Şekil 5.17. K-feldispat ve/veya alfa kuvars kapantılı zirkon.....	43
Şekil 5.18. U içeriği yüksek metamik zirkon minerali.....	44
Şekil 5.19. İnceleme alanına ait metamorfitlerin kökeni.....	47
Şekil 5.20. Zirkon mineralinin REE ye göre normalize edilmiş kondrit diyagramı.....	47
Şekil 5.21. Zonlu zirkonlardan alınan U-Pb konkordia diyagramı.....	49
Şekil 5.22. Pütürge metamorfitlerine ait biyotitlerden alınan ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar izotop yaşı.....	51
Şekil 5.23. zirkonlarda metamiktizasyon hasarı ve elek yapısı.....	51

Tablo 5.1. Pütürge Metamorfitlerine ait Kayaçların Major Oksit ve İz element Bileşimi.....45

Tablo 5.2. Pütürge metamorfitlerine ait zirkonların ICP-MS element analizleri.....46

1.GİRİŞ

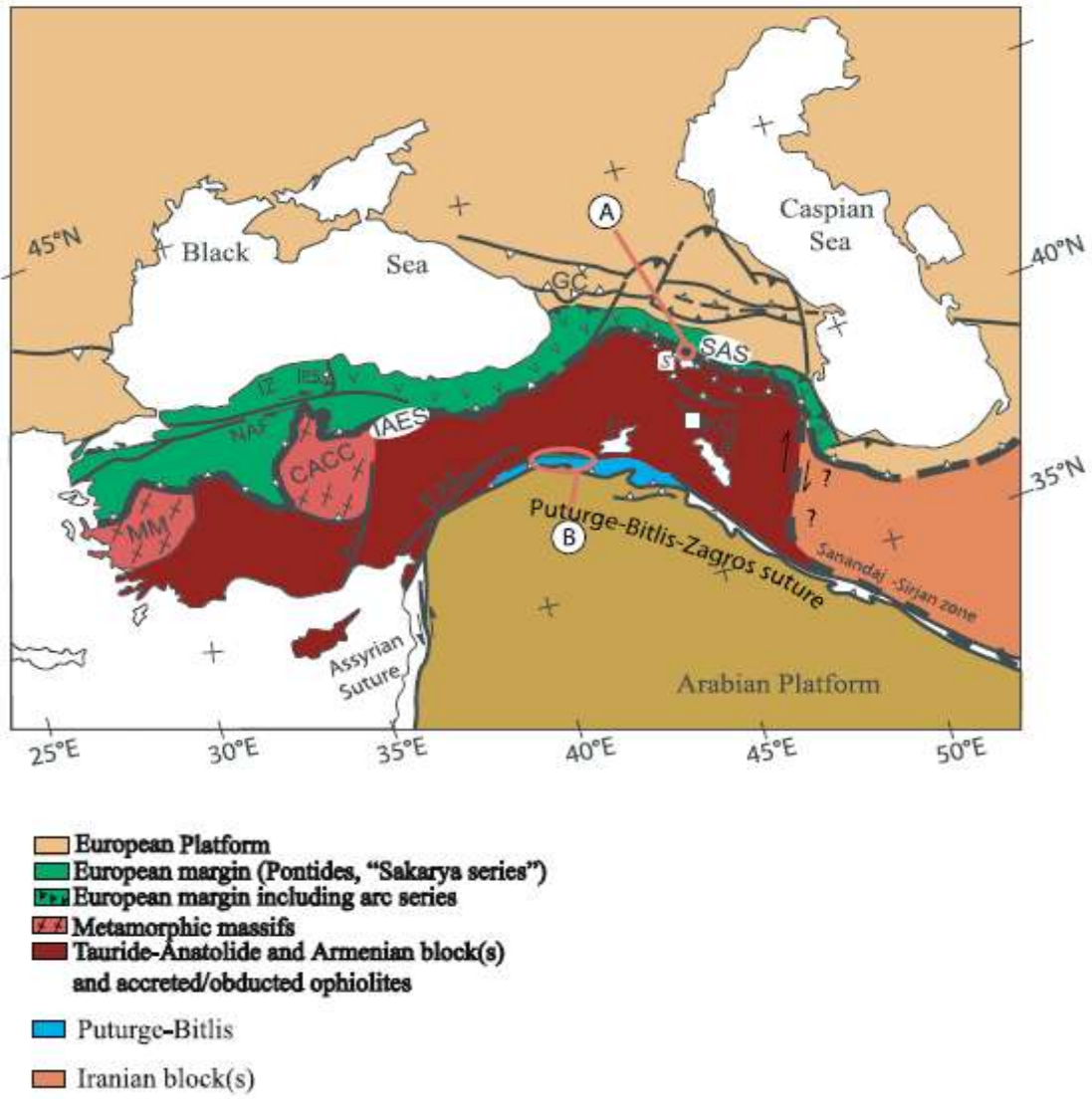
1.1. Amaç ve Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı, Malatya' nın 62 km güneydoğusunda, Pütürge ilçesinin güneyinde, Malatya L₄₁C₁ paftası içerisinde yaklaşık 94 km² lik bir alanı içine almaktadır (Şekil 1.1).

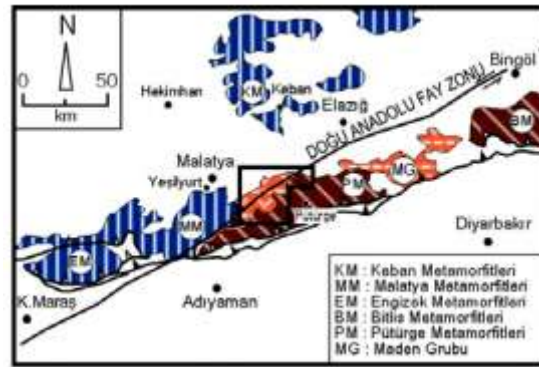


Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

Doğu Toros Orojenik Kuşağı içinde yer alan inceleme alanı, güneyinde Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı, Kuzey-Kuzeybatısında ise Doğu Anadolu Fayı gibi iki önemli tektonik hat üzerindedir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Pütürge-Bitlis-Zagros bindirme zonu (Roland ve diğ., 2011)



Şekil 1.3. Pütürge metamorfittleri ve Doğu Anadolu Fay Zonu (Bozkaya ve diğ., 2006)

Doğu Toros Orojenik Kuşağı'ndaki çalışma alanı, güneyinde Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı, kuzeyinde Doğu Anadolu Fayı gibi iki önemli tektonik hat üzerinde bulunmaktadır (Şekil 1.3). Dolayısıyla değişik amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır. İlk olarak Kovenko (1943), Pütürge civarındaki cevherleşmeleri incelemiştir. Yazgan (1972), Pütürge Metamorfikleri ile bunun üzerindeki Maden karmaşığının petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiş ve metamorfikleri, yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğrayan allokon bir birim olarak tanımlamıştır. Yazgan (1983), Pütürge metamorfiklerine ait kayaçlar üzerinde K/Ar radyometrik yaş bulgularında, masifin en son olarak Üst Kretase' de (Kampaniyen) 500-550°C sıcaklıklarda metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir. Yılmaz ve diğerleri (1987), masifin karmaşık bir iç yapı gösterdiğini ve dolayısıyla masifi oluşturan birimlerin Mesozoyik boyunca gelişmeye devam eden platform birimleri olduklarını ifade etmektedirler. Metamorfizma nedeni olarak ta Üst Kretase'de bölgeye yerleşen ofiyolit napları işaret edilmektedir. Yazgan ve Chessex (1991), Pütürge metamorfiklerini, Bitlis metamorfik masifi ile aynı kabul etmiş ve Bitlis-Pütürge Metamorfik Kuşağı) adı altında toplamıştır. Bu çalışmalarında araştırmacılar, masiflerin metamorfizmasına (70-75 My) neden olan ısının kaynağını yitim zonu üzerinde bulunan yay önü okyanusal kabuk malzemesinin yerleşmesi, dolayısıyla bindirmeye bağlı sürtünme ısı ve ofiyolitik napın yükü altındaki gömülme basıncına bağlamaktadır. Yılmaz (1993), metamorfik masifin kökeni üzerine bir inceleme yapmış ve Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta kenarından türeyen kayaçlar olduklarını belirlemişlerdir. Erdem (1994) Pütürge ilçesi ve yakın çevresini kapsayan çalışmada, metamorfikleri oluşturan kayaçların petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemiş ve masifin metamorfizmasının amfibolit fasiyesi ile yeşilşist fasiyesi olmak üzere iki tür metamorfizmaya maruz kaldığı sonucuna ulaşmıştır.

Zirkonlardaki iz element davranışı ve dağılımı kökenlerinin belirlenmesinde önemlidir, yani farklı metamorfik koşullarda zirkonun büyümesi ve modifikasyonu, iz element farklılığını doğurur (Harley and Kelly, 2007; Rubatto, 2002) sonuçta, zirkondaki iz element dağılımı petrojenez ve metamorfik rejimin işareti olarak kullanılır (Schaltegger et al.,1999)

Gerek yitim zonu metamorfizması, gerekse aktif kıta kenarı metamorfizması, aslında immobil olarak kabul edilen kalıcılığı yüksek elementleri (HFSE) hareketlendirmekte ve

bu elementleri içeren minerallerin (örneğin: Zirkon) değişimine sebep olmaktadır (Xia, Q.,X., et al.,2010)

İlerleyen ve gerileyen metamorfizma esnasında, kalıcılığı yüksek element içeren (örneğin; Zirkon) minerallerin bozunması veya alterasyonu, bu elementler hareketlenmektedir (Busigny, 2003; Schmolke et al., 2008). Kalıcılığı yüksek element hareketliliğini kontrol eden pek çok faktör arasında; Basınç-sıcaklık koşulları, akışkanların pH derecesi, CO₂ basıncı ile kimyasal akışkanların etkileri sayılabilir. İnceleme alanındaki metamorfik kayalarda yer alan zirkon mineralinin hem kapanım, hem de taneler halinde yaygın olarak bulunması, bu faktörlerden yüksek basınç ve/veya yüksek sıcaklık koşullarının, Zr ve Ti elementlerinin çözünürlüğünün arttığını gösterir (Torrez-ruizza, 2003; Lumpkin, 2001).

Yukarıda özetlenmeye çalışılan literatür ışığında, bu bölgede daha önce yapılmış çalışmaların petrografik, ve maden jeolojisi olduğunu işaret etmektedir. Mineral kimyası ve jeokimyasal araştırmalar yapılmamıştır. Dolayısıyla, bilimsel olarak bir eksikliği görülmektedir. Zirkon minerali, magmatik, metamorfik ve hidrotermal koşullarda oluşabilen bir mineraldir. Magmatik kökenli zirkonların, metamorfik kayalar içerisindeki değişimi, kristal formu pek bilinmemektedir. Metamorfizma sırasında etkin olan pek çok koşul (sıcaklık, basınç, akışkan vb gibi), ortamdaki kalıcılığı yüksek elementleri hareketlendirmekte ve minerallerde değişimlere neden olmaktadır (Bebout, 2007; Spear, F.S., 1988a, 1988b; Busigny, 2003; Torres-Ruizza, 2003; Schmolke et al., 2008; Hacker, 2006; Spear, F.S., 1988b). Farklı metamorfik koşullarda zirkonun büyümesi ve değişimi, iz element farklılığını doğurur (Harley and Kelly, 2007; Rubatto, 2002) sonuçta, zirkondaki iz element dağılımı metamorfik rejimin işareti olarak kullanılır (Schaltegger et al.,1999).

Bu çalışmanın amacı; Zirkonun kristal yapısını, zonlanma, kimyasal bileşimi ve metamorfizma koşullarında zirkonda meydana gelen değişimi açıklamak ve Pütürge metamorfitlerinin kristalizasyon yaşı ve metamorfizma yaşını elde etmektir.

Bu çalışmada, Pütürge metamorfite ait granitik gnays ve gözlü gnayslarda yapılan mikroskopik çalışmayla, radyojenetik bozunma göstermeyen, zirkon mineralinden U-Pb izotop analizi, biyotit minerallerinden Ar-Ar jeokronolojisi, metamiktizasyona uğrayan zirkondan LA-ICPMS analizi, zirkon minerallerindeki kapanım minerallerinin belirlenmesi amacıyla XRD analizi, zirkonların dokusal özelliğinin açığa çıkarılması için de Kathodoluminesans (CL) analizi yapılmıştır.

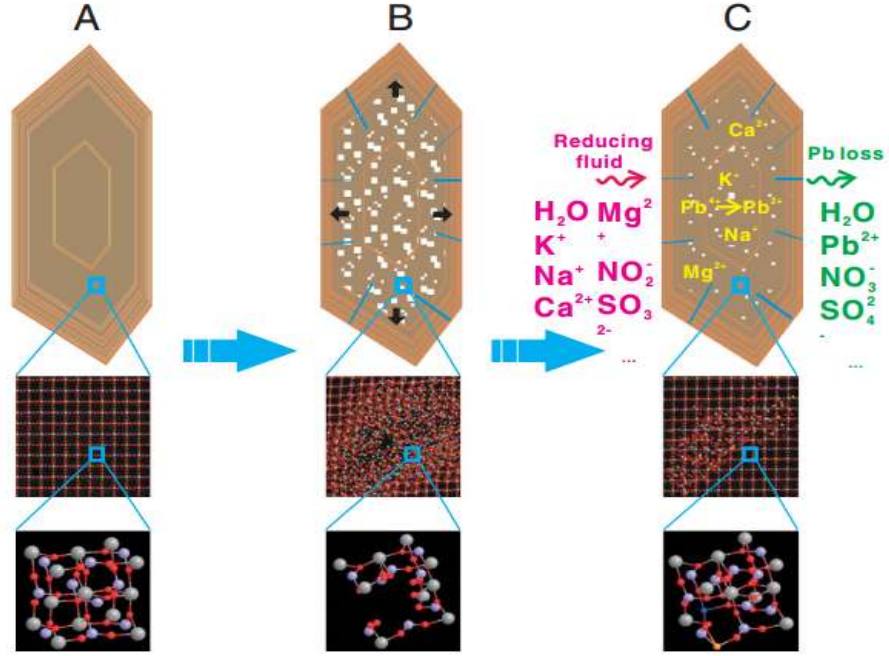
1.2. Zirkon ve Metamiktizasyon Hakkında Genel Bilgi

Zirkon (tetragonal $ZrSiO_4$), Zr içeren magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlarda bulunan en yaygın ikincil fazdır (Hoskin and Schaltegger, 2003) (Şekil 1.4.). Tamamen unpolimerize tetrahedra içeren, alterasyon ve çözünmeye karşı dirençli olduğu bilinen bir mineraldir (Morton and Hallsworth, 1999; Velbel, 1999). Kimyasal alterasyona ve çözünmeye karşı dayanıklı olmasından dolayı, jeolojik ortamlar, U-Pb jeokronolojisi ve P-T koşullarının belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

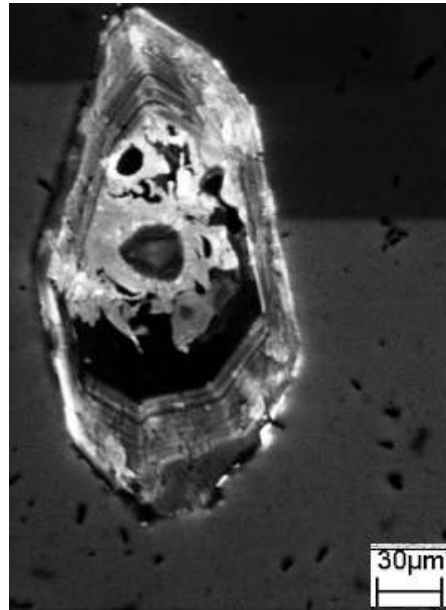


Şekil 1.4. Zirkonun kristali ([www./http. mineralogical.com](http://www.mineralogical.com)).

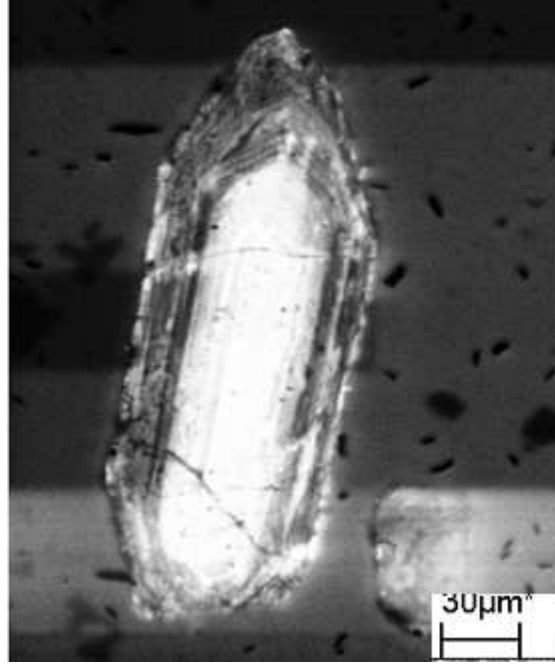
Zirkon üzerine yapılan bazı çalışmalar göstermektedir ki; Zirkon, hidrotermal akışkanların varlığında, alterasyon şartları kadar düşük sıcaklık koşullarında izotopik sisteminin bozulduğu bir yapı gösterir (Cherniak and Watson, 2001; Geisler et al., 2003a,b, 2007; Martin et al., 2006). Önemli bir fiziksel özelliğe ve kimyasal dayanıma sahip olan bu mineral, radyasyon hasarı veya metamiktizasyon denilen, kristalin hidrotermal koşullar altında kolayca rekristalize olabilir; Sodik metasomatizma (albitizasyon) esnasında (Geisler et al., 2003b; Pelletier et al., 2007) veya yüksek basınç, asitik ortamda, jeolojik zaman süresince, hatta 175 °C gibi düşük sıcaklıklarda bile, radyojenetik Pb ve önemli oranda U, Th kaybına uğrayarak, metamikt zirkonu oluşur (Nasdala et al., 2001; Ewing, 1994) (Şekil 1.5). Zirkon, Hf den başka, düşük oranda non-formula elementler içerir. Zirkondan Pb, U ve Th'un radyoaktif bozunmasıyla kristal yapısına yerleşir. Dış akışkanlarla ve zirkondaki hacim artışı sonucu, gelişen çatlaklar boyunca hareket eder (Geisler et al., 2002) (Şekil 1.5, Şekil 1.6, Şekil 1.7). Çatlakların varlığı akışkan hareketini kolaylaştırır ve metamiktizasyonun gelişimine sebebiyet verir.



Şekil 1.5. Metamiktizasyon sırasında zirkon kristalinde oluşan değişim (X.-S. Xu et al.2010).



