

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**REFAHİYE METAMORFİTLERİ'NİN (ERZİNCAN) JEOLojİK EVRİMİ
VE JEODİNAMİK ÖNEMLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Göneç Göçmengil**

Anabilim Dalı : İklim ve Deniz Bilimleri

Programı : Yer Sistemi Bilimi

Haziran 2011

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**REFAHİYE METAMORFİTLERİ'NİN (ERZİNCAN) JEOLojİK EVRİMİ
VE JEODİNAMİK ÖNEMLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Gönenç Göçmengil
601091007**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06 Mayıs 2011

Tezin Savunulduğu Tarih : 06 Haziran 2011

**Tez Danışmanı : Doç. Dr. Gültekin Topuz
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Aral Okay
Yrd. Doç. Dr. Gürsel Sunal**

Haziran 2011

Aileme,

ÖNSÖZ

Bu çalışma İTÜ-BAB ve TÜBİTAK 109Y059 numaralı proje tarafından desteklenmiştir. Tez çalışmasını öneren, çalışma süremiz boyunca sabırlı bir şekilde bilimsel açıdan gelişmemiz için desteğini ve katkılarını bıkmadan bana aktaran sevgili hocam Dr. Gültekin Topuz'a, çalışma ortağım İ. Emir Altıntaş'a gösterdikleri destek ve özveri için şükranlarımı sunarım.

Bu çalışma kapsamında bilimsel olarak her zaman görüş alışverişinde bulunduğum ve desteğini benden ve Emir Altıntaş'dan hiçbir şekilde esirgemeyen Dr. Ömer Faruk Çelik'e ve arazi çalışması sırasında yanımızda bulunan Mutlu Özkan'a teşekkür borçluyum.

Arkadaşlarım, Semih Can Ülgen, Zeynep Erdem, Esra Çetin, Seden Baltacıbaşı, Nalan Lom, Doğuşhan Kılıç, Müge Apaydın, Fatma Gülmez, Dr. Kenan Akbayram, Dr. Korhan Erturaç, Pınar Gutsuz, Dursun Acar, Dila Naz ve Eylül Fidan Akıncı'ya sorularımı cevapladıkları ve dostluklarıyla bana destek oldukları için teşekkür ederim. Hayatımın her döneminde bana yardımcı olmaya çalışan sevgili annem Sevil Göçmengil'e, yıllardan beri sürekli bana yoldaşlık eden sevgili abim Kıvanç Göçmengil'e ve babam Yiğit Göçmengil'e teşekkür ederim.

Yaş tayinlerini gerçekleştiren Yann Rolland, mikroprob analizleri için örnekleri hazırlayan Ilona Fin ve ince kesitlerin hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen Mehmet Ali Oral'a minnettarım.

Haziran 2011

Gönenç Göçmengil

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ŞEKİL LİSTESİ.....	xiii
ÖZET.....	xvii
1. GİRİŞ	1
1.1 Bölgesel Jeoloji	1
1.1.1 Anatolid–Torid Bloğu	2
1.1.2 Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı	3
1.1.3 Sakarya Zonu	4
1.1.4 Doğu Pontid-Anatolid-Torid Bloğu sınır kuşağı	6
1.2 Çalışmanın Amacı	9
1.3 Çalışma Alanının Konumu	9
1.4 Çalışmanın Yöntemi.....	9
2. GENEL JEOLJİ.....	13
2.1 Refahiye Metamorfitleri	13
2.2 Refahiye Peridotitleri	21
2.3 Çökel Kayalar.....	23
2.3.1 Gazipınarı Kırıntılı Kayaları (Eosen).....	24
2.3.2 Onarı Formasyonu (Oligo-Miyosen)	25
2.3.3 Kadıköy Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner)	27
2.3.4 Alüvyon.....	29
3. PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI.....	31
3.1 Refahiye Metamorfitleri	31
3.1.1 Metabazitler	31
3.1.1.1 Yeşilsistler	31
3.1.1.2 Amfibolitler	36
3.1.1.3 Eklojitler	37
3.1.2 Fillitler.....	39
3.1.3 Mikaşistler.....	40
3.1.4 Metaçörtler	42
3.1.5 Mermerler.....	43
3.1.6 Serpantinitler.....	45
3.2 Refahiye Peridotitleri	47
3.2.1 Peridotitler.....	48
3.2.2 Dolerit	49
3.2.3 Plajiogranit	52
3.2.4 Listvenitler	52
3.3 Çökel Birimler.....	53

3.3.1 Gazipınarı Kırıntılı Kayaları (Orta Eosen).....	53
3.3.2 Onarı Formasyonu (Oligo - Miyosen).....	54
3.3.3 Kadıköy Formasyonu (Üst Miyosen – Plio - Kuvaterner)	55
4. JEOKİMYA.....	57
4.1 Metabazitler.....	57
4.2 Sonuçlar.....	68
5. BAŞKALAŞIM KOŞULLARI.....	69
5.1 Giriş.....	69
5.2 Eklojit Fasiyesi Koşulları	69
5.3 Amfibolit Fasiyesi Koşulları	71
5.4 Yeşilşist Fasiyesi Koşulları	72
5.5 Sonuçlar.....	74
6. BAŞKALAŞIMIN YAŞI.....	77
6.1 Giriş.....	77
6.2 Örneklerin Petrografik Betimlemesi.....	77
6.3 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Artan Isıtma Tekniği ile Yaş Tayini	78
6.4 Tartışma.....	80
6.5 Sonuçlar.....	81
7. JEODİNAMİK EVRİM.....	83
7.1 Giriş.....	83
7.2 Refahiye Metamorfitleri ve Doğu Pontidler'in Triyas-Alt Kretase Jeolojik Evrimi.....	83
8. SONUÇLAR	89
KAYNAKLAR.....	91
EKLER.....	99
ÖZGEÇMİŞ.....	111

KISALTMALAR

Ab	: Albit
Act	: Aktinolit
Ar	: Argon
Ba	: Baryum
Bar	: Barroyisit
B.S.E.I.	: Geri saçılmış elektron resmi
Cal	: Kalsit
Chl	: Klorit
C.p.f.u.	: Formül başına düşen katyon sayısı
Cpx	: Klinopiroksen
Cr	: Krom
Diğ.	: Diğerleri
Ep	: Epidot
Gln	: Glokofan
Grt	: Granat
Hbl	: Hornblend
Hem	: Hematit
Hf	: Hafniyum
HFSE	: Yüksek alan şiddetli elementler
LILE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
Mag	: Magnetit
M.y.	: Milyon yıl
Nb	: Niobyum
Ni	: Nikel
Ol	: Olivin
Omp	: Omfasit
Opx	: Ortopiroksen
Qtz	: Kuvars
Rbk	: Riebekit
Rt	: Rutil
Stp	: Stilpnomelan
Ta	: Tantalum
Ti	: Titanyum
Tre	: Tremolit
Ttn	: Titanit (sfen)
Th	: Toryum
U	: Uranyum
Y	: İtiryum
Y.K.M.	: Yanmada kayıp miktarları
Zo	: Zoisit
Zr	: Zirkon

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1 : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan yeşilşistlerin tahmin edilmiş modal bollukları	32
Çizelge 3.2 : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan amfibolit ve eklojitlerin tahmin edilmiş modal bollukları	38
Çizelge 3.3 : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan fillit, mikaşist, metaçört ve mermerlerin tahmin edilmiş modal bollukları.....	44
Çizelge 3.4 : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan amfibolit ve eklojitlerin tahmin edilmiş modal bollukları	47
Çizelge 3.5 : Refahiye Peridotitleri'nde bulunan kayaç türlerinin tahmin edilmiş modal bollukları	51
Çizelge 4.1 : Refahiye Metamorfitleri'nin (Erzincan, Doğu Pontidler) toplam kaya kimyası analiz sonuçları.....	70
Çizelge A.1: Yeşilşistler içindeki aktinolitlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	103
Çizelge A.2: Yeşilşistler içindeki epidotlara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	104
Çizelge A.3: Yeşilşistler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	105
Çizelge A.4: Yeşilşistler içindeki mikalara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	106
Çizelge A.5: Mikaşistler içindeki mikalara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	107
Çizelge A.6: Mikaşistler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	108
Çizelge A.7: Metaçörtler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	109
Çizelge A.8: Metaçörtler içindeki stilpnomelanlara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.....	110

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1** : Türkiye'nin ve çevresindeki ana kıtasal bloklar ve çalışma alanının konumu (Okay & Tüysüz (1999) ve Okay (2008)'den yalınlaştırılmıştır).3
- Şekil 1.2** : Türkiye'yi oluşturan belli başlı kıtasal blokların temel birimleri (Okay & Tüysüz 1999, Okay, 2008, Işık 2009'dan değiştirilmiştir). 5
- Şekil 1.3** : Doğu Pontidler, Anatolid-Torid Bloğu'nun Munzur bölgesi ve Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nın stratigrafilerinin karşılaştırılması (Okay & Şahintürk 1997, Konak ve diğ., 2009'dan değiştirilmiştir)..... 7
- Şekil 1.4** : Doğu Pontidlerin jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu (MTA 2002, 500.000'lik Türkiye Jeoloji haritasından yalınlaştırılmıştır. Dikdörtgen çalışma alanının konumunu göstermektedir). 8
- Şekil 1.5** : Çalışma alanının yer bulduru haritası..... 10
- Şekil 2.1** : Refahiye yöresinin ve çevresinin genelleştirilmiş kolon kesidi (Ölçeksiz)..... 14
- Şekil 2.2** : Refahiye Metamorfitle ve çevresinin jeoloji haritası..... 15
- Şekil 2.3** : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan serpantinit - mermer - amfibolitlerin düzensiz görünümü (Koor. 0462595 / 4420608). 16
- Şekil 2.4** : Yeşilşist kayalarının genel görünümü (Koor. 0467529 / 4419676). 16
- Şekil 2.5** : Bol çatlaklı mermer bloğu (Koor. 0462585 / 4420808). 17
- Şekil 2.6** : Dumanlıdağ civarında gözlenen masif mermer kütlesi (Koor. 0468449 / 4415375). 17
- Şekil 2.7** : Metamorfitlerin çeresinde bulunan serpantinit bloğu (Koor. 0473945 / 4418304). 18
- Şekil 2.8** : Fillitlerde gözlenen buruşma klivajı (Koor. 0477565/4421525)..... 18
- Şekil 2.9** : İri granat taneleri, omfazitler ve yer yer zoisit çiplak gözle görülebildiği ekloit örneği (örnek # 440)..... 19
- Şekil 2.10** : İri mika taneleri ve gerilemiş granatları bariz olarak seçilebilen mikaşist (örnek # 562A). 20
- Şekil 2.11** : İri granatlı amfibolitlerin el örneği görüntüsü (örnek # 440B). 20
- Şekil 2.12** : Yüzeysel alterasyona maruz kalmış metaçörtler (Koor. 0477565 / 4421525). 21
- Şekil 2.13** : Peridotitleri kesen düzensiz serpantinit damar ağı (Koor. 0468154/4423959). 22
- Şekil 2.14** : Serpantinleşmiş dünit yüzleği (Koor. 0466168/ 4424144). 22
- Şekil 2.15** : Doleriti kesen plajiogranit damarları (Koor. 0467172/4413575)..... 23
- Şekil 2.16** : Refahiye Peridotitlerini açısız uyumsuzlukla örten Gazıpınarı Kırıntılı Kayaları (Koor. 0480813/4417428). 24
- Şekil 2.17** : Gazıpınarı Kırıntılı Kayaları'ndaki çakıltaşı-kumtaşı araldanması (Koor. 0480437 / 4418350). 24
- Şekil 2.18** : Refahiye Peridotitleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Onarı Formasyonu (Koor. 0471765, 4414958)..... 25

Şekil 2.19 : Onarı Formasyonu'na ait çakıltaşları (Koor. 0472370 / 4413223).	26
Şekil 2.20 : Onarı formasyonu içinde bulunan kızıl renkli kumtaşları (Koor. 0476100, 4419340).....	26
Şekil 2.21 : Kadıköy formasyonu içerisinde gözlenen normal faylar (Koor. 0470132 / 4421523).....	27
Şekil 2.22 : Kadıköy Formasyonu içindeki kömür oluşumları (Koor. 0465413/4419618).	28
Şekil 2.23 : Kadıköy Formasyonu'nun kendi içinde gözlenen uyumsuzluk yüzeyi. Çakıltaşı kumtaşının üzerine uyumsuz olarak örtmektedir (Koor. 0468989/4424612).	28
Şekil 3.1 : Yeşilşist fasiyesi koşullarını karakterize eden karakteristik mineraller (örnek # 82A), b) Mineral sınırlarından itibaren aktinolit tarafından ornatılan hornblend. Act:aktinolit, Chl: klorit, Ep: epidot	33
Şekil 3.2 : a) Sodik kalsik amfibol ve kloritlerin paralel uzanımıyla tanımlı yapraklama b) çekirdeğinde opak mineral barındıran titanit mineralleri (örnek # 87A)	34
Şekil 3.3 : Yeşilşistlerdeki ölçülen amfibollerin Si (c.p.f.u)' a karşılık X_{Mg} değerleri (Deer ve diğ., 1992).....	35
Şekil 3.4 : a) Düzgün tane sınırlarına sahip epidotlar. b) Granatlı amfibolitlerde gözlenen rutil kapanımları (örnek # 440B).	36
Şekil 3.5 : Titanit tarafından zarflanmış rutil mineralleri (örnek# 463B).....	37
Şekil 3.6 : Granatların içinde titanit, kuvars ve klinopiroksen kapanımları (örnek # 440).....	38
Şekil 3.7 : Omfasitlerin çatlaklarındaki ikincil titanitler (örnek # 514E).....	39
Şekil 3.8 : a) Kuvars damarında gözlenen sıvı girişimleri (# 82c). b) Filliti kesen kalsit damarlarının görünümü (# 82d) c) Kalsit damarında bulunan mercek şekilli ikizler (# 84a) d) Budinleşmiş opak mineral (# 82c).....	40
Şekil 3.9 : Mikaşistlere ait ak mikaların toplam Al, Si (c.p.f.u) diyagramına izdüşümleri	41
Şekil 3.10 : a) Mikaşistlerde gözlenen buruşma klivajı (örnek # 87C). b) Tamamen kloritleşmiş özşekilli eski granat porfiroblastları (örnek # 520B).....	42
Şekil 3.11 : İç içe geçmiş stilpnomelan ve klorit mineralleri (örnek # 126C).	43
Şekil 3.12 : a) Mermer içindeki düzensiz stilolitik damarlar b) basınç ikizlenmeleri içeren kalsit ikizlenmeleri (örnek # 81A).....	44
Şekil 3.13 : Düzensiz mineral sınırlarına sahip serpantinit (örnek # 515).	45
Şekil 3.14 : Krom spinellerin etrafında oluşan klorit minerallerinin mikroprob altındaki görüntüsü (örnek # 296). Spl: spinel, Chl: klorit, Mag: magnetit	46
Şekil 3.15 : İyi korunmuş peridotitlerde ikincil olivin ve tremolit oluşumu. (örnek # 296).....	46
Şekil 3.16 : İkincil olivin ve tremolit oluşumunun geri saçılmış elektron görüntüsü (örnek # 296). Opx: ortopiroksen, Tre: tremolit, Olv-2 ikincil olivin, Sep: serpantinit	47
Şekil 3.17 : Lertzolitlerde gözlenen dalgalı sönme (örnek # 442).	48
Şekil 3.18 : Elek dokusunun hakim olduğu, az miktarda serpantinleşmiş dünit (örnek # 195).....	49
Şekil 3.19 : Dolerit kesen prehnit / pumpellyit damarı (örnek # 604B)	52
Şekil 3.20 : Plajjoklasların tane sınırlarında gelişmiş olan kümmingtonitler (örnek # 605C, Cum: kümmingtonit, Plj: plajjoklas).	53

Şekil 3.21 : Gazipınarı kırıntılı kayalarının mikroskop altındaki genel görünümü. (örnek # 208).....	54
Şekil 3.22 : Onarı formasyonuna ait kumtaşlarının ince kesit görüntüsü (örnek # 524).	55
Şekil 3.23 : Demiroksit çimento destekli kumtaşı (örnek # 406)	56
Şekil 4.1 : Refahiye Metamorfitletlerin’de bulunan metabazitlerin tektono-magmatik ayırılma diyagramıyla karakterize olan üç ana grup (Winchester & Floyd 1977).	58
Şekil 4.2 : Refahiye Metamorfitletleri’nde gözlenen HFSE elementlerin dağılımı, çizginin üstünde kalan kesimler zenginleşen kısımları, altında kalan kısımlar tüketilen kaynakları temsil etmektedir (Fitton ve diğ 1997).....	62
Şekil 4.3 : OIB karakterli Grup 1 örneklerinin nadir toprak element desenleri. Normlaştırma değerleri (Boynton 1984).....	63
Şekil 4.4 : Grup 2’ye ait nadir toprak element desenlerinde bazı örneklerde LREE’ce tüketilmiş, genel olarak ise yataya yakın bir gidişat. (Normlaştırma değerleri Boynton (1984))......	64
Şekil 4.5 : Grup 3’e ait nadir toprak element desenlerinde (La/Yb) _n oranlarının görünümü (Normlaştırma değerleri Boynton (1984))......	64
Şekil 4.6 : Grup 1’e ait metabazitler çoklu element diyagramında Sun ve McDonough (1989) OIB değerleriyle benzer bir desen sergilemektedir. 65	
Şekil 4.7 : Grup 2’ye ait örnekler ise Sun ve McDonough (1989) N-MORB ve E- MORB değerlerine göre genel olarak zenginleşmiş çoklu element desenleri.	66
Şekil 4.8 : Grup 3 örneklerinin çoklu element diyagramında negatif Nb anomalisi. 67	
Şekil 4.9 : Grup 1’in Th/Y ve Nb/Y oranlarının gösterdiği pozitif korelasyon levha içi zenginleşmeyi göstermektedir. Grup 2 örnekleri ise yükselen Th/Y oranlarına karşı sabit Nb/Y oranlarına sahiptir. Grup 3 örneklerinde ise dalma batma zenginleşmesi görülmemektedir (Fitton ve diğ 1997).	68
Şekil 5.1 : Refahiye Metamorfitletleri’nin eklojit fasiyesi koşulları altındaki başkalaşım koşulları. Fasiyeslerin sınırları MORB türü kayalar için Hacker ve diğ., (2003)’den alınmıştır. MŞ:mavişist fasiyesi, YŞ:yeşilşist fasiyesi, AMF: amfibolit fasiyesi, EK: eklojit fasiyesi, GRA: granülit fasiyesi, Amf- EK:amfibol-eklojit fasiyesi, Zo-EK: zoisit eklojit fasiyesi, Zo-Amf- EK:zoisit-amfibol eklojit fasiyesi, Grt-AMF: granat amfibolit fasiyesi, Ep-Grt-AMF: Epidot granat amfibolit fasiyesi, Ep-AMF: Epidot amfibolit fasiyesi.....	70
Şekil 5.2 : Refahiye Metamorfitletleri’nin amfibolit fasiyesinde başkalaşım koşulları. (Kısaltmalar Şekil 5.1’den belirtilemektedir).	72
Şekil 5.3 : Refahiye Metamorfitletleri’nin yeşilşist fasiyesi altında başkalaşım koşulları. Pumpelleyit’in duraylılık alanı Powell ve diğ., (1993), İki plajiyoklas alanı (Ab+An17) Maruyama ve diğ., (1983)’den, Si c.p.f.u değerleri Parra ve diğ 2002’den, Ab=Jd+Qtz eşitliği Popp ve Gilbert (1972)’den, Tr+Clin+Ab = Czo+Qtz+Gln +H ₂ O eşitliği Maruyama ve diğ., (1986)’den alınmıştır. Metamorfik fasiyesler arasındaki sınırlar noktalı çizgilerle verilemiştir (Topuz ve diğ., 2004 ve içerdiği atıflar). EmŞ: epidot mavişist fasiyesi. (Kısaltmalar Şekil 5.1’den alınmıştır).	74
Şekil 5.4 : Refahiye Metamorfitletleri’nin olası basınç-sıcaklık gelişimi (Kısaltmalar Şekil 5.1’den alınmıştır).....	75

Şekil 6.1 : a) İnce taneli 87C örneğinin mikaşitlerin tek nikol altında görünümü. b) İri taneli 142 numaralı örneğin çift nikol altında görünümü. Phe: fengit, Chl: klorit, Qtz: kuvars.....	78
Şekil 6.2 : Fengitlerden elde edilen $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ yaş tayini sonuçları	79
Şekil 7.1 : Geç Triyas döneminde Doğu Pontidler'e eklenen Ağvanis Metamorfitleleri'nin konumu.....	84
Şekil 7.2 : Erken-Orta Jura döneminde Refahiye Metamorfitleleri'nin ve Orta-Doğu Pontidler'in konumu.....	86
Şekil 7.3 : Doğu Pontidler ve çevresinde bulunan Triyas-Alt Kretase birimlerinin dağılımları ve yaşları (MTA 2002 haritasından değiştirilmiştir).	87
Şekil 7.4 : Doğu Pontidler'in Üst Jura-Alt Kretase zamanındaki durumu.....	88

REFAHIYE METAMORFİTLERİ'NİN (ERZİNCAN) JEOLJİK EVRİMİ VE JEODİNAMİK ÖNEMLERİ

ÖZET

Refahiye (Erzincan, KD Türkiye) yöresi İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis sutureunun üzerinde bulunmaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan sutureu Doğu Pontidleri, güneydeki Kırşehir Masifi ve Anatolid-Torid Bloğundan ayrılmaktadır. Yöredeki metamorfik kayalar, ofiyolitler ve ofiyolitik melanjlar ile tektonik dokanaklı olarak bulunmaktadır. Bütün bu birimler uyumsuz olarak Eosen ve daha genç yaştaki tortul kayalar tarafından örtülmektedir.

Refahiye Metamorfitleri yaklaşık olarak 80 km²'lik bir alanda yüzeylenmekte olup, başlıca yeşilist (yüzeyleme alanının ~%33'ü), mermer (~%30), serpantin (~%25), fillit (~%10) ve tali oranda amfibolit, mikaşist, eklojit ve metaçörtten meydana gelmektedir. İçerdiği kayaç topluluğu ile Refahiye Metamorfitleri, başkalaşıma uğramış eski bir yığışım karmaşığına benzemektedir.

Yeşilistler başlıca aktinolit/Na-Ca amfibol, epidot, klorit, albit, titanit, magnetit ve ±kalsit içerir. Bazı örneklerde kalıntı hornblend ve rutile rastlanmaktadır. Serpantinlerde ilksel kayadan kalıntı olarak spinel, ortopiroksen, klinopiroksen ve olivin yersel olarak korunmuştur. Kalıntı minerallerin dışında metamorfizma sırasında oluşmuş klorit, serpantin, magnetit ve talk yaygındır. Ayrıca, az oranda hidratlaşmış örneklerde metamorfizma ile oluşmuş klinopiroksen, olivin ve tremolit mevcuttur. Eklojitler granat, omfasit, zoisit, kuvars, rutil/titanit ile tali oranda fengitten oluşur. Eklojitleri çevreleyen kısımlarda gözlenen granatlı amfibolitler ise hornblend, epidot, plajiyoklas, granat, rutil/titanit, kuvars, ±apatit, ±kalsit içermektedir. Yeşilist fasiyesi kayalar içinde daha yüksek basınç koşullarına işaret eden minerallerin varlığı, bütün metamorfitlerin başlangıçta eklojit ve epidot amfibolit-fasiyesli koşullara maruz kalmış olduğuna ve yüzeylenirken önemli ölçüde yeşilist fasiyesi koşullarına gerilemiş olduğuna işaret etmektedir.

Metabazitler (eklojit, amfibolit ve yeşilist) jeokimyasal olarak N-MORB, OIB ve E-MORB karakterli örnekleri içermektedir. Bu farklı jeokimyasal özellikler, Refahiye Metamorfitleri'nin farklı kaynaklardan beslendiğine işaret eder.

Mikaşistlerden elde edilen ⁴⁰Ar/³⁹Ar analizleri sonucu 164 ± 4 m.y. ve 174 ± 4 m.y. yaşları elde edilmiştir. Artan ısıtma tekniğı ile beyaz mikalardan elde edilen bu yaş, bölgenin yeşilist fasiyesi koşullarına Orta Jura döneminde maruz kaldığını gösterir. Bu yaş tayini bölgede varlığı şimdiye kadar varlığı bilinmeyen Jura yaşlı bir yitim olayını belgelemektedir.

GEOLOGICAL EVOLUTION OF REFAHIYE METAMORPHICS AND THEIR GEODYNAMIC SIGNIFICANCE

SUMMARY

The Refahiye region (Erzincan, NE Turkey) is located on the Izmir-Ankara-Erzincan Neotethyan suture. The Izmir-Ankara-Erzincan suture separates the Eastern Pontides from the southern Kırşehir Massif and Anatolide-Tauride Block. The metamorphic rocks in the region occur in tectonic contacts with the ophiolites and ophiolitic melanges. All these units were unconformably overlain by the Eocene and younger sedimentary rocks.

The Refahiye metamorphics are exposed over an area of ~80 km², and consist of greenschists (~33% of outcrop area), marbles (~30%), serpentinites (~25%), phyllites (10%) and subordinately amphibolites, micaschists, eclogites, metacherts. With this rock assemblage, the Refahiye metamorphics resemble metamorphosed accretionary complexes.

Greenschists contain actinolite/Na-Ca amphibole, epidote, chlorite, albite, titanite, ±magnetite and ±calcite. Some samples have relic hornblende and rutile. Relict hornblende is replaced by actinolite, and rutiles replaced by titanite. In serpentinites, spinel, orthopyroxene, clinopyroxene and olivine are variably preserved. Except for these relict phases, metamorphic minerals such as chlorite, serpentine, magnetite and ±talc are widespread. In addition, in some slightly hydrated serpentinites, newly formed metamorphic clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and tremolite are present. Eclogites contain mineral assemblages involving omphacite, garnet, zoisite, quartz, titanite/rutile and minor phengite. Garnet amphibolites which surround eclogites contain hornblende, epidote, plagioclase, garnet, rutile/titanite, ±quartz, ±apatite and ±calcite. The presence of residual high-pressure minerals in greenschist-facies rocks suggest that the whole metamorphics underwent eclogite and garnet-amphibolite facies metamorphism and were variably retrogressed into greenschist facies conditions during the exhumation.

Metabasic rocks (eclogite, amphibolite, greenschist) have different geochemical features (N-MORB, E-MORB and OIB). These differences show that Refahiye Metamorphics's source area comprise distinct basaltic rocks.

⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra derived from white micas indicate 164 ± 4 ma. and 174 ± 4 m.a. for metamorphism. Stepwise dating on white micas suggest that the greenschist facies metamorphism occurred in the Early to Middle Jurassic. This age determination documented a Jurassic age subduction event which is not known for this region so far.

1. GİRİŞ

Bölgesel metamorfizma, esas itibarıyla yaklaşan levhaların oluşturduğu orojenik kuşaklarda meydana gelmektedir. Bölgesel metamorfik alanların oluşum koşullarının belirlenmesi orojenik kuşakların evrimini anlama adına önemli veriler sunar. Başkalaşımın oluşum koşulları, basınç-sıcaklık evrimi ve başkalaşım yaşının saptanması başkalaşım olayının gerçekleştiği zamanı ve bu kayaların soğuma ve yüzeylenme hızları hakkında nicel veriler elde edilmesini sağlar.

Yitim zonları boyunca okyanusal litolojiler, hendek tortulları ve kısmen kıtasal malzemeler manto içine nakledilmekte ve kısmen de üzerleyen plakaya yamanmaktadır. Bu yamanma sonucunda okyanusal yığışım karmaşaları oluşmaktadır. Bu yüksek basınç/düşük sıcaklık başkalaşımı ile oluşan mavişist ve düşük sıcaklıktaki eklojit fasiyesi kayaları, yitim zonları için karakteristiktir. Dalan okyanusal plakanın çevresindeki birimlere göre soğuk olması ve kayaların kötü ısı iletiminden dolayı derin kesimlerde bile sıcaklığın uzun süre düşük kalması bu kaya topluluklarının oluşmasına imkân sağlamaktadır.

Ofiyolitler okyanusal kabuk ve üst manto parçalarından oluşmakta olup, kıta-kıta çarpışmaları, yay-kıta çarpışmaları, okyanusal sırt-hendek etkileşimleri ve yitim olayları sonucunda kıta üzerine itilmiş kalıntı malzemeleri temsil etmektedir (Dilek & Furnes 2011). Ofiyolitler, kıtasal blokların ve yitime uğramış alanların birbiriyle çarpıştığı orojenik kuşakların sınırlarını temsil eden “sütur zonları” boyunca yüzeylenmektedir. Bunların haricinde tektonik etkiler ve taşınmayla kıtasal kabuğun üzerinde ilerleyen ve yeni konumları itibarıyla eski bir süturu temsil etmeyen ofiyolitik alanlar da bulunmaktadır.

1.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye Alp-Himalaya orojenik kuşağının üzerinde bulunup, bugünkü şeklini Mezozoyik ve Senozoyik zamanları boyunca Tetis okyanusunun kapanmasına bağlı olarak gelişen, değişik boyutlardaki kıtasal blokların sütur zonları boyunca

birleşmesiyle kazanmıştır (Şengör & Yılmaz, 1981; Okay & Tüysüz 1999; Moix ve diğ., 2008). Bu kıtasal blokların sınırları ofiyolitler, yığışım karmaşaları ve yüksek basınç/düşük sıcaklık kayalarıyla belirlenmektedir. Bu blokların başlıcaları İstanbul Zonu, Istranca Masifi, Sakarya Zonu, Arap Platformu, Anatolid-Torid Bloğu ve Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'dır.

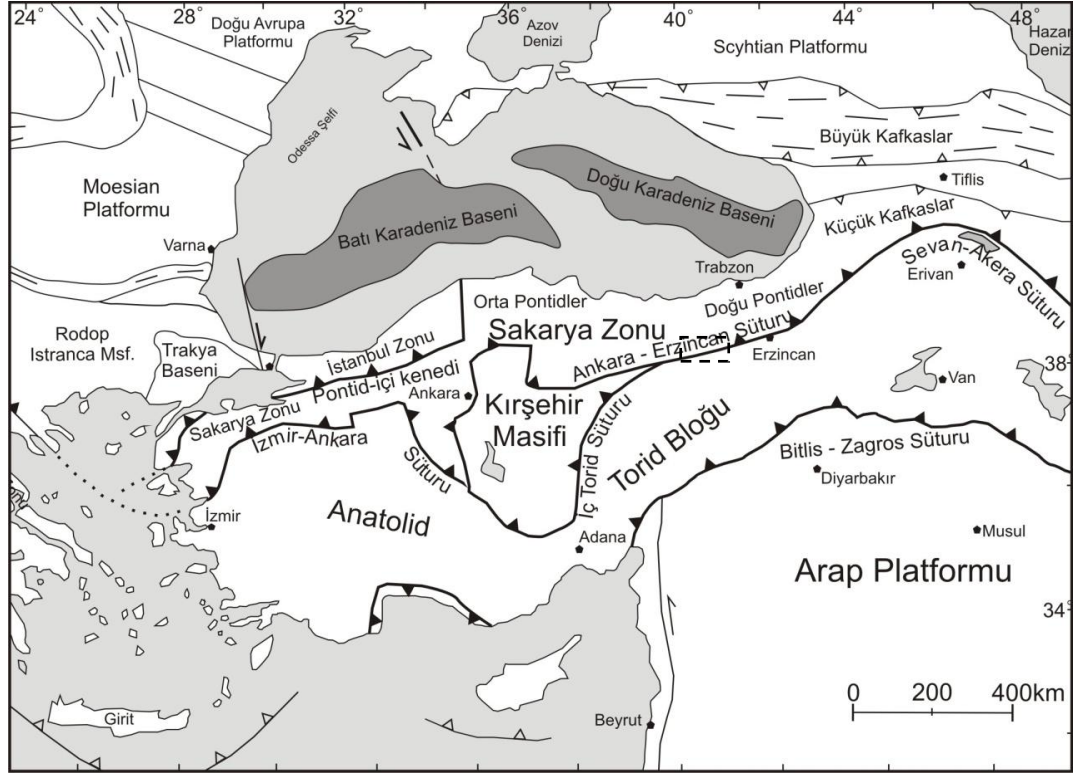
İstanbul Zonu ve Istranca Masifi, Pontid İçi süturu ile Sakarya Zonu'ndan ayrılmaktadır (Şekil 1.1). İzmir-Ankara-Erzincan süturu Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid Bloğu'nun sınırını oluşturmaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan Süturunun Haymana'dan Sivas havzalarına kadar uzanan kısmı ise Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı ile Sakarya Zonu'nun sınırını belirler (Okay & Tüysüz 1999).

Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı ile Anatolid-Torid Bloğu arasındaki sınır tartışmalıdır. Ancak Pourteau ve diğ. (2010)'de ayrıntılı bir şekilde tasvir edilen yüksek basınç metamorfileri Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın Anatolid-Torid Bloğu arasındaki İç Torid sütünün varlığını belirgin bir şekilde ortaya koymaktadır. Anatolid-Torid Bloğu ile Arap Platformu ise Bitlis-Zagros Süturu ile sınırlanır.

Mesozoyik ve Senozoyik zamanları boyunca Tetis okyanusunun kapanmasına bağlı olarak gelişen, değişik boyutlardaki kıtasal bloklar Türkiye'nin doğusunda geniş alanlara yayılmıştır. Erzincan-Refahiye bölgesi bu kıtasal bloklardan Anatolid-Torid Bloğu, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı ve Sakarya Zonu'nun birbirine yaklaşarak üçlü bir eklem yaptığı önemli bir kesişim bölgesinde bulunmaktadır (Şekil 1.1). Aşağıda sözü edilen bu birliklerin ana nitelikleri özetlenmektedir.

1.1.1 Anatolid-Torid Bloğu

Anatolid-Torid Bloğu'nun temelini Anadolu'nun batısında yüzeyleyen Menderes Masifi ve Anadolu'nun doğusunda yüzeyleyen Bitlis Masifi'nden oluşmaktadır (Şekil 1.2). Bloğun batı kesimlerinde yüzeyleyen birimler farklı koşullarda ve zamanlarda başkalaşıma maruz kalmış olsalar dahi kendi aralarında çeşitli benzerlikler barındırır. Bu benzerlikler: Pan-Afrikan kristalen temel, Kambriyen-Devoniyen yaşlı klastik kayalar, kireçtaşı, şeyl ve kuvarsitten meydana gelen Karbonifer-Permiyen istifi ve kalın bir Üst Triyas-Üst Kretase karbonat platformudur (Okay & Tüysüz 1999).



Şekil 1.1 : Türkiye'nin ve çevresindeki ana kıtasal bloklar ve çalışma alanının konumu (Okay & Tüysüz (1999) ve Okay (2008)'den alınmıştır).

Bu zonlar Geç Kretase-Erken Tersiyer zaman aralığında Neotetis okyanusunun kuzey kesiminin bağlı olarak yitim, okyanusal kabuğun üzerlemesi, yığışım ve kıtasal çarpışma olaylarına maruz kalmıştır (Şengör & Yılmaz 1981; Okay ve diğ., 2001; Candan ve diğ., 2005).

Anatolid-Torid Bloğu'nu üzerleyen geniş ofiyolit dilimleri bloğun kuzey kesiminini oluşturan Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu ve Menderes Masifi'ni yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasına maruz bırakmıştır (Okay & Tüysüz 1999, Okay, 2008).

Bu metamorfik temelin doğu kesimini oluşturan Bitlis Masifi iki kısımdan oluşmaktadır. Alt kesimler Erken Prekambriyen yaşlı gnays, amfibolit, mikaşist ve eklojitten oluşmaktadır. Bu kesimler Geç Prekambriyen'de lökokratik granitoidler tarafından kesilmiştir. Üst kesimler ise Anatolid-Toridler'in tamamında görülen metamorfizma geçirmiş Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı şist, fillit, mermer ve metavolkaniklerden meydana gelmektedir (Okay 2008 ve içerdiği atıflar).

1.1.2 Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı

Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın temelini oluşturan gnays, mikaşist, metakuvarsit, mermer ve kalk-silikat kayaları, izoklinal bir şekilde kıvrılmış ve

birden fazla deformasyon evresine geçirmiştir (Seymen 1983). Bölgesel metamorfizma yeşilist-granülit fasiyesleri arasında yüksek sıcaklık/orta-düşük basınç koşullarında oluşmuştur. Temel birimleri oluşturan metamorfik kayalar Üst Kretase (85-91 My.) başkalaşım yaşına sahiptir (Seymen 1983, Göncüoğlu ve diğ., 1997, Whitney ve diğ., 2003; Whitney & Hamilton 2004).

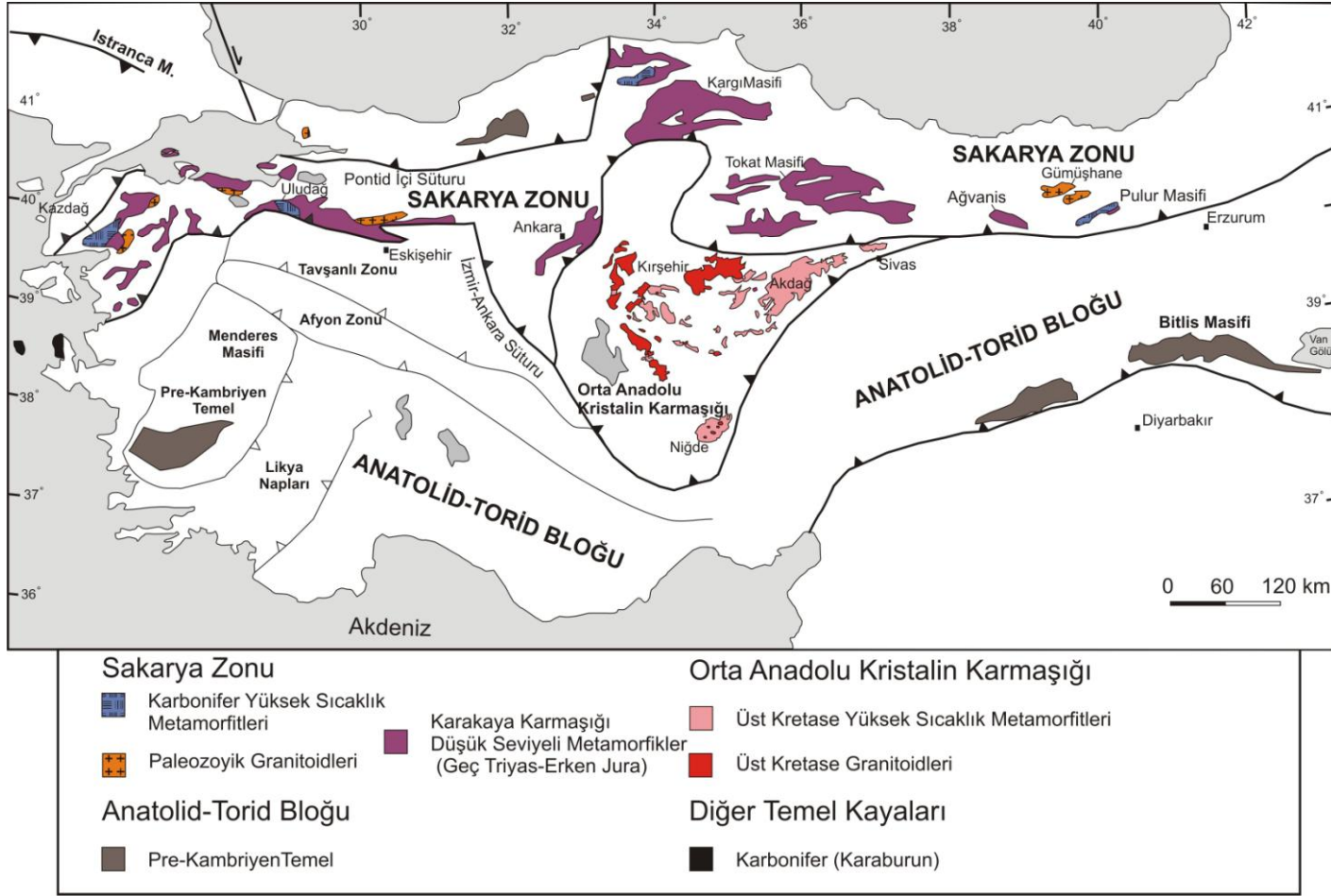
Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın temel birimleri Niğde, Akdağ ve Kırşehir'de yüzeylenmektedir (Şekil 1.2). Bu metamorfik kayalar tektonik olarak Üst Kretase yaşlı yığışım karmaşığı tarafından üzerlenmektedir. Bütün bu birimler yaşları 95 ile 70 My arasında değişen A-S ve I tipi granitik kayalar tarafından kesilmektedir (Whitney ve diğ., 2003; Köksal ve diğ., 2004; Boztuğ ve diğ., 2007). Granitik sokulumlar ve metamorfik temel kayaları, Üst Maastrichtiyen yaşlı karasaldan sığ denizele değişen kırıntılı ve karbonat kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Seymen 1983).

