ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Selena Ezgi ÖZTÜRK

MERSİN OFİYOLİTİNE AİT MAGMATİK VE METAMORFİK KAYAÇLARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2015

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MERSİN OFİYOLİTİNE AİT MAGMATİK VE METAMORFİK KAYAÇLARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

Selena Ezgi ÖZTÜRK

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez 17/08/2015 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği/~~Oyçokluğu~~ ile Kabul Edilmiştir.

.....	.....	.....
Prof. Dr. Osman PARLAK	Doç. Dr. Utku BAĞCI	Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
DANIŞMAN	ÜYE	ÜYE

Bu Tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.
Kod No:

Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü

Bu Çalışma Ç. Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: MMF2013YL12

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MERSİN OFİYOLİTİNE AİT MAGMATİK VE METAMORFİK KAYAÇLARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

Selena Ezgi ÖZTÜRK

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl: 2015, Sayfa: 134
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Doç. Dr. Utku BAĞCI
: Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ

Türkiye'nin güneyinde yer alan Mersin ofiyoliti; doğuda Ecemiş fayı ve kuzeyde Bolkardağ metamorfikleri ile tektonik ilişkili, güney ve batıda ise Miyosen karbonatları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Tabandan tavana doğru; Toros karbonat platformu, ofiyolitli melanj, metamorfik dilim kayaçları ve ofiyolit (okyanusal litosfer kalıntıları) tektonostratigrafisi ile temsil edilmektedir. Yüksek lisans tez kapsamında Mersin ofiyolitine ait magmatik ve metamorfik kayaçlarda U-Pb SIMS tarihlendirmesi yapılmıştır. Zirkon ve rutil minerallerinden yapılan U-Pb tarihlendirmesi sonucunda; magmatizma yaşının 98.9 - 80.2 My arasında ve metamorfizma yaşının ise 108-80 My arasında olduğu ortaya çıkmıştır. Magmatizma ve metamorfizma oluşumunun eş zamanlı olmasından dolayı okyanus içi ortamda dengeli yitim zonu (steady state subduction) modeli kapsamında olaylar gelişmiştir. Elde edilen tüm veriler eşliğinde; Mersin ofiyoliti, Geç Kretase'de İç Toros okyanusunda okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşmuş ve Toros platformu üzerine yerleşmiştir.

Anahtar Kelimeler: Ofiyolit, zirkon, rutil, U-Pb, Geç Kretase.

ABSTRACT

MSc THESIS

U-Pb DATING OF IGNEOUS AND METAMORPHIC ROCKS FROM THE MERSİN OPHIOLITE

Selena Ezgi ÖZTÜRK

ÇUKUROVA UNIVERSITY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Supervisor : Prof. Dr. Osman PARLAK
Year: 2015, Sayfa: 134
Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Assoc. Prof. Dr. Utku BAĞCI
: Asist. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ

The Mersin ophiolite, situated in southern Turkey, is tectonically bounded by the Ecemiş fault to the east and the Bolkardağ metamorphics to the north and in turn unconformably covered by the Miocene carbonates in the south and west. The tectonostratigraphy from bottom to top, is characterized by the Tauride carbonate platform, ophiolitic mélange, metamorphic sole and oceanic lithospheric remnants. In the frame of MSc study, U-Pb SIMS dating has been performed on the metamorphic and magmatic rocks of the Mersin ophiolite. On the basis of the zircon and rutile U-Pb dating; duration of the magmatism ranges from 98.9 to 80.2 Ma and the metamorphism from 108 to 80 Ma. Similar ages obtained from the magmatic and metamorphic rocks suggest that they formed in a steady state subduction in an oceanic environment. All the data suggest that the Mersin ophiolite formed in suprasubduction zone setting within the Inner Tauride Ocean in Late Cretaceous and was emplaced onto the Tauride platform.

Keywords: Mersin, ophiolite, zircon, rutile, U-Pb, Late Cretaceous.

TEŞEKKÜR

Çalışmamın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen ve bana yüksek lisans tezimde yapıcı ve yönlendirici fikirleri ile bana daima yol gösteren danışman hocam Sayın Prof. Dr. Osman PARLAK' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans çalışmalarım esnasında tüm bölüm olanaklarından yararlanmamı sağlayan Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na, maddi destek veren Ç.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne içten teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin laboratuar çalışmalarına yardımcı olan Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarına, Jeokronolojik çalışmalar için Dr. Richard HINTON'a (Edinurg Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü/İngiltere) ve Mineral Kimyası çalışmaları için Prof. Dr. Jürgen KÖPKE'ye (Hannover Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü/Almanya) teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin büro çalışmalarımda bana yardımları dokunan Öğr. Gör. Dr. Fatih KARAOĞLAN, Arş. Gör. Nusret NURLU, Arş. Gör. Ahmet Can AKINCI, Arş. Gör. Süleyman KARAHAN, Arş. Gör. Emre PINARCI'ya ve Jeoloji Mühendisleri Tuğçe ŞİMŞEK ile Gökçe ŞİMŞEK'e teşekkür ederim.

Tez çalışmamın her aşamasında benden desteklerini esirgemeyen sevgili ailem ve arkadaşlarıma teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER **SAYFA**

ÖZ I
ABSTRACT II
TEŞEKKÜR III
İÇİNDEKİLER ..... …..IV
ÇİZELGELER DİZİNİ VI
ŞEKİLLER DİZİNİ VIII
SİMGELER VE KISALTMALAR XIV
1. GİRİŞ 1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 13
2.1. Doğu Akdeniz Ofiyolitleri 13
2.2. Doğu Akdeniz Bölgesi Ofiyolitlerinin Jeokronolojisi 23
3. MATERYAL VE METOT 29
3.1. Arazi Çalışmaları 29
3.2. Laboratuvar Çalışmaları 33
3.2.1. Jeokronolojik Çalışmalar 34
3.2.1.1. Çeneli Kırıcı 34
3.2.1.2. Eleme 34
3.2.1.3. Sallantılı Masa (Gemini) 35
3.2.1.4. Manyetik Seperatör 37
3.2.1.5. Ağır Sıvı 39
3.2.1.6. Mikroskopta Mineral Seçimi 39
3.2.1.7. Seçilen numunelerin U-Pb analizleri için hazırlanması 44
3.2.1.8. U-Pb SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Yaş Tayini 46
3.2.2. Mineral Kimyası Çalışmaları 46
4. ARAŞTIRMA BULGULARI 49
4.1. Arazi Gözlemleri ve Petrografi 50
4.1.1. Mersin-Arslanköy Güzergâhı 50
4.1.2. Fındıkpınarı-Sarılar Köyü Arası 54

4.1.3. Mersin-Erdemli-Sorgun Köyü 64
4.2. Mineral Kimyası 72
4.3. Jeokronoloji 77
4.3.1. Zirkon Jeokronolojisi 78
4.3.2. Rutil Jeokronolojisi 85
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR 91
5.1. TARTIŞMA 91
5.2. SONUÇLAR 96
KAYNAKLAR 99
ÖZGEÇMİŞ 117
EKLER 118

ÇİZELGELER DİZİNİ **SAYFA**

Çizelge 3.1. Arazi kapsamında alınan örnekler ve koordinatlar 30
Çizelge 4.1. Mersin ofiyolitinden alınan örneklerin litolojik özellikleri ve yaş verileri 78

ŞEKİLLER DİZİNİ **SAYFA**

Şekil 1.1. Bir okyanusal kabuk kesitindeki litolojilerin genel görüntüsü (Spray, 1984) 3

Şekil 1.2. Türkiye ve yakın çevresinde gözlenen Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı (Stampfli, 2000; Dilek ve Flower, 2003). 5

Şekil 1.3. Mersin ofiyolitinin jeoloji haritası ve dikme kesiti (Parlak, 1996) 7

Şekil 1.4. Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilim kayaçlarının Fındıkpınarı bölgesinde arazi ilişkilerini gösterir taslak enine kesit (Parlak ve ark., 1995) 7

Şekil 1.5. Türkiye'nin güneyinde yer alan ofiyolitik birimlerin konumunu gösteren Türkiye haritasından bir görünüm (A) (Dilek ve Moores; 1990) ve (B) Mersin ofiyolitlerini gösteren yer bulduru haritası 11

Şekil 3.1. Mersin ofiyolitlerindeki metamorfik dilim kayaçları ve bunları kesen diyabaz dayklarının genel görünümü a) masif amfibolitler, b-c) amfibol şist görünümü, d) metamorfik dilim kayaçlarını kesen diyabaz daykı 31

Şekil 3.2. Arazide gözlenen metamorfik dilim kayaçları ve tekil daykların görünümü a) diyabaz daykı ve amfibolit kesme ilişkisi, b) mikrogabro daykı, c) diyabaz daykı- metamorfik dilim ilişkisi, d) diyabaz daykı ve kıvrımlı yapısı 32

Şekil 3.3. Mersin ofiyolitlerindeki mafik kümülatların görünümü a,b) gabroyik kümülatların arazi görüntüsü, c) gabro kümülatların içerisindeki klinopiroksen'ce zengin loplar d) bantlı gabroların görünümü 33

Şekil 3.4. Kırma- öğütme işleminde kullanılan çeneli kırıcı 34

Şekil 3.5. Eleklerin genel görüntüsü 35

Şekil 3.6. Ağır minerallerin hafif minerallerden ayrılması 36

Şekil 3.7. Sallantılı masadaki 1, 2 ve 3 numaralı alanlar 36
Şekil 3.8. Numunelerin toplama kabında birikmesi 37
Şekil 3.9 Minerallerin manyetik duyarlılıklarına göre ayrılması 38
Şekil 3.10. Manyetik duyarlılıklarına göre toplama kaplarında biriken numune 38
Şekil 3.11. Ağır sıvı ile minerallerin yoğunluk farkına göre ayrılması 39
Şekil 3.12. Numunenin binoküler mikroskopta seçilmesi 40
Şekil 3.13. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü 41
Şekil 3.14. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü 42
Şekil 3.15. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü 43
Şekil 3.16. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü 44
Şekil 3.17. Ringlerin platin ile kaplanması 45
Şekil 3.18. Taramalı electron mikroskop (SEM) ve katodoluminesans (CL) görüntüleri için kullanılan aygıtın genel görüntüsü (ZEISS SUPRA 55VP SEM) 46
Şekil 4.1. Mersin ofiyolitinin jeoloji haritası ve dikme kesiti (Parlak, 1996) 50
Şekil 4.2. Mersin-Arslanköy civarında görülen metamorfik dilim kayaçları (A) ve tektonitleri kesen diyabaz daykının (B) arazi görüntüsü 51
Şekil 4.3. Metamorfik dilim, tektonitler ve tekil daykların ilişkisini gösteren ölçeksiz taslak enine kesit görüntüsü 51
Şekil 4.4. ME13-1 numaralı amfibolit kayacının tek ve çift nikol görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Hbl: Hornblend) 52
Şekil 4.5. ME13-2 Amfibol şist. (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Pl: Plajiyoklas, Ep: Epidot) 53
Şekil 4.6. ME13-3 Diyabaz daykının genel görüntüsü. (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen, Chl: Klorit, Ttn: Titanit (Sfen)) 54

Şekil 4.7. Metamorfik dilimi kesen diyabaz daykının arazi görüntüsü 54
Şekil 4.8. ME13-4 Diyabaz kayasının mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen) 55
Şekil 4.9. Bölgede görülen metamorfik dilim kayaçları (B) ve bunları kesen tekil dayklar (A) 55
Şekil 4.10. Amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol) 56
Şekil 4.11. Diyabaz daykının çift ve tek nikol görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen) 57
Şekil 4.12. Metamorfik dilim ve dilimi kesen diyabaz daykının genel görüntüsü 57
Şekil 4.13. Amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol) 58
Şekil 4.14. ME13-8 Diyabaz daykı (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen) 59
Şekil 4.15. Arazide gözlenen metamorfik kayaçlar ve bunları kesen tekil daykın genel görüntüsü 59
Şekil 4.16. Metamorfik dilim ve daykın birbiri ile ilişkisini gösteren ölçeksiz taslak enine kesit 60
Şekil 4.17. Epidot-kuvars-amfibol şist kayacı (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Ep: Epidot, Qtz: Kuvars) 61
Şekil 4.18. Kuvarslı mikrodiyorit kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen, Am: Amfibol) 62
Şekil 4.19. Metamorfik dilim ve tekil daykların arazideki genel görüntüsü ((A) ME13-11 nolu amfibolit kayası, (B) ME13-12 nolu dayk ve (C) ME13-13 numaralı amfibol şist örneği) 62
Şekil 4.20. Amfibolit kayacının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B:Tek Nikol, Hbl: Hornblend) 63

Şekil 4.21. Kuvarslı mikrodiyorit kayacı (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl:Plajiyoklas, Px:Piroksen, Qtz: Kuvars) 64
Şekil 4.22. Epidot-amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A:Çift Nikol, B:Tek Nikol, Am: Amfibol)..... 64
Şekil 4.23. Peridotitleri kesen tekil daykın kıvrımlı yapısı (A) ve ME13-14 numaralı diyabaz daykının genel görüntüsü (B)..... 65
Şekil 4.24. Kıvrımlı diyabaz daykını gösteren ölçeksiz taslak enine kesit görüntüsü..... 65
Şekil 4.25. ME13-14 Diyabaz daykının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen)..... 66
Şekil 4.26. Ultaramafik ve mafik kümülatların arazideki ilişkisi (A) ve (B) ME13-15 numaralı örneğin genel görüntüsü..... 66
Şekil 4.27. Ultramafik ve mafik kümülatların dokanağını gösteren ölçeksiz taslak enine kesit..... 66
Şekil 4.28. ME13-15 Olivinli gabro kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin)..... 67
Şekil 4.29. Arazide gözlenen piroksence zengin loplar (A) ve (B) ME13-16 numaralı örneğin genel görüntüsü..... 68
Şekil 4.30. ME13-16 Gabro örneği. Gabro örneğinde gözlenen poikilitik doku (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)..... 68
Şekil 4.31. ME13-17 nolu gabro örneğinin arazideki genel görüntüsü..... 69
Şekil 4.32. ME13-17 Gabro kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen) 69
Şekil 4.33. Bantlı mafik kümülatların genel görüntüsü..... 70
Şekil 4.34. ME13-18 Gabro kayası (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen) 71
Şekil 4.35. Mafik kümülatların genel görüntüsü..... 71
Şekil 4.36. ME13-19 Gabro kayası (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)..... 72

Şekil 4.37. ME13-1 numaralı amfibolit örneğinin amfibol sınıflaması (Leake ve ark., 1978) 73
Şekil 4.38. ME13-2, ME13-11 ve ME13-13 numaralı kayaçlara ait amfibol sınıflaması (ME13-2 nolu örnek mavi ile, ME13-11 nolu örnek Yeşil ile ve ME13-13 nolu rnek ise kırmızı renk ile gösterilmiştir) (Leak eve ark., 1978) 74
Şekil 4.39. ME13-2 numaralı amfibolit örneğinin amfibol sınıflaması (Leake ve ark., 1978) 74
Şekil 4.40. ME13-2 ve ME13-13 numaralı kayaçlara ait amfibol sınıflaması (ME13-2 nolu örnek mavi ile ve ME13-13 nolu örnek mor ile gösterilmiştir) (Leake ve ark., 1978) 75
Şekil 4.41. ME13-2 numaralı amfibol şist kayacına ait feldspat sınıflaması 75
Şekil 4.42. ME13-2 numaralı amfibol şist kayacına ait piroksen sınıflaması (Morimoto ve ark., 1988) 76
Şekil 4.43. ME13-11 numaralı amfibolit kayacına ait feldspat sınıflaması 77
Şekil 4.44. Zirkon kristallerinin (A) taramalı electron mikroskop (SEM) ve (B) katodoluminesans (CL) görüntüleri 82
Şekil 4.45. ME13-1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - ^{238}U-^{206}Pb zirkon yaş grafiği 83
Şekil 4.46. ME13-2 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - ^{238}U-^{206}Pb zirkon yaş grafiği 84
Şekil 4.47. ME13-14 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - ^{238}U-^{206}Pb zircon yaş grafiği 85
Şekil 4.48. Rutil minerallerinin taramalı electron mikroskop (SEM) görüntüleri 87
Şekil 4.49. ME13-3 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - ^{238}U-^{206}Pb rutil yaş grafiği 88
Şekil 4.50. ME13-12 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - ^{238}U-^{206}Pb rutil yaş grafiği 89
Şekil 5.1. Mersin ofiyolitinden elde edilen U-Pb tarihlendirmelerine bağlı magmatizma-metamorfizma ilişkisini gösterir diyagram 95

SİMGELER VE KISALTMALAR

AO : Antalya Ofiyoliti

BHO : Beyşehir-Hoyran Ofiyoliti

DO : Divriği Ofiyoliti

EO : Eldivan Ofiyoliti

GO : Göksun Ofiyoliti

IO : İspendere Ofiyoliti

KmO : Kömürhan Ofiyoliti

LO : Lesvos Ofiyoliti

MO : Mersin Ofiyoliti

OsO : Osmaniye Ofiyoliti

PO : Pınarbaşı Ofiyoliti

PKO : Pozantı-Karsantı Ofiyoliti

SO : Sevan Ofiyoliti

Hbl : Hornblend

Am : Amfibol

Pl : Plajiyoklas

Ep : Epidot

Px : Piroksen

Chl : Klorit

Ttn : Titanit (Sfen)

Qtz : Kuvars

Ol : Olivin

Opx : Ortopiroksen

Cpx : Klinopiroksen

Or : Ortoklaz

Ab : Albit

SEM : Taramalı Elektron Mikroskop görüntüleme

CL : Katodoluminesans görüntüleme

1. GİRİŞ

Orojenik kuşakların en önemli bileşenlerinden birisi olan ofiyolitlerin okyanusal kabuk ve üst manto peridotitlerinin kalıntıları olarak değerlendirilmesi plaka tektoniğindeki gelişmelerle paralellik sunmaktadır (Gass, 1968; Dewey ve Bird, 1970; Moores, 1970; Coleman, 1971; Moores ve Vine, 1971).

Moores (1982) ofiyolitleri yerleşme biçimleri bakımından Kordilleran (Cordilleran) ve Tetis (Tethyan) tipi olmak üzere iki grupta incelemektedir. Kordilleran tipi ofiyolitler, yapısal olarak yığışım prizmalarını üzerlemektedirler ve nadiren tam bir ofiyolit istifi veya genelde eksikli ofiyolit dizisi kayaları ile temsil edilmektedirler (Irwin, 1977; Saleeby, 1992; Coleman, 2000). Kordilleran tipi ofiyolitlerin volkanik birimlerinde okyanusal ada yayı sistemlerinde tipik olarak gözlenen volkanoklastikler ve ortaç-asidik volkanik kayalar oldukça karakteristiktir. Bu tip ofiyolitlerin üst kabuksal kayalarının (volkanikler, levha daykları vb.) türediği magmalar jeokimyasal açıdan yitim karakterli yay toleyitleri ve kalkalkali bileşimlidir (Shervais ve Kimbrough, 1985; Shervais, 1990; Saleeby, 1992). Bu tip ofiyolitlere ait okyanusal kabuk kayalarının daha önce çoklu deformasyona uğramış okyanusal basenlerin üzerinde geliştiğine dair arazi gözlemleri ve jeokronolojik çalışmalar Sierra Nevada (California, ABD) bölgesinde ortaya konmuştur (Dilek ve ark., 1990a, 1991). Kordilleran ofiyolitlerinin tabanında metamorfik dilim kayaları gözlenmekle beraber, oldukça parçalalanmış ve devamlılık sunmamaktadırlar (Platt, 1975; Brown ve ark., 1982; Cannat ve Boudier, 1985; Wakabayashi ve Dilek, 2000). Bu ofiyolitlerin tabanında mavişist fasiyesi (YB-DS) kayaları da görülmektedir (Ernst, 1971, 1988; Platt, 1975; Brown ve ark., 1982). Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Tetis tipi (Moores, 1982) ofiyolitler ise pasif kıta kenarları üzerine Mesozoyik'te tektonik olarak yerleşmiş olup, Penrose tipi (1972) ofiyolit istiflerinin tüm bileşenlerini içerirler. Doğu Akdeniz bölgesinde Balkanlar (Mirdita, Pindos, Vourinos, Othris), Türkiye (Kızıldağ, Kömürhan, İspendere, Mersin, Pozantı-Karsantı, Alihoca), Kıbrıs (Troodos), Suriye (Baer-Bassit), İran (Khoy, Neyriz, Kermanşah) ve Umman (Semail)'a kadar uzanan kuşakta yer alan Neotetis ofiyolitleri üzerine birçok çalışma yapılmış olup, okyanus içi yitim zonu üzerinde

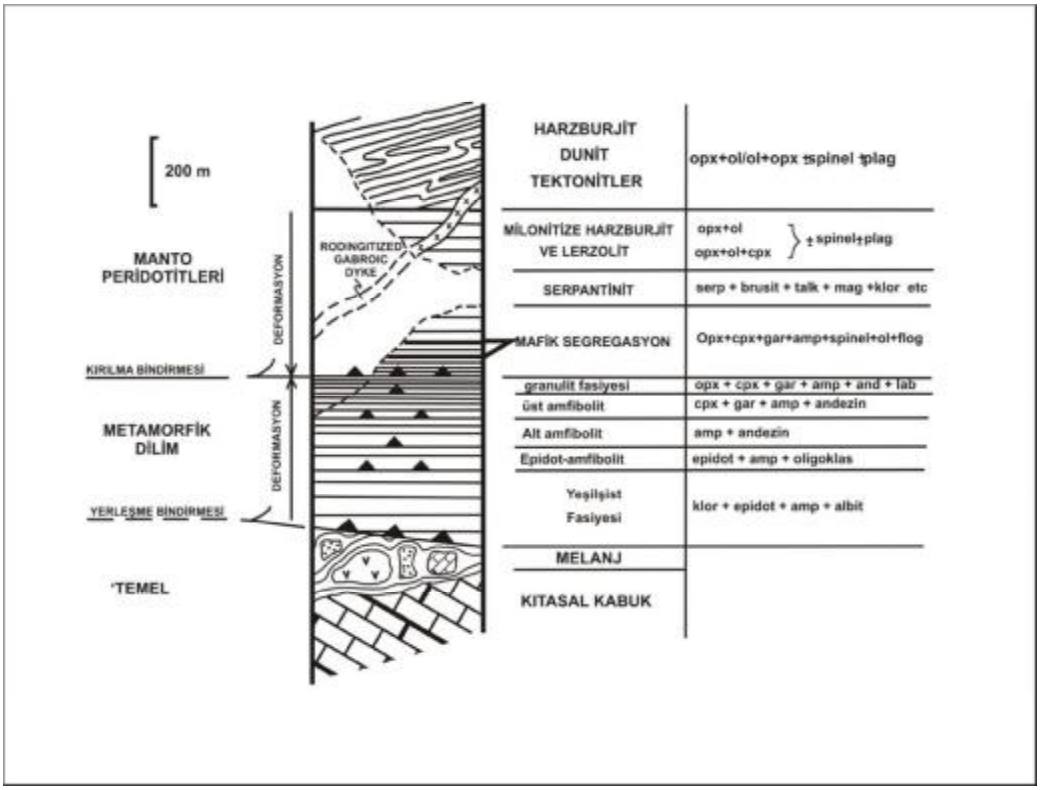
oluştukları konusunda fikir birliği oluşmuştur (Alabaster ve ark. 1982; Pearce ve ark., 1984; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2009; Yalınız ve ark., 1996; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Dilek ve ark.,1999; Dilek ve Flower, 2003; Flower ve Dilek, 2003; Dilek ve Thy, 2009; Robertson, 2002, 2004; Robertson ve ark., 2006, 2007). Neotetis ofiyolitlerinin tabanında tektonik olarak ince bir metamorfik dilim gözlenmektedir (Williams ve Smyth, 1973; Malpas, 1979; Juteau, 1980; Spray, 1984; Jamieson, 1986; Hacker, 1990; Hacker ve ark., 1996; Parlak ve ark., 1995; Dilek ve ark., 1999; Çelik ve Delaloye, 2003; Robertson, 2004).

Ofiyolitlerin tabanında gözlenen metamorfik dilim kayalarının okyanus içi yitimin başlaması ve okyanusal litosferin kıta üzerine yerleşmesi olaylarının başlangıcını işaret etmesi nedeniyle tektonik açıdan oldukça önemli olduğu düşünülmektedir. Metamorfik dilimin okyanus içi yitimin başlangıç safhasında tavan blokunda yer alan sıcak manto peridotitlerinin (tektonitler) tabanında oluştuğu birçok araştırıcı tarafından ileri sürülmüştür (Williams ve Smyth, 1973; Malpas, 1979; Spray, 1984; Jamieson, 1986). Yapısal konum olarak tektonitlerin tabanında yer alan metamorfik dilimler (Şekil 1.1);

a) ince bir kalınlığa sahip (<500 m) olup,
b) granulit/üst amfibolit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine kadar değişen ters metamorfik zonlanma gösterirler,
c) yoğun makaslama kuvvetleri etkisinde kalmışlardır ve
d) saat yönünün tersinde sıcaklık-basınç profili sunmaktadırlar (Williams ve Smyth, 1973; Jamieson, 1986; Wakabayashi ve Dilek 2003; Wakabayashi, 2004; Hacker, 1991; Hacker ve Gnos, 1997; Dilek ve Whitney, 1997).

Okyanusal basenlerin kapanması sırasında okyanus içi yitime bağlı olarak sıcak manto peridotitlerinin soğuk okyanusal kabuğun en üst kesimi (bazaltik volkanikler ve derin deniz sedimanları) üzerine bindirmesi sonucunda oluşan metamorfik dilim, eski okyanusal basenlerde oluşan magmatik ve sedimanter kayaçların doğası hakkında da önemli veriler sunmaktadır (Robertson, 2004).

Robertson (2004) ofiyolit tabanı metamorfiklerinin (a) okyanus ortası rift ekseninin çökmesi, (b) dengeli yitim zonu ve (c) transform faylı sınırlarda oluşabileceği yönünde alternatif tektonik bölgeleri irdelemiştir. Bunlardan okyanus ortası rift ekseninin çökmesi modelinin, Doğu Akdeniz bölgesindeki ofiyolit tabanı metamorfiklere ait amfibolitlerin jeokimyasal (okyanus ortası sırtı bazaltı-MORB ve okyanus adası bazaltı-WPB) özelliklerinin ofiyolitik volkaniklerle (yitim karakterli-SSZ) benzer olmaması nedeniyle geçerli olamayacağı vurgulanmıştır (Searle ve Malpas, 1980, 1982; Lippard ve ark., 1986; Spray ve Roddick, 1980; Jones ve Robertson, 1991; Parlak ve ark., 1995, 2006; Çelik, 2007; Çelik ve ark., 2011; Çelik ve Delaloye, 2003; 2006; Robertson, 2004; Searle ve Cox, 1999; Al-Riyami ve ark., 2002; Vergili ve Parlak, 2005).



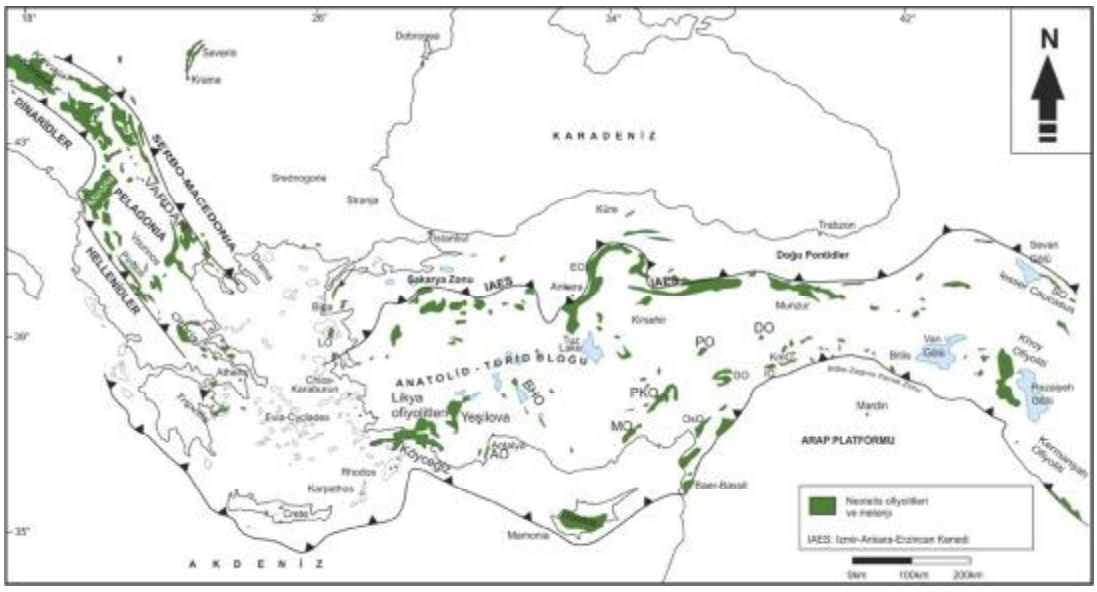
Şekil 1.1. Bir okyanusal kabuk kesitindeki litolojilerin genel görüntüsü (Spray, 1984)

Dengeli yitim zonu modelinde ise ofiyolit tabanı metamorfikler ile ofiyoliti oluşturan okyanusal kabuğun, Semail (Umman) ve Divriği ofiyolitlerinde olduğu gibi, eş yaşlı olması gerektiği ileri sürülmektedir (Searle ve Cox, 1999; Gnos ve

Peters, 1993; Hacker ve Gnos, 1997; Warren ve ark., 2005; Parlak ve ark., 2012b). Transform faylı sınırlar boyunca gelişen metamorfizma modeli ise, Troodos ofiyolitinde tanımlanan okyanusal transform fay zonu boyunca gözlenen metamorfiklerden (Ayia Varvara metamorfikleri) yola çıkılarak geliştirilmiştir (Spray ve Roddick, 1981). Bu tür transform faylar boyunca daha sonra sıkışmaya bağlı okyanus içi bindirmeler gelişmedikten sonra transform fayların metamorfik dilimlerin oluşumu için gerekli olan sıcaklık-basınç koşullarını tek başına oluşturamayacağı belirtilmektedir (Clube ve Robertson, 1986a,b; Malpas ve ark., 1992; Robertson, 2004).

Güney Türkiye'de Toros kuşağı üzerinde yer alan ofiyolitler, kuzeyde Kırşehir masifi güneyde ise Torid-Anatolid platform arasında yer alan İç Toros Okyanusu (Görür ve ark., 1984)'nda oluşmuş olup, Geç Kretase'de güneye doğru Toros karbonat platform üzerine yerleşmişlerdir (Juteau, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Lytwyn ve Casey, 1995; Dilek ve ark., 1999; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2006). Toros kuşağı üzerinde yer alan ofiyolitler batıdadan doğuya doğru Likya napları, Antalya, Beyşehir-Hoyran napları, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı (Kayseri) ve Divriği (Sivas) ile temsil edilirler ve Toros karbonat platformunun kuzey ya da güney kenarına Geç Kretase'de yerleşmişlerdir (Juteau, 1980) (Şekil 1.2). Sözü edilen ofiyolit istifleri tabandan tavana doğru ofiyolitik melanj, metamorfik dilim ve ofiyolit tektonostratigrafisini tüm Toros kuşağı boyunca gösterirler. Toros platformu üzerinde tektonik olarak gözlenen ofiyolitik melanjlar; farklı boyutlarda ofiyolitik kaya blokları, Permiyen-Kretase yaş aralığında gözlenen kireçtaşı blokları, radyolarit, şeyl, metamorfik kayaç bloklarını içerirler. Ofiyolitli melanj birimi üzerine yine tektonik olarak metamorfik dilim gelmektedir. Bu metamorfik dilim, harzburjitik tektonitlerin hemen altında gözlenirler ve ters metamorfik zonlanma ile üst amfibolit fasiyesinden yeşil şiste kadar değişen bir metamorfizma sunarlar. Metamorfik dilimin üzerine Toros kuşağında iyi korunmuş olan tektonitler ve kümülat kayaçlar gelmektedir. Bu kuşaktaki ofiyolitlerde levha daykları ve volkanikler her yerde gözlenmemekle beraber Antalya, Mersin ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerinde görülürler (Juteau ve ark., 1977; Parlak, 1996; Parlak ve ark., 2001). Yine bu kuşağın en önemli özelliklerinden birisi de, metamorfik

dilim ve tektonitlerin birçok izole diyabaz dayklarınca kesilmiş olmasıdır. Bu dayklar metamorfizma ve deformasyon geçirmemişlerdir. Yapılan jeokimyasal çalışmalar, Toros kuşağı ofiyolitlerinin okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu işaret etmektedir (Collins ve Robertson, 1998; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2006; Andrew ve Robertson, 2002; Vergili ve Parlak, 2005; Çelik ve Delaloye, 2003; Çelik ve Chiaradia, 2008; Çelik, 2007).