Şekil 1.6 . Gözlü gneyslardan(CA2) alınan metamik zirkon kristalinin görünümü



Şekil 1.7. Granitik gnayslardan (CA1) alınan radyal çatlakların geliştiği zirkon minerali

1.3. Zirkonun Kullanım alanları

- › Zirkonyum metali korozyona dayanıklılığı ve nötron absorplama özelliğinin az olması nedeniyle nükleer reaktörlerin yapı malzemesi olarak,
- › Yanıcı özelliğinden dolayı askeriyede,
- › ZrO_2 , erime noktasının yüksek olması nedeniyle ateşe dayanıklı malzemelerin yapımında, cam ve seramik endüstrisinde,
- › Düşük sıcaklıklara süperiletken özelliği nedeniyle zirkonyum-niobyum alaşımları süperiletken mıknatısların yapımında,
- › Korozyona dayanıklılığı nedeniyle bir çok aletin yapımında,
- › Rengi dolayısıyla estetik diş hekimliği uygulamalarında altyapı malzemesi olarak kullanılmaktadır.

2. MATERYAL VE METOD

Tez kapsamında literatür taramasından sonra arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada yapılmıştır.

Arazi çalışmaları; Pütürge ilçesi (Malatya) Kilyan ve Babik köyleri arasında kalan, zirkon içeren kayaç gruplarının yayılım sunduğu 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası üzerinde dokanak izleyerek, örnek alarak ve fotoğraflama yapılarak, 2011 yaz aylarında yapılmıştır.

Laboratuvar çalışmalarında petrografik, mineral kimyası ve izotop için ayrı ayrı alınan örneklerin; Kathodölüminesans (CL), LA-ICPMS kimyasal analizi ve izotop analizi çalışmaları yapılmış, özellikle Kathodölüminesans çalışmaları bizzat tarafımızca yapıp, sonuçlandırılmıştır.

2.1. Araziden Örnek Alınması

Çalışma alanında yüzeylenen metamorfitleri temsil etmesi amacıyla granitik/gözlü gnays, mikaşist, amfibolit, vb. gibi kayaçlardan toplam 11 örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan arındırılıp kurutulduktan sonra çeşitli laboratuvar işlemleri için ayrılmıştır. Başlıca, kırma-öğütme-eleme ve incekesit incelemeleri Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda gerçekleştirilmiştir.

2.2. Örneklerin Laboratuvarda Hazırlanması

Araziden alınan tüm örneklerin petrografik tanımlamaları makroskopik olarak yapıldıktan sonra, inceleme alanına ait kayaç gruplarının ince kesitleri hazırlanmış ve zirkon mineralinin belirlendiği örnekler ayıklanarak, diğer analizlere yönelinmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri, Fırat Üniversitesi Jeoloji bölümü mikroskop laboratuvarında Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizasyon mikroskobunda yapılmıştır. Dokusal özelliklerin ve/veya şistozitenin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek metamorfizmaya bağlı gelişen dokusal özellikler incelenmiştir. İnceleme konusunu oluşturan zirkonların SPT

analizleri İstanbul Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji bölümü laboratuvarında, aşağıdaki sırayla yapılmıştır:

1. Her numuneden bir makro örnek alınıp isimlendirilir (Şekil 2.1)



Şekil 2.1. Zirkon minerallerinin alındığı kayaçlar

2. Darbeli kırıcı işlemine geçilmesi ile silindir kırıcıya girebilecek boyutta ufalanması sağlanır (Şekil 2.2).



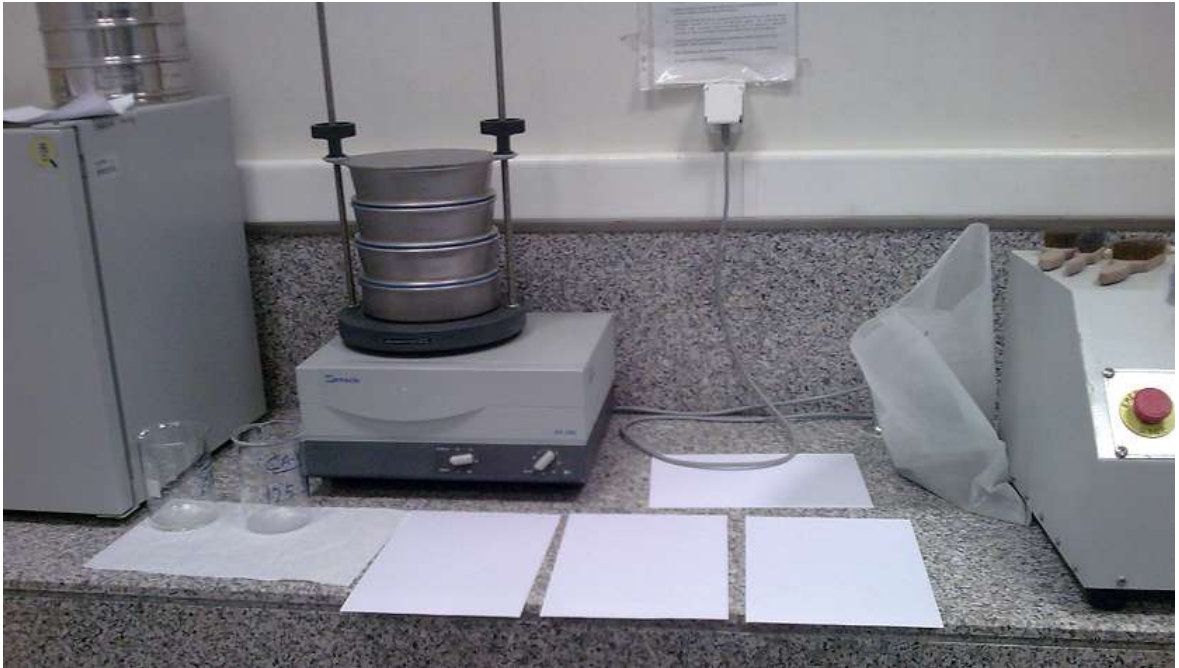
Şekil 2. 2. Darbeli kırıcı

3.Silindir kırıcı ile numuneler elek analiz sisteminin elek çaplarına girebilecek düzeyde ufalanır (Şekil 2.3)



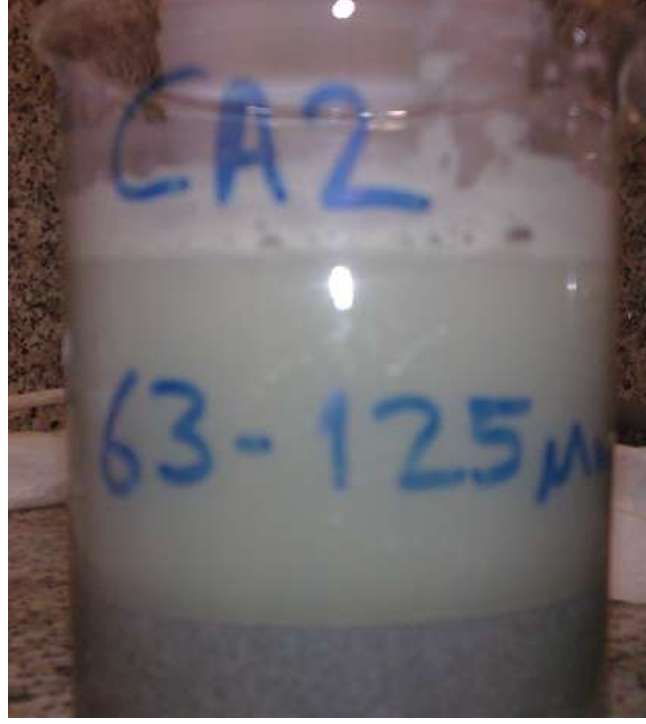
Şekil 2.3. Silindir kırıcı

4.Elek analizi ile elek çapları 63-125mm,125-250mm boyutların da 2 numuneye ayrılır (Şekil 2.4)

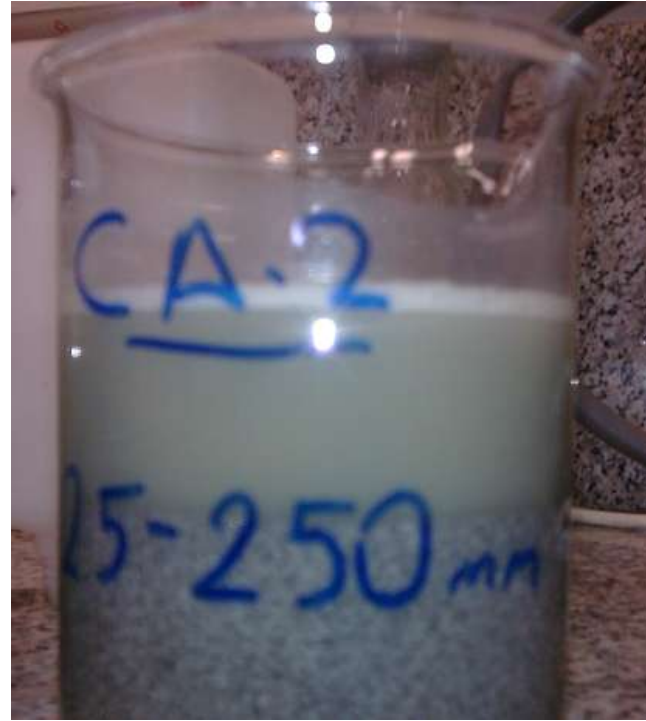


Şekil 2.4. Farklı çaptaki elekler

5.Yıkama işlemi ile ikiye ayrılan numuneler yıkanır ve bu işlem 2.3 kez tekrarlanır (Şekil 2.5 a, b)



a)



b)

Şekil 2.5. Farklı tane boyutlu örnekleri yıkama işlemi. a)63-125mm boyutlu tane, b)25-250 mm boyutlu tane

6.Etövde numuneler 100°C de 24 saatlik bekleme ile kurutulur (Şekil 2.6)



Şekil 2.6. Etövde örneklerin kurutulması

7. Mıknatıslanma özelliği kullanılarak ayırma ile kurutulan numuneler A4 kağıtına serilir ve basit bir mıknatıs ile numune karıştırılarak magnetit özelliği yüksek olan mineraller ayıklanır (bu işlem arasında argon-argon analizleri için mika grubu elementler tabakalı özellikleri kullanılarak tek tek seçilerek numaralandırılıp makro tüplerde muhafaza altına alınır)(Şekil 2.7)



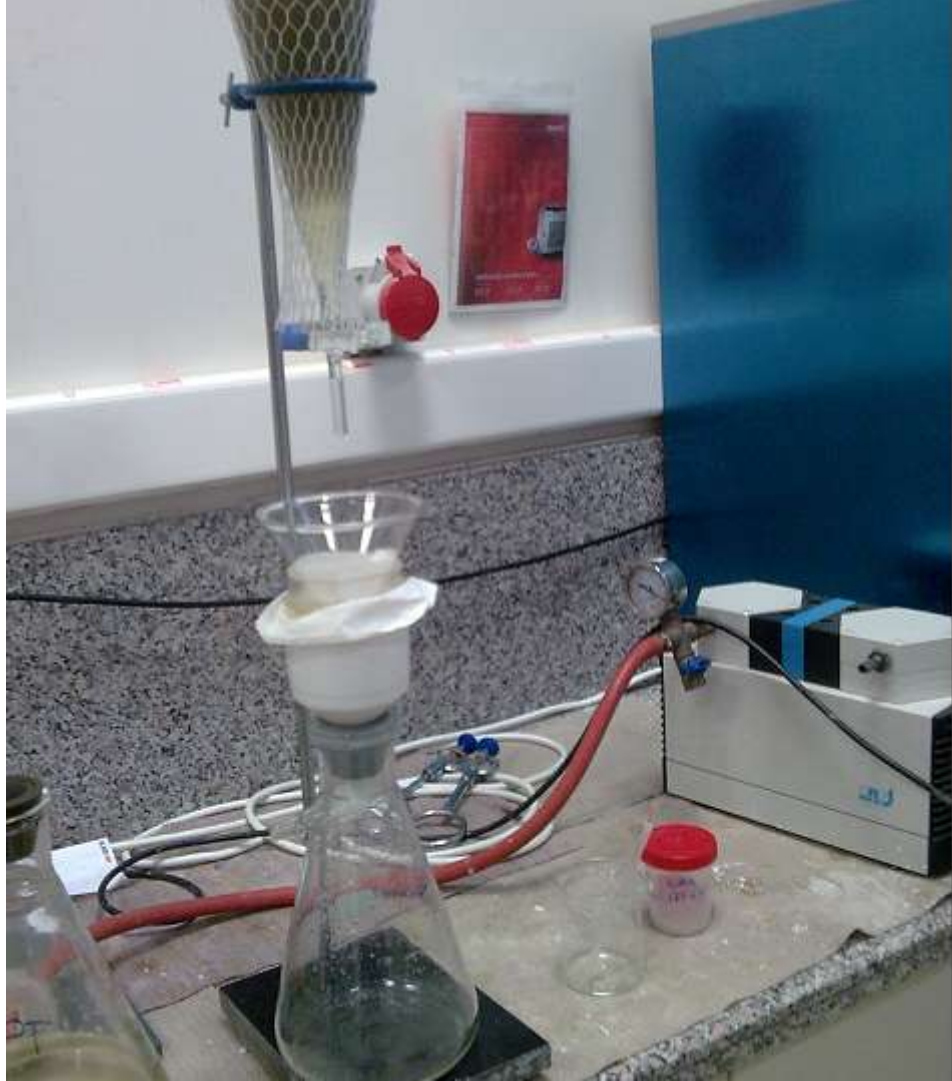
Şekil 2.7. Manyetik özelliğinden minerallerin ayıklanması

8.Manyetik Seperator ile daha düşük magnetit özelliğe sahip minerallerin ayrımı yapılır ve numaralandırılıp plastik numune saklama araçlarına konulur (Şekil 2.8).



Şekil 2.8. Manyetik Seperator cihazı

9.SPT (ağır sıvı: 834gr spt tozu+ 175gr su) ile özel imal edilmiş tüplerde numuneler ile ağır sıvı karıştırılır, karışımın yoğunluğu 2.85gr/cm³ daha yoğun olan zirkon vb. mineraller ağır sıvının alt kısmına doğru harekete başlar üst kısmında ise yoğunluğu 2.85gr/cm³ daha az yoğun olan kuvars vb. mineraller birikir (şekil 2.9)



şekil 2.9. SPT ekipmanı

10.Ağır sıvının yoğunluğundan dolayı beher kabında , yoğunluğu ağır sıvıya göre daha yoğun olan mineraller (zirkon gibi) dibe şökeler. çökelen bu mineraller küçük bir vana yardımıyla zirkon muhafaza tüplerine alınarak, etüv fırında kurutulmaya bırakılır (şekil 2.10)



Şekil 2.10. Ağır sıvıda çökelen zirkonlar

11. Zirkon muhafaza tüpü içerisinde kurutulan numune Polarizan mikroskop yardımıyla zirkon taneleri cımbız kullanılarak ayıklanır ve yapışkan bir zemin üzerine zirkonların uzun kenarı aynı doğrultuda kalacak şekilde, sıralı istif tipi dizilim yapılır (Şekil 2.11, Şekil 2.12)



Şekil 2.11. Zirkon mineralinin mikroskopta ayıklanması



Şekil 2.12. Zirkon mineralleri sıralı istif tipi dizilimi

12.Yüzük ile tabir edilen malzeme, bir plastik malzameye yapışkan aracılığı ile seçilen zirkonlar plastik malzemeye yerleştirilir ve epoksi malzemesi kullanılarak 24 saat beklemek sureti ile sabitlenir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13. Epoksi işlemi görmüş zirkon içeren yüzüklerin aşındırılması

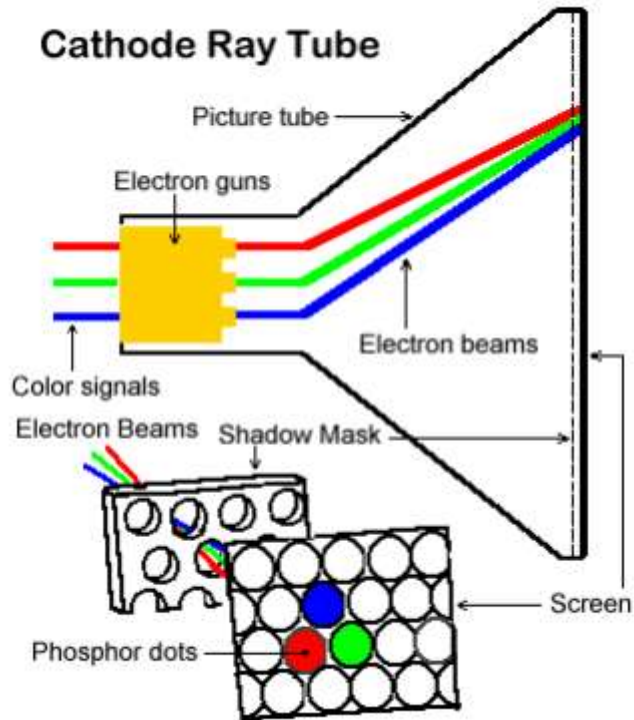
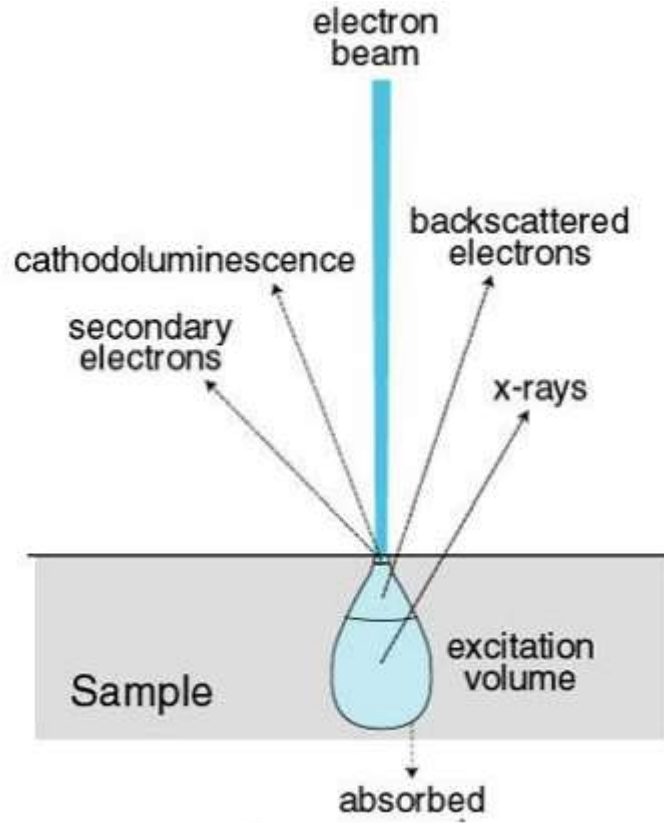
13.Zirkonlar analiz çalışmaları için yüzük tabir edilen plastik malzemeyle hazırlanmış olunur (Şekil 2.14)



Şekil 2.14. Zirkon içeren yüzük örnekleri

2.3. Kathodölüminesans (CL) Analizi için Numune Hazırlanması

Katodölüminesans yarı iletken özellik gösteren malzemelerde ortaya çıkmaktadır. Elektron demeti luminesans madde ile etkileşerek elektronları valans bandından iletim bandına iletirler ve bu uyarma sonucu elektronlar geri valans bandına dönerken radyasyon yayarlar (Şekil 2.15)



Şekil 2.15. Kathodölüminesans tekniği ve işleyişi ([www.http://academia.edu.tr](http://academia.edu.tr))

Gözlü gnays ve granitik gnays örneklerinden mikroskop incelemeleri sonucu belirlenen zirkon minerallerinin CL-metoduyla inceleme aşamaları aşağıda belirlenmiştir:

1.Karbonlama yöntemi ile hazırlanmış olan yüzükler MEC makinası ile karbonlama işlemine tabi tutularak Kathodölüminesans görüntülerinin daha net ve pürüzsüz çıkması sağlanır (Şekil 2.16).