1.1.3 Sakarya Zonu

Sakarya Zonu'nun temeli, Jura öncesi farklı yaş ve nitelikteki kaya topluluklarından meydana gelmektedir. Bu temel kayaları: (i) Karbonifer yaşlı yüksek sıcaklık metamorfikleri, (ii) Paleozoyik yaşlı granitoidler (iii) Permo-Triyas yaşlı düşük dereceli metamorfiklerden meydana gelmektedir (Şekil 1.2). Farklı nitelikteki taban kayaçları yersel olarak tektonik dokanaklı olarak yan yana bulunabilmektedir. Bu değişik nitelikteki temel kayaçları aşağıda teker teker tanımlanmaktadır.

i) *Karbonifer yaşlı yüksek sıcaklık-orta/düşük basınç metamorfikleri* başlıca yüzeylemelerini Pulur, Kazdağ yörelerinde bulunmaktadır. Birimi oluşturan kayaç topluluğu gnays, amfibolit, mermer ve az miktarda metaperidotitten meydana gelmekte olup zirkon and monazit yaşları 330-310 m.y. arasında değişmektedir. (Topuz ve diğ., 2004a; 2007; Okay ve diğ., 2006).

ii) *Paleozoyik yaşlı granitoidler* Çamlık, Söğüt, Gümüşhane ve Köse yörelerinde yüzeylenmekte olup Devoniyen, Karbonifer, ve Permiyen (Delaloye ve Bingöl 2000; Okay ve diğ., 2002; 2006; Topuz ve diğ., 2007) kristallenme yaşlarına sahiptir. Bunlardan Köse ve Gümüşhane Granitlerinin yerleşimi Erken Karbonifer'in sonunda 320 ± 4 milyon yıl önce gerçekleşmiştir (Topuz ve diğ 2010; Dokuz 2011).



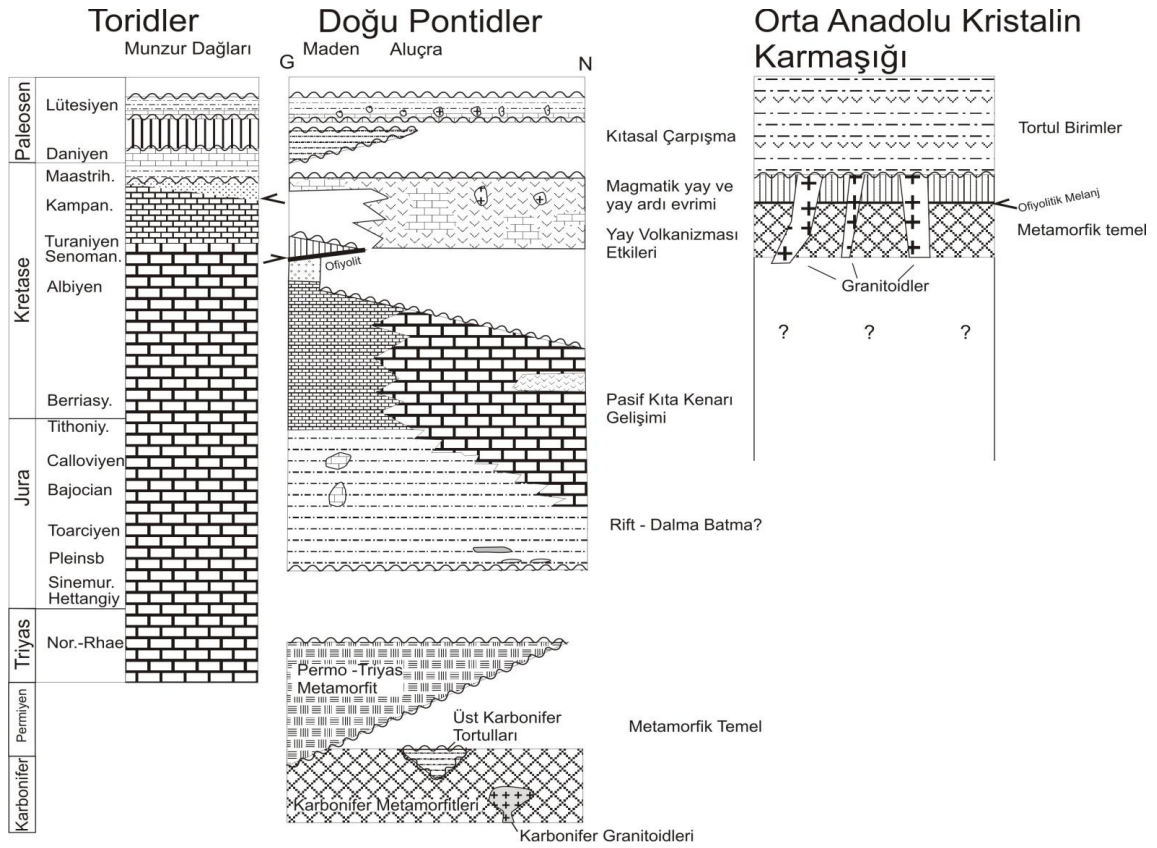
Şekil 1.2 : Türkiye'yi oluşturan belli başlı kıtasal blokların temel birimleri (Okay & Tüysüz 1999, Okay, 2008, Işık 2009'dan değiştirilmiştir).

iii) *Permo-Triyas yaşlı düşük dereceli metamorfitle* Sakarya Zonu'nun büyük bir kesiminde gözlenmektedir (Şekil 1.2). Karakaya Karmaşığı olarak da bilinen birim, yoğun şekilde deformasyona uğramış tektono-stratigrafik iki kısımdan meydana gelmektedir. Alt Karakaya Kompleksi adındaki ilk kısım, düşük dereceli metamorfitle içermekte olup başlıca metabazit, fillit, mermer ve çok az oranda metaçört ve serpantinitten meydana gelmektedir. Bu birim genel itibarıyla basınçlı vurgulu yeşilist fasiyesi koşullarında başkalaşmış olup, yersel olarak mavişist ve eklojit parçaları içermektedir (Okay 2000 ve içerdiği atıflar; Okay & Göncüoğlu 2004; Topuz ve diğ., 2004b; Yılmaz & Yılmaz 2004). Alt Karakaya Kompleksi klastik ve volkanik kayalardan meydana gelen Karbonifer ve Permiyen Kireçtaşı ile radyolaryalı çört içeren kalın bir istifte örtülmüştür. Üst Karakaya Kompleksi adındaki bu istifin hendek türbiditleri veya eklenen okyanusal adalar oldukları düşünülmektedir (Okay & Göncüoğlu 2004).

1.1.4 Doğu Pontid-Anatolid-Torid Bloğu sınır kuşağı

İzmir-Ankara-Erzincan sütünunun ikiye ayırdığı Doğu Pontid ve Anatolid-Torid Bloğu'nun stratigrafilerine bakılarak bu iki kıtasal bloğun farklılıkları daha belirgin bir şekilde anlaşılabilir (Şekil 1.3). Anatolid-Torid Bloğu'nda Triyas-Alt Kretase Munzur ve Keban yörelerinde bulunan geniş karbonat çökelişi ile karakterize olur (Şekil 1.3, Okay & Tüysüz 1999, içerdiği atıflar). Buna karşılık Doğu Pontidler'de bu zaman diliminde farklı olaylar meydana gelmiştir. Triyas dönemi, Permo Triyas yaşlı yığılma karmaşalarının Lavrasya'nın güney kenarına eklenmesi ile karakterize olmaktadır. Bunu izleyen Erken-Orta Jura döneminde ise güneyden gelen deniz ilerlemesine bağlı olarak volkanoklastik ve volkanik kayalarla temsil edilen bir istif bulunmaktadır (Görür ve diğ., 1983). Bu istif güneyde ve kuzeyde farklı derinliklerde (Şekil 1.3). Bu istifin Doğu Pontidler'de gözlenen deniz ilerlemesinin tortul kayıtlarına dayanılarak İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun açılmasına bağlı bir riftten kaynaklandığı öne sürülmüştür (Görür ve diğ., 1983). Ancak dalma-batmaya bağlı jeokimyasal özellikler de sunmaktadır (Şen 2007). İzmir-Ankara Erzincan sütünunun batı kesimlerinden gelen paleontolojik veriler ise bu okyanusun Geç Triyas'dan beri var olduğuna işaret eder (Okay & Tüysüz 1999).

Erken Jura süresi boyunca iki tarafta faunal farklılıklar bulunmaktadır. Doğu Pontidler'de gözlenen Liyas ammonitleri Lavrasya'nın güney kenarına benzer



Şekil 1.3 : Doğu Pontidler, Anatolid-Torid Bloğu'nun Munzur bölgesi ve Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nın stratigraflerinin karşılaştırılması (Okay & Şahintürk 1997, Konak ve diğ., 2009'dan değiştirilmiştir).

özellikler gösterirken, Munzur bölgesindeki Liyas faunası Tetis'in güney kesimlerini andırmaktadır (Okay & Tüysüz 1999, içerdiği atıflar).

Doğu Pontidler'de Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşı güneye doğru derinleşen bir denizel karakter göstererek, güney kesimde bulunan okyanusa bakan pasif bir kıta kenarının gelişimine işaret eder (Okay 2008).

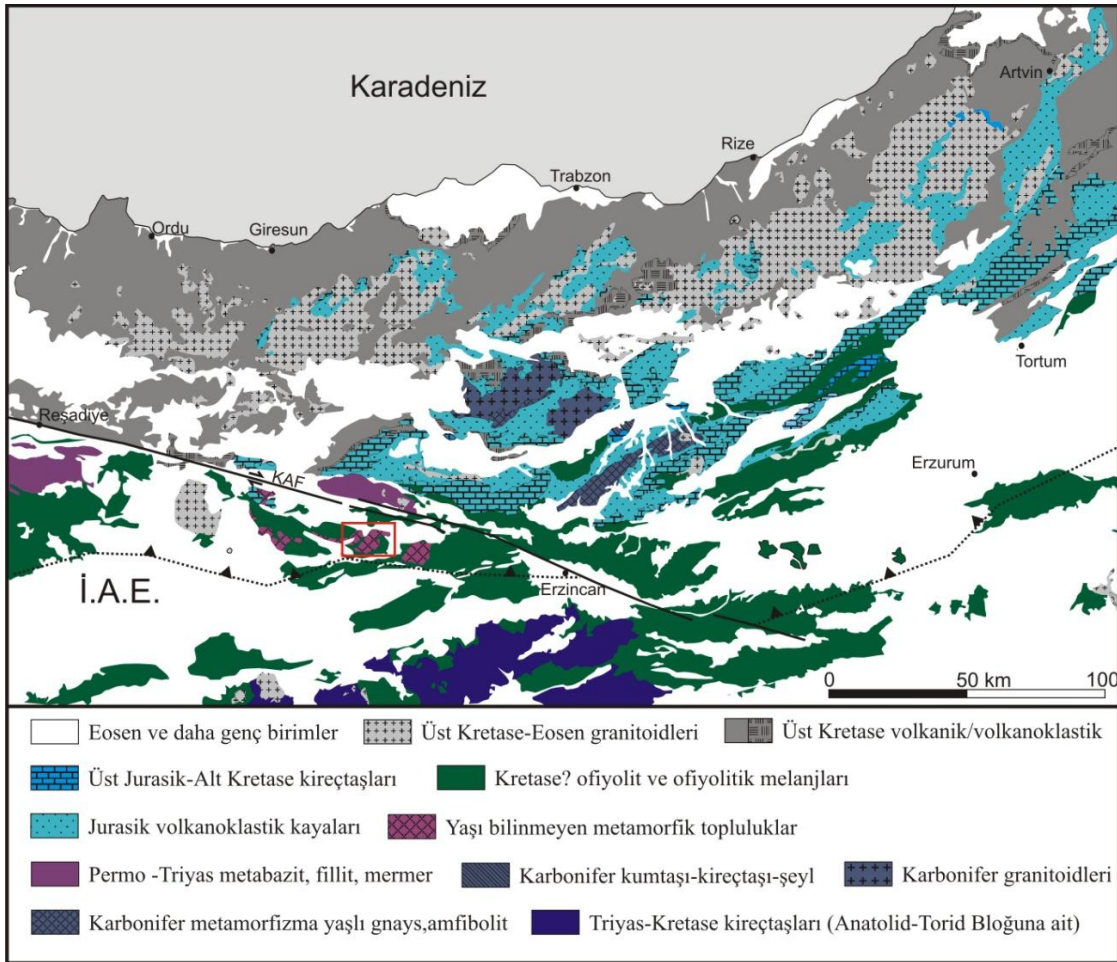
İzmir-Ankara-Erzincan suturu boyunca Neotetis okyanusunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalması, Doğu Pontidlerde su altında gelişen ve geniş alanlar kaplayan bir magmatik yayın oluşumuna neden olmuştur.

Sütur zonunun güneyinde Senomaniyen-Turaniyen süresi boyunca ofiyolit ve yığılma karmaşaları kuzeye doğru ilerlerken, Maastrichtiyen zamanında güneye doğru itilmeye başlamışlardır (Şekil 1.3). Bu durumun dalma batmanın yönündeki ani bir değişimden kaynaklandığı düşünülmektedir (Okay & Tüysüz 1999). Bu ani değişimi Turaniyen'de magmatik yayın gelişimi izlemiştir. Anatolid-Toridler ile

Doğu Pontidlerin çarpışmasının Erken Tersiyer zamanında gerçekleştiği tahmin edilmektedir (Okay & Tüysüz 1999).

Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nın Üst Kretase öncesi evrimi hakkında bir görüş birliği bulunmamaktadır. Fakat kaya topluluğu ve stratigrafik bakımından diğer iki birlikten Üst Kretase yaşlı metamorfizma ve granitoidler ile ayrılmaktadır.

Erzincan-Refahiye yöresinde bulunan metamorfik kayalar Anatolid-Torid Bloğu, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı ve Doğu Pontidler'in birbirine yaklaşarak üçlü bir eklem yaptığı önemli bir kesişim bölgesinde bulunmaktadır (Şekil 1.1). Bu bölgede yüzeylenen metamorfik kayalar İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) sutureuna ait olduğu düşünülen ofiyolitik kayalar ve ofiyolitik melanjlarla iç içe yüzeylenmektedir (Şekil 1.4).



Şekil 1.4 : Doğu Pontidlerin jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu (MTA 2002, 500.000'lik Türkiye Jeoloji haritasından yalınlaştırılmıştır. Dikdörtgen çalışma alanının konumunu göstermektedir).

1.2 Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı, Kuzey Anadolu Fayı'nın ve Ağvanis Metamorfitleri'nin güneyinde geniş bir alanda yüzeyleyen (Şekil 1.4) Refahiye Metamorfitleri'nin ı) başlıca kaya topluluğunu ıı) çevre kayalarıyla olan ilişkilerini ııı) başkalaşım koşullarını ıv) başkalaşım yaşını v) bölgenin evrimindeki yeri ve önemini bulmaya yöneliktir. Bu veriler Doğu Pontidler ve Anatolid Toridler arasındaki sınırın evrimini anlamak açısından önem taşımaktadır.

Refahiye ve çevresinde yüzeyleyen metamorfik birimlerinin jeolojik evriminin anlaşılması için şu ana kadar sınırlı sayıda çalışma yapılmıştır (Tatar 1978; Buket & Ataman 1982; Yılmaz ve diğ., 1985; Yılmaz & Yılmaz 2004). Yılmaz ve diğ., (1985) ve Yılmaz & Yılmaz (2004) bu metamorfiklerin Doğu Pontidler'in Permo-Triyas yaşlı temeline ait olduğu ileri sürmüştür. Bununla beraber bölgede nicel olarak yaş tayini ve mineral kimyası verilerinin bulunmaması, tektonik süreçlerin anlaşılması ve bölgesel deneştirmelerin yapılmasını güçleştirmektedir.

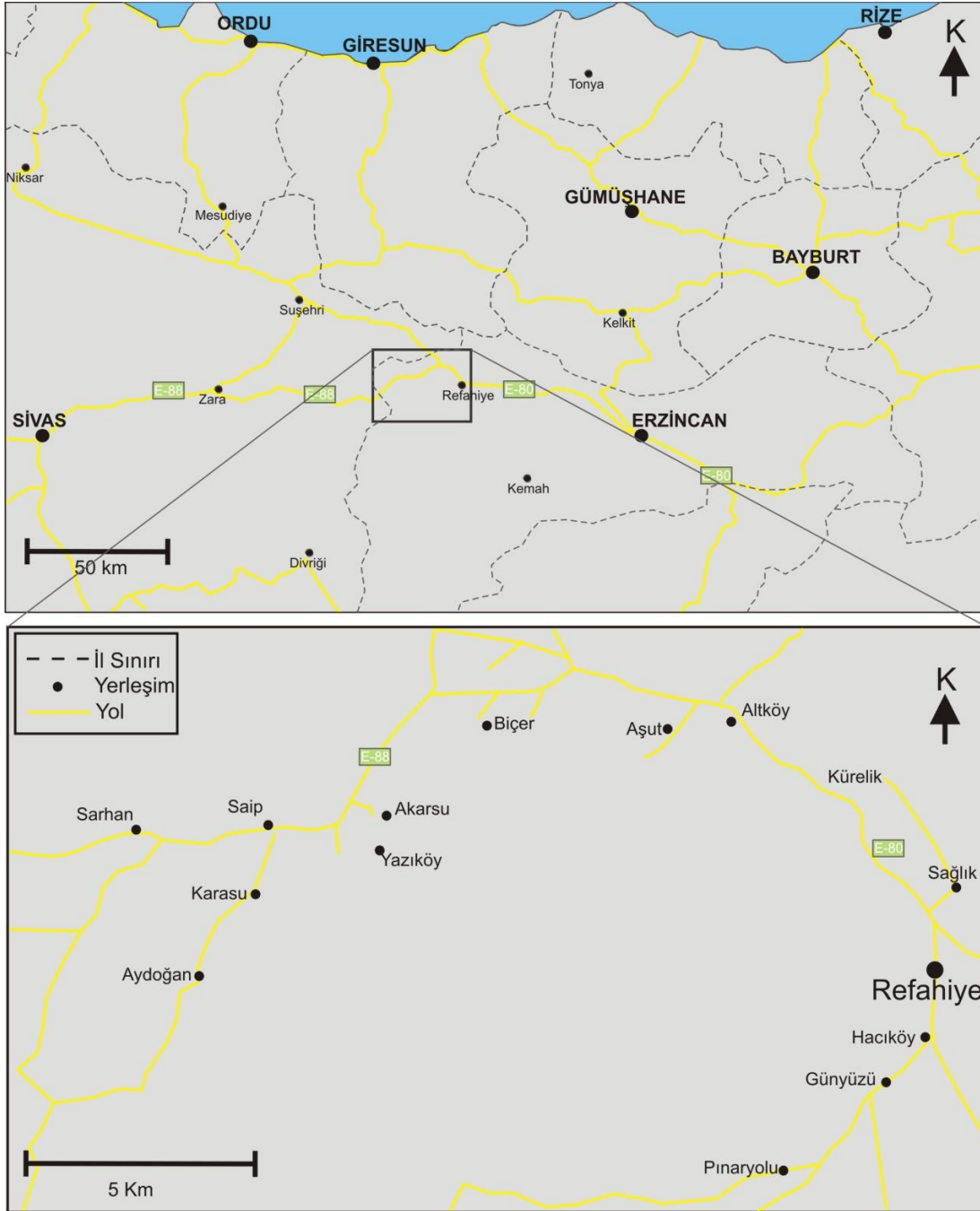
1.3 Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı, Erzincan ili, Refahiye İlçe merkezi ve çevresinde bulunan köyleri içermektedir. Çalışılan alan yaklaşık 180 km²'lik bir bölgeyi kapsamaktadır. Çevrede bulunan ikinci en büyük yerleşim Akarsu köyüdür. Bölgede başlıca Pınaryolu, Altköy, Biçer, Karasu ve Aydoğan köyleri bulunmaktadır. Topoğrafyası yüksek tepeler ve bunların arasında gelişmiş olan dar vadilerle tanımlanan arazinin, en yüksek noktası 2447 m yüksekliğindeki Dumanlıdağ'dır. Akarsu kuzeyinden geçen Binasor Deresi ve Refahiye kuzeyinden geçen Köroğlu Deresi arazide gözlenen en büyük derelerdir. Refahiye'ye ulaşım, Sivas – Erzincan E-88 ve Refahiye Erzincan E 80 karayolu üzerinden sağlanabilmektedir (Şekil 1.5).

1.4 Çalışmanın Yöntemi

Çalışma üç aşamada gerçekleştirildi. Bu yöntemler: (ı) arazi çalışması, (ıı) laboratuvar çalışmaları ve (ııı) elde edilen verilerin değerlendirilmesinden meydana gelmektedir. Bu aşamalar uygulanırken jeolojik haritalama, petrolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar gerçekleştirildi.

Erzincan, Refahiye bölgesinde gerçekleştirilen jeolojik haritalama çalışmalarında 1/25000 ölçekli topografya haritası kullanıldı. Haritalama ve örnekleme sırasında standart yer bilimci donanımları olan jeolog çekici, jeolog pusulası ve GPS kullanıldı. Arazi çalışmaları 2009 yılı Temmuz ayı, 2010 yılı Haziran-Temmuz ayı ve 2011 yılı Nisan ayları içerisinde yürütüldü.



Şekil 1.5 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Arazi çalışmalarında toplanan 100'den fazla örneğin Maden Fakültesi İnce Kesit Yapım Atölyesi ve Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü İnce Kesit Yapım Atölyesinde ince kesitleri hazırlandı. Bu ince kesitler Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nde polarizan mikroskop vasıtasıyla incelendi.

Radyometrik yaş tayini ve ana-iz element analizi için altere olmamış, sağlam el örnekleri seçildi. Bu el örnekleri Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda kırma, eleme, manyetik ayırma, ağır sıvı ile ayırma ve elle seçme işlemlerinden geçirildi.

Ana, iz element ve yaş tayini analiz için seçilen örnekler elmas testere vasıtasıyla yumruk büyüklüğüne getirildi. Bu örnekler hidrolik kırıcı kullanılarak 2-3 cm kalınlığındaki parçalara ayrıldı. Ayrılan malzeme sabitlenmiş bir çene aralığına getirilen çeneli kırıcıdan geçirildi. Çeneli kırıcı ile tane boyu ufaltılan malzemeler, 63, 125, 180, 250 mikronluk elekler yardımıyla değişik fraksiyonlara ayrıldı. Kirlenmenin önüne geçilmek için elekler her aşamada ve yeni örnek ayırımından önce basınçlı hava ve sesle titreşimli banyo kullanılarak temizlendi. Değişik tane boyutlarına ayrılan örnekler arı suyla yıkanarak, tanelere yapışan 62 mikronun altındaki tozlardan arındırıldı. Bu işlemden sonra fırına konularak 110 °C'de 48 saat boyunca kurutulan örnekler manyetik ayırıcı vasıtasıyla içlerindeki manyetik minerallerden arındırıldı.

Ana ve iz element analizi için seçilen örnekler agat havan vasıtasıyla 20 gramlık kaya pudraları haline getirildi. Her işlemden sonra agat havan asetona ve basınçlı hava ile temizlendi. Temizlenen örnekler 120 °C derecede 12 saat boyunca bekletilerek içerdikleri nemden arındırıldı.

Yaş tayini için seçilen mika örnekleri ise kağıtta zenginleştirme işlemine tabii tutuldu. Mika örnekleri el agat havanı vasıtasıyla ovularak, kenarlarına yapışık olan tozlardan ve içlerindeki kapanımlardan kurtarıldı. Ayırtılan örnekler kuruması için fırında 48 saat boyunca 110 °C'de bekletildi.

Ana ve iz element analizleri Acme Analitik Laboratuvarları Vancouver (Kanada)'da gerçekleştirildi. 200 mg. kaya pudrası ile 1,5 gr LiBO₂ den oluşan eritici madde karıştırılarak grafit bir kabın içine yerleştirildi. Grafit kap 1050 °C'de 15 dakika boyunca ısıtıldı. Ergimiş olan örnekler ACS (American Chemical Society) standartlarında damıtılan % 5 HNO₃ içeren saf su içinde çözüldü. Uluslararası

standart olarak kabul edilen örnek değerleri ve ayıraçlardan kaynaklanan hatalar çözelti sonuçlarına eklendi. Ana elementlerin ve Ba, Nb, Ni, Sr, Sc, Y ve Zr'den oluşan iz elementlerin analizleri için, Jarrel Ash AtomComb 975 marka ICP - emisyon spektrografı kullanıldı. Diğer nadir elementler ve nadir toprak elementlerini ölçmek için Perkin-Elmer Elan 6000 model ICP kütle spektrometresi kullanıldı. Ana elementlerin ölçümünde kesinlik göreceli olarak %2, iz elementler için %10 civarındadır.

Mikalar üzerinde $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ lazer yaş tayini tekniği kullanılarak yaşı tespit edilen mikaşit örnekleri McMaster Üniversitesi (Kanada) 5c pozisyonunda Fish Canyon sanidin görüntüleyici altında (28.03 ± 0.08 My; Jourdan & Renne, 2007) ışımaya tabi tutuldu. Tahmini $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hata oranının saçınımı hacimde $\% \pm 0,1$ (2σ), ve $\% \pm 0,6$ (2σ) olarak belirlendi. Bütün örnekler tek tane CO_2 lazer fizyon ile analiz edildi. İzotopik oranlar, Nice Üniversitesi GeoAzur Laboratuvarı'nda Daly dedektör sistemi ile çalışan VG3600 kütle spektrometresi vasıtasıyla ölçüldü. Tipik kör numune değerleri STP 40 ve 39 kütleleri için sırasıyla her üç aşamada bir lazerin çıkarılması ve saflaştırılması için 4.2 - 8.75 ile 1,2 - 3,9 olarak belirlendi. Kütle spektrometresi için kütle ayırıcısı hava pipeti hacmi ile görüntüleme yapıldı. Bozunma sabitleri Steiger & Jager (1977)'den alındı.

Mikroprob için seçilen altı adet örnekten, Heidelberg Üniversitesi Mineraloloji Laboratuvarında parlatılmış ince kesitler hazırlandı. Parlak kesitlerin incelenmesi Heidelberg Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü'nde beş dalga boylu dağıtıcı spektrometreye sahip CAMECA SX51 marka elektron mikroprobu vasıtasıyla gerçekleştirildi. Standart ölçüm koşulları olan 15 kV ivmeleme voltajı, 20 nA ışın akısı ve $\sim 1 \mu\text{m}$ 'lik ışın çapı değerleri esas alındı. Sayma zamanları genel olarak 10 saniye olarak belirlendi. Feldspat ölçümlerinde, buharlaşma ile alkali kaybının önüne geçmek için ışın akısının çapı $\sim 10 \mu\text{m}$ 'ye ayarlandı. Kalibrasyon için doğal ve yapay oksit standartları kullanıldı. PAP algoritması (Pouchou & Pichoir, 1984; 1985) işlenmemiş veriler üzerine uygulandı.

2. GENEL JEOLJİ

Çalışma sahasında altı farklı birim bulunmaktadır. Bunlar yaşlıdan gence doğru: (i) Refahiye Metamorfileri (Jura), (ii) Refahiye Peridotitleri (Jura), (iii) Gazipınarı Kırıntılı Kayaları (Orta Eosen), (iv) Onarı Formasyonu (Oligo-Miyosen), v) Kadıköy Formasyonu (Üst Miyosen-Kuvaterner), (vi) Alüvyon'dur. Bölgenin temel kayalarını Refahiye Metamorfileri ve Refahiye Peridotitleri oluşturmaktadır. Metamorfiler ve peridotitler arasındaki dokanak tektonik niteliklidir. Eosen ve daha genç çökeller uyumsuzlukla daha yaşlı olan birimleri örtmektedir. (Şekil 2.1). Bu üç birim değişik bölgelerde temel kayalarını uyumsuz olarak örtmektedir. Aşağıda bu birimlerin genel nitelikleri özetlenmektedir.

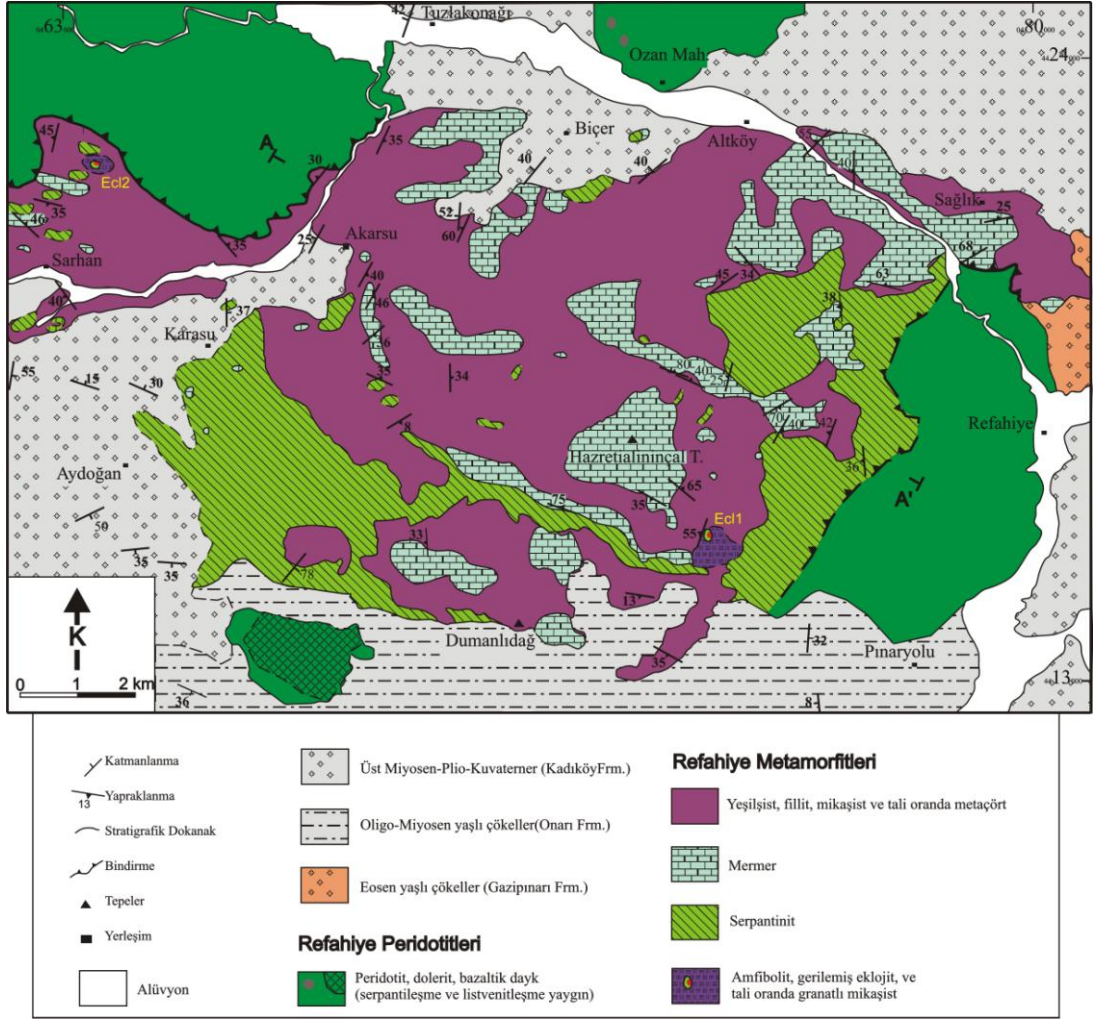
2.1 Refahiye Metamorfileri

Refahiye Metamorfileri yaklaşık olarak 80 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir. Baskın olarak yeşilşist (yüzeyleme alanının ~% 33'ü), mermer (~% 30), serpantin (~% 25), fillitten (% 10) ve tali oranda metaçört, amfibolit, mikaşist ve eklojitten oluşmaktadır (Şekil 2.1). Refahiye Metamorfileri'nin peridotitlerle olan dokanakları farklı nitelikler sunar. Refahiye'nin 10 km kuzeybatısında bulunan peridotitler, metamorfiler üzerine itilmiş iken, güneydoğuda metamorfiler peridotitlerin üzerine bindirmiştir (EK A.1, Şekil 2.2). Bu durum Refahiye Metamorfilerin peridotitlerin içerisinde bir dilim olduğunu göstermektedir. Bu tektonik dilimlenme Eosen yaşlı çökel kayaların hem metamorfileri hem de peridotitleri örtmesinden dolayı Eosen öncesi dönemde meydana gelmiş olmalıdır.

Yılmaz ve diğ., (1985) ve Yılmaz & Yılmaz (2004)'de Tokat Masifi kayalarının eşleniği olarak düşünülen bu birim, çalışmada gösterdiği litolojik çeşitliliklerden ötürü Refahiye Metamorfileri ismi altında incelenmektedir.

Periyod&Seri	Formasyon İsmi	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner			Alüvyon
Üst Mio - Pliy.	Kadıköy Frm.		Kiltaş (kömür seviyeleri)
			Kumtaş
Oligo-Miy.	Onarı Frm.		Çakıltaş
			Kumtaş
			Çakıltaş
Eosen	Gazipınarı Krm.		Kumtaş
			Çakıltaş
Jura	Refahiye Perid.		Lerzolit, listvenit, serpantinit, bazaltik dayk
	Refahiye Met.		Yeşilşist, mermer, serpantinit, fillit, mikaşist, amfibolit, metaçört ve eklojit
	Refahiye Peridot.		Harzburjit, dünit, serpantinit, dolerit, plajiogranit, listvenit

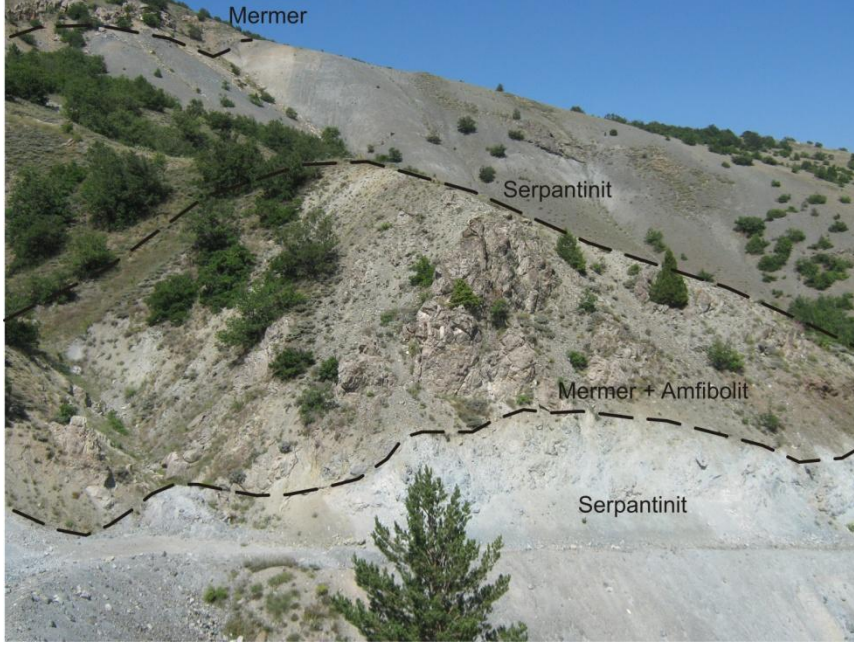
Şekil 2.1 : Refahiye yöresinin ve çevresinin genelleştirilmiş kolon kesidi (Ölçeksiz).



Şekil 2.2 : Refahiye Metamorfittleri ve çevresinin jeoloji haritası.

Refahiye Metamorfittleri'ni oluşturan kayaç toplulukları düzensiz bir dağılımı göstermektedir. Bu nedenle birimin içinde stratigrafik bir ayrıma gidilememiştir. Bu düzensiz dağılım yığılma karmaşalarında gözlenen kaya topluluklarının düzensiz iç yapıları andırmaktadır (Şekil 2.3).

Metamorfik kütle içinde en bol bulunan kayaç yeşilimsi gri renkteki yeşilşistlerdir. Yeşilşistlerin genel itibariyle mineral yönelimleri belirgin ve ince tane (1-3 cm) boyludur (Şekil 2.4). Yapraklanma düzlemleri batı kesimlerde KD/GB doğrultusunda ve değişik açılarda KB'ya doğru eğimlidir (EK A.1). Doğu kesimlerde ise KB/GD doğrultusunda ve genel olarak güneye eğimli bir yönelim göstermektedir.



Şekil 2.3 : Refahiye Metamorfitlerinde bulunan serpantinit - mermer - amfibolitlerin düzensiz görünümü (Koor. 0462595 / 4420608).

Yeşilşistlerin hemen hemen tamamı mat bir dış yüzeye sahiptir. İçlerinde yer yer izoklinal kıvrımlar ve buruşma klivajı bulunmaktadır. Kalınlıkları 1 cm'den 20 cm'e kadar değişen kuvars damarları yeşilşistleri kesmektedir.



Şekil 2.4 : Yeşilşist kayalarının genel görünümü (Koor. 0467529 / 4419676).

Mermerler boz yüzey renklerine sahiptir. Genel olarak 1-2 km²'lik alanlara yayılmış olarak takip edilebilen halinde bulunan mermerler, çapları 60 m ve daha ufak olan bloklar halinde de bulunmaktadır. Mermerlerin en geniş yüzlekleri Dumanlıdağ

civarında ve Refahiye'nin 4-5 km kuzeybatısında gözlenmektedir (Şekil 2.2). Oluşum sonrası tektonizmaya bağlı olarak yer yer aşırı çatlaklı ve deforme olmuş mermer blokları da bulunmaktadır (Şekil 2.5). Refahiye'nin 4 km batısında yüzeylenen mermer birimleri antiklinal yapısı sunmaktadır (EK A.1). Mermerlerde herhangi bir makrofosil örneği tespit edilememiştir.



Şekil 2.5 : Bol çatlaklı mermer bloğu (Koor. 0462585 / 4420808).



Şekil 2.6 : Dumanlıdağ civarında gözlenen masif mermer kütlesi (Koor. 0468449 / 4415375).

Serpantinitle, diğer metamorfik kaya türleri arasında çapları 10 ile 50 m arasında değişen mercerler halinde bulunmaktadır (Şekil 2.7). Koyu mavi-yeşil yüzey rengine

sahip serpantinitler, bol miktarda çatlak ve eklem takımları içemektedir. Az oranda hidratlaşmış olan örnekler tali oranda gözlenmekte olup, Refahiye'nin 4 km batısında ve Sarhan Köyü'nün 1 km kuzeyinde yüzeylenmektedir.



Şekil 2.7 : Metamorfitleerin çeresinde bulunan serpantinit bloğu (Koor. 0473945 / 4418304).

Fillitler, genel olarak gri yüzey rengine sahiptir. Alterasyondan etkilenmiş örnekleri turuncu renkler gösterir. Yapraklanmaları ve kıvrımlanmaları belirgin olan fillitlerde buruşma klivajı yaygındır (Şekil 2.8). Mermerler veya yeşilşistler ile yer yer ardalımalı, genel olarak düzensiz bir şekilde gözlenirler. Mermerlerle olan dokanaklarında kalsitleşme yaygındır. Kalınlıkları 1 mm'den 5 cm'e kadar değişen kuvars damarları tarafından kesilmektedirler.



Şekil 2.8 : Fillitlerde gözlenen buruşma klivajı (Koor. 0477565/4421525).

Eklojitler arazide sadece iki bölgede bulunmaktadır. Metamorfik birim ile peridotitik birimin birbirlerine yaklaştığı Sarhan köyünün 2 km kuzeyinde 15 x 15 m'lik bir yüzlek halinde iken ve Hazretialiniçal Tepe'nin güneybatısındaki eklojitler 10x10 m'lik bir yüzlek sunmaktadır. Her iki bölgede eklojitler, granatlı amfibolitlerle sarılmışlardır (Şekil 2.1). Koyu yeşil renkli klinopiroksen ve zoisitlerin içinde iri granat kristallerinin düzensiz dağılımı belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 2.9). Eklojitler alterasyon sonucu turuncu-yeşil yüzey renkleri gösterir. Özşekli kırmızımsı-kahverengi granat porfiroblastları çıplak gözle görülebilmektedir.