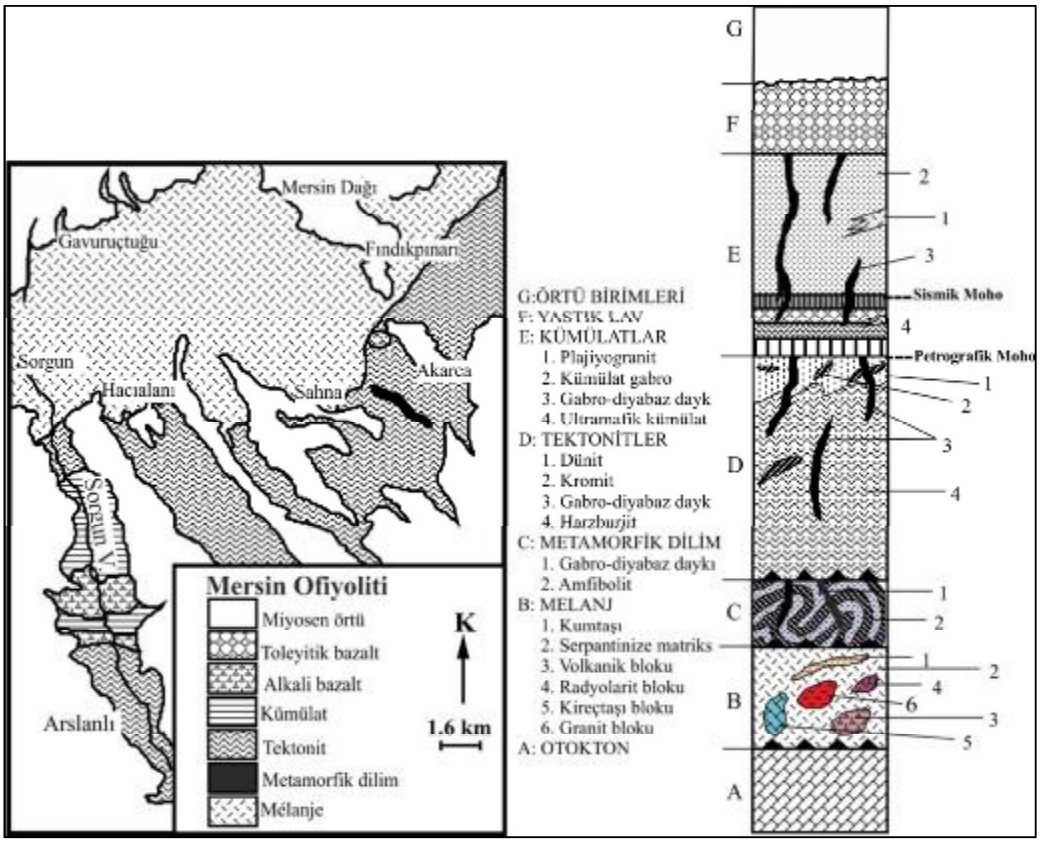


Şekil 1.2. Türkiye ve yakın çevresinde gözlenen Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı (Stampfli, 2000; Dilek ve Flower, 2003). Kısaltmalar: AO: Antalya Ofiyoliti; BHO: Beyşehir-Hoyran Ofiyoliti; DO: Divriği Ofiyoliti; EO: Eldivan Ofiyoliti; GO: Göksun Ofiyoliti; IO: İspendere Ofiyoliti; KmO: Kömürhan Ofiyoliti; LO: Lesvos Ofiyoliti; MO: Mersin Ofiyoliti; OsO: Osmaniye Ofiyoliti; PO: Pınarbaşı Ofiyoliti; PKO: Pozantı-Karsantı Ofiyoliti; SO: Sevan Ofiyoliti

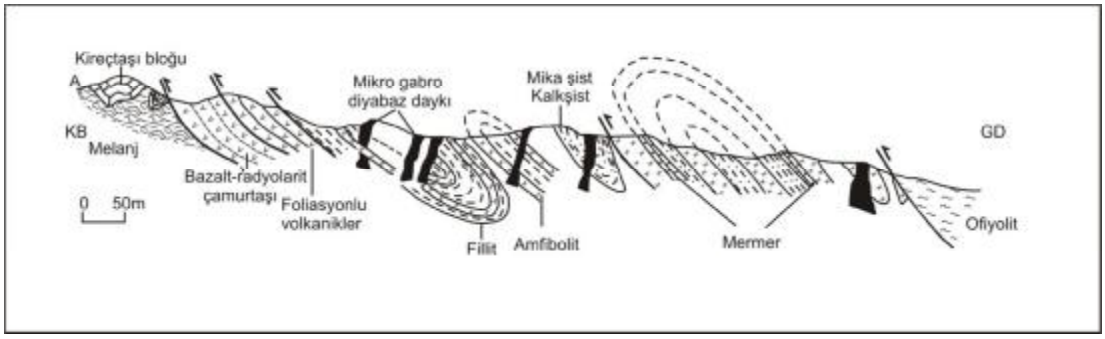
Toros ofiyolit kuşağında yer alan Mersin ofiyoliti Türkiye'nin güneyinde; doğuda Ecemiş fayı ve kuzeyde Bolkardağ metamorfikleri ile tektonik ilişkili, güney ve batıda ise Miyosen karbonatları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Parlak, 1996). Tabandan tavana doğru; Toros karbonat platformu, ofiyolitli melanj, metamorfik dilim kayaları ve ofiyolit (okyanusal litosfer kalıntıları) tektonostratigrafisi ile temsil edilmektedir (Şekil 1.3). Toros platformu üzerinde yer alan ofiyolitli melanj birim başlıca; (a) platformdan türeme Üst Paleozoyik-Alt Kretase yaşlı neritik karbonat blokları, (b) riftleşme ile ilişkili volkanojenik

kumtaşları, pelajik karbonatlar, radyolaritler, Üst Triyas yaşlı andezitik-dasitik volkanikler, (c) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı okyanus adası bazaltları ve bunlarla ilişkili radyolarit ve pelajik karbonat birlikteliği, Üst Kretase yaşlı pelajik karbonatlar (d) ofiyolitten türeme kayaçlar (peridotit, gabro, volkanik ve metamorfik dilim vb.) ve Geç Devoniyen yaşlı granitik kayaç bloklarını içermektedir (Parlak ve Robertson, 2004). Melanj üzerinde tektonik olarak yer alan metamorfik dilim kayaları Mersin ofiyolitinde 3 (üç) lokasyonda gözlenmektedir. Bu lokasyonlar (a) Fındıkpınarı, (b) Gözne-Aslanköy arası ve (c) Şahna deresidir (Şekil 1.3). Fındıkpınarı (Mersin) bölgesinde gözlenen metamorfik dilim kayaları harzburjitik tektonitler ile melanj birimi arasında ince bir tektonik dilim halinde olup, yoğun deformasyona uğramış, kıvrımlanmış, faylanmış ve post metamorfik diyabaz daykları tarafından kesilmişlerdir (Şekil 1.4). Metamorfik dilim kayalarının gözlendiği ikinci lokasyon Fındıkpınarının güneyinde Şahna köyündeki Şahna deresi içerisindedir (Şekil 1.3). Bu lokasyonda metamorfik dilim kayaları serpantinize tektonitlerin tabanında gözlenmektedir. Metamorfik dilime ait kayalar oldukça deforme olup, ince diyabaz daykları ile kesilmektedirler. Metamorfik dilim kayalarının gözlendiği üçüncü lokasyon Gözne-Aslanköy yolu üzerinde olup, tektonitler ile tektonik dokanaklıdır (Şekil 1.3 , Şekil 1.5).

Mersin ofiyolitinde gözlenen tektonitler geniş alanlarda yüzlekler sunmaktadırlar ve başlıca serpantinit, serpantinize harzburjit ve dunitler ile temsil edilmektedirler (Parlak, 1996) (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Mersin ofiyolitinin jeoloji haritası ve dikme kesiti (Parlak, 1996)



Şekil 1.4. Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilim kayalarının Fındıkpınarı bölgesinde arazi ilişkilerini gösterir taslak enine kesit (Parlak ve ark., 1995).

Tektonitler değişik yapısal seviyelerde mikrogabro-diyabaz daykları tarafından kesilmektedirler. Mersin ofiyolitinde gözlenen kümülat kayaları Sorgun vadisinde gözlenmekte olup, yaklaşık olarak 3300 m kalınlık sunmaktadırlar (Parlak ve ark., 1996a). Kümülat kayaların tabanında yaklaşık olarak 800 m kalınlık sunan ultramafik kümülat kayaları gözlenmektedir. Ultramafik kümülatlar adkümülat ve

heteradkümülat dokuları sergilemektedirler ve başlıca dunit, verlit ve piroksenitlerden oluşmaktadırlar. Ultramafik kümülatların üzerine yaklaşık 2500 m kalınlıkta mafik kümülatlar gelmektedir. Mafik kümülat kayaları adkümülat, mezokümülat ve ortokümülat dokuları sunmakta olup, başlıca olivinli gabro, gabro, lökogabro ve anortozitler ile temsil edilmektedir (Parlak ve ark., 1996a). Kümülat kayalardaki ana mineral fazlarının kristallenme sırası olivin±krom spinel→klinopiroksen→plajiyoklas→ortopiroksen şeklindedir (Parlak ve ark., 1996b).

Mersin ofiyolitine ait volkanik kayaçlar iki farklı lokasyonda görülmektedir. Birinci grupta yer alan volkanik kayalar Sorgun vadisinde Çerçili köyü yakınlarında gözlenmekte olup, radyolarit ve pelajik kireçtaşları ile arakatkılı bazaltik yastık lavlar ile temsil edilmektedir. Bu kayaçlar Üst Jura-Alt Kretase yaşlı ve alkalen karakterde olup, okyanus adası volkanik kayaçlarına benzerlik sunarlar (Parlak ve ark., 1995b). İkinci gruptaki volkanik kayalar ise Fındıkpınarı bölgesinde gözlenmekte olup, başlıca yastık debili bazaltlar ile temsil edilirler. Bu gruptaki volkanikler toleyitik bileşimli ve yitim zonunda oluşmuşlardır (Parlak ve ark., 1995b).

Mersin ofiyolitinin kabuksal kayalarında gerçekleştirilen jeokimyasal çalışmalar neticesinde bu kayaların okyanus içi yitim zonu üzerinde yay-önü tektonik ortamında oluştuğu ortaya konmuştur (Parlak, 1996; Parlak ve diğ. 1995b, 1996a; Parlak ve Delaloye, 1996; Parlak ve Robertson, 2004).

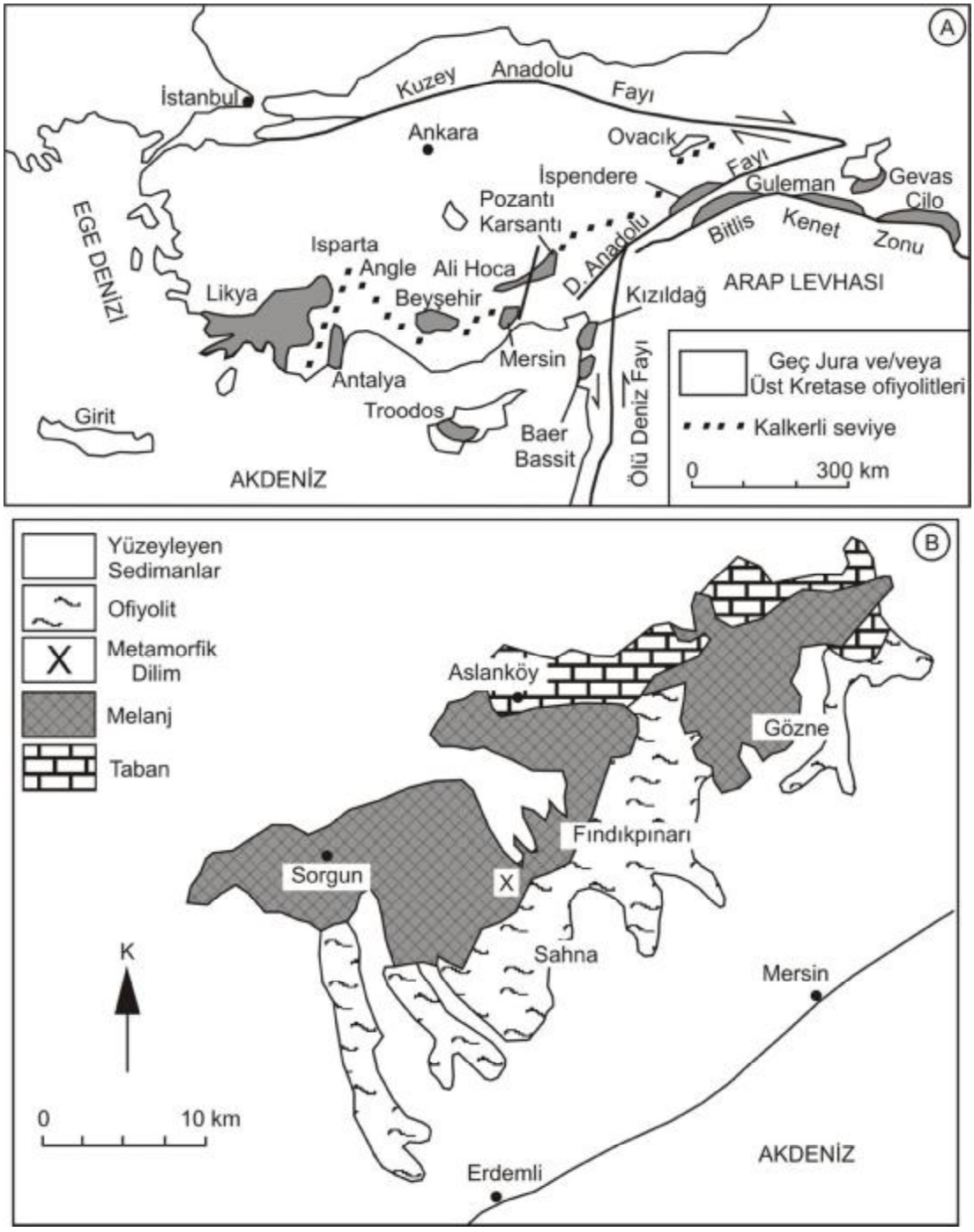
Ofiyolitler ve onlarla ilişkili metamorfik kayaçların jeokronolojik olarak yaşlandırılmasında en çok kullanılan yöntemlerin başında U-Pb ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ gelmektedir. Ofiyolit topluluğuna ait gabro, diyorit ve plajiyogranit gibi kayaçlardan elde edilen zirkonların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması sonucunda okyanusal kabuğun yaklaşık 850-900^{o}C (Cherniak ve Watson, 2001)'deki kristallenme yaşı bulunabilmektedir (Tilton ve ark., 1981; Liati ve ark., 2004; Warren ve ark., 2005; Dilek ve Thy, 2009; Parlak ve ark., 2012b; Karaoğlan ve ark., 2012, 2013a). Ofiyolitlerin tabanında yer alan metamorfik dilimden elde edilen amfibol (hornblend) ve mika (muskovit) minerallerinin $^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemi ile yaşlandırılması ile okyanusal kabuğun kıta üzerine yerleşmesinin başlangıcını oluşturan okyanus içi bindirmelerin yaklaşık 500 ve 350^{o}C (Jager, 1979; Harrison, 1981)'deki soğuma

yaşları bulunabilmektedir (Hacker, 1994; Parlak and Delaloye, 1999; Dilek ve ark., 1999; Dimo-Lahitte, 2001; Çelik ve ark., 2006). Bu durumda ofiyolit tabanı metamorfikleri; (i) ya ofiyolitin oluşumundan hemen sonra gelişen okyanus içi bindirmelerle oluşmakta (Spray, 1984; Jones ve Robertson, 1991; Robertson, 2004, 2006; Dimo-Lahitte ve ark., 2001; Garfunkel, 2006), (ii) ya her iki tektonik (ofiyolit-metamorfik dilim) birim eş zamanda oluşmakta (Hacker ve ark., 1996; Searle ve Cox, 1999; Liati ve ark., 2004; Warren ve ark., 2005), (iii) ya da ofiyolit oluşumundan önce gelişen okyanus içi bindirmelerle oluşabilmektedirler (Parlak ve ark., 2012).

Wakabayashi ve Dilek (2000) yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitler (SSZ-tipi) ile bunların tabanında yer alan metamorfik dilimin zamansal-mekansal ilişkisini, ofiyolitik kayaçlarda yapılan U-Pb zirkon yaşlarını ve metamorfik dilimlerde yapılan $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlarının karşılaştırmasını yaparak irdelemiştir. Bu çalışmaya göre yayönü (forearc) tektonik ortamında oluşan okyanusal litosferin (ofiyolit) kristallenme yaşının ofiyolit tabanı metamorfiklerinin soğuma yaşından daha genç olması öngörülmektedir. Fakat daha önce yapılmış çalışmalara (örnek: Coast Range, California) bakıldığında Wakabayashi ve Dilek (2000)'in düşündüğünün tam tersi bir yaş ilişkisinin olduğu vurgulanmıştır. Bu yaş farklılığının, metamorfik dilim ve ofiyoliti oluşturan kayaçların farklı soğuma tarihçeleri sunmaları ve aynı zamanda U-Pb ve Ar-Ar sistemlerinin kapanma sıcaklıklarının çok farklı olmasından kaynaklanabileceği belirtilmiştir (Spray, 1984; Hacker ve Gnos, 1997). Metamorfik dilime ait kayaçların okyanus içi bindirmelerle yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğradığı (700-800^{o}C) düşünülürse, bu sıcaklık değerlerinin genel olarak amfibol mineralinde Ar saatinin çalışmaya başladığı sıcaklığın üzerindedir (>550^{o}C). Bu nedenle elde edilen yaşlar her zaman soğuma yaşları olarak değerlendirilirler (Hacker ve ark., 1996). Yüksek hassaslık özelliğine sahip U-Pb jeokronolojisinin Tetis kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler ve ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarına uygulanması, okyanusal litosferin oluşum ve kıta üzerine yerleşiminin ilk safhalarında oluşan yüksek sıcaklık metamorfizmasının (metamorfik dilim) zamansal ilişkisinin daha kesin olarak ortaya konmasına olanak sağlayacaktır. Warren ve ark., (2005)'nin Semail (Umman) ofiyolitinde yaptığı U-Pb SHRIMP zirkon

yaşlandırması, her iki tektonik diliminde eş yaşlı olduğunu ve buradan hareketle Semail (Umman) ofiyolitinin Geç Kretase'de yitim zonu üstünde (SSZ-tipi) oluşan bir okyanusal litosfer kalıntısı olduğu tezini güçlendirmektedir (Alabaster ve ark., 1982).

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada Mersin ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayalarının ve tabanında yer alan metamorfik dilim (amfibolit) kayalarının U-Pb SIMS yöntemi ile tarihlendirilerek; (a) Mersin ofiyolitinin ve tabanında yer alan metamorfik dilimin oluşum yaşı, (b) her iki birimin oluşum yaşlarının zamansal ilişkisi, (c) metamorfik dilim ve tektonitleri kesen izole diyabaz dayklarının oluşum yaşının ortaya çıkarılması amaçlanmaktadır.



Şekil 1.5. Türkiye'nin güneyinde yer alan ofiyolitik birimlerin konumunu gösteren Türkiye haritasından bir görünüm (A) (Dilek ve Moores; 1990) ve (B) Mersin ofiyolitini gösteren yer bulduru haritası

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bu bölümde Doğu Akdeniz bölgesinde gözlenen ofiyolitler ve ofiyolitlerin jeokronolojisi ile ilgili olarak yapılan çalışmalar aşağıda kronolojik sırayla verilecektir.

2.1 Doğu Akdeniz Bölgesi Ofiyolitleri

Juteau (1980), Türkiye'deki ofiyolitik birimleri (a) Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, (b) Toros ofiyolit kuşağı ve (c) Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere 3 farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır. Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağının İzmir-Eskişehir bölgesinden başlayıp, Menderes masifinin kuzeyi ve Ankara yakınlarından geçerek Erzurum bölgesinde son bulduğunu belirtmiştir. Toros Ofiyolit kuşağının batıdan doğuya doğru Likya (Köyceğiz ve Yeşilova), Hoyran-Beyşehir ve Antalya, Mersin, Pozantı-Karsantı-Faraşa ve Pınarbaşı ofiyolitleri ile temsil edildiğini belirtmiştir. Arap kıtası önü ofiyolitlerinin ise doğuda Zagros ve Semail ofiyolitleri, batıda ise Troodos ve Mamonia kompleksi ile bağlantılı olduğunu ileri sürmüştür.

Tekeli (1980), Toroslar da Aladağların yapısal evriminde üç farklı dönemin etkin olduğunu belirtmiştir. Bunlar; (1) Üst Triyas – Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı dönemi, (2) Senoniyen'de kıta kenarının bozulması, ilk ofiyolit yerleşmesi ve ofiyolitli melanj oluşumu, (3) Mastrihtiyen'de gerçekleşen kıta kenarının naplanması ve peridotit napının yerleşmesi olayları olarak belirtilmiştir. Ayrıca ofiyolitli melanjı da farklı özellikler sunan üç bölüme ayırarak; en altta düzgün taban istifi, üzerinde olistostrom bölümü ve en üstte de kaotik bölüm şeklinde ayırtlayarak adlandırmıştır.

Şengör ve Yılmaz (1981), Kuzey Anadolu ve Toros (Antalya hariç) kuşağı ofiyolitlerinin Neotetis'in kuzey koluna, buna karşın Arap kıtası önü ofiyolitlerinin ise Neotetis'in güney koluna ait olduğunu belirtmişlerdir.

Robertson ve Dixon (1984), Doğu Akdeniz bölgesindeki jeolojik evrimi incelemişlerdir. Paleotetis okyanusunun kapanışı ile Mesozoyik'te geçen jeolojik olaylardan bahsetmektedirler. Doğu Akdeniz bölgesinin, Paleotetis ve Neotetis

okyanusal okyanusal basenlerinin açılması ve kapanması evrelerinin gözlendiği en iyi alanlardan bir tanesi olduğunu belirtmişlerdir.

Lytwyn ve Casey (1993), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin volkanikleri ve levha daykları ile ilgili yapmış oldukları jeokimyasal çalışmalar sonucunda okyanus içi yayönü (forearc) tektonik ortamında Troodos ofiyoliti ile kökensel bir ilişki içerisinde olduklarını ileri sürmüşlerdir.

Yılmaz (1993) Güneydoğu Anadolu orojeninin evrimi ile ilgili çalışmalarda bulunmuştur. Bölgeyi kendi içerisinde güneyden kuzeye Arap platformu, yığışım prizması zonu ve nap zonu olmak üzere 3 bölgeye ayırmıştır. Arap platformunu Erken Kambriyen-Orta Miyosen zamanlı denizel sedimanlardan oluştuğunu, yığışım prizması zonunun Arap platformu ve nap zonu arasında sıkışmış dar bir kuşak olduğunu ve nap zonunun ise topografik yükseklikleri oluşturduğu ve ofiyolitik birimleri kapsadığını belirtmiştir.

Yılmaz ve ark. (1993), Güneydoğu Anadolu'da gözlenen ofiyolitik kayaçları ve metamorfik birimleri incelemiş bunların orojenik kuşak boyunca gözlendiğini belirtmişlerdir. Ofiyolitik kayaçların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanan okyanusun kalıntıları olduğu, metamorfik birimlerin ise hem okyanusal hem de kıtasal kayalardan türediğini ileri sürmüşlerdir. Her iki birimin Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında nap zonu içerisinde yer aldığını söylemişlerdir.

Lytwyn ve Casey (1995), Pozant-Karsantı ofiyolitine ait mafik daykların ve metabazik (amfibolit) kayaçların jeokimyasal özelliklerini araştırmışlardır. Ofiyoliti ve metamorfik dilimi kesen doleritik ve gabroyik daykların jeokimyasının ada yayı bazaltları ve bazaltik andezitler ile benzerlik gösterdiğini söylemişlerdir. Pozantı-Karsantı ofiyolitinin muhtemelen okyanus içi yitim zonu üzerindeki yayönü (forearc) ortamında oluştuğunu belirtmişlerdir. Metamorfik dilime ait kayaların ise yitim zonunda alkali bazalt ve okyanus ortası sırtı bazaltlarının metamorfizması ile oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Parlak ve ark. (1995), Mersin ofiyolitindeki volkanik kayaçları jeokimyasal açıdan iki farklı gruba ayırmışlardır. İlk grup radyolarit ve pelajik kireçtaşı içeren Geç Jura-Erken Kretase yaşlı bazaltik lavlar, ikinci grup ise Geç Kretase yaşlı bazaltik yastık lavlardır. I. Grup volkaniklerin alkali özellikte olduğu ve Neotetis'in

açılma döneminde oluştuğunu, II. Grup volkaniklerin ise toleyitik özellikte olduğunu ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Parlak ve ark. (1996), Mersin ofiyolitinde gözlenen ultramafik ve mafik kümülat kayaçlarda tüm kaya ve mineral kimyası çalışmaları yapmışlardır. Elde edilen veriler ışığında bu kayaçların okyanus içi yay ortamında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Parlak ve ark. (1996), Mersin ofiyolitinde gözlenen kümülat kayaçların yaklaşık olarak 15 km²'lik bir alan kapladığını ve 3 km üzerinde bir kalınlığa sahip olduğunu belirtmişlerdir. Kümülat kayaçların tabanında yer alan 800 m'lik bölümünün dunit, verlit ve piroksenit gibi ultramafik kayaçlarla temsil edildiğini belirtmişlerdir. Bu kayaçların üzerine gelen kümülatların ise gabroyik bileşimli gabro, lökogabro, olivinli gabro ve anortozit bileşimli olduklarını söylemişlerdir.

Yalınız ve ark. (1996), Orta Anadolu'da yer alan Sarıkaraman (Aksaray) ofiyoliti ile ilgili jeokimyasal çalışmalarda bulunmuşlardır. Ofiyolitik kesitte gözlenen volkanikler ve levha dayklarının eşoluşumlu olduklarını belirtmişlerdir. Yaptıkları jeokimyasal çalışmalar ile bu kayaçların okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Yazarlar Sarıkaraman ofiyolitinin Neotetis okyanusunun kuzey kolunda İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunda oluşup, Geç Kretase'de güneye doğru Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK) üzerine yerleştiğini belirtmişlerdir.

Dilek ve Whitney (1997), Bolkar dağlarında yer alan Kızıltepe ofiyolitinin Geç Kretase yaşlı Neo-tetis okyanusunun kalıntısı olduğunu söylemişlerdir. Bu ofiyolitin tabanında yer alan metamorfik dilimin okyanus içi yitim zonu ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu metamorfik dilimin daha derinlere gömülmesi ile birlikte sıcaklığın ve basıncın yükselmesi sonucu Mastrihtiyen yaşlı mavişist fasiyesine ait Na'lu amfiboller damarlar halinde amfibolitik kayaçları kesmişlerdir. Ayrıca metamorfiklerin saatin tersi yönünde bir metamorfik tarihçeye sahip olduklarını belirtmişlerdir.

Bebien ve ark. (1998), Arnavutluk'ta yer alan Shebenik kompleksi içerisinde bulunan doğu ve batı ofiyolitlerini oluşum ortamına göre iki gruba ayırmışlardır. Batı ofiyolitinin okyanus ortası sırt ortamında, doğu ofiyolitinin ise okyanus içi dalma

batma zonunda oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu iki grubun yer ve zaman olarak birbiri ile yakın ilişki içerisinde olması sebebiyle iki farklı ortamdan bahsetmenin zor olacağını söylemişlerdir.

Robertson ve Shallo (2000), Arnavutluk bölgesinde yer alan ofiyolitik birimlerin Mesozoyik-Tersiyer tekonik evrimini incelemişlerdir. Erken Mesozoyik zamanında Arnavutluk'taki Neo-tetis okyanusunun Pindos (Yunanistan) okyanus havzasının kuzey kısmının devamı niteliğinde olduğunu belirtmişlerdir. Doğu Arnavutluk ofiyolitinin Pindos-Mirdita okyanusu içerisinde batıya dalan okyanus içi yitim zonunda Erken Geç Jura döneminde oluştuğunu söylemişlerdir.

Al-Riyami ve ark. (2002), Güney Tetis bölgesinde Arap kıtasının kuzey ucunda yer alan Geç Kretase yaşlı Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitinin kökeni ve yerleşimi araştırmışlardır. Yazarlar Baer-Bassit ofiyolitinin Troodos (Kıbrıs) ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitleri ile benzerlik gösterdiğini fakat Oman ofiyoliti ile benzerliği bulunmadığını belirtmişlerdir. Yitim zonunda oluşan Baer-Bassit ofiyolitinin volkanik kayaçlarının yüksek Mg içeriğine sahip olduğu ve ada yayı toleyitleri ile boninitik lavlara benzerlik sundukları belirtilmiştir. Ofiyolitin tabanında yer alan metamorfik dilimin bölgenin kuzey kısmında üst amfibolit fasiyesi ve bölgenin merkezinde ise yeşilşistler ile temsil edildiği söylemişlerdir. Metamorfik dilim kayalarının genel olarak alkali volkaniklerin metamorfizması ile oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Andrew ve Robertson (2002), Toros dağ kuşağı boyunca Beyşehir-Hoyran-Hadim naplarının KB-GD yönünde 700 km'nin üstünde mostra verdiğini belirtmişlerdir. Nap sistemi bünyesinde Triyas dönemine ait riftleşme ve Jura-Kretase pasif kıta kenarı derinleşmesinin izlerinin olduğu öne sürülmüştür. Ofiyolitik istifin okyanus içi ortamda (İç Toros Okyanusu) kuzeye dalan levha üzerinde oluştuğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitik birimin en Geç Kretase'de Toros platformunun kuzey kenarı üzerine yerleştiğini ve sonrasında ise Geç Eosen'de ofiyolit napı ve platformun birlikte daha güneye doğru bindirdiği öne sürülmektedir.

Höck ve ark. (2002), Güney Arnavutluk'un batı kuşağında yer alan Jura yaşlı Voskopoja ofiyolitlerini 3 ana alt grup altında sınıflandırmışlardır (Voskopoja, Morava ve Rehova). Ofiyolitik istif tabanda az miktarda harzburjit ve dunit içeren

lerzolitler ile temsil edilmektedir. Bu birim üzerine kümülatlar, izotropik gabro, levha daykları ve volkanikler gelmektedir. Ofiyolit içerisinde gözlenen bazaltları jeokimyasal olarak dört gruba ayırmışlardır. Bunlar sırasıyla 1) orta derecede Ti-Zr içeren düşük Nikelli grup, 2) orta derecede Ti-Zr içerek yüksek Nikelli grup, 3) yüksek derecede Ti-Zr içeren grup ve 4) düşük Ti-Zr içeren grup. Yazarlar bu bölgedeki ofiyolitlerin okyanus ortası sırtı (MORB) ve yitim zonu (SSZ) ofiyolitleri özelliğini gösterdiklerini belirtmişlerdir.