Şekil 2.16. Zirkonların karbonlanması işlemi

2.Kathodölüminesans görüntülerin çekilmesini sağlayan bilgisayara bağlı makinaya karbonlama yapılan yüzükler yerleştirilir (Şekil 2.17)



Şekil 2.17. Kathodölüminesans görüntülerinin elde edildiği makine (EVO 50)

3. Her bir zirkon için aynı işlem uygulanarak kathodölüminesans görüntüleri, daha sonra incelenmek üzere yedek cihazlarında muhafaza altına alımı sağlanır (Şekil 2.18)



Şekil 2.18. Kathodölüminesans görüntüleri alınan zirkon görüntüleri

2.4. İzotop Analizi için Numune Hazırlanması

İstanbul Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji laboratuvarında ağırlaştırıcı sıvılar kullanılarak ayıklanmış olan zirkon mineralleri ve Hacettepe Üniversitesi Fizik laboratuvarında zirkon minerallerinden alınan Kathodölüminesans (CL) görüntüleri kullanılarak belirlenen zonlu zirkon örneklerinden U-Pb izotop analizi ve biyotit şistlerden de biyotit mineraline Ar-Ar izotop analizleri yaptırılmıştır.

U-Pb izotop analizleri ACTLAB(Kanada) ve Ar-Ar izotop analizi ise Alabama Üniversitesi (Amerika)'nde yaptırılmıştır.

U-Pb izotop analizi İnceleme alanında bulunan gözlü gnays ve granitik gnayslardan alınan zirkon örneğin Pb (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb) izotop analizlerinde, örneklerin Pb izotop analizleri için, zirkon minerallerindeki kurşun analizine çözündürmek için nitrik ve hidroklorik asitlerin kullanılmıştır. Örnekler hidrobromik asitte çözünmüş ve Pb asedik asit işleminden kalan kısım, konsantre nitrik asit ile çözündürmek amacıyla reaksiyona sokulmuştur. Nitrik asitin çözünmesinden sonra zirkon minerallerinden, anyon değişimi ile ayrılan kurşundan 1.1 M hidrobromik asitte çözündürülmüş ve yaklaşık 100°C de ölçüm yapılmıştır.

Ar-Ar izotop analizinde öncelikle, manyetik ayırıcı, ağır sıvılar ve binoküler mikroskop yardımı ile tek tek elle ayıklanarak en yüksek kalitede mineraller elde edilmiştir. Daha sonra, Potasyum konsantrasyonları atomik absorpsiyon cihazı (Pye-Unicam 8000) kullanılarak dört kez ölçülmüştür. Bu nedenle, Şekil 5.23'de verilen değerler dört ölçümün ortalama değerleridir. Argon izotop analizleri, izotop sulandırma yöntemi ile AEI-10-S kütle spektrometresi kullanılarak yapılmıştır. Kütle spektrometresinde ölçülen izotop değerleri, spektrometreye bağlı bilgisayar donatısı yardımıyla depolanmış ve işlem görmüştür.

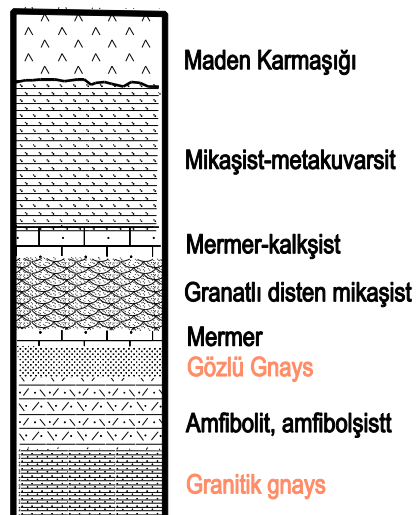
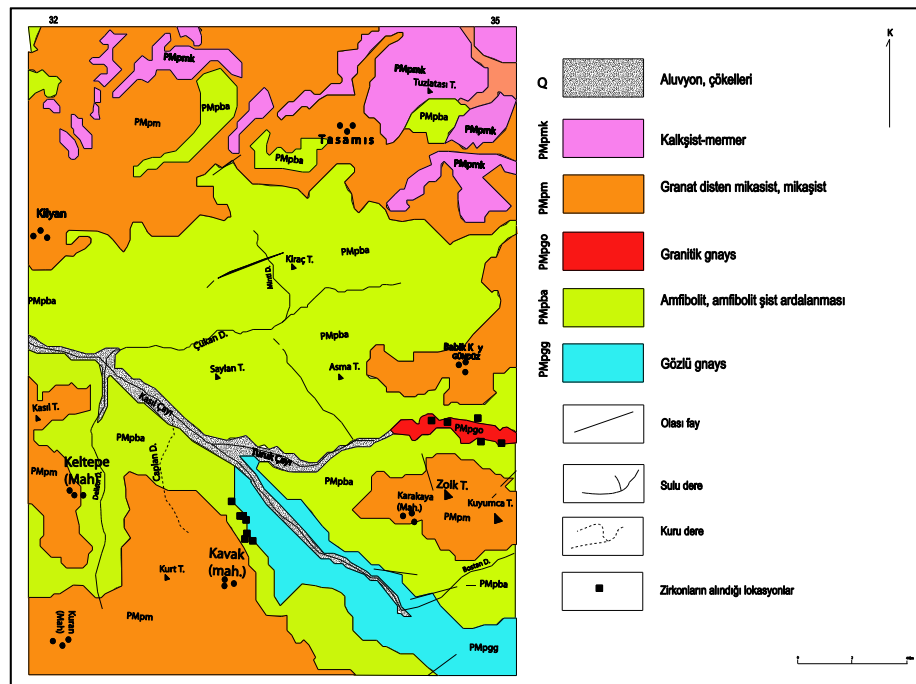
2.5. Kimyasal Analiz için Numune Hazırlanması

Jeokimyasal analiz sırasında toplam 11 adet kayaç örneğinin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri Acme Analytical Laboratories (TÜRKİYE)'da yaptırılmıştır. Ana elementler 1150°C'de platin-altın kroze 1/5 oranında numune ve Lityumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) katılmasıyla elde edilmiş cam pelletlerde X-Ray Floresans (XRF) tekniği ile

ölçülmüştür. İz elementler ise aynı metod ile preslenmiş pelletler üzerinde analiz edilmişlerdir. Nadir toprak elementleri (NTE) ise ICP-MS yöntemiyle ölçülmüştür.

Gözlü gnays ve granitik gnays örneklerinden ayıklanan zirkon minerallerinin nadir toprak element (NTE) ve iz element içerikleri, ACTLAB (Kanada)' da yaptırılmıştır. LA- ICPMS (Laser İndüktif Çiftlenmiş Plazma Kütle Spektrometresi) yöntemiyle, 0.2 g örnekler üzerine lityum metaborat/tetraborat (LiBO_2) füzyon ve seyreltilmiş nitrik asit digestiyon metodu kullanılmış ve kimyasal analiz verileri Tablo 5.1 ve 5.2' de verilmiştir.

Neotetisin Güney kolu üzerinde, Doğu Toros Orojenik Kuşağı üzerinde yer alan çalışma alanı ve yakın civarında, Pütürge Metamorfitleri ve Maden Karmaşığında oluşan kayaç grupları yayılım sunmaktadır. Maden Karmaşığı, bazı alanlarda Pütürge metamorfitleri üzerine transgresif olarak gelirken, diğer alanlarda faylı dokanak olarak devam etmektedir (Şekil 3.1.).



Şekil 3.1.İnceleme alanının Jeolojik Haritası (Erdem, 1994'den değiştirilerek alınmıştır)

Pütürge metamoriti dikme kesiti (ölçeksiz)

Bölgede hem eğim atımlı ters, hem de doğrultu atımlı fayların oluşturduğu tektonik yapı, Pütürge metamorfitlelerinin kalınca görülmesini sağlamaktadır. Pütürge metamorfitleleri, tabanda genellikle, yarı pelitik yer yer pisamitik kayaçlar, daha üst rakımlarda ise genellikle, pelitik, yarı pelitik ve bunlara araseviyeli metagranit ve metakarbonatik kayaçlardan oluşmaktadır.

Litoloji özelliği, Pütürge metamorfitlelerinin sert veya yumuşak topoğrafya olarak görülmesine neden olmaktadır. Yani, metakarbonatlar genelde sarp yamaçlar oluştururken pelitik seviyeli kesimler daha yumuşak bir topoğrafya sunmaktadır.

Metamorfitlere ait tüm kayaçlarda foliyasyon özelliği belirgin olarak gözlenmektedir. İki farklı foliyasyon belirgindir. Bu foliyasyonlardan ilki şistozite ve gnays bandlaşması şeklinde görülürken, diğeri foliyasyon klivaj şeklindedir. Tektonik zonlar boyunca, milonitik foliyasyon izlenmektedir. Babik çayı ve civarında makaslanma lineasyonu, kayaçlarda yaygın özelliklerden biridir (Şekil3.2). Metamorfitleler içerisinde değişen ölçeklerde kıvrımlanmalar da sıkça görülen diğeri bir özelliktir (Şekil 4.2).



Şekil 3.2. Tektonik hatlar boyunca metamorfitlelerde gelişen makaslama kırıkları. Babik çayı KD'su.

4. PETROGRAFİ

Pütürge metamorfitle, pelit/yarı pelit, metakarbonat, metagranitoyid türü gözlü/granitik gnays ve mikaşistlerden oluşmakta, ayrıca amfibolit ve mermer ara bantları veya mercekleri de kapsamaktadır. Kayaç tanımlamaları ana mineral bileşimine göre adlandırılmış olup, petrografik tanımlama prensipleri içerisinde mineral isimleri azdan çoğa doğru sıralanmıştır. Genel olarak, Pütürge metamorfitlelerine ait kayaç türleri şu gruplar altında sınıflandırılabilir; Gözlü gnays, mika şist/mika gnays, granat-mika şist, kuvarsit, mermer, amfibolittir.

Gözlü Gnays, yeşilimsi-sarı ve kahve rekli olup, tane boyu 1-1.5 cm arasında değişen iri ortoklas mineralleriyle dikkat çekmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Tüllük çayı doğu yamacından alınan gözlü gnays örneği

Bu kayaçlardaki kuvars mineralleri özşekilsiz ve ince-orta tanelidir. Tane sınır geometrileri keskin veya kavislidir. Örneklerin genelinde foliyasyon yönünde uzama görülür. Kuvars tüm bileşenlerin %15-35 oranlarını oluşturur.

Feldispatlar, plajiyoklaz (albit ve/veya oligoklaz) türündedir. Özşekilsiz, ince-orta ve iri tanelidir. İri taneleri tipik porfiroblastik doku gösterir. Bunlar içerisinde çeşitli mineral kapanımları; kuvars, biyotit, muskovit, zirkon, apatit, turmalin, opak mineralleri gözlenmektedir. Porfiroblastlar içerisinde kapanımların oluşturduğu foliyasyon, bu

porfiblastların sintektonik olarak büyüdüğünü işaret etmektedir. Feldispatlar birbirleri ve kuvars mineralleri ile kavisli tane sınır geometrisi oluşturmaktadır; Bu durum bu kayaçları etkileyen deformasyonun yüksek sıcaklıklarda geliştiğini ortaya koyar. Feldispat porfiblastları foliyasyona paralel yassılaşıma gösterir; ince ve orta taneleri de foliyasyon yönünde dizilimlidir. Özellikle iri feldispat tanelerinde serisitleşme ve/veya kaolenleşme belirgindir. Feldispat mineralleri bu kayaç türlerinde %20-40 oranında bulunur.

Biyotitler, kahverengi-sarı pleokroizmalı ve yarı özşekillidir. Muskovitlere benzer tane şeklinde ve biyotitler ile birlikte kayacın ana foliyasyonunu oluşturur. Orta, iri tane boyutundadırlar. Biyotit minerallerinde kloritleşme sıklıkla gözlenir. Ayrıca yer yer bu taneler dilinim izleri boyunca, çatlak ve kenarlarında az oranda opaklaşma özelliğine sahiptir. Ana foliyasyona posttektonik deformasyondan dolayı dalgalı sönme, kıvrımlanma ve kopma özelliği gösterirler. Biyotit ve muskovit mineralleri kayaç bileşiminin %20-35'ni oluşturlar.

Petrografik incelemeler mika şistlerin; Mika şist, granat-mika şist, granat-biyotit şist gibi kayaç türlerini kapsadığını gösterir (Şekil 4.2).

Mikaşistler, ince kesitlerinde lepidoblastik ve/veya granoblastik doku gösterirler. Minerallerin boyutları ve/veya bu tanelerin oluşturdıkları foliyasyon özelliği kayacın şist veya gnays olarak adlandırılmasını belirlemektedir. Mineraller eş boyutlu olmayan tane dağılımı gösterirler. Mika şistlerin esas mineral bileşimlerini kuvars, feldispat, biyotit ve muskovit mineralleri oluşturur. Ayrıca farklı ince kesitlerde opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon, granat ve epidot minerallerinden biri, birkaçı ya da tümü tali mineral olarak bulunmaktadır. İkincil klorit, serisit oluşumları her kayaçta görülmektedir.

Amfibolit, yeşilimsi renkte ve masif görünümde olup, masif dayk ve siller şeklinde yayılım sunmaktadır(Şekil 4. 3). Amfibolit, nematoblastik ve eşboyutlu/eşboyutta olmayan granoblastik dokudur. Hornblend ve plajiyoklaz amfibolitlerin ana mineral bileşimini oluşturur. Bu minerallere az oranda kuvars eşlik eder. Apatit, sfen, epidot ve opak mineraller ise kayaçta tali mineral bileşen olarak gözlenir. Mercek şeklinde kuvarsit oluşumlarına rastlanmaktadır (Şekil 4.4)



Şekil 4. 2. Tasamış Mahallesi Kuzey’inde yeralan muskovitlerde gelişen şistozite doğrultusundaki mikrokıvrımların görünümü

Hornblendler yarı özşekilli ve/veya özşekilsizdir. Yeşilden sarıya değişen pleokroizma renkleri ve yassı-prizmatik tane biçimi sunarlar. Orta-iri taneli olan hornblendler kavisli veya düz tane sınır geometrisi gösterirler. Tanelerinde foliyasyon boyunca zayıf yassılaşıma izlenir. Bazı tanelerinde opak mineral kapanımı gözlenir. Dilinim ve çatlaklar boyunca kloritleşme yaygındır. Bu mineraller kayaç bileşiminde %40-55 oranında bulunur.

Plajiyoklazlar, özşekilsiz, ince, orta ve iri taneler olarak bulunur. İri taneler kayaç içerisinde porfiroblastik dokuyu oluşturur. Plajiyoklaz porfiroblastları hornblendler tarafından sarılmış ve kuvars, sfen, apatit, epidot ve opak mineral kapanımları içermektedirler. Bu nedenle poikiloblastik doku özelliği de gösterirler. Değişen oranlarda serisitleşme, killeşme ve epidotlaşma plajiyoklazlarda sıkça görülmektedir. Kayaç bileşiminde %30-45 oranında bulunur. Kuvarslar, özşekilsiz ve ince taneli olup %5 oranında kayaç bileşimine eşlik ederler.

Granitik gnays mikaşistlerle uyumsuz olup, masif ve homojen bir görünüme sahiptir (Şekil 4.5). Gözlü gnaysları keser durumdadır. Kayacın egemen dokusu granoblastik doku, esas mineralleri ise; kuvars, plajiyoklaz ve mikadır. Kuvars ve feldispatlar ile mika

minerallerinin ardışıklı dizilimi, kayada bandlı özellik oluşturur. Opak mineraller, apatit, turmalin, rutil ve zirkon ise bu kayacın tali mineralleridir.

Kuvars özşekilsiz ve genelde orta tanelidir. Tane sınırları çoğunlukla kavislidir. Feldispat taneleri özşekilsiz, orta ve iri tanelidir. Birbirleri ve kuvarslar ile kavisli tane sınırı geometrisi oluştururlar. Bu tür sınır geometrisi bu kayaların yüksek sıcaklık koşullarında deformasyona uğradığını belirtir. Kuvars ve feldispat mineralleri kayacın bileşiminin %80'ni oluşturur orandadır. Mikaların egemen mineralini muskovit oluşturmaktadır. Yarı özşekilli, orta, yer yer iri yapraksı kristaller halindedir. %5-20 oranında bulunur.