Şekil 2.9 : İri granat taneleri, omfazitler ve yer yer zoisitlerin çıplak gözle görülebildiği eklojit örneği (örnek # 440).

Mikaşistlerde, iri mika ve klorit mineralleri çıplak gözle ayırt edilebilmektedir (Şekil 2.10), Refahiye'nin 3-4 km batısında 0,5 x 1 km'lik bir alanda yüzlek vermekte olan mikaşistlerin dayanımı çok düşüktür. Bunun dışında, Dumanlıdağ güneyinde sağlam bir yüzleğe sahip olmayan, 25 x 25 m'lik bir dilim de bulunmaktadır. Gerilemiş granat-granat içeren mikaşistler genel olarak, amfibolit ve eklojitlerle beraberlik göstermektedir



Şekil 2.10 : İri mika taneleri ve gerilemiş granatları bariz olarak seçilebilen mikaşist (örnek # 562A).

Tali oranda gözlenen kayalardan arazide en bol bulunan amfibolitlerdir. Belirgin yapraklamalı, koyu yeşil renkte mineral yönelmeleri belirgin olan amfibolitler genel olarak yeşilist ve mikaşistlerle beraberlik göstermektedir. Düzensiz plajiolas damarları amfibolitleri kesmektedir. Granat içeren amfibolitler (Şekil 2.11) Sarhan'ın kuzeyinde ve Hazretialininçal Tepe'nin güneybatısında bulunan eklojitlerle beraberlik göstermektedir (Şekil 2.2, EK A.1).



Şekil 2.11 : İri granatlı amfibolitlerin el örneği görüntüsü (örnek # 440B).

Metaçörtler, Refahiye'nin 3 km kuzeybatısında yeşilşist ve fillitlerle beraberlik göstermektedir. Yüzeysel alterasyon etkisiyle turuncu-sarı renklindedir (Şekil 2.12). Belirgin bantlaşma gösteren el örneklerinde iri stilpnomelan-klorit porfiroblastları seçilebilmektedir.



Şekil 2.12 : Yüzeysel alterasyona maruz kalmış metaçörtler (Koor. 0477565 / 4421525).

Refahiye Metamorfitleeri içerisinde bulunan farklı kaya türlerinin tektonik dokanıklı olmayıp metamorfizma öncesi yan yana gelerek başkalaşıma uğramışlardır. Bu kaya topluluğunun içerisinde kıtasal kökene işaret eden herhangi bir kıtasal/metagranitik bir kaya topluluğu bulunmamaktadır. Bununla birlikte okyanusal yığışım karmaşığına uygun kaya topluluklarının (metabazit, fillit, mermer, metaçört, , serpantinit) birlikteliği Refahiye Metamorfitleeri'nin başkalaşıma uğramış eski bir yığışım karmaşası olduğunu göstermektedir.

2.2 Refahiye Peridotitleri

Refahiye Peridotitleri çalışma alanında yaklaşık 65 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 2.1, EK A.1). Birim peridotitler (lerzolit-harzburgit-dünit ~% 92), listvenitler (~% 8), ve tali oranda doleritten meydana gelmektedir. Peridotit birimi, Ozan Mahallesi kuzeyinde ≤ 4 m. kalınlığında bazaltik dayklar tarafından kesilmektedir. Peridotitlerin yaklaşık %80'i serpantinleşmiştir. Ayrıca peridotitlerin içindeki çatlaklar boyunca düzensiz serpantinit ağları gelişmiştir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 : Peridotitleri kesen düzensiz serpantin damar ağı (Koor. 0468154/4423959).

Peridotitler harzburjit, lertzolit ve dünit tarafından temsil edilmektedir. Harzburjitlerin yüzeyi turuncu-pas rengi alterasyon renginde, kırıldığı zaman koyu yeşil-kara renklerde gözlenir. El örneklerinde iri piroksen taneleri gözle ayırt edilebilmektedir. Lertzolitler sadece Refahiye'nin 10 km kuzeybatısında tektonik olarak metamorfitletlerin üzerine itilmiş peridotitlerde bulunmaktadır.

Dünitler, koyu yeşil renklerde, masif bir görüntü sergiler (Şekil 2.14). Peridotitik birimlerin birbirleri ile olan sınırları ve ilişkileri net bir biçimde gözlenmemektedir.



Şekil 2.14 : Serpantinleşmiş dünit yüzleği (Koor. 0466168/ 4424144).

Doleritler arazide ~500 m²'lik bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 2.2). Dumanlıdağ'ın 3 km batısında gözlenen doleritlerin sınırları arazinin yoğun bitki örtüsü sebebiyle net bir şekilde gözlenememiştir. Kalınlığı yaklaşık 30 cm olan plajiogranit damarı doleritleri kesmektedir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15 : Doleriti kesen plajiogranit damarları (Koor. 0467172/4413575).

Listvenitler, turuncu-sarı renkte yüzlek renkleri göstermekte olup, düzensiz bir şekilde dağılmış olan boyutları mm'den 40'cm e kadar değişen kuvars ve kalsit damarları barındırmaktadır.

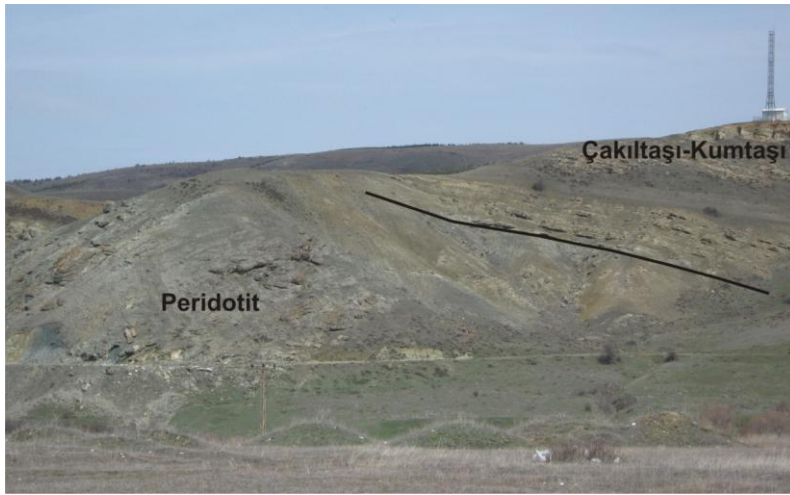
2.3 Çökel Kayalar

Çalışma alanında bulunan çökel kayalar, 4 başlık altında toplanmıştır. Bu çalışma kapsamında bu çökel kayalar içinde yalnızca bir lokasyonda fosil örneğine rastlanılmıştır. Bu nedenle birimlerin yaşları bütünüyle Yılmaz ve diğ., (1985)'de betimlenen fosil örneklerine dayandırılmaktadır. Çökel kayaların betimlenmesinde, Yılmaz ve diğ., (1985)'de yapılan isimlendirmelerine sadık kalındı. Gazipınarı Kırıntılı Kayaları çökel kayaların en yaşlısını oluştururken, bu birimin üzerine açısız uyumsuzlukla Oligo-Miyosen yaşlı Onarı Formasyonu kayaları gelmektedir. Onarı Formasyonu'nun üzerine ise yine açısız uyumsuzlukla Kadıköy Formasyonu kayaları örtmektedir. Aşağıda bu birimler ayrıntılı olarak betimlenecektir.

2.3.1 Gazipınarı Kırıntılı Kayaları (Eosen)

Gazipınarı Kırıntılı kayaları, boz renkli çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasıyla temsil edilir. Kırıntılı kayalar metamorfite ve peridotitleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2.16). Gazipınarı Kırıntılı Kayaları'nda bulunan çakıltaşları, serpantin, peridotit, amfibolit çakılları içermektedir. Çakıltaşını oluşturan tanelerin boyları 2 mm - 20 cm aralığındadır. Çakıltaşları karbonat destekli kötü derecelenmiş, iyi yuvarlanmış, tanelerden oluşmaktadır. Katman kalınlıkları 5cm 'den 1 m'ye kadar değişmektedir (Şekil 2.17).

Kumtaşları, sarı-gri renklere, 10-15 cm kalınlığında katmanlardan oluşmaktadır. Birimin yaşı Yılmaz ve diğ., (1985)'e göre Eosen (Nummulites cf.) yaşlıdır.



Şekil 2.16 : Refahiye Peridotitlerini açısız uyumsuzlukla örten Gazipınarı Kırıntılı Kayaları (Koor. 0480813/4417428).



Şekil 2.17 : Gazipınarı Kırıntılı Kayaları'ndaki çakıltaşı-kumtaşı ardalanması (Koor. 0480437 / 4418350).

Birimde iyi yuvarlaklaşmış çakılların varlığı yerel olarak çapraz ve dereceli katmanlanmanın gelişimi birimin genel olarak akarsu-denizel ortamda çökeldiğini göstermektedir.

2.3.2 Onarı Formasyonu (Oligo-Miyosen)

Onarı Formasyonu birimi kızıl renkli çakıltaşı-kumtaşı araldanmasıyla karakterize olmaktadır. Birimin tipik yüzeylemeleri, Pınaryolu köyünün batısında ve Dumanlıdağ güneyinde gözlenmektedir (Şekil 2.2, EK A.1). Onarı Formasyonu, Dumanlıdağ güneyindeki yüzlelerde peridotitleri açısal uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2.18).



Şekil 2.18 : Refahiye Peridotitleri üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Onarı Formasyonu (Koor. 0471765, 4414958).

Çakıltaşları kızıl-turuncu renklerde, iyi yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış, orta derecede küreselleşmiş, kalsit/demiroksit çimentoyla tutturulmuş listvenit, serpantin, mermer, amfibolit çakılları içermektedir. Çakılların boyutları 2 mm'den 15 cm'e kadar değişmektedir. Taneler bazı yerlerde birbirleriyle temas halinde görülmekte iken, genel olarak killi kumtaşından oluşan bir hamur içinde bulunmaktadır (Şekil 2.19).



Şekil 2.19 : Onarı Formasyonu'na ait çakıltaşları (Koor. 0472370 / 4413223).

Kumtaşları kıvılcık renkleri göstermekte olup, genel olarak belirli bir katmanlı yapı sergilememektedir (Şekil 2.20). Orta-kötü derece yuvarlaklaşmış olan kumtaşlarının içlerinde feldspat ve kuvars taneleri gözle seçilebilmektedir.



Şekil 2.20 : Onarı formasyonu içinde bulunan kıvılcık renkli kumtaşları (Koor. 0476100, 4419340).

Onarı Formasyonu ile Kadıköy Formasyonu'nun sınırı örtülü olduğundan uyumsuzluk yüzeyi net bir şekilde görülmemektedir. Yılmaz ve diğ., (1985),

Miogypsina sp., Amphistegina sp., Bryozoa, fosillerine dayanarak birimi Oligo-Miyosen (Akitaniyen) olarak yaşılandırmıştır.

2.3.3 Kadıköy Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner)

Kadıköy Formasyonu arazide en geniş yüzeylemelerini Biçer güneyinde ve Aydoğan çevresinde sunmaktadır (EK A.1). Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyinde yüzeylenmekte olan birimin içinde birçok normal fay bulunmaktadır (Şekil 2.21). Ayrıca Biçer Köyü güneybatısındaki yüzleklerde dereceli ve çapraz tabakalanmalar yaygın bir biçimde gelişmiştir. Aydoğan köyü çevresinde tabaka doğrultuları kuzey ve güneye doğru farklı yönlerde eğimlenmiştir (Şekil 2.2).



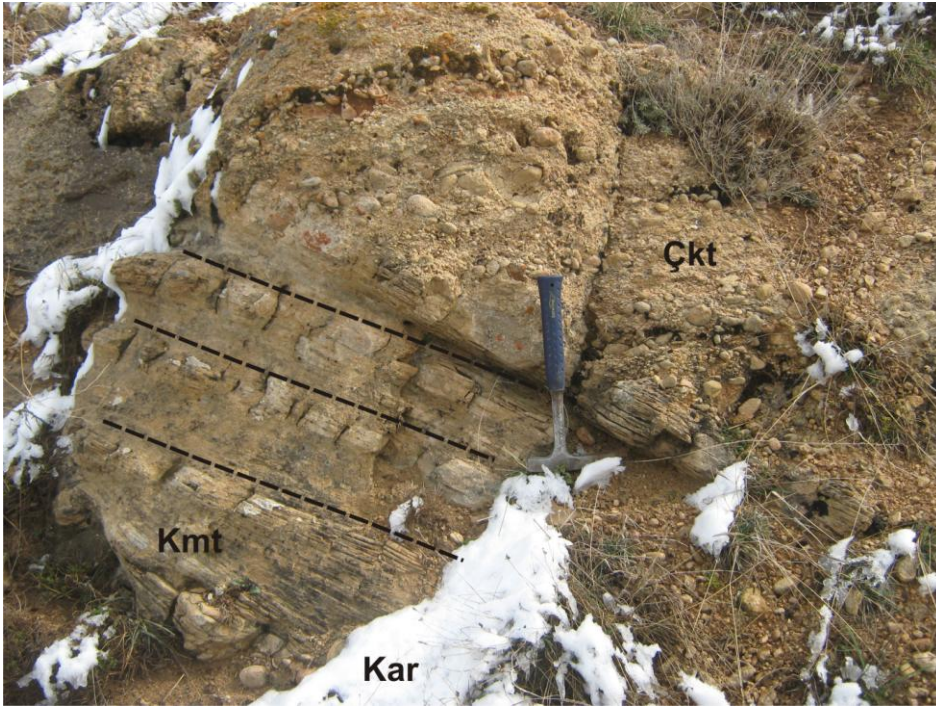
Şekil 2.21 : Kadıköy formasyonu içerisinde gözlenen normal faylar (Koor. 0470132 / 4421523).

Kadıköy Formasyonu başlıca çakıltası, kumtaşı, kiltası araldanmasıyla beraber, daha az miktarda, silttaşı ve marnlı yumrular içermektedir. Bazı lokasyonlarda, kil tabakaları arasında kalınlıkları kalınlıkları 15 cm civarında olan kömür oluşuklarına ve kumtaşlarının içinde yaprak fosillerine rastlanmıştır (Şekil 2.22). Bu fosillerde Üst Miyosen–Pliyosen yaşını destekler niteliktedir (Mehmet Sakınc, Kişisel Görüşme, 2010).



Şekil 2.22 : Kadıköy Formasyonu içindeki kömür oluşumları (Koor. 0465413/4419618).

Kadıköy Formasyonu oluşturan çakıltaşları, kötü yuvarlaklaşmış, orta derecede boylanmış, kumtaşı destekli, çört, metabazit, serpantinit, mermer, kuvars çakılları içermekte olup, tane boyları 0,5 cm'den 15 cm'e arasında değişmektedir. Birimin kendi içinde genç uyumsuzluk yüzeyleri barındırmaktadır (Şekil 2.23).



Şekil 2.23 : Kadıköy Formasyonu'nun kendi içinde gözlenen uyumsuzluk yüzeyi. Çakıltaşı kumtaşının üzerine uyumsuz olarak örtmektedir (Koor. 0468989/4424612).

Kadıköy Formasyonu Biçer Köyü 1 km güneydoğusunda, alt yüzeyinde çapraz katmanlanmalı, derecelenmeli kumtaşı – kıltaşı – marn birimlerinin gösel bir istiften; yukarılara doğru gidildikçe çakıltaşlarının hâkim olduğu, yataya yakın ve hafif kıvrımlı bir hal alır. Çökelme ortamı fosil kapsamı ve kayatürü özelliklerine bakarak, karasal ve kısmen akarsu-göl ortamında gerçekleşmiş olmalıdır. Yılmaz ve diğ., (1985)'e göre Kadıköy Formasyonu Üst Miyosen-Pliyosen yaşadadır.

2.3.4 Alüvyon

Alüvyon birimi en geniş yüzeylemeleri Altköy'ün 2 km batısında göstermektedir. Çalışma alanındaki diğer birimlerden türemiş olan kötü yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış serpantinit, metamorfik çakıllar, volkanik çakıllar, kireçtaşı parçaları içermektedir.

3. PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI

Farklı kaya topluluklarının mineralojik ve dokusal özelliklerinin belirlemek amacıyla 100 adet örneğin ince kesiti petrografik mikroskop altında incelendi. Örneklerin mineral kapsamları ve bollukları bölüm içerisindeki çizelgelerde, jeoloji haritası üzerindeki konumları EK A.2’de belirtilmektedir. Dokusal niteliklerine göre seçilen 7 örnek üzerinde elektron mikroprob vasıtasıyla mineral kimyası analizleri gerçekleştirildi. Aşağıda değişik kaya türleri petrografik olarak tarif edilmekte ve içerdikleri minerallerin bileşimleri sunulmaktadır.

3.1 Refahiye Metamorfitleeri

Refahiye Metamorfitleeri baskın olarak yeşilşist, mermer, serpantinit, fillit ve tali oranda amfibolit, mikaşist, eklojit ve metaçörtten meydana gelmektedir. Yukarıdaki kayaç türlerinden anlaşılacağı gibi, Refahiye Metamorfitleeri değişik fasiyes koşullarında (yeşilşist, amfibolit ve eklojit) oluşmuş kaya toplulukları içermektedir. Aşağıda bu kayaç türlerinin petrografik ve kimyasal özellikleri betimlenmektedir.

3.1.1 Metabazitler

Yeşilşistler, amfibolitler ve eklojitler bazik kökenli olduklarından metabazit başlığı altında irdelenecektir.

3.1.1.1 Yeşilşistler

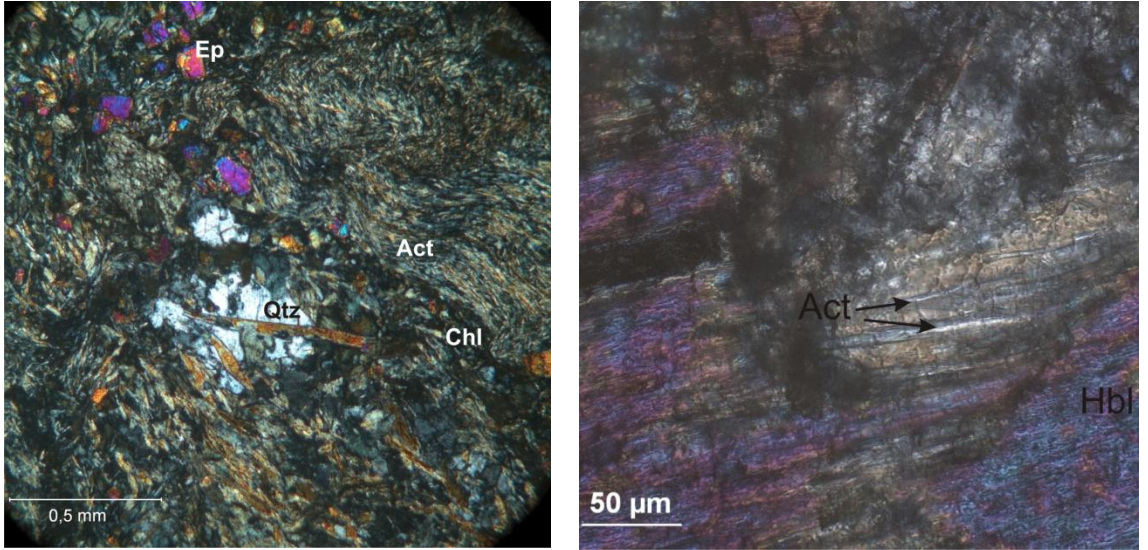
Yeşilşistler, orta derecede gelişmiş yapraklanmalı olup, genel olarak ince - orta tane boylu (~0,1 - 0,5 mm) minerallerden oluşmaktadır. Ana bileşenleri bolluk sırasına göre, aktinolit, sodik-kalsik amfibol, epidot, albit, klorit, titanit, kuvars; yan bileşenleri kalsit, opak mineral, hornblend ve rutildir (Çizelge 3.1). Tali bileşen olarak ise apatit ve zirkon mineralleri bulunmaktadır. Yapraklanma aktinolit, klorit ve epidot minerallerinin paralel uzanımlarıyla tanımlanmaktadır (Şekil 3.1a). Kalınlıkları 0,05 mm’den 1 mm’ye kadar değişen ikincil kalsit damarları yapraklanmayı kesmektedir.

Çizelge 3.1 : Refahiye Metamorfitlelerinde bulunan yeşilşistlerin tahmin edilmiş modal bollukları

Örnekler	Chl	Act	Ep(Zo)	Cal	Ttn	Ab	Qtz	Opak	Hem	Cpx	Hbl	Grt	Na/Ca	Stp	Rt
<i>Yeşilşistler</i>															
81C	5	25	40	25	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–
82A	10	23	40	–	–	25	–	5	–	–	–	–	–	–	–
82B	–	48	35	–	8	–	–	–	9	–	–	–	–	–	–
83A	3	26	22	5	10	3	7	–	–	–	24	–	–	–	–
83B	–	35	40	–	5	20	–	–	–	–	–	–	–	–	–
87A	30	2	23	2	7	25	–	3	–	–	–	–	8	–	–
109A	4	50	25	6	5	10	–	–	–	–	–	–	–	–	–
113A	22	30	8	2	2	10	–	8	–	–	–	–	10	–	–
113B	5	40	15	–	5	35	–	–	–	–	–	–	–	–	–
117	10	10	53	–	15	10	–	–	–	–	–	–	–	–	2
125A	–	48	30	7	4	10	–	–	–	–	–	–	–	–	1
125B	–	24	50	2	8	5	5	1	–	–	–	–	–	–	–
126B	55	5	5	–	6	–	–	–	–	–	24	–	–	–	–
130	45	3	–	2	20	8	–	10	–	–	–	–	12	–	–
140	10	45	12	–	5	10	5	–	–	–	6	–	–	–	8
157	–	25	45	–	15	7	–	8	–	–	–	–	–	–	–
158	25	10	25	15	5	20	–	–	–	–	–	–	–	–	–
178	–	25	50	–	–	15	10	–	–	–	–	–	–	–	–
415A	–	–	30	–	12	10	3	–	–	–	–	–	45	–	–
434C	30	–	35	20	–	–	10	5	–	–	–	–	–	–	–
454	5	40	45	–	–	10	–	–	–	–	–	–	–	–	–
457	–	30	55	–	2	13	–	–	–	–	–	–	–	–	–
458	10	5	30	35	–	20	–	–	–	–	–	–	–	–	–
509	6	29	35	–	–	28	–	–	–	–	1	–	–	–	–
516	–	30	15	–	–	–	35	15	–	–	–	–	–	–	–
518	10	55	–	–	–	30	–	–	–	–	–	–	–	–	5

Yeşilşistlerde bulunan amfiboller üç değişik türle temsil edilmektedir. Bu türler: aktinolit, hornblend ve sodik - kalsik amfiboldür. Bu minerallerin tamamı bütün yeşilşistlerde yer almamaktadır. Aktinolitler yarı özşekilli ve özşekilli dış hatlara sahiptir ve kayalarda genel olarak lifsi bir şekilde bulunurlar ve içlerinde titanit kapanımları bulunmaktadır. Ayrıca aktinolitler, yeşilşistlerin içinde kalıntı halde bulunan hornblendleri tane sınırlarından itibaren ornatmaktadır. (Şekil 3.1b).

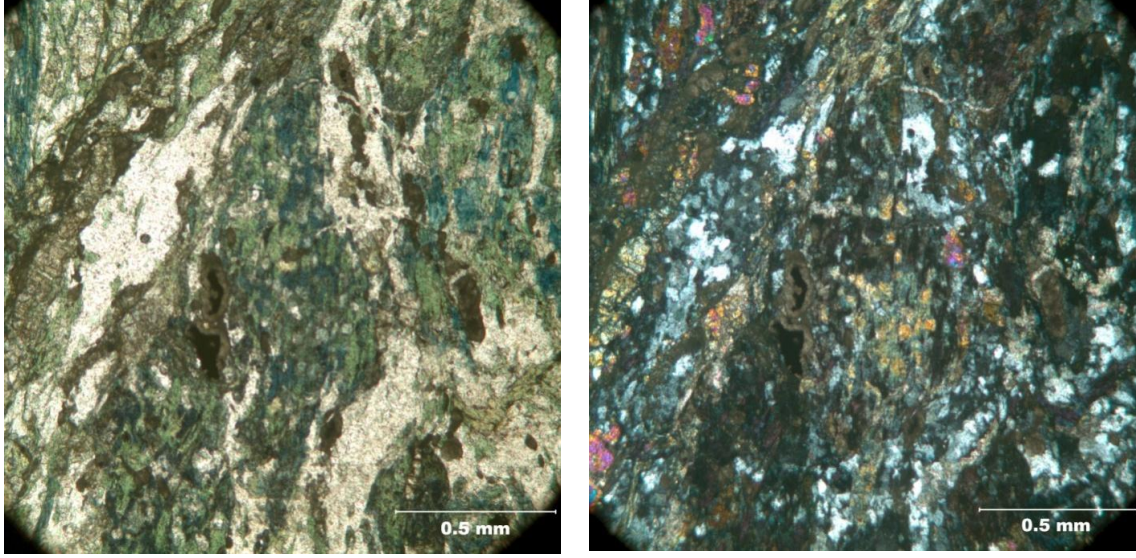
Aktinolitlerle hornblendlerin beraberlik gösteren örneklerde X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{+2}$) içerikleri 0,68 - 0,98 arasında değişmektedir (Çizelge A.1). Si miktarları ise 23 oksijen tabanını göre 6,248 - 7,989 arasında saçılmaktadır. 83A ve 140 numaralı örnekler magneziyo-honblend bulunmaktadır (Şekil 3.2). Hornblend minerallerinin SiO_2 içeriği çekirdekten kenara doğru artarken, Al_2O_3 içeriği azalmaktadır. Aktinolitlerde gözlenen TiO_2 içeriği % 0,1'den az iken, hornblendlerde bu % 1.64'e kadar çıkmaktadır.



Şekil 3.1 : Yeşilşist fasiyesi koşullarını karakterize eden karakteristik mineraller (örnek # 82A), b) Mineral sınırlarından itibaren aktinolit tarafından ornatılan hornblend. Act:aktinolit, Chl: klorit, Ep: epidot

Sodik-kalsik amfibol sadece 87A, 113A, 130, 415A numaralı örneklerde bulunmaktadır. Mükemmel yapraklanmaya sahip bu örneklerin içerdiği diğer ana bileşenler, albit, klorit, titanit ve epidot, yan bileşenler kalsit, aktinolit ve kuvars; tali orandaki bileşen ise rutil mineralidir. Yapraklanma ince uzun çubuksu klorit ve sodik - kalsik amfibollerin paralel dizilimiyle tanımlanır (Şekil 3.2a).

Sodik - kalsik amfiboller yeşilden maviye dönen bir pleokrizma gösterir. İçlerinde titanit ve rutil kapanımları vardır. Genel olarak klorit mineralleri tarafından ornatılmış bir şekilde gözlenirler. 87A numaralı örnekte titanit minerallerinin çekirdeklerinde opak mineraller korunmuştur. Bu durum titanitlerin bu opak minerallerden (ilmenitten) türediğine işaret etmektedir (Şekil 3.2b).



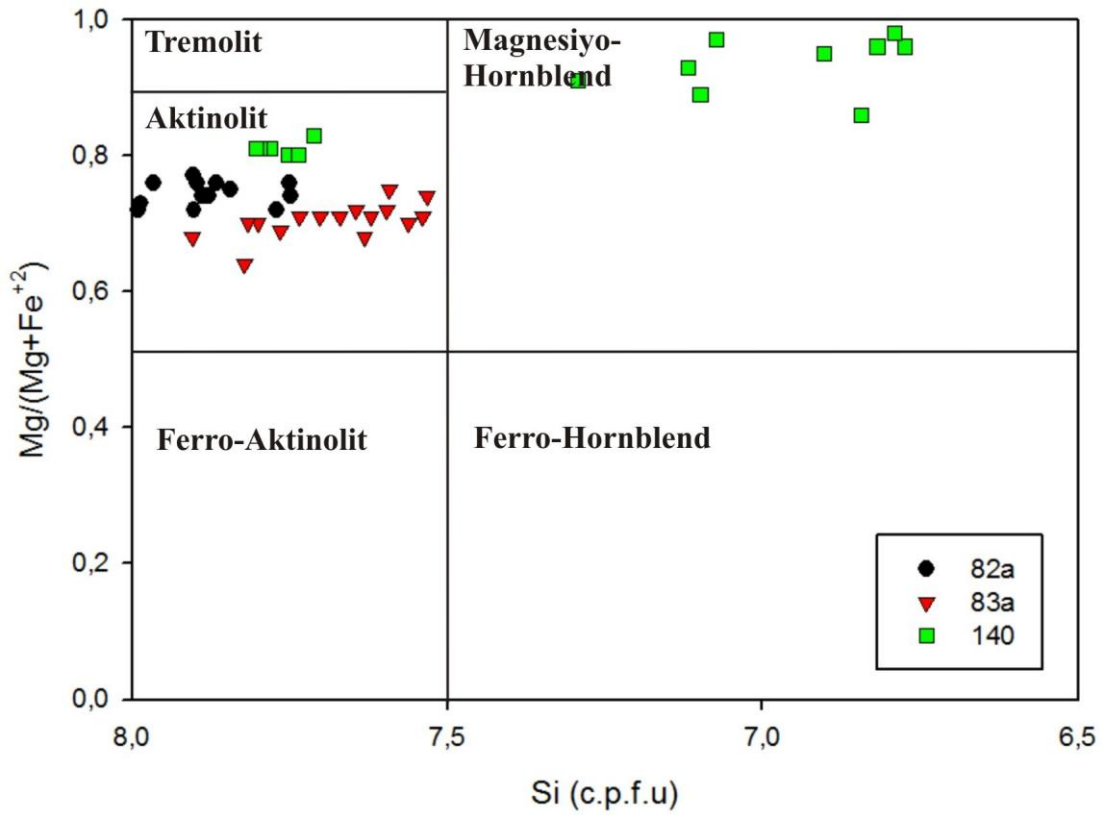
Şekil 3.2 : a) Sodik kalsik amfibol ve kloritlerin paralel uzanımıyla tanımlı yapraklama b) çekirdeğinde opak mineral barındıran titanit mineralleri (örnek # 87A)

Yeşilıştelerde bulunan epidotlar genel olarak ufak tane boyutunda (0,1 - 1 mm), yer yer iri taneli porfiroblastlar şeklinde gelişmişlerdir. Titanit ve aktinolitlerle beraber kapanımlar halinde albitlerin içinde yer alırlar. Epidotların X_{Fe}^{+3} ($Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$) oranları geniş bir aralıkta (0,12 - 0,31) değişmektedir (Çizelge A.2). Bir örnekteki X_{Fe}^{+3} değişebilirliği genel olarak $\leq 0,03$ mertebesindedir. Yalnızca 83A örneğinde değişebilirlik 0,09'a kadar ulaşmaktadır. 83A örneğinde epidotlar bileşim zonlanması göstermektedir. Çekirdekte yüksek X_{Fe}^{+3} e sahip epidotların, mineral sınırlarına doğru bu oran düşmekte, mineral sınırında ise tekrar yükselmektedir.

Albitler bazı örneklerde dalgalı sönme göstermekte ve genel olarak yeniden kristallenmeye uğramış, özşekilsiz minerallerden meydana gelmektedirler. Albitlerin içinde epidot ve aktinolit kapanımları bulunmaktadır. 82A, 83A ve 140 numaralı örnekte albitlerin X_{an} [$Ca/(Ca+K+Na)$] oranı 0,01 - 0,06 arasında değişmektedir.

Geri saçılmış elektron resimlerinde (B.S.E.I.) göreceli olarak anortitçe zengin kesimler çekirdekte, anortit oranı düşük olan kesimler mineral sınırlarında yer

almaktadır. Bu kesimler olasılıkla daha yüksek dereceli bir başkalaşımdan veya ilksel kayaktan kalıntı olabilir.



Şekil 3.3 : Yeşilşistlerdeki ölçülen amfibollerin Si (c.p.f.u)' a karşılık X_{Mg} değerleri (Deer ve diğ., 1992)

Kloritler ince uzun levhalar şeklinde, tane boyları 0,05 - 0,4 mm arasında değişen tane boylarına sahiptir. Bazı klorit taneleri anormal mavi girişim renkleri sergilemektedir. Birçok örnekte kloritler, yalancı şekilli olarak eski granat porfiroblastlarının yerini almışlardır. Kloritlerin X_{Mg} (Mg/Mg+Fe⁺²) oranları 0,57-0,70 arasında değişmektedir (Çizelge A.3). X_{Al} [=Al/(Al+Fe+Mg+Mn)] oranları ise 0,29 - 0,35 arasındadır.

Titanitler yönlü basınçların etkisinde kalarak uzamışlardır. İçerdikleri Al₂O₃ yüzdesi en fazla % 2,41 'e kadar çıkmaktadır. Rutillerin Fe₂O₃ içerikleri ise % 0,5'i geçmemektedir. Kuvars mineralleri, mineral sınırı girişimi (bulging) yeniden kristallenmesine uğramıştır. İçlerinde sıvı kapanım izleri gözlenmektedir.

Kayada tali oranda bulunan fengitlerin Si⁺⁴ oranları çekirdekten, mineral sınırlarına doğru artmaktadır. Fengitlerin formül birim başına düşen Si sayısı 11 oksijen tabanına göre 3,25 - 3,47 aralığında değişim göstermektedir. Fengitlerin içerdiği CaO

oranları %0,01'den küçükken, $X_{Na} [= Na/(Na+K)]$ miktarı 0,01 - 0,02 arasında saçılmaktadır (Çizelge A.4).

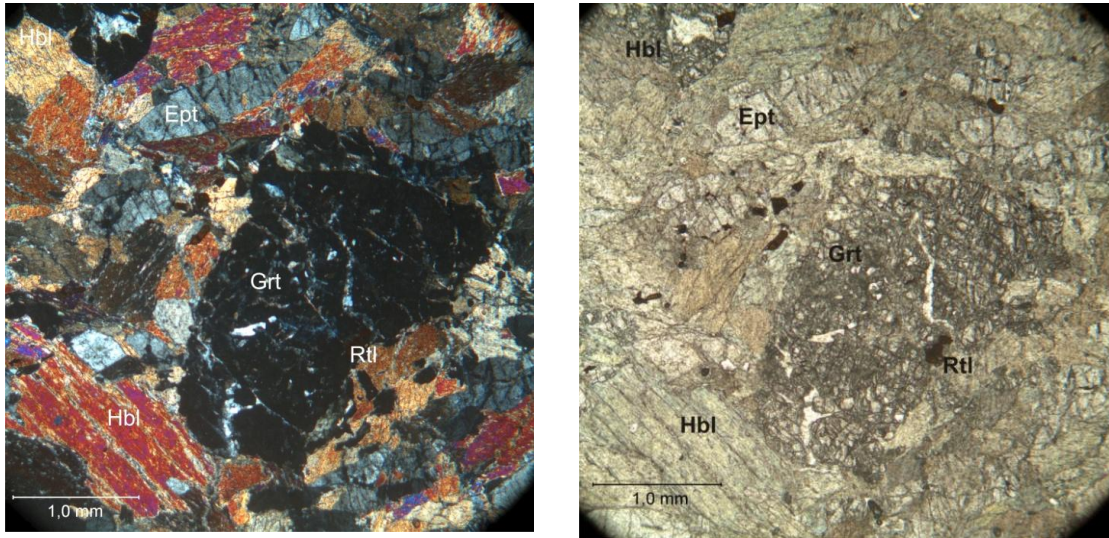
Epidot, aktinolit, albit, kloritten oluşan mineral toplulukları, ilksel dokuyu betimleyen kalıntı mineral bulunmadığı için yeşilistlerin genel hatlarıyla volkanik kökenli kayaların başkalaşımıyla oluştuklarını göstermektedir.

3.1.1.2 Amfibolitler

Amfibolitler zayıf bir yönlenme göstermektedir. Amfibolitleri oluşturan ana bileşenler bolluk sırasına göre hornblend, epidot, ±granat, aktinolit, rutil, titanit, plajiyoklas, kuvars, klorit ve kalsitten meydana gelmektedir. Tali oranda bulunan bileşenler ise apatit, kalsit, opak ve muskovit mineralleridir (Çizelge 3.2).

Hornblendlerde bileşimsel zonlanma mevcuttur. Tane sınırları genelde düzgün olsa da, bazı örneklerde aktinolit tarafından ornatılmışlardır. Hornblendler plajiyoklasların içinde kapanım halinde de bulunmaktadır.

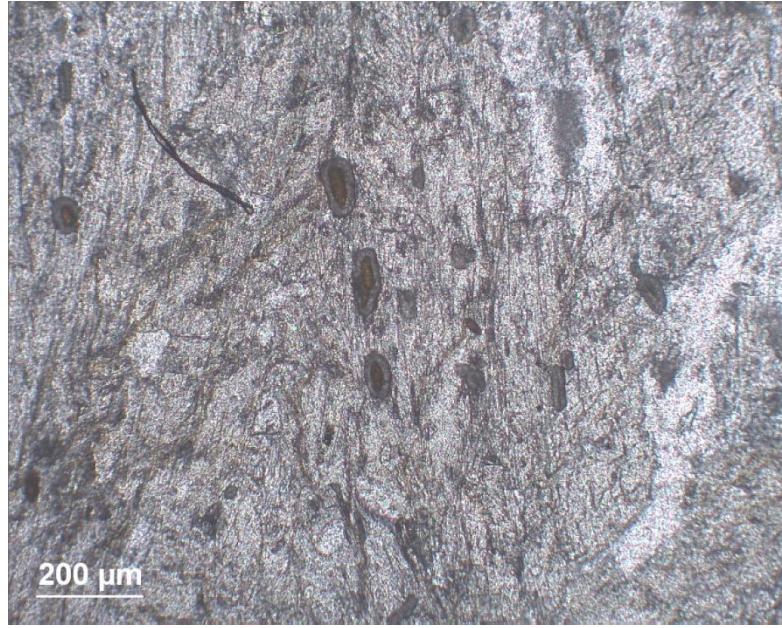
Epidotlar değişken tane boylarındadır (0,1 - 2 mm) ve bileşimsel zonlanma gösterir. Eklojitlerle birliktelik gösteren epidotların tane sınırları diğer minerallerle barışıktır. (Şekil 3.4a). Aktinolitler plajiyoklasların içinde kapanım halinde bulunmaktadır. Granatlar iri (~3 mm), özşekilli porfiroblastlar oluşturmaktadır. İçlerinde rutil, epidot(zoisit), kuvars kapanımları barındırmaktadır (Şekil 3.4b). Bazı örneklerdeki granatlar tane sınırlarından itibaren kloritleşmeye başlamıştır.



Şekil 3.4 : a) Düzgün tane sınırlarına sahip epidotlar. b) Granatlı amfibolitlerde gözlenen rutil kapanımları (örnek # 440B).

Rutil mineralleri yönlü basınçların etkisiyle uzamıştır ve çevrelerinde çok ince taneli

titanit mineralleriyle çevrenmiştir (Şekil 3.5).



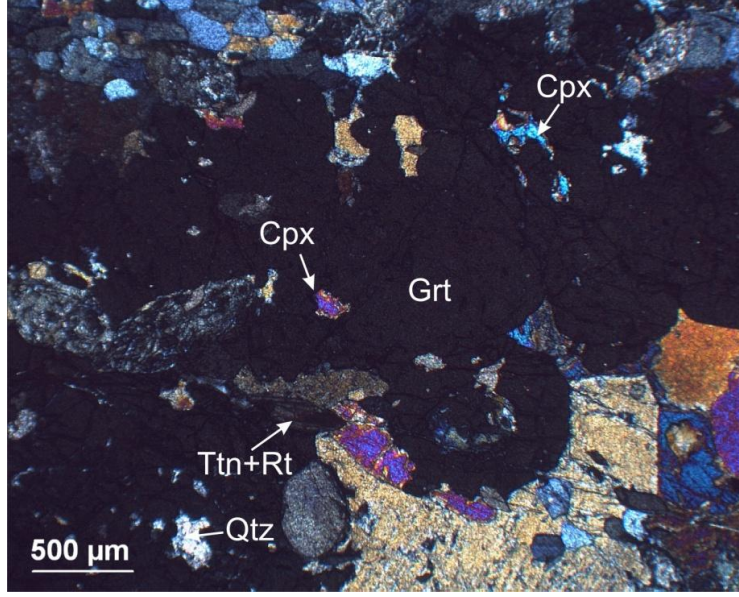
Şekil 3.5 : Titanit tarafından zarflanmış rutil mineralleri (örnek# 463B).