Robertson (2002), Doğu Akdeniz Tetis kuşağında gözlenen Mesozoyik yaşlı ofiyolitlerin oluşumu ve yerleşimi üzerine çalışmalarda bulunmuştur. Balkanlardan Umman'a kadar uzanan kuşakta ofiyolitlerin Jura (Balkanlar) ve Kretase (Türkiye ofiyolitleri, Troodos, Baer-bassit, Oman) yaşlı olduğunu belirtmiştir. Balkanlardaki ofiyolitlerin MORB (okyanus ortası sırtı) tipi ve SSZ (yitim zonu üstü) tipinde olduğunu, diğerlerinin ise genel olarak SSZ tipinde olduğunu söylemiştir.

Çelik ve Delaloye (2003), Toros kuşağının batısında yer alan Antalya ve Likya ofiyolitlerine ait metamorfik dilim kayaçları ve bunların kesen doleritik daykların kökenini araştırmıştır. Likya ofiyolitlerine ait metamorfik kayaçlar kökensel açıdan okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), ada yayı toleyitleri (IAT) ve plaka içi bazaltları şeklinde üç grup tarafından, Antalya ofiyolitine ait metamorfik dilim kayaçlarının ise ada yayı toleyitleri (IAT) ile temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Likya ofiyolitlerini kesen doleritik daykların ada yayı toleyitik magmasında türediğini belirtöişlerdir.

Wakabayashi ve Dilek (2003), Ofiyolitlerin yerleşim mekanizmaları, yitim başlangıcı ve metamorfik dilim oluşumu arasındaki ilişkileri incelemişlerdir. Ofiyolitlerin yerleşme mekanizmalarına bağlı olarak 4 ofiyolit tipi ayırmışlardır. Bunlar; 1) Çarpışma tektoniğine bağlı olarak pasif kıta kenarına yerleşen Tetis tipi ofiyolitler, 2) Yitim kompleksleri üzerine yerleşen Kordilleran ofiyolitleri, 3) Yayılma sırtı ve yitim zonu arasındaki etkileşimden kaynaklanan karmaşık süreçlerle yerleşen ofiyolitler ve 4) Okyanus ortası sırtlardaki plaka değişiminden oluşan ve ender olarak gözlenen Maquarie adası ofiyoliti olarak belirtmişlerdir.

Khalatbari-Jafari ve ark. (2004), İran'ın kuzeybatısında bulunan Khoy bölgesi ve ofiyoliti ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Khoy bölgesinde bulunan ofiyolitler; (1)

ilksel oluşum yaşının Jura öncesi olduğu düşünülen ve tektonik olarak metamorfik yığışım prizması içinde yer alan yaşlı poli-metamorfik ofiyolitik birim (Alt Jura) ve (2) Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı türbiditik, istiflerce üzerlenen Üst Kretase yaşlı genç metamorfik olmayan ofiyolit şeklinde iki gruba ayırmışlardır. Metamorfik olmayan ofiyolitik istifin okyanusal ortamda yavaş yayılan sırt ekseninde oluştuğunu söylemişlerdir.

Parlak ve Robertson (2004), Mersin melanjında yaptıkları çalışmada okyanusal basenin açılması ve kapanması evrelerinin verilerini ortaya koymuşlardır. Buna göre; (1) Toros kıtasının Triyas'ta riftleşmeye uğraması, (2) Jura-Kretase döneminde pasif kıta kenarının derinleşmesi, (3) okyanus adası oluşumu, (4) Kretase döneminde yitim zonu okyanusal kabuğun oluşumu, (5) Geç Kretase döneminde okyanus içi sıkışma ve metamorfik dilim oluşumu ve (6) Geç Kretase'de Toros platformu üzerine ofiyolit yerleşmesi ve sonraki dönemde kenet zonunun sıkışması olayları meydana gelmiştir.

Robertson (2004), Doğu Akdeniz ve Umman ofiyolitlerinin yerleşme ve kökeni hakkında bilgi vermektedir. Yazar, birçok ofiyolitin okyanus içi yitim zonlarında oluştuğunu gösteren kanıtlar olduğunu söylemektedir. Doğu Akdeniz bölgesindeki Mesozoyik paleotektonik konuma bakarak, Orta Jura ve Geç Kretase yaşlı ofiyolitlerin mikro-kıtaların riftleşmesi sonucu oluşan küçük okyanus basenlerde meydana geldiğini belirtmiştir.

Bağcı ve ark. (2005), Kızıldağ ofiyolitine ait kümülat kayaçlarda tüm kaya ve mineral kimyası çalışmaları yapmışlardır. Buna göre; Kümülat kayaçların verlit, olivinli gabro, olivinli gabronorit ve gabro'dan oluştuğunu belirtmişlerdir. Yapılan petrolojik çalışmalar neticesinde kümülat kayaçların ada yayı toleyitlerinden türedikleri ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları sonucuna varmışlardır.

Vergili ve Parlak (2005), Pınarbaşı (Kayseri) ofiyolitinde yaptıkları çalışmada; ofiyolitik birimin tabandan tavana doğru volkanikler ve levha daykları hariç okyanusal litosfer kesiti sunduğunu ve ofiyolitin tabanında da metamorfik dilime ait kayaların gözlendiğini belirtmişlerdir. Ayrıca tektonitlerin tekil diyabaz daykları tarafından kesildiğini söylemişlerdir. Metamorfik dilim ve dayklar üzerine yaptıkları jeokimyasal çalışmada; (a) izole daykların ada yayı toleyitik magmasından

türediği ve yitim karakteri sunduğu, (b) metamorfik dilim kayaçlarının ise alkali (okyanus adası bazalt) ve toleyitik (ada yayı bazaltları) magmadan türeyen volkaniklerin metamorfizması sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir.

Bağcı ve ark. (2006), Tekirova (Antalya) ofiyolitine ait kümülat kayaçlarda tüm kaya ve mineral kimyası çalışmaları yapmışlardır. Buna göre; Kümülat kayaçların verlit, lerzolit, olivinli klinopiroksenit, olivinli gabronorit, olivinli gabro, gabronorit ve gabro'dan oluştuğunu belirtmişlerdir. Yapılan petrolojik çalışmalar neticesinde kümülat kayaçların ada yayı toleyitlerinden türedikleri ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları sonucuna varmışlardır.

Çelik ve Delaloye (2006), Orta Toros bölgesinde yer alan Beyşehir (Konya) ofiyolitli melanjı içerisinde bulunan metamorfik dilim kayaçlarını çalışmışlardır. Metamorfik dilim kayaçlarının alkalen ve subalkalen karakter sunduklarını belirtmişlerdir. Metamorfik dilim kayaçlarının Geç Kretase'de okyanus adası bazaltlarının (OIB) yitim zonuna bağlı metamorfizması ile oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Rızaoğlu ve ark. (2006), Türkiye'nin güney doğusunda yer alan Elazığ bölgesinde gözlenen Kömürhan ofiyolitinin Baskil granitoyidi ile ilişkisini araştırmışlardır. Kömürhan ofiyolitine ait kabuksal kayaların tüm kaya ve mineral kimyası analizlerinden yola çıkarak, ofiyolitin Geç Kretase'de yitim zonu üzerinde oluştuğunu belirtmişlerdir. Kömürhan ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilimin ada yayı toleyitik bazaltlarından türediğini ve daha sonra ofiyolitin tabanına yerleştiğini söylemişlerdir. Bu iki birimin daha sonra kuzeydeki Toros aktif kıtasının tabanına eklendiğini ve Baskil granitoyidleri tarafından kesildiğini (85 my) belirtmişlerdir.

Robertson (2006), Dünya'da görülen ofiyolitler içerisinde Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin önemli bir yer tuttuğunu belirtmiştir. Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin yerleşme mekanizmaları ile Oman ofiyolitinin yerleşme mekanizmasını karşılaştırmıştır. Oman ofiyolitinin Geç Kretase (95 my) döneminde okyanus içi yitim zonunun üzerinde oluştuğunu söylemiştir. Yunanistan'da, Arnavutluk'ta ve eski Yugoslavya'da gözlenen Jura yaşlı ofiyolitler ile Türkiye'de görülen Geç

Kretase yaşlı ofiyolitler ve Kuzey Suriye'de gözlenen ofiyolitlerin benzer ortamlarda (okyanus içi yitim zonu) oluşup, kıta kenarına yerleştiklerini belirtmiştir.

Çelik (2007), Doğu Toros kuşağında bulunan Pozantı-Karsantı ofiyolitine ait metamorfik dilim kayaçları ve bunları kesen izole daykların kökenini incelemiştir. Metamorfik dilim içerisinde gözlenen amfibolitlerden yapılan ana, iz ve nadir toprak element jeokimyası ile bunların okyanus adası bazaltları (OIB), okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB) ve ada yayı toleyitik bazaltlarından (IAT) türediklerini belirtmiştir. Amfibolitik kayaçları kesen izole dolerit dayklarının yitimle ilişkili ada yayı toleyitik magmasından türediğini, piroksenitik izole daykların ise alkalen karakterli olduğunu ve geç evre okyanus adası bazaltik magmasından türediğini ileri sürmüştür. Jeotermobarometrik çalışmalar ile metamorfizma esnasında metamorfik dilim kayaçlarının 570-580°C sıcaklık ve 5-6 kbar basınca maruz kaldığını belirtmiştir.

Bağcı ve ark. (2008), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin kabuksal kayaçları (volkanikler, levha daykları, izotrop gabrolar) üzerine petrolojik çalışmalarda bulunmuşlardır. Buna göre; tüm kayaçların genel olarak yitim zonunda oluştuğuna dair bulgulara erişmişlerdir. Kızıldağ ofiyolitinde okyanusal kabuğu oluşturan boninitik ve ada yayı toleyitik magmalarının varlığını tespit etmişler ve okyanusal kabuğun güney Neotetis'te yay-önü (forearc) tektonik ortamda oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Çelik ve Chiaradia (2008), Batı Toroslar'da yer alan Likya ofiyolitlerini kesen tekil daykları incelemiştir. Bu daykları metamorfizma geçirmiş ve metamorfizma geçirmemiş olarak iki gruba ayırmışlardır. Metamorfik olmayan daykların metamorfik dilim kayaçlarını keser vaziyette, metamorfik daykların ise peridotitleri keser vaziyette olduklarını belirtmişlerdir. Her iki dayk türünde yapılan tüm kaya jeokimyası ve Pb izotopları ile bu daykların aynı kökenden ve yitimle ilişkili magmadan türediklerini ortaya koymuşlardır.

Dilek ve ark. (2008), Kuzey Arnavutluk'ta yer alan Mirdita ofiyolitini Batı Mirdita ofiyoliti ve Doğu Mirdita ofiyoliti olarak iki gruba ayırmışlardır. Batı Mirdita ofiyolitinin 3-4 km kalınlıkta bir okyanusal litosfer kesiti, buna karşı Doğu Mirdita ofiyolitinin ise 12 km kalınlıkta bir okyanusal litosfer kesiti sunduklarını

söylemişlerdir. Yapılan jeokimyasal analizler sonucunda Batı bölgesindeki ofiyolitin okyanus ortası sırt ortamında, Doğu ofiyolitinin ise okyanus içi dalma batma zonunda oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Elitok ve Drüppel (2008), Toros kuşağının batısında yer alan Beyşehir-Hoyran (Konya) ofiyolitine ait metamorfik dilimin kökenini araştırmıştır. Ofiyolite ait metamorfik dilimin 630-770°C ve 6±1.5 kbar basınç koşulları altında oluştuğunu belirtmişlerdir. Metamorfik dilim ve manto tektonitlerinin izole diyabaz daykları tarafından kesildiğini söylemişlerdir. Metamorfik dilim içerisindeki amfibolitlerden yapılan jeokimyasal analizler sonucunda bunların alkali ve toleyitik türde oldukları saptanmıştır. Alkali amfibolitlerin plaka içi bazaltlarından toleyitik amfibolitlerin ise ada yayı bazaltlarından türedikleri ifade edilmiştir.

Bağcı ve Parlak (2009), Tekirova (Antalya) ofiyolitinin kabuksal kayaçları (izole dayklar ve izotrop gabrolar) üzerine petrolojik çalışmalarda bulunmuşlardır. Buna göre; Tekirova ofiyolitini kesen izole daykların ada yayı toleyitleri ve boninitik magmadan, izotrop gabroların ise ada yayı toleyitleri, boninitik ve okyanus adası bazalt magmalarından türedikleri sonucuna varmışlardır. Yazarlar, ada yayı toleyitleri ve boninitik magmaların yayönü (forearc) tektonik ortamında oluştuğunu, okyanus adası bazaltik magmasının ise geç evrede dalan levhanın kopması ile zenginleşmiş mantodan beslenerek oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Tekirova ofiyolitinin Neotetis'in güney kolunda oluştuğu yazarlarca belirtilmiştir.

Dilek ve Furnes (2009), Doğu Akdeniz'de bulunan Jura-Kretase yaşlı dalma-batma (SSZ) ofiyolitlerinin Penrose tipi okyanusal kabukla temsil edildiğini belirtmişlerdir. Mirdita, Troodos, Kızıldağ ve Umman ofiyolitlerinin Tetis okyanusuna ait en güzel örnekleri temsil ettiğini dile getirmişlerdir. Jeokimyasal açıdan bu ofiyolitlerin ada yayı toleyitleri ile boninitik magmadan türediklerini ve yayönü tektonik ortamında oluştuklarını belirtmişlerdir.

Dilek ve Thy (2009), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan kabuksal kayaçların türediği magma özellikleri ile ilgili yaptığı çalışmada; Güney Neotetis okyanusunda okyanus içi yitim zonu üzerinde gelişen magmanın ada yayı toleyitleri ve boninitik özellikler sunduğunu belirtmiş ve okyanusal kabuğun yay-önü (forearc) tektonik ortamında oluştuğunu ileri sürmüştür.

Sarıfakıoğlu ve ark. (2009), İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun batısında ve Bursa'nın güneyinde yer alan Orhaneli ofiyolitinin mafik ve ultramafik kümülatlarında tüm kaya ve mineral kimyası analizleri yapmışlardır. Arazi ve petrokimyasal çalışmalar neticesinde; Orhaneli ofiyolitinin İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu boyunca özlenen diğer Neotetis ofiyolitleri gibi Neotetis okyanusunun kuzey kolunda, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde, yay önü tektonik ortamda ada yayı toleyit (IAT) ve/veya boninit benzeri bir magmadan oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Porteau ve ark. (2010), Orta Anadolu'da bulunan Afyon, Tavşanlı, Kütahya zonundaki metamorfik kayaçları incelemişler ve bölgede yüksek basınç minerali olan glokofona rastlamışlardır. Ayrıca Toroslar'da Yahyalı (Kayseri) bölgesinde de çalışmalarda bulunmuşlardır. Glokofanın varlığı ile bölgede yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasının geliştiğini göstermişlerdir. Orta Anadolu Kristal Kompleksi ve Anatolid-Torid bloğunun iki farklı masif olduğunu ve Neotetis okyanusu (İç Toros) tarafından ayrıldığını belirtmişlerdir. Geç Kretase-Erken Senozoyik zamanında yitime bağlı olarak yüksek dereceli metamorfizmanın geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Topuz ve ark. (2013), İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının doğusunda Refahiye (Erzincan) bölgesinde yapmış oldukları çalışmada; Permo-Triyas ve Geç Kretase yaşlı yığışım komplekslerinin Paleo- ve Neo-tetis okyanuslarının kapanmasının verileri olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar bölgede bu iki okyanusu birbirinden ayıran Kimmeriyen kıtasının varlığını işaret eden bulguların olmadığını öne sürerek, Doğu Akdeniz'de Paleo- ve Neo-tetis okyanuslarının farklı iki okyanusal basen şeklinde gelişmediğini, Lavrasya plakasının güney kenarının Geç Paleozoyik'ten Mesozoyik sonuna kadar, Kimmeriyen kıtası olmadan, yığışım prizması şeklinde geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Çelik ve ark. (2013), İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağında yer alan Eldivan ofiyolitine ait gabro, dolerit daykları ve melanj içerisinde gözlenen bazaltik volkanikler üzerinde tüm kayaç kimyası, mineral kimyası, Ar-Ar jeokronolojisi ve Nd-Sr-Pb izotop jeokimyası yaparak kökenlerini araştırmıştır. Buna göre melanj içerisindeki volkaniklerin okyanus adası bazaltı ve zenginleşmiş okyanus ortası sırtı

bazaltlarından oluştuğu, Eldivan ofiyolitine ait gabro ve doleritik dayklarının ise yitimle ilişkili bir jeokimyasal özelliğe sahip olduklarını belirtmişlerdir. Ofiyolite ait gabroyik kayaların Geç Jura (150 my) yaşlı olduğu saptanmıştır.

2.2 Doğu Akdeniz Bölgesi Ofiyolitlerinin Jeokronolojisi

Roddick ve ark. (1979), Yunanistan'da Othris ve Pindos ofiyolitlerinde ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması yapmışlardır. Othris ofiyolitine ait magmatik kayaçlardan elde edilen hornblend minerallerinden 248 My (Permo-Triyas) yaşı elde etmişler ve riftleşme ile ilişkilendirmişlerdir. Pindos ofiyolitindeki metamorfiklere ait hornblendlerde ise 180 My (Orta Jura) yaşı elde etmişler ve yerleşme ile ilişkilendirmişlerdir.

Spray ve Roddick (1980), Yunanistan'da bulunan Pindos, Vourinos, Othris ve Euboea ofiyolitlerinin tabanındaki metamorfik dilim kayaçlarında ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması yapmışlardır. Bunun sonucunda ofiyolitlerle ilişkili metamorfik kayaçların okyanus için bindirme sırasındaki metamorfizmaya bağlı olarak 170-180 My önce oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu sonuçlara göre ofiyolitin tabanında yer alan metamorfik kayaçların, okyanusal kabuğun kıtasal kabuk üzerine bindirmesini temsil ettiğini söylemişlerdir.

Mukasa ve Ludden (1987), Troodos (Kıbrıs) ofiyolitinden alınan 2 adet plajiyogranitten zirkon (U-Pb) yaşlandırması yapılarak 90.3±0.7 ve 92.4±0.7 My kristallenme yaşları elde edilmiştir. Alınan bu yaşlar Semail (Umman) ofiyolitinden alınan yaşlarla kıyaslanmıştır (93.5-97.9 My). İki ofiyolit arasında gözlenen küçük yaş farkı ve ada yayı bazaltlarında görülen jeokimyasal benzerlikler, ada yayının 3000 km'lik ekseninin 91-98 my arasında oluştuğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitlerin yerleşim yaşının ise Erken Mastrihtiyen olduğunu söylemişlerdir.

Hacker (1994), Semail (Umman) ofiyolitine ait metamorfik kayaçlardan yapılan ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması yapmıştır. Bu yaşları daha önce yayınlanmış olan ofiyolitik kütlenin magmatik kristallenme yaşları ile karşılaştırarak, okyanus içi yitimin başladığı dönemde ofiyolitik kütlenin ~1 My yaşında olduğunu ileri sürmüştür.

Parlak ve ark. (1995a), Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilimin kökeni araştırılmıştır. Metamorfik dilimin amfibolit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine kadar zonlanma gösterdiğini söylemişlerdir. Ana, iz ve nadir toprak element jeokimyası ile metamorfik kayaçların okyanus adası bazaltlardan türediğini belirtmişlerdir. Metamorfik dilim içerisindeki hornblendlerden yapılan K-Ar yöntemi ile 93,4±2 my yaş elde etmişlerdir.

Dilek ve ark. (1999), Toros kuşağı ofiyolitlerinde Alihoca, Mersin ve Pozantı-Karsantı bölgelerinde metamorfik dilim ve mafik dayk intrüzyonlarının jeokimyası ve Ar-Ar yaşlandırmasını yapmışlardır. Buna göre; metamorfik dilim ve dayklar içerisinden alınan hornblend minerallerinden yapılan ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması ile sırasıyla 92-90 My ve 90-91 My yaşları elde etmişlerdir. Bu sonuçlara göre metamorfik dilim ve bunları kesen mafik daykların aynı zaman aralığı içerisinde ve aynı ortamda, okyanus içi yitim zonunda İç Toros okyanusunda oluştuklarını söylemişlerdir.

Parlak ve Delaloye (1999), Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilime ait amfibolitik kayaçlarda $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş tayini çalışması yapmışlardır. Amfibolitik kayalardan ayıklanan yedi (7) adet hornblend örneğinde 96,0 ± 0,7 ile 91,6 ± 0,3 my arasında değişen yaşlar elde etmişlerdir. Bu yaşlardan beş (5) tanesinin % 95 doğruluk payı ile 92,6 ± 0,2 my (2σ) yaş verdiğini belirtmişlerdir. Yazarlar bu yaşları soğuma yaşı (500°C) olarak kabul etmişlerdir. Metamorfik dilimden elde edilen bu yaşların okyanus içi bindirmelerin yaşı olduğunu kabul etmişlerdir. Metamorfik dilimin yaklaşık 3 my sonra izole mikro gabro-diyabaz daykları tarafından kesildiğini ileri sürmüşlerdir. Ofiyolitin kıta kenarına yerleşmesinin ise Geç Kretase-Erken Paleosen'de olduğunu belirtmektedirler.

Önen ve Hall (2000), Anadolu'nun kuzey batısında yer alan Kütahya'da görülen ofiyolite bağlı metamorfik kayaçların jeokimyasal özelliklerine göre kökenlerinin ada yayı bazaltları olduğunu söylemişlerdir. Metamorfik kayaçlardan yapılan Ar-Ar yaşlandırması ile 93±2 My yaş verdiğini belirtmişlerdir. Bu sonuçlar ile İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu kapanması sırasındaki yitime bağlı olarak metamorfik dilimin oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Dimo-Lahitte ve ark. (2001), Mirdita (Arnavutluk) ofiyolitine ait metamorfik dilim kayaçlarında ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması yapmışlardır. Analizler sonucunda 160-174 My yaş verisi elde etmişlerdir. Ofiyoliti kesen plajiyogranit ve mafik daykların yaşları ile karşılaştırma yaparak, metamorfik dilimin oluşumu esnasında ofiyolitin hala sıcak ve genç olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Warren ve ark. (2003), Semail (Umman) ofiyolitine ait eklojitlerden U-Pb zirkon yaş tayini yapmışlardır. Eklojitlerden elde edilen zirkonlardan 79.1±0.3 My yaş elde etmişlerdir. Bu sonuçlara göre yüksek basınç metamorfizmasının Semail ofiyoliti oluşumdan (95-93 my) 15 My sonra geliştiğini söylemişlerdir.

Liati ve ark. (2004), Yunanistan'da bulunan Vourinos, Pindos ve Othrys ofiyolitlerinden U-Pb (SHRIMP) zirkon yaşlandırması yapmışlardır. Vourinos ofiyolitden alınan gabro ve plajiyogranit örneğinden zirkon U-Pb yaşlandırması ile 168.5±2.4 My ve 172.9±3.1 My yaşları elde edilmiştir. Pindos ofiyolitine ait bir gabro örneğinden zirkon U-Pb yaşlandırması ile de 171±3 My yaşı elde edilmiştir. Girit adasından alınan hornblendit örneğinden ise U-Pb zirkon yaşlandırması ile 162.7±2.8 My yaş elde edilmiştir.

Warren ve ark. (2005), Semail (Umman) ofiyolitlerine ait eklojitlerden U-Pb zirkon yaşının 78.95±0.13 My ve rutil yaşının 79.6±1.1 My olduğunu belirtmişlerdir. Trondjemitlerden zirkon U-Pb ile 95.3±0.2 My yaşı ve metamorfik dilime ait amfibolitlerden yapılan zirkon U-Pb ile 94.48±0.23 My yaş alınmıştır. Buna göre yüksek basınç metamorfizmasının ofiyolit yerleşiminden sonraki aşamalarda gerçekleştiğini söylemişlerdir.

Çelik ve ark. (2006), Türkiye'nin güneyinde yer alan Toros kuşağı ofiyolitlerinin tabanında yer alan metamorfik dilimlerde $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırılması yapmışlardır.. Bu ofiyolitlerin Likya (Köyceğiz-Yeşilova), Antalya, Beyşehir, Mersin, Alihoca ve Pozantı-Karsantı ofiyolitleri olduğunu belirtmişlerdir. Bu kayaçlardan elde edilenamfiboller 90.7±0.5 - 93.8±1.7 My ve, muskovitler ise 91.2±2.3 - 93.6±0.8 My soğuma yaşları vermişlerdir. Bu verilere göre metamorfik dilim kayalarının oluşumundan itibaren hızlı soğumaya maruz kaldıkları ileri sürülmüştür.

Dilek ve Thy (2006), Sakarya ve Kırşehir blokları arasında gözlenen Ankara melanjı içerisinde bulunan Erken Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kayaçların varlığından sözetmektedir. Ankara melanjı içerisindeki ofiyolitik kayaları kesen plajiyogranit dayklarında yapılan zirkon U-Pb yaşlandırması ile ~179±15 my yaş verisi elde etmişlerdir. Ofiyolitik kayaçların yitim karakterli bir jeokimyaya sahip oldukları ve İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunda yaygerisi (backarc) tektonik ortamında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Chan ve ark. (2007), Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitlerinin tabanında gözlenen metamorfik dilimlerde $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş tayini yapmışlardır. Yapılan jeokronolojik çalışmalar sonucunda; Troodos ofiyolitinde 75.7±0.3 - 88.9±0.8 My ve Baer-Bassit ofiyolitinde ise 71.7±0.5 - 88.4±0.4 My soğuma yaşları elde etmişlerdir.

Galoyan ve ark. (2009), Sevan (Ermenistan) ofiyolitindeki kabuksal kayaçlarda jeokimyasal ve jeokronolojik (^{40}Ar-^{39}Ar) çalışmalarda bulunmuşlardır. Gabroların MORB tipi bir jeokimyaya sahip olduklarını belirtmişlerdir. Gabrolardan yapılan yaş tayini ile 165.3±17.2 My (Orta Jura) Ar-Ar soğuma yaşı elde etmişlerdir. Buna göre Sevan ofiyolitinin yay gerisi tektonik ortamda oluştuğu ve Amassia-Sevan-Akera kenet kuşağına ait olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Koglin ve ark. (2009), Yunanistan'ın kuzey doğusundaki Samothraki mafik kayalarının kökeni ile ilgili araştırma yapmışlardır. Gabrolardan yapılan SHRIMP zirkon jeokronolijisi ile 159.9±4.5 My (Erken Geç Jura) yaşı elde edilmiştir. Yazarların yaptıkları petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar neticesinde; Samothraki adasındaki magmatik kayaların ofiyolitten ziyade bir mafik kaya birliğine benzediği ortaya konmuştur.

Çelik ve ark. (2011), Çankırı yakınlarındaki İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağında yer alan Eldivan ofiyolitine ait metamorfik dilim kayaçlarını incelemişlerdir. Metamorfik dilime ait amfibolitik kayaçların okyanus ortası sırtı tipi (MORB) ve okyanus adası tipi alkali bazaltların yitim zonunda metamorfizmaya uğramaları ile oluştukları tespit edilmiştir. Bu metamorfizmanın ise Erken-Orta Jura (177.08±0.96 - 166.9±1.1 My) döneminde olduğunu belirtmişlerdir. Bu verilerden

hareketle İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunda yitimin Erken-Orta Jura döneminde başladığını ileri sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2012), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde zirkon U-Pb ve Sm-Nd yaşlandırması yapmışlardır. Plajiyogranitlerde 91.7±1.9 my ve kümülat gabrolarda 91.6±3.8 my U-Pb yaşları bulmuşlardır. Kümülat gabrolarda yaptıkları Sm-Nd izokron (pl-cpx-tüm kaya) yöntemi ile 95.3±6.9 my yaşı bulmuşlardır. Buna göre Kızıldağ ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuğun maximum 6 my'lık bir zaman aralığında oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013b), Güney Doğu Anadolu orojenik kuşağında yüzeyleyen ofiyolitlerin üzerine gelen ensimatik ada yayı volkaniklerinde zirkon U-Pb yaşlandırması yapmışlardır. Kömürhan (Elazığ) bölgesindeki volkaniklerde 74.6±4.4 my, Göksun (Kahramanmaraş) bölgesindeki volkaniklerde 83.1±2.2 my yaşları tespit edilmiştir. Buna göre volkanik aktivite Kampaniyen sonuna kadar devam etmiş olabileceğini belirtmişlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013c), Güney Doğu Anadolu orojenik kuşağında yer alan Berit metaofiyolitinin Doğanşehir (Malatya) bölgesinde gözlenen bölümünde yaptıkları çalışmada hem ofiyolitik kayaları (Sm-Nd) hem de ofiyolitleri kesen granitik kayaları (Zirkon U-Pb) yaşlandırmışlardır. Buna göre Berit metaofiyolitinin granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğraması Eosen (50-52 my) dönemine rastlamaktadır. Ayrıca bu kayaları kesen granitik intrüzyonların da aynı yaşta oldukları (51-45 my) saptanmıştır.

Karaoğlan ve ark. (2013d), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Kömürhan (Elazığ), İspendere (Malatya) ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerinde zirkon U-Pb ve Sm-Nd yaşlandırmaları yapmışlardır. Buna göre Kömürhan ofiyolitine ait gabrolarda 87.2±3.1 my, İspendere ofiyolitine ait gabrolarda 84.5±3.9 my zirkon U-Pb yaşları bulmuşlardır. Ayrıca İspendere ofiyolitine ait gabrolarda 85.1±7.1 my ve Kızıldağ ofiyolitine ait gabrolarda 110±11 my Sm-Nd yaşları bulmuşlardır. Bu verilere göre Bitlis-Pütürge kıtası ile Toros kıtası arasındaki ofiyolitlerin 84-90 my zaman aralığında, Bitlis-Pütürge kıtası ile Arap platformu arasındaki ofiyolitlerin ise 99-102 my zaman aralığında oluştuğunu belirterek, güney kuşaktaki ofiyolitlerin kuzeye göre yaklaşık 10 my daha yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Parlak ve ark. (2013), Toros kenet kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler ve granitoyidlerde U-Pb ve ^{40}Ar-^{39}Ar yaşlandırması yapmışlardır. Buna göre Mersin ofiyolitinde 82.8±4 my, Pozantı-Karsantı ofiyolitinde 69.1±2.1 my, Pınarbaşı ofiyolitinde 65.4±3.2 my ve Divriği ofiyolitinde 88.8±2.5 my zirkon U-Pb yaşları tespit etmişlerdir. Granitik kayalarda ise Divriği bölgesi için 67.7±1.4-70.4±1.5 my, Horoz (Ulukışla) bölgesi için 49.1±1.0-50.6±2.4 my zirkon U-Pb yaşları bulmuşlardır. Ayrıca Divriği ofiyolitinin tabanındaki metamorfik dilimden 89.65±0.97-87.49±0.48 my $^{40}Ar/^{39}Ar$ soğuma yaşları bulmuşlardır. Bu veriler ışığında İç Toros okyanusunda okyanus içi yitimden başlayarak kıta (Torid-Anatolid)-kıta (Orta Anadolu Kristalen Kompleksi) çarpışmasına kadar olan tüm süreçleri yaşlandırmışlardır.

Topuz ve ark. (2013), Refahiye (Erzincan) bölgesinde gözlenen ofiyolitik kayaların jeokronolojisi ve jeokimyası üzerine çalışmalar yapmışlardır. Ofiyolitik plajiyogranitlerin Erken-Orta Jura (184±4 - 178±4 my) kristallenme yaşına sahip oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca yapılan jeokimyasal çalışmalar neticesinde ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları belirtilmektedir.