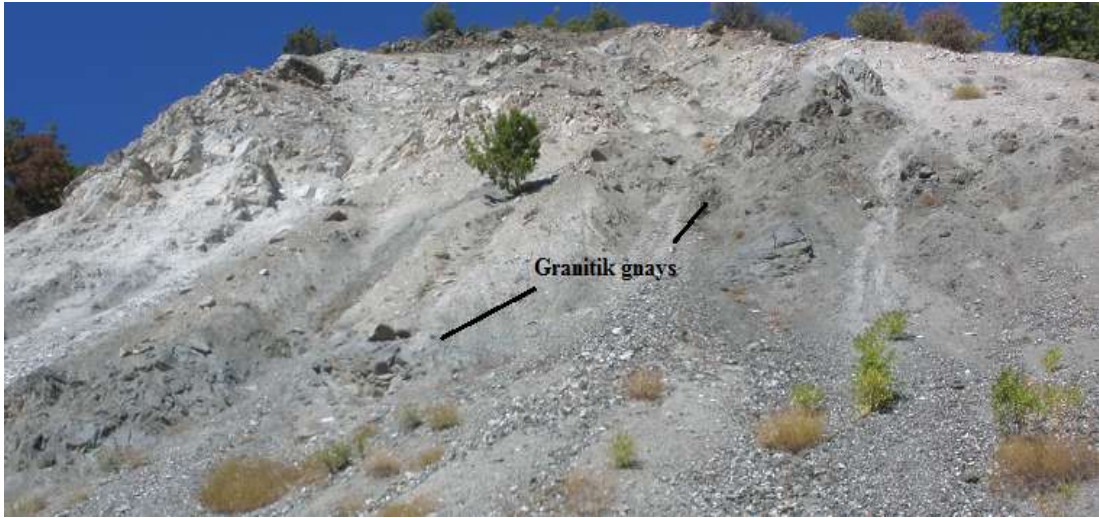
Biyotit orta taneli olup muskovitler ile birlikte kayacın foliyasyonunu oluştururlar. Kloritleşme tüm biyotit minerallerinde yer yer gözlenir.



Şekil 4.3. Amfibolitlerin görünümü. Keltepe mahallesi Doğusu.



Şekil 4.4. Amfibolit-Kuvarsit merceğinin görünümü. Keltepe mahallesi doğusu.



Şekil 4.5. Granitik gnays ve kaolenleşme. Babık Köyü Güneyi.

Metamorfik birimin üst seviyelerinde görülen, kuvarsit ve kalkşistler arasındaki temel fark içerisindeki mika minerallerinin oranı ve belirgin foliyasyon özelliğidir. Granoblastik doku her iki kayacın yaygın dokusunu oluşturur. Kalkşistlerde foliyasyon belirginken kuvarsitlerde bu özellik zayıf izlenir.

Kalkşistlerin ana mineral bileşimini kalsit, kuvars, mika mineralleri, kuvarsitlerin egemen minerali ise kuvarstır. Az miktarda mika, klorit ve epidot mineralleri yer yer eşlik eder.

Tali bileşen olarak özellikle kalkışistlerde kayacın geneline saçılmış yaygın opak mineraller bulunur. Bunun dışında apatit, zirkon, sfen diğer tali mineraller de gözlenir.

Kuvarslar, özşekilsiz orta ve iri tanelidirler. Tane sınırları girintili-çıkıntılı geometriye sahiptir. Tanelerin genelinde foliyasyon yönünde uzama-yassılaşıma belirgindir. Kayaç bileşiminin %55-90 oranını oluşturlar. Mikalar, genellikle muskovit ve serisit türünde, daha az oranda ise biyotitdir.

Biyotitlerde kloritleşme ve/veya opasitleşme sıklıkla izlenir. Mika mineralleri %10-25 oranında kaya bileşiminde yer almaktadır.

Mermer, mikaşistler üzerinde uyumlu olarak gelen bu birim, düzensiz tabakalanma ve bol oranda makaslama kırıkları gösterir (Şekil 4.6). Kayacın genel dokusu granoblastik doku, hakim minerali ise kalsittir. Kalkışistler, kalzit, az oranda muskovit, kuvars, epidot ve opak mineralleri içerir. Kalsitler her üç kristal şeklinde görülür. Orta ve iri taneli olup kavisli veya düzgün tane sınırlıdır. Çoğu tanelerde folisyon yönünde yassılaşıma izlenir.



Şekil 4. 6. Kalkışist ve mermerlerde gelişen makaslama kırıklarının görünümü. Kilyan Köyü Kuzeyi.

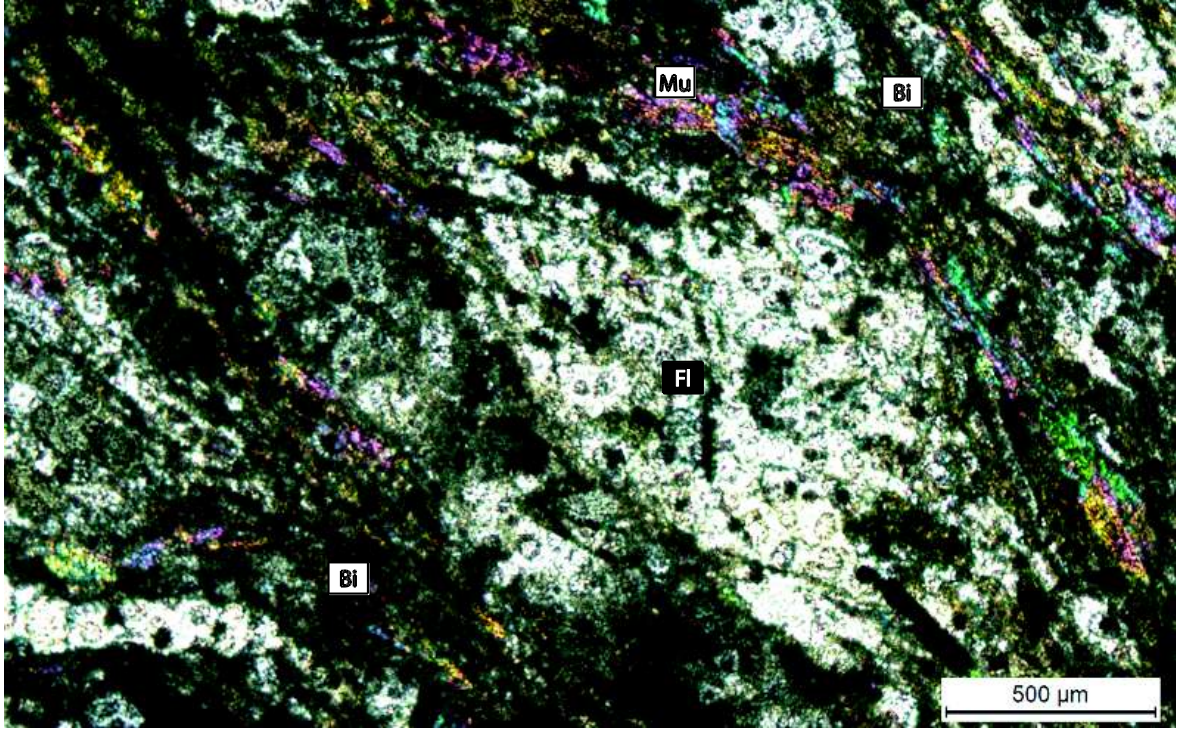
5. MİNERALOGİ VE JEOKİMYA

5.1. Mikroskop İncelemeleri

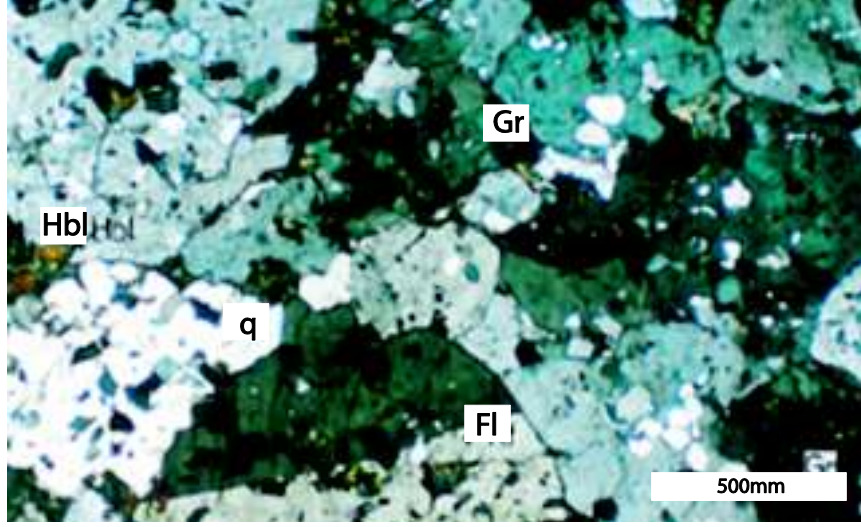
Pütürge metamorfitine ait kayaç grupları; Gözlü gnays, amfibolşist, mikaşist, granitik gnays, kalkşist, kuvarsit ve mermerdir.

Granitik/gözlü gnaysların mineral parajenezi ortoklas + kuvars + biyotit + klorit + muskovit + serizit + epidot + apatit + zirkon + sfen + opak mineraller (pirit and manyetit). Feldispat porfiroblastlarının içerisinde zirkon, kuvars ve muskovit kapantılarına sıkça rastlanmaktadır (Şekil 5.1, Şekil 5.2)

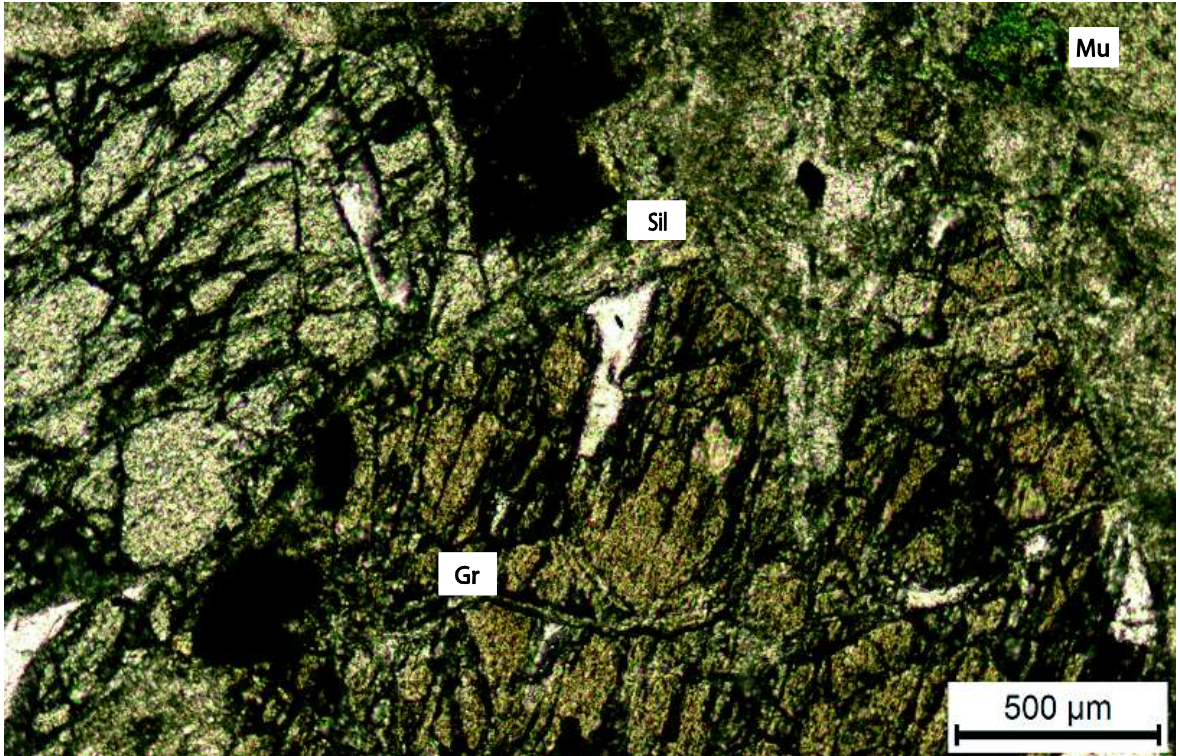
Mikaşistlerin mineral parajenezi biyotit + disten+ silimanit+stavrolit+kuvars + muskovite (klorit) + plajiyoklas (albit)+ granat + serizit + apatit + zirkon + opak mineraldir. Bu kayaçların amfibolit fasiyesinde ilerleyen (prograd) ve yeşilşist fasiyesinde gerileyen (retrograd) olmak üzere iki farklı metamorfizmaya uğradıkları görülür (Erdem, 1994; Erdem and Bingöl, 1997) (Şekil 5.3, Şekil 5.4). Biyotit minerali içerisinde kapanım minerali olarak bulunan radyasyon bozuşmasına uğramış zirkonlar yaygındır (Şekil 5.5, Şekil 5.6, Şekil 5.7)



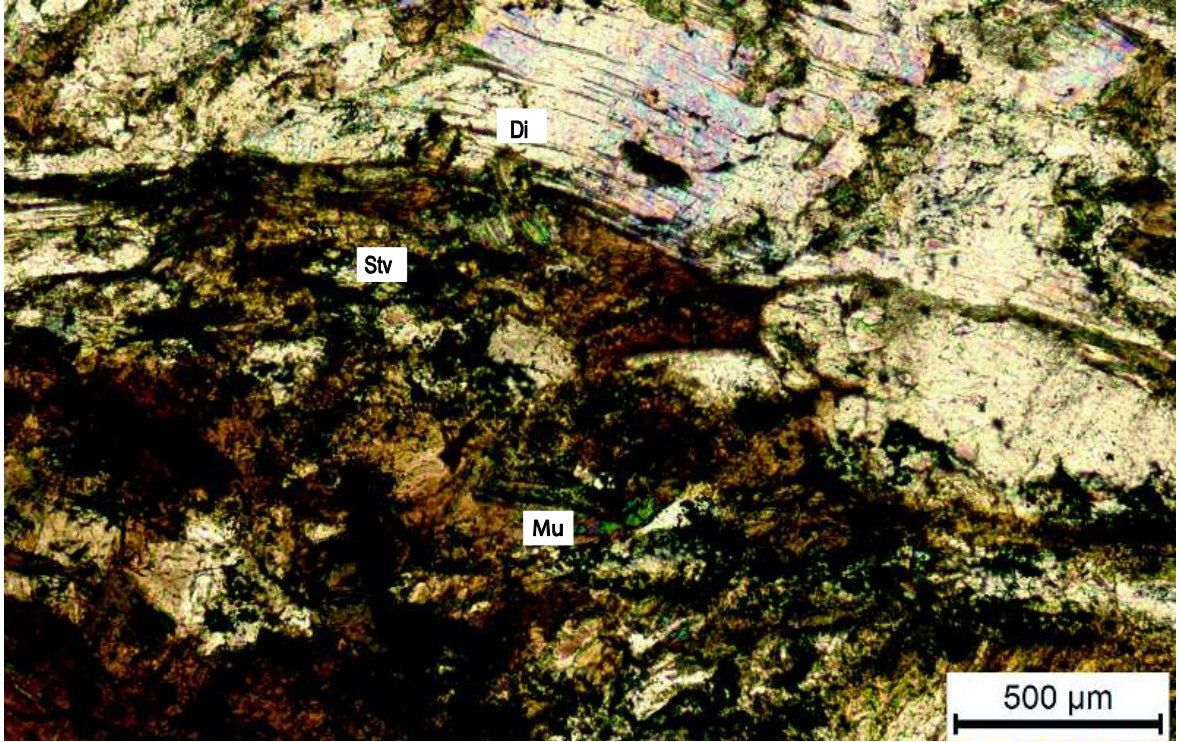
Şekil 5.1. Gözlü gnaysların(CA2) mikroskopik görünümü. Feldispat (Pl), muskovit (mu), kuvars (q), opak mineral (opc).Ç.N.x40



Şekil 5.2. Granitik gnaysın (CA1) mikroskop görünümü. Hornblend (Hbl), kuvars(q), K-feldispat (Fl) Ç. N.X 40.



Şekil 5.3. Granat silimanit mikaşistlerin mikroskop görünümü. Granat (Gr), Silimanit (Sil), Muskovit (Mu). Ç. N.X40.

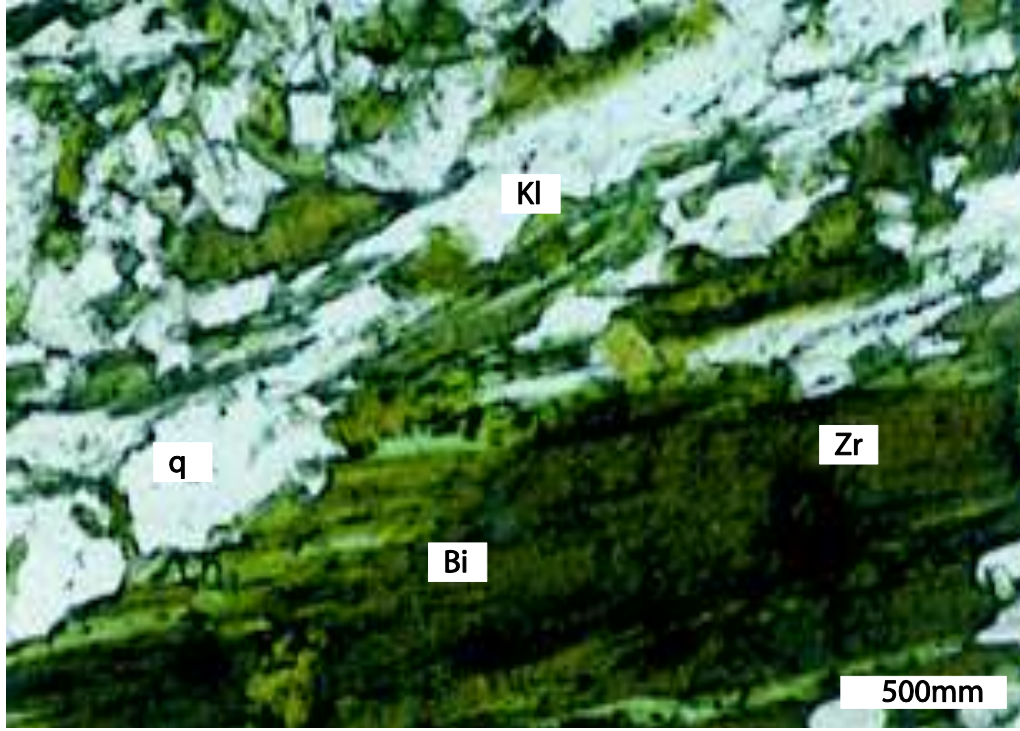


Şekil 5.4. Stavrolit, disten mikaşistlerin mikroskop görünümü. Stavrolit (Stv), Disten (Di).Ç.N.X40

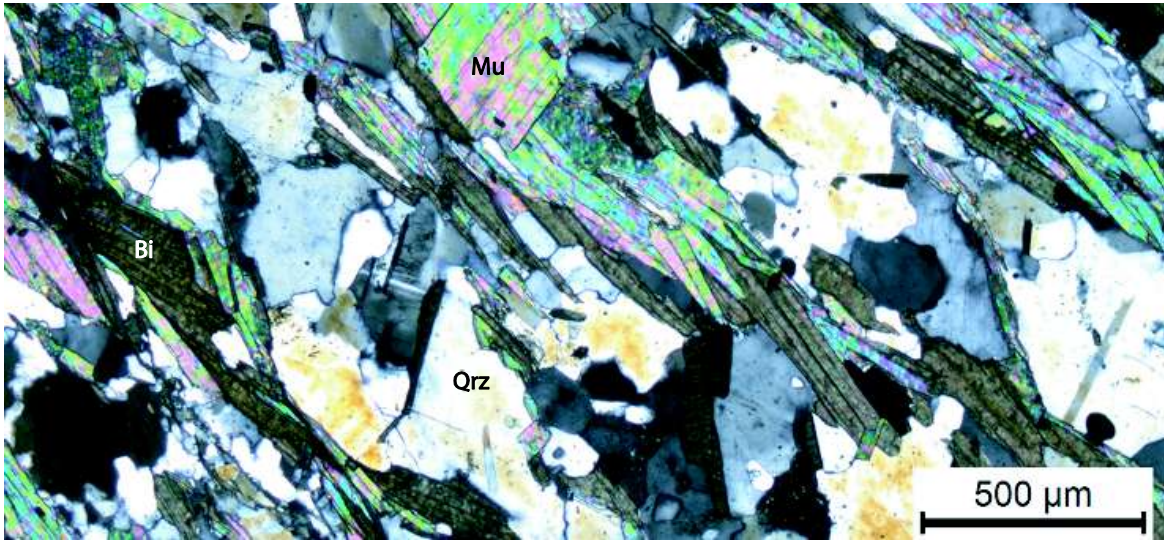
Amfibolit ve amfibolşistlerin mineral bileşimi; Amfibol(yeşil hornblend)+plajiyoklas+biyotit+(klorit)±kuvars±zirkon±korundum±apatit±sfen±(kalsit) mineral parajenezi gösterir. Nemato-granoblastik doku görülür. Amfibolşistlerdeki zirkon minerali kısmen metamiktizasyon göstermektedir (Şekil 5.8).