3.1.1.3 Eklojitler

Eklojitler yönlenmesiz, değişken tane boyutlarına sahip minerallerden oluşur. Kayayı oluşturan başlıca mineraller granat, omfasit, epidot (zoisit), kuvars, titanit, hornblend ve tali oranda, fengit ve rutil mineralleridir. (Çizelge 3.2). Kaya kalınlıkları ortalama 0,3 mm kalınlığında, dalgalı sönme gösteren, yeniden kristallenmiş kuvars damarları tarafından kesilmiştir. Granatlar tane boyları 0,3 - 7 mm'ye kadar değişiklik gösteren, yarı özşekilli, iri porfiroblastlar halindedir. Granatların içinde kuvars, zoisit, omfasit, titanit, krom spinel ve rutil kapanımları bulunmaktadır (Şekil 3.6).

Omfasitlerin tane boyları ortalama 1 - 2 mm'dir. Tane sınırlarında korona dokuları ve reaksiyon hareleri bulunur. Omfasitlerde yer yer zonlu bir yapı gözlenmektedir. İçlerinde zoisit ve titanit kapanımları bulunmaktadır.

Epidotlar (zoisitler) yarı özşekilli, iri porfiroblastlar halindedir. Tane boyları 0,5 - 5 mm arasında değişir. Granatlar ve omfasitlerle tepkime halinde gözlenir, bu reaksiyon dokuları genelde granatların ve omfasitlerin epidota dönüşmesi şeklinde gerçekleşmiştir. Epidotlar zonlu bir bileşim göstermektedir. Çekirdeklerinde bulunan mavi pleokrizma kenarlara doğru sarı ve renksiz bir hal almaktadır.



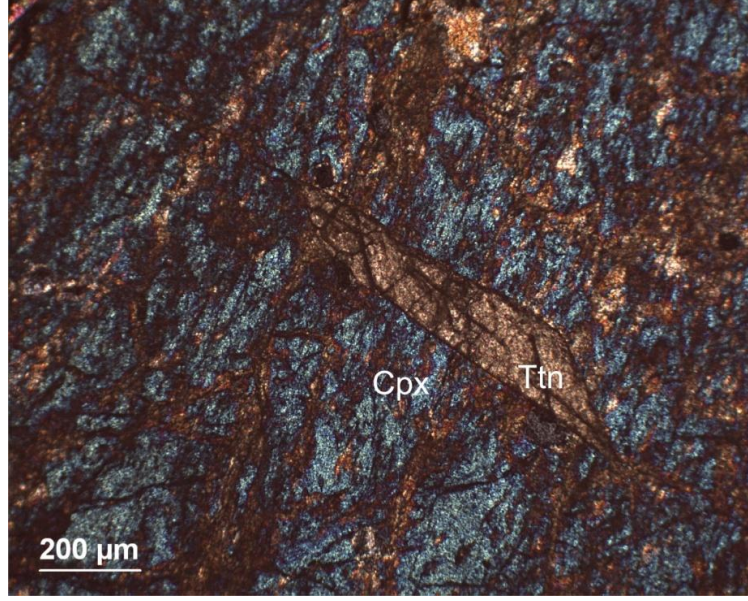
Şekil 3.6 : Granatların içinde titanit, kuvars ve klinopiroksen kapanımları (örnek # 440)

Kuvarslar iki çeşittir: (i) Granatların içindeki kapanımlar, (ii) Geç Kuvars damarları. Birincil kuvars granatların içinde kapanım halinde bulunur ve polikristalen bir yapı gösterir. Damar olarak gelen kuvarslar ise yeniden kristallenmiştir ve dalgalı sönme göstermektedir.

Titanitler özşekilli, boyutları 0,5 - 1 mm arasında değişen tanelerden oluşur. Bazı örneklerde birincil olarak gözlenen titanit, ikincil olarak mineral çatlaklarında da oluşmuştur (Şekil 3.7). Titanitlerin içinde yer yer çok ince rutil kapanımları barındırmaktadır.

Çizelge 3.2 : Refahiye Metamorfitlelerinde bulunan amfibolit ve eklojitlerin tahmin edilmiş modal bollukları

Örnekler	Chl	Act	Ep(Zo)	Cal	Ttn	Ab(Plj)	Qtz	Cpx	Hbl	Grt	Opk	Rt
<i>Amfibolitler</i>												
119	–	1	35	–	–	14	–	–	50	–	–	–
143	–	25	30	–	–	2	8	–	35	–	–	–
180	13	–	4	6	3	12	–	–	50	–	–	12
434B	7	–	25	–	3	20	–	–	45	–	–	–
440B	–	–	10	–	–	18	2	–	23	40	–	7
441B	20	–	10	–	7	–	–	–	40	15	–	3
463B	–	5	20	–	7	15	–	–	50	–	–	3
494B	5	15	27	–	10	8	–	–	30	–	–	5
505	2	10	40	–	3	–	10	–	35	–	–	–
606E	–	–	14	–	–	8	10	–	45	25	–	8
<i>Eklojitler</i>												
440	–	–	10	–	5	–	3	25	7	50	–	–
514E	–	–	25	–	5	–	5	30	–	35	–	5



Şekil 3.7 : Omfasitlerin çatlaklarındaki ikincil titanitler (örnek # 514E)

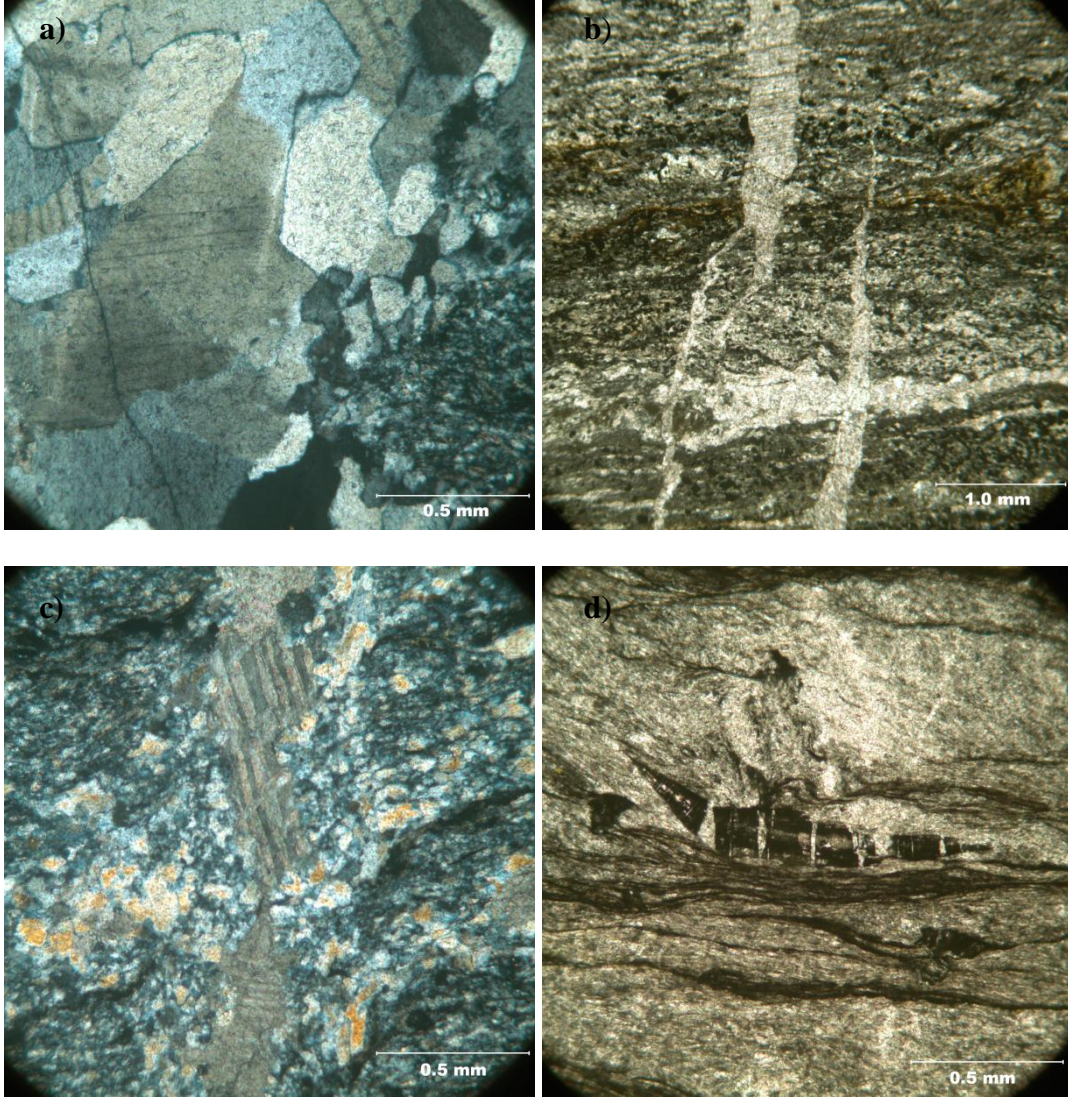
Granat, klinopiroksen, hornblend ve zoisitten oluşan mineral topluluğu eklojitlerin türünün zoisit-amfibol-eklojit olduğuna işaret etmektedir. Eklojitlerde kalıntı doku gözlenmediğinden ilksel kayacı hakkında yorum yapılamaktadır.

3.1.2 Fillitler

Bütün fillitler çok ince tanelidir (0,03 - 1 mm) ve iyi gelişmiş yapraklanma sunarlar. Tane boyutu genelde homojen olarak dağılmıştır. Fillitleri oluşturan ana bileşenler bolluk sırasına göre ak mika, opak mineral (magnetit), albit, klorit, kuvars ve kalsitten meydana gelmektedir (Çizelge 3.3). Ayrıca tali oranda zirkon, turmalin ve apatit içermektedir. Yapraklanmayı tanımlayan unsurlardan mikro tabakalar kuvars ve ak mika minerallerinden oluşmakta olup kalınlıkları 0,1 - 1,25 mm arasında değişmektedir. Klivaj alanları ise klorit ve basınç çözünmesi sonucu oluşmuş opak minerallerle temsil edilir. Bu alanların ortalama kalınlığı 0,1 mm civarındadır.

Ak mika mineralleri özşekillidir. Albit mineralleri yarı özşekillidir ve büyük bir kısmı dalgalı sönme gösterir.

Yapraklanma kalsit ve kuvars damarları tarafından dik ve dike yakın bir şekilde kesilmektedir. Kuvars damarlarının kalınlığı 1 ile 5 mm arasında değişmektedir. Birçok kuvars tanesi sıvı kapanımları içermektedir (Şekil 3.8a). Buna karşılık kalsit damarları 0,2 mm'den 2 mm'ye kadar değişen kalınlıklar sunar (Şekil 3.8b). Kalsitler merceksi ikizlenme türleri sergilemektedir (Şekil 3.8c).



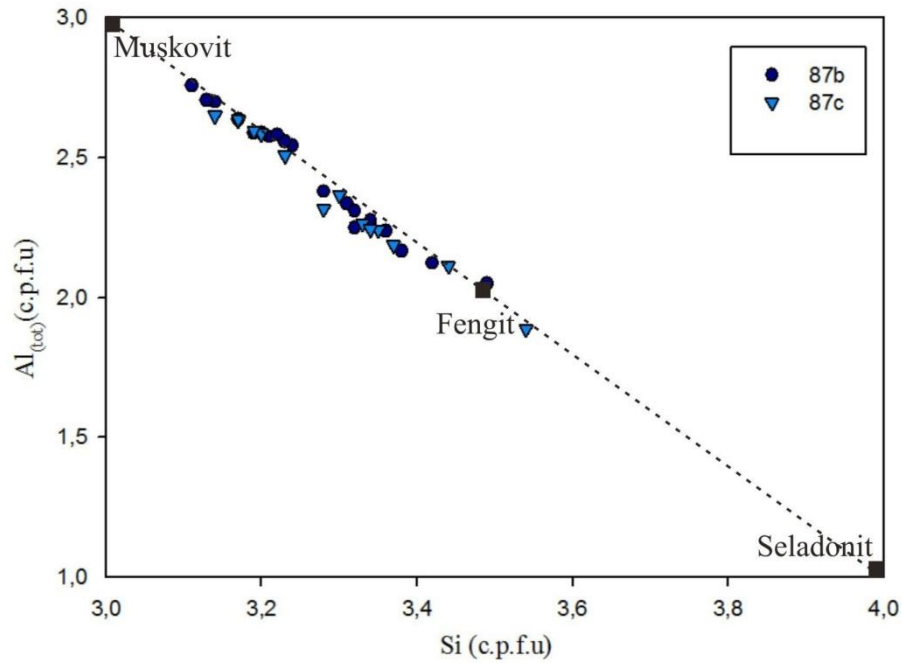
Şekil 3.8 : a) Kuvars damarında gözlenen sıvı girişimleri (# 82c). b) Filliti kesen kalsit damarlarının görünümü (# 82d) c) Kalsit damarında bulunan mercekk şeklinli ikizler (# 84a) d) Budinleşmiş opak mineral (# 82c).

Kayada sucuklaşmış opak mineraller bulunmaktadır. Opak minerallerdeki dik ve paralel budinler, kayacın birden fazla deformasyon evresine maruz kaldığını gösterir (Şekil 3.8d).

3.1.3 Mikaşistler

Mikaşistler bolluk sırasına göre ak mika, kuvars, klorit, opak mineral (magnetit), kalsit, hematit ve rutilden oluşmaktadır. Kayada bunun dışında tali oranda, apatit, zirkon ve turmalin mineralleri bulunmaktadır (Çizelge 3.3). Yapraklanma ak mika paralel dizilimiyle tanımlanır. Mikaşistler kalınlıkları 0,3 ile 4 mm arasında değişen kuvars damarları tarafından kesilmektedir. Bütün mikaşist örneklerinde buruşma klivajı bulunmaktadır (Şekil 3.10a).

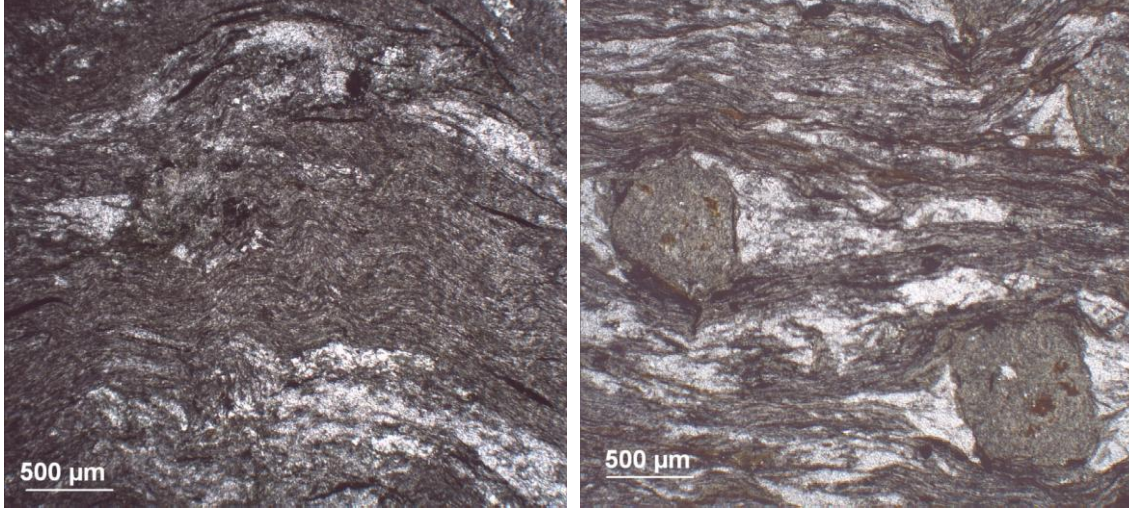
Ak mika mineralleri, tablasal taneler şeklinde 0,1 mm'den 2,5 mm'ye değişen büyüklüklerde gözlenmektedir. Ak mikaların içinde kuvars, titanit, rutil, klorit ve opak mineral kapanımları vardır. Ak mikaların kuvars ve kloritle olan tane sınırları barışık düzgün değildir. 87B örneğindeki fengitler, muskovitlerin etrafını çevreleyerek bileşimsel bir zonlanma göstermektedir. Ak mikaların Si oranlarının çekirdekten mineral sınırlarına doğru artarak 11 oksijen tabanına göre 3,11 - 3,54 c.p.f.u arasında saçılmaktadır (Şekil 3.9). Ak mikaların Si oranları mikaşistlerin nispeten yüksek basınçlara maruz kaldıklarına işaret etmektedir. X_{Na} [Na/Na+K] değerleri ise 0,01 - 0,19 arasındadır (Çizelge A.5).



Şekil 3.9 : Mikaşistlere ait ak mikaların toplam Al, Si (c.p.f.u) diyagramına izdüşümleri. Kuvarsların tane boyları 0,5 mm'den 4 mm'ye kadar değişkenlik gösterir. Taneler genel olarak dalgalı sönme göstermektedir. Ayrıca çatlaklarında klorit ve kalsit mineralleri gelişmiştir.

Kloritler genelde yalancı şekilli olarak, eski granat porfiroblastlarından dönüşmüş bir şekilde oluşmuşlardır (Şekil 3.10b). Bu eski porfiroblastların tane boyları 0,4 - 1 mm arasında değişmektedir. 87B ve 87C örneklerinde X_{Mg} [Mg/Mg+Fe⁺²] oranları 0,37 - 0,41 arasında değişmektedir. X_{Al} [=Al/(Al+Fe+Mg+Mn)] (0,35 - 0,37) oranları yeşilıştirlere nazaran daha yüksektir (Çizelge A.6). Eski granat porfiroblastlarının yerine gelişen kloritler içlerinde, kuvars, rutil, opak mineral, apatit ve zirkon kapanımları

barındırmaktadır. Basınç çözünmesi sonucu opak minerallerin etrafında oluşan kahverengi demir oksit damarları diğer mineralleri kahverengine boyamıştır. Rutillerin etrafında ince taneli titanitler oluşmuştur.

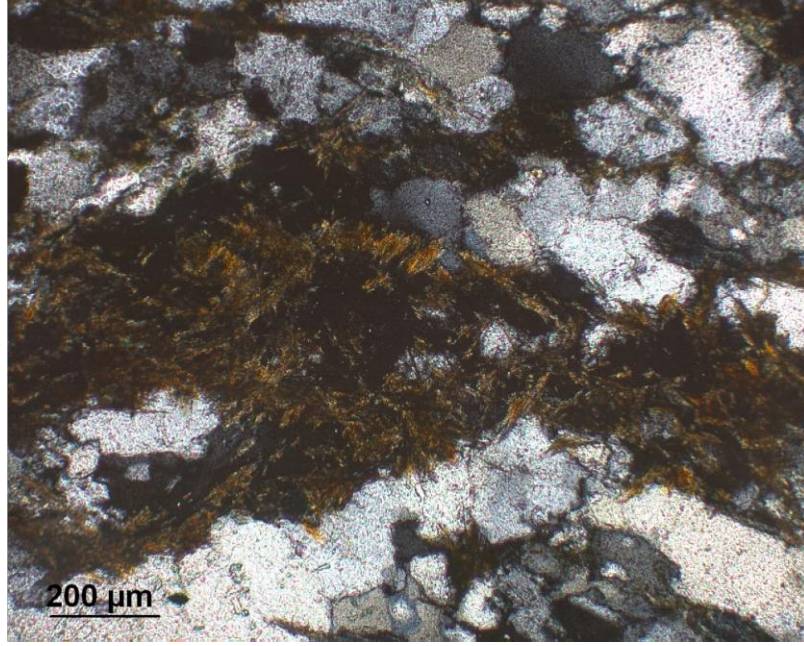


Şekil 3.10 : a) Mikaşistlerde gözlenen buruşma klivajı (örnek # 87C). b) Tamamen kloritleşmiş özşekli eski granat porfiroblastları (örnek # 520B).

3.1.4 Metaçörtler

Metaçörtleri oluşturan mineraller bolluk sırasına göre klorit, kalsit, opak mineraller, muskovit ve stilpnomelan ile tali oranda titanit, zirkon, plajyoklas ve apatitten meydana gelmektedir (Çizelge 3.3). 173 numaralı örnek kalınlıkları 0,5 mm olan kuvars damarları ve 126C örneği ise kalınlığı 2 mm olan kalsit damarları tarafından kesilmektedir.

Kloritler ve stilpnomelanlar ile iç içe geçmiş bir şekilde bulunur (Şekil 3.11). 116A örneğinde kloritlerin $X_{Mg} [Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ içerikleri 0,46 - 0,58 arasında değişmektedir. $X_{Al} [=Al/(Al+Fe+Mg+Mn)]$ içerikleri ise 0,30 - 0,36 arasında saçılmaktadır (Çizelge A.7). Stilpnomelanlar lifsi, yer yer yıldız şeklinde, kahverengi renkte minerallerden oluşmaktadır. 23,81 oksijen tabanına göre normlaştırılan stilpnomelanların $X_{Al} [=Al/(Al+Si)]$ oranları 0,12 - 0,19 arasında değişmektedir. Stilpnomelanda bulunan demirin hepsi Fe^{2+} olarak kabul edilmiştir. Stilpnomelanların $X_{Fe} [=Fe/(Mg+Fe^{2+})]$ oranları ise 0,59 - 0,70 arasında değişmektedir (Çizelge A.8).

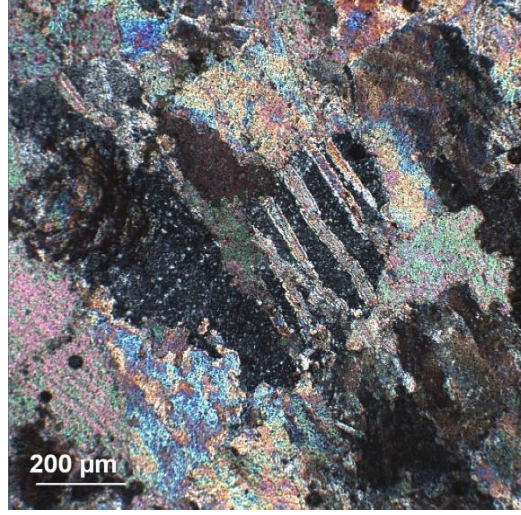
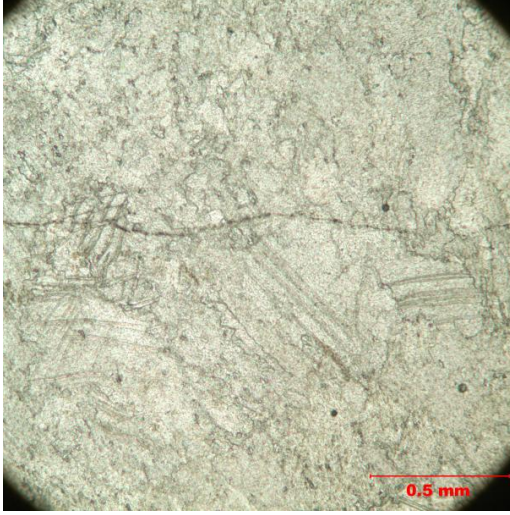


Şekil 3.11 : İç içe geçmiş stilpnomelan ve klorit mineralleri (örnek # 126C).

Titanitlerin Al_2O_3 ağırlık yüzdesi % 4,16'ya kadar çıkmaktadır. Fe_2O_3 oranları ise % 0,23 - 6,57 arasında değişir. Titanitlerin çekirdeklerinde korunmuş ilmenitler mevcuttur. Bu ilmenitlerin MnO içeriği ise % 7,53 - 10,32 arasında değişim göstermektedir.

3.1.5 Mermerler

Mermerler genel olarak yönlenmesiz, porfiroblastik bir doku göstermektedir. Mermer minerallerinin yüzde yüze yakını kalsit minerallerinden oluşur, bunun haricinde tali olarak epidot ve opak mineralleri de mevcuttur (Çizelge 3.3). Genel olarak basınç çözünmesi sonucu oluşan, ortalama 0,05 mm kalınlığında stilolitik damarlar kayanın içinde düzensiz olarak dağılmıştır (Şekil 3.12a). Kalsitler yoğun olarak basınç ikizlenmeleri sunan, yeniden kristallenmiş iri taneler şeklindedir (Şekil 3.12b).



Şekil 3.12 : a) Mermer içindeki düzensiz stilolitik damarlar b) basınç ikizlenmeleri içeren kalsit ikizlenmeleri (örnek # 81A)

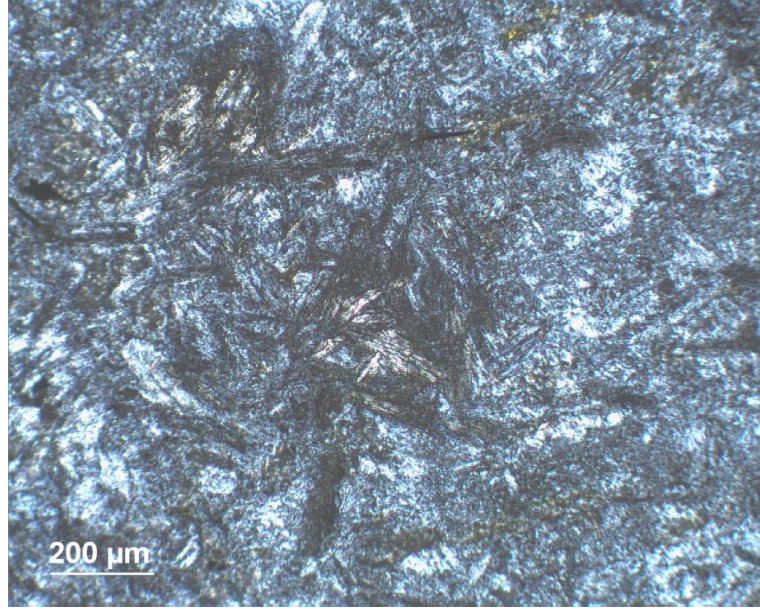
Çizelge 3.3 : Refahiye Metamorfitlelerinde bulunan fillit, mikaşist, metaçört ve mermerlerin tahmin edilmiş modal bollukları

Örnekler	Chl	Ep(Zo)	Cal	Ttn	Ab(Plj)	Qtz	Opak	Ms(phe)	Hbl	Rt	Stp
<i>Fillitler</i>											
81B	30	10	35	–	15	–	10	–	–	–	–
82C	30	–	10	15	35	–	10	–	–	–	–
82D	–	10	5	30	15	–	20	20	–	–	–
84A	–	–	20	–	–	45	25	10	–	–	–
84B	20	25	25	–	15	–	15	–	–	–	–
89A	–	3	5	–	–	27	23	44	–	–	–
147	–	–	–	–	35	40	–	20	5	–	–
411D	5	–	–	–	55	–	–	38	2	–	–
424A	25	–	–	–	–	35	40	–	–	–	–
<i>Mikaşistler</i>											
87B	20	–	–	5	–	20	5	50	–	–	–
87C	10	–	–	–	–	25	5	60	–	–	–
142	10	–	–	–	–	28	5	42	10	–	–
520B	15	–	–	–	5	25	20	–	–	–	–
561B	20	–	–	–	–	15	–	48	10	7	–
562A	30	–	–	–	–	25	7	33	–	5	–
566B	25	–	–	–	–	12	–	43	20	–	–
<i>Metaçörtler</i>											
116A	8	–	–	–	–	70	2	–	–	–	20
562A	4	–	29	–	–	65	8	–	–	–	–
566B	–	2	–	–	–	90	8	–	–	–	–
<i>Mermerler</i>											
81A	–	1	99	–	–	–	–	–	–	–	–
517	–	7	90	–	–	3	–	–	–	–	–

3.1.6 Serpantinitler

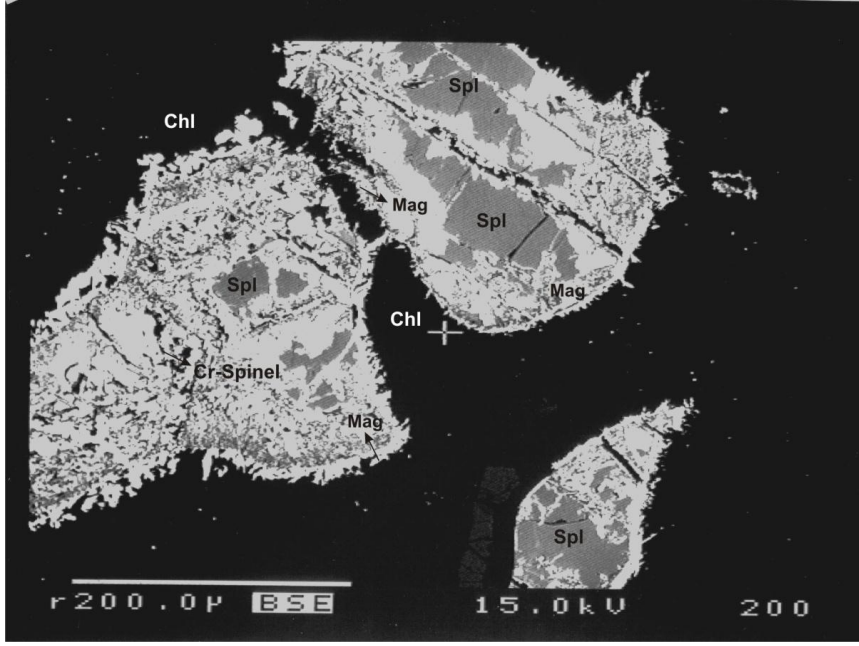
Serpantinitler hidratlaşma derecelerine göre ikiye ayrılmaktadır: 1) Serpantinitler 1) Korunmuş peridotitler. Serpantinitleri oluşturan bileşenler bolluk sırasına göre serpantin grubu mineralleri, magnetit, ortopiroksen, klinopiroksen, olivin, talk ve krom spinel minerallerinden oluşmaktadır. Serpantinleşmeden az etkilenmiş korunmuş peridotitlerde (örnek # 296 ve # 512) başkalaşım sonucu klorit, tremolit ve ikincil olivinler oluşmuştur (Çizelge 3.4).

Serpantinitlerin dokusu ince taneli lifsi ikincil mineraller ile kalıntı haldeki minerallerin düzensiz dağılımıyla tanımlanır. Hidratlaşmanın yoğun olduğu örneklerde serpantin mineralleri kalıntı haldeki olivin ve ortopiroksen minerallerini ornatmıştır. Serpantinlerle aralarında tepkime dokuları ve girintili çıkıntılı sınırlar bulunmaktadır (Şekil 3.13).



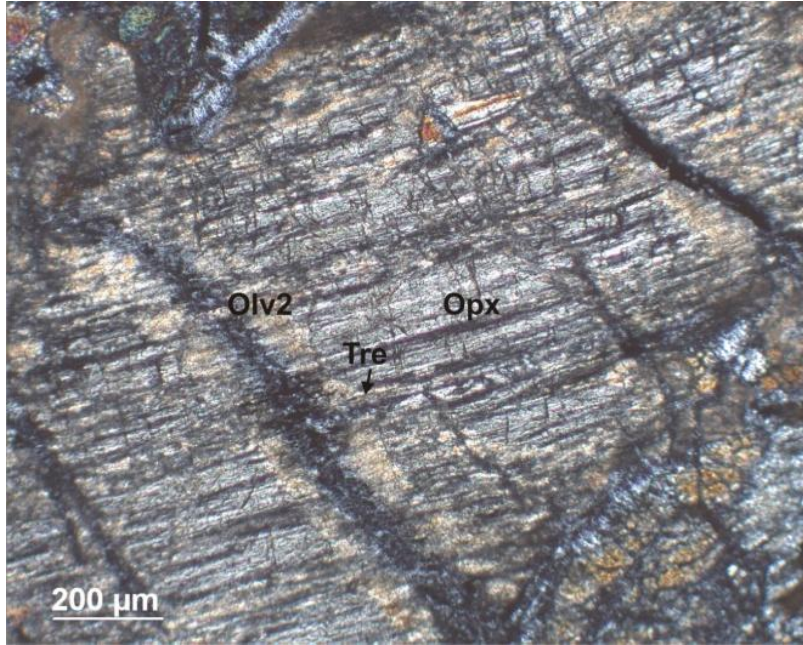
Şekil 3.13 : Düzensiz mineral sınırlarına sahip serpantinit (örnek # 515).

Hidratlaşmanın az olduğu, korunmuş peridotitlerde kloritler kalıntı krom spinellerin ve magnetitlerin çatlaklarını ve etrafını çevrelemiştir (Şekil 3.14). Kloritler özşekilsiz ve düşük rölyeflidir.

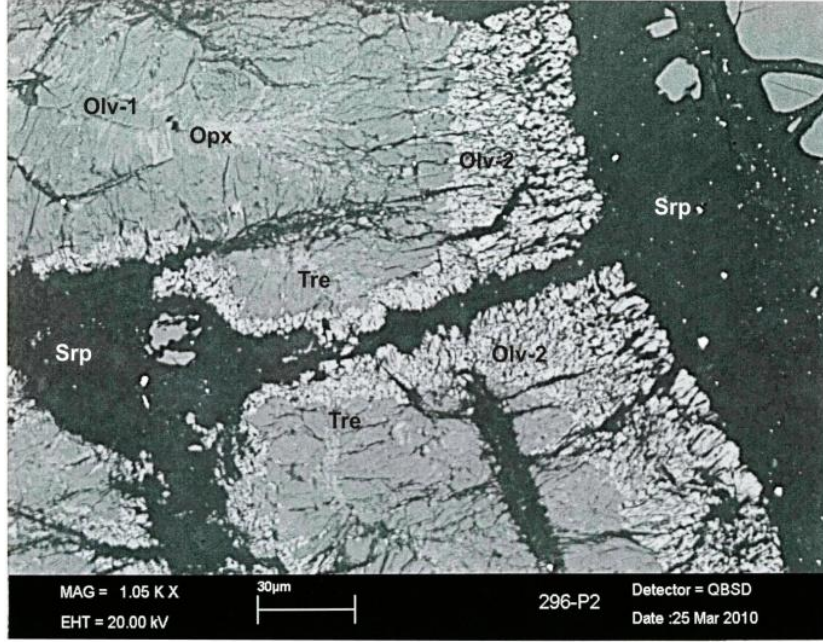


Şekil 3.14 : Krom spinellerin etrafında oluşan klorit minerallerinin mikropob altındaki görüntüsü (örnek # 296). Spl: spinel, Chl: klorit, Mag: magnetit

İyi korunmuş 296 numaralı örnekte bulunan piroksenler, çatlaklarından ve tane sınırlarından itibaren tremolit ve yeniden kristallenmiş ikincil olivinlere dönüşmüştür (Şekil 3.15-16).



Şekil 3.15 : İyi korunmuş peridotitlerde ikincil olivin ve tremolit oluşumu. (örnek # 296)



Şekil 3.16 : İkincil olivin ve tremolit oluşumunun geri saçılmış elektron görüntüsü (örnek # 296). Opx: ortopiroksen, Tre: tremolit, Oliv-2 ikincil olivin, Srp: serpantin

Çizelge 3.4 : Refahiye Metamorfitlelerinde bulunan amfibolit ve eklojitlerin tahmin edilmiş modal bollukları

Örnekler	Ser	Olv	Opx	Cpx	Tre	Chl	Mag	Cr-Spl	Tlc
<i>Serpantinitleler</i>									
171	44	4	–	–	–	28	20	4	–
405A	32	18	–	35	–	8	6	1	–
414A	55	–	–	–	–	35	10	–	–
423	65	–	–	–	–	25	10	–	–
434A	33	45	–	–	5	12	5	–	–
480C	64	–	–	–	–	25	8	1	–
498C	45	–	–	–	–	35	20	–	–
515	67	–	–	–	–	25	5	1	–
540	60	–	–	–	–	20	10	–	10
544B	57	–	–	–	–	5	18	–	20
<i>Korunmuş Peridotitler</i>									
296	20	25	10	5	10	8	12	–	–
512	20	15	50	2	10	–	–	3	–

3.2 Refahiye Peridotitleri

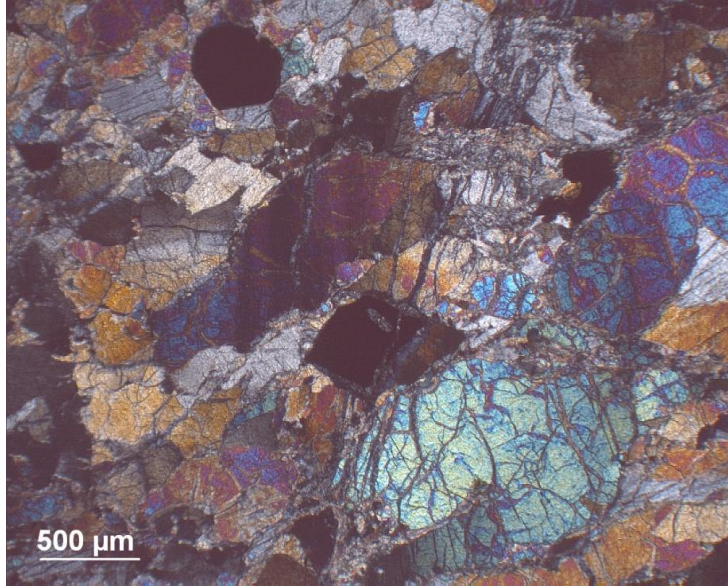
Refahiye Peridotitleri baskın olarak peridotitik kayalar ve listvenitden oluşmaktadır. Bunun dışında tali oranda dolerit ve plajjiogranit içermektedir. Hemen hemen bütün örneklerde serpantinleşme mevcuttur. Refahiye'nin 10 km kuzeybatısında bulunan

peridotitik kütle baskın olarak lertzolitten meydana gelmektedir. Refahiye ilçe merkezi ve batısında yüzeylenen kesimde ise harzburjit ve dünit yaygın biçimde gözlenmektedir. Bu bölgede kromit cevheri işletmeleri de bulunmaktadır. Kaya topluluğu açısından bu bölge kesiksiz bir ofiyolit dizisinin ultramafik tektonit kesimini yansıtmaktadır. Aşağıda bu kayaç türlerinin petrografik özellikleri betimlenmektedir. Çizelge 3.5’de bu kayaların tahmin edilen modal bollukları verilmektedir.

3.2.1 Peridotitler

Peridotitleri oluşturan mineraller bolluk oranlarına göre başlıca olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, serpantin grubu mineralleri ve krom spinelden meydana gelmektedir. Peridotitler içerdikleri minerallere göre harzburjit, dünit ve lertzolitlerden meydana gelmektedir. Harzburjit ve dünitler Refahiye ilçe merkezinin batısında yüzeylenen kesimde yer alırken, lertzolitli kesimler arazinin kuzey batısında, Akarsu’nu kuzeybatısında yüzeylenmektedir (Şekil 2.2, EK A.2).

Olivinlerin tane boyları 0,2 – 4 mm arasında değişmektedir. Lertzolit örneklerindeki mineraller taneleri uzamış, yer yer belirsiz alt tane sınırları barındırır ve dalgalı sönme gösterir (Şekil 3.17).

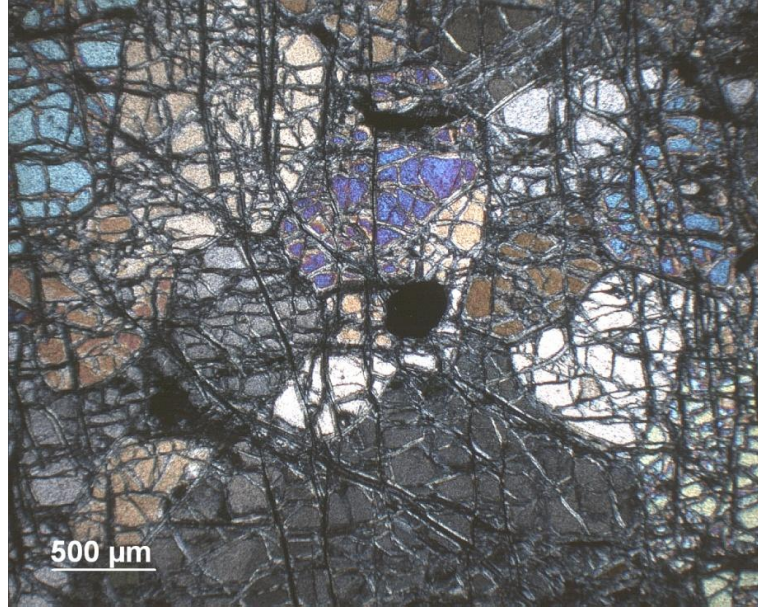


Şekil 3.17 : Lertzolitlerde gözlenen dalgalı sönme (örnek # 442).