Daşcı ve ark. (2014), Konya ofiyolitli melanjı içerisinde gözlenen metamorfik dilim üzerinde tüm kaya jeokimyası ve ^{40}Ar-^{39}Ar jeokronolijisi yapmışlardır. Metamorfik dilim kayalarının amfibolit, epidot amfibolit, granat-amfibol şist, plajiyoklas-amfibol şist, plajiyoklas-epidot- amfibol şist, kuvars-amfibol şistlerden oluştuğunu ve hem alkalen hem de toleyitik bazaltik volkaniklerin metamorfizması sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Yaptıkları jeokronolojik çalışmada Geç Kretase (87.04±0.36 - 84.66±0.3 my) yaşlarını tespit etmişlerdir.

3. MATERYAL VE METOT

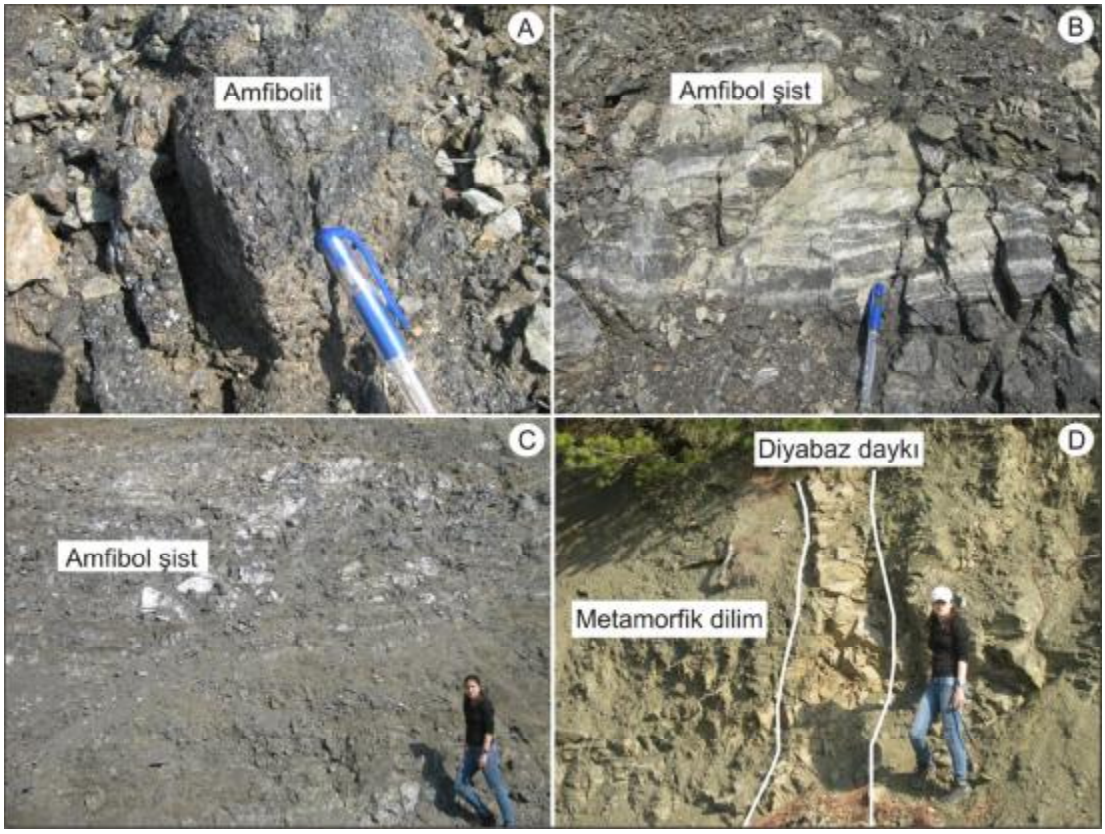
Bu çalışmada Mersin ofiyolitlerinde bulunan magmatik ve metamorfik kayaçların U-Pb yaşlandırılması yapılmıştır. İnceleme alanları Silifke O32 b2 ve Silifke O32 a4 paftaları içerisindedir. Bu tez çalışması; arazi çalışması, laboratuvar çalışması ve büro çalışması olarak 3 aşamada gerçekleşmiştir.

3.1. Arazi Çalışmaları

Yüksek lisans tezinin arazi çalışmaları 2009 yılının kasım ayında Mersin ili civarında gerçekleştirilmiştir. Farklı lokasyondan alınan örnekler laboratuvar çalışması için hazır hale getirilmiştir. Arazi esnasında; harita, pusula, GPS, jeolog çekici kullanılmıştır. Görülen litostratigrafik birimler fotoğraflanmış yapılan gözlemler ise arazi defterine işlenmiştir. Arazi boyunca metamorfik dilimden, tekil dayklardan ve mafik kümülatlardan örnekler alınmıştır.

Çizelge 3.1. Arazi kapsamında alınan örnekler ve koordinatları

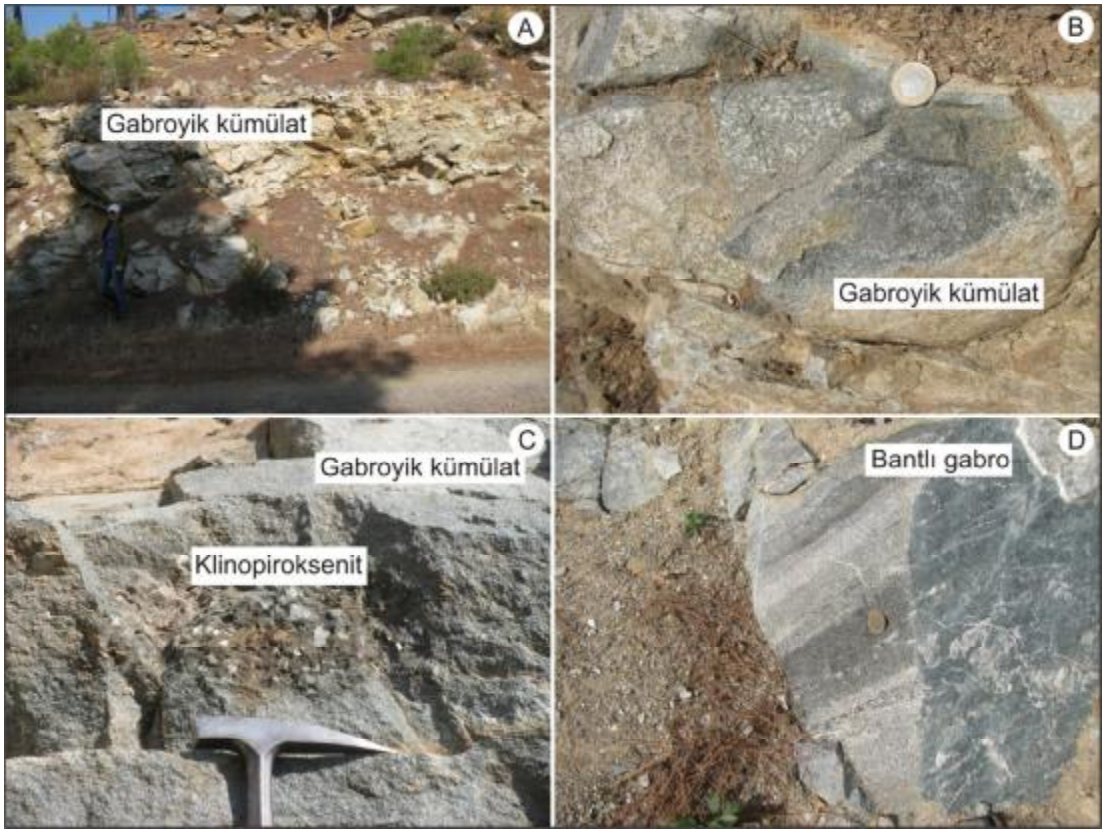
Örnek No	Örnek Adı	Lokasyon	Yükseklik
ME13-1	Amfibolit	K 36° 57' 23,6" D 34° 30' 08,2"	892 m
ME13-2	Amfibol şist	K 36° 57' 23,6" D 34° 30' 08,2"	892 m
ME13-3	Diyabaz daykı	K 36° 57' 23,6" D 34° 30' 08,2"	892 m
ME13-4	Diyabaz daykı	K 36° 53' 34,8" D 34° 20' 01,4"	1350 m
ME13-5	Amfibol-mika şist	K 36° 53' 32,7" D 34° 20' 01,2"	1352 m
ME13-6	Diyabaz daykı	K 36° 53' 32,7" D 34° 20' 01,2"	1352 m
ME13-7	Amfibol şist	K 36° 53' 31,4" D 34° 20' 01,6"	1363 m
ME13-8	Diyabaz daykı	K 36° 53' 31,4" D 34° 20' 01,6"	1363 m
ME13-9	Amfibol-klorit şist	K 36° 53' 21,7" D 34° 20' 13,2"	1377 m
ME13-10	Kuvarslı mikro Diyorit	K 36° 53' 21,7" D 34° 20' 13,2"	1377 m
ME13-11	Amfibolit	K 36° 53' 19,0" D 34° 20' 20,8"	1394 m
ME13-12	Kuvarslı mikro Diyorit	K 36° 53' 19,0" D 34° 20' 20,8"	1394 m
ME13-13	Amfibol Şist	K 36° 53' 19,0" D 34° 20' 20,8"	1394 m
ME13-14	Diyabaz daykı	K 36° 49' 28,7" D 34° 09' 53,6"	1292 m
ME13-15	Olivinli Gabro	K 36° 48' 34,1" D 34° 10' 13,0"	1322 m
ME13-16	Gabro	K 36° 48' 26,1" D 34° 10' 36,6"	1251 m
ME13-17	Gabro	K 36° 48' 19,4" D 34° 11' 00,5"	1280 m
ME13-18	Gabronorit	K 36° 48' 09,0" D 34° 11' 03,7"	1284 m
ME13-19	Gabro	K 36° 47' 23,8" D 34° 11' 04,7"	1140 m



Şekil 3.1. Mersin ofiyolitlerindeki metamorfik dilim kayaları ve bunları kesen diyabaz dayklarının genel görünümü a) masif amfibolitler, b-c) amfibol şist görünümü, d) metamorfik dilim kayalarını kesen diyabaz daykı



Şekil 3.2. Arazide gözlenen metamorfik dilim kayaları ve tekil daykların görünümü a) diyabaz daykı ve amfibolit kesme ilişkisi, b) mikrogabro daykı, c) diyabaz daykı-metamorfik dilim ilişkisi, d) diyabaz daykı ve kıvrımlı yapısı



Şekil 3.3. Mersin ofiyolitlerindeki mafik kümülatların görünümü a,b) gabroyik kümülatların arazi görüntüsü, c) gabro kümülatların içerisindeki klinopiroksen'ce zengin loplar d) bantlı gabroların görünümü

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Araziden alınan kayaç örneklerinin ince kesitleri Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği ince kesit laboratuarında hazırlanmıştır. İnce kesitler incelenip mineral tayinleri yapılmış ve fotoğrafları çekilmiştir. El örnekleri laboratuar ortamında kırma, eleme, sallantılı masa, manyetik seperatör, ağır sıvı ve son aşama olan mikroskopta elle seçim aşamalarından geçirilmiştir. Mikroskopta seçilen zirkon ve rutil mineralleri için U-Pb yaş tayinler uygulanmıştır.

3.2.1. Jeokronolojik Çalışmalar

3.2.1.1. Çeneli Kırıcı

Araziden alınan örnekler çekiç veya balyoz yardımı ile küçültülerek çeneli kırıcıya sığabilecek boyuta getirilir. Kırıcıya atılan malzeme 1-2 cm boyutuna gelene kadar öğütme işlemi devam ettirilerek bir sonraki aşama olan eleme işlemine hazır hale getirilir. (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Kırma- öğütme işleminde kullanılan çeneli kırıcı

3.2.1.2. Eleme

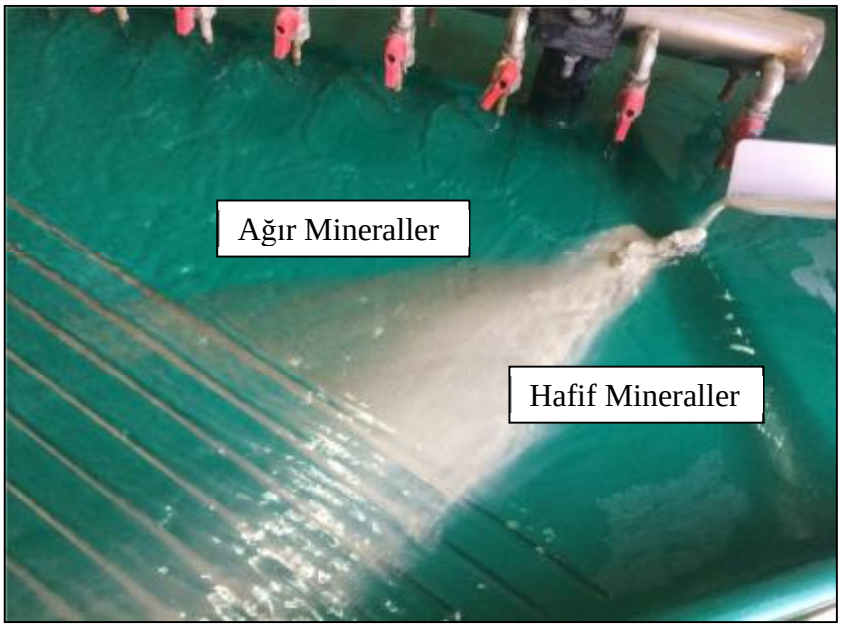
Kırma işleminden geçen örnekler eleklere alınarak eleme işlemi gerçekleştirilir (Şekil 3.5). Yapılacak olan çalışmaya göre elenen değişik boyutlardaki numune kullanılmaktadır. U-Pb yöntemi için eleklerden çıkan 250 µ'un altnda kalan Ar-Ar yöntemi için ise 250µ-500µ boyutundaki numuneler kullanılmaktadır. Elemi işlemi tamamlandıktan sonra bir sonraki aşama olan sallantılı masaya geçiş yapılmaktadır



Şekil 3.5. Eleklerin genel görüntüsü

3.2.1.3. Sallantılı Masa (Gemini)

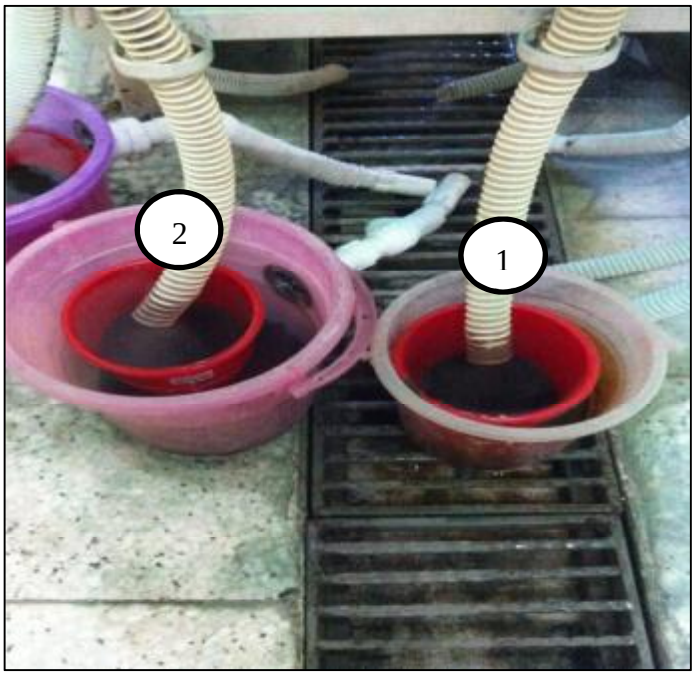
Eleme işleminden alınan 250µ altındaki numune sallantılı masaya geçilir. Bu safhada ağır mineraller hafif minerallerden ayrılmaktadır (Şekil 3.6). Masa üzerinden su yardımı ile kanallardan akan numune toplama kaplarına birikmektedir. Üç farklı toplama kabı bulunmaktadır (Şekil 3.7). 1. kısımda en ağır olan mineraller, 2. kısımda ise daha hafif olan mineraller toplanmaktadır (Şekil 3.8). 3. kısımda biriken numune daha sonra atılmaktadır. Numunenin ayrılma işlemi tamamlandıktan sonra 1 ve 2 numaralı kaplar tepsilere saf su yardımı ile alınarak kurutulmaktadır. Kurutma işlemi etüvde olduğu takdirde etüv sıcaklığı 50 °C altında olmalıdır. Bu sıcaklığın üzerine çıkıldığı vakit apatit minerali kaybolmaktadır.



Şekil 3.6. Ağır minerallerin hafif minerallerden ayrılması



Şekil 3.7. Sallantılı masadaki 1, 2 ve 3 numaralı alanlar



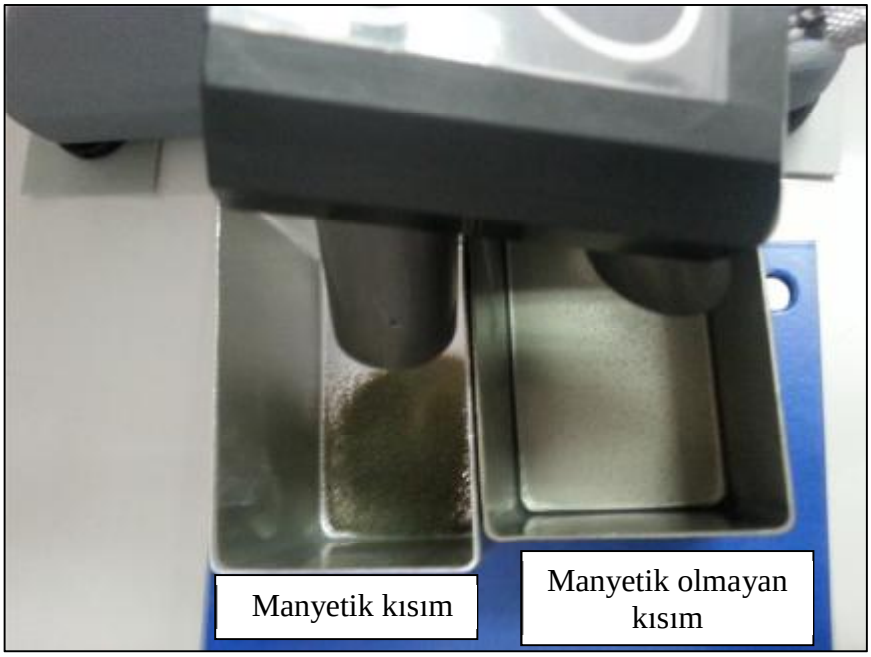
Şekil 3.8. Numunelerin toplama kabında birikmesi

3.2.1.4. Manyetik Seperatör

Bu aşamada sallantılı masadan alınan 1 numaralı numune manyetik seperatör ile diğer minerallerden manyetik duyarlılığına göre ayrılmaktadır (Şekil 3.9). Yaşlandırmada kullanılacak olan zirkon mineralleri manyetik duyarlılıkları olmadığı için ayrı bir kapta toplanırlar (Şekil 3.10).



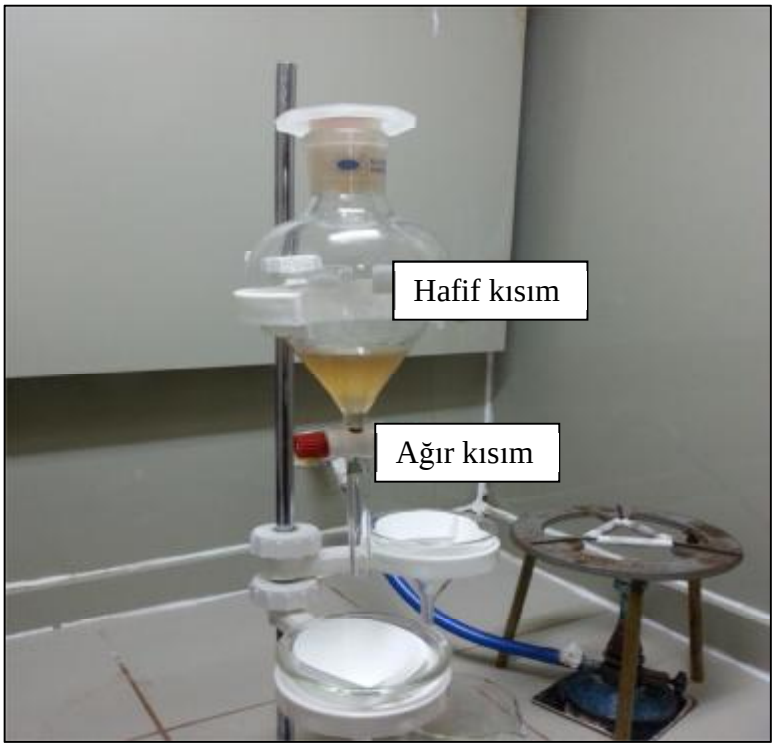
Şekil 3.9. Minerallerin manyetik duyarlılıklarına göre ayrılması



Şekil 3.10. Manyetik duyarlılıklarına göre toplama kaplarında biriken numune

3.2.1.5. Ağır sıvı

Manyetiğe duyarlı olmayan numune ağır sıvı olarak bilinen Bromoform (2,89 gr/cm³) ve Diiodmethan (3,3 gr/cm³) kullanılarak yoğunluklarına göre ayrılırlar. Ağır sıvılardan daha yoğun olan mineraller (zirkon, granat, titanit, korund gibi) çökerken daha hafif olan mineraller ise yukarda kalacaktır (Şekil 3.11). Bromoform ile apatit ve zirkon mineralinin ayrılmasında kullanılırken, diiodmethan ile sadece zirkon mineralini ayırmak için kullanılır.

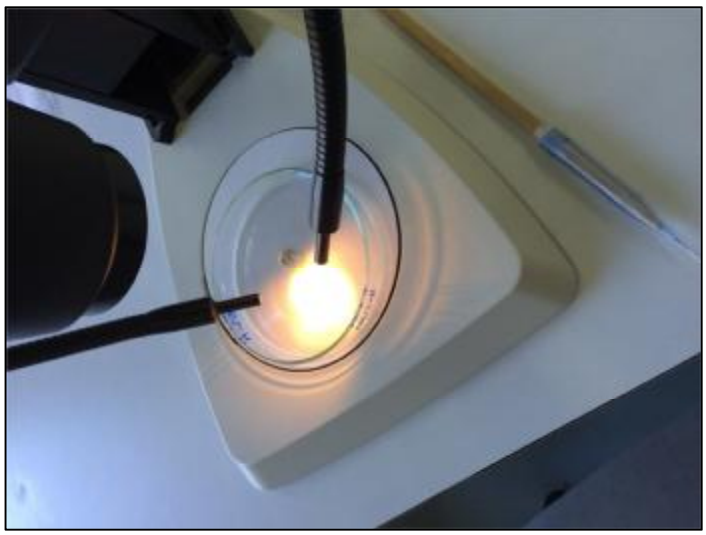


Şekil 3.11. Ağır sıvı ile minerallerin yoğunluk farkına göre ayrılması

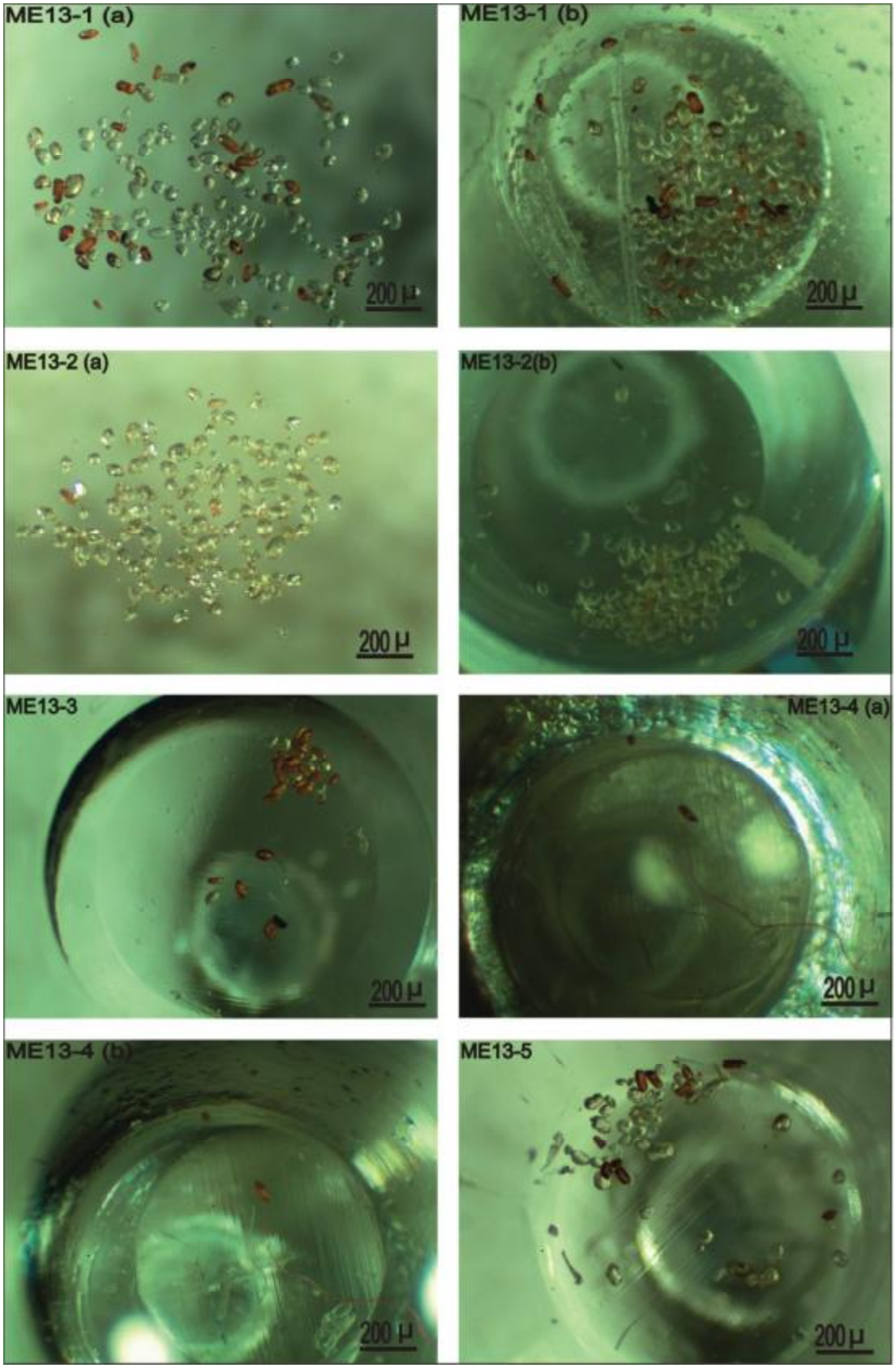
3.2.1.6 Mikroskopta Mineral Seçimi

Ağır sıvıdan alınan ağır mineraller petri kabına dökülür. Petri kabının içerisine alkol ilave edilir. Bu işlemin sebebi petri kabı içerisinde kalan numunelerin sıçramasını engellemektir Binoküler mikroskop altında zirkon, ve rutil mineralleri seçilir (Şekil 3.12.). Seçim işlemi tamamlandıktan sonra petri kabı kaldırılarak alkolün kuruması sağlanılır. Kuruma işlemi gerçekleştikten sonra seçilen mineraller

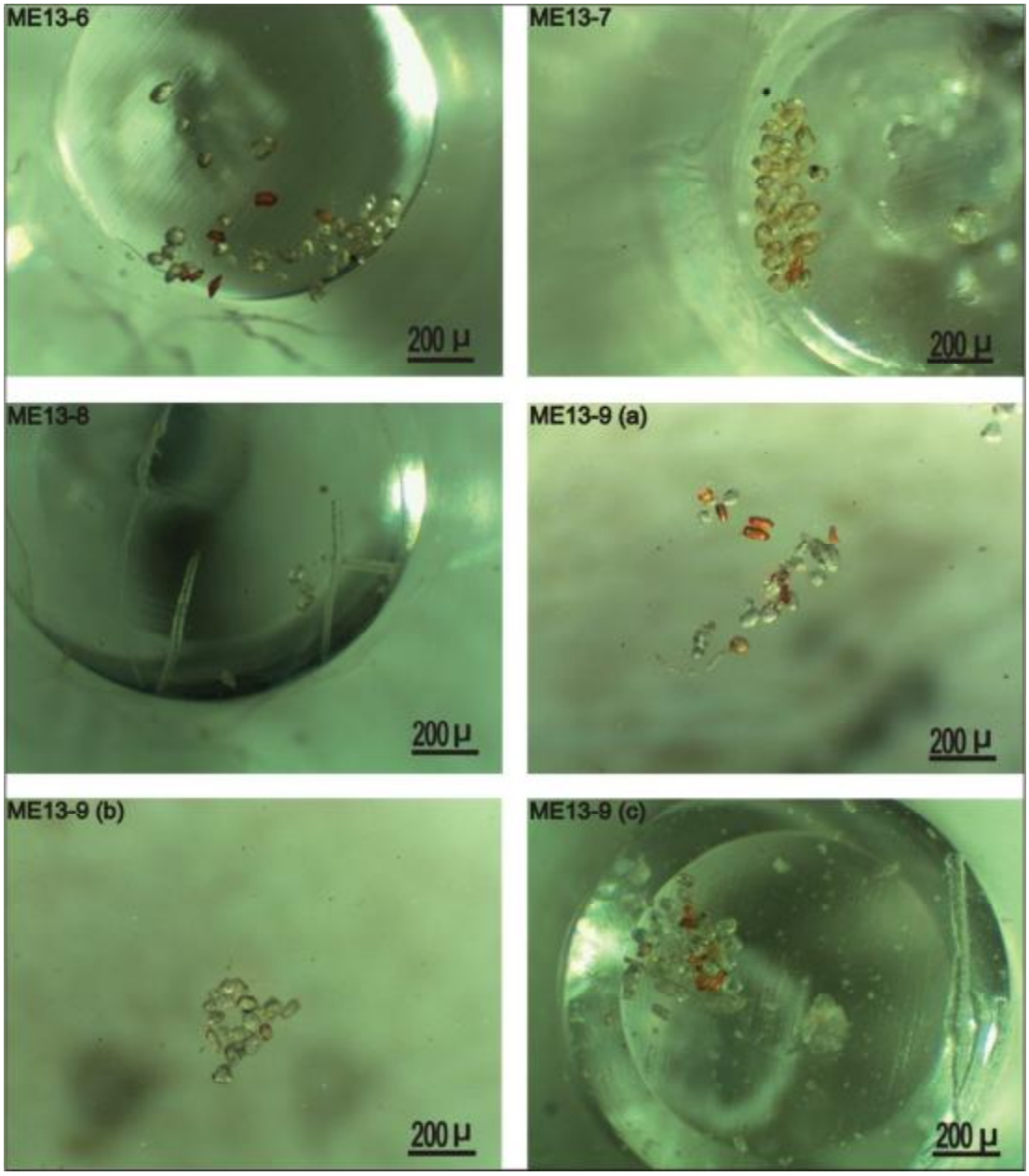
numune tüpünün içerisinde alınarak sonraki işlemler için bekletilir (Şekil 3.13, 3.14, 3.15, 3.16).