En üst birimi oluşturan kalkşist ve mermerler, kısmen mineralojik ve dokusal farklılık gösterirler.

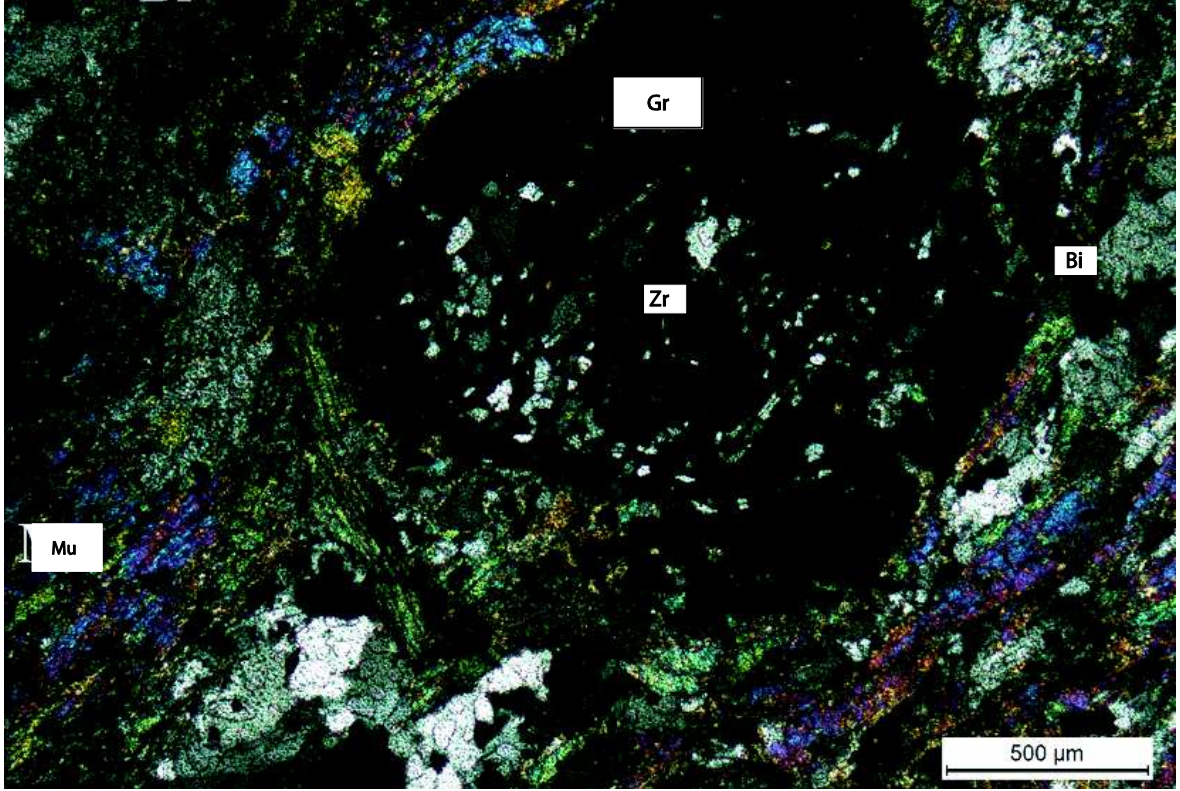
Mermerler %90'dan fazla kalsit içerirken, kalkşistler ise kalsitin dışında değişik oranda fillosilikat, kuvars ve grafit içerirler. Mermerler, granoblastik doku (Şekil 5.9), kalkşistler ise granolepidoblastik doku gösterir (Şekil 5.10)



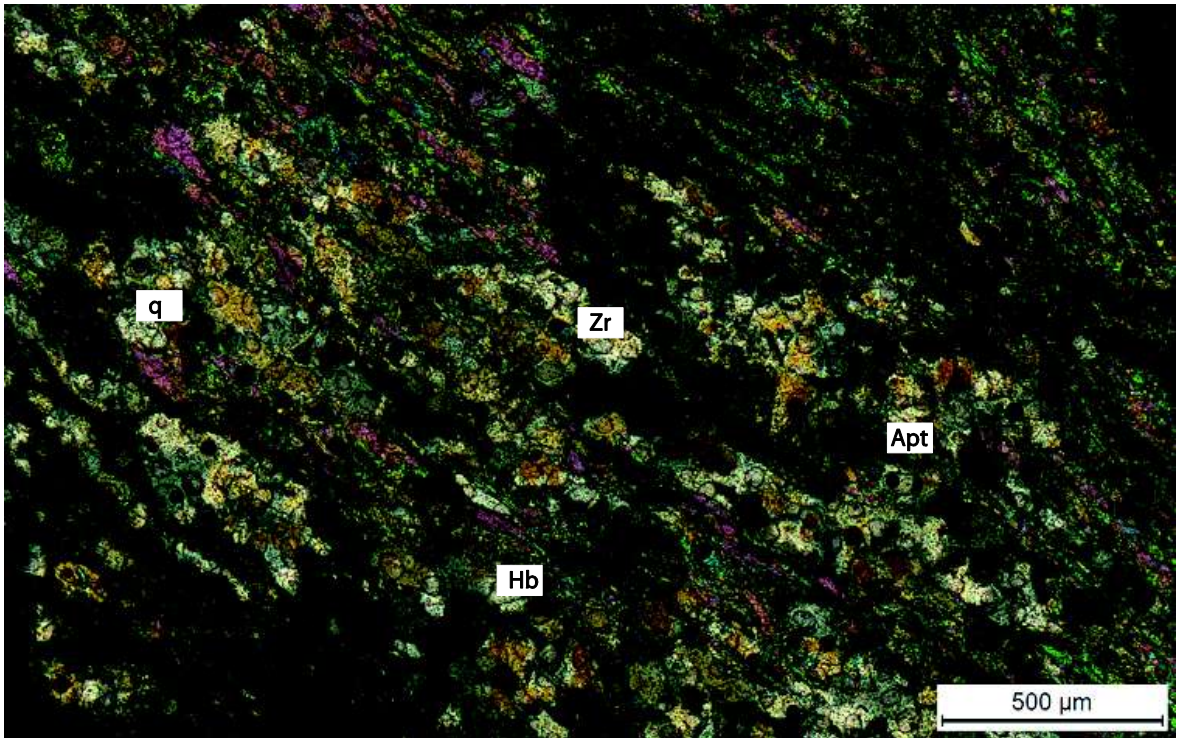
Şekil 5.5. Biotitışistlerdeki kapantı olarak görülen radyasyon hasarlı zirkon minerali. Biotit (Bi), zirkon (Zr), kuvars (q), klorit (Kl) T.NX40 (Erdem, 1994).



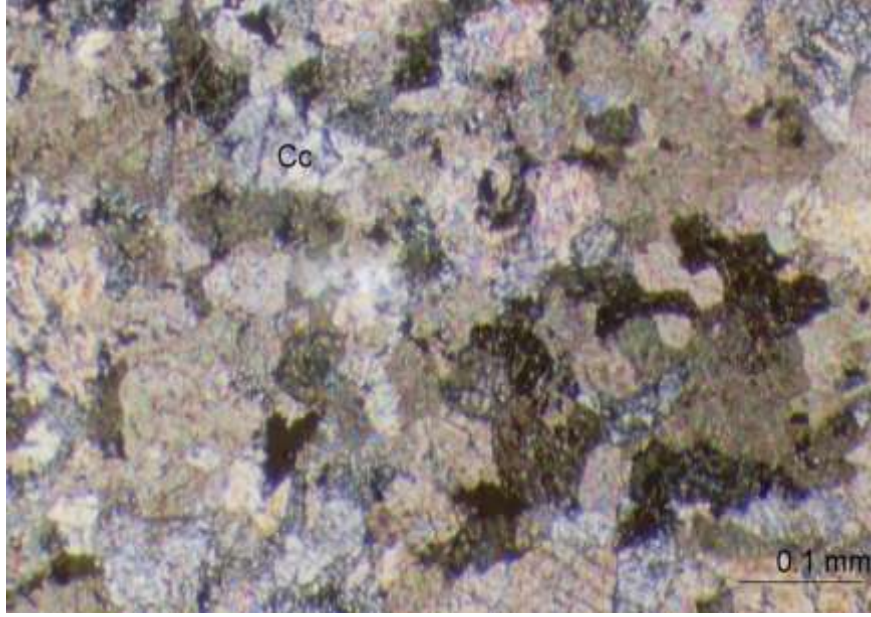
Şekil 5.6. Mikaşıstlerin mikroskop görünümü. Muskovit (Mu), kuvars (qrz), biyotit (Bi).
Ç. N. 10X0.25.



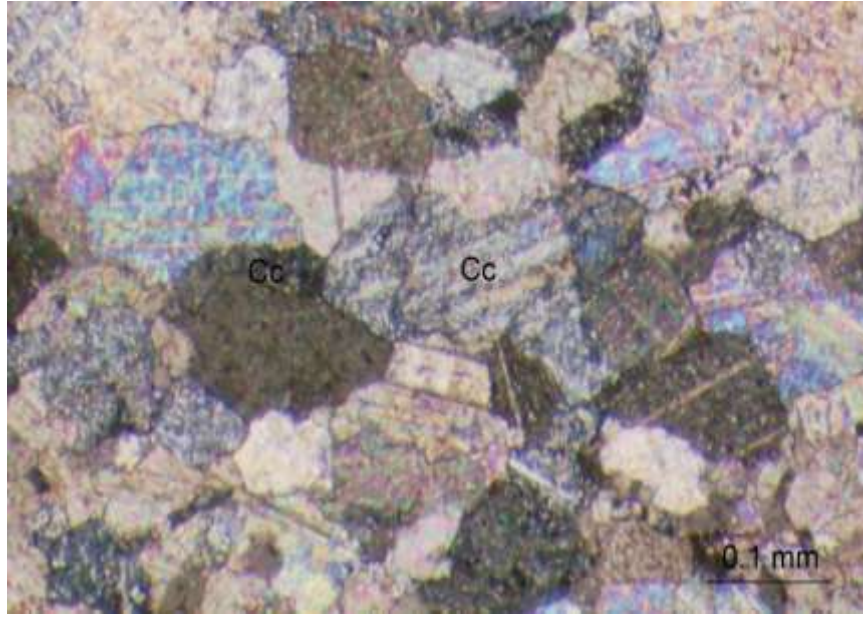
Şekil 5.7. Granat mikaşistlerin mikroskop görünümü. Muskovit (Mu), granat (Gr), biyotit (Bi), kuvars (q).
Ç. N.10X0.25



Şekil 5.8. Amfibolitlerde kısmen metamiktizasyona uğramış zirkon minerali. Hornblend (Hb),
zirkon (Zr), apatit (Apt), kuvars (q). Ç. N.10 X025



Şekil 5.9. Mermerin mikroskop görünümü. Kalsit (Cc). Granoblastik doku. Ç.N.10X0.25



Şekil 5.10. Kalkşistlerde granolepidoblastik doku görünümü. Kalsit (Cc). Ç.N.10X0.25.

Pelitik, yarı pelitik, kalksilikatik özellikteki birimin mineral parajenezinden, Pütürge metamorfitlelerinde bölgesel metamorfizmanın özellikleri belirgin olarak görülmektedir.

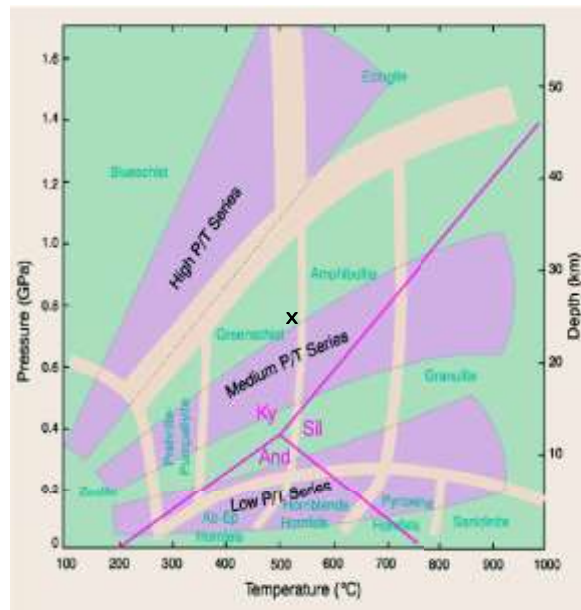
Metamorfitlerin petrografik özellikleri, bölgedeki metamorfizmanın alt ve üst koşullarının sınırlandırılmasına yardımcıdır. O halde, amfibolit fasiyesinin üst koşullarını temsil eden sillimanit mineralleri, metamorfik kayalarda farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir

(Miyashiro 1972, Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Sillimanit zonu içerisinde tanımlanan sillimanit mineralinin oluşumu, distenin geçiş reaksiyonu olarak ($\text{Disten} \rightarrow \text{Sillimanit}$) ya da muskovit ve kuvars ile reaksiyona giren stavrolitin kaybolması ($\text{Stavrolit} + \text{Muskovit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Granat} + \text{Biyotit} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) ile mümkündür. Benzer şekilde daha yüksek sıcaklıklarda muskovitin katılmadığı reaksiyonlarla da ($\text{Stavrolit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Granat} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) sillimanit oluşumları mümkündür. Sillimanit oluşumu, yüksek sıcaklık ($620^\circ\text{--}725^\circ\text{C}$) ve düşük basınç (2-5 kbar) koşullarında muskovit ve kuvarsın reaksiyonu ($\text{Muskovit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{K-Feldispat} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) ile de olabilmektedir. Bu koşullar, üst sillimanit zonu olarak bilinmektedir. Sillimanit mineralleri genelde biyotit ve kuvarsla, iğnemsî şekilde gelişirler (Şekil 5.3) Bu minerallerle birlikte bulunması ve şekil itibarıyla inceleme alanı içerisinde yüzeyleyen sillimanit mineralleri bu tür bir oluşum gösterir. İri prizmatik sillimanit mineralleri, çoğunlukla granulit fasiyesi koşullarını temsil etmektedir (Yardley 1989, Barker 1990). Bazı çalışmalarda, iğnemsî sillimanit minerallerinin sünümlü makaslama zonlarında, çözeltilerin biyotit ve feldispat minerallerinde meydana getirdiği dealkalizasyon ile oluştuğu ifade edilmiştir (Wintsch ve Andrews 1988, Flöttmann 1991).

Disten, stavrolit ve granat mineralleri, Pütürge metamorfizminde sıkça rastlanılan minerallerdir (Şekil 5.4). Geniş bir sıcaklık aralığı bulunan disten $600\text{--}700^\circ\text{C}$ gibi yüksek sıcaklıklarda (Granulit fasiyesi ve Eklojit fasiyesi) duraylılığı olan bir mineraldir. Disten mineralinin duraylılığını kontrol eden faktör ise basınçtır. Deneysel çalışmalar, disten mineralinin muskovit, stavrolit ve klorit minerallerinin reaksiyonu ($\text{Muskovit} + \text{Stavrolit} + \text{Klorit} \rightarrow \text{Biyotit} + \text{Disten} + \text{Kuars} + \text{H}_2\text{O}$) sonucu oluştuğunu gösterir (Winkler 1979, Yardley 1989).

Pelitik kayalarda orta dereceli metamorfizmanın başlangıç sınırını stavrolit ve kloritoyid mineralinin ortaya çıkışı belirtir (Winkler 1979). Bu kayalarda stavrolit mineralinin ilk ortaya çıkışı Barroviyen'in amfibolit fasiyesinin alt fasiyes koşullarını temsil etmektedir. Kloritoyidin pirofillit ile reaksiyonu ($\text{Kloritoyid} + \text{Pirofillit} \rightarrow \text{Stavrolit} + \text{Kuars} + \text{H}_2\text{O}$) sonucu stavrolit oluşmaktadır. Yaklaşık 4 kbar basıncı ve $550^\circ\text{C} \pm 10^\circ\text{C}$ sıcaklığı temsil eden oluşum, kloritoyidin kuvars ile reaksiyonu ($\text{Kloritoyid} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Stavrolit} + \text{Almandin} + \text{H}_2\text{O}$) sonucu da stavrolitin oluşabildiğini göstermektedir. Sıcaklığın artmasıyla, stavrolit dengede kalmaz ve kuvars ile reaksiyona girerek ($\text{Stavrolit} + \text{Kuars}$

→ Almandin +Disten + H₂O) disten oluşumunu sağlar. Stavrilit genel olarak kuvars ve muskovit minerallerinin varlığında düşük sıcaklıklarda, orta derecelerde (2 kbar - 540 °C) duraylılığını korurken, yüksek metamorfizma koşullarında (4 kbar - 550 °C, 8 kbar - 560 °C) duraylılığını koruması basıncın yüksek olması ile oluşabilmektedir (Winkler 1979). Granat, Klorit +Kuars → Granat + H₂O reaksiyonu (Şekil 5.5) sonucu oluşur. 4 kbar - 500 °C, 5 kbar - 600°C koşullarını yani yeşilşist fasiyesinin üst koşullarını temsil etmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989). İnceleme alanına ait kayalar(X) temsil eden derinlik 20-35 km, sıcaklık yeşilşist fasiyesi koşullarıdır (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. Basınç-Sıcaklık diyagramı (Yardley, 1989).inceleme konusu kayaçların muhtemel P-T koşulları (X)

Çalışma konusu olan, Pütürge metamorfitleri içerisinde belirlenen mineral parajenezleri, bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarını işaret etmektedir (X).