Ortopiroksenler 0,2 - 3,5 mm arasında değişen tane boylarındadır. Olivin, ortopiroksenler ve klinopiroksenler mineral sınırlarından itibaren serpantin grubu minerallerine kemirilmiştir. Lertzolitlerde bulunan tüm minerallerin sınırlarında çok ince taneli olivin ve piroksen mineralleri gelişmiştir. Bu farklı büyüklüklerde taneler barındıran doku tektonit

bindirmeye bağlı olarak milonitleşme neticesinde gerçekleşmiş olabilir.

Dünitlerden oluşan örnekler kalınlığı yaklaşık 0,2 mm olan serpantin ağsı damarlar gelişmiştir (Şekil 3.18). Bu damarlar üzerinde bazı örneklerde ikincil olarak kalsit mineralleri gelişmiştir. Kromit mineralleri 2,5 mm boyutlarında iri taneler halindedir.



Şekil 3.18 : Elek dokusunun hakim olduğu, az miktarda serpantinleşmiş dünit (örnek # 195).

3.2.2 Dolerit

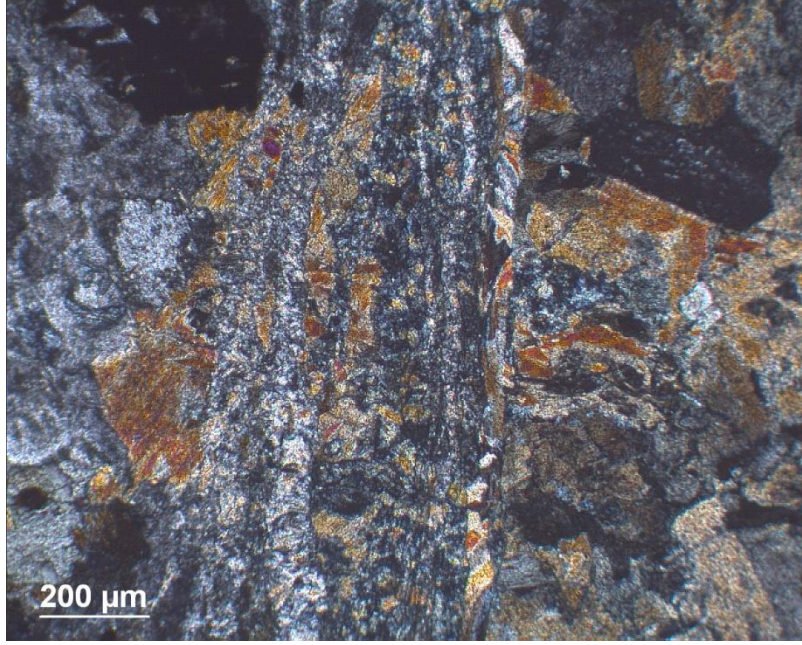
Doleritleri oluşturan başlıca mineraller plajiyoklas, klinopiroksen (ojit), magnetit, ±prehnit, ±pumpelleyit ve olivindir. Bunların haricinde tali oranda apatit, zirkon mineralleri içermektedir. Hidrotermal alterasyon sonucunda oluşan 0,05 mm ile 0,3 mm arasında değişen prehnit- pumpelleyit damarları doleritleri kesmektedir (Şekil 3.19).

Plajiyoklasların dalgalı sönmeye sahip, yeniden krsistallenmiş taneler halindedir. İçlerinde klinopiroksen kapanımları gözlenmektedir. Plajiyoklas ve klinopiroksenlerin sınırları girdili çıktılıdır.

Klinopiroksenler, koyu yeşil renkte, yüksek girişim renkleri gösterirler. İçlerinde magnetit kapanımları vardır. Mineral iskeleti şeklindeki magnetitlerin etrafında demir oksit hareleri gözlenmektedir.

Çizelge 3.5 : Refahiye Peridotitleri'nde bulunan kayaç türlerinin tahmin edilmiş modal bollukları

Örnekler	Opx	Cpx	Olv	Ser	Cr-Spl	Cal	Qtz	Mag	He	Plj	Pmp	Prh	Cum	Qtz
<i>Lerzolit</i>														
442	40	10	50	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
443	35	5	55	3	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
445	–	13	30	46	2	–	–	9	–	–	–	–	–	–
448	45	10	25	15	–	–	–	4	1	–	–	–	–	–
<i>Dünit</i>														
93	–	–	60	30	10	–	–	–	–	–	–	–	–	–
195	–	3	70	20	7	–	–	–	–	–	–	–	–	–
197	–	–	85	10	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
219	–	–	80	5	10	5	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Harzburjit</i>														
91	12	–	56	30	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Listvenit</i>														
116B	–	–	–	–	–	30	60	10	–	–	–	–	–	–
212	–	–	–	–	–	50	35	–	15	–	–	–	–	–
563b	–	–	–	–	2	63	32	3	–	–	–	–	–	–
<i>Dolerit</i>														
599B	–	40	–	–	–	–	–	6	–	52	2	–	–	–
604B	–	30	–	–	–	–	–	5	–	50	4	6	–	–
605C	–	40	3	–	–	–	–	4	–	50	–	3	–	–
<i>Plajiogranit</i>														
605C	–	–	–	–	–	–	–	5	–	65	–	–	10	20



Şekil 3.19 : Dolerit kesen prehnit / pumpellyit damarı (örnek # 604B)

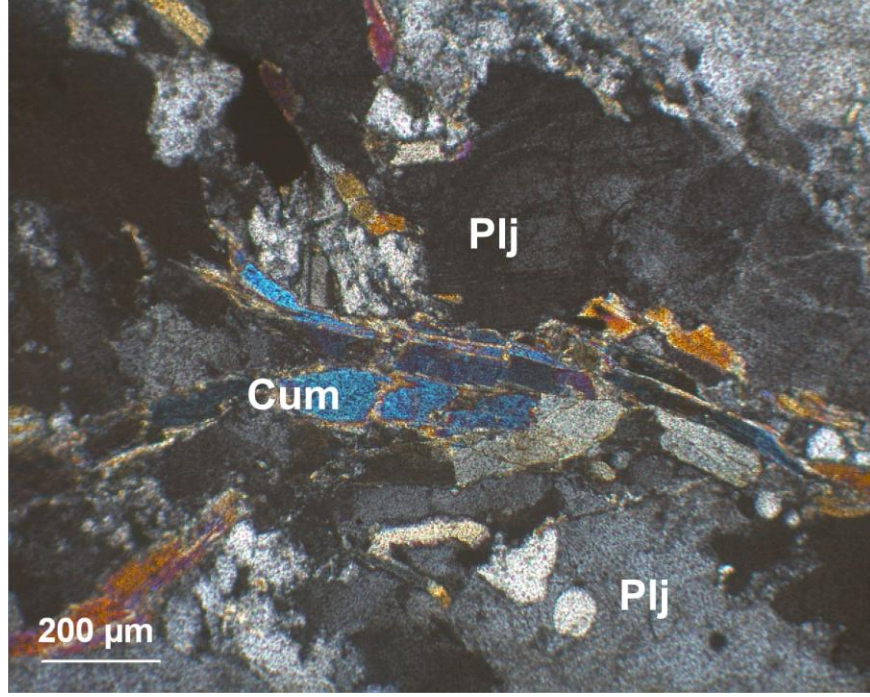
3.2.3 Plajiogranit

Plajiogranitler farklı tane boyutundaki minerallerden meydana gelmektedir. Kayayı oluşturan mineraller plajioklas, kuvars, kümingtonit ve magnetit oluşmaktadır. Bunların haricinde tali oranda apatit gözlenmektedir.

Plajioklasların tane boyları 0,5 - 2 mm arasında değişmektedir. Plajioklas minerallerin tane sınırlarında kümingtonitler gelişmiştir. Kuvars kristalleri yeniden kristallenmiştir ve dalgalı sönme gösterir. Kümingtonitlerde belirgin ikizlenmeler vardır ve plajioklaslarla olan mineral sınırlarında tepkime dokuları bulunmaktadır. (Şekil 3.20).

3.2.4 Listvenitler

Listvenitler değişik tane boylarında gözlenen (0,1 - 4 mm) karbonatlaşmış ve silisleşmiş serpantinize peridotitlerden meydana gelmektedir. Kayayı oluşturan mineraller kalsit, kuvars, opak mineraller ve krom spinelden meydana gelmektedir.



Şekil 3.20 : Plajioklasların tane sınırlarında gelişmiş olan kümümlingtonitler (örnek # 605C, Cum: kümümlingtonit, Plj: plajioklas).

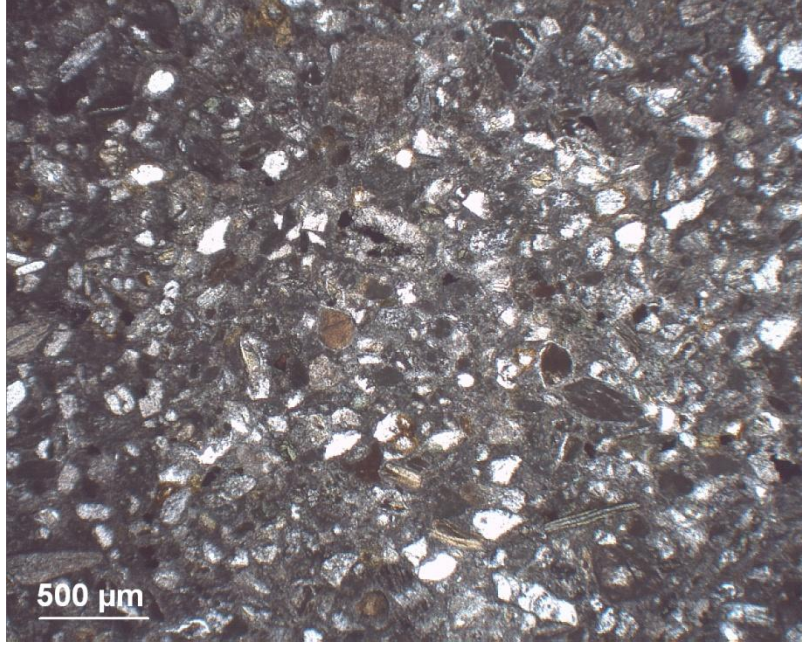
3.3 Çökel Birimler

Çökel birimler, formasyon isimlerine bağlı kalarak tasvir edilmektedir. Aşağıda bu birimlerden alınan sınırlı sayıda örneğin petrografik betimlemesi bulunmaktadır.

3.3.1 Gazıpınarı Kırıntılı Kayaları (Orta Eosen)

Gazıpınarı Kırıntılı Kayaları'nda bulunan kumtaşları kötü derecede yuvarlaklaşmış, kalsit bir çimento içinde bulunan, klastik minerallerden meydana gelmiştir. Kumtaşını oluşturan mineraller bolluk sırasında göre kuvars, feldspat, klinopiroksen, amfibol, krom spinelden oluşur (Şekil 3.21).

Kuvarslar tane boyları ortalama 0,3 mm olan, dalgalı sönme gösteren, yeniden kristallenmiş ve kötü yuvarlaklaşmıştır. Bazı kuvars taneleri çok kristallidir. Plajioklaslar 0,4 mm ve daha düşük tane boylarında, yer yer albit ikizlenmesi gösteren, kötü yuvarlaklaşmış taneler şeklindedir. Krom spineller 0,05 mm'lik ufak tane boyutunda, orta derecede yuvarlaklaşmış bir şekil gösterir



Şekil 3.21 : Gazipınarı kırıntılı kayalarının mikroskop altındaki genel görünümü.
(örnek # 208)

İçerdiği mineraller Gazipınarı Kırıntılı Kayaları'nın oluşumu sırasında hem peridotitik kütlede, hem de metamorfik kütlede beslendiğine işaret eder.

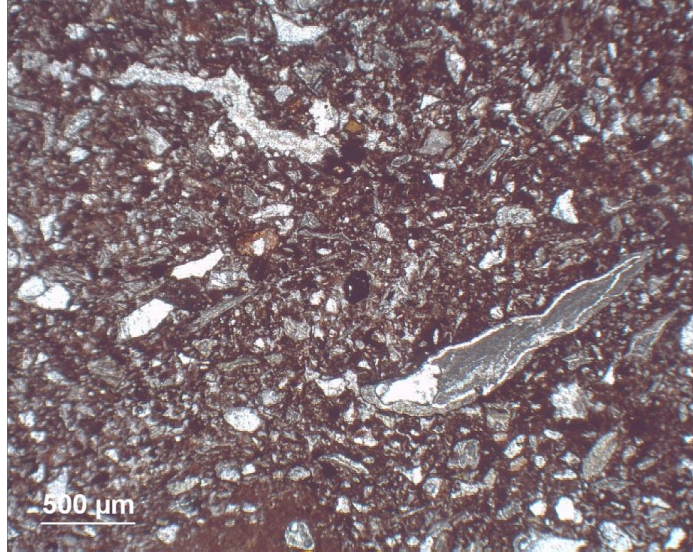
3.3.2 Onarı Formasyonu (Oligo - Miyosen)

524 numaralı kumtaşı örneği orta - kötü derece yuvarlaklaşmıştır. Demir oksitten oluşan bir çimentoyla tutturulmuştur. İçerdiği mineraller: Kalsit, feldspat, kuvars, hematit, muskovit, krom spinel ve klorittir (Şekil 3.22).

Kalsitler ikincil olarak oluşmuş ve feldspatların üzerine büyümüşlerdir. Bazı kesimlerde çekirdeklerindeki feldspatları korunmuş kalsitlemiş klastlar gözlenmektedir.

Feldspatlar çok kristallidir, dalgalı sönme gösterir ve kötü yuvarlaklaşmışlardır. Kuvarslar dalgalı sönme göstermektedir. Taneleri yarı köşeli veya köşelidir. Hematitler basınç çözünmesi sonucu girintili çıkıntılı tane sınırları kazanmıştır. Hematitlerin çevrelerinde koyu kahve - kırmızı hareler bulunmaktadır.

Onarı Formasyonu'nun çakıltaşlarından alınan 561A örneğinde boylanma çok kötüdür. Taneler köşeli dış hatlara sahiptir. Kayanın çimentosu kalsit ve demir oksitten meydana gelmektedir. İçerdiği çakıllar bolluk sırasına göre: serpantin, piroksen, kalsitten meydana gelmektedir.



Şekil 3.22 : Onarı formasyonuna ait kumtaşlarının ince kesit görüntüsü (örnek # 524).

Serpantin grubu mineralleri iri 7- 8 mm’lik porfiroklastlardan 0,1 - 0,2 mm’lik ince taneli klastlara kadar değişik tane boyutlarında bulunur. İçlerinde opak mineraller, kalıntı olivin ve piroksenler gözlenir. Tane sınırlarında kahverengi demir oksit mineralleri oluşmuştur. Piroksenler iri taneler (3 – 8 mm) halindedir. Serpantinlerin içinde korunmuş olarak da bulunmaktadır. Kalsitler kayada ikincil damar olarak görünse de, genel olarak çimentoyu oluşturan demir oksitle beraber oluşmuştur.

İçerdiği muskovit, kuvars ve krom spinellere bakarak metamorfik ve peridotitik bir birimlerinden beslendiğini söyleyebiliriz.

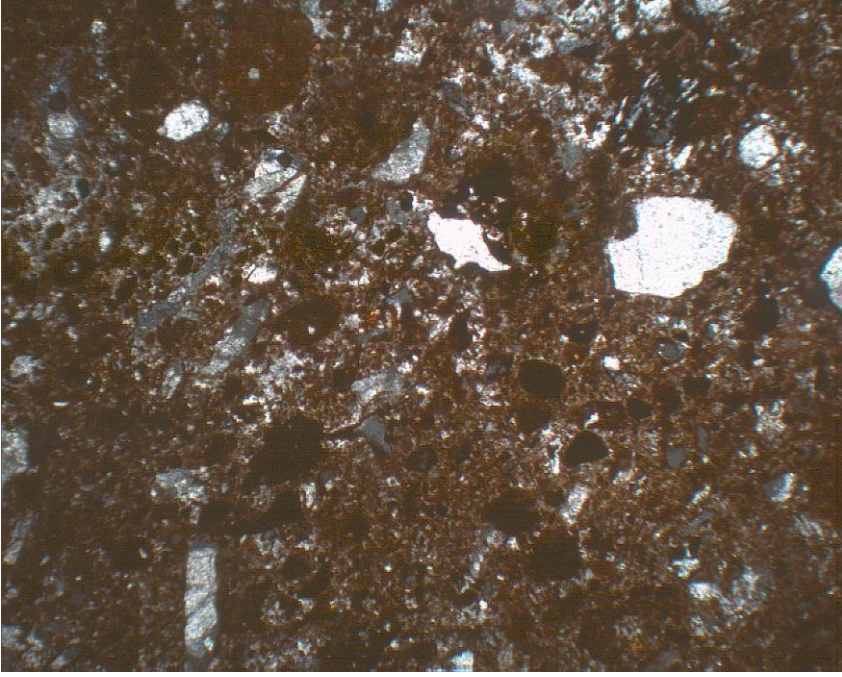
3.3.3 Kadıköy Formasyonu (Üst Miyosen – Plio - Kuvaterner)

Kadıköy Formasyonu’ndan alınan 406 numaralı kırmızı kumtaşının ana bileşenleri hematit, kuvars, kalsit ve tali oranda litik tanelerden oluşmaktadır. Kayayı bir arada tutan çimento demir oksit minerallerinden meydana gelmektedir (Şekil 3.23).

Kuvars taneleri yeniden kristallenmiştir. Bu durum kuvarsların metamorfik bir kaynaktan geldiğine işaret eder. Kuvarslar yarı köşeli tane sınırlarına sahiptir ve dalgalı sönme gösterir.

Kalsitler kayada çimentonun içinde ve iri klastik taneler halinde gözlenir. Bu klastik taneler, ikincil büyümelerle oluşmuştur.

Hematitler opak ve kırmızımsı renklindedir. Basınç çözünmesi sonucu oluşan kahve-kızıl renkte demir oksitler kırmızı kumtaşlarının çimentosuna katılmıştır.



Şekil 3.23 : Demiroksit çimento destekli kumtaşı (örnek # 406)

4. JEOKİMYA

Refahiye Metamorfitlerindeki metabazitlerin jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini belirlemek için 15 adet örnekten (8 yeşilşist, 5 amfibolit, 2 eklojit) ana ve iz element analizi yapıldı (Çizelge 4.1). Toplam kaya analizi için seçilen örneklerin mümkün olduğunca yüzeysel ayrışmaya maruz kalmamış, taze ve geç damarlarca kesilmemiş olmasına dikkat edildi.

4.1 Metabazitler

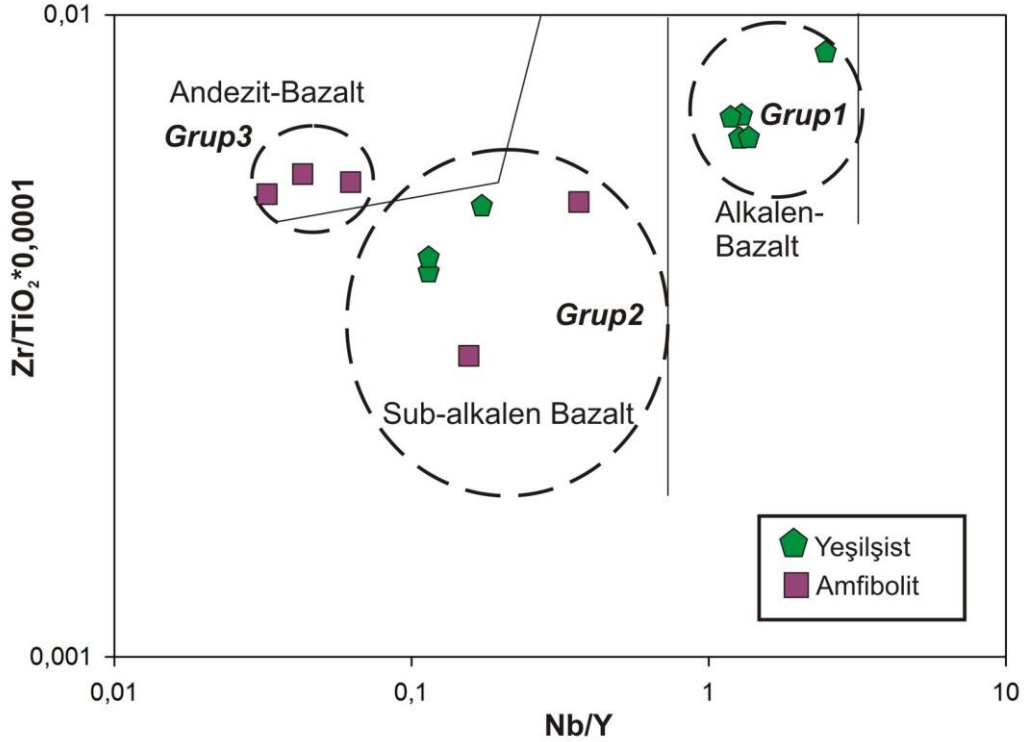
Refahiye Metamorfitleri'nde bulunan metabazitlerin yanmada kayıp miktarı (Y.K.M.) ağırlık yüzdesi olarak 1,4 - 5,1 arasında değişmektedir (Çizelge 4.1). Bu değerler metabazitlerde bol miktarda bulunan klorit, epidot ve amfibol minerallerinin varlığını ve dolayısıyla örneklerin değişik oranlarda hidratlaşmış olduğunu yansıtmaktadır. Bu durum, hareketli elementlerin elementlerin bolluklarının metabazitlerde ilksel kayaca göre değişmiş olduğuna işaret etmektedir. Bu nedenle bazik kayaların kimyasal nitelikleri hakkında yorumlamada alterasyon ve metamorfizmadan az miktarda etkilenen yüksek alan şiddetli elementlerin (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y) göreceli bollukları ve oranları kullanılacaktır (Gill 2010).

Metabazitler geniş aralıklarda değişen (% 37 - 47) SiO₂, (% 3,1 - 13,9) MgO, (% 0,7 - 4,6) Na₂O, (% 10,6 - 20,8) Al₂O₃, (% 8,2 - 13,0) Fe₂O₃, (% 0,6 - 5,1) TiO₂ ve (% 7,7 - 20,7) CaO kapsamlarına sahiptirler (Çizelge 4.1).

440 ve 514E numaralı metabazit örneklerinde gözlenen yüksek miktardaki CaO (% 20,61 - 20,77) ve Al₂O₃ (% 17,09 - 20,8) bu kayaların kümülat bir ergiyikten türemiş olabileceğine işaret etmektedir. Bu örneklerde bol miktarda bulunan granat, hornblend ve titanitin varlığı CaO ve Al₂O₃'ün yüksek olması ile uyumludur (Çizelge 3.2). Kümülat tipi kayalar magma odasında çökelerek oluştukları için ilksel ergiyiğin kimyasını net bir şekilde yansıtmamaktadır. Bu sebeple bu örneklerle ilgili kökensel yorum yapılmamaktadır.

Metabazitlerin Mg numarası [$Mg\# = 100 \times \text{moleküler MgO}/(\text{MgO} + 0,9 \text{ FeO}^{\text{top}})$] 62 ile 86 arasında değişmektedir. Bazı metabazitlerdeki yüksek Mg# (Çizelge 4.1, örnekler: 113A, 140, 505, 463B) ilksel magmadaki (Mg# en az 65, Gill (2010)) magnezyum numarasından yüksek değerlerde olması, bu örnekler için düşük miktarda kesirlenmeye işaret eder. 87A numaralı örnek haricinde (Ni : 2,8 ppm , Cr : 20,5 ppm) nispeten yüksek Ni (44 - 262 ppm) ve Cr (137 - 677 ppm) içerikleri de ilksel magmaya göre aşırı miktarda kesirlenmemiş bir ergiyiği yansıtmaktadır (Çizelge 4.1).

Winchester & Floyd (1977) tarafından H.F.S.E.'ler kullanılarak geliştirilen $Zr/TiO_2 \times 0,0001$ - Nb/Y diyagramında metabazitlerin konumuna bakıldığında genel olarak üç farklı grubun ortaya çıktığı görülmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 : Refahiye Metamorfitletlerin'de bulunan metabazitlerin tektono-magmatik ayırtlama diyagramıyla karakterize olan üç ana grup (Winchester & Floyd 1977).

Grup 1'de bulunan örnekler yüksek TiO₂ % 1,77- 5,46 yüzdesi ve yüksek Nb/Y: 1,28 - 2,50 ve düşük Zr/Nb 3,6-5,7 oranı ile karakterize olup alkali-bazalt kısmına düşmektedir.

Grup 2'de gözlenen örnekler daha düşük TiO₂ : % 0,6 - 1,8, ve Nb/Y: 0,1 - 0,36 oranları ile nispeten daha yüksek Zr/Nb: 9,05 - 13,27 oranlarına sahip sub-alkalen bir karakter sergiler.

Çizelge 4.1: Refahiye Metamorfitleri'nin (Erzincan, Doğu Pontidler) toplam kaya kimyası analiz sonuçları.

Örnek No:	87A	113A	130	140	415A	83A	178	457	440B	454B	440	514E	109A	505	463B
Grup	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp3	Grp3	Grp3
Örnek	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Amp	Amp	Ekl	Ekl	Amp	Amp	Amp
SiO ₂	44,66	44,98	37,06	44,74	45,31	46,76	45,10	47,17	41,38	47,36	42,02	42,73	48,41	44,35	47,45
TiO ₂	3,84	1,68	5,18	1,79	2,23	0,73	0,92	0,60	1,14	1,76	1,31	0,86	0,88	0,83	0,77
Al ₂ O ₃	15,38	10,67	11,91	11,36	13,53	14,75	14,87	16,42	19,24	14,11	17,09	20,8	16,33	18,26	15,12
Fe ₂ O ₃ ^{top}	12,80	12,2	21,42	12,73	13,06	11,01	12,64	10,24	11,6	11,32	10,57	9,05	8,58	8,22	8,57
MnO	0,18	0,17	0,24	0,17	0,19	0,18	0,19	0,15	0,2	0,18	0,42	0,29	0,12	0,12	0,14
MgO	5,16	13,39	7,92	13,97	6,10	8,22	7,98	7,08	8,73	6,13	4,79	3,16	5,59	7,96	11,81
CaO	8,05	8,83	7,74	8,76	15,04	11,83	11,58	13,29	12,6	11,94	20,77	20,61	12,71	16,62	10,11
Na ₂ O	4,64	1,99	2,13	1,84	2,18	2,42	2,17	2,24	0,82	2,73	0,38	0,43	3,35	0,84	2,25
K ₂ O	0,07	0,41	0,34	0,19	0,30	0,18	0,20	0,11	1,27	0,6	0,45	0,36	0,60	0,48	0,65
P ₂ O ₅	0,85	0,22	0,48	0,23	0,48	0,07	0,09	0,05	0,31	0,14	0,16	0,12	0,05	0,06	0,03
YKM	4,0	5	5,1	3,7	1,3	3,6	4,0	2,4	2,4	3,6	1,7	1,4	3,1	1,9	2,8
Toplam	99,63	99,54	99,52	99,48	99,72	99,75	99,74	99,75	99,69	99,87	99,66	99,81	99,72	99,64	99,7
Cs	0,3	0,3	2,4	0,3	0,4	0,3	0,8	0,1	1,5	0,3	0,2	0,2	0,5	0,3	0,5
Rb	1,2	5,4	12,4	1,5	1,3	3	5,3	0,6	38,3	10,03	6,1	8	13,3	9,6	14,6
Ba	39	94	157	34	44	34	24	10	101	73	202	83	182	31	29
Th	7,1	2,2	6	2,9	4,2	0,2	0,6	0,2	1,5	0,8	5	0,5	0,199	0,199	0,2
U	1,7	0,5	1,3	0,6	1,4	<0,1	<0,1	<0,1	4	0,4	3,2	1,7	0,099	0,4	0,099

Çizelge 4.1 devamı.

Örnek No:	87A	113A	130	140	415A	83A	178	457	440B	454B	440	514E	109A	505	463B
Grup	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp3	Grp3	Grp3
Örnek	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Amp	Amp	Ekl	Ekl	Amp	Amp	Amp
Nb	90,9	21,5	62,8	23,9	37	2,3	4,7	2,1	3,7	8,2	6,1	3,7	0,8	0,7	1,1
Ta	6,1	1,4	4,2	1,5	2,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,5	0,4	0,2	0,099	0,099	0,099
Pb	0,9	0,4	10,5	0,3	0,5	0,4	0,1	<0.1	1,7	0,2	2,6	1,7	1,3	0,3	0,2
Sr	1023,3	352	79,3	331,1	292,6	143,9	166,7	213,6	245,7	205,8	365,5	394	371,2	344,6	69
Zr	334,4	107,4	359	115,5	154,7	30,5	46,2	23,9	33,5	89,7	20,9	37,4	49,7	43,6	42,2
Hf	8,9	2,9	8,7	3,4	4	0,9	1,6	0,8	1,4	2,6	0,7	1,3	1,3	1,4	1,5
Y	36,7	16,8	52,3	17,7	28,8	20,3	27,1	18,3	23,5	22,3	50,3	25	18,5	21,4	17,6
Ni	2,8	261,6	75,1	239,1	69,1	71,9	58,9	44,5	143	98	125	122	47,6	160	82,8
Co	32	61,6	67,2	68,8	42,2	39,9	46,8	39	47,3	45,1	33,7	32,2	37,2	33,3	43,8
Cr	20,5	677,3	109,5	780,0	136,8	260,0	246,3	301,0	519,98	321,57	608,93	472,09	396,8	677,35	519,98
Sc	19	28	42	30	28	44	55	44	42	47	46	39	34	39	32
V	231	216	412	227	253	271	323	231	350	329	326	248	208	289	192
La	70,6	17,4	49,4	18,7	30,1	1,9	4,6	1,8	5,6	7,6	16,9	5,1	1,7	3,6	1,6
Ce	164,2	36,6	112,2	40,7	61,5	4,8	10,1	4,3	11,6	18,6	37,9	8,9	5,4	6,6	5,3
Pr	19,92	4,34	13,9	4,88	7,07	0,69	1,3	0,59	1,76	2,64	5,17	1,68	0,95	1,28	0,86

Çizelge 4.1 Devamı

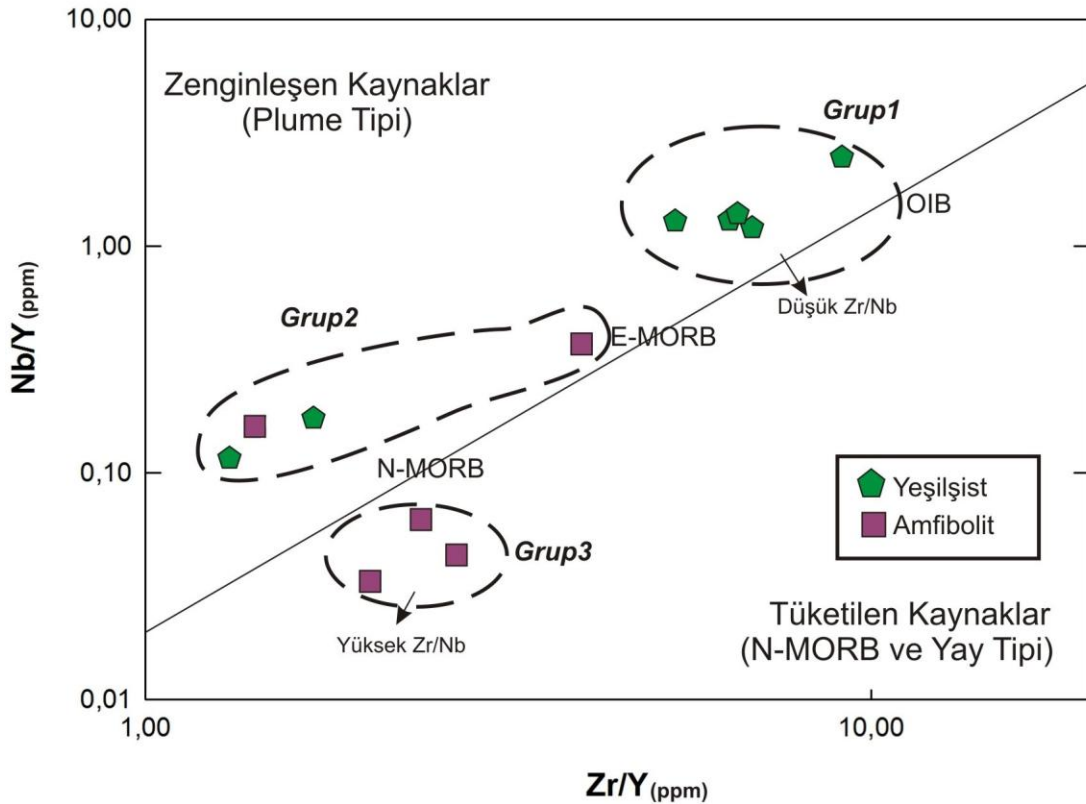
Örnek No:	87A	113A	130	140	415A	83A	178	457	440B	454B	440	514E	109A	505	463B
Örnek	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Yş	Amp	Amp	Ekl	Ekl	Amp	Amp	Amp
Grup	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp1	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp2	Grp3	Grp3	Grp3
Nd	80,8	18,4	58,7	20,9	28,9	4,1	6,9	2,8	9,4	12,8	23	8,7	5,7	6,7	4,2
Sm	13,75	3,84	11,97	4,15	5,7	1,3	1,98	1,23	3,13	3,34	6,58	2,43	1,78	2,1	1,5
Eu	4,22	1,28	3,67	1,42	1,87	0,62	0,87	0,5	2,16	1,19	2,33	0,93	0,74	0,84	0,59
Gd	11,97	3,83	12,14	4,32	5,68	2,38	3,24	1,97	4,41	4,05	8,01	3,44	2,63	3,06	2,33
Tb	1,61	0,62	1,89	0,68	0,95	0,47	0,65	0,43	0,75	0,69	1,33	0,64	0,49	0,57	0,46
Dy	7,83	3,29	9,58	3,74	5,16	3,12	3,91	2,91	4,41	4,02	7,94	4,03	2,91	3,49	2,99
Ho	1,31	0,65	1,8	0,68	0,98	0,73	0,99	0,66	0,85	0,84	1,74	0,89	0,67	0,81	0,61
Er	3,57	1,75	5,14	1,88	2,73	2,33	2,8	2,06	2,35	2,27	5,61	2,68	2,02	2,29	1,81
Tm	0,45	0,23	0,72	0,26	0,39	0,36	0,43	0,31	0,36	0,32	0,94	0,41	0,3	0,36	0,28
Yb	2,64	1,46	4,33	1,48	2,36	2,3	2,75	2,09	2,07	1,97	6,4	2,55	1,88	2,16	1,78
Lu	0,39	0,22	0,63	0,23	0,34	0,37	0,43	0,31	0,32	0,31	1,1	0,4	0,32	0,34	0,27
Mg#	63,96	82,85	61,95	82,85	67,28	76,67	73,54	75,27	76,82	70,45	66,61	60,59	74,15	81,00	85,85
(La/Yb) _n	18,03	8,03	7,69	8,52	8,60	0,56	1,13	0,58	1,82	2,60	1,78	1,35	0,61	1,12	0,61

Mg# = Molar MgO / (MgO+0,9FeOtot), ana oksitler yüzde ağırlık yüzdesi, iz elementler ise ppm cinsinden ifade edilmektedir. YKM:yanmada kayıp miktarı, Yş: Yeşilşist, Amp: Amfibolit, Ekl: Eklojit, Mtb: Metabazit, (La/Yb)_n

Grup 3'teki örnekler ise Grup 2'ye benzer TiO_2 : % 0,8 - 0,9 ve Nb/Y: 0,03 - 0,04 oranları göstermesine karşın aşırı yüksek Zr/Nb: 38,36 - 62,125 oranlarına sahiptir. Bu grubun kökeni andezit-bazalt alanında yer almaktadır.

Yüksek alan şiddetli elementlerin aralarında değişimler mafik volkanizmalı alanların jeokimyasal izlerini araştırmakta yararlıdır. Nb/Y ve Zr/Y değerleri kullanılarak okyanus adası bazaltı (OIB), zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) ve normal okyanus ortası sırtı bazaltı (N-MORB) ve dalma batmayla ilişkili magmalar ayırtlanabilir (Fitton ve diğ., 1997).

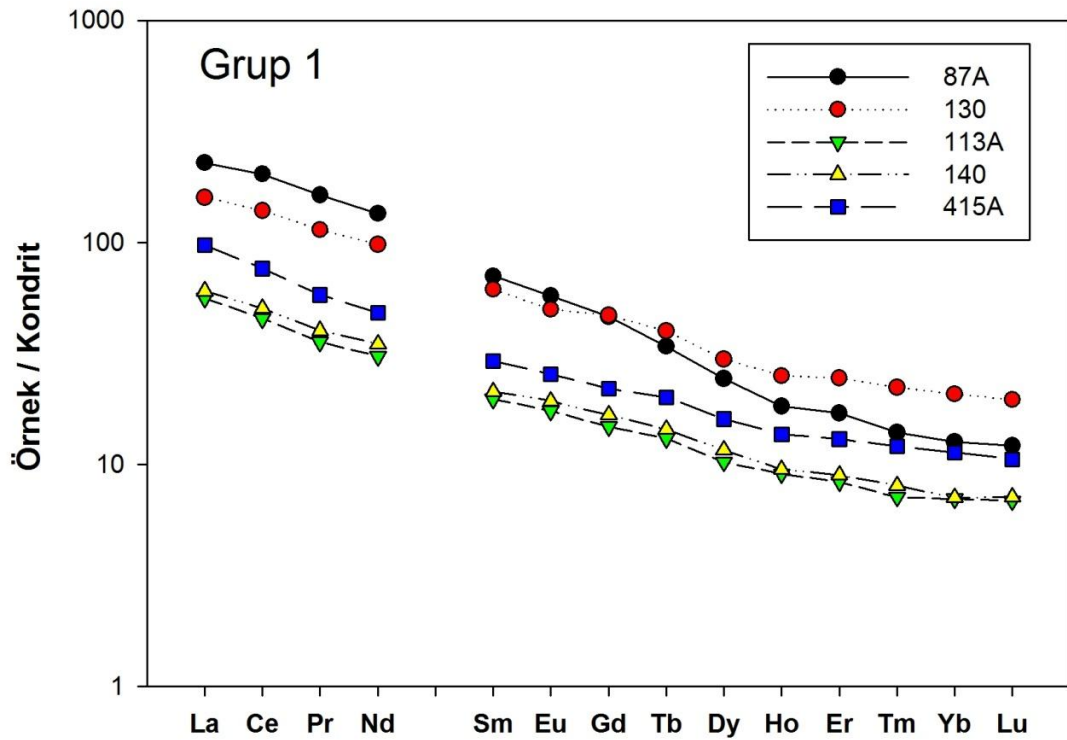
Bu üç grubu Nb/Y ve Zr /Y bakımından sınıflarsak Grup 1'deki örneklerin okyanus adası bazaltı (OIB) karakterine sahip zenginleşen bir kaynaktan türediği görülür (Şekil 4.2). Grup 2'ye ait olan kayalar ise genel olarak N-MORB karakteri sunmaktadır. Yalnızca 454B numaralı örnekte E-MORB karakterli zenginleşmiş bir ilksel kaynağa işaret eder. Grup 3'de bulunan kayalar ise N-MORB veya yay tipi karakterli fakat tüketilmiş bir kaynaktan türemiştir (Şekil 4.2).