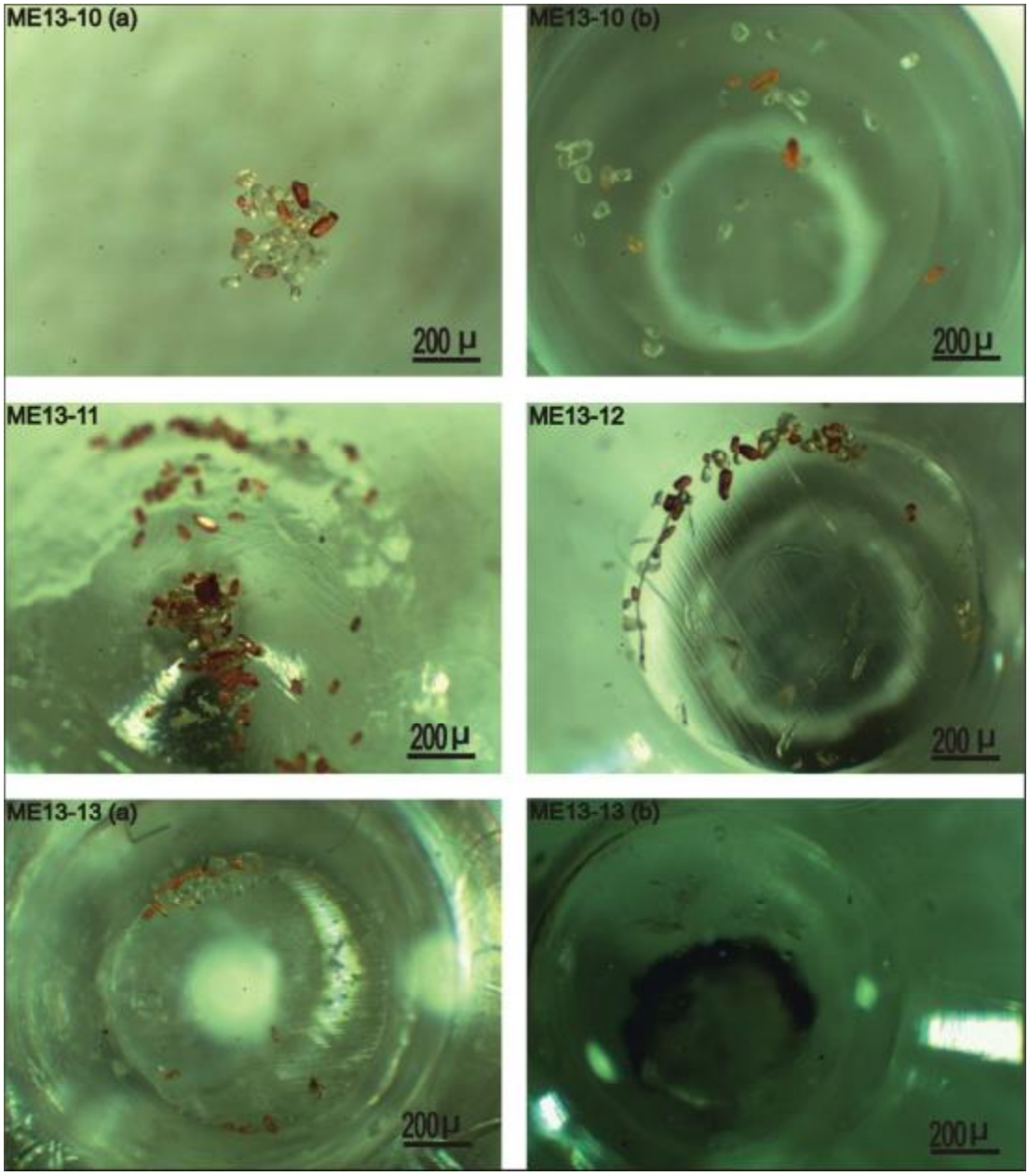
Şekil 3.12. Numunenin binoküler mikroskopta seçilmesi



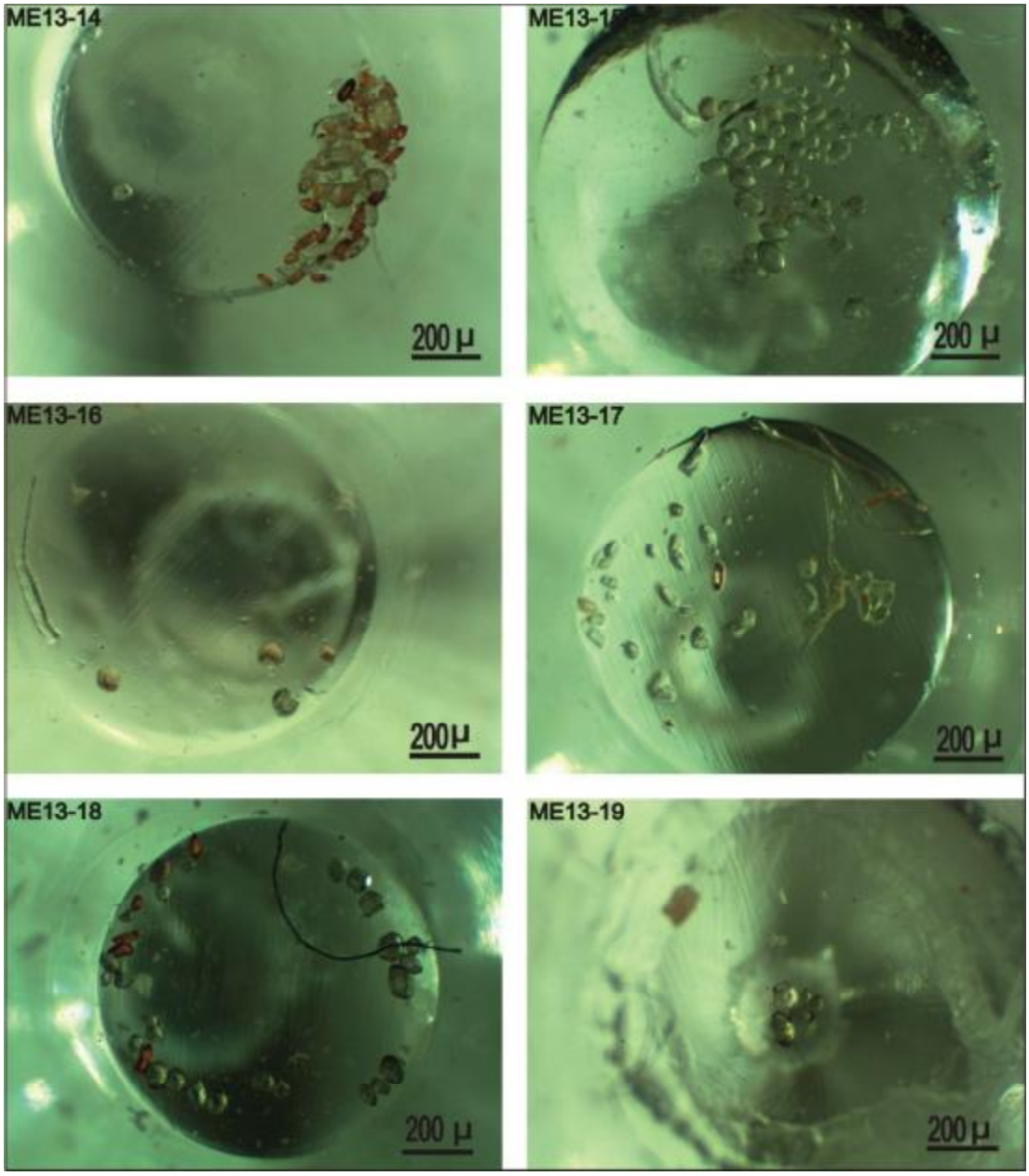
Şekil 3.13. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü



Şekil 3.14. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü



Şekil 3.15. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü



Şekil 3.16. Her bir örnekten seçilen zirkon ve rutil minerallerinin genel görüntüsü

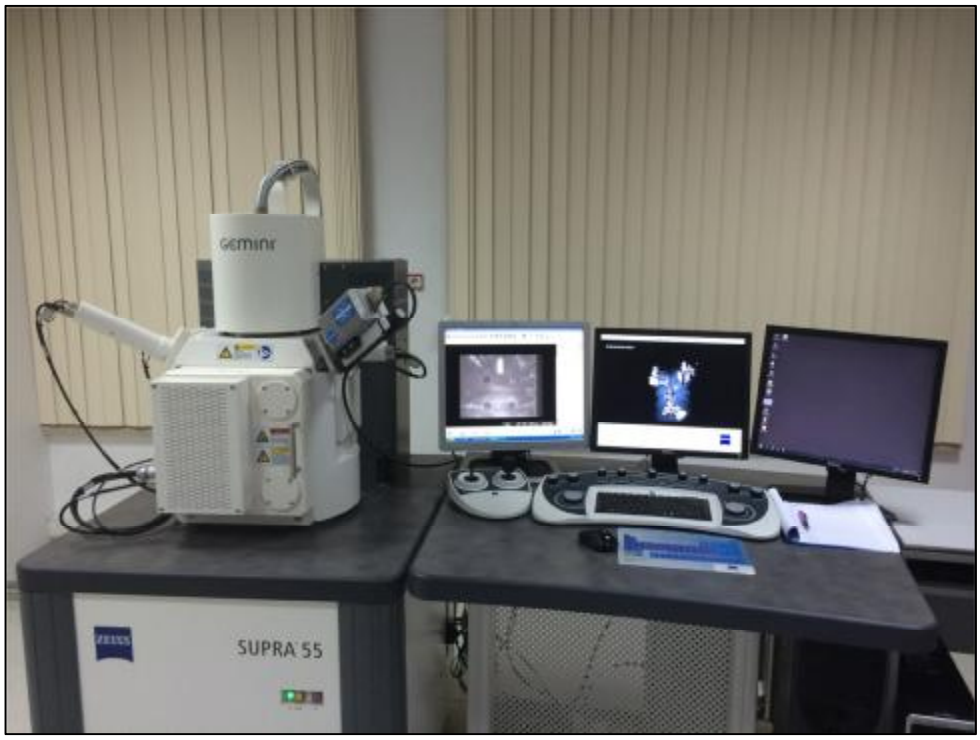
3.2.1.7 Seçilen numunelerin U-Pb analizleri için hazırlanması

Binoküler mikroskop altında seçilen zirkon ve rutil mineralleri çift taraflı yapışkan üzerine düzenli bir şekilde dizilirler. Yapıştırılan minerallerin etrafına 1'' (inch)'lik ringler konulur ve epoksi (10:3 oranında Araldit) dökülerek katılaşması sağlanır. Epoksi dökülen ringler hava almayan ortamda bir süre bekletilir. Tamamen

katılaşan epoksi ringlerin içerisinden çıkarılır aşındırma ve parlatma işlemleri yapılır. Tarihlendirme yapılan ringlerin taramalı elektron mikroskop (SEM) ve katodoluminesans (CL) görüntüleri Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarı tarafından çekilmiştir. Ringler platin kaplama cihazı içerisine konur. Argon gazı ile elektriksel bir alan oluşturularak ringler platin ile kaplanır (Şekil 3.17). Platin ile kaplanan ringler taramalı elektron mikroskop (SEM) ve katodoluminesans (CL) görüntüleri almak için hazır hale getirilir (Şekil 3.18)



Şekil 3.17. Ringlerin platin ile kaplanması



Şekil 3.18. Taramalı elektron mikroskop (SEM) ve kotodoluminesans (CL) görüntüleri için kullanılan aygıtın genel görüntüsü (ZEISS SUPRA 55VP SEM)

3.2.1.8 U-Pb SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Yaş Tayini

U-Pb zirkon ve rutil tarihlendirmesi, Edinburg Üniversitesi (İngiltere) Yerbilimleri Materyal ve Mikro Analiz Merkezinde bulunan Edinburg İyon Mikroprob Laboratuvarında CAMECA ims-1270 iyon mikroprobu ile gerçekleştirilmiştir. Toplam 7 örnekte (4 Zirkon ve 4 Rutil) analizler gerçekleştirilmiştir. Analizler Dr. Richard HINTON danışmanlığında tamamlanmıştır. Yaş hesaplamaları ISOPLOT/EX v3 bilgisayar programı kullanılarak heaplanmıştır (Ludwig, 2003).

3.2.2. Mineral Kimyası Çalışmaları

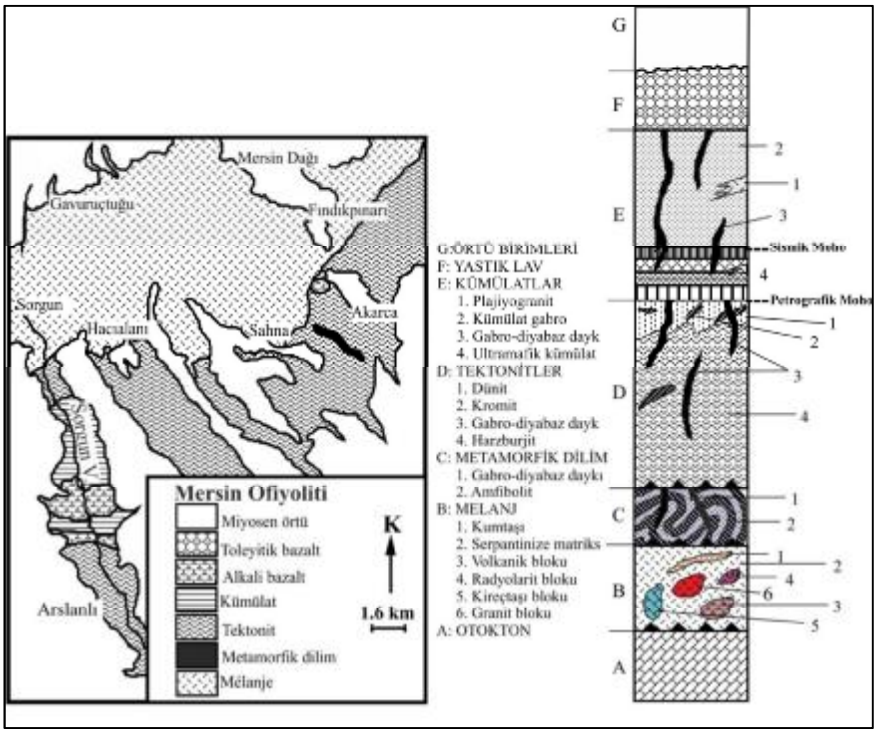
Mineral kimyası çalışmaları Hannover Üniversitesi (Almanya) Yerbilimleri Bölümünde Prof. Dr. Jürgen KÖPKE danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Örneklerin (ME13-1; ME13-2; ME13-11 ve ME13-13) 48X28 ebatında parlak kesitleri yaptırılmış ve analiz öncesinde karbon kaplanmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Bu çalışmada; Toros kuşağında yer alan Doğu Akdeniz ofiyolitlerinden Mersin ofiyolitinin metamorfik dilim, levha daykları ve mafik kümülatlarından örnekler alınmıştır. Mersin'in Fındıkpınarı ilçesi ve Sorgun vadisi dolaylarından alınan örnekler U-Pb yaş tayini yapılmak üzere laboratuar ortamına getirilmiştir. Metamorfik dilimden alınan kayaçlarda mineral kimyası yapılmış ve bu kayaçların içerisindeki amfibol, feldspat ve piroksen minerallerinin türleri belirlenmiştir. Bu çalışmada Toros karbonat platformunda yer alan Mersin ofiyolitlerinin kristallenme yaşı bulunmuştur.

Mersin ofiyoliti; Türkiye'nin güneyinde olup, doğuda Ecemiş fayı, kuzeyde Bolkardağ metamorfikleri ile sınırlı olup, güney ve batıda ise Miyosen karbonatları ile örtülmüştür. Mersin ilinin K-KB yönünde olup 1500 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Parlak, 1996). Mersin ofiyoliti Neotetis okyanusunun kalıntıları olarak bilinmektedir. 60 km uzunluğunda ve 25 km genişliğinde olup, KD-GB doğrultulu ve yaklaşık olarak 6 km kalınlığında bir okyanusal litosfer kalıntısını temsil etmektedir. Bölgedeki tektonostratigrafi alttan üste doğru; Mersin melanjı, ofiyolitlerle ilişkili metamorfik dilim, manto tektonitleri, ultramafik ve mafik kümülatlar, yastık lavlar ve derin deniz sedimanları şeklindedir (Şekil 4.2). Fındıkpınarı, Şahna köyü ve Gözne-Arslanköy bölgelerinde metamorfik dilime ait kayaçların yüzlekleri gözlenmektedir (Şekil 4.1).



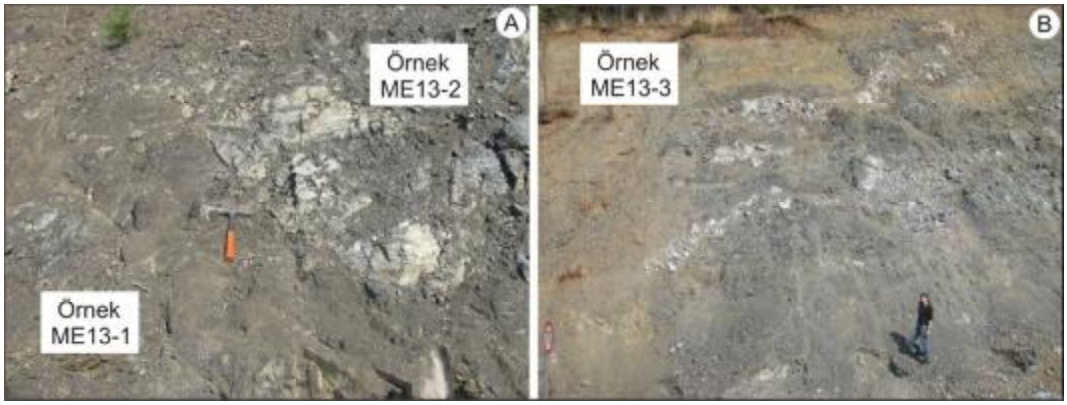
Şekil 4.1. Mersin ofiyolitinin jeoloji haritası ve dikme kesiti (Parlak,1996)

Mersin ofiyolitine ilişkin arazi çalışmaları üç bölgede (Mersin-Arslanköy güzergâhı, Fındıkpınarı-Sarılar köyü arası ve Mersin-Erdemli-Sorgun vadisi boyunca) yapılmış, metamorfik dilim, dayklar ve mafik kümülat örneklerinden U-Pb jeokronolojisine yönelik çalışmalar yapılmıştır.

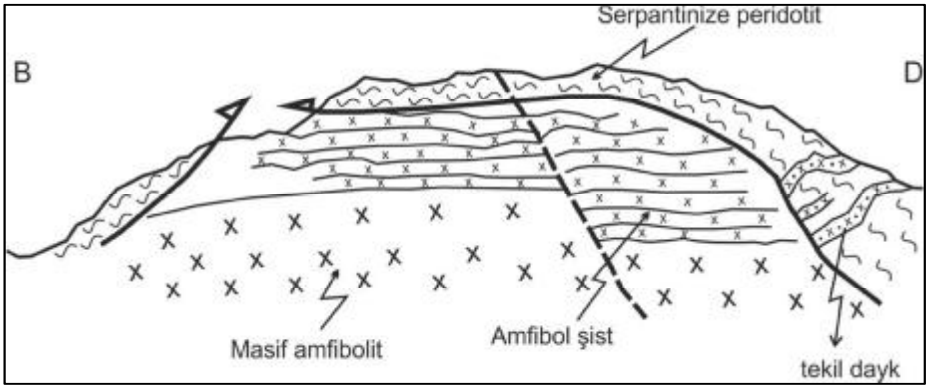
4.1. Arazi Gözlemleri ve Petrografi

4.1.1. Mersin-Arslanköy Güzergâhı

Bu bölgede yer alan Borçak yaylasının girişinde metamorfik kayalara rastlanılmıştır. Aynı zamanda tektonitler ve bunları kesen tekil dayklar da arazide görülen kayaçlar arasındadır. Metamorfik dilim karakteristik olarak, amfibolit, amfibol şist, epidot-amfibol şist, kuvars-mika şist, kalkşist ve mermer ile temsil edilmektedir (Parlak, 1995). Bu lokasyondan ME13-1, ME13-2 ve ME13-3 nolu örnekler alınmıştır.



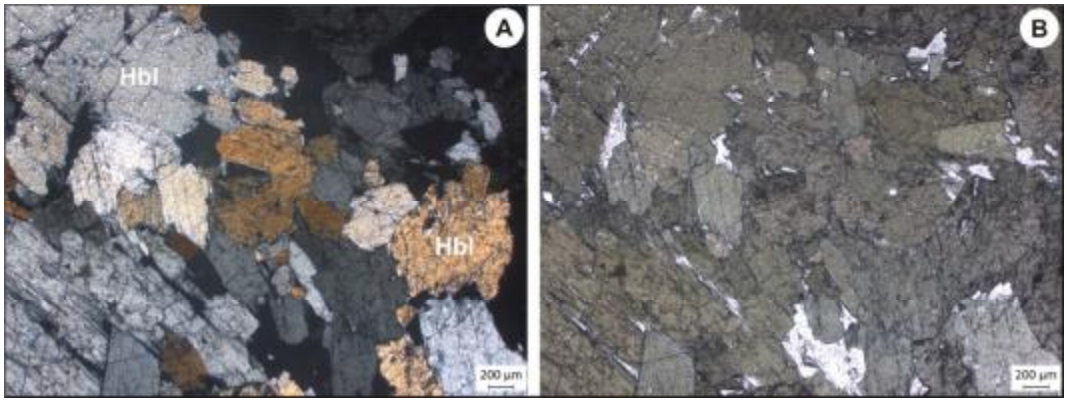
Şekil 4.2. Mersin-Arslanköy civarında görülen metamorfik dilim kayaları (A) ve tektonitleri kesen diyabaz daykının (B) arazi görüntüsü



Şekil 4.3. Metamorfik dilim, tektonitler ve tekil daykların ilişkisini gösteren ölçeksiz taslak enine kesit görüntüsü

ME13-1 nolu örnek amfibolit kayacıdır. Granoblastik doku göstermektedir. Kayaç %90'dan fazla amfibol minerali (hornblend) içermektedir. İnce kesit içerisinde apatit ve zirkon mineralleri gözlenmiştir.

Hornblend: Polarizasyon rengi 2. sıranın canlı renkleridir. Birbirini dar açıda 56° geniş açıda ise 124° ile kesen çift yönde dilinim izleri mevcuttur ve eğik sönme göstermektedir. C eksenine dik kesitlerinde altıgen olarak gözükmektedir. Tek nikolde rölyef yüksektir ve yeşil renkte pleokroizma göstermektedir.



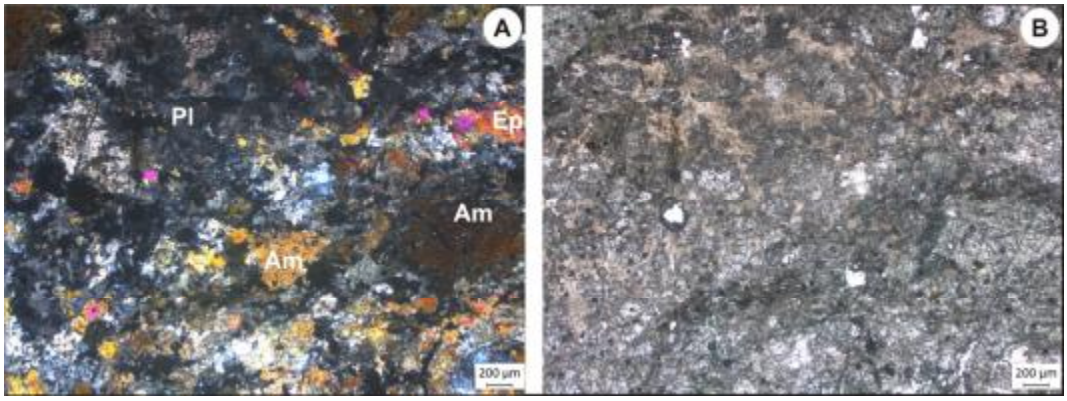
Şekil 4.4. ME13-1 numaralı amfibolit kayacının tek ve çift nikol görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Hbl: Hornblend)

ME13-2 nolu örnek plajiyoklas-epidot amfibol şist örneğidir. Amfibolitten farklı olarak bu kayaçlarda, basıncın etkisiyle şistozite meydana gelmiştir. Mineraller belirli bir yönelim göstermektedirler. Nematoblastik doku gözükmektedir. Amfibol grubu minerallerin yanısıra, kuvars, epidot, klorit, kalsit, sfen (titanit) gibi mineraller de içermektedir. Tali mineral olarak apatit ve zirkon gözlenmiştir.

Amfibol grubu mineraller: Kayaçta egemen olarak gözükmektedirler. İnce kesit üzerinde tek nikoldeki yeşil renkli pleokroizması ile aynı zamanda 2. sıranın canlı renklerini gösteren girişim rengi ve iki yöndeki dilinim izleri ile tanınmaktadırlar.

Plajiyoklas: 1. sıranın gri tonlarında girişim renkleri ile tanınırlar. Çift nikolde polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Plajiyoklaslar alterasyona uğramışlardır.

Epidot: Epidot minerali 2. sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadır. Daha çok palyaço renkleri ile bilinmektedirler. Limon sarısı pleokroizması ile karakteristiktir. Klorit gibi epidot minerali de ikincil bir mineraldir. Olivin mineraline benzemekle birlikte kırıksız, çatlaksız oluşu ve limon sarısı pleokroizması ile ayrılmaktadır.



Şekil 4.5. ME13-2 Amfibol şist. (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Pl: Plajiyoklas, Ep: Epidot)

ME13-3 nolu örnek diyabaz olarak tanımlanmıştır. Mikrogranüler porfirik doku gözlenmektedir. İçerisinde plajiyoklas, piroksen tali mineral olarak ise klorit ve titanit mineralleri bulunmaktadır.

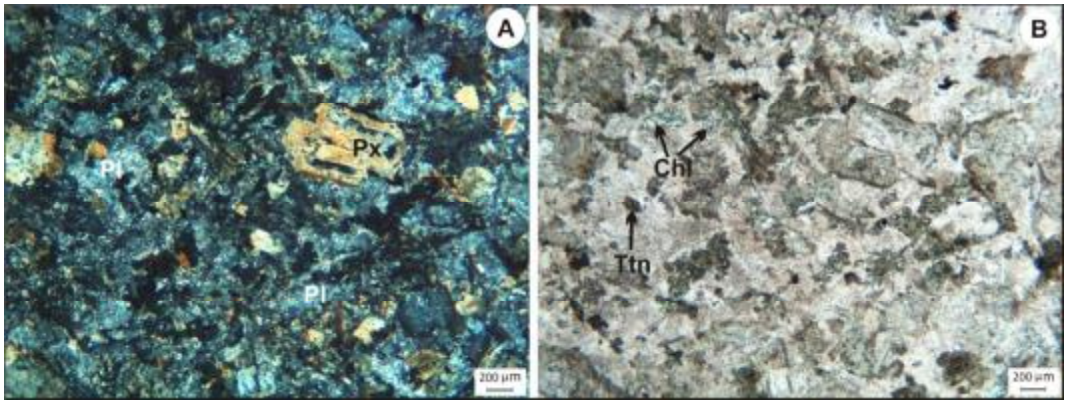
Plajiyoklas: Kayacın içerisinde %50 civarında bulunmaktadır. Plajiyoklas'ın cinsi, sönme açısının hesaplanması sonucunda labrador olarak gözlenmektedir. Plajiyoklas minerali polisentetik ikizlenmesi ile diğer minerallerden kolayca ayrılmaktadır. Plajiyoklasların hemen hemen hepsinde alterasyon gözlenmiştir.

Piroksen: Kayaçta genel anlamda %20 oranında bulunmaktadır. Piroksenin türü klinopiroksen olup canlı renklerdeki girişim rengi ile görülmektedir. Bazı kayaç örneklerinde ayrışmış olup kloritleşme, uralitleşme görülebilmektedir.

Klorit: Kayacın içerisinde %5-10 arasında görülmektedir. Lacivert tonlarındaki polarizasyon rengi ve çimen yeşili pleokroizması ile kolayca tanınmaktadır. Kayaç içerisindeki piroksenlerin ayrışarak klorite dönüştüğü görülmektedir.

Sfen (Titanit): Kayaç içerisinde az miktarda bulunan bir aksesuar mineralidir. Kahverengi pleokroizması ve prizmatik şekli ile tanınmaktadır.

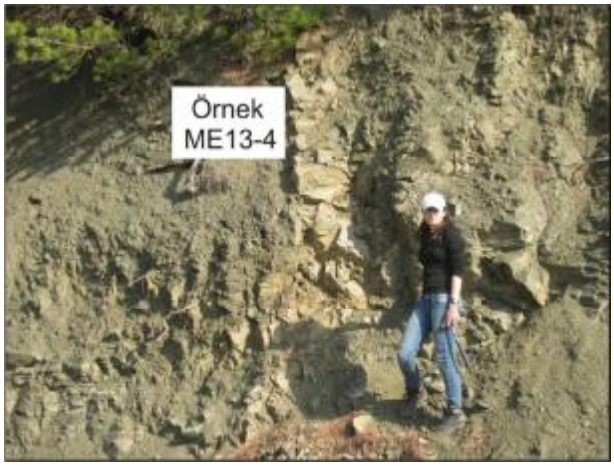
Opak Mineraller: Opak mineraller kayaç içerisinde %5 oranında bulunup tek ve çift nikolde siyah renkte olmaları ile karakteristiktir. Bu mineraller genellikle manyetit mineralidir.



Şekil 4.6. ME13-3 Diyabaz daykının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen, Chl: Klorit, Ttn: Titanit (Sfen))

4.1.2. Fındıkpınarı-Sarılar Köyü Arası

Bu bölgede aynı güzergâhta fakat farklı lokasyonda olmak üzere ME13-4, ME13-5, ME13-6, ME13-7, ME13-8, ME13-9, ME13-10, ME13-11, ME13-12 ve ME13-13 nolu örnekler alınmıştır.



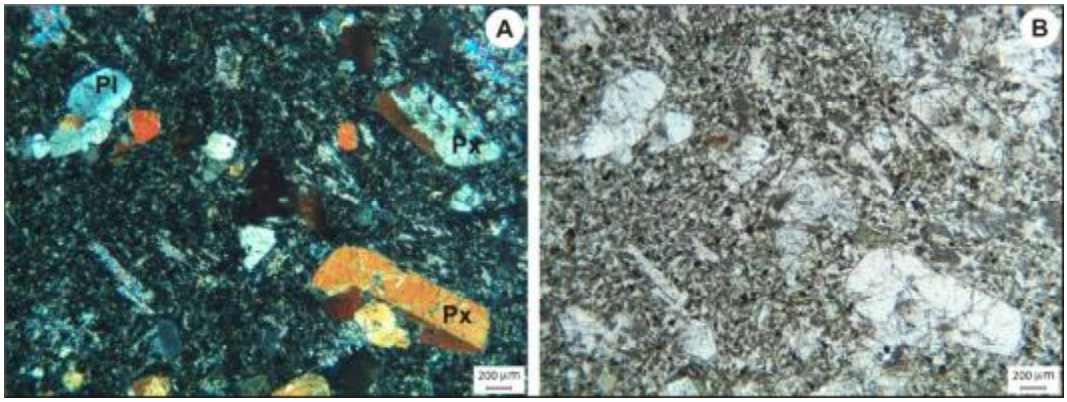
Şekil 4.7. Metamorfik dilimi kesen diyabaz daykının arazi görüntüsü

ME13-4 nolu örnek diyabaz örneğidir. Mikrogranüler porfirik doku göstermektedir. Plajiyoklas ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Kayacın içerisinde opaklaşma görülmektedir. Tali mineral olarak zirkon ve apatit mineralleri bulunmaktadır.

Plajiyoklas: Kayacın içerisinde %50-55 civarında bulunmaktadır. 1. sıranın grive sarı tonlarında polarize olmaktadır. Kayacın içerisinde iri fenokristal taneleri şeklinde gözlenmektedir. Albit ikizlenmesi tipiktir.