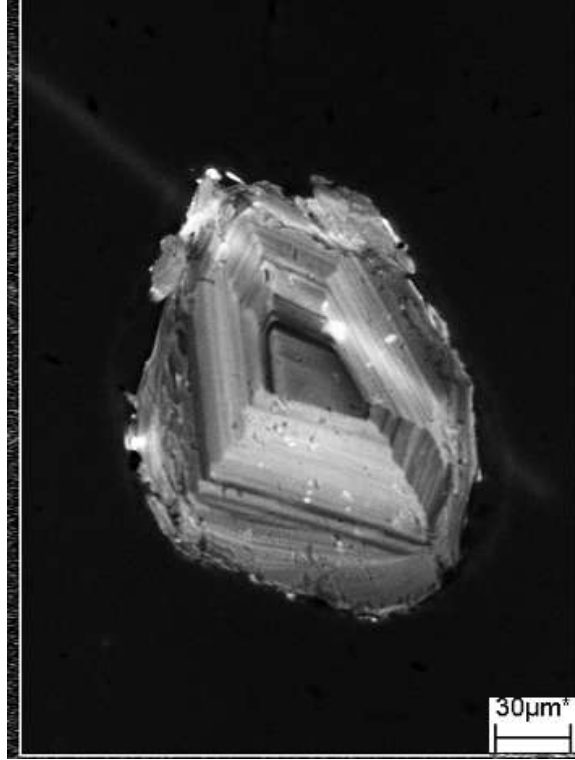
Mineralojik incelemeler sonucunda, granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine dönüşümü, biyotit minerallerinin klorit minerallerine dönüşmesi, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümü, feldispat minerallerinde kaolenleşme gibi, bazı minerallerin daha düşük P-T koşulları belirten minerallere dönüşümü, Pütürge metamorfitlerinin gerileyen metamorfizma etkisini ve ortamdaki akışkan miktarı gibi farklı oluşum mekanizmalarının etkisini gösterir. Ancak metamorfitlerin tümünde gerileyen metamorfizma etkilerinin görülmesi metamorfitlerin

öncelikle gerileyen bölgesel metamorfizma etkisinde kaldığını ortaya koyar. Yapılan petrografik ve minerarolojik gözlemler, metamorfitlerin ilerleyen yeşilşist ve amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfize geçirmelerinin ardından, bunların bölge tektoniği içinde yüzeylemelerine bağlı gerileyen metamorfizma geçirdiği yorumunu ortaya koyar.

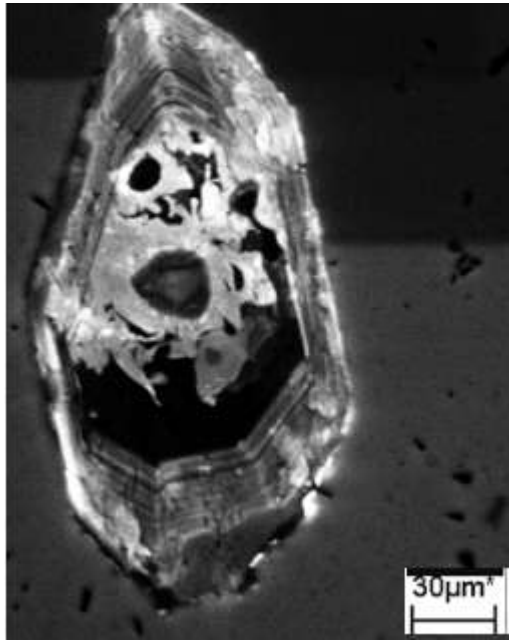
5.2. Kathodoluminesans (CL) İncelemeleri

Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji bölümü fizik laboratuvarında yapılan Kathodoluminesans (CL) ve XRD-analizleri aşağıda açıklanmıştır. Zirkon kristalleri birkaç milimetreden, 1cm ye kadar değişen boyutta, gri-koyu kahverengi renkte ve özşekillidir. Zirkon kristalinde iki dokusal değişim belirgindir. İlki büyüme zonlanması/oscilatory zonlanma da denilen, magmada (Connelly, 2000) veya metasomatik (Smith et al., 1991) bir ortamda ilksel zirkonun büyümesiyle gelişmiş zonlanma (Şekil 5.12), ikincisi ise kristal kafesinde yayılımı daha fazla olan, bazı kristallerde ilksel zonlanmayı da kapsayacak şekilde gelişmiş, düzensiz doku gösteren gözenek zonlanmasıdır. Gözenek boyutu farklılık gösterebilmektedir. Farklı gözenek boyutu kapanım minerallerinin çeşidiyle alakalıdır (Şekil 5.13). İlksel zonlanma ve gözenekli zonlanmayı gözlediğimiz bazı zirkonlarda her iki doku arasındaki sınır keskin veya dereceli geçişli olabilmektedir (Şekil 5.14 ve Şekil 5.15).

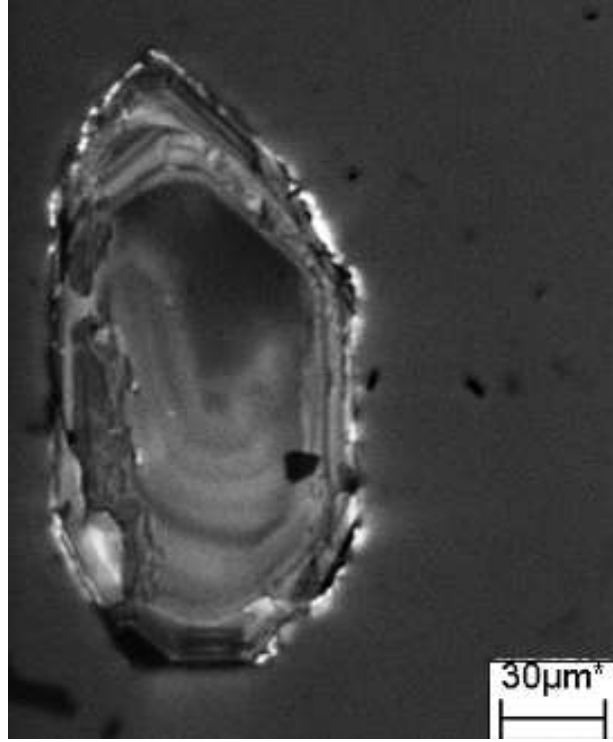
Zirkon tanelerinden bazıları koyu renkli zonlanma göstermeyen çekirdek ve açık renkli ilksel zonlanma gösteren kenardan (Şekil 5.16), diğer bir kısım zirkon tanesi ise açık renkli çekirdek ve koyu renkli kenardan oluşmaktadır. Radyal çatlaklar zirkon tanesinin kenarlarına dikey olarak uzanmaktadır. Zirkon tanesinin kenar ve iç kesimlerindeki farklı renklemeler, içerdiği kapantı minerallerinin dağılımdan kaynaklanmaktadır. XRD analizlerinden bazı zirkon minerallerinde, ksenotim (xenotime), Thorit (thorite) ve Kofinit (coffinite) gibi U-Th ca zengin kapantı mineralleri belirlenmişken diğer bazılarında K-feldispat ve/veya alfa kuvars mineralleri belirlenmiştir (Şekil 5.17). Örneğin, açık renkli bölgelerde, Zr'un yerini, yüksek miktarda U, Th ve Y' dan kaynaklanmaktadır (XiSheng Xu et al., 2012).



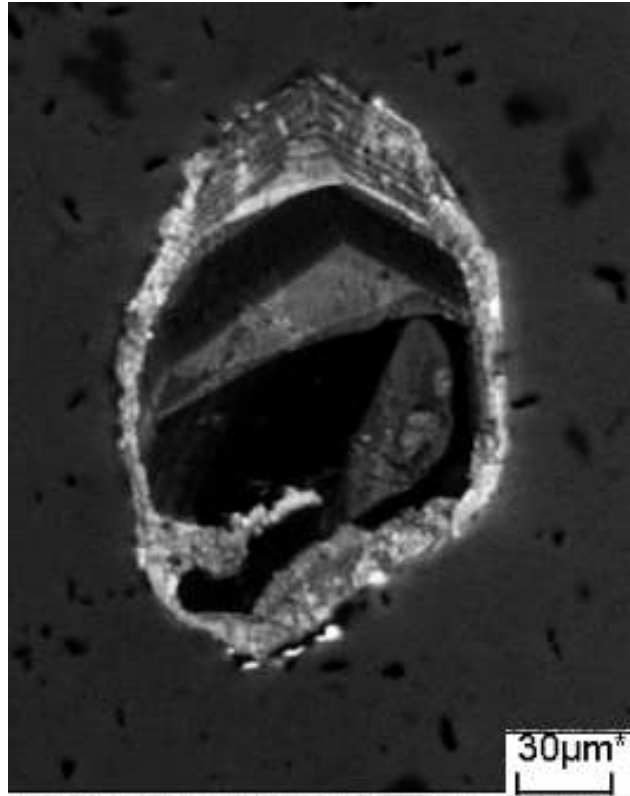
Şekil 5.12. CA1 nolu granitik gnaystan alınan zirkon mineralinde görülen ilksel zonlanma



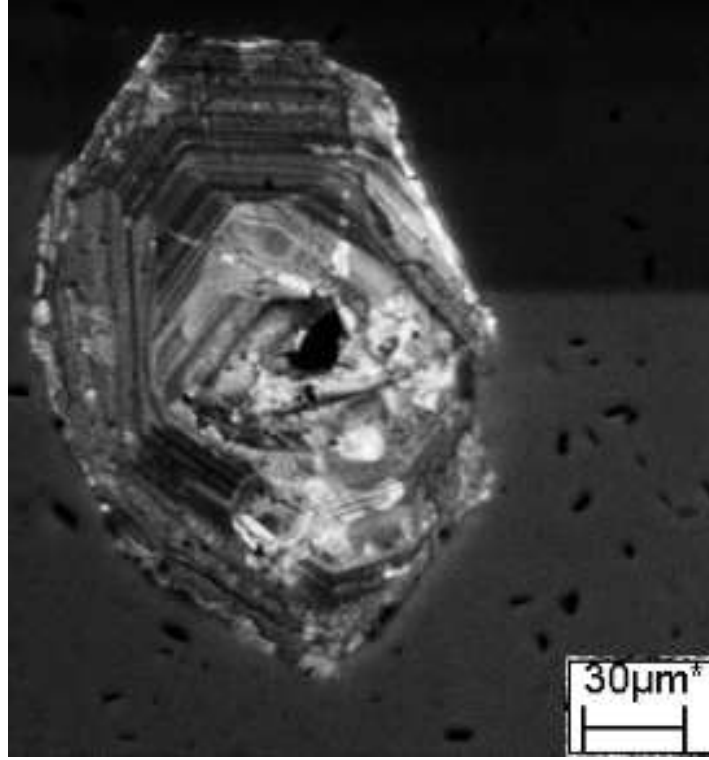
Şekil 5.13. CA2 nolu gözlü gnaystan alınan zirkonların gözenekli dokusu



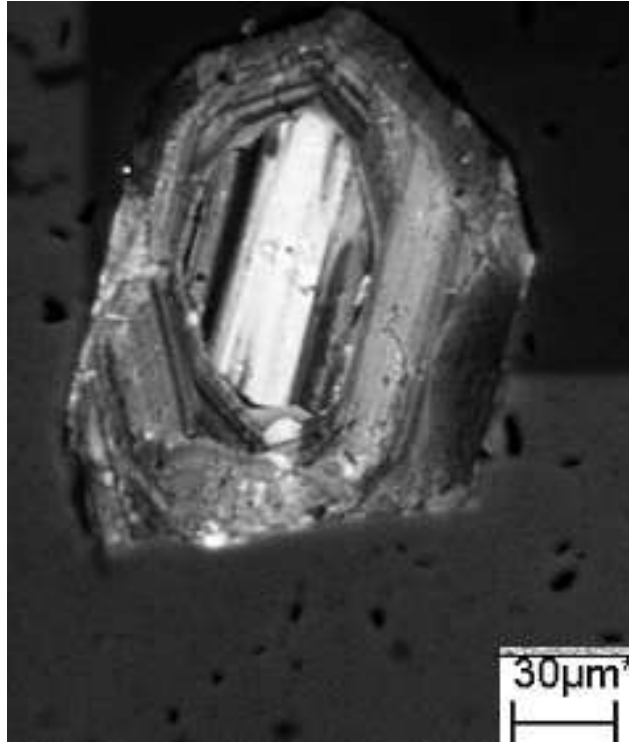
Şekil 5.14 . CA2 nolu gözlü gnayslardan alınan zirkonlardaki İlksel zonlanma ve gözenekli doku



Şekil 5.15. CA2 nolu gözlü gnaystan alınan İlksel ve gözenekli dokunun birlikte geliştiği zirkon minerali

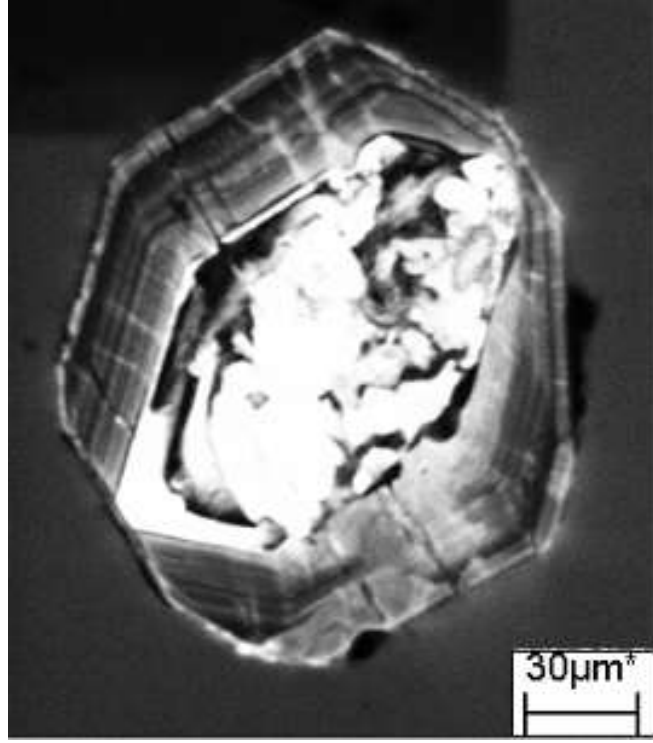


Şekil 5.16. CA1 nolu granitik gnayslardaki U-Th ca zengin kapantılar içeren zirkon minerali



Şekil 5.17. CA1 nolu granitik gnayslarda K-feldispat ve/veya alfa kuvars kapantılı zirkon

Metamiktizasyonun derecesi, U içeriğiyle doğru orantılıdır. Yüksek U içeren çekirdek açık renklidir ve daha metamiktir (Şekil 5.18). Silis miktarıyla karşılaştırıldığında, SiO₄ tetraederi, metamikt zirkonda daha az polimerizedir (Zhang et al., 2000). Yani, Zirkon tanesindeki hidrotermal alterasyon, metamikt zirkonların kısmen rekristalizasyonuna sebep olabilmektedir.



Şekil 5.18. Gözlü gnays (CA2)'larda Uranyum içeriği yüksek metamik zirkon minerali

5.3. Kimyasal Analizler

Kimyasal analizleri ACME Analitik laboratuvarı'nda (Türkiye) ve ACTLAB (Kanada)'da yaptırılan örneklerin sonuçları Tablo 5.1 ve Tablo 5.2'de görülmektedir. Tablo 5.2'de inceleme konusu olan metamorfitle ilgili gözlü gnays ve granitik gnayslardan alınan metamikt ve kısmen metamikt zirkonların LA-ICPMS ile belirlenen element bileşimleri verilmiştir.