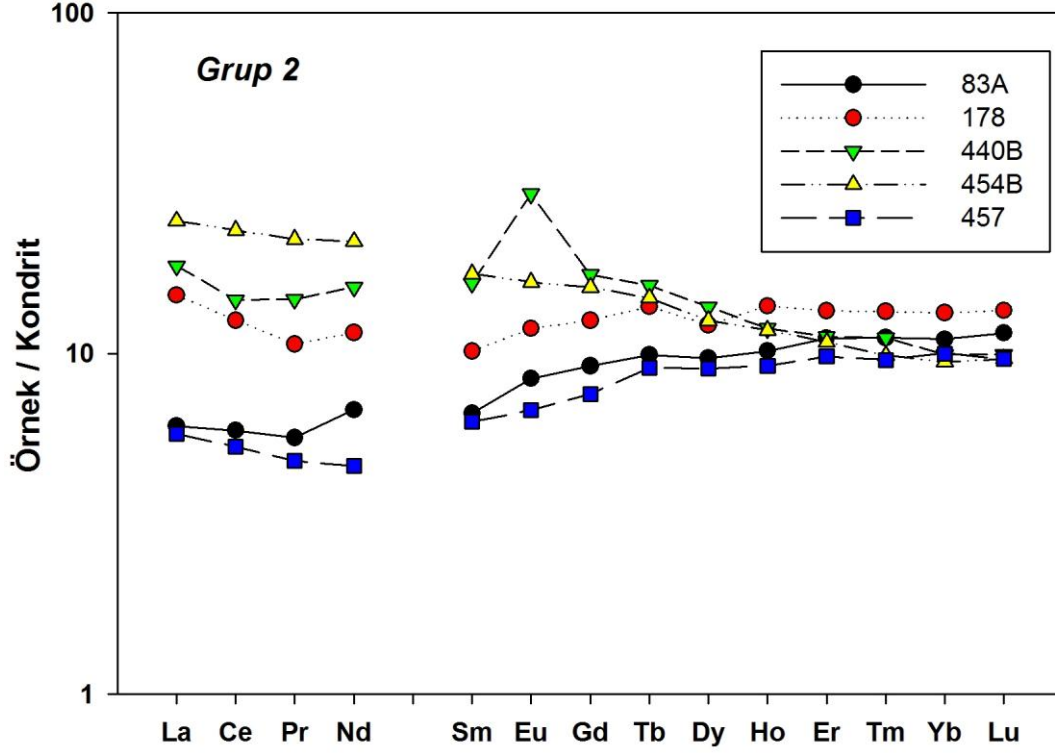
Şekil 4.2 : Refahiye Metamorfitleri'nde gözlenen HFSE elementlerin dağılımı, çizginin üstünde kalan kesimler zenginleşen kısımları, altında kalan kısımlar tüketilen kaynakları temsil etmektedir (Fitton ve diğ 1997).

Yüksek $(La/Yb)_n$ oralarına sahip örnekler spinel-granat geçiş zonunda ergimiş veya tek bir kaynağa bağlı olmayan, birkaç ergime evrimi yaşayan homojen bir kaynaktan türemeye işaret eder (Langmuir ve diğ., 1977). Ağır nadir toprak elementlerinin, hafif nadir toprak elementlerine kıyasla aşırı oranda tüketilmesi kaynak alandaki granat varlığını işaret etmektedir (ör; Späth ve diğ., 1996). Grup 1'e ait OIB karakterli örnekler, N-MORB'a göre oldukça zenginleşmiş olan hareketsiz ve uyumsuz iz element desenleri göstermektedir. Grup 1'in büyük oranda yüksek $(La/Yb)_n = 7,69 - 18,03$ değerlerine sahip olması aşırı miktarda kesirlenmeye işaret etmektedir (Şekil 4.3).

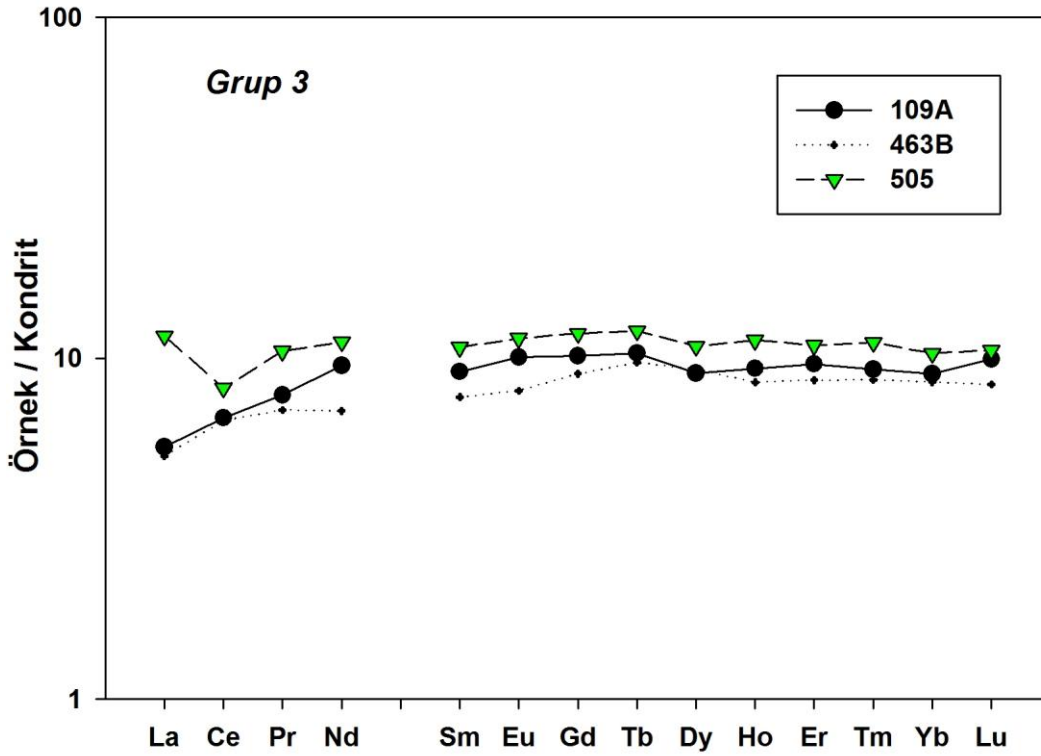
Grup 2'ye ait daha az miktarda fraksiyonlaşmış nadir toprak elementleri ve düşük miktarda gözlenen $(La/Yb)_n$ oranları (0,56 - 2,6) ile karakterize olmaktadır (Şekil 4.4). Bu az miktarda kesirlenmiş örnekler ile Grup 3 ise yakın değerler içeren düşük 0,61- 1,12 $(La/Yb)_n$ örnekler (Şekil 4.5), bu grupların Sayit ve Göncüoğlu (2009a)'nda önerilen tüketilmiş spinel-lerzolite kaynağı ile OIB tipi ergiyiklerin heterojen bir şekilde karışması ile oluşmuş kaynaklara benzer bir evrim geçirdiğini göstermektedir. 440B numaralı granatlı amfibolit örneğinde pozitif Eu anomalisi, bu örneğin kaynağında plajiyoklas birikimini göstermektedir.



Şekil 4.3 : OIB karakterli Grup 1 örneklerinin nadir toprak element desenleri. Normlaştırma değerleri (Boynton 1984).



Şekil 4.4 : Grup 2'ye ait nadir toprak element desenlerinde bazı örneklerde LREE'ce tüketilmiş, genel olarak ise yataya yakın bir gidişat. (Normlaştırma değerleri Boynton (1984)).

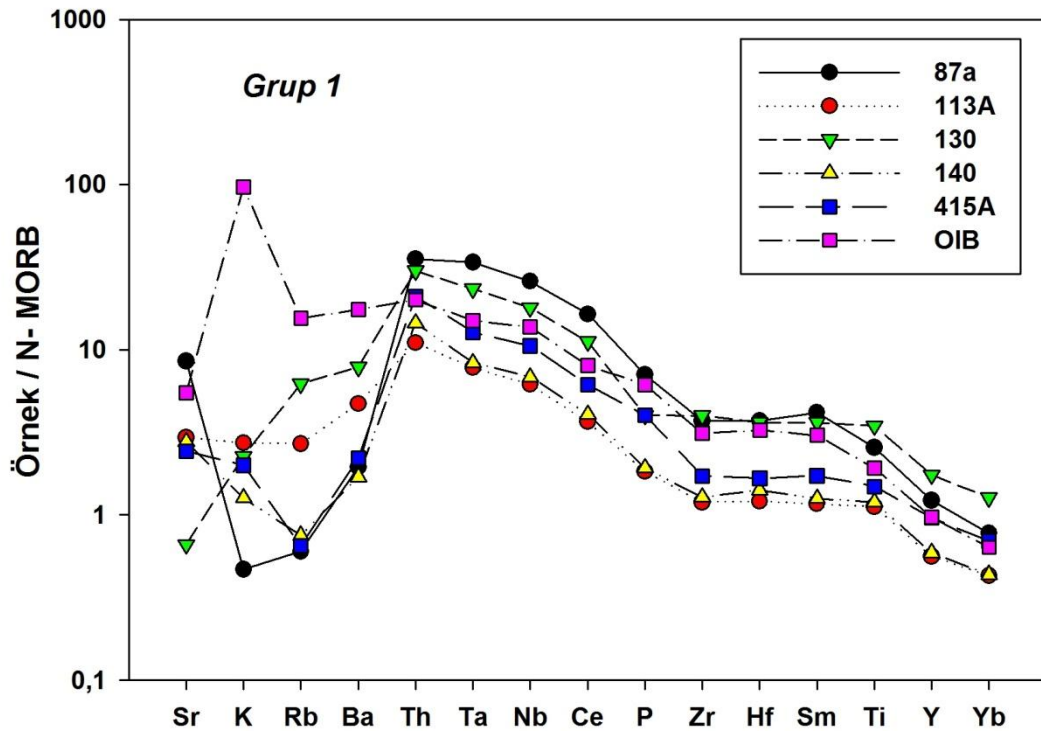


Şekil 4.5 : Grup 3'e ait nadir toprak element desenlerinde $(La/Yb)_n$ oranlarının görünümü (Normlaştırma değerleri Boynton (1984)).

Negatif Nb-Ta anomalileri, dalma batma bileşenleri tarafından etkilenen kıta altı litosferik mantosunun bulunduğu alanlarda veya kıtasal kabuktan gelen bileşenlerle kirlenerek yüzeylenen ergiyiklerle etkileşime girmiş levha içi kıtasal kesimlerde gözlenebilir (Ör. Hawkesworth ve diğ., 1992; Ellam & Cox, 1989; Peate ve diğ., 1992). Negatif Nb-Ta anomalileri aynı zamanda akışkanlar ve ergiyikler tarafından etkilenerek hafif nadir toprak elementleri (LREE) ve büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (LILE) zenginleşmiş dalma batma zonlarındaki manto kamalarının karakteristik özelliğidir. (ör. Gill, 1981; Hawkesworth ve diğ., 1993; Woodhead ve diğ., 1993).

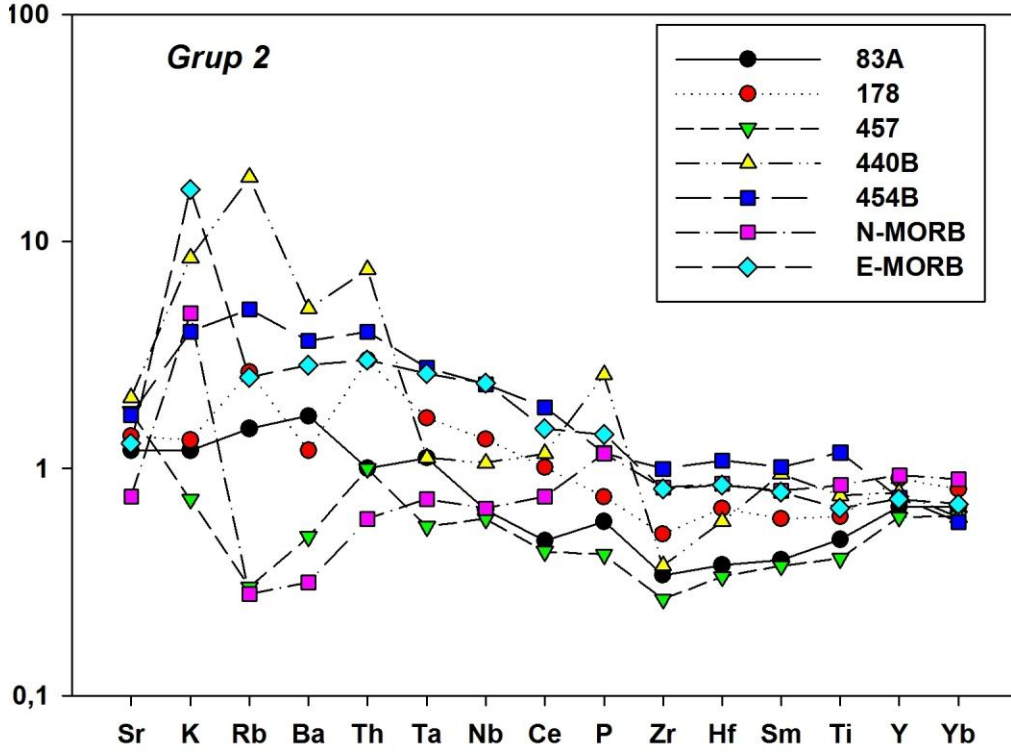
Yüksek Zr/Nb oranları ise kıtasal alanda oluşan yaylardan ziyade (ör. Aeolian yayı, Zr/Nb=8–18; De Astis ve diğ., 1997), okyanus içinde oluşan yayları (Zr/Nb=29–86 Elliott ve diğ., 1997; Stern ve diğ., 2006'den) temsil etmektedir.

Grup 1'e ait örneklerin çoklu element diyagramlarında negatif Nb ve Ta anomalisi bulunmaması, düşük Zr/Nb oranları ve çoklu element diyagramında Sun ve McDonough (1989) OIB değerleriyle benzer bir desen sergilemesi zenginleşme karakteriyle uyumludur (Şekil 4.6).



Şekil 4.6 : Grup 1'e ait metabazitler çoklu element diyagramında Sun ve McDonough (1989) OIB değerleriyle benzer bir desen sergilemektedir.

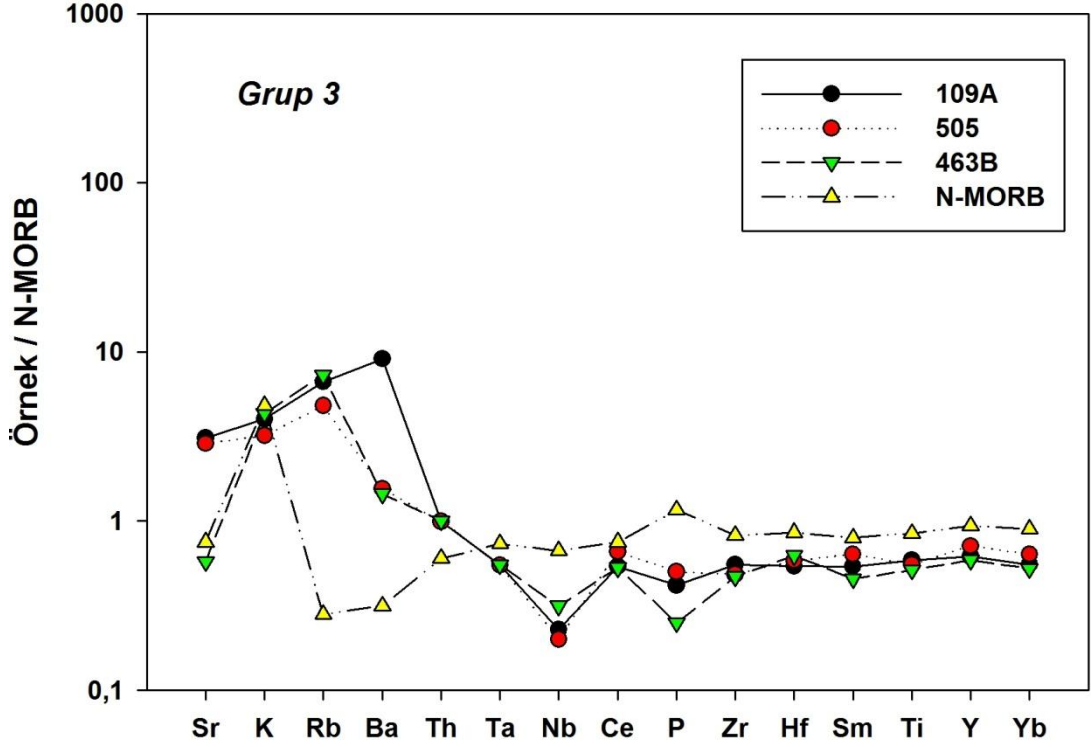
Grup 2 örnekleri N-MORB'a göre genel olarak zenginleşmiş bir karakter sergilemektedir. Bununla beraber nispeten yüksek Nb/Y–Zr/Y oranları Grup 1 ile köken açısından yakın bir kaynaktan oluştuğuna işaret etmektedir. Grup 2 örneklerinde de negatif Nb-Ta anomalisinin bulunmaması bu grubun kıtasal kirlenmeye maruz kalmadığına işaret etmektedir (Şekil 4.5).



Şekil 4.7 : Grup 2'ye ait örnekler ise Sun ve McDonough (1989) N-MORB ve E-MORB değerlerine göre genel olarak zenginleşmiş çoklu element desenleri.

Grup 3 örnekleri belirgin negatif Nb anomalilerine sahiptir. Bununla birlikte Grup 3 örneklerinde gözlenen yüksek Zr/Nb oranları, düşük Zr/Nb oranlarıyla karakterize olan kıtasal kirlenmeye maruz kalmış (ör. Taylor & McLennan 1995) örneklerden farklılık gösterdiği için dalma-batmaya ilişkili veya ilişkisiz olduğu net bir şekilde belli olmayan, fakat tüketilmiş bir ilksel kaynağa işaret etmektedir (Şekil 4.6).

Bazaltlarda bulunan Th ve Nb; yüzeysel ayrışma ile düşük dereceli amfibolit fasiyesi koşulları arasında hareketsiz bir karakter sergileyebilir (Pearce 2008). Birinci gruptaki örneklerin Th/Y ye karşılık Nb/Y oranları Grup 1 için levha içi zenginleşmeyle bağlantılı bir oluşum önermektedir. Grup 2'deki örnekler levha içi zenginleşme ile dalma batma zenginleşmesinin arasında kalan bir alanda kümelenmiş

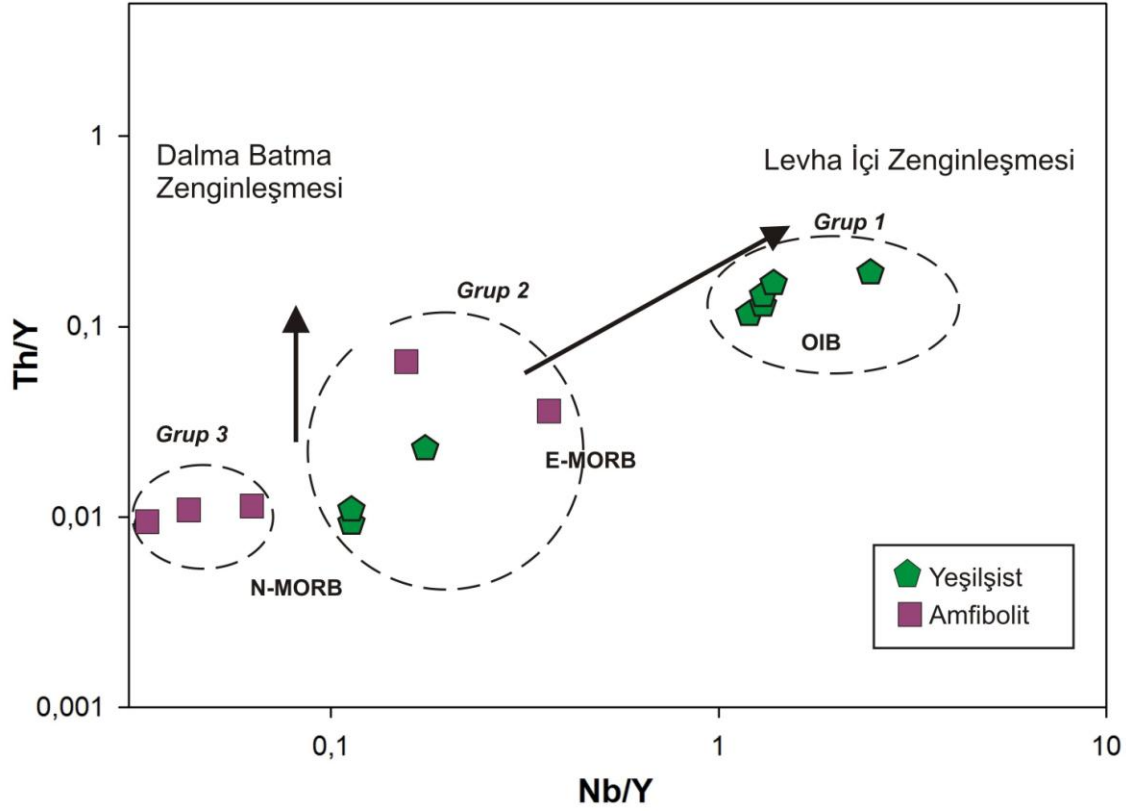


Şekil 4.8 : Grup 3 örneklerinin çoklu element diyagramında negatif Nb anomalisi.

olsa da, genel olarak dalma batma zenginleşmesinden etkilenmiştir. Grup 3 üyeleri ise levha içi zenginleşmesiyle uyumlu bir karakter göstermektedir (Şekil 4.8).

Bazaltlarda bulunan Th ve Nb; yüzeysel ayrışma ile düşük dereceli amfibolit fasiyesi koşulları arasında hareketsiz bir karakter sergileyebilir (Pearce 2008). Birinci gruptaki örneklerin Th/Y ye karşılık Nb/Y oranları Grup 1 için levha içi zenginleşmeyle bağlantılı bir oluşum önermektedir. Grup 2'deki örnekler levha içi zenginleşme ile dalma batma zenginleşmesinin arasında kalan bir alanda kümelenmiş olsa da, genel olarak dalma batma zenginleşmesinden etkilenmiştir. Grup 3 üyeleri ise levha içi zenginleşmesiyle uyumlu bir karakter göstermektedir (Şekil 4.9).

Kıtasal kabukta düşük miktarlarda Ti ve Nb oranları bulunduğu için (Taylor & McLennan, 1995) kıtasal kirlenmeye maruz kalan magmalardaki Ti ve Nb oranlarının düşük miktarda olması beklenmektedir (Sayit ve diğ., 2010, içerdiği atıflar). Grup 1'deki örneklerin yüksek Ti/Y değerleri (464,1 - 627,2) kıtasal kabuktaki ortalama miktardan (161,9; Taylor & McLennan 1995) oldukça fazla olup, bu gruptaki kayaların kirlenmeye maruz kalmadığına işaret etmektedir. Grup 2'deki ve Grup 3'de sırasıyla 196,5 - 473,1 ile 232,5 - 285,1 arasında değişen Ti/Y değerleri nispeten düşük değerler sergilemektedir



Şekil 4.9 : Grup 1'in Th/Y ve Nb/Y oranlarının gösterdiği pozitif korelasyon levha içi zenginleşmeyi göstermektedir. Grup 2 örnekleri ise yükselen Th/Y oranlarına karşı sabit Nb/Y oranlarına sahiptir. Grup 3 örneklerinde ise dalma batma zenginleşmesi görülmemektedir (Fitton ve diğ 1997).

4.2 Sonuçlar

Jeokimyasal verilerin ışığında Refahiye Metamorfileri içerisinde bulunan metabazitlerin ilksel kökeninin genel hatlarıyla üç alt gruba ayrılmaktadır. Grup 1' ait kayalar OIB kökeni gösterirken, Grup 2 ve 3'teki kayalar MORB veya yay kökenli göreceli kökenli bir kaynağa işaret etmektedir. Grup 1 ve 2'de gözlenen kayalar dalma batma ile ilişkili, zenginleşen bir kaynaktan türemiştir. Grup 3'de gözlenen kayalar ise tüketilmiş, yitim üzerleyen tipte (supra-subduction) kayaların başkalaşımı sonucu oluşan jeokimyasal desenler göstermektedir. Bu veriler Refahiye Metamorfileri'nde bulunan metabazitlerin farklı kökenlerden türemiş bazik kayaların dalan levha içinde bir araya gelerek başkalaşım geçirdiği ortaya koyar. Bu farklı kaya topluluklarının varlığı Refahiye Metamorfileri'nin kaynak alanında çeşitli okyanus adası ve okyanus levhaların var olduğunu göstermektedir.

5. BAŞKALAŞIM KOŞULLARI

5.1 Giriş

Refahiye Metamorfitleeri'nde bulunan metabazitler yeşilşist, amfibolit ve eklojit türünden kayalarda oluşmaktadır. Bu kaya topluluklarının başkalaşımı, kaya topluluklarıyla aynı isimleri taşıyan yeşilşist, amfibolit ve eklojit fasiyesi koşullarında gerçekleşmiştir. Refahiye Metamorfitleeri'nde dikkat çeken en önemli durum, düşük metamorfizma derecesine sahip yeşilşistlerin içinde bulunan yüksek dereceli eklojit/amfibolit fasiyesine maruz kalmış kayaların varlığıdır. Örnekleme yapılan farklı yerlerde düşük dereceli kayaların içerisinde yüksek dereceli metamorfitleere ait bulunan bol miktarda kalıntı mineralin (örneğin yeşilşistlerdeki kalıntı rutil ve hornblend; amfibolit, mikaşist ve fillitlerdeki kloritlemiş granatlar) bulunması cevaplanması gereken sorunlardan biridir. (Şekil 5.1). Bu bilgiler çerçevesinde Refahiye Metamorfitleeri'nde elde edilen örneklerin mineral parajenezlerinden yararlanılarak başkalaşım koşulları tartışılacaktır.

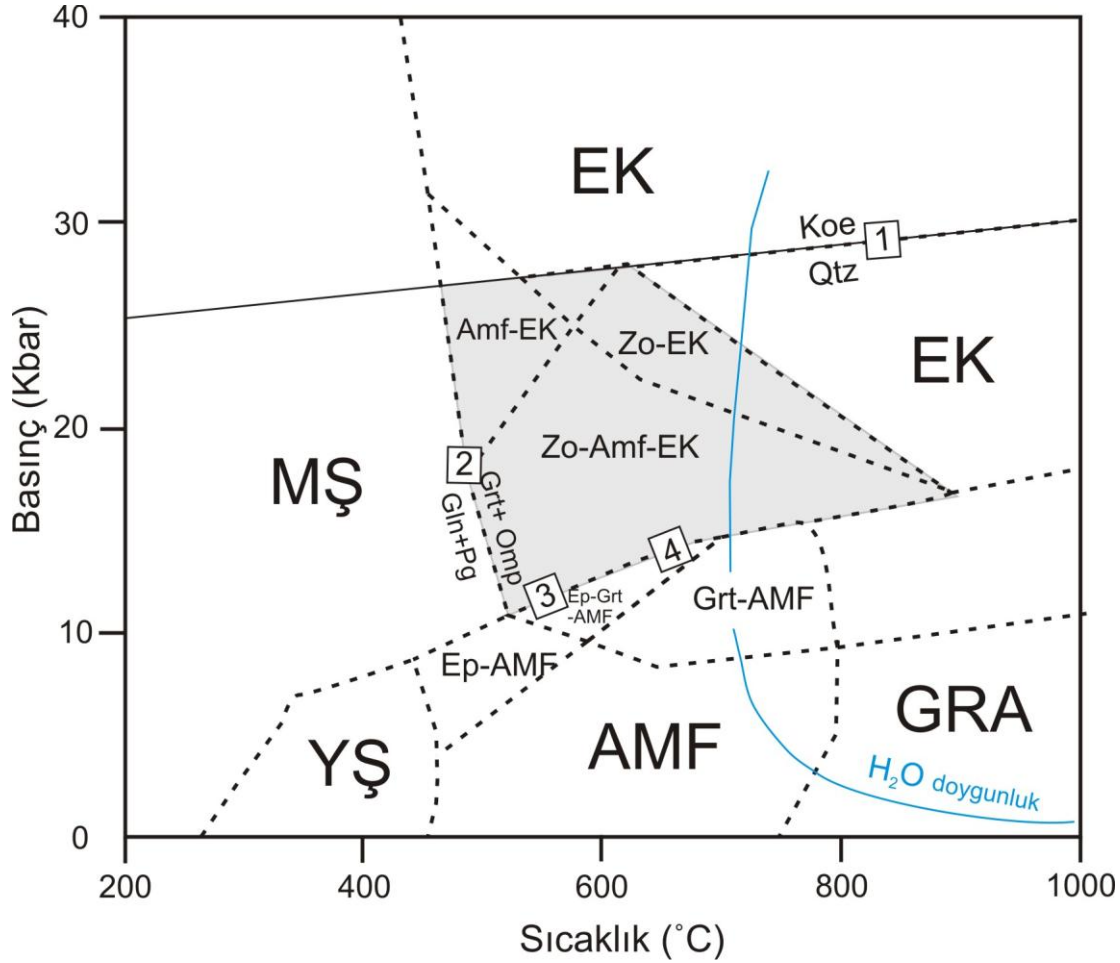
Denge halinde bulunan mineraller topluluklarının arasındaki basınç ve sıcaklık koşullarının ortaya çıkarılmasına yarayan jeotermobarometrik yöntemler ile nicel sonuçlar elde edilebilmektedir. Ancak Refahiye Metamorfitleeri'nden sadece yeşilşist fasiyesindeki sınırlı sayıda örnek üzerinde mikroprob çalışması yapıldığı için, başkalaşım koşulları literatürde bulunan tahmini değerler üzerinden sınırlandırılacaktır.

5.2 Eklojit Fasiyesi Koşulları

Eklojit fasiyesinde başkalaşıma uğramış olan kayaların denge mineral topluluğu granat, omfasit, zoisit, hornblend, kuvars, titanit ile tali oranda fengit ve rutilden meydana gelmektedir. Refahiye Metamorfitleeri'nde bulunan eklojitler, Bucher & Frey (1994) eklojit sınıflanmasında betimlenen granat, omfasit, \pm zoisit, \pm fengit, \pm amfibol(Na/Ca), \pm kuvarstan oluşan "orta sıcaklık eklojitleri" tanımına uymaktadır. Eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayalardaki en önemli özellik

yüksek/aşırı yüksek basınç koşullarını temsil eden lavsonit, disten, koezit ve mavi amfibol minerallerini barındırmamasıdır. Bu durum, eklojitlerin basınçtan ziyade, genel olarak sıcaklıkla vurgulu olduğuna işaret etmektedir.

Basıncın en yüksek olduğu alan Bohlen & Boettcher (1982) tarafından betimlenen Kuvars = Koezit (1) 25-28 kbar arasında sınırlanmaktadır (Şekil 5.1). Sıcaklığın üst sınırı granülit fasiyesi sınırına ulaşmamaktadır.

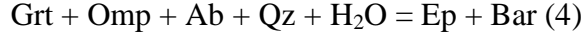
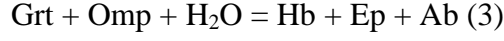


Şekil 5.1 : Refahiye Metamorfitleri'nin eklojit fasiyesi koşulları altındaki başkalaşım koşulları. Fasiyeslerin sınırları MORB türü kayalar için Hacker ve diğ., (2003)'den alınmıştır. MŞ:mafişist fasiyesi, YŞ:yeşilışist fasiyesi, AMF: amfibolit fasiyesi, EK: eklojit fasiyesi, GRA: granülit fasiyesi, Amf-EK:amfibol-eklojit fasiyesi, Zo-EK: zoisit eklojit fasiyesi, Zo-Amf-EK:zoisit-amfibol eklojit fasiyesi, Grt-AMF: granat amfibolit fasiyesi, Ep-Grt-AMF: Epidot granat amfibolit fasiyesi, Ep-AMF: Epidot amfibolit fasiyesi.

Sıcaklığın alt sınırı ise mavi amfibolün bulunmamasına bağlı olarak belirlenen



tepkimesi ile sınırlanabilir (Şekil 5.1). Eklojit fasiyesinin alt sınırını saptamak için granat-amfibolit, epidot-granat-amfibolit fasiyesli alanlarla olan tepkimelere bakmak gereklidir. Oh & Liou (1998)'de belirtilen



tepkimelerin eklojit-amfibolit fasiyesleri geçişine karşılık gelmektedir. Bu tepkimeler sürekli tepkimeler oldukları için toplam kaya kimyasına ve dolayısıyla mineral kimyasına bağlı olarak yeri değişmektedir. (3) numaralı tepkimenin oluşum koşulları 450-570 °C ile 11,5-13,5 kbar, (4) numaralı tepkime 550 - 650 °C ile 10 - 13kbar arasında gerçekleşmektedir (Şekil 5.1, Oh & Liou 1998 ve içerdiği atflar).

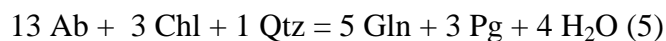
5.3 Amfibolit Fasiyesi Koşulları

Amfibolit Fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğrayan kayalardaki denge mineral topluluğu: Hornblend, epidot, ±granat; yan bileşenler plajiolklas, aktinolit, rutil, titanit, kuvars, klorit, kalsit; tali oranda ise apatit, kalsit, opak, muskovittir. Bu topluluğun içerdiği en yüksek mineral parajenezine bakarak eklojit fasiyesli alanların gerilemenin ilk safhasında epidot-granat-amfibolit fasiyesi koşullarına maruz kalmış olduğu görülür. Epidot-granat-amfibolit fasiyesinin üst sınırı, eklojit fasiyesinin alt sınırını oluşturan Oh & Liou (1998) tarafından belirtilmiş (3 - 4 numaralı tepkimelerle sınırlanmaktadır).

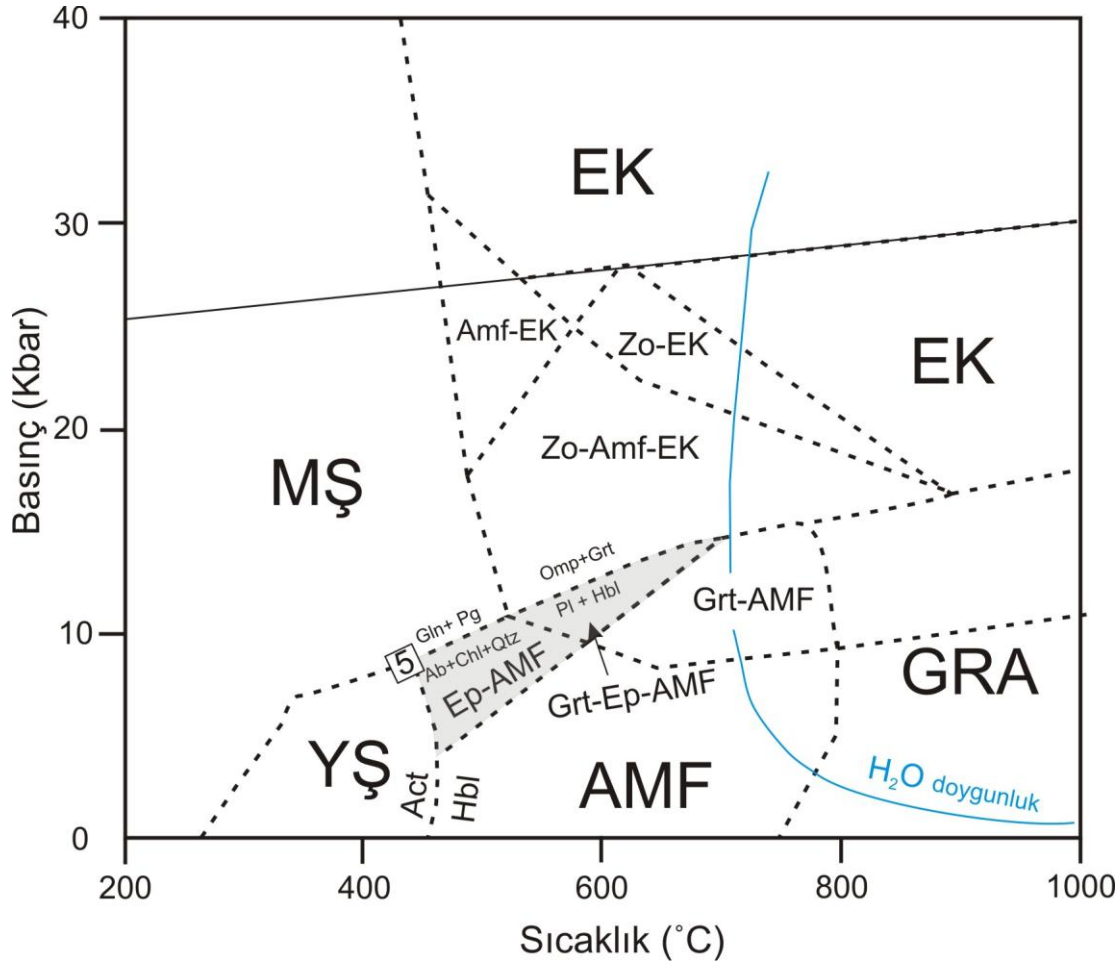
Amfibolit fasiyesi ile granülit fasiyesi arasındaki sıcaklığa bağlı geçiş $\text{Tr} = 2 \text{Cpx} + 3 \text{Opx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ ve $\text{Tr} = \text{Cpx} + 3\text{Opx} + \text{An} + \text{H}_2\text{O}$ tepkimeleriyle sınırlanabilir. Bu değişim aralığı 650-850°C değişmektedir (Bucher & Frey 1994). Amfibolit fasiyesi kayalarındaki mineral parajenezi sıcaklığın 650 °C'yi aşmadığını göstermektedir.

Epidot amfibolit fasiyesi ile yeşilist fasiyesi arasındaki sınır hornblentin aktinolite dönüşümüyle karakterize olur. Baker (1990)'a göre bu değişim 440 - 455 °C'lik bir sıcaklık ve 4 -7 kbar'lık bir basınç gerektirmektedir (Şekil 5.2).

Epidot amfibolit fasiyesi ile mavişist fasiyesi arasındaki sınır ise amfibolitlerin içinde mavi amfibol bulunmadığından dolayı:



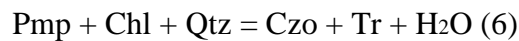
tepkimesi ile sınırlanabilir (Bucher & Frey 1994). Bu sınırlamalar dâhilinde amfibolit fasiyesi koşulları 440-650 °C ile 7-13 kbar arasında gerçekleşmiş olabilir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 : Refahiye Metamorfite'lerinin amfibolit fasiyesinde başkalaşım koşulları. (Kısaltmalar Şekil 5.1'den belirtilemektedir).

5.4 Yeşilşist Fasiyesi Koşulları

Yeşilşist fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğrayan yeşilşistlerin denge mineral topluluğunu aktinolit, ±Na/Ca amfibol, epidot, albit, klorit, titanit, kuvars, kalsit; yan bileşenlerini kalsit, opak mineraller, hornblend ve rutil; tali bileşenleri ise apatit ve zirkon oluşturmaktadır. Yeşilşist fasiyesi koşullarının karakteristik mineral topluluğu olan aktinolit+epidot+klorit+albit+titanit birlikteliği ve metabazitlerin içinde prehnit ve pumpelleyitin bulunmayışı

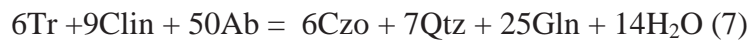


tepkimesine göre yeşilşist fasiyesi koşullarında sıcaklığın ~350 °C'den yüksek olduğunu göstermektedir (Şekil 5.3, Liou ve diğ., 1974; Schiffman & Liou 1980; Maruyama ve diğ., 1983; Moody ve diğ., 1983)

Yeşilşist fasiyesine maruz kalmış kayalardaki kloritlerden elde edilen mikroprob analizleri sıcaklık konusunda güvenilir sonuçlar vermemektedir (Topuz & Altherr 2004). Jowett (1991) tarafından geliştirilen klorit termometresi, mikroprob analizi gerçekleştirilmiş olan yeşilşistlere uygulandığında 280 - 330 °C'lik bir sıcaklık aralığı vermektedir. Bu değer denge mineral topluluğunda gözlenen sıcaklıklara nazaran nispeten düşüktür.