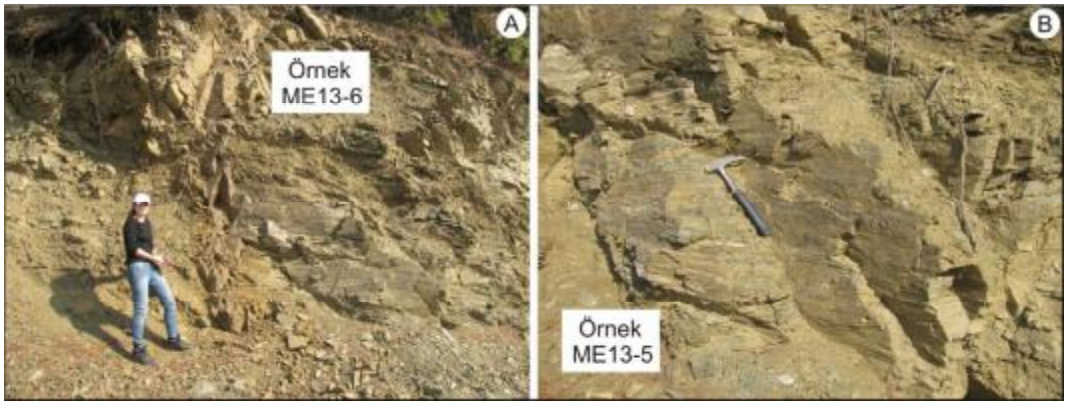
Piroksen: Kayaçta genel anlamda %25-30 oranında bulunmaktadır. Çift nikolde 2. Sıranın canlı renkleri ile tanınmaktadır. Kayaç içerisinde alterasyona maruz kalmış ve bunun sonucunda kloritleşmeler meydana gelmiştir.

Opak Mineraller: Opak mineraller kayaç içerisinde %5-10 oranında bulunmaktadır. Opak minerallerin manyetit minerali olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.8. ME13-4 Diyabaz kayasının mikrogranüler porfirik doku görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen)

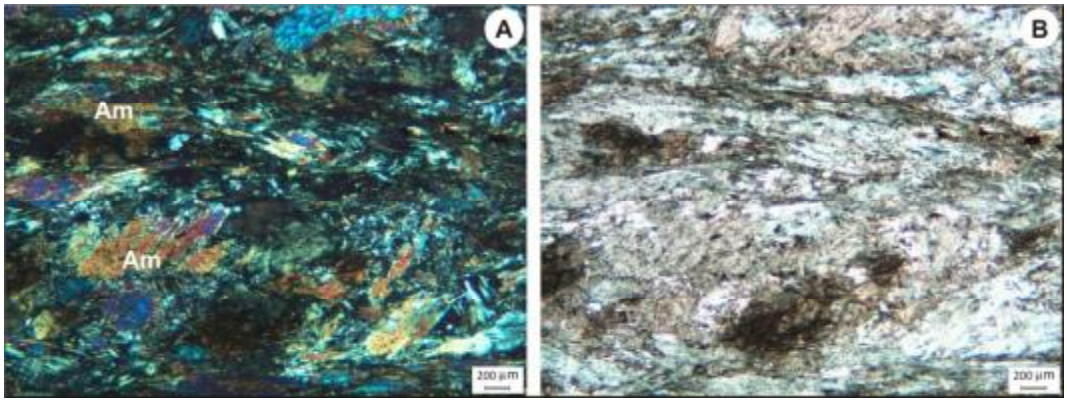
Bölgede aynı güzergâh doğrultusunda farklı bir lokasyonda metamorfik dilim kayaçları ve bunları kesen tekil dayklar görülmektedir.



Şekil 4.9. Bölgede görülen metamorfik dilim kayaçları (B) ve bunları kesen tekil dayklar (A)

ME13-5 nolu örnek amfibol şist örneğidir. Nematoblastik doku gözlenmektedir. Kayacın metamorfizma esnasında basınca maruz kaldığının sonucu olarak minerallerde yönelim söz konusudur.

Amfibol: Kayacın büyük bir bölümünü amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Tek nikoldeki yeşil renkleri ile ayırt edilmektedirler. Amfibollerin etrafında yer yer kloritleşmeler gözlenmiştir.

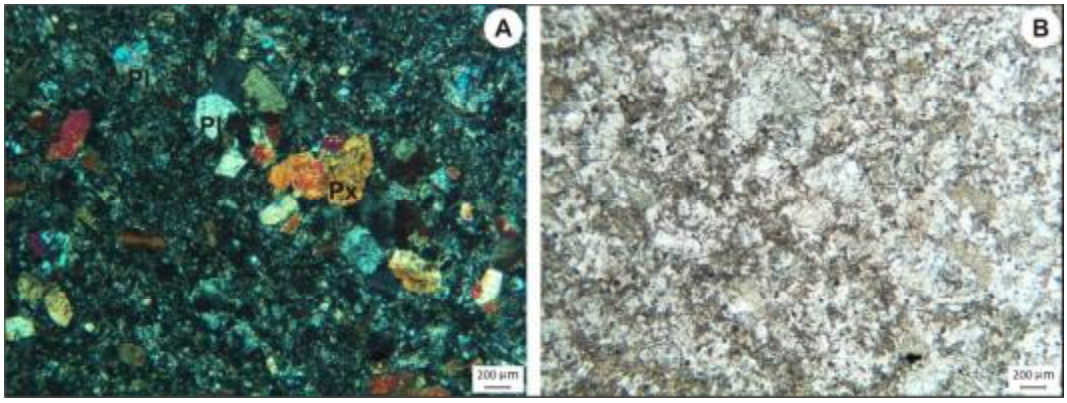


Şekil 4.10. Amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol)

ME13-6 nolu örnek diyabaz örneğidir. Mikrogranüler porfirik doku gözlenmektedir. Plajiyoklas ve piroksen mineral gözlenmekle birlikte ince taneli hamur malzemesinde yer yer kloritleşmeler gözlenmektedir. Daykın kalınlığı 38 cm olarak ölçülmüştür.

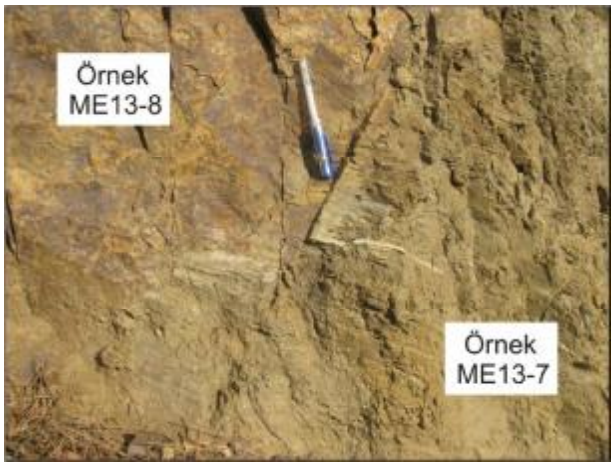
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %50-60 oranında görülmektedir. Çift nikolde gözlenen polisentetik ikizlenmesi ile diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır.

Piroksen: %20-25 oranında görülmektedir. Girişim rengi 2. sıranın canlı renkleridir. Piroksen minerallerinin sönme açısı hesaplanarak türünün klinopiroksen olduğu bulunmuştur.



Şekil 4.11. Diyabaz daykının çift ve tek nikol görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen)

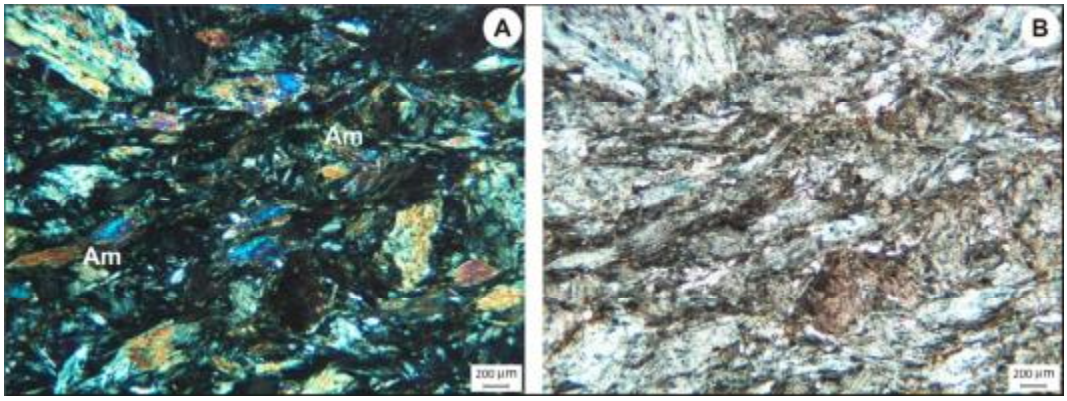
Aynı güzergâhta farklı lokasyonda metamorfik dilim kayaçları ve bunları kesen dayklar görülmektedir. Bu bölgeden ME13-7 ve ME13-8 nolu örnekler alınmıştır.



Şekil 4.12. Metamorfik dilim ve dilimi kesen diyabaz daykının genel görüntüsü

ME13-7 nolu örnek amfibol şist olarak tanımlanmıştır. Nematoblastik doku göstermektedir.

Amfibol: Kayaçta egemen mineral olarak yer almaktadırlar. Çift nikolde gösterdikleri canlı renkler ve tek nikoldeki yeşil renkli pleokroizması ile tanınmaktadırlar. Yer yer kloritleşmeler gözlenmektedir.



Şekil 4.13. Amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol)

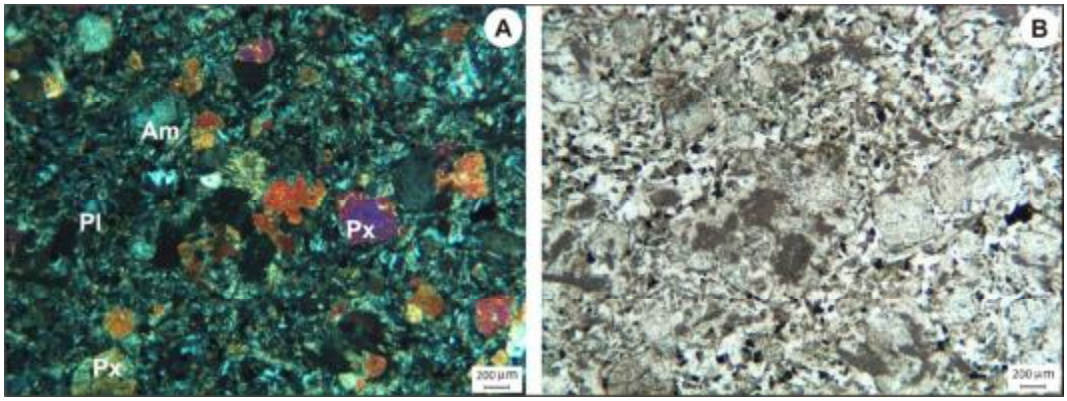
ME13-8 nolu örnek diyabaz kayasıdır. Mikrogranüler porfirik doku gözlenmektedir. Plajiyoklas, piroksen, az miktarda amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Minerallerin arasında yer yer kloritleşmeler gözlenmektedir. Tali mineral olarak apatit ve zirkon minerallerine rastlanmaktadır.

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde %45-50 oranında yer almaktadır. Girişim renkleri 1. sıranın gri tonları olup polisentetik ikizlenme göstermeleri ile ayırt edilmektedirler. Kayaç içerisindeki plajiyoklaslar alterasyona uğramışlardır.

Piroksen: Piroksen mineralleri %30-35 oranında görülmektedirler. Piroksen türünün klinopiroksen olduğu tespit edilmiştir. Piroksen minerallerinin alterasyona uğradıkları ve klorit mineraline dönüştükleri görülmektedir.

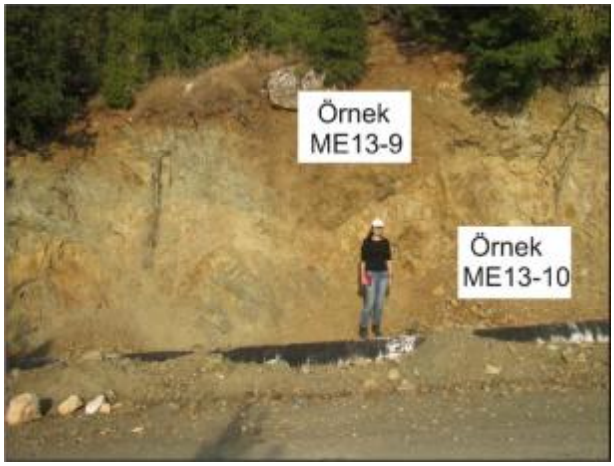
Hornblend: Kayaç içerisinde %10-20 oranında özşekilli olarak gözlenmektedirler. Birbirini eğik açıyla kesen çift yönde dilinim izleri ve yeşil renkli pleokroizması ile tanınmaktadırlar.

Opak Mineraller: Opak mineraller kayaç içerisinde %5 oranında bulunup tek ve çift nikolde siyah renkte olmaları ile karakteristiktir. Bu mineraller genellikle manyetit mineralidir.

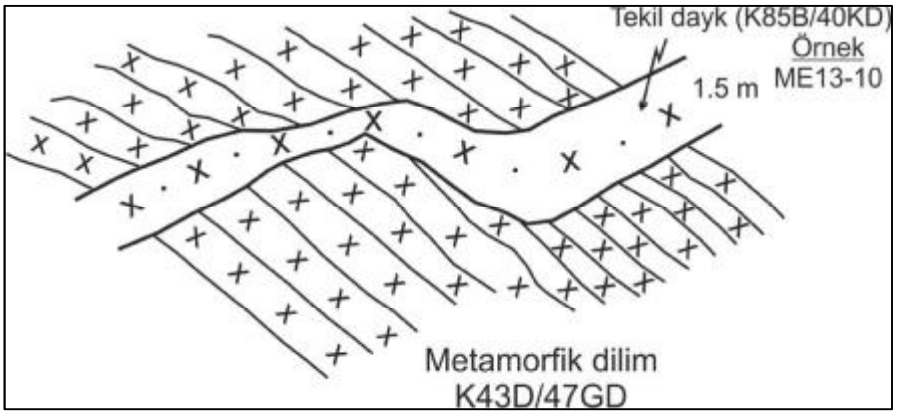


Şekil 4.14. ME13-8 Diyabaz daykı (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen)

Çalışma alanında aynı güzergâhta farklı bir lokasyonda metamorfik dilim ve bunları kesen dayklar gözlenmektedir. Bu lokasyondan ME13-9 ve ME13-10 nolu örnekler alınmıştır.



Şekil 4.15. Arazide gözlenen metamorfik kayaçlar ve bunları kesen tekil daykın genel görüntüsü



Şekil 4.16. Metamorfik dilim ve daykın birbiri ile ilişkisini gösteren ölçeksiz taslak enine kesit

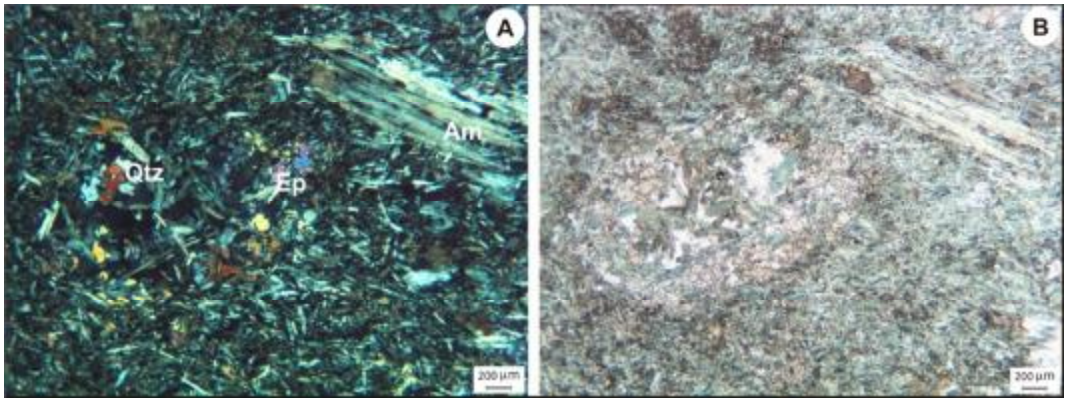
ME13-9 nolu örnek epidot-kuvars-amfibol şist örneğidir. Nematoblastik doku göstermektedir. Basıncın etkisiyle mineraller uzamış ve şisti bir yapı oluşturmuşlardır. Tali mineral olarak apatit ve zirkon mineralleri görülmektedir.

Amfibol: Kayaç içerisinde egemen mineraldir. Tek nikolde yeşil renkli pleokroizma göstermektedir. Amfibollerin etrafında ayrışma ürünü olarak yer yer klorit mineraline rastlanılmaktadır.

Kuvars: Kayacın içerisinde %20 oranında bulunan kuvars minerali 1. sıranın gri tonlarında girişim rengi göstermektedir. Metamorfik kayaçlar içerisinde basıncın etkisiyle dalgalı sönme gösterirler. Dilinimsiz, kırıksız, çatlaksızdır. Tek nikolde berrak görüntüsü ve düşük rölyefi ile karakteristiktir.

Epidot: %10 oranında görülen bu mineral ikinci sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadırlar. Tek nikoldeki limon sarısı pleokroizması ile karakteristik özellik sunmaktadırlar.

Klorit: İkincil bir mineral olan klorit, lacivertimsi girişim rengi ile karakteristik bir mineraldir. Tek nikolde çimen yeşili bir pleokroizma sunmaktadır. Dilinimsiz bir mineraldir.



Şekil 4.17. Epidot-kuvars-amfibol şist kayacı (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Am: Amfibol, Ep: Epidot, Qtz: Kuvars)

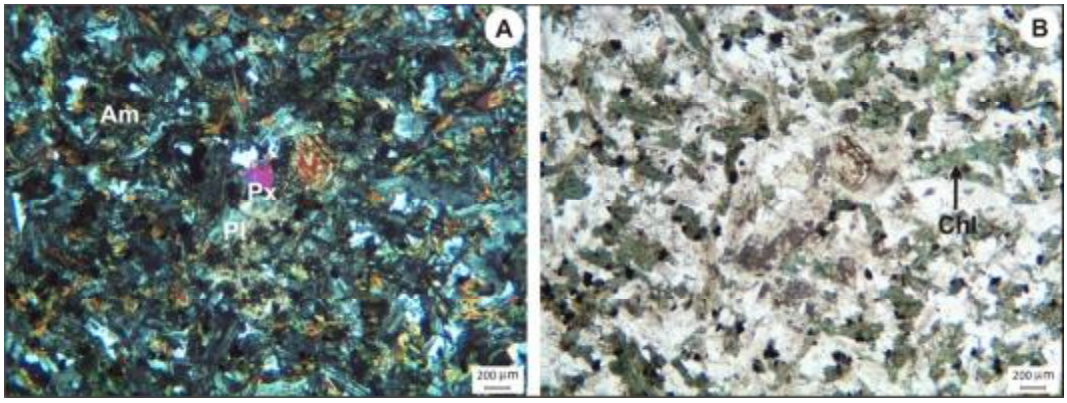
ME13-10 nolu örnek kuvarslı mikrodiyorit kayacıdır. Mikrogranüler doku göstermektedir. Daykın kalınlığı 1.5 m olarak ölçülmüştür. Plajiyoklas, piroksen, amfibol ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklas: Birinci sıranın gri tonlarında polarize olmaktadırlar. Kayaç içerisinde plajiyoklas mineralleri alterasyona uğramışlardır. Albit ikizlenmesi ile karakteristiktirler.

Amfibol: Tek nikolde gösterdikleri yeşil renkli pleokroizması ile tanınmakla birlikte ikinci sıranın canlı renklerini göstermektedirler. Kayaç içerisindeki amfiboller ayrışarak klorit mineraline dönüşmeye başlamıştır.

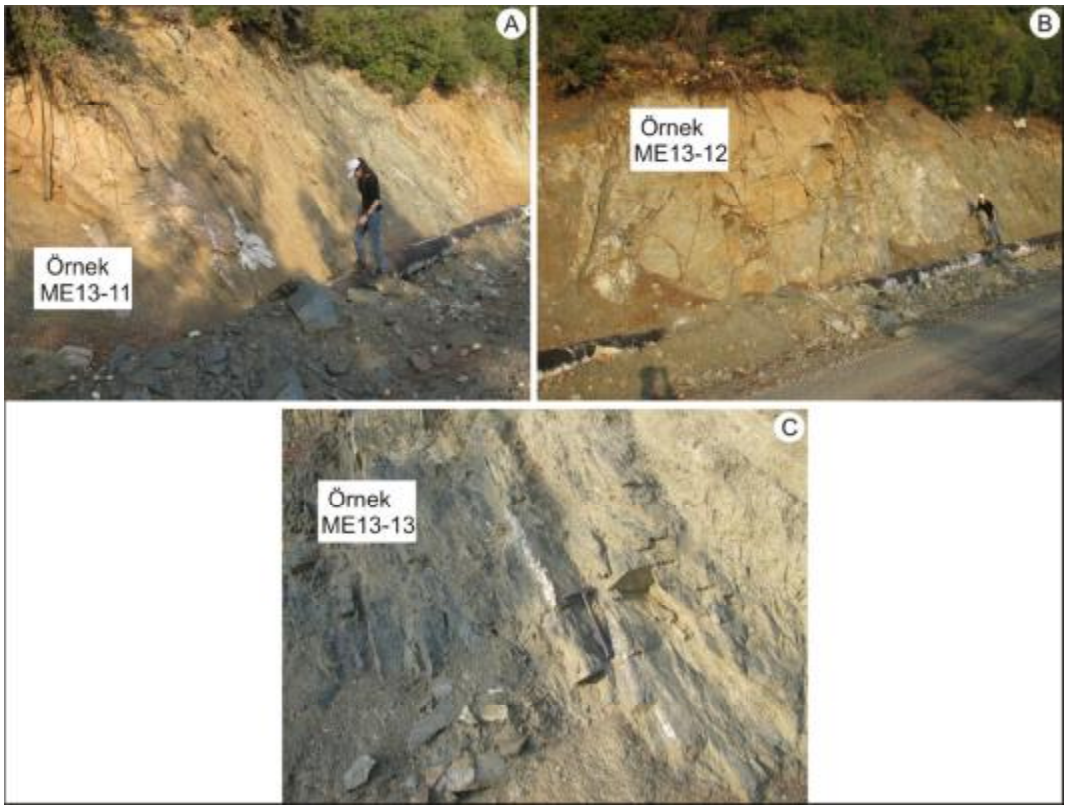
Kuvars: Plajiyoklas minerali ile benzer renkler göstermekle birlikte dilinimsiz, kırıksız, çatlaksız görüntüsü ile bu mineralden kolaylıkla ayrılabilmektedir. Kuvars mineralleri tek nikolde berrak bir görünüme sahiptirler.

Piroksen: Kayaç içerisinden %5-10 oranında bulunmaktadırlar. Canlı renkleri ve tek nikoldeki soluk sarı pleokroizması ile tanınmaktadırlar.



Şekil 4.18. Kuvarslı mikrodiyorit kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen, Am: Amfibol)

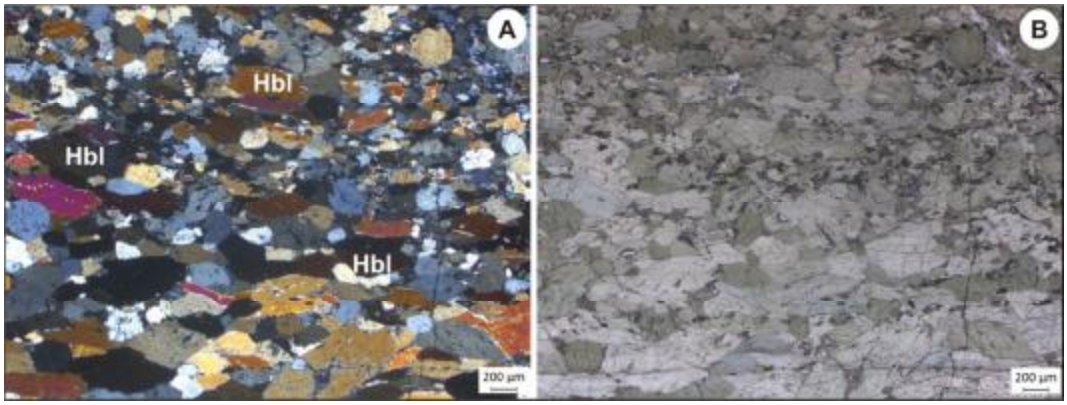
Aynı güzergâh doğrultusunda farklı lokasyonda metamorfik dilim kayaları ve tekil dayktan ME13-11, ME13-12 ve ME13-13 nolu örnekler alınmıştır.



Şekil 4.19. Metamorfik dilim ve tekil daykların arazideki genel görüntüsü ((A) ME13-11 numaralı amfibolit kayası, (B) ME13-12 numaralı dayk ve (C) ME13-13 numaralı amfibol şist örneği)

ME13-11 nolu örnek amfibolit olarak tanımlanmıştır. Granoblastik doku göstermektedir. Kayacın tamamına yakın bir bölümü hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Apatit ve zirkon mineralleri tali olarak gözlenmektedirler.

Hornblend: Özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenmektedirler. Çift nikolde canlı renkleri ve birbirini eğik açıda kesen dilinim izleri ile kolaylıkla tanınmaktadırlar.



Şekil 4.20. Amfibolit kayacının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B:Tek Nikol, Hbl:Hornblend)

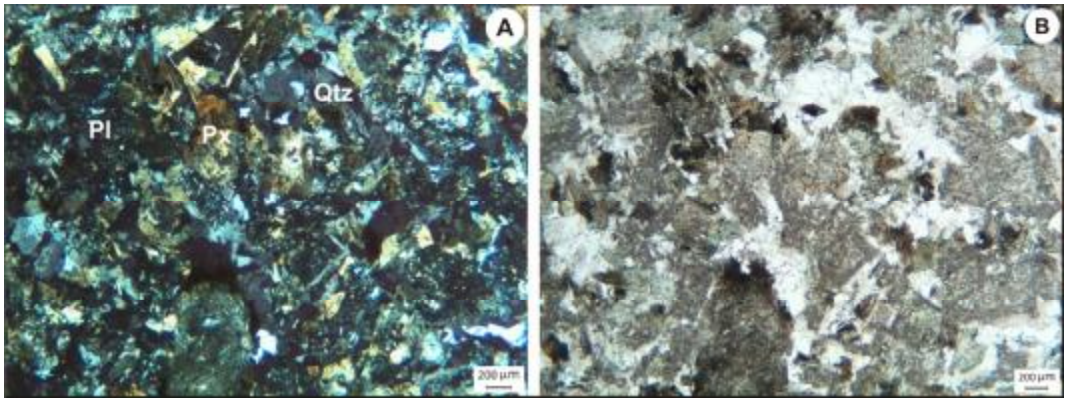
ME13-12 nolu kayaç kuvarslı mikrodiyorit kayacıdır. Mikrogranüler doku göstermektedir. Daykın kalınlığı 4m olarak ölçülmüştür. Plajiyoklas, piroksen, amfibol, kuvars minerallerinden oluşmuştur.

Plajiyoklas: Albit ikizlennmesi ve gri tonlarındaki rengi ile ayırt edilmektedir. Plajiyoklas minerali alterasyona uğramıştır.

Kuvars: Gri tonlarında görülen girişim renkleri kırıksız, çatlaksız görüntüleri ile karakteristiktirler. Tek nikolde berrak bir yüzey göstermektedirler.

Amfibol: Kayacın içerisinde az miktarda bulunmakla birlikte tek nikolde gösterdikleri yeşil renk ile tanınmaktadırlar. Yer yer kloritleşmeler görülmektedir.

Piroksen: Genellikle sarı ve turuncunun tonlarında görülen piroksenler ayrışmış ve klorit mineraline dönüşmeye başlamıştır.

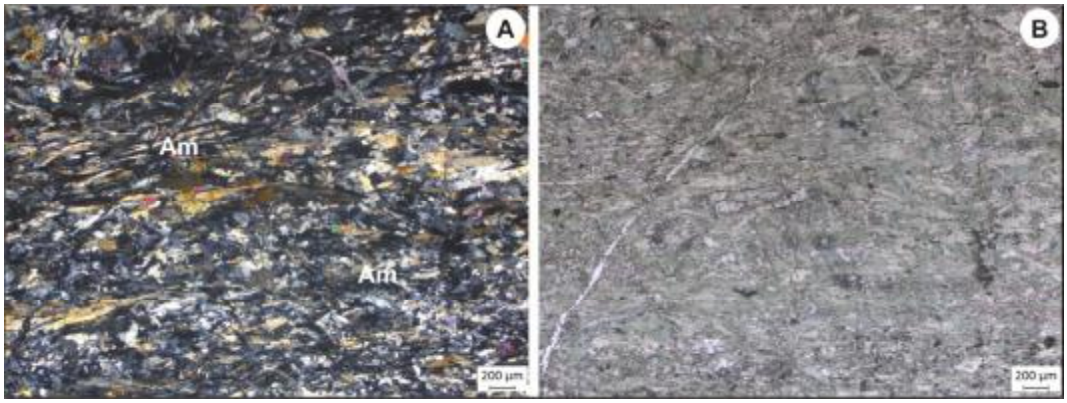


Şekil 4.21. Kuvarslı mikrodiyorit kayacı (A: Çift Nikol, B:Tek Nikol, Pl:Plajiyoklas, Px:Piroksen, Qtz: Kuvars)

ME13-13 nolu örnek epidot-amfibol şist örneğidir. Nematoblastik doku göstermektedir. Amfibol ve epidot minerallerinden oluşmaktadır.

Amfibol: Egemen minerali oluşturmaktadır. Tek nikolde yeşil renkli pleokroizması ile tanınmaktadır. Kayacın oluşum esnasında basınca maruz kalması sebebi ile amfibol minerallerinde belirgin bir uzama görülmektedir.

Epidot: Çift nikolde canlı renkleri ve limon sarısı pleokroizması ile birlikte bulunduğu diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadırlar.



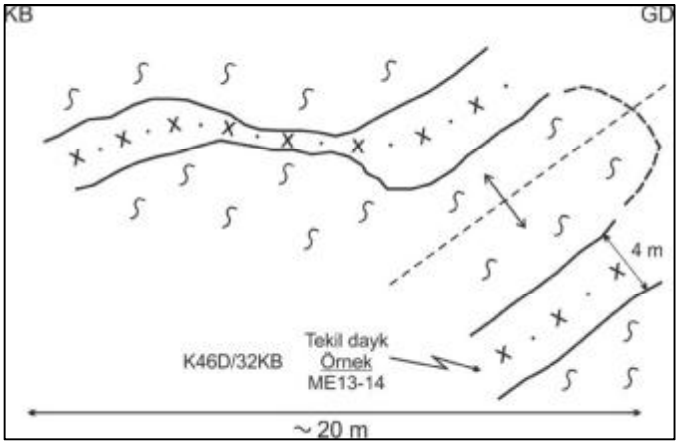
Şekil 4.22. Epidot-amfibol şist kayasının genel görüntüsü (A:Çift Nikol, B:Tek Nikol, Am: Amfibol)

4.1.3. Mersin-Erdemli-Sorgun Köyü

Çalışma alanının üçüncü ve son lokasyonunda Sorgun vadisine gelinmiştir ve buradan U-Pb jeokronolojisi yapmak üzere ME13-14, ME13-15, ME13-16, ME13-17, ME13-18, ME13-19 nolu örnekler alınmıştır.