Tablo 5.1. Pütürge Metamorfitlerine ait Kayaçların Major Oksit ve İz element Bileşimi

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI
P-1	58.42	19.61	9.03	3.46	0.66	1.68	3.46	0.89	0.21	0.04	0.016	2.2
P-2	54.87	20.58	9.00	3.95	1.06	1.49	4.13	0.91	0.15	0.09	0.017	3.5
P-3	55.64	8.76	5.40	16.21	0.99	1.95	2.46	0.34	0.07	0.06	0.144	7.4
P-4	72.66	14.44	2.70	1.09	0.33	5.48	1.34	0.31	0.12	0.04	0.005	1.4
P-5	71.16	12.32	4.71	2.18	1.44	3.07	1.72	0.63	0.18	0.05	0.008	2.4
P-6	67.24	15.31	3.76	1.57	1.18	3.74	4.37	0.54	0.08	0.03	0.003	1.9
P-7	58.62	17.12	7.59	5.22	1.15	4.22	1.64	0.79	0.19	0.04	0.018	3.2
P-8	35.96	0.30	7.99	38.86	0.03	0.01	<0.01	<.01	0.02	0.12	0.433	15.3
P-9	70.18	12.86	2.23	3.41	1.77	0.13	3.93	0.23	0.12	0.06	0.013	5.0
Örnek No	Ni	Sc	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr
P-1	41	24	605	4	22	4	24	4.7	12	111	4	67
P-2	53	23	715	2	21	3.6	25	4.8	13	132	4	92
P-3	823	9	548	2	40	0.6	10.7	4.5	9	56	2	62.4
P-4	<20	7	105	3	1.2	0.5	16.6	5.1	11	50	2	36
P-5	24	11	251	4	8	0.9	12.6	5.7	12	77	1	86
P-6	<20	9	839	2	7.4	0.7	16.7	4.9	11.8	98	3	112
P-7	54	15	159	3	2.8	1.1	22	4.4	13	81	4	71
P-8	2294	6	1	<1	97.8	0.1	0.6	<0.1	0.7	<0.1	<1	<0.5
P-9	152	5	167	2	10.4	1.3	16.4	3.6	9.7	147	9	13.6
Örnek No	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm
P-1	0.9	10	3	165	1.5	167	38	37	75	8.91	36	7.32
P-2	0.9	10.3	4	190	1.8	171	36	29	61	7.49	30	5.76
P-3	0.5	11.8	1.1	44	2	167	19	24	49	5.42	21	4.07
P-4	1.9	18.9	3	35	1	137	20	7	16	2.04	7.7	2.84
P-5	0.8	12	2	81	4.6	214	24	33	64	7.59	30	5.65
P-6	0.9	19	1.9	54	1	195	31	43	87	9.94	37	7.17
P-7	1	14	2.7	134	1.7	158	19	3	8.7	1.44	6.9	2.44
P-8	<0.1	<0.2	<0.1	30	3.3	1	<0.1	0.1	<0.1	0.03	<0.3	<0.5
P-9	1	16	2.6	25	4.6	127	34	28	54	5.76	22	4.75

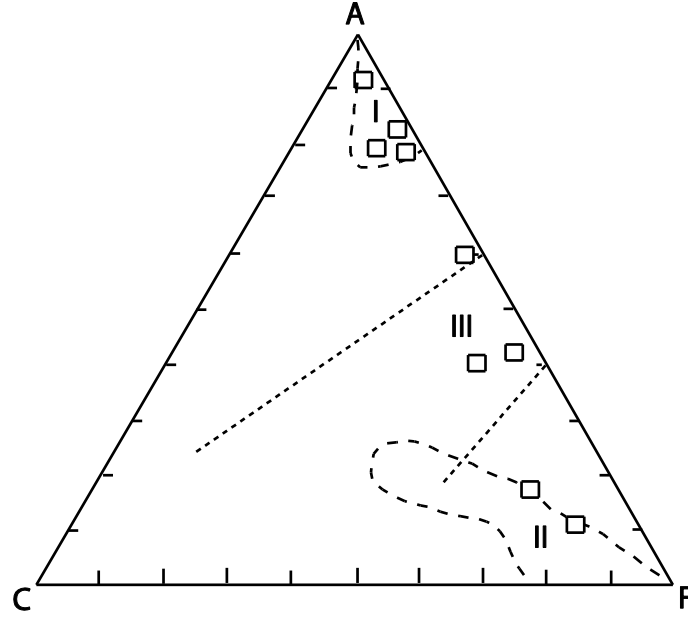
Tablo 5.2. Pütürge metamorfitlerine ait zirkonların LAICP-MS element analizleri

Element(ppm)	Normal Zirkon	Metamikt	Kısmen Metamikt
Zr		3520	3400
Sc	10-230	140	900
Y		710	2500
La	4-16	128	35
Nb		95	140
Ce		448	300
Pr		32	36
Nd		130	190
Sm	1-44	81	173
Eu		0.85	3.1
Gd		280	470
Tb		130	195
Dy		210	270
Ho		590	780
Er		4150	4340
Tm		1200	1000
Yb	6-2056	1300	980
Hf	6-11600	2500	1400
Ta		500	200
Th	2-3600	8200	6000
U	10-1600	2700	1300
Lu	2-479	2100	2500

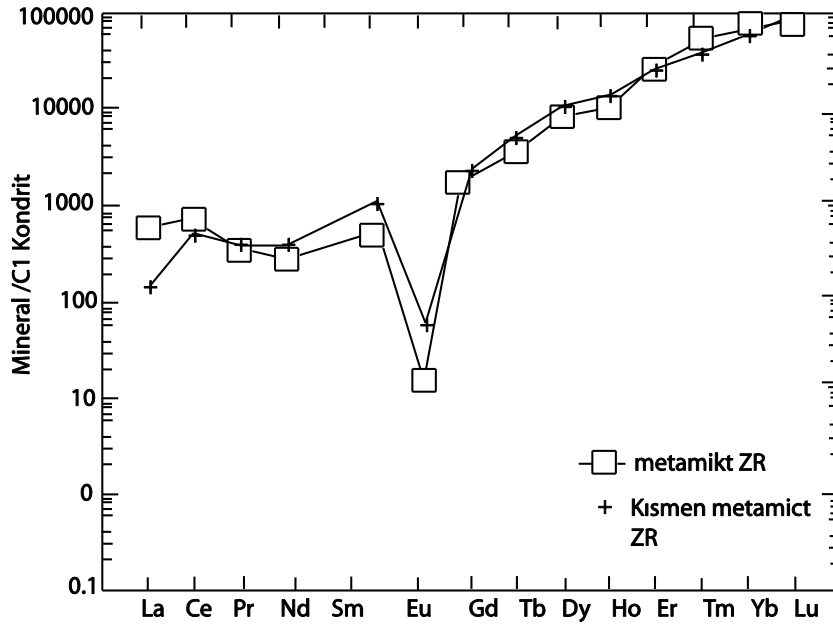
Petrografik verilerin yanında, inceleme alanındaki tüm kayaçların kimyasal analizleri ACF diyagramına aktararak, köken kayaç belirlenmiştir. Kayaçların bir kısmı magmatik alana (II) düşerken, diğer bir kısmı killere temsil edilen sedimanter alana (I) ve karbonatlı killere alanına (III) düşmektedir (Şekil 5.19).

Tablo 5.2’de verilen analiz sonuçları değerlendirildiğinde, her iki zirkonun dokusal farklılıklar yanında, kimyasal bileşimlerinin de belirgin farklılıklar sunduğu görülür. Daha belirleyici olması açısından, metamiktizasyona uğramamış normal bir zirkon kristali ile karşılaştırdığımızda; Metamikt zirkonların nadir toprak element (NTE), Yb, Hf, Th, ve U içeriklerinin yüksek olduğu belirgindir. Bunun nedeni iyon yarıçapı büyük olan elementlerin, zirkonun kristal yapısına girmemesidir. Elementlerin kristal yapısına girişi, radyasyon hasarından dolayı gelişen çatlaklar ve akışkanların bu çatlaklar boyunca hareketiyle meydana gelen bozunma olarak gösterilir (Schaltegger, 2003). Özellikle, radyasyon hasarına, dolayısıyla metamiktizasyona sebep olduğu bilinen Th ve U değerlendirildiğinde; Metamiktize olmamış zirkon kristalinde Th (maksimum 3600 ppm), metamikt zirkonların Th içeriği 8200 ppm, metamiktize olmamış zirkonun U içeriği

(maksimum 1600ppm), metamiktize olmuş zirkonun uranyum içeriği 2700 ppm dir. Bu zengin içerik Uranyum ve Toryumca zengin kapantıların varlığını işaret etmektedir. Örneklerin mineral-kondrit diyagramında dağılımlarına bakıldığında (Şekil 5.20).



Şekil 5.19. İnceleme alanına ait metamorfitleerin kökeni



Şekil 5.20 . Zirkon mineralinin REE ye göre normalize edilmiş kondrit diyagramı

Metamikt zirkonların Th/U oranı düşüktür (Nasdala et al., 2004). Çünkü, Uranyum genellikle U^{+4} (r:0,97) , Toryum ise Th^{+4} (r:1,02) şeklindedir. İndirgen ortamda, Th^{+4} , U^{+4} 'e göre zirkondan daha kolayca kristalden atılır, nedeni iyon çapının daha büyük

olmasıdır. Ancak akışkan içerisinde uranyum, kolayca oksidasyona uğrar ve U^{+6} (r:0,8) haline dönüşür. Sıvı akışkan içinde son derece kararlı olan U^{+6} yı normal zirkonun kristal yapısına eklemek zordur. Bu nedenle düşük U içeriğine sahip olan normal zirkonda yüksek Th/U oranı görülür (Schaltegger, ve diğ. 1999; Xia et al., 2009). Kayaç bazında irdelediğimizde metamorfizma geçiren kayaç felsik ise Th/U oranı 0.15-1.20, mafik ise Th/U oranı 1.74-2.32 ve karbonatitlerde ise bu değer 0.05 civarındadır (Ahrens et al.,1967) analizi yapılan zirkon örneklerimizde bu oran 3.04 olup, bir kısım köken kayacının asitik bileşimli olduğunu ve metamiktizasyon etkisiyle bu oranın bir miktar yükselebileceği sonucuna ulaşılmıştır. Metamiktizasyon sonucu gelişen zirkon çekirdeğindeki NTE oranı, kenarına oranla her zaman daha fazla olur (Somon, 2010; Schaltegger et al.,1999). Metamiktizasyon geçiren zirkonlarda hafif NTE uzanımı düzdür. Pozitif Ce anomalisi ve $Ce/Ce^*=12.8-75$, negatif Eu anomalisi verdiği görülür. Bu özellik ortamdaki akışkan oranının fazlalığına işaret etmektedir (Harley and Kelly, 2007; Rubatto, 2002; Schaltegger et al.,1999). Hf/Zr içeriğine bakıldığında, normal zirkonlarda bu oran, 0.01 ppm iken (Rankama and Sahama, 1950), örneklerimizde Hf/Zr değeri 0.07 ppm civarında olup, metamiktizasyondan kaynaklanmaktadır.

Zirkonlardaki Nadir Toprak Elementler (NTE), jeolojik alterasyonun etkisiyle değişimi gösterir. NTE' lerin yanında Ca, Mn, Al, Fe gibi non-formula elementler ve özellikle Hafif Nadir Toprak Elementler (HNTE), metamiktizasyon derecesiyle ilgili farklılık sunarlar. Pb kaybı olan metamikt zirkonlar ve Zr ve Si'un yerini alan NTE'ler metamiktizasyonda belirleyicidir (Şekil 5.20). Ortamda su varsa Ca, Mg, Na, K gibi non-formula elementler çekirdekte emilir (Geisler et al., 2003b). Şayet, hidrotermal akışkanlar filtrelenirse, non-formula elementlerin çekirdeğe girişi mümkün olmaz ve zirkonda büyük oranda kurşun kaybı ve dokusal değişim meydana gelir. Yani, metamikt zirkonlar, sulu akışkanların alterasyonuna elverişlidir. Bu alterasyon kurşunun kaybına ve U-Pb yaşının düşmesine neden olmaktadır (Geisler et al., 2003a; Nasdala et al., 2004). Pb kaybı, radyasyon hasarının derecesine, sıcaklığa, hidrotermal koşulların devamına ve çözelti bileşimine bağlıdır. Radyasyon hasarına uğrayan zirkonlardaki Pb nin difüzyon katsayısı, hasar görmemiş zirkonlardan 4-5 kat daha büyüktür (Cherniak and Watson, 2001; Velbel, 1999). Redüksiyon koşulları altında, hidrotermal alterasyon sırasında U ve Th, Pb'den daha hareketlidir. Bu koşullarda, Pb^{+4} , Pb^{+2} ye indirgenir ve büyük iyon yarıçapından dolayı kristal kafesinde bir uyumsuzluk olurturur. Çünkü kurşun bir iz elementtir, galen gibi

kurşun içeren bileşenler çökelmeden hidrotermal akışkanda kolayca çözünebilir (Busigny, 2003; Geisler, ve diğ., 2007).

Yüksek U içeren zirkon kristalinin bir diğer özelliği, metamikt çekirdek kısmından çıkan radyal kırıklardır (Şekil 5.14). Bu kırıklar kenarlarda daha sıktır. Bu durum, metamikt çekirdekteki hacim artışından kaynaklanmaktadır (Chakoumakos et al., 1987; Nasdala et al., 1996; Nasdala et al., 2004). Aynı zamanda oluşan radyal kırıklar hidrotermal alterasyon için kanallar sağlamaktadır. Bu yüzden metamikt bölüm herhangi bir alterasyonun oluşması için daha uygundur. Zirkonun büyümesi sırasında, uranyumun bileşim zonlanması, eriyik bileşiminin değişimiyle veya zirkon ve eriyik arasındaki dağılım faktörüne bağlıdır ve yüksek U içeren çekirdek oluşur. Kendinden yaydığı ışımadan dolayı, özellikle yüksek U içeriğine sahip çekirdekten çıkan ışınlar, radyal kırıklar ve hacim artışıyla sonuçlanır. Çekirdeğin yaymış olduğu ışın, zirkonlarda elek yapısı oluşturur ki; radyasyonun yapmış olduğu en belirgin hasardır (Şekil 5.21.). Çatlaklar boyunca kristal kafesi içine sızan akışkanlar, kurşunu daha uyumsuz ve daha hareketli olan Pb^{+2} ye dönüştürür. Kristal kafesinde nano ölçekte gözenekler oluşur ve Na, Ca ve Mg gibi non-formula elementler gelip yerleşir (Barker, 1990; Chakoumakos ve diğ., 1987; Martin ve diğ., 2006).



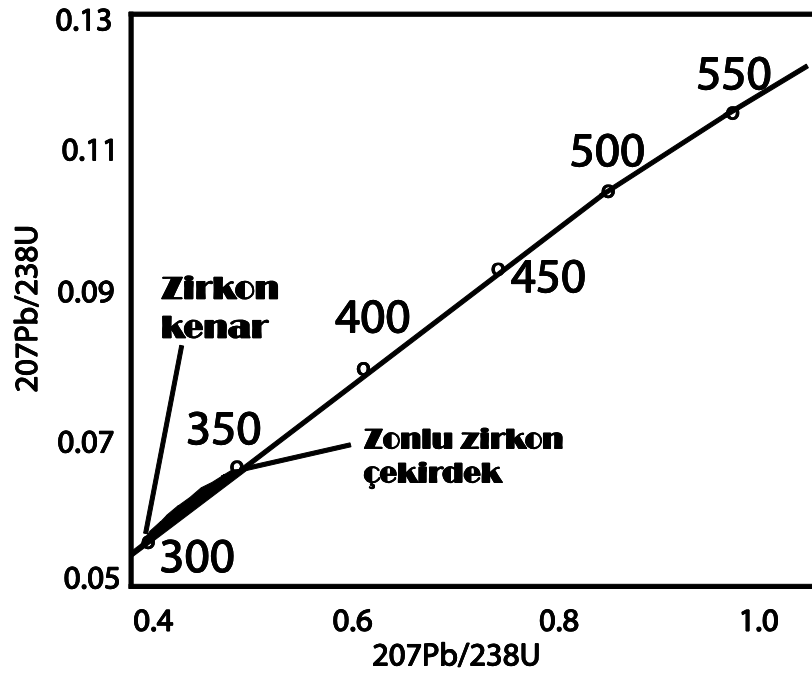
Şekil 5.21. CA2 nolu gözlü gnayslara ait zirkonlarda metamiktizasyon hasarı ve elek yapısı

5.4. İzotop Analizleri

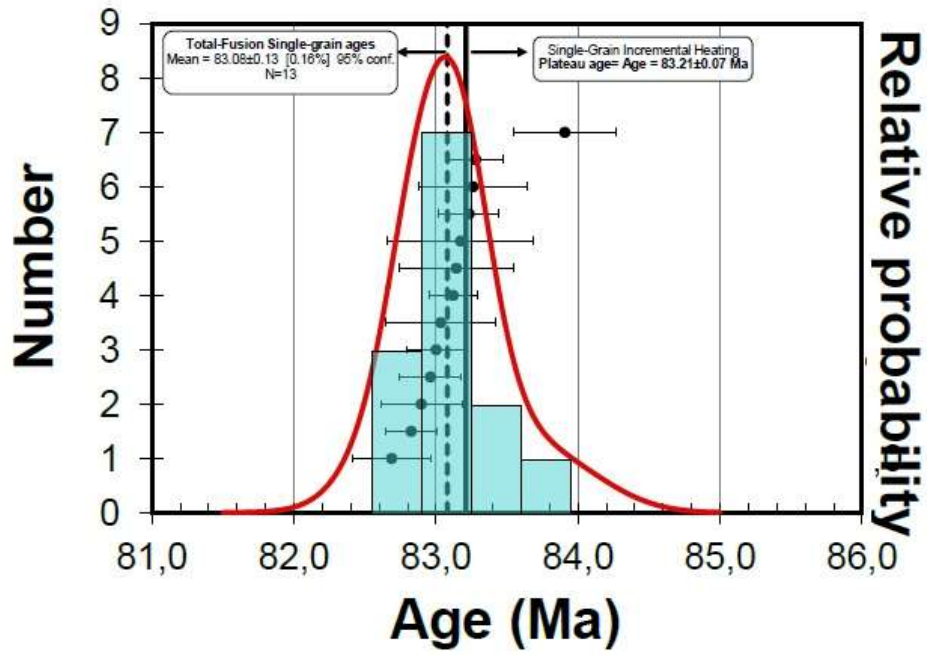
U-Pb izotop analizleri ACTLAB(Kanada) ve Ar-Ar izotop analizi ise Alabama Üniversitesi (Amerika)' nde yaptırılan biyotitlişist ve gözlü gnayslara ait izotop sonuçları aşağıda belirtilmiştir. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ izotop yaşı, daha yaşlı (>1 Ga) zirkonlar için daha kesin sonuçlar verirken, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı daha genç zirkonlar için daha kesin sonuçlar verir (Griffin et al., 2004). Örneklerimiz için, U-Pb izotop yaşı uygun görüldü ve sonuçlar Şekil 5.20' de değerlendirildi. Gözlü gnayslardan alınan zirkon örneklerinin U-Pb kristalizasyon yaşı 300-350 Ma olup, Pütürge metamorfitlelerine ait kayaçların kristalizasyon yaşı Geç Karbonifer olarak belirlenmiştir (Şekil 5.22).

Jeokronolojik olarak bakıldığında, Pb kaybı metamik zirkonda çelişkili yaşa sebep olabilir, ancak bu etki Pütürge metamorfitlelerinden alınan zirkonlar için geçerli değildir. Metamorfitlere ait biyotitlerden alınan ^{39}Ar - ^{40}Ar yaşı ise 83.21 ± 0.069 Ma olup, soğuma yaşı Üst Kretase Santoniyen'dir (Şekil 5.23). Bu yaş, Pütürgenin Arap kıtasal bloğu üzerine tektonik yerleşmesiyle oluşan ilk hareketlenmenin sonucu olarak yorumlanmıştır. Zira, ofiyolitlerin yerleşimden hemen sonra ekaylanmaya bağlı olarak metamorfizma meydana gelmiştir. Guleman ofiyoliti gabrolarına ait plajiyoklaslardan yapılan Ar-Ar yaşı 72.4 Ma (Kılıç, 2009) olarak belirlenmiş olması bunu doğrulamaktadır.

Radyojenik Pb tetravalanttır ve zirkonun kafes yapısına uygundur (compatible). Oysa Pb^{+2} incompatible (uyumsuzdur). Bu nedenle doğal zirkonların Pb içeriği, doğada genellikle radyojeniktir. Dolayısıyla doğal zirkonlar U-Pb için uygundur ve doğru sonuç vermektedir.



Şekil 5.22. Zonlu zirkonlardan alınan U-Pb konkordia diyagramı



Şekil 5.23. Pütürge metamorfitlelerine ait biyotitlerden alınan ^{39}Ar - ^{40}Ar izotop yaşı

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Güneydoğu Anadolu kuşağı boyunca yüzeyleyen masifler; Malatya metamorfiti, Keban metamorfiti Pütürge masifi ve Bitlis masifidir. Masifler arasında en çok araştırma yapılan masif Bitlis masifi olup, masifin yaşı Prekambriyen-Paleozoik olarak kabul edilmektedir (Çağlayan vd. 1984, Göncüoğlu ve Turhan 1984, Şengün 1984,1993). Çalışma konusu olan Pütürge masifi üzerine yapılmış pek çok çalışmadan farklı olarak, zirkon mineralojisi ve Pütürge metamorfitlelerinin jeokronolojik yaşı ve kristalizasyon yaşı belirlenmiştir.