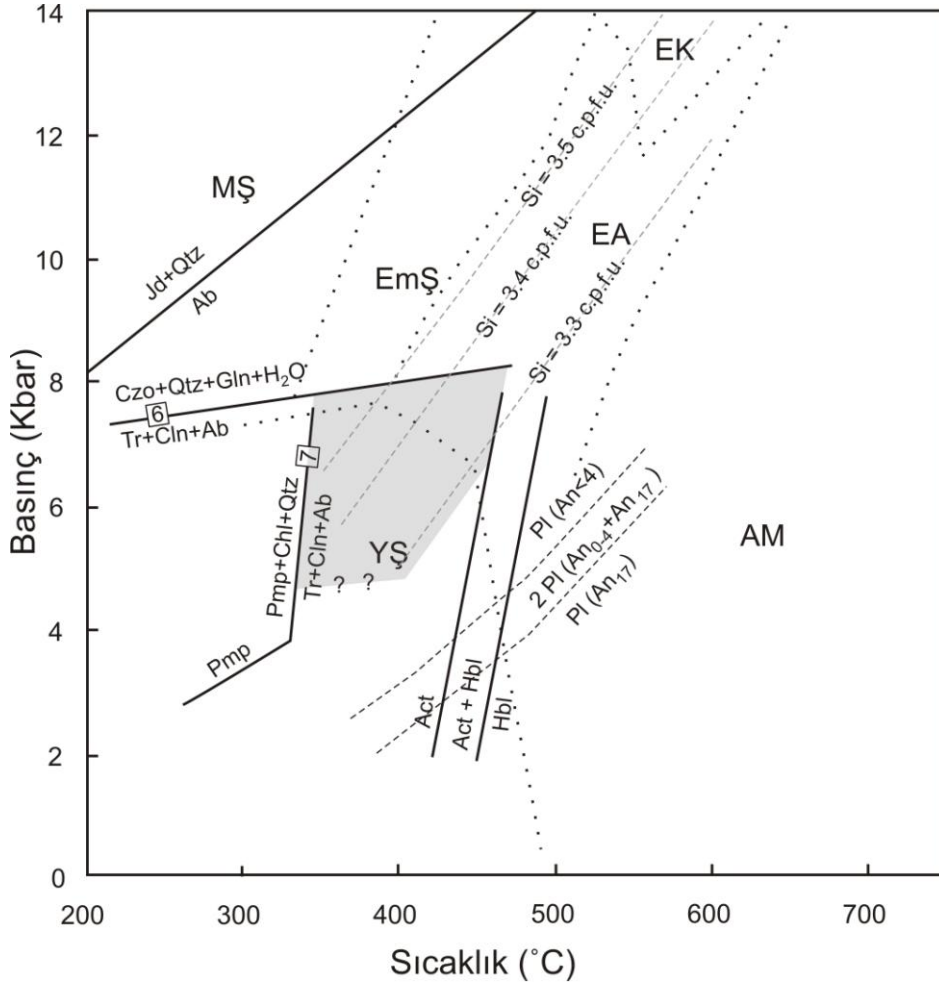
Metaçörtler içinde gözlenen klorit, kuvars ve stilpnomelan birlikteliği bölgenin bazı kesimlerinin düşük yeşilşist fasiyesi koşullarında da metamorfizmaya maruz kalmış olduğuna işaret etmektedir. Stilpnomelanın basınç-sıcaklık gelişimi konusunda nicel verinin az sayıda olması, alt yeşilşist fasiyesi koşulların sınırlandırılmasını engellemektedir. Stilpnomelanların genel hatlarıyla duraylılık alanlarının 250 °C'den yüksek sıcaklıklarda 8 kbar'dan daha düşük bir alanda bulunmasına karşın (Currie & Van Stall, 1999), basınca bağlı olarak duraylılığının alt sınırı net bir biçimde betimlenmemiştir.

Yeşilşist fasiyesi koşullarında gözlenen maksimum basınç kayalarda glokafan bulunmadığı için



tepkimesi ile sınırlanmaktadır. Bu tepkime yeşilşist ile epidot-mavişist fasiyesi arasındaki sınırı belirler (Evans 1990) Bu sınırı belirleyen çizgi $7 \pm 0,2$ kbar / 350 ± 10 °C ile $8 \pm 0,04$ kbar / 450 ± 10 °C basınç - sıcaklık aralıklarından geçmektedir (Şekil 5.3, Maruyama ve diğ., 1986).

Basıncın alt sınırı Parra ve diğ., (2002) tarafından geliştirilen fengit barometresi ile elde edilmiştir. Yeşilşist örneklerindeki mikaların Si oranları 3.25 - 3.47c.p.f.u arasında değişmektedir. Bu değerler basıncın 5 - 7,5 kbar arasında olduğuna işaret etmektedir. Sonuç olarak yeşilşist fasiyesi başkalaşım koşulları 5-8 kbar ve 350-450 °C aralığında gerçekleşmiş olmalıdır.

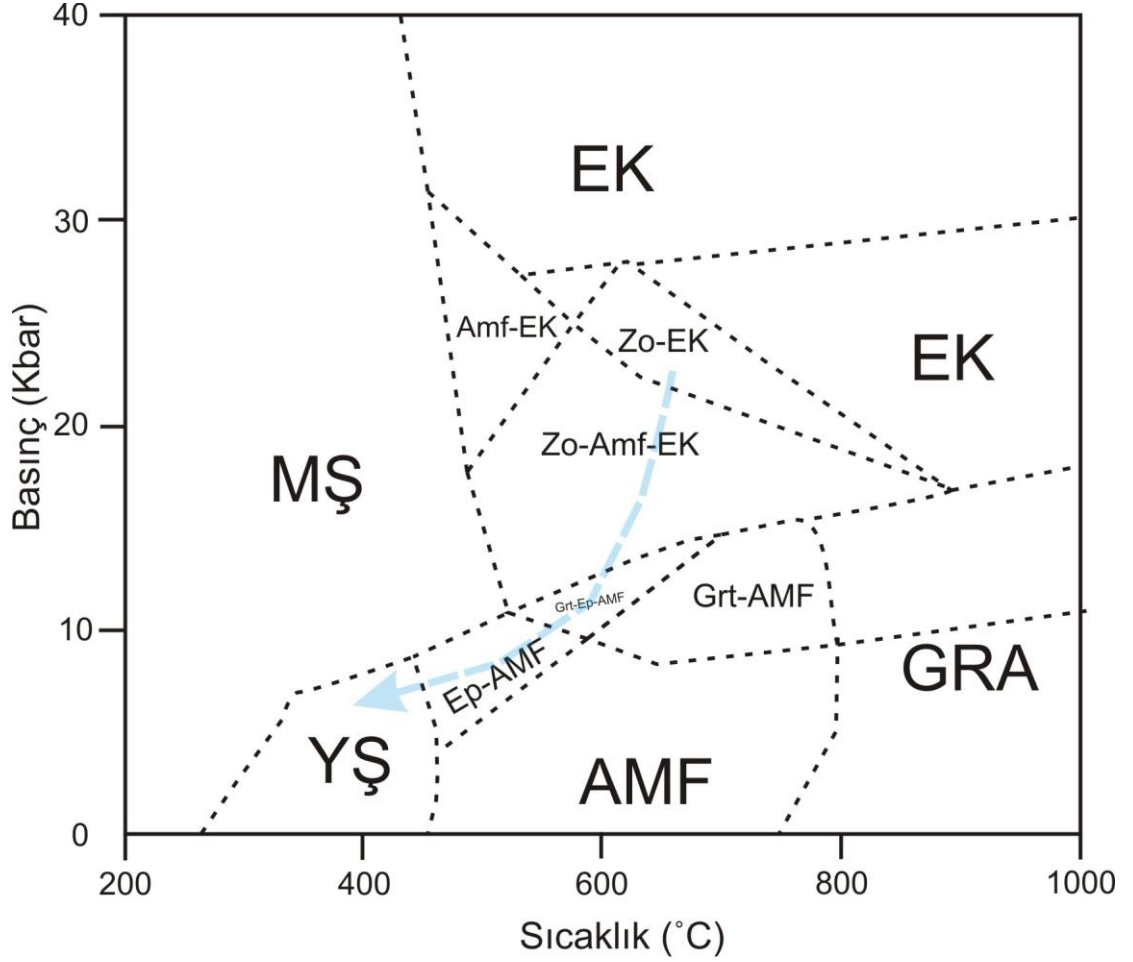


Şekil 5.3 : Refahiye Metamorfite'lerinin yeşilist fasiyesi altında başkalaşım koşulları. Pumpellyit'in duraylılık alanı Powell ve diğ., (1993), İki plajiolit alanı (Ab+An₁₇) Maruyama ve diğ., (1983)'den, Si c.p.f.u değerleri Parra ve diğ 2002'den, Ab=Jd+Qtz eşitliği Popp ve Gilbert (1972)'den, Tr+Clin+Ab = Czo+Qtz+Gln +H₂O eşitliği Maruyama ve diğ., (1986)'den alınmıştır. Metamorfik fasiyesler arasındaki sınırlar noktalı çizgilerle verilmiştir (Topuz ve diğ., 2004 ve içerdiği atıflar). EmŞ: epidot mavişist fasiyesi. (Kısaltmalar Şekil 5.1'den alınmıştır).

5.5 Sonuçlar

Refahiye Metamorfite'leri dalma-batmaya bağlı olarak başkalaşıma uğramıştır. Başkalaşım yüksek basıncı temsil eden mineraller içermemektedir. Bu durum dalma-batmanın yavaş bir şekilde gerçekleşmiş olabileceğine işaret eder. Başkalaşımın en yüksek seviyesi zoisit-eklojit fasiyesinde gerçekleşmiştir. Düşük dereceli kayalar içinde bulunan kalıntı minerallerin bolluğu (rutil çekirdekli titanitler, kenarlarından itibaren aktinolitleşmiş hornblendler) bölgenin başlangıçta büyük oranda zoisit-eklojit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğrayıp, yüzeyleyirken önemli ölçüde yeşilist fasiyesi koşullarına gerilediğini göstermektedir (Şekil 5.4) Amfibolit

fasiyesi koşulları epidot-granat-amfibolit ve epidot amfibolit fasiyesi alanlarında 440-650 °C ile 7-13 kbar sınırları arasında gerçekleşmiş olabilir. Yeşilüst fasiyesi koşulları ise 5-8 kbar, sıcaklık ise 350-450 °C aralığında gerçekleşmiştir.



Şekil 5.4 : Refahiye Metamorfitleleri'nin olası basınç-sıcaklık gelişimi (Kısaltmalar Şekil 5.1'den alınmıştır).

6. BAŞKALAŞIMIN YAŞI

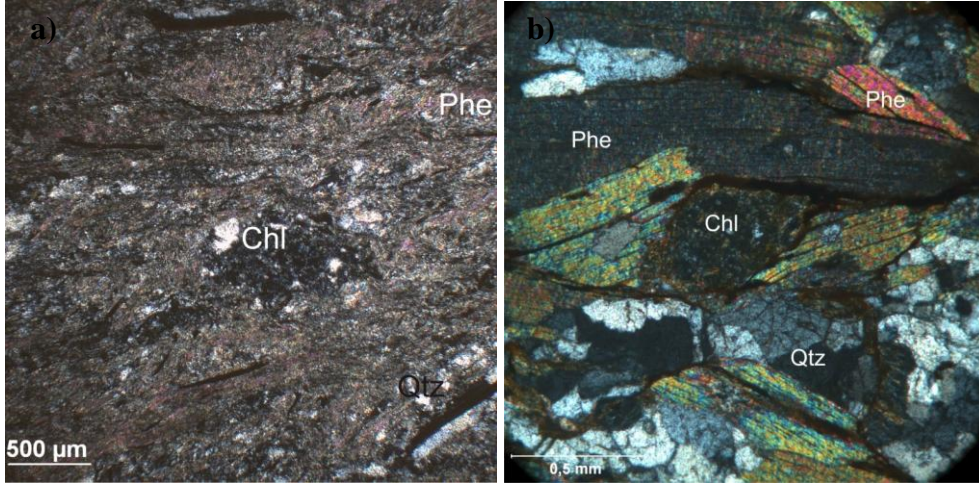
6.1 Giriş

Refahiye Metamorfitleri üzerinde bugüne kadar gerçekleştirilmiş nicel bir yaş tayini bulunmamaktadır. Yılmaz (1985) ve Yılmaz & Yılmaz (2004)'a göre Tokat Grubu Metamorfitleri'nin eşleniği olarak düşünülen bölgenin (Şekil 1.2) başkalaşım yaşının Permo-Triyas olduğu ileri sürülmüştür. Refahiye Metamorfitleri içerisinde şu ana kadar fosil örneği saptanamamıştır. Bu yüzden ilksel çökme yaşı hakkında veri bulunmamaktadır.

Bu bölümde Refahiye Metamorfitleri'nin başkalaşım yaşını ortaya koymak için 2 adet mikaşist örneğinden (#87C, #142) yapılan $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini sonuçlarından bahsedilecektir. Bu örneklerin petrografik betimlemeleri aşağıda verilmektedir. İlerleyen bölümde analitik yöntemler açıklanacak ve tartışılacaktır.

6.2 Örneklerin Petrografik Betimlemesi

Her iki örnek (#87C, #142) mükemmel yapraklanmalı olup, başlıca ak mika, klorit, kuvars, opak mineral ve tali miktarda apatit ve rutilden meydana gelmektedir. Yapraklanma mika ve klorit minerallerinin paralel dizilimleriyle tanımlanır. Mikaların tane sınırlarında ve dilinim izlerinde kahverengi demir oksit birikimleri bulunmaktadır. Mikalar içerisinde kuvars ve opak mineral kapanımları barındırmaktadır. Matrikste bulunan kuvars mineralleri uzamıştır ve dalgalı sönme göstermektedir. Kuvars ile mikaların sınırları genel olarak rahatsız edilmemiştir. Kloritler eski granatların gerilemesi sonucunda oluşmuş, özşeklini kaybederek yönlü basınçların etkisiyle uzamıştır (Şekil 6.1). 87C numaralı örnekte bulunan mikaların tane boyları 0,2 - 0,3 mm iken, 142 örneğinde mikaların tane boyları ortalama 1,5mm büyüklüğündedir. 87C kalınlığı 1,5 - 2mm arasında bulunan kuvars damarları tarafından kesilmektedir.

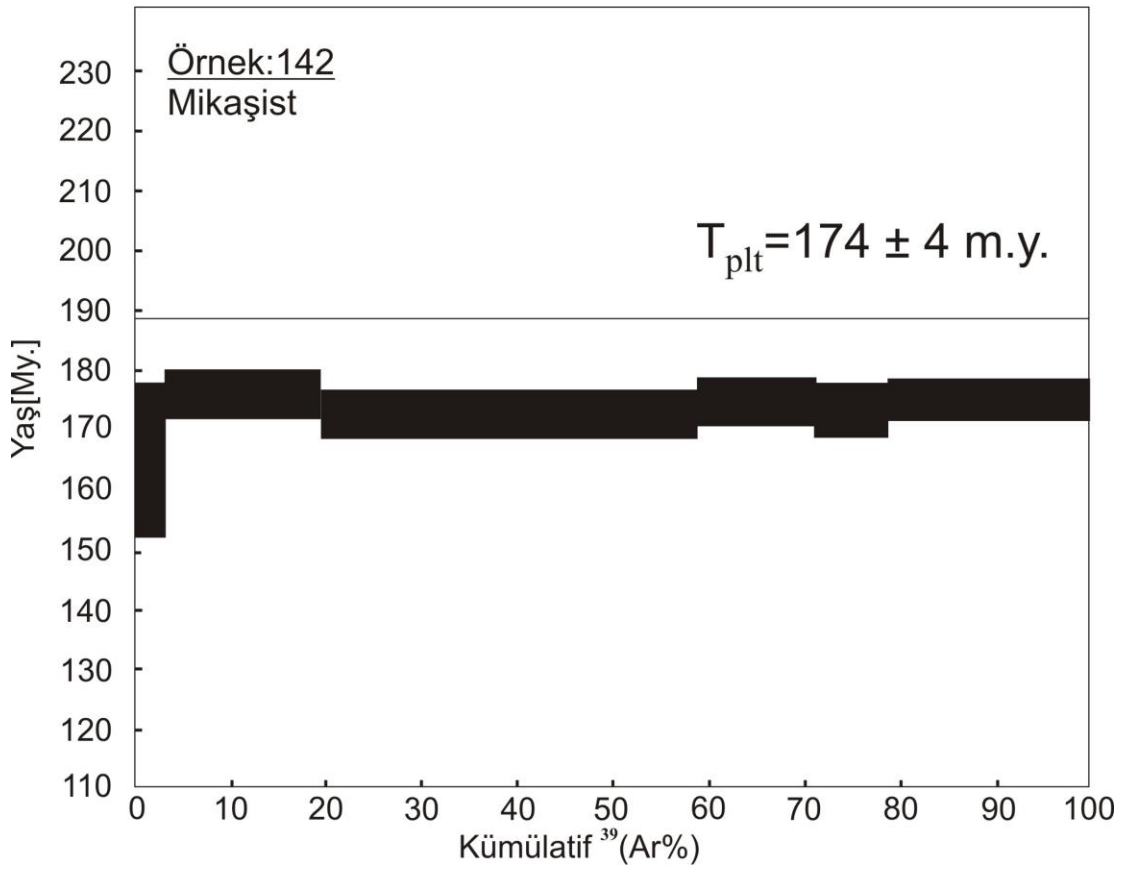
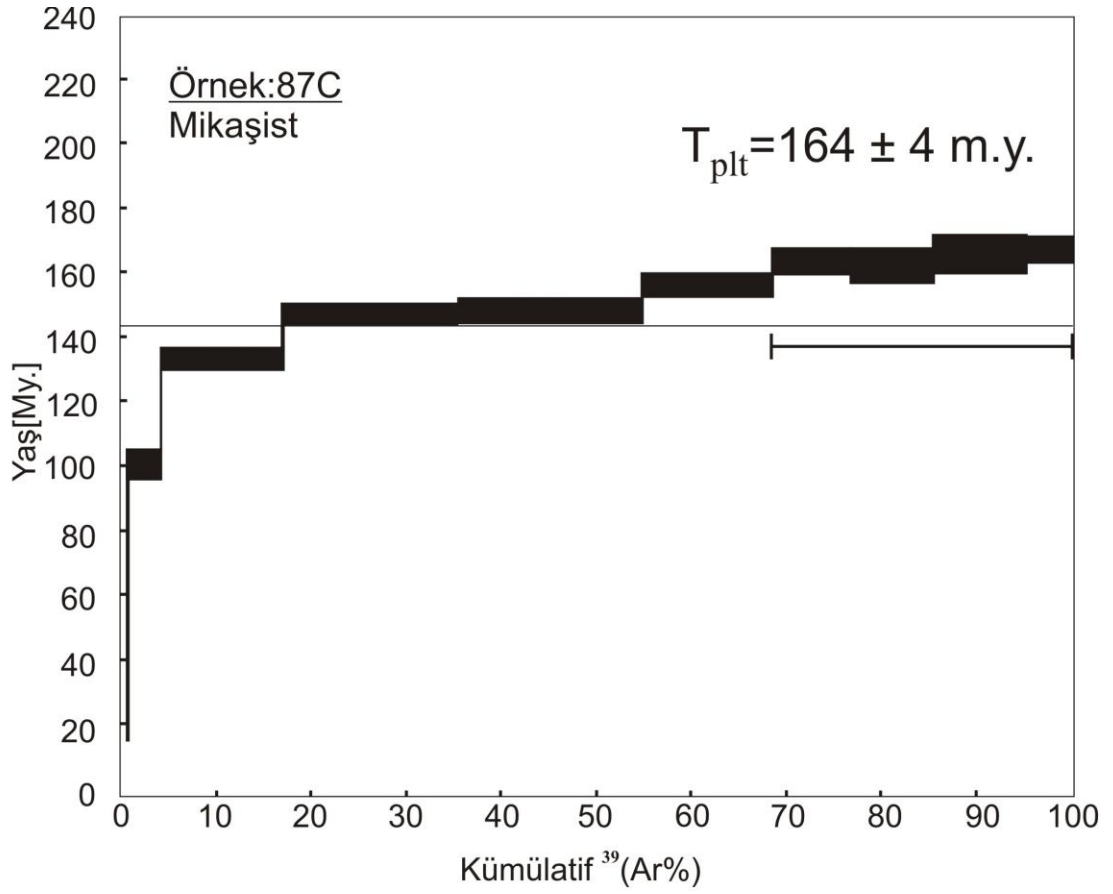


Şekil 6.1 : a) İnce taneli 87C örneğinin mikaşitlerin tek nikol altında görünümü. b) İri taneli 142 numaralı örneğin çift nikol altında görünümü. Phe: fengit, Chl: klorit, Qtz: kuvars

6.3 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Artan Isıtma Tekniği ile Yaş Tayini

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ artan ısıtma tekniğinde yaşı bulunmak istenen örnek belirli bir sıcaklığa kadar ısıtılır. Bu ısıtma sırasında belirli zaman aralıklarında ortaya çıkan argon gazı miktarı ölçülerek her adım için yaş değeri hesaplanır. İyi bir yaş tayininde ölçülen değerler bütün adımlarda aynı kalarak, düzgün bir plato oluşturur. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayinlerinde düzgün bir plato yaşının bulunmamasının atmosferik kirlenme, tane sınırlarında kaymalar, kinkleşme, basınç çözünmesi, alterasyon gibi çeşitli sebeplerden meydana gelebilir (Sanchez ve diğ., 2011 ve içerdiği atıflar).

İki örnekten seçilen mika seperatları üzerinde yapılan yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini analizleri Şekil 6.2’de verilmektedir. 87C örneğinde çıkan gazın %30’a yakını düz bir yaş vermektedir (164 ± 4 m.y.). Bu örnekte rahatsız edilmiş bir yaş tayfinin bulunması dokusal olarak yaygın biçimde gözlenen buruşma klivajı ile kloritleşme ve ikincil kuvars damarlarının varlığı sebebiyle oluşmuş olabilir. 142 numaralı örnekteki plato yaşı ise rahatsız edilmemiş düz bir plato sergilemektedir (174 ± 4 m.y.).



Şekil 6.2 : Fengitlerden elde edilen $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ yaş tayini sonuçları

6.4 Tartışma

Bir mineralin çevresiyle izotop alışverişinin durup kapalı bir sistem haline gelmesi, genel olarak sıcaklığın etkisiyle gerçekleşir. Kapanma sıcaklığı olarak bilinen bu kavram, yaşı belirlenen bir sistemin tespit edilen zaman aralığında maruz kaldığı sıcaklığı ifade etmektedir (Zeitler 1989). Dodson (1973) tarafından formülize edilen kapanma sıcaklığı, Spear (1995) tarafından aşağıdaki şekilde yeniden düzenlenmiştir:

$$T_c = \frac{E/R}{\ln \left[\frac{AR(T_c)^2 D_0/a^2}{E(dT/dt)} \right]}$$

Bu denklemde T_c kapanma sıcaklığını, E difüzyon için gerekli etkinleştirme enerjisini, R gaz sabitini, A kristalin geometrik şekline bağlı değişkeni, D_0/a^2 frekans faktörü – difüzyonun uzunluk ölçeğini, dT/dt soğuma hızını temsil etmektedir (Zeitler 1989).

Mikaşist örneklerinin kapanma sıcaklığının saptanması sırasında kullanılan değişkenler E: 58 kcal (Kirschner ve diğ., 1996), D_0 muskovit : 0,04cm²/sn (Hames ve Bowring 1994), dT/dt : 5°C/m.y., a : 125 µm, R : 8,3144 J mol⁻¹ K⁻¹ olarak kabul edilmiştir.

87C ve 142 numaralı örneklerinden sadece 87C üzerinde mikroprob analizi yapıldığı için bu iki örneğin kimyasal bileşenleri arasındaki benzerlikler bilinmemektedir. Ancak fengitlerde kimyasal bileşim aralığı fazla değişmediği için E, D_0 ve A değişkenlerinde benzer olduğu kabul edilebilir. İki örneğin yaş tayinleri arasındaki yaklaşık 10 My.'lık zaman farkı soğuma hızından kaynaklanmış olabilir.

Bir örneğin kapanma sıcaklığının belirlenmesinde en önemli faktörler soğuma hızı, kimyasal çözünme için aktivasyon enerjisi ve difüzyona uğrayan kristalin difüzyon uzunluğudur (Spear 1995). Bütün bu değişkenlerdeki farklılıklar göz önüne alınarak hesaplanan değerler yavaş soğuma (5°C/My.) ve hızlı soğuma (100°C /My.) için sırasıyla 380 °C ve 427 °C' olarak hesaplanmıştır.

6.5 Sonuçlar

Refahiye Metamorfitleri'nin yaşını sınırlandırmak için iki mikaşist rneği üzerinde yapılan $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayinleri 164 ± 4 m.y. ile 174 ± 4 m.y. sonuçlarını vermektedir. Elde edilen yaşlar ve kapanma sıcaklıkları Refahiye Metamorfitleri'nin Orta Jura devrinde yeşilşist fasiyesi koşullarında olduğunu göstermektedir. Yüksek dereceli başkalaşıma uğrayan granatlı amfibolit ve eklojitlerden yapılacak yaş tayinleri muhtemelen daha yaşlı (muhtemelen Erken Jura) başkalaşım koşullarını yansıtacaktır.

7. JEODİNAMİK EVRİM

7.1 Giriş

Doğu Pontidler'i oluşturan kaya topluluğu genel hatlarıyla Liyas öncesi temel birimler, Erken Jura-Alt Kretase volkanik-volkanoklastik-tortul istif ve bu birimlerin üzerine gelişmiş olan Üst Kretase yaşlı magmatik yaydan meydana gelmektedir (Şekil 1.3, Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz ve diğ., 1997; Okay & Şahintürk 1997; Okay & Tüysüz 1999; Topuz ve diğ 2004a, b, 2007). Doğu Pontidler'in temelini oluşturan Liyas öncesi temel birimler şunlardır : (i) Karbonifer öncesi yaşta yüksek sıcaklık metamorfileri, (ii) Erken Karbonifer granitoidleri, (iii) Üst Karbonifer – ?Alt Permiyen yaşlı sığ denizel-tortul istif ve (iv) Permo-Triyas yaşlı metamorfik yığılım karmaşaları

Paleo-Tetis'in kapanmasına bağlı bir yığılım karmaşığı olan Karakaya Karmaşığı (Şekil 1.2, Tekeli 1981; Pickett & Robertson 1996; Okay 2000), Doğu Pontidlerde Permo-Triyas yaşlı Ağvanis ve Tokat Masifleri ile temsil edilir. Üst Kretase yaşlı İzmir-Ankara-Erzincan süturu kayaları ise metamorfizma geçirmemiş ofiyolitik melanjlerden meydana gelmektedir. Refahiye Metamorfileri konumu itibariyle bu iki farklı kaya topluluğu arasında yüzeilenmektedir (Şekil 1.4). Bu bölümde Refahiye Metamorfileri'nin sağlamış olduğu sınırlamalara dayanarak Doğu Pontidler'in Triyas'dan Alt Kretase'ya kadar olan jeolojik evrimi tartışılacaktır.

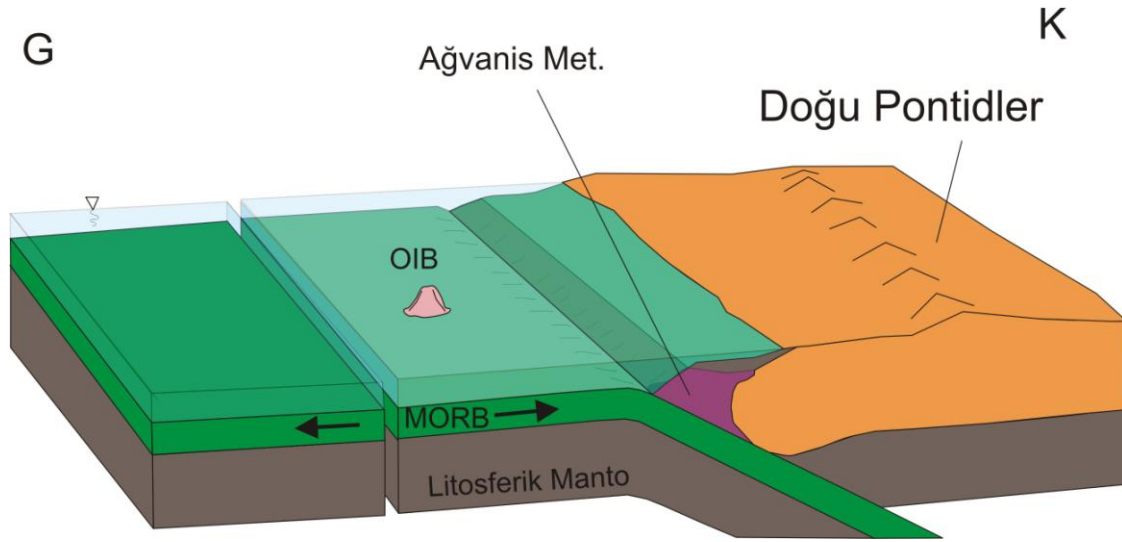
7.2 Refahiye Metamorfileri ve Doğu Pontidler'in Triyas-Alt Kretase Jeolojik Evrimi

Metabazit, mermer ve fillit ile tali oranda metaçört ve serpantinitten oluşan Ağvanis Masifi kuzeyinden ve güneyinden, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğrultu atımlı faylarıyla sınırlandırılmıştır (Nebert, 1961; Okay 1984). Ağvanis Masifi'ne benzer kaya toplulukları içeren Tokat Masifi ise Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları barındırmaktadır (Okay & Şahintürk 1997, içerdiği atıflar). Permiyen yaşlı kireçtaşı

bloklarının varlığı, bu masifler için Permiyen çökme yaşı ve Geç Triyas metamorfizma yaşları önermektedir (Okay & Şahintürk 1997).

Metamorfizma yaşları nicel olarak hesaplanmamış olan Tokat Masifi ve 209 ± 1 My metamorfizma yaşına sahip olan Ağvanis Masifi (Topuz ve diğ. hazırlanıyor), Sakarya Zonu boyunca takip edilen Alt Karakaya Karmaşığı birimlerine benzer bir şekilde Geç Triyas'da Doğu Pontidler'in güney kenarına eklenmiş olmalıdır (Şekil 7.1).

Geç Triyas (209 m.y.)



Şekil 7.1 : Geç Triyas döneminde Doğu Pontidler'e eklenen Ağvanis Metamorfitleri'nin konumu

Refahiye Metamorfitleri baskın olarak yeşilşist, mermer, fillit, serpantinit ile tali oranda mikaşist, metaçört, amfibolit ve eklojitten oluşmaktadır. Kaya topluluğu bakımından okyanusal litolojilerden oluşan bu birlik, başkalaşıma uğramış bir yığışım karmaşısını temsil etmektedir. Metamorfik kütle içinde bulunan MORB ve OIB kökenli metabazitler Refahiye Metamorfitleri'ni oluşturan yığışım karmaşığının kaynak alanında değişik okyanusal litolojilerin bulunduğu işaret etmektedir (Şekil 7.1) (Sözelimi: okyanus adaları, okyanus kabuğu). Refahiye Metamorfitleri'nden $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ yaş tayini ile edilen Erken-Orta Jura yaşları bölgede bu dönemde bir yitim olayının gerçekleştiğinin belirteçidir.

Ağvanis Metamorfitleleri'nin Doğu Pontidler'in güney kenarına eklenmesi ile (Topuz ve diğ., hazırlanıyor, Geç Triyas) Refahiye Metamorfitleleri'nin Doğu Pontidler'in güney kenarına eklenmesi (Erken-Orta Jura) arasında geçen 20-30 milyon yıllık zaman boşluğunda önemli bir olay meydana gelmiş olmalıdır. Liyas yaşlı volkanik-volkanoklastik istifin kendinden yaşlı diğer bütün kayaları uyumsuz bir şekilde örtmesi bu dönemdeki önemli bir olayın meydana geldiğini göstermektedir. Bu 200-180 m.y. arasındaki dönem Kimmerid Orojenezi dönemine karşılık gelmektedir.

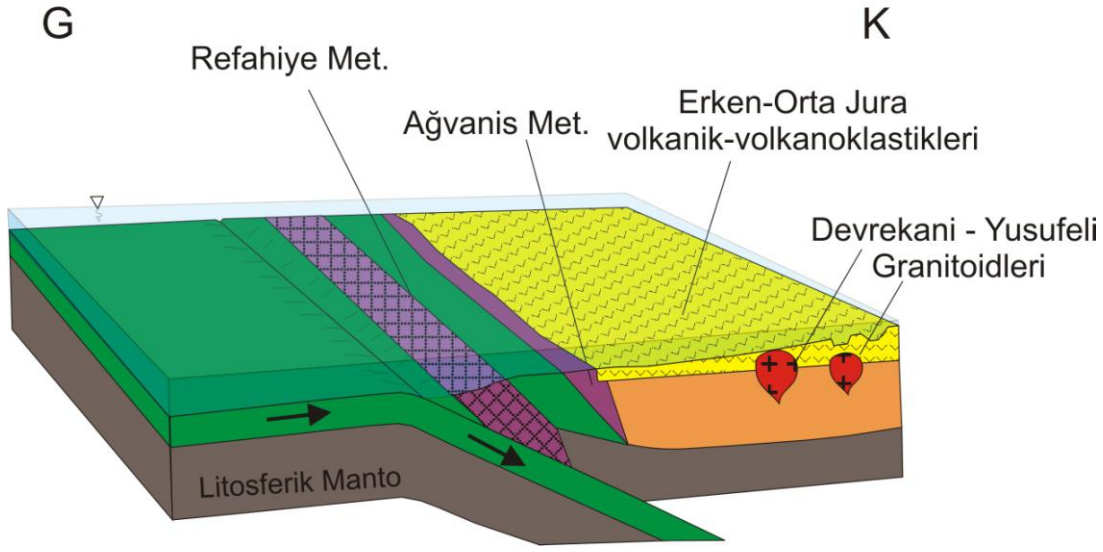
Anadolu, İran, Afganistan, Tibet'e kadar uzanan bir alanda etkili olduğu düşünülen Kimmerid Orojenezi (Şengör 1984), Refahiye Metamorfitleleri ve çevresindeki peridotitlerin - Doğu Pontidler'de Erken-Orta Jura döneminde güneyden gelen deniz ilerlemesi (Akın 1979) sonucu uyumsuz bir şekilde örtülmesini engellemiş olmalıdır (Şekil 7.2).

Ağvanis Metamorfitleleri (Geç Triyas) ve Refahiye Metamorfitleleri(Erken?-Orta Jura) arasında kıtasal veya denizel bir tortul istif bulunmamaktadır. Erken-Orta Jura yaşlı istifi oluşturan Kelkit Formasyonu, volkanoklastik kayalarla beraber gerçek volkanik kayalar içermektedir (Bergougnan, 1976, 1987; Şen 2007; Genç ve Tüysüz 2010). Şen (2007) tarafından jeokimyasal olarak incelenen Kelkit Formasyonu'nun dalma batma ile ilişkili olduğuna dair veriler ortaya konulmuştur. Sakarya Zonu boyunca geniş alanlarda yüzeylenen benzer özelliklere sahip Erken-Orta Jura yaşlı Mudurnu Formasyonu da dalma batmaya bağlı jeokimyasal bir karakter sergilemektedir (Genç ve Tüysüz 2010).

Orta Pontidler'de yüzeylenen Erken-Orta Jura yaşlı Devrekâni Granitoidi (Şekil 7.3, Yılmaz & Boztuğ 1986, Nzegge 2008) ve Doğu Pontidler'de yüzeylenen Yusufeli Granitoidleri (Dokuz ve diğ., 2010) dalma batma ile ilişkili jeokimyasal veriler barındırmaktadır.

Jura yaşlı magmatizmanın konumu ve güneyde herhangi bir Jura yaşlı magmatik aktivitenin bulunmayışı, Refahiye Metamorfitlelerinin Erken-Orta Jura döneminde Paleo-Tetis'in kuzey yönlü dalma batmasına bağlı olarak oluştuğu ve Doğu Pontidler'in güney kenarına eklendiğine işaret eder (Şekil 7.2). Kelkit ve Mudurnu Formasyonları ile Yusufeli ve Devrekani Granitoidleri'nin oluşumu kuzey yönlü dalma batmaya bağlı olarak gelişen yay magmatizmasının ürünleri olarak yorumlanabilir (Şekil 7.3).

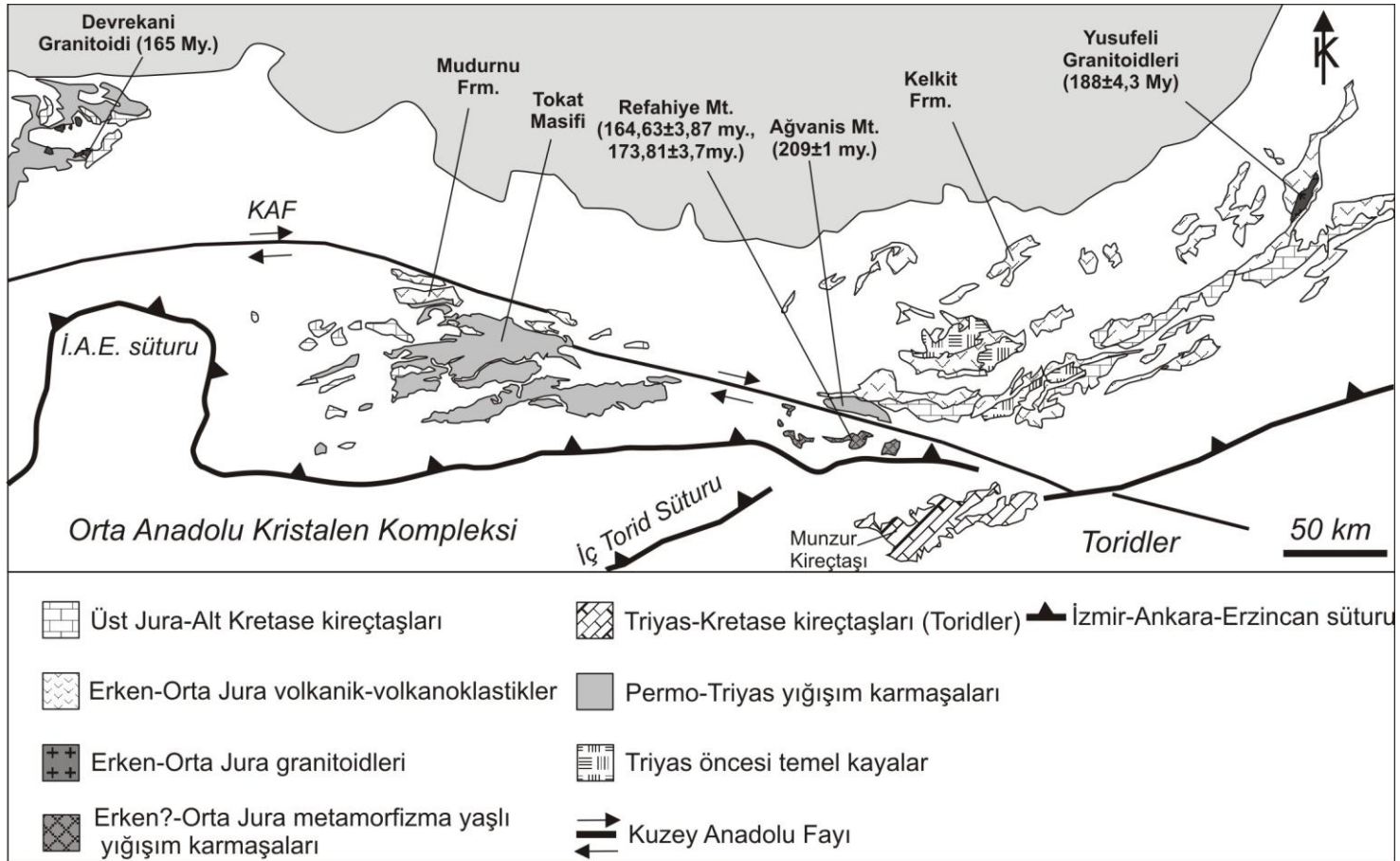
Erken-Orta Jura



Şekil 7.2 : Erken-Orta Jura döneminde Refahiye Metamorfite'lerinin ve Orta-Doğu Pontidler'in konumu.

Üst Jura–Alt Kretase döneminde Doğu Pontidler’de karbonat çökelişi hâkimdir (Şekil 1.3, 7.4). Bu bilgiye dayanarak Refahiye Metamorfite'lerinin Doğu Pontidler’in güneyine eklenmesi ve dalma-batma olayının Orta Jura döneminin sonunda bitmiş olduğu düşünülebilir. Erken-Orta Jura yaşlı Kelkit Formasyonu, Üst Jura–Alt Kretase karbonatları tarafından uyumlu bir şekilde örtülmektedir. Geç Jura’da Doğu Pontidler’in kuzey ve güney kesiminde fasiyes farklılıkları mevcuttur. Bu dönemde Doğu Pontidler’in güneye doğru bakan bir pasif kıta kenarını temsil ettiği düşünülmektedir (Görür, 1988). Bu karbonat istifisi Senoniyen zamanında gerçekleşen uyumsuzlukla sınırlanmaktadır (Şekil 1.3, Okay & Şahintürk 1997).