Şekil 4.23. Peridotitleri kesen tekil daykın kıvrımlı yapısı (A) ve ME13-14 numaralı diyabaz daykının genel görüntüsü (B)



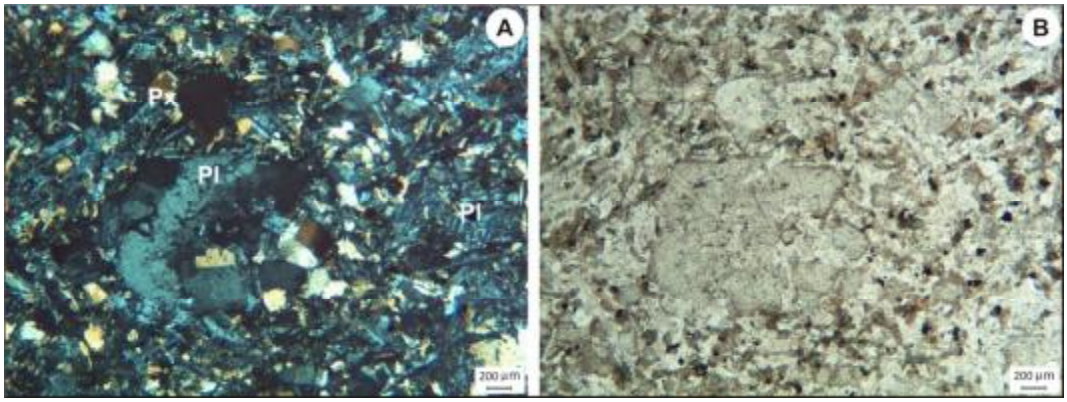
Şekil 4.24. Kıvrımlı diyabaz daykını gösteren ölçeksiz taslak enine kesit görüntüsü

ME13-14 nolu örnek diyabaz örneğidir. Mikrogranüler porfirik doku göstermektedir. Daykın kalınlığı 4m olarak ölçülmüştür. Plajiyoklas ve piroksen minerallerinden oluşmuştur. Tali mineral olarak apatit ve zirkon mineralleri içermektedir.

Plajiyoklas: %50-55 oranında görülen plajiyoklas minerali alterasyona uğramasına rağmen birinci sıranın gri tonlarında olması ve albit ikizlenmesi ile kolaylıkla tanınabilmektedir.

Piroksen: %30-35 oranında görülmektedir. Piroksen minerallerinin ayrıştığı ve yer yer klorit mineraline dönüştüğü görülmektedir. İkinci sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadır.

Opak Mineraller: Çift ve tek nikolde siyah görülen opak minerallerin manyetit minerali olduğu düşünülmektedir.

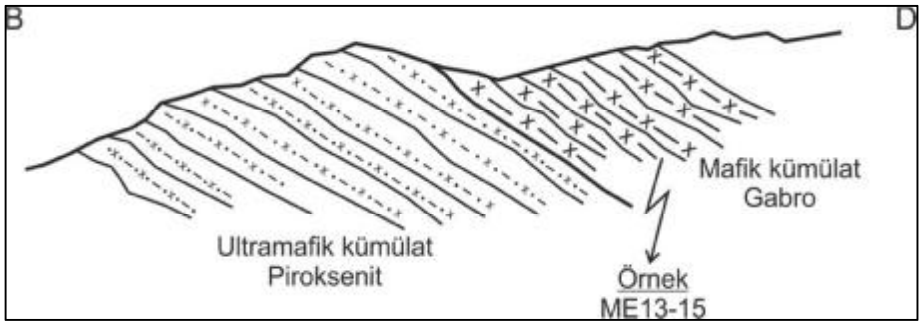


Şekil 4.25. ME13-14 Diyabaz daykının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Px: Piroksen)

Çalışma alanında Sorgun vadisi boyunca güneye gidildiğinde mafik ve ultramafik kümülatlar görülmektedir. Bu lokasyondan ME13-15 nolu örnek alınmıştır.



Şekil 4.26. Ultramafik ve mafik kümülatların arazideki ilişkisi (A) ve (B) ME13-15 numaralı örneğin genel görüntüsü



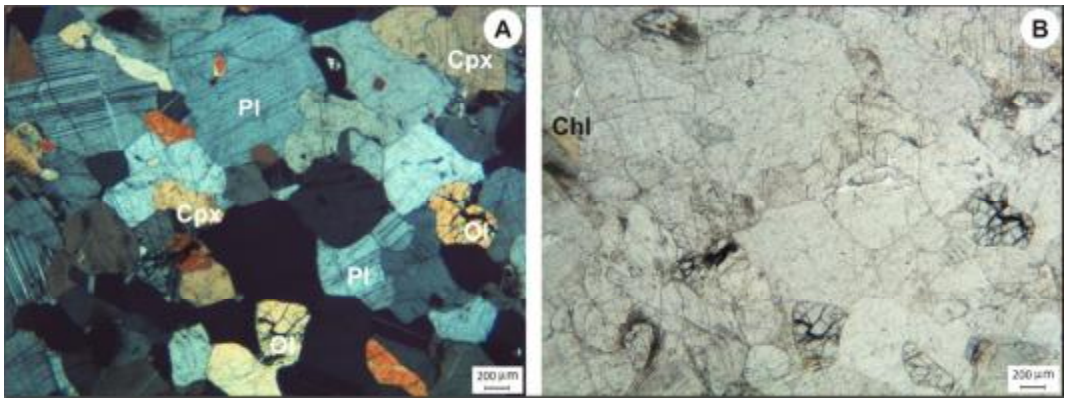
Şekil 4.27. Ultramafik ve mafik kümülatların dokanağını gösteren ölçeksiz taslak enine kesit

ME13-15 nolu örnek olivinli gabro kayasıdır. Granüler ve poikilitik doku (plajiyoklas minerali içerisinde piroksen minerali oluşumu) göstermektedir. Plajiyoklas, piroksen ve olivin minerallerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklas: Kayaçta %35-50 oranında bulunmaktadır. Albit ikizlenmesi tipiktir. Sönme açısı ile plajiyoklas türünün labrador olduğu saptanmıştır.

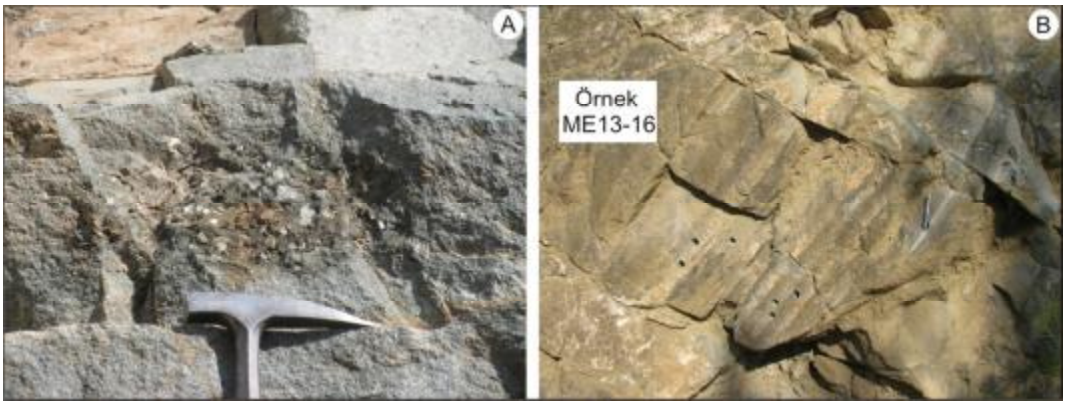
Klinopiroksen: %20-35 oranında bulunan bu mineral eğik sönmesi ve iki yönde dilinimleriyle tanınmaktadır. 2. sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadır. Tek nikolde soluk sarı pleokroizması karakteristiktir.

Olivin: Kayacın içerisinde %20'ye kadar bulunmaktadır. İkinci sıranın canlı renklerinde polarize olan olivin minerali kırıklı, çatlaklı bir yapı göstermektedir. Tek nikolde yüksek rölyef göstermesiyle tanınmaktadır. Pleokroizma yoktur. Olivin minerali ayrışarak serpantin mineraline dönüşebilmektedir.



Şekil 4.28. ME13-15 Olivinli Gabro kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin)

Aynı güzergâh doğrultusunda farklı bir lokasyonda mafik kümülatlar ve bunların içerisinde yer alan piroksenlerce zengin zonlar görülmektedir. Bu lokasyondan ME13-16 nolu örnek alınmıştır.

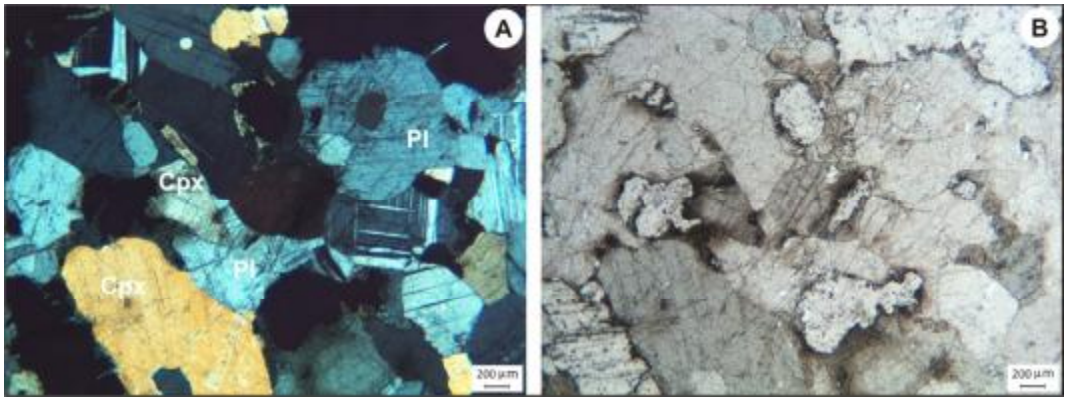


Şekil 4.29. Arazide gözlenen piroksence zengin loplar (A) ve (B) ME13-16 numaralı örneğin genel görüntüsü

ME13-16 nolu örnek gabro örneğidir. Granüler ve poikilitik doku gözlenmektedir. Plajiyoklas ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklas: Kayacın içerisinde %50'den fazla bulunmaktadır. Gabroyik kayaçlardaki plajiyoklas türü, anortit içeriği > %50 olan labradordur. Plajiyoklas minerali 1. sıranın gri tonlarında girişim rengi göstermektedir. Albit ikizlenmesi ile karakteristik olan bu mineralin rölyefi düşük- orta ve pleokroizması ise yoktur.

Klinopiroksen: Kayacın içerisinde %30-35 arasında bulunmaktadır. Klinopiroksenin türü genellikle ojit mineralidir. 2. sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadır. Birbirlerini 90° ile kesen iki yönde dilinim izleri bulunmaktadır. Eğik sönme göstermektedir. Tek nikolde rölyef orta-yüksek ve açık sarı pleokroizması vardır.



Şekil 4.30. ME13-16 Gabro örneği. Poikilitik doku gözlenmektedir (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

Farklı bir lokasyonda mafik kümülatlardan ME13-17 nolu örnek alınmıştır.

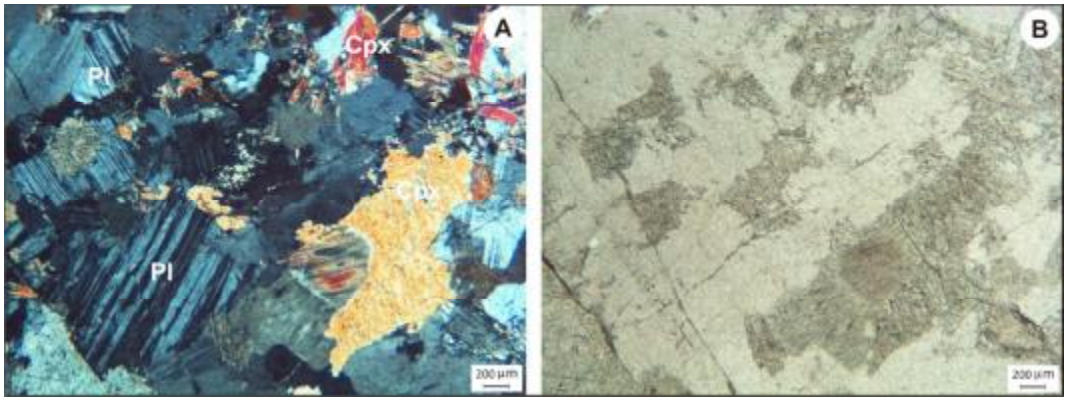


Şekil 4.31. ME13-17 nolu gabro örneğinin arazideki genel görüntüsü

ME13-17 nolu örnek gabro olarak tanımlanmıştır. Granüler (taneli) doku gözlenmektedir. Plajiyoklas ve piroksen egemen mineralleridir.

Plajiyoklas: %50-60 oranında gözlenmektedir. Albit ikizlenmesi ve birinci sıranın gri tonlarındaki girişim rengi ile kolayca ayırt edilebilmektedir. Plajiyoklas mineralinin türü labrador olarak hesaplanmıştır.

Piroksen: %40-45 oranında gözlenen piroksen minerali canlı renklerde polarize olmaktadır. Sönme açısından türünün klinopiroksen olduğu saptanmıştır.



Şekil 4.32. ME13-17 Gabro kayasının genel görüntüsü (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

Aynı güzergâhta farklı lokasyonda mafik kümülatlardan ME13-18 nolu örnek alınmıştır.



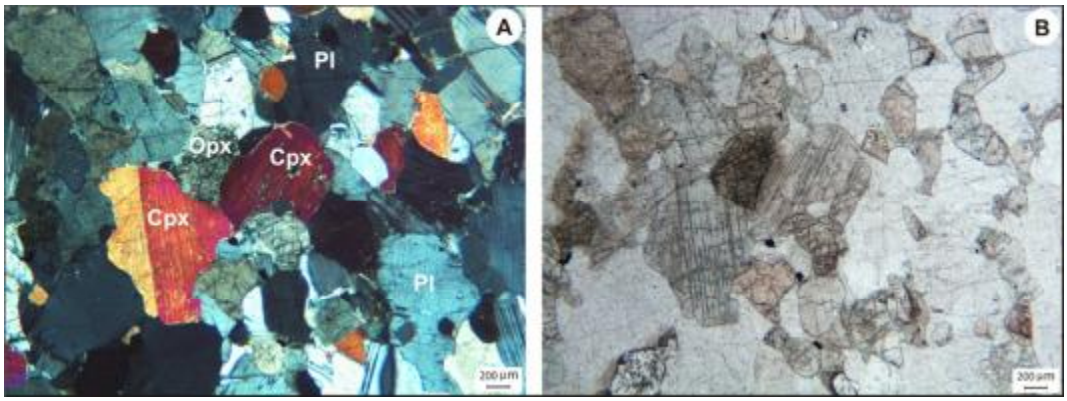
Şekil 4.33. Bantlı mafik kümülatların genel görüntüsü

ME13-18 nolu örnek gabronorit olarak tanımlanmıştır. Granüler ve poikilitik doku göstermektedir. Plajiyoklas, klinopiroksen ve ortopiroksen minerallerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde %50-55 oranında görülmektedir. Plajiyoklasın türü labrador olup polisentetik ikizlenme göstermektedir.

Klinopiroksen: İkinci sıranın canlı renklerinde polarize olan klinopiroksen minerali kayaç içerisinde %35-40 oranında gözlenmektedir. Mineralin eğik sönme göstermesi ile türü tespit edilmiştir.

Ortopiroksen: Kayaçta %5-10 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen minerali ile arasındaki fark eğik sönme yerine paralel sönme göstermesidir. Girişim rengi 1. sıranın gri tonlarıdır



Şekil 4.34. ME13-18 Gabro kayası (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen)

Çalışma alanında son lokasyonda mafik kümülatlardan ME13-19 nolu örnek alınmıştır.

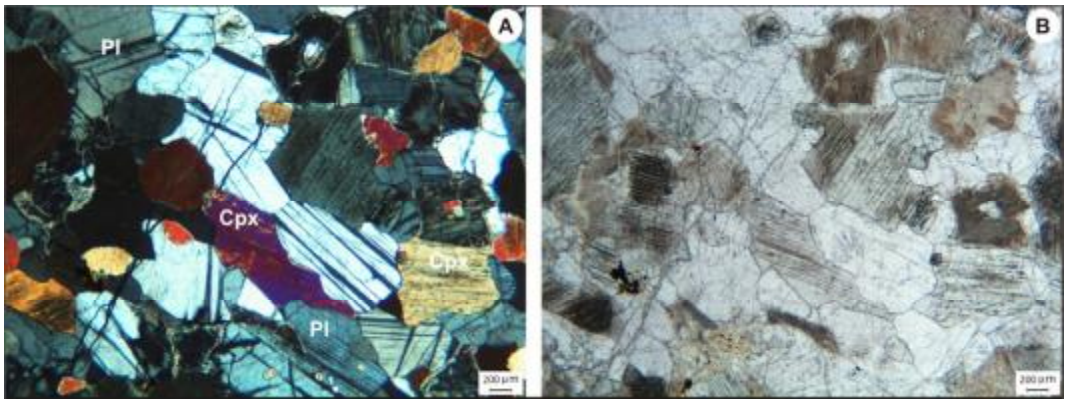


Şekil 4.35. Mafik kümülatların genel görüntüsü

ME13-19 nolu örnek gabro örneğidir. Granüler (Taneli) doku göstermektedir. Plajiyoklas ve piroksen minerallerden oluşmaktadır.

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde %55-60 oranında gözlenmektedir. Örnek içerisindeki plajiyoklaslar ayrışmamış ve albit ikizlenmesi iyi bir şekilde gözükmektedir.

Piroksen: %40-45 oranında gözlenen piroksen minerali canlı renkleri ve dilinimleri ile kolayca tanınmaktadır. Türünün klinopiroksen olduğu hesaplanmıştır. Tek nikolde soluk sarı pleokroizması ile tanınmaktadır

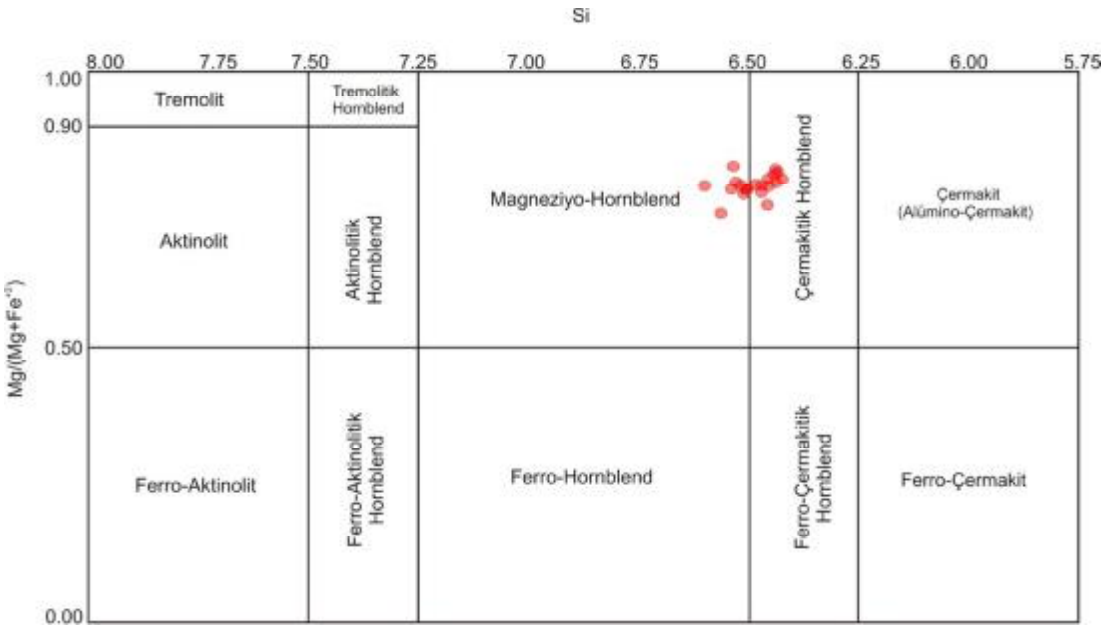


Şekil 4.36. ME13-19 Gabro kayası (A: Çift Nikol, B: Tek Nikol, Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

4.2. Mineral Kimyası

Mersin ofiyolitlerine ait metamorfik dilim kayaçlarından alınan ME13-1 ve ME13-2 nolu kayaçların mineral kimyası Almanya'nın Hannover ilinde bulunan Hannover Üniversitesinde, ME13-11 ve ME13-13 numaralı kayaçlar ise Avusturya'da bulunan Innsbruck Üniversitesinde yapılmıştır.

Mersin-Arslanköy güzergâhı ve Fındıkpınarı-Sarılar köyü arasından alınan ME13-1, ME13-2, ME13-11 ve ME13-13 numaralı örneklerden mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Arslanköy yolu üzerinden alınan ME13-1 numaralı amfibolit örneğinde sadece amfibol minerali analiz edilmiştir. Leake ve ark. (1978) tarafından yapılan amfibol sınıflamasına göre; analiz edilen amfibol minerallerinin kalsik amfibol türlerinden olan Magneziyo-hornblend ve Çermakitik-hornblend oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4.37). Bu amfibollerin X_{Mg} değerleri 0.74-0.83 arasında değerlere sahiptir (EK-1).



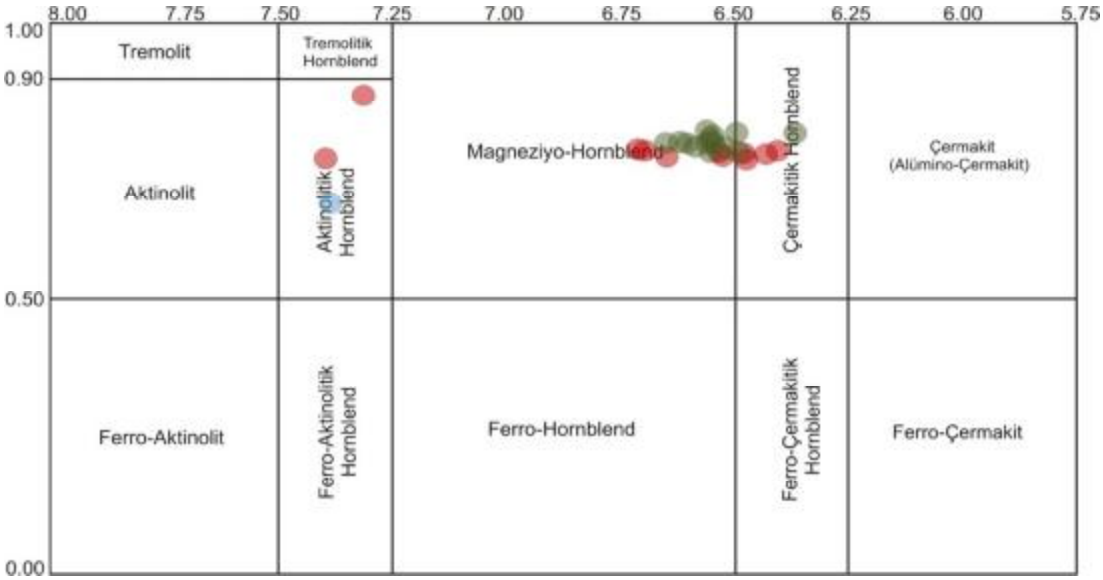
Şekil 4.37. ME13-1 numaralı amfibolit örneğinin amfibol sınıflaması (Leake ve ark.,1978)

Aynı güzergâh üzerinden alınan ME13-2 numaralı amfibol şist örneğinde amfibol, piroksen, feldspat ve sfen mineralleri analiz edilmiştir. Yapılan amfibol analizleri sonucunda kalsik (Ca) amfibollerin değişken kimyasal içeriğe sahip oldukları ve aktinolitik hornblend (Şekil 4.38), ferroan-pargasit (Şekil 4.39) ve magnezian-hastingsit (Şekil 4.40) türünde oldukları görülmektedir. Bu amfibollerin X_{Mg} değerleri 0.53-0.59 arasında değerlere sahiptir (EK-2). Plajiyoklas mineralleri albit bileşiminde olup, oranları $Ab_{92.2-97.5}$ değerleri arasındadır (Şekil 4.41). Analizi yapılan piroksen minerallerinin diyopsit bileşiminde olduğu ($Wo_{48.2-49.4}$; $En_{34.0-41.9}$; $Fs_{8.9-17.6}$) tespit edilmiştir (Şekil 4.42).

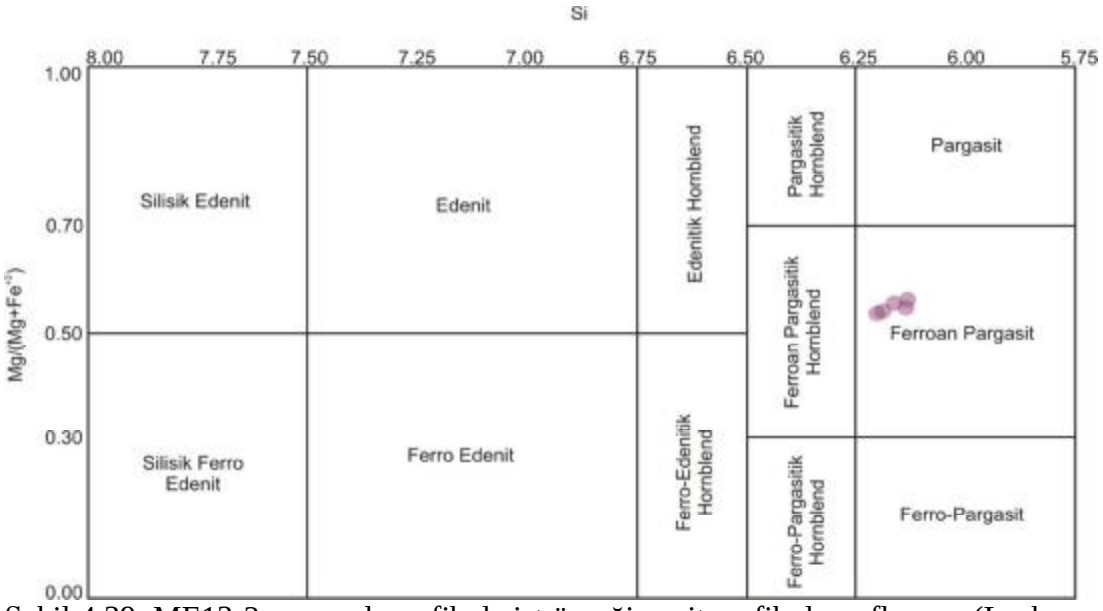
Fındıkpınarı-Sarılar (Mersin) güzergâhı üzerinden alınan ME13-11 numaralı amfibolit kayacı içerisinde amfibol, feldspat, sfen, rutil, apatit, epidot ve klorit mineralleri analiz edilmiştir. Yapılan analizlere göre amfiboller kalsiyumca zengin olup, Magneziyo-hornblend ve Çermakitik-hornblend türünde oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4.38). Amfibol mineralleri içerisindeki X_{Mg} ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$) değerleri 0.77-0.81 değerleri arasında değişmektedir (EK-3).

Aynı güzergâh doğrultusundan alınan ME13-13 numaralı amfibol şist kayacına ait amfibol, epidot ve klorit mineralleri analiz edilmiştir. Amfibol minerali

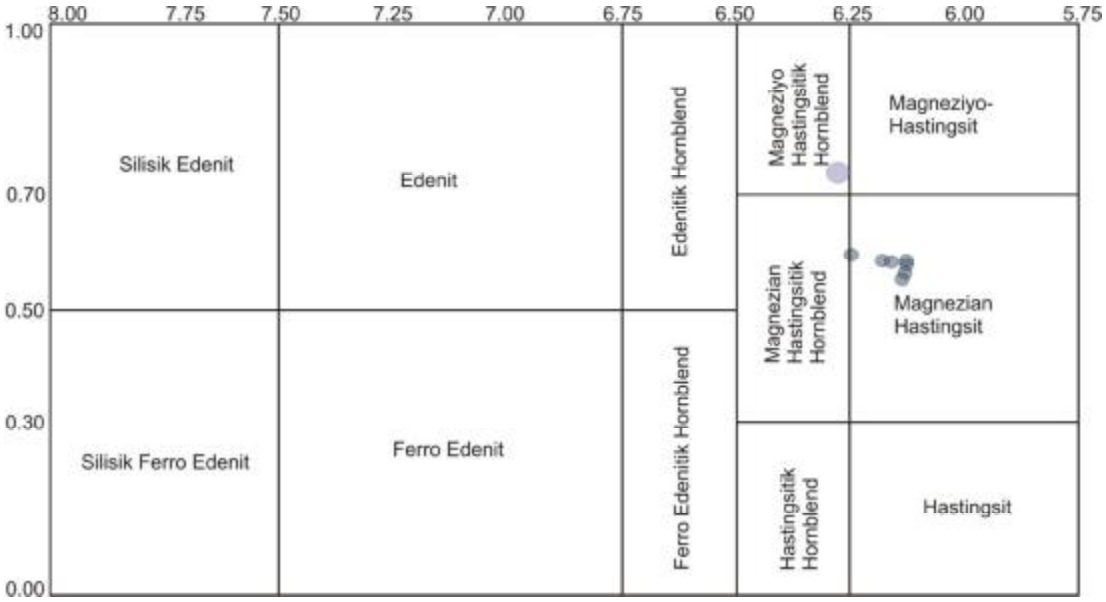
kalsik özellikte olup, başlıca Magneziyo-hornblend, Çermakitik-hornblend, Aktinolitik hornblend ve Magneziyo-hastingsitik hornblend türleri tespit edilmiştir (Şekil 4.38, 4.40). Amfiboller içerisindeki X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{+2}$) değerleri 0.74-0.87 arasında değişiklik göstermektedir (EK-4).