Bitlis masifinin batı uzantısı olarak kabul edilen ve çalışma konusu olan, Pütürge masifinde yapılan çalışmalarda Pütürge metamorfitlelerinin, Bitlis masifinin özellikleriyle benzer olduğu görüşü hakimdir (Yazgan ve Chessex 1991; Erdem 1994; Erdem ve Bingöl, 1997). Yazgan ve Chessex (1991)'e göre, Bitlis-Pütürge masifinin metamorfizmasındaki ilk etkili evre, Alpin metamorfizmasıdır. Erdem (1994), Pütürge civarındaki metamorfitleleri, Bitlis masifindeki çalışmalara benzer şekilde alt ve üst birlik ayırımıyla incelemiştir. Buna göre alt birlik kayalarını, gözlü gnays, amfibol şist seviyeleri içeren biyotit şistler ile bunları kesen granitik gnays ve amfibolit-prasinitler, üst birlik topluluğunu ise, distenli kuvarsit damarlı muskovit şist ile kalkışist ve mermer birimleri oluşturmaktadır. Araştırmacı, iki birim arasında uyumsuz bir ilişkinin bulunduğu görüşündedir. Erdem (1994)'e göre metamorfitleler, ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizması ile gerileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir. Bunlardan amfibolit fasiyesi metamorfizmasını, Maastrichtiyen'deki İspendere ve Guleman ofiyolitlerinin üzerlemesine bağlı olduğunu, yeşilşist fasiyesi metamorfizmasını ise Orta Eosen'deki Maden karmaşığının volkanizması ile ilişkilendirmektedir. Erdem (1994), Pütürge metamorfitlelerinin petrolojisinde, amfibolitlerin orto (magmatik) kökenli olduğunu ve duraylı iz element dağılımlarına göre levha içi bazalt/toleyitik bazalt bölgesine düştüğünü belirtmektedir. Benzer şekilde gnays olarak tanımladığı kayaların, yine orto (magmatik) kökenli olduğunu ve çarpışma ve yay bölgelerini temsil ettiğini ifade etmektedir.

İnceleme alanı, Bitlis masifinin batı uzantısı olarak yorumlanan Pütürge metamorfitlelerini içerir. Buradaki gözlem ve incelemelerimiz, bu metamorfitlelerde çalışan araştırmacıların sonuçları ile benzerlikleri olmakla birlikte farklılıklar ve yenilikleri de içermektedir. Zirkon mineralojisi, dokusal özelliği, metamiktizasyon olayı, jeokronoloji ve kristalizasyon yaşı bu çalışmanın yenilikleridir. Diğer çalışmalara olan benzerliği, petrojenez ve basınç-sıcaklık koşullarıdır.

İncelenen örneklerde, Sillimanit minerallerinin oluşumu, Pütürge metamorfizmalarının yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına yaklaştığını göstermektedir. Aynı şekilde granat, stavorolit, disten minerallerinin varlığı, bölgedeki metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesi koşullarını temsil ettiği sonucuna varmıştır. Stavorolit ve disten minerallerinin bir arada oluşu, pelitlerde orta amfibolit fasiyesini belirtmektedir. Orta amfibolit fasiyesi koşulları, basıncın 6-8 kbar ve sıcaklığın 600-670 °C olduğu sıcaklık-basınç koşulları ile temsil olunmaktadır. Bu koşulların tipik mineralleri, disten + granat + biyotit + oligoklaz + kuvars ($\pm$ muskovit) olup, disten baskın Al_2SiO_3 mineralidir (Barker 1990).

Yüksek amfibolit fasiyesi ve granulit fasiyesine geçiş koşullarında, basınç 7-9 kbar ve sıcaklık ise 670-800 °C'dir. Bu koşullarda muskovitler, K-feldispatı oluşturmak için reaksiyona girerken, aynı zamanda distenlerin yerini, sillimanitler almaktadır (Barker 1990). Buna göre, Pütürge metamorfizmaları, yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşmış olduğunu söylemek mümkündür.

Granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine, biyotit minerallerinin klorit minerallerine, disten minerallerinin muskovit minerallerine, kloritoyid minerallerinin klorit minerallerine, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümleri, gerileyen metamorfizma etkilerini göstermektedir. Bu durum, Pütürge metamorfizmalarının yüzeylemesi sırasında veya daha genç olaylar ile gerileyen metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır. Ancak her iki olayda etkili olabilir.

Bölgedeki metamorfizmalarda bahsedilen önemli ayrıntılardan biri, çekirdek-örtü (Çağlayan vd. 1984; Şengün 1993) veya alt ve üst birlik (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990; Erdem 1994) ayrımlarıdır. İnceleme alanında yüzeyleyen Pütürge metamorfizmalarının ilksel stratigrafik dokanakları silinmiş, kendi içerisinde kıvrımlanmış ve çok sayıda tektonik dilimler gelişmiştir. İnceleme alanı içerisinde, çekirdek-örtü veya alt-üst birlik ayrımını belirgin olarak görülmemektedir. Tüm veriler değerlendirildiğinde;

Pütürge metamorfizmalarının petrografik incelemeleri metamorfizmaların mika şist, granitik gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalkışist, kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayalardan oluştuğunu ortaya koymaktadır. Bu kayalar, granat, stavorolit, disten, sillimanit gibi Barroviyen zonunu temsil eden indeks mineraller içermektedir. Mineral parajenezlerinden, Pütürge metamorfizmalarının bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında geliştiği sonucuna ulaşılmaktadır

ki; Pütürge metamorfitlelerinin ~700 °C sıcaklık ve 9 kbar basınç metamorfizma koşullarına kadar erişmiş olduğunu ve bu koşulların da ~25 km kabuk derinliğinde gelişmiş olabileceği sonucunu ortaya çıkarmaktadır.

Daha önceki literatür çalışmaları ışığında yaklaşık 94 km² lik alanda yapılan petrografik inceleme ve yakın civardaki gözlemlerimiz sonucu; Bölgesel boyutta ilerleyen metamorfizmanın, gerileyen metamorfizma tarafından üzerlendiği gözlemlenmiştir. Pütürge metamorfitlelerinin gerileyen metamorfizmasını, bu metamorfitlelerin yüzeye çıkma (exhumation) süreci oluşturmaktadır (Göncüoğlu ve diğ.1984; Genç, 1990). Bir diğer özellik, inceleme alanı içerisindeki metamorfik kayaçların, kendi içinde tektonik dilimlenme dahil farklı yapıları da içermesi özelliğidir.

Metamorfitlerde yapılan ³⁹Ar-⁴⁰Ar yaşının 83.21±0.069 Ma bulunması, Üst Kretase Santoniyeni işaret etmektedir. Bu yaş, Pütürgenin Arap kıtasal bloğu üzerine tektonik yerleşmesiyle oluşan ilk hareketlenmenin sonucu olarak yorumlanmıştır. Zira, ofiyolitlerin yerleşimden hemen sonra ekaylanmaya bağlı olarak metamorfizma meydana gelmiştir. Zira, Guleman ofiyoliti gabrolarına ait plajiyoklaslardan yapılan Ar-Ar izotop verisi 72.4 Ma (Kılıç, 2012) olarak Santoniyeni göstermesi, bunu doğrulamaktadır.

Metamorfitlere ait gözlü gnays ve granitik gnayslardan alınan zirkonların iz element içerikleri, Uranyum içeriği yüksek olup, metamikt yapıda ve uranyum ve toryum gibi radyoaktif elementler içeren kapantı mineralleri içerdiğini belirtmektedir. Kathodölüminesans çalışmaları, bu zirkonların, çekirdek ve kenar zondan oluştuğunu; Çekirdeğin uranyumca zengin olduğunu ve çekirdekten yayılan ısımanın, zirkon tanelerinde hacimsel genişlemeye ve beraberinde radyal kırıklara sebep olduğu sonucuna ulaştırmıştır. Radyasyon hasarının ilk evesini temsil eden elek doku ve çatlaklar, metamiktizasyon sürecini hızlandırmıştır (Xi-sheng Xu, 2012). Radyasyon hasarı göstermeyen zonlu yapıya sahip zirkonlardan yapılan U-Pb izotop verisi, zirkonun çekirdeğinin kenar kısmına göre daha yaşlı olduğunu ve dolayısıyla normal zonlanma gösterdiğini işaret etmektedir.

Zirkonlardaki belirgin kurşun kaybı, hidrotermal akışkanların metamiktizasyon sürecine dahil olduğunu ve radyojenik Pb' nin, hidrotermal akışkanlarla dışarı atıldığını işaret etmektedir. Zira, Pb⁺⁴ ü Pb⁺² ye indirger ve hem kafeste uyumsuz, hem çözeltide oldukça hareketli olan Pb⁺² nin oluşumu, zirkondaki normal zonlanmaya da sebep olarak

gösterilmektedir. Zonlanma Pb kaybının farklı derecesiyle oluşmaktadır (Bebout, 2007; Barker, 1990).

Metamikt zirkon mineralleri arasındaki ayrım Hafniyum, Th/U ve NTE içeriklerinin farklılığına dayanır. Metamiktizasyon , dehidratasyon, sıcaklık artışı ve akışkanlar gibi çok aşamalı proseslerin sonucudur. Metamiktizasyon tersine çevrilebilen bir reaksiyon değildir. Metamikt zirkonlarda, çekirdek ve kenar kısımları arasındaki dokusal farklılık kimyasal farklılığın sonucudur. Bu farklılığın nedeni, metamorfizma koşulları altında gelişen mineral reaksiyonları sonucu açığa çıkan sıvı ve beraberinde gelişen element hareketliliğidir.

7. KAYNAKLAR

- Ahrens, L. H., Cherry, R. D., Erlank, A.J., 1967. Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta* 31. 2379-2387.
- Barker, A.J., 1990., *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie&Son Limited, New York, 170 p.
- Bebout, G.E., 2007. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 260, 373–393.
- Busigny, V., Cartigny, P., Philippot, P., Ader, M., Javoy, M., 2003. Massive recycling of nitrogen and other fluid-mobile elements (K, Rb, Cs, H) in a cold slab environment: evidence from HP to UHP oceanic metasediments of the Schistes Lustres nappe (western Alps, Europe). *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 27–42.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., DüNDAR, M. K., 2006. Maden Grubu (Malatya-Pütürge) kayalarında diyajenez/metamorfizma ve jeotektonik konum arasındaki ilişkiler, *C.Ü.Müh.Fak.Dergisi*, 23(1-2), 1-24.
- Cherniak D.J., Watson EB., 2001. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contrib Mineral Petrol* 127:383-390.
- Chakoumakos B.C, Murakami T, Lumpkin G.R, Ewing R.C., 1987. Alpha-decay induced fracturing in zircon: The transition from the crystalline to the metamict state. *Science* 236:1556-1559
- Cherniak D.J., Watson E.B., 2001. Pb Diffusion in zircon. *Chem Geol* 172:5-24.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A., 1984. Structural setting of the Bitlis massive. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 245-254.
- Erdem, E. 1994. Pütürge (Malatya) metamorfizmasının petrografik ve petrolojik özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, Doktora Tezi*, 119 s.

Erdem, E. ve Bingöl, A.F., 1997. Pütürge (Malatya) masifindeki gnaysların petrografik ve petrolojik özellikleri. Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu, 217-227.

Ewing R.C. 1994. The metamict state: 1993 – The centennial. Nucl Instru Method Phys Res B91:22-29.

Flöttmann, T., 199. Opposite thrust systems in northern Victoria Land, Antarctica.' Imprints of Gondwana's Paleozoic accretion. Geology, 19, 45-47.

Geisler, T., Pidgeon, R. T., van Bronswijk, W., Kurtz, R., 2002. Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low temperature hydrothermal conditions. Chem. Geol. 191, 141-154.

Geisler, T., Zhang, M., Salje, E. K. H., 2003b. Recrystallization of almost fully amorphous zircon under hydrothermal conditions: an infrared spectroscopic study. J. Nucl. Mater. 320, 280-291.

Geisler, T., Rashwan, A. A., Rahn, M., Poller, U., Zwingmann, H., Pidgeon, R. T., Schleicher, H., 2003b. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. Mineral. Mag., 67, 485-508.

Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts, Condensed Matter 14, 3333-3352.

Genç, S., 1990. Bitlis masifi, Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöresi metamorfizmasının petrografisi, metamorfizması ve kökeni. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 1-14.

Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis metamorphic belt. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 237-244.

Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E.A., Saeed, A., 2007. Reply to “Comment to short-communication ‘Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon. Chemical Geology 244, 354–356.

Hacker, B.R., 2006. Pressures and temperatures of ultrahigh-pressure metamorphism: implications for UHP tectonics and H₂O in subducting slabs. *Int. Geol. Rev.* 48, 1053–1066.

Hacker B.R., Wallis S.R., Ratschbacher L., Grove M. and Gehrels G. 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu orogen. *Tectonics* 25, TC5006, doi: 10.1029/2005TC001937.

Harley, S.L., Kelly, N.M., 2007. The impact of zircon–garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U–Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology* 241, 62–87.

Helvacı, C. and Griffin, W.L., 1984. Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication of the Geological Society of London, 17, 403-413.

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev.Mineral.Geochem.*, 53, 27-62.

Kerrick, D.M., 1990. The Al₂SiO₅ polymorphs. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 22, 406 s.

Kılıç, A. D., 2012. Petrogenesis of subduction zone and dunite bodies, *Journal of Earth Science and Engineering*, 7, vol.2,344-353.

Kovenko, V., 1943, Visite de la region de Pütürge, vilayet de Malatya. MTA Enst. Rap. No: 1393, Ankara.

Lumpkin, G. R., 2001, Alpha-decay damage and aqueous durability of actinide host phases in natural systems, *J. Nucl.Mater.* 289, 136-166.

Martin L, Duchene S, Deloule E, Vanderhaeghe O,. 2006. The isotopic composition of zircon and garnet: a record of the metamorphic history of Naxos, Greece. *Lithos* 87:174–192.

- Miyashiro, A., 1972. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 492 p.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124, 3-29.
- Nasdala L., Pidgeon RT, Wolf D., 1996. Heterogeneous metamictization of zircon on a microscale. *Geochim. Cosmochim Acta* 60:1091-1097.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Inner, G., Wenzel, T., Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 125-144.
- Nasdala, L.; Reiners, P. W.; Garver, J. I.; Kennedy, A. K.; Stern, R. A.; Balan, E.; Wirth, R., 2004.: Incomplete retention of radiation damage in zircon from Sri Lanka. *American Mineralogist*, 89, 1, 219-231.
- Pelletier, J., 2007. Numerical modeling of the Cenozoic geomorphic evolution of the southern Sierra Nevada, California, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259(1-2), 85-96, doi:10.1016/j.epsl.2007.04.030.
- Rankama, K., and Sahama, G., 1950. *Geochemistry*. The University of Chicago Press.
- Rubatto, D., Hermann, J. R.G., 2002. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Chemical Geology* 142, 131-142.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 186-201.
- Schmolke M. K., Zack T., O'Brien P. J., Jacob, D. E., 2008. Combined thermodynamic and rare earth element modelling of garnet growth during subduction: Examples from

ultrahigh- pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 488-498.

Soman, A., Geisler, T., Tomaschek, F., Grange, M. & Berndt, J. 2010. Alteration of crystalline zircon solid solutions: a case study on zircon from an alkaline pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 909-930.

Spear, F.S., 1988. The Gibbs method and Duhem's theorem: the quantitative relationships among P, T, chemical potential, phase composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 249 – 256.

Spear, F.S., 1988a. The Gibbs Method and Duhem theorem— the quantitative relationships among P, T, chemical-potential, phase-composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 249–256.

Spear, F.S., 1988b. Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 507–517.

Şengün, M., 1993. Bitlis masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. *MTA Dergisi*, 115, 1-13.

Torres-Ruiza, J., A. Pesquera, P.P. Gil-Crespo, N. Velilla, 2003. Origin and petrogenetic implications tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain), *Chemical Geology* 197, 55– 86.

Velbel M. A., 1999. Bond strength and the relative weathering rates of simple orthosilicates. *Am. J. Sci.* 299, 679–696.

[www.http://academia.edu.tr](http://academia.edu.tr)

Wintsch, R.P., M.S. Andrews. 1988. Deformation induced growth of sillimanite: "stress" minerals revisited. – *J. Geol.*, 96, 143-161.

Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4th ed., Springer-Verlag, New York, 348 p.

Xia, Q., Zheng, Y., Hu Z., 2010. Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: Implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism, *Lithos*, 114, 385-412.

Xia, Q., X., Torenzo, S., 2010. Supercritical fluids of the zircon minerals from metagranite. *Lithos*, 114, 385-412.

Xisheng Xu, O'Reilly S. Y., Griffin, W. L., Ping D., Pearson, N. J., 2005. Relict Proterozoic basement in the Nanling Mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting, *Tectonics*, Volume 24, Issue 2, 1020-1013.

Xu, B., Charvet, B. Xu, J., 2010. Charvet Mid-Paleozoic opposite Orogenic Belt in Inner Mongolia of China and its significance for Central Asian Orogenic Belt International Association for Gondwana Research Conference Series 9, Qingdao, China, Abstract. Volume (2010), p. 84

Yardley, B.W.D., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, New York, 248 p.

Yazgan, E., 1972. Etude geologique et petrographique du complexe ophiolitique de la region situee au Sub-Est de Malatya (Taurus oriental, Turquie) et de sa couverture volcano-sedimentaire. *Mem. Dep. Mineral. Univ. Geneve*, no:4, Doktora Tezi, 236p.

Yazgan, E., 1983. A geotravers between the Arabia Platform and the Munzur Nappes, *Int. Symp. On the Geology of the Taurus Belt. Field Guide Book*, 199-208, Ankara.

Yazgan, E., 1987. Malatya L41C1 ve L41C2 paftalarının Jeoloji haritası. MTA Gen. Müd., Jeoloji Etüdleri harita arşivi, Ankara.

Yazgan, E., Cnsex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. *Türkiye Petr. Jeo. Der.*, 3, 1, 1-41, Ankara.

Yılmaz, Y., Grınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C., Keskin, M., 1987. Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa dağları). TPAO Rap. No: 2028, Ankara.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geol. Soc. Of Amer. Bull.*, 105, 251-271.