Refahiye Metamorfite'lerinin ve çevresindeki peridotitik kütleleri örten Eosen’den daha yaşlı bir çökel belgelenmemiştir. Erken Tersiyer zamanında Doğu Pontidler ile Toridler’in çarpışması ile gerçekleşen deformasyon Doğu Pontidler’in güney kesiminde yüzeylenen Senoniyen öncesi kayalarda daha yoğun bir biçimde gözlenmektedir (Okay & Şahintürk 1997). Bu iki kıtasal alanın



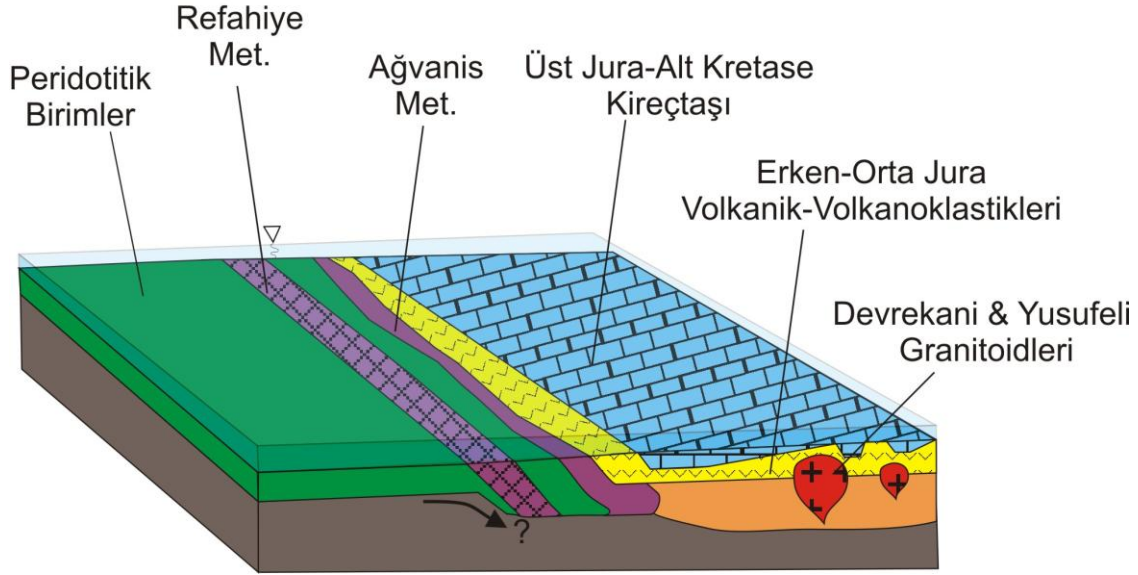
Şekil 7.3 : Doğu Pontidler ve çevresinde bulunan Triyas-Alt Kretase birimlerinin dağılımları ve yaşları (MTA 2002 haritasından değiştirilmiştir).

Üst Kretase-Erken Tersiyer zamanlarında çarpışması sonucunda, Refahiye Metamorfite'lerinin üzerine örten tortul bir istif varolmuş ise de bu deformasyon evresinde aşınmış olmalıdır.

Üst Jura - Alt Kretase

G

K



Şekil 7.4 : Doğu Pontidler'in Üst Jura-Alt Kretase zamanındaki durumu.

Sonuç olarak Refahiye Metamorfite'leri Triyas-Erken Jura döneminde var olan çeşitli okyanus adası ve okyanusal alanın, Erken-Orta Jura döneminde yitime uğrayarak Doğu Pontidler'e eklendiğini ve genel olarak Kretase yaşlı melanjlar ve ofiyolitik melanjlardan oluştuğu düşünülen bölgede Jura döneminde de aktif bir yitimin var olduğunu belgelemektedir. Jura yaşlı dalma batma olayının karşılığı olarak gelişen Jura yay volkanizmasının ürünleri ve çevre bölgelerden rapor edilen Jura yaşlı ofiyolitik birimlerin (Çelik ve diğ., 2011, Galoyan ve diğ., 2009) varlığı, Erken-Orta Jura olaylarının daha dikkatli bir biçimde araştırılması gerektiğine işaret eder.

8. SONUÇLAR

Refahiye Metamorfitleri baskın olarak metabazit (yeşilşist, amfibolit, eklojit) serpantinit, mermer, fillit ile tali oranda mikaşist ve metaçörtten oluşmaktadır. Refahiye Metamorfitleri içerdiği kaya topluluğu itibariyle başkalaşıma uğramış eski bir yığışım karmaşasını temsil etmektedir. Başkalaşım koşulları nicel verilerin bulunmamasından dolayı net bir şekilde belirlenememekle beraber, eklojit/granat amfibolit fasiyesli kayaların önemli ölçüde yeşilşist fasiyesi koşullarına gerilemesiyle karakterize olmaktadır.

Refahiye Metamorfitleri ve peridotitik birimler Eosen ve daha genç yaştaki çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu durum metamorfit ve peridotitlerin Eosen öncesinde yan yana geldiğini göstermektedir. Refahiye Metamorfitleri peridotitik birimler arasında KB ve GD'ya sınırlandırılmış tektonik bir dilim olarak sınırlandırılmıştır.

Metabazitleri oluşturan yeşilşist, amfibolit ve eklojitler, kıtasal kirlenmeden fazla etkilenmemiş, OIB, N-MORB ve E-MORB karakterlerine sahiptir. Farklı kökenden türeyen kayalarının birlikteliği Refahiye Metamorfitlerinde bulunan metabazitlerin kaynak alanında, okyanus kabuğu, okyanus adaları ve deniz altı volkanlarının var olduğuna işaret etmektedir.

Bölgede varlığı ilk kez tespit edilen Orta Jura yaşlı metamorfizma geçirmiş bir yığışım karmaşığı, bu dalma-batma olayına karşılık gelişecek bir magmatik yayın varlığını zorunlu kılmaktadır. Orta Pontid ve Doğu Pontidlerde gözlenen Jura yaşlı magmatizma bu dalma-batmaya karşılık gelişmiş olabilecek magmatik yay için önemli bir adaydır.

Orta Jura yaşlı dalma-batma olayının varlığına dayanarak Doğu Pontidler'de ve Sakarya Zonu'nda Erken-Orta Jura olaylarının yeniden ele alınmasının gerekliliği ortaya çıkmaktadır.

KAYNAKLAR

- Akın, H.**, 1979, Geologic, Magmatismus und Lagerstättenbildung im Ostpontischen Gebirge/Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. *Geol. Rundschau*, 68, 253-283.
- Altner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U., Conti, M.A.**, 1991, Jurassic, Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of Northwestern Anatolia. *Geologica Romana* 28, 13-80.
- Bergougnan, H.**, 1976, Structure de la Chaîne pontique dans le haut Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): *Bulletin de la Société géologique de France*, 13, 675-686.
- Bergougnan, H.**, 1987, Etudes géologiques dans l'est Anatolien: *PHD Thesis, University Pierre et Marie Curie*, Paris, France, 606pp.
- Bohlen, S.R., Boettcher, A.L.**, 1982. The quartz– coesite transformation: a pressure determination and the effects of other components. *Journal of Geophysical Research*. 87, 7073-7078
- Boynton, W.V.**, 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed.), REE Geochemistry, *Elsevier*, Amsterdam, pp. 63–114.
- Boztuğ, D., Tichomirowa, M. ve Bombach, K.**, 2007, ^{207}Pb - ^{206}Pb single-zircon evaporation ages of some granitoid rocks reveal continent-oceanic island arc collision during the Cretaceous geodynamic evolution of the central Anatolian crust, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 31, 71–86.
- Bucher, K. & Frey, M.** 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer*, Berlin, 318 pp.
- Buket E. ve Ataman, G.**, 1982, Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. *Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi* 9, 43-56
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmel, G. ve Akal, C.**, 2005, Alpine high-P/ low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia. *Lithos*, 84, 102–124.
- Currie, K.L. ve Van Stall, C.R.**, 1999, The assemblage stilpnomelane–chlorite–phengitic mica: a geothermobarometer for blueschist and associated greenschist terranes. *Journal of Metamorphic Petrology*, 17, 613-620

- Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia M., Neubauer., Öz, İ., 2011, Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. *Tectonophysics* 509, 120-134
- De Astis, G., La Volpe, L., Peccerillo, A., Civetta, L., 1997, Volcanological and petrological evolution of Vulcano island (Aeolian Arc, southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Geophysical Research* 102, 8021–8050.
- Dilek, Y. & Furnes H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*; 123:387-411
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259–274.
- Dokuz, A., Karsh, O., Chen, B., Uysal, I., 2010, Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. *Tectonophysics* 480, 259–279.
- Dokuz, A., 2011, A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse composite pluton. *Gondwana Research* 19 (2011) 926–944
- Ellam, R.M. & Cox, K.G., 1989, A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites. *Earth and Planetary Science Letters* 92, 207–218.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997, Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102, 14991–15019.
- Evans, B.W., 1990, Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25:3–23
- Fitton, J.G., Saunders, A.G., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N., 1997, Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153, 197–208.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C., Melkonyan, R., 2009, Geology, geochemistry and ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 135–153.
- Genç, Ş.C. ve Tüysüz, O., 2010, Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), northern Turkey: a geochemical and isotopic approach. *Lithos* 118, 95–111.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Springer-Verlag*, New York.
- Gill, R., 2010, Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. A John Wiley ve Sons, Ltd., Publication 472 pp.

- Göncüoğlu, C.M., Dirik, K., Kozlu, H.,** 1997, Pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. In: Papanikolaou, D., Sassi, F.P. (Eds.), IGCP Project n°276; Paleozoic domains and their alpidic evolution in the Tethys. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, pp. 515–536.
- Görür, N.,** 1988, Timing of opening of the Black Sea basin: Tectonophysics, 147, 247-262
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y.,** 1983, Sedimentological data regarding the opening of northern branch of the Neo-Tethys, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 11-19
- Hacker, B. R., Abers, G. A., Peacock, S. M.,** 2003, Subduction factory: 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108 No.B1, 2029.
- Hames, W., Bowring, S.,** 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters* 124, 161–167.
- Hawkesworth, K., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F.,** 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 21, 175–204
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelly, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W.,** 1992, Parana magmatism and the opening of South Atlantic. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, vol. 68. *Geological Society, London*, pp. 221–240 (Special Publications).
- Işık, V.,** 2009, The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation. *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (2009) 507–521
- Jourdan, F. & Renne, P.R.,** 2007, Age calibration of the Fish Canyon sanidine ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (2), 387–402
- Jowett, E.C.** 1991, Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Geological Association Canada/Mineralogical Association Canada Annual Meeting, Toronto 1991, Program with Abstracts* 16: A62
- Kirschner, D., Cosca, M., Masson, H., Hunziker, J.,** 1996. Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology* 24 (8), 747–750.
- Konak, N., Okay, A.I., Hakyemez, Y.,** 2009, Tectonics and Stratigraphy of the Eastern Pontides. Field trip guide book, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü ve TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara*, ISBN 978-9944-897-83-9, 120 pp.
- Köksal, S., Romrer, R.L., Göncüoğlu, M., Toksoy-Köksal, F.,** 2004, Timing of post collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite

- ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974-989.
- Langmuir, C.H., Bender, C.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., Taylor, S.R.**, 1977, Petrogenesis of basalts from the Famous area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 133–156
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S., Ito, K.**, 1974, Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Sciences* 274: 613-632
- Maruyama, S., Cho, M., Liou, J. G.**, 1986, Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles—a new geobarometer. In: *Evans BW, Brown EH (eds) Blueschists and eclogites. Geological Society America Memoir* 164, pp 1–16
- Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J.G.**, 1983, Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *Journal of Petrology* 24: 583-604.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M.**, 2008, A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7–39
- Moody, J. B., Meyer, D., Jenkins, J.E.**, 1983, Experimental characterization of the greenschist to amphibolite boundary in mafic systems. *American Journal of Science*, 283: 48-92
- Nebert, K.**, 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzey Anadolu) nehirleri mecrâ bölgelerinin jeolojik yapısı *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*. 57, 1-49.
- Nzegge, M.O.**, 2008, Petrogenesis and geochronology of the Deliktaş, Sivrikaya ve Devrekani Granitoids and Basement, Kastamını Belt-Central Pontides (NW Turkey). *PHD Thesis Institut Für Geowissenschaften Universität Tübingen-Deutschland*. 177 pp
- Oh, C.H. & Liou, J.G.**, 1998, A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism. *The Island Arc*, 7: 36-51.
- Okay, A.I.**, 1984, Ağvanis metamorfizleri ve çevre kayalarının jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 99/100, 51-71.
- Okay, A.I.**, 2000, Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (ed) *Tectonic and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geological Society London Special Publications* 173: 25-41
- Okay, A.I.**, 2008, Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, 21, 19–42
- Okay, A.I. & Göncüoğlu, M.C.**, 2004, The Karakaya complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences* 13: 75-95
- Okay A.I. & Şahintürk, Ö.**: 1997, Geology of the Eastern Pontides. In: A. Robinson (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 68, 291-311.

- Okay, A.I & Tüysüz, O.**, 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In “The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen” (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publication No. 156*, 475–515.
- Okay A.I., Tansel, İ. ve Tüysüz, O.**, 2001, Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138, 117-142.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altner, S., Altner, D., Sherlock, S., Eren, R.H.:** 2006, Cretaceous and Triassic subduction-accretion, HP/LT metamorphism and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 1247-1269.
- Parra, T., Vidal, O., Agard, P.**, 2002, A thermodynamic model for Fe- Mg dioctahedral K white micas using data from phase- equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143:706–732
- Pearce, J. A.**, 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100 (2008) 14–48
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M.**, 1992, Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* 55, 119–139.
- Pickett, E.A. & Robertson, A.H.F.**, 1996, Formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction accretion. *Journal of the Geological Society London* 153, 995-1009.
- Popp, R. K., Gilbert, M. C.**, 1972. Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure. *American Mineralogist* 57:1210–1231
- Pouchou, J.L. & Pichoir, F.**, 1984, A new model for quantitative analyses. I. Application to the analysis of homogenous samples. *La Recherche Aérospatiale* 3, 13–38.
- Pouchou, J.L. & Pichoir, F.**, 1985, “PAP” (ϕ - ρ - Z) correction procedure for improved quantitative microanalysis. In: Armstrong, J.T. (Ed.), *Microbeam Analysis*. San Francisco Press, pp. 104–106
- Pourteau, A., Candan, O., Oberhänsli, R.** 2010, High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, Vol. 29, TC5004.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M., Hodgson, C. J.**, 1993, Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 11:165–178
- Robertson, A.H.F. & Dixon, J.E.**, 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern*

Mediterranean: Geological Society Special Publication No 17, pp. 1–74.

- Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux J.M., Marquer, D.** (2011). Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), *Lithos* 125: 521-536
- Sayit, K., Göncüoğlu, M.C.**, 2009a, Geochemistry of mafic rocks of the Karakaya Complex, Turkey: evidence for plume-involvement in the extensional oceanic regime during Middle-Late Triassic. *International Journal of Earth Sciences* 98, 367–385
- Sayit, K., Göncüoğlu, C.M, Furman, T.**, 2010, Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: Geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey. *Lithos* 119: 501-511
- Schiffman, P. & Liou J.G.**, 1980, Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *Journal of Petrology* 21: 441-474
- Seymen, İ.**, 1983, Tectonic features of the Kaman Group in comparison with those of its neighbouring formations around Tamadağ (Kaman-Central Anatolian Crystalline Complex): *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 89-98
- Späth, A., Le Roex, A.P. ve Duncan, R.A.** 1996, The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, western Indian Ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* 37: 961-991.
- Spear, F. S.**, 1995, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths 799 p. *Mineralogical Society of America*, Washington, D. C.
- Steiger, R.H. & Jäger, E.**, 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Stern, R.J., Kohut, E., Bloomer, S.H., Leybourne, M., Fouch, M., Vervoort, J.**, 2006, Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 202–221
- Sun, S. S. & McDonough, W.F.**, 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London (Special Publications)*.
- Şen. C.**, 2007, Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is it Rift Related or Subduction Related? *Turkish Journal of Earth Sciences* (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 16, pp. 523–539.
- Şengör, A. M. C.**, 1984, The cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper* 195, 82pp
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y.** 1981., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.

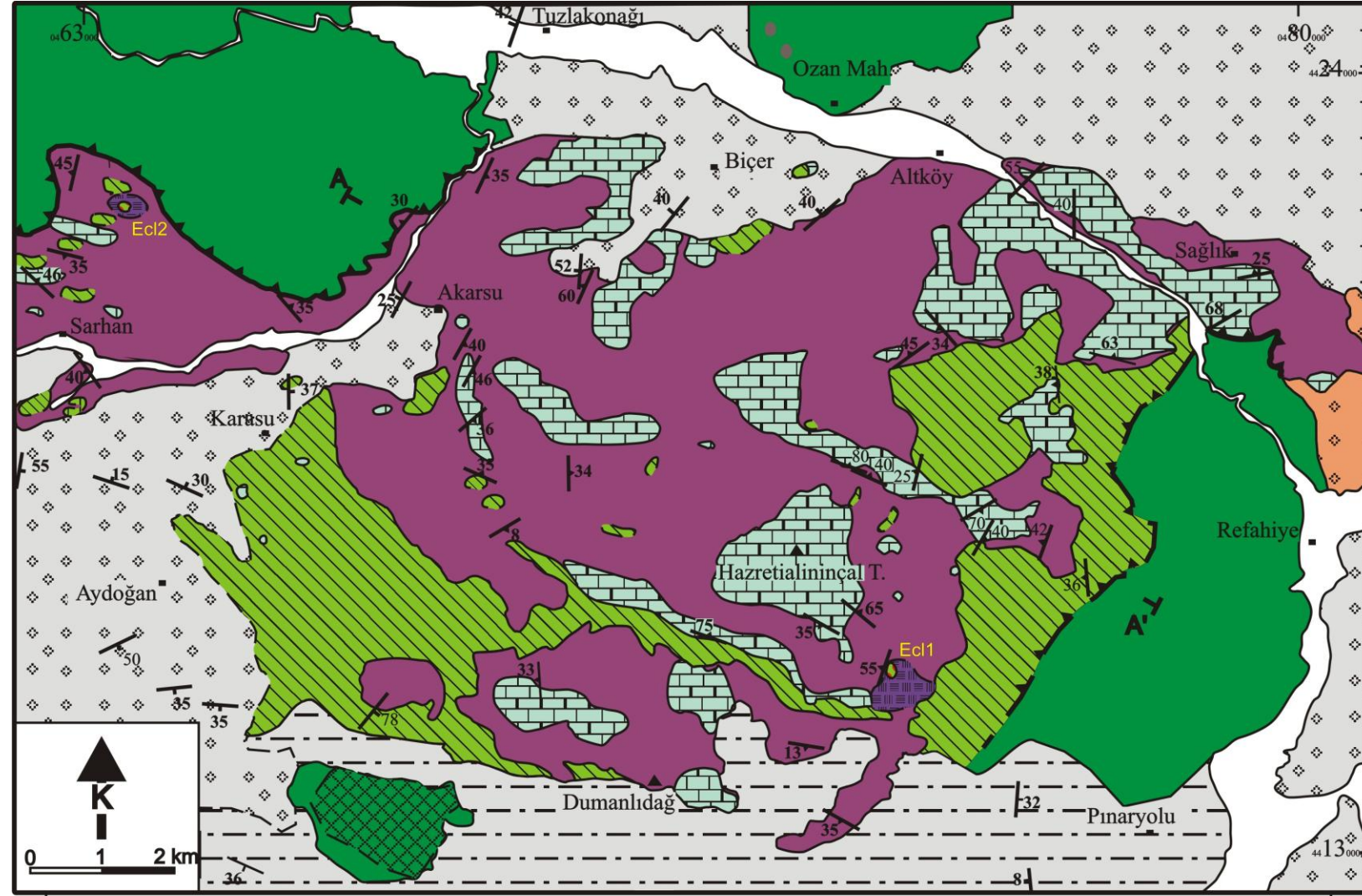
- Tatar, Y.** 1978. Kuzey Anadolu Fay zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler [Tectonic investigation of the North Anatolian Fault Zone in the area between Erzincan and Refahiye]. *Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi* 4, 201 - 236.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M.**, 1995, The geochemical evolution of continental crust. *Reviews of Geophysics* 33, 241–265.
- Tekeli, O.**, 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Topuz, G., & Altherr, R.** 2004, Pervasive rehydration of granulites during exhumation - an example from the Pulur complex, Eastern Pontides, Turkey. *Mineralogy ve Petrology* 81: 165-185
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., Schwarz, W. H.** 2004a., Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. *Lithos* 72: 183-207
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwarz, M.** 2004b, Low grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences* 93: 72-91
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A., Meyer, H. P.**, 2007, Variscan amphibolite-facies metamorphic rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *International Journal of Earth Sciences* 96: 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Zack, T., Hasözbeğ, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C.**, 2010, Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116, 92–110
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton, M.A. ve Heizler, M.J.**, 2003, Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: Timing of regional metamorphism and magmatism of the Niğde Massif, Turkey. *Tectonophysics*, 376, 37-60.
- Whitney, D. L. ve Hamilton, M.A.** 2004, Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society London*, 161, 823-828.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A.**, 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J.**, 1993, High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 491–504.
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H.** (2004), Geology and structural evolution of the Tokat Massif (Eastern Pontides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 13: 231-246.

- Yılmaz, A., Okay, A.I., Bilgiç, T.**, 1985, “Yukarı Kelkit Çayı ve Güneyinin Temel Jeoloji Özellikleri ve Sonuçları”, *MTA Genel Müdürlüğü Rapor no. 8341.*, Ankara, 207,
- Yılmaz, O. & Boztuğ.**, 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys. *Geology*, 14, 179-183.
- Zeitler, P.K.**, 1989, The geochronology of metamorphic processes. *Geological Society of London, Special Publications* 1989; v. 43; p. 131-147

EKLER

EK A.1 : Refahiye Metamorfitleri ve çevresinin jeolojisi

EK A.2 : Refahiye Metamorfitleri'nden alınan örneklerin çalışma alanındaki konumları



- Katmanlanma
- Yapraklanma
- Stratigrafik Dokanak
- Bindirme
- Tepeler
- Yerleşim
- Alüvyon

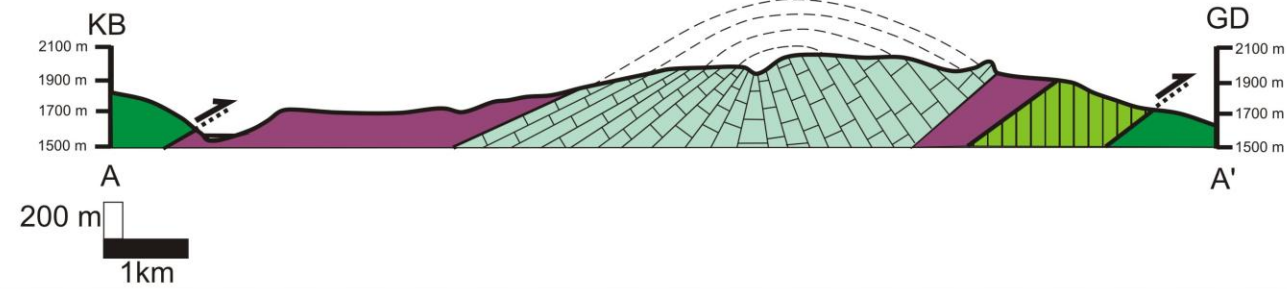
- Üst Miyosen-Plio-Kuvaterner (KadıköyFrm.)
- Oligo-Miyosen yaşlı çökeller(Onarı Frm.)
- Eosen yaşlı çökeller (Gazipınarı Frm.)

Refahiye Peridotitleri

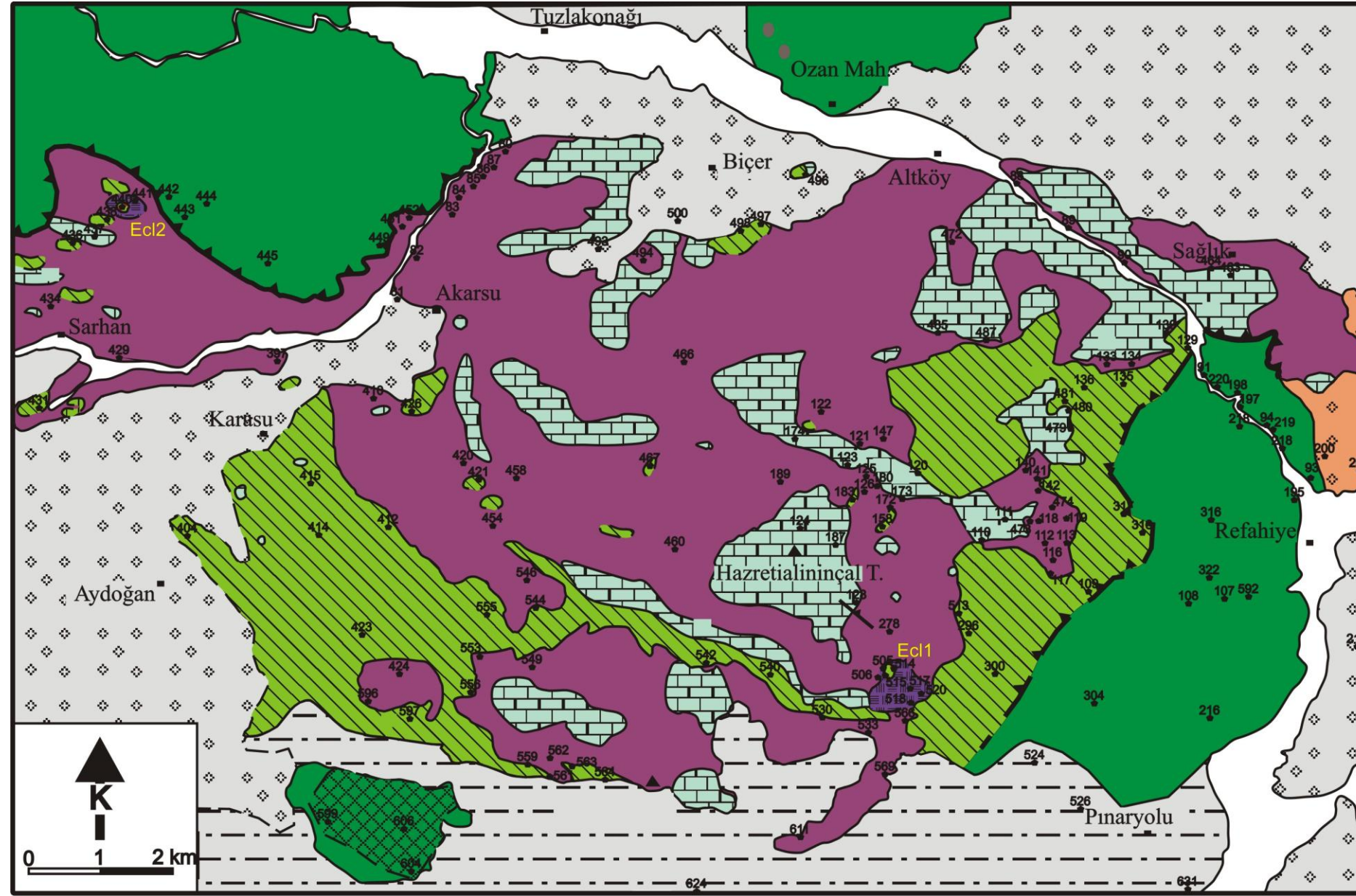
- Peridotit, dolerit, bazaltik dayk (serpantileşme ve listvenitleşme yaygın)

Refahiye Metamorfizmaları

- Yeşilşist, fillit, mikaşist ve tali oranda metaçört
- Mermer
- Serpantinit
- Amfibolit, gerilemiş eklojit, ve tali oranda granatlı mikaşist



EKA.1



Katmanlanma

13 Yapraklanma

Stratigrafik Dokanak

Bindirme

Tepeler

Yerleşim

Alüvyon

Üst Miyosen-Plio-Kuvaterner (KadıköyFrm.)

Oligo-Miyosen yaşlı çökeller(Onarı Frm.)

Eosen yaşlı çökeller (Gazıpınarı Frm.)

Refahiye Peridotitleri

Peridotit, dolerit, bazaltik dayk (serpantileşme ve listvenitleşme yaygın)

Refahiye Metamorfittleri

Yeşilşist, fillit, mikaşist ve tali oranda metaçört

Mermer

Serpantinit

Amfibolit, gerilemiş eklojit, ve tali oranda granatlı mikaşist

EKA.2

Çizelge A.1: Yeşilşistler içindeki aktinolitlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	82A	82A	83A	83A	140	140
	Act	Act	Act	Act	Act	Act
SiO ₂	54,36	55,47	52,42	52,63	47,68	48,88
TiO ₂	0,10	0,05	0,00	0,03	0,32	0,18
Al ₂ O ₃	1,84	0,75	2,63	3,06	8,88	8,18
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,53	0,11	0,08	0,02
FeO _{tot}	13,03	10,07	12,31	14,33	11,68	12,44
MnO	0,23	0,25	0,27	0,23	0,17	0,17
MgO	15,69	17,48	15,76	14,31	14,12	14,30
CaO	12,09	12,85	12,03	12,08	11,14	10,80
Na ₂ O	0,46	0,22	0,27	0,32	2,04	2,11
K ₂ O	0,07	0,07	0,07	0,08	0,41	0,29
Toplam	97,89	97,22	96,29	97,16	96,51	97,38

23 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	7,771	7,903	7,592	7,631	6,79	6,903
Al(IV)	0,229	0,097	0,408	0,369	1,21	1,097
Al(VI)	0,081	0,028	0,042	0,155	0,281	0,264
Ti	0,01	0,005	0	0,003	0,035	0,019
Cr	0,003	0,001	0,09	0,018	0,014	0,004
Fe ⁺³	0,238	0,106	0,34	0,267	1,333	1,314
Fe ⁺²	1,32	1,094	1,151	1,47	0,057	0,155
Mn	0,027	0,03	0,034	0,028	0,02	0,021
Mg	3,343	3,713	3,402	3,093	2,997	3,011
Ca	1,851	1,962	1,866	1,876	1,7	1,634
Na	0,127	0,061	0,076	0,091	0,563	0,577
K	0,013	0,013	0,013	0,014	0,075	0,052
Toplam	15,013	15,013	15,013	15,014	15,075	15,052
X _{Mg} :Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0,72	0,77	0,75	0,68	0,98	0,95

Çizelge A.2: Yeşilşistler içindeki epidotlara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	82A Epid	82A Epid	83A Epid	83A Epid	140 Epid	140 Epid
SiO ₂	37,25	37,41	38,59	37,83	37,37	37,27
TiO ₂	0,08	0,02	0,05	0,04	0,04	0,26
Al ₂ O ₃	22,47	23,20	29,17	26,06	23,25	24,22
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,02	0,00	0,20	0,44
FeO	14,17	12,49	5,87	9,79	12,22	10,72
MnO	0,12	0,06	0,11	0,05	0,00	0,17
MgO	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04
CaO	23,09	23,10	23,89	23,04	23,14	22,22
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	97,23	96,33	97,73	96,81	96,24	95,36

12,5 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,965	2,990	2,979	2,978	2,989	2,991
Ti	0,005	0,001	0,003	0,002	0,002	0,016
Al	2,108	2,185	2,654	2,417	2,191	2,291
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,013	0,028
Fe ⁺³	0,943	0,835	0,379	0,644	0,817	0,719
Mn	0,008	0,004	0,007	0,004	0,000	0,012
Mg	0,004	0,000	0,003	0,000	0,002	0,004
Ca	1,969	1,978	1,976	1,943	1,983	1,911
Na	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,003
K	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	8,004	8,002	8,002	7,989	7,999	7,975

$X_{Fe^{+3}}$:
(Fe³⁺/Fe³⁺+Al) 0,31 0,28 0,12 0,21 0,27 0,24

Çizelge A.3: Yeşilşistler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	82A	82A	83A	83A	140	140
	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	27,77	30,83	26,70	27,00	27,51	28,09
TiO ₂	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	19,53	16,95	20,00	19,66	20,04	19,79
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,32	0,01	0,12	0,15
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	21,95	20,07	22,59	22,11	17,05	17,88
MnO	0,31	0,23	0,37	0,29	0,25	0,24
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,49	19,62	16,97	17,92	21,84	20,92
CaO	0,08	0,42	0,07	0,06	0,05	0,17
Na ₂ O	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02
H ₂ O	11,69	11,86	11,46	11,50	11,80	11,82
Toplam	99,88	100,06	98,57	98,58	98,68	99,12
14 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	2,851	3,119	2,793	2,814	2,797	2,851
Ti	0,001	0,000	0,005	0,000	0,002	0,002
Al	2,362	2,020	2,466	2,416	2,401	2,367
Cr	0,003	0,005	0,026	0,001	0,010	0,012
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	1,884	1,698	1,976	1,927	1,449	1,518
Mn	0,027	0,020	0,033	0,025	0,022	0,020
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,829	2,959	2,646	2,784	3,310	3,165
Ca	0,009	0,046	0,008	0,007	0,006	0,018
Na	0,005	0,000	0,005	0,003	0,000	0,006
K	0,001	0,003	0,001	0,002	0,000	0,003
Toplam	9,969	9,870	9,960	9,979	9,996	9,962
X _{Mg} : (Mg/Mg+Fe ⁺²)	0,60	0,64	0,57	0,59	0,70	0,68

Çizelge A.4: Yeşilşistler içindeki mikalara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	82A	82A	83A	83A
	Phe	Phe	Phe	Phe
SiO ₂	47,23	51,27	49,02	49,57
TiO ₂	0,28	0,11	0,15	0,10
Al ₂ O ₃	24,53	24,43	29,42	30,17
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,10	0,03
FeO	9,10	6,73	3,34	3,57
MnO	0,06	0,04	0,04	0,04
MgO	5,44	3,82	2,94	2,95
CaO	0,07	0,22	0,07	0,04
Na ₂ O	0,06	0,04	0,14	0,12
K ₂ O	8,84	8,02	9,51	9,73
Toplam	95,67	94,72	94,72	96,31
11 oksijen tabanına göre katyon dağılımı				
Si	3,25	3,47	3,29	3,28
Ti	0,014	0,005	0,008	0,005
Al	1,989	1,947	2,327	2,350
Cr	0,003	0,003	0,005	0,001
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,523	0,380	0,187	0,197
Mn	0,004	0,002	0,002	0,002
Mg	0,558	0,385	0,294	0,291
Ca	0,005	0,016	0,005	0,003
Na	0,008	0,005	0,018	0,015
K	0,776	0,692	0,814	0,820
Toplam	7,131	6,901	6,952	6,961
X _{Na} : (Na/(Na+K))	0,01	0,01	0,02	0,02

Çizelge A.5: Mikaşistler içindeki mikalara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	87B	87B	87C	87C
	Phe	Phe	Phe	Phe
SiO ₂	48,52	50,28	50,87	53,53
TiO ₂	0,39	0,25	0,27	0,09
Al ₂ O ₃	36,52	33,76	29,33	24,19
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,02	0,01
FeO	1,31	1,58	4,61	6,00
MnO	0,04	0,05	0,00	0,01
MgO	0,95	1,76	2,30	3,36
CaO	0,00	0,01	0,00	0,04
Na ₂ O	1,35	0,90	0,08	0,02
K ₂ O	8,83	8,83	10,41	9,48
Toplam	97,97	97,47	97,89	96,72

11 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	3,11	3,23	3,33	3,54
Ti	0,019	0,012	0,013	0,004
Al	2,757	2,557	2,263	1,888
Cr	0,003	0,003	0,001	0,000
Fe ⁺²	0,070	0,085	0,253	0,332
Mn	0,002	0,003	0,000	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,091	0,168	0,225	0,331
Ca	0,000	0,001	0,000	0,003
Na	0,168	0,112	0,010	0,003
K	0,722	0,723	0,869	0,801
Toplam	6,938	6,895	6,964	6,908

X _{Na} :(Na/Na+K)	0,19	0,13	0,01	0,00
----------------------------	------	------	------	------

Çizelge A.6: Mikaşistler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	87B	87B	87B	87B
	Chlo	Chlo	Chlo	Chlo
SiO ₂	25,07	24,93	25,24	25,23
TiO ₂	0,03	0,06	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	19,41	20,63	19,91	19,85
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,08	0,10
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	30,09	30,02	30,54	31,31
MnO	0,37	0,43	0,47	0,56
MgO	11,76	11,20	11,50	10,31
CaO	0,02	0,03	0,02	0,05
Na ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,05
K ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,01
H ₂ O	10,93	11,02	11,05	10,96
Toplam	97,71	98,41	98,88	98,52

14 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,752	2,712	2,739	2,761
Ti	0,002	0,005	0,007	0,007
Al	2,511	2,645	2,546	2,560
Cr	0,001	0,004	0,007	0,008
Fe ⁺²	2,761	2,731	2,772	2,865
Mn	0,035	0,039	0,043	0,052
Mg	1,924	1,816	1,860	1,681
Ca	0,002	0,003	0,002	0,006
Na	0,003	0,000	0,001	0,011
K	0,000	0,008	0,000	0,002
Toplam	9,992	9,963	9,978	9,954

X _{Mg} : (Mg/Mg+Fe ⁺²)	0,41	0,40	0,40	0,37
X _{Al} : (Al/(Al+Fe+Mg+Mn))	0,35	0,37	0,35	0,36

Çizelge A.7: Metaçörtler içindeki kloritlere ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	116A	116A	116A	116A
	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	26,89	31,45	26,28	27,91
TiO ₂	0,00	0,02	0,08	0,03
Al ₂ O ₃	17,61	16,10	20,38	18,37
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,01
FeO	28,20	23,87	24,08	22,65
MnO	0,69	0,58	0,93	0,58
MgO	13,75	16,35	15,53	17,20
CaO	0,04	0,14	0,11	0,04
Na ₂ O	0,02	0,02	0,11	0,02
K ₂ O	0,04	0,14	0,07	0,14
Toplam	87,25	88,69	87,55	86,95

14 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,903	3,226	2,765	2,925
Ti	0,000	0,001	0,006	0,002
Al	2,240	1,947	2,527	2,269
Cr	0,002	0,002	0,000	0,001
Fe ²⁺	2,546	2,048	2,119	1,985
Mn	0,063	0,050	0,082	0,052
Mg	2,212	2,500	2,437	2,687
Ca	0,004	0,015	0,013	0,004
Na	0,003	0,004	0,021	0,004
K	0,005	0,018	0,009	0,019
Toplam	9,979	9,810	9,980	9,949

 $X_{Mg}: (Mg/Mg+Fe^{+2})$ 0,46 0,55 0,53 0,58 $X_{Al}: (Al/(Al+Fe+Mg+Mn))$ 0,32 0,30 0,36 0,33

Çizelge A.8: Metaçörtler içindeki stilpnomelanlara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri

	Stp 116A	Stp 116A	Stp 116A
SiO ₂	45,18	45,85	47,70
TiO ₂	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	6,41	8,93	5,77
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,00
FeO	24,18	26,49	25,47
MnO	1,42	1,12	1,61
MgO	9,24	6,26	8,16
CaO	0,29	0,64	0,20
Na ₂ O	0,02	0,03	0,03
K ₂ O	0,29	0,98	0,24
Toplam	87,07	90,32	89,18
23,8 oksijene göre katyon dağılımı			
Si	7,826	7,726	8,065
Al(IV)	1,174	1,274	0,935
Al(VI)	0,133	0,499	0,214
Ti	0,008	0,005	0,000
Cr	0,008	0,005	0,000
Fe ⁺²	3,502	3,733	3,601
Mn	0,208	0,160	0,231
Mg	2,386	1,572	2,056
Ca	0,055	0,115	0,036
Na	0,007	0,009	0,009
K	0,065	0,210	0,052
Toplam	15,370	15,308	15,198
X _{Al} =(Al/Al+Si)	0,14	0,19	0,12
X _{Fe} =[Fe/(Mg+Fe ²⁺)]	0,59	0,70	0,64

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Gönenç Göçmengil

E-posta: gocmengil@itu.edu.tr

Doğum Yeri ve Tarihi: İzmir, 15.04.1985

Adres: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü 34469, İstanbul

Lisans Eğitimi: Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Bildiriler:

- Göçmengil, G., Topuz, G., Çelik, Ö.F., Altıntaş, İ.E., Özkan, M., 2011, Refahiye Metamorfizmaları'nın (Erzincan) Jeolojik Evrimi ve Jeodinamik Önemleri. *64. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı*. Ankara, Türkiye