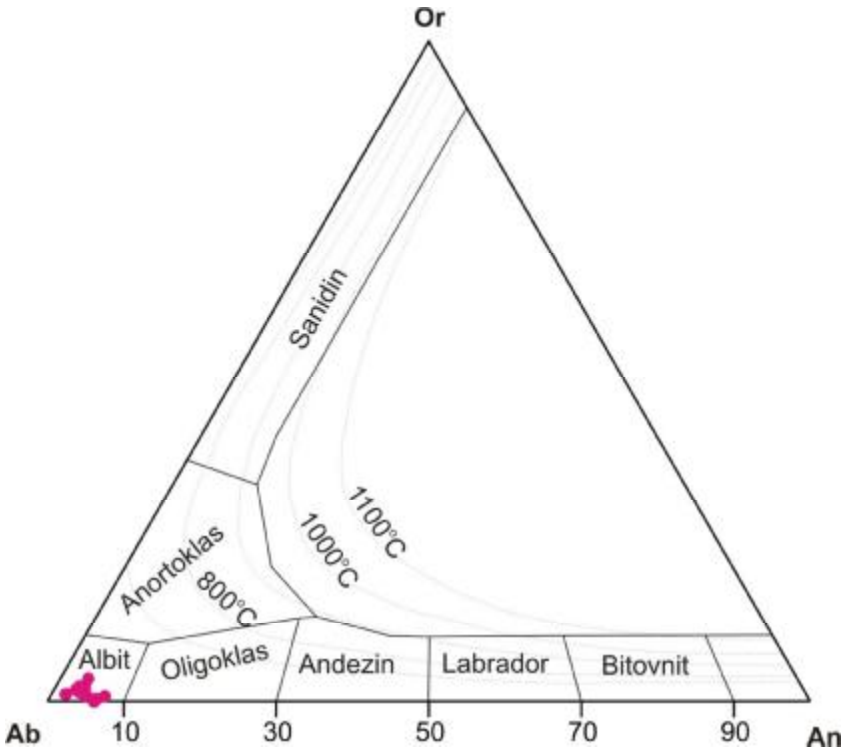
Şekil 4.38. ME13-2, ME-13-11 ve ME13-13 numaralı kayaçlara ait amfibol sınıflaması (ME13-2 nolu örnek mavi renk ile, ME13-11 nolu örnek yeşil renk ile ve ME13-13 nolu örnek ise kırmızı renk ile gösterilmiştir.) (Leake ve ark., 1978)



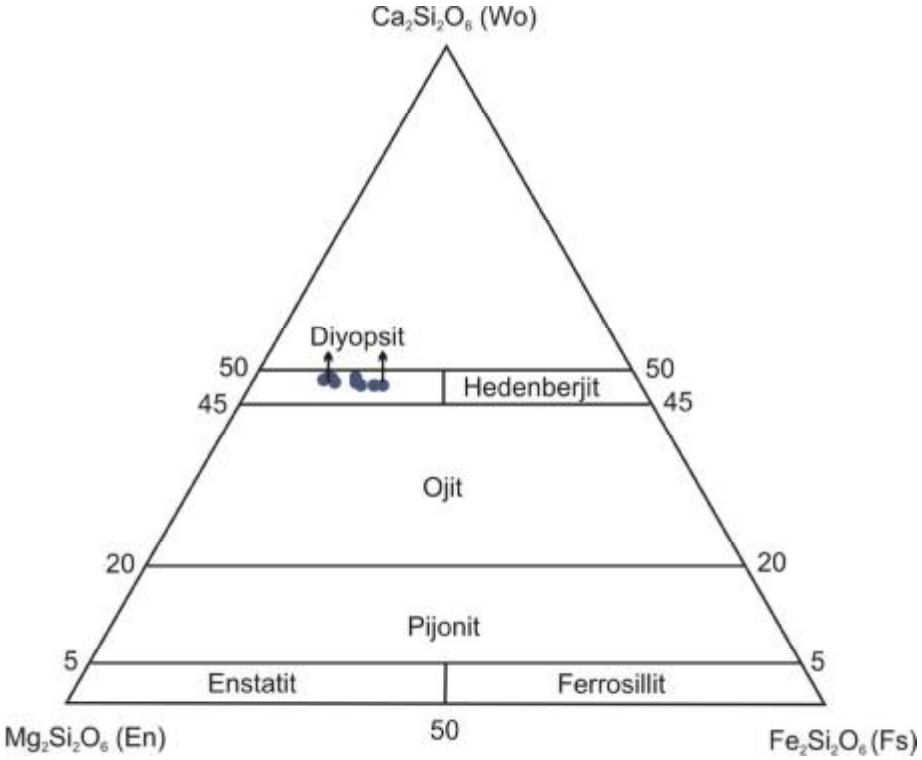
Şekil 4.39. ME13-2 numaralı amfibol şist örneğine ait amfibol sınıflaması (Leake ve ark., 1978)



Şekil 4.40. ME13-2 ve ME13-13 numaralı kayaçlara ait amfibol sınıflaması (ME13-2 nolu örnek mavi ile ve ME13-13 nolu örnek mor renk ile gösterilmiştir.) (Leake ve ark., 1978)

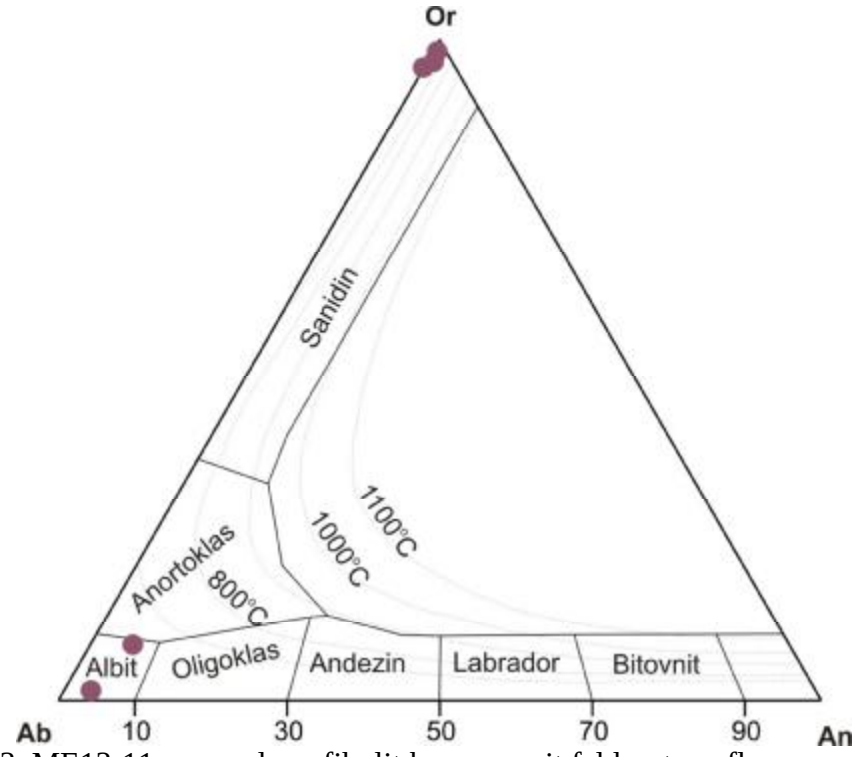


Şekil 4.41. ME13-2 numaralı amfibol şist kayacına ait feldspat sınıflaması



Şekil 4.42. ME13-2 numaralı amfibol şist örneğine ait piroksen sınıflaması (Morimoto ve ark., 1988)

ME13-11 nolu amfibolit örneğine ait feldspat minerallerinde yapılan analizler sonucunda Ortoklaz ($Or_{96.2-98.6}$) ve Albit ($Ab_{86.1-95.8}$) mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 4.43).



Şekil 4.43. ME13-11 numaralı amfibolit kayacına ait feldspat sınıflaması

4.3. Jeokronoloji

Mersin ofiyolitine ait metamorfik dilim ve okyanusal kabuk (gabro ve izole dayk) kayaçlarından alınan 19 adet örnek içerisinde ayıklanması başarı ile tamamlanan 7 adet örnekteki zirkon ve rutil minerallerinde U-Pb tarihlendirmesi gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1. Mersin ofiyolitinden alınan örneklerin litolojik özellikleri ve yaş verileri (Zr: Zirkon, Rt: Rutil)

Örnek No	Birim	Bölge	Kayaç Tipi	Yaş (My)	Zr/Rt
ME13-1	Metamorfik Dilim	Arslanköy yolu	Amfibolit	**90.8±1.3**	**Zr**
ME13-2	Metamorfik Dilim	Arslanköy yolu	Amfibol Şist	**94±14**	**Zr**
ME13-3	Tektonitleri kesen izole dayk	Arslanköy yolu	Diyabaz	**95.9±3**	**Rt**
ME13-4	Metamorfik dilimi kesen izole dayk	Fındıkpınarı	Diyabaz		
ME13-5	Metamorfik Dilim	Fındıkpınarı	Mika-amfibol Şist	**93.4±2.1**	**Rt**
ME13-6	Metamorfik dilimi kesen izole dayk	Fındıkpınarı	Diyabaz		
ME13-7	Metamorfik Dilim	Fındıkpınarı	Amfibol Şist		
ME13-8	Metamorfik dilimi kesen izole dayk	Fındıkpınarı	Diyabaz		
ME13-9	Metamorfik Dilim	Fındıkpınarı	Amfibol Şist		
ME13-10	Metamorfik dilimi kesen izole dayk	Fındıkpınarı	Kuvarslı mikrodiyorit		
ME13-11	Metamorfik Dilim	Fındıkpınarı	Amfibolit		
ME13-12	Metamorfik dilimi kesen izole dayk	Fındıkpınarı	Kuvarslı mikrodiyorit	**95.0±2.4**	**Rt**
ME13-13	Metamorfik Dilim	Fındıkpınarı	Amfibol Şist		
ME13-14	Tektonitleri kesen izole dayk	Sorgun vadisi	Diyabaz	**95.8±2.2** **91.9±2.0**	**Zr** **Rt**
ME13-15	Mafik Kümülat	Sorgun vadisi	Gabro		
ME13-16	Mafik Kümülat	Sorgun vadisi	Gabro		
ME13-17	Mafik Kümülat	Sorgun vadisi	Gabro		
ME13-18	Mafik Kümülat	Sorgun vadisi	Gabro		
ME13-19	Mafik Kümülat	Sorgun vadisi	Gabro	**82.1±1.9**	**Zr**

4.3.1. Zirkon Jeokronolojisi

U-Pb jeokronolojisinde kullanılan zirkon mineralinin içyapısı HF asit ile dağlama, geri saçınımlı elektron görüntüleme (BSE) ve katodüliminesans görüntüleme (CL) yöntemleri ile ortaya çıkarılmaktadır (Pidgeon ve ark., 1998; Wu ve Zheng 2004'den). Magmatik ve metamorfik kayaçlar içerisindeki zirkon minerali yapısal olarak farklılık göstermektedir. Magmatik zirkon mineralleri genellikle özşekilli ve yarı özşekilli olup, 20-250 μm tane boylarında gözlenmektedir (Hoskin ve Schaltegger, 2003; Wu ve Zheng, 2004'den). Magmatik zirkonlar farklı

zonlanmalar gösterebilmektedirler. Daire şeklinde zonlanma (sector zonning), salınımlı zonlanma (oscillatory zonning), zayıf zonlanma göstermekle birlikte, zonlanma göstermeyen türleri de bulunmaktadır (Wu ve Zheng, 2004). Farklı zonlanmaların sebebi magmanın değişik sıcaklıklarda kristallenmesi ile açıklanabilmektedir. Çünkü magmanın sıcaklığı iz elementlerin difüzyonunu (dağılımını) etkilemektedir (Rubatto ve ark., 2000).

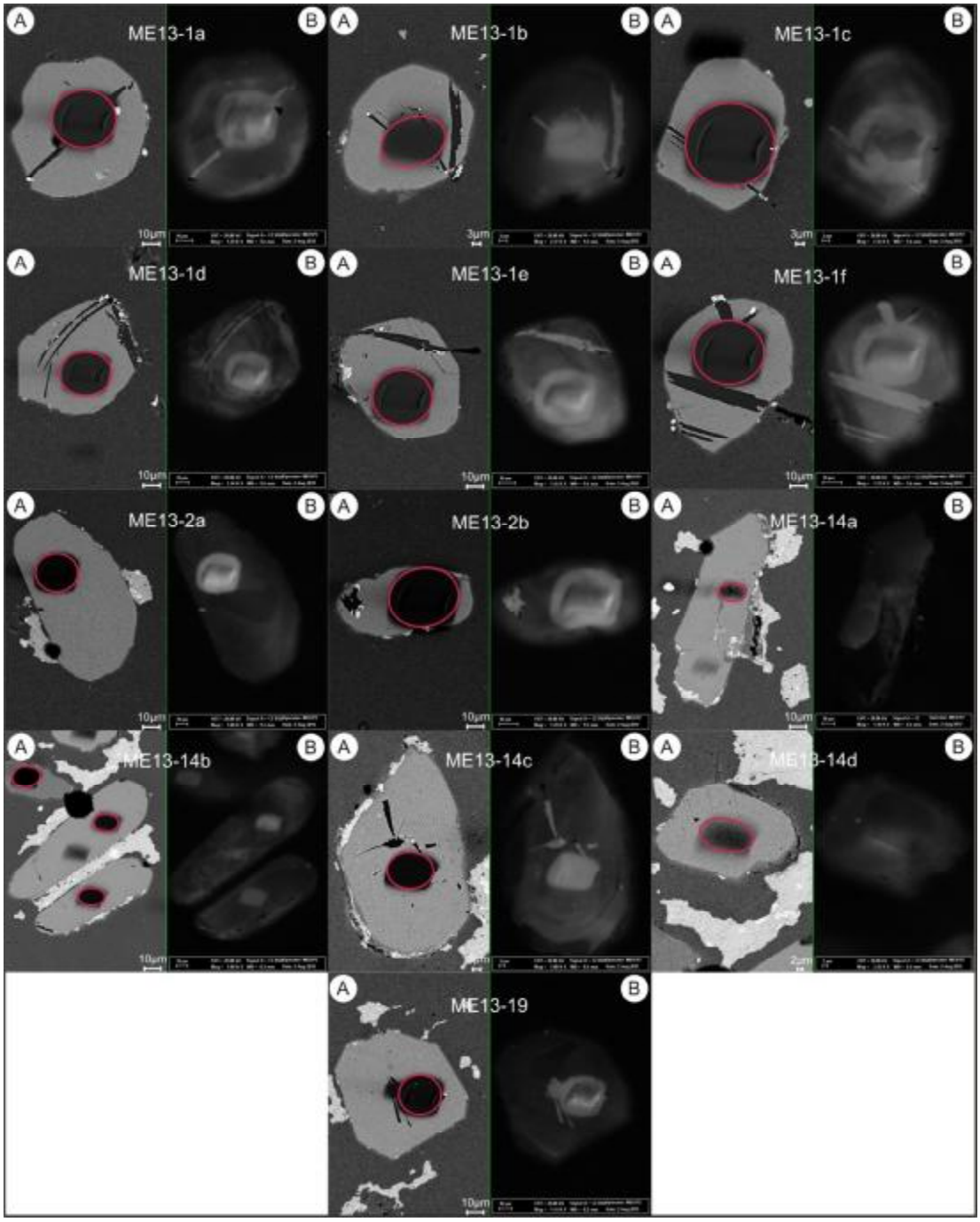
Metamorfik zirkonlar çeşitli metamorfik koşullar altında oluşmaktadırlar. Bunlar; a) anatektik ergime sırasında magmadan kristallenme yolu ile b) metamorfik bozunma (breakdown) esnasında katı/yarı-katı şartlardaki reaksiyonlara bağlı olarak Zr ve Si'in yeniden çekirdeklenmeye bağlı oluşumu ve kristallenmesi c) metamorfizma sırasındaki sıvılara bağlı oluşum ile d) ana zirkonun yeniden kristallenmesi ve e) ana zirko mineralinin metamorfik sıvılar tarafından alterasyona uğratılması ve modifikasyonu ile oluşmasıdır. Metamorfik zirkonlar özşekilli ve özşekilsiz olarak görülebilmektedirler. Magmatik zirkonlarda görülen salınımlı zonlanmaya (oscillatory zonning) nazaran, metamorfik zirkonlar (a) zonlanmasız, (b) zayıf zonlanmalı, (c) puslu (cloudy) zonlanmalı, (d) daire şeklinde zonlanmalı (sector zoning), (e) ağaç şeklinde zonlanmalı (fir-tree zoning), (f) düzlemsel zonlanmalı (planar zoning), (g) yamalı zonlanmalı (patched zoning), (h) gözenekli zonlanmalı (spongy zoning) ve (i) akıntı şeklinde zonlanmalı (flowed zoning) olarak değişik formlarda zonlanma gösterebilmektedirler. Metamorfik zirkonların farklı metamorfik koşullar altında oluşması sebebi ile morfolojisi ve içyapısı farklılık gösterebilmektedir (Wu ve Zheng, 2004).

Metamorfik zirkon önceden oluşmuş olan zirkon mineralinin tane içindeki yeniden reaksiyonları ile belli basınç (P) ve sıcaklık (T) koşulları altında (genellikle $T \geq 400°C$) oluşabilmektedir. Bu süreç zirkonun yeniden kristallenmesi olarak tanımlanmaktadır (Pidgeon, 1992; Pidgeon ve ark., 1998; Hoskin ve Black, 2000; Rizvanova ve ark., 2000; Geisler ve ark., 2001; Crofu ve ark., 2003; Hoskin ve Schaltegger, 2003; Tomaschek ve ark., 2003; Wu ve Zheng 2004'den). Bu olaylar sırasında yeni bir zirkon oluşumu gerçekleşmeden, zirkon minerali kısmen veya tamamen kendini yenilemektedir. Kristal tane kenarı, kristal içindeki inklüzyonların etrafı, iz elementce zengin alanlar kararsız bölgeler olarak görülmekte ve bu nedenle

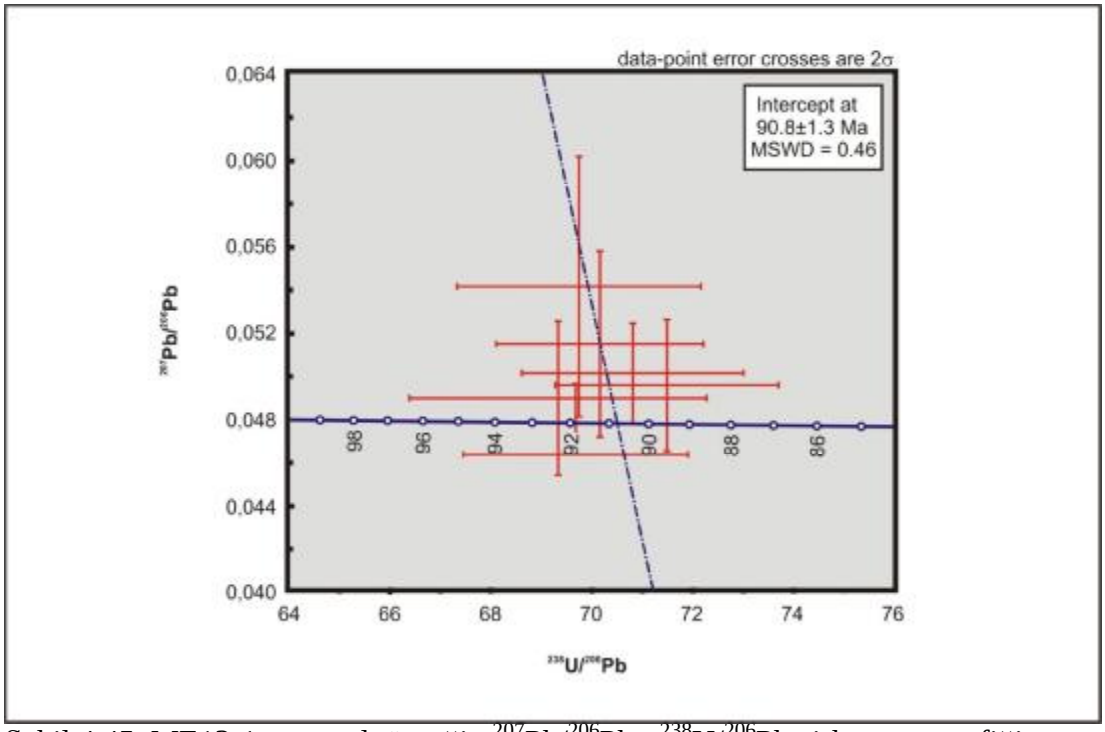
metamorfizma sırasında yeniden kristallenme için uygun alanları işaret etmektedir (Pidgeon, 1992; Vavra ve ark., 1999; Tomaschek ve ark., 2003; Wu ve Zheng, 2004'den). Kristal yapısı bozulmuş zirkon da aynı şekilde yeniden kristallenmeye meyillidir çünkü metamorfizma esnasında kararlı değildir (Rizvanova ve ark., 2000; Wu ve Zheng, 2004'den). Eğer zirkon kristalinin kafes yapısı bozulmuş ise belli metamorfik koşullarda ($T \geq 400°C$), metamorfik sıvıların etkisi ile kararsız bölgeler hızlı bir şekilde kendini yenileyebilmektedir (Rizvanova ve ark., 2000; Geisler ve ark., 2001; Wu ve Zheng, 2004'den). Kristal kafes yapısı bozulmuş zirkonların (metamict zircon) metamorfizma sırasında kolaylıkla rekristalizasyona maruz kaldığı ispat edilmişse de, kristal kafes yapısı bozulmamış zirkonların (non-metamict zircon) da yüksek sıcaklıklarda veya uzun süreli sıvı nüfuzu/yayılması ile rekristalizasyona maruz kalabildikleri ifade edilmektedir (Rizvanova ve ark., 2000; Geisler ve ark., 2001; Tomaschek ve ark., 2003; Wu ve Zheng, 2004'den). Yeniden kristallenen zirkonlar köken (protolith) zirkonun aynı şeklini muhafaza ederler. Çünkü rekristalizasyon sırasında yeni zirkon oluşumu gerçekleşmeden kristal içyapısında yenilenme olmaktadır. Rekristalizasyona uğramış ve uğramamış alanlar arasındaki sınır bükülmüş ve trasgresiv özelliktedir (Pidgeon, 1992; Pidgeon ve ark., 1998; Hoskin ve Black, 2000; Rizvanova ve ark., 2000; Geisler ve ark., 2001; Tomaschek ve ark., 2003; Wu ve Zheng, 2004'den). Rekristalizasyona uğrayan zirkonlarda bir bütün olarak artan katodolüminesans (CL) yoğunluğu nedeniyle zonlanmasız, zayıf zonlanmalı, yamalı ve gözenekli zonlanma görülmektedir (Wu ve Zheng, 2004). Köken (protolith) zirkonda bulunan salınımlı zonlanma (oscillatory zoning) alanları rekristalize olmuş alanlar tarafından kesintiye uğratılabilir (Pidgeon ve ark., 1998; Liati ve Gebauer, 1999; Hoskin ve Black, 2000; Wu ve Zheng, 2004'den).

Magmatik ve metamorfik zirkonlarda gözlenen Th ve U element içerikleri ve Th/U oranları bu iki tip zirkon oluşumunu birbirinden ayırmak için faydalıdır. Magmatik zirkonlar metamorfik zirkonlara göre yüksek Th ve U element içeriklerine ve dolayısıyla yüksek Th/U oranlarına sahiptir (Rubatto ve Gebauer, 2000; Möller ve ark., 2003). Magmatik zirkonlarda Th/U oranı yaklaşık 1 civarındadır. Metamorfik zirkonlardaki Th/U oranı ise < 0.1'dir (Wu ve Zheng, 2004). Zirkon kristalindeki Pb izotopik kapanma sıcaklığı ~ $950^{o}C$ (Cherniak ve Watson, 2001).

Mersin ofiyolitinden derlenen kayaçlarda toplam dört örnekte zirkon U-Pb tarihlendirmesi başarı ile gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerden iki adedi metamorfik dilime (ME13-1 ve ME13-2), bir adedi tektonitleri kesen tekil diyabaz daykına (ME13-14) ve bir adedi mafik kümülatlara (ME13-19) aittir. Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarında zirkon mineralleri için Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) ve Katodoluminesans (CL) görüntüleri çekilmiştir. Bu görüntüler eşliğinde magmatik zirkonların özşekilli ve yarı özşekilli, metamorfik zirkonların ise yarı özşekilli ve özşekilsiz oldukları gözlenmiştir. Katodoluminesans (CL) görüntüleri sonucunda zirkon minerallerinin dairesel (sector zoning) zonlanma gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 4.44.). Metamorfik dilimden alınan ME13-1 nolu amfibolit örneğinde altı adet zirkon kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır. Elde edilen yaşlar 88.7±1.4 ile 91.9±2.0 My arasında değişmekte olup, ortalama yaş 90.8±1.3 My'dır (Şekil 4.45).

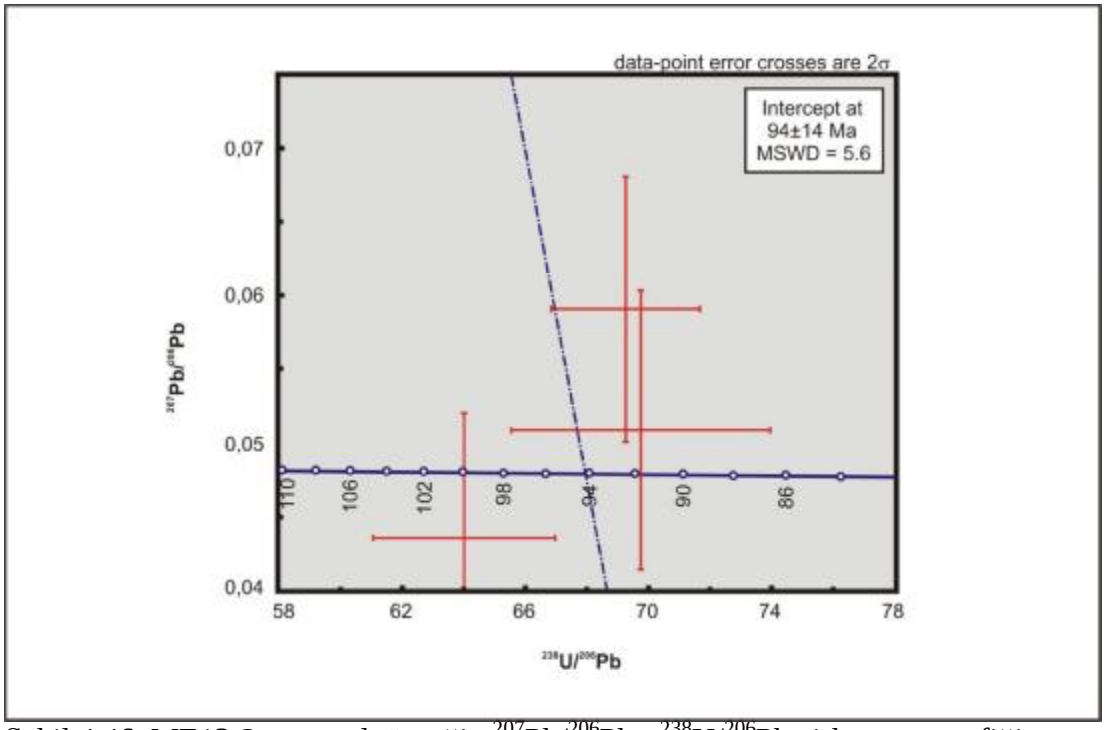


Şekil 4.44. Zirkon kristallerinin (A) taramalı elektron mikroskop (SEM) ve (B) katodoluminesans (CL) görüntüleri



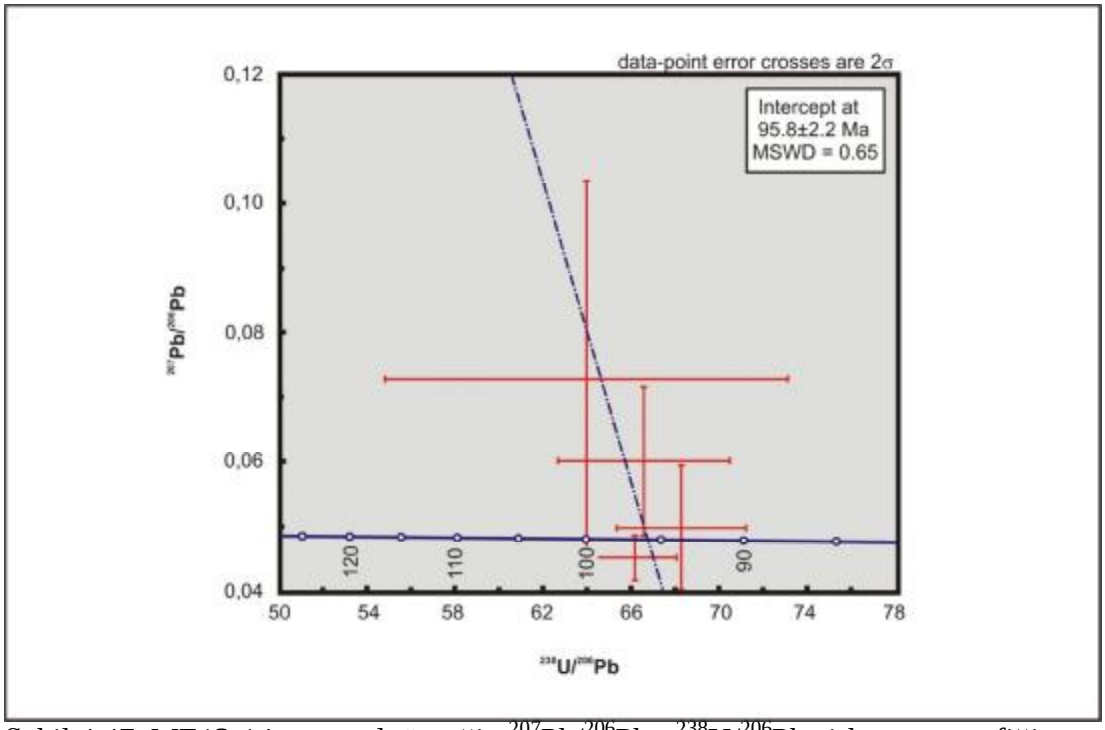
Şekil 4.45. ME13-1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - $^{238}U/^{206}Pb$ zirkon yaş grafiği

Metamorfik dilimden alınan ME13-2 nolu amfibol şist örneğinde üç adet zirkon kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır. Elde edilen yaşlar 90.7±1.6 ile 99.0±2.3 My arasında değişmekte olup, ortalama yaş 94.0±14 My'dır (Şekil 4.46).



Şekil 4.46. ME13-2 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - $^{238}U/^{206}Pb$ zirkon yaş grafiği

Tektonitleri kesen ME13-14 nolu tekil diyabaz dayk örneğinde dört adet zirkon kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır. Elde edilen yaşlar 92.7±6.6 ile 96.7±1.4 My arasında değişmekte olup, ortalama 95.8±2.2 My kristallenme yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.47).



Şekil 4.47. ME13-14 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - $^{238}U/^{206}Pb$ zirkon yaş grafiği

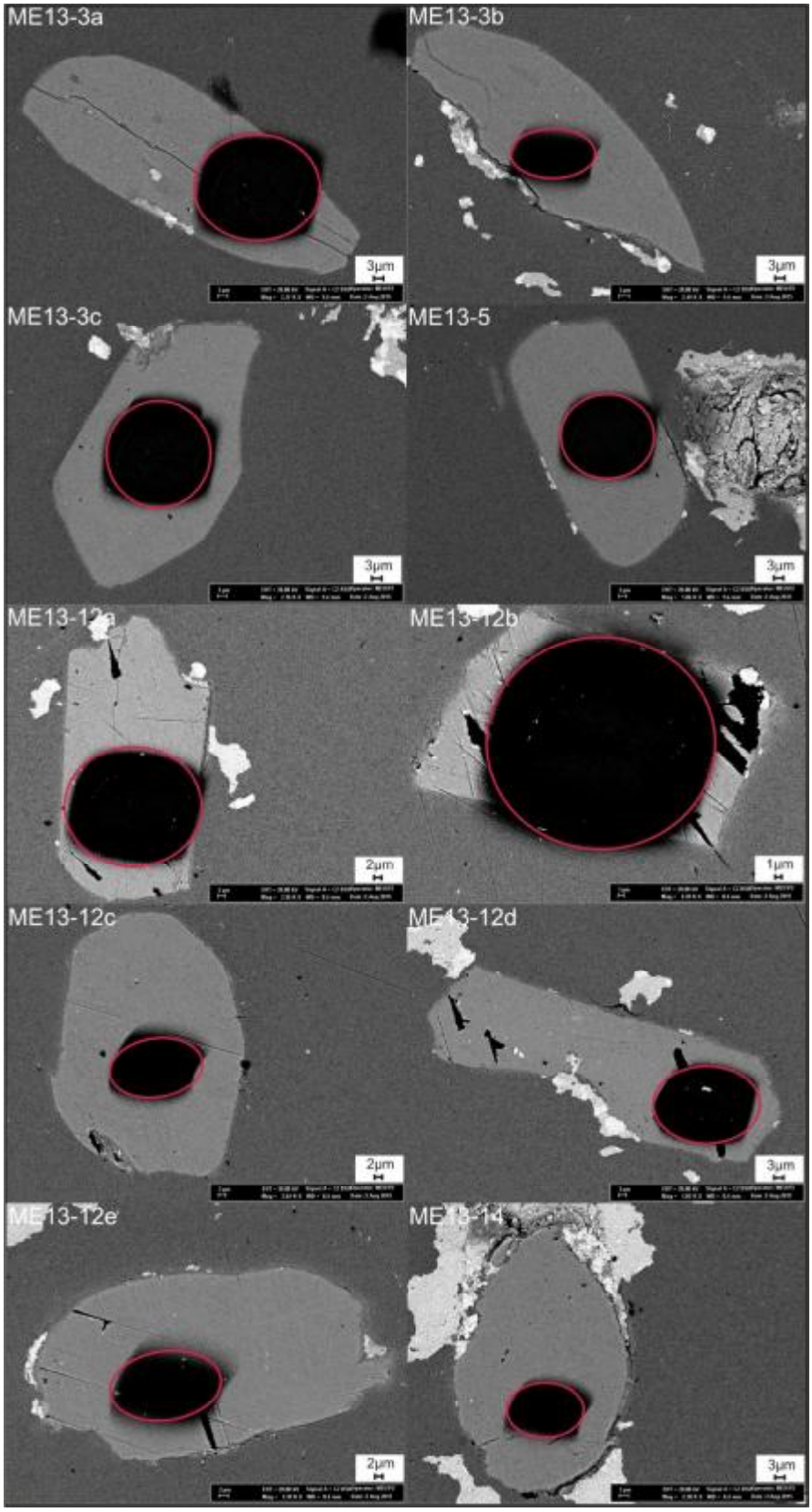
Kümülatlara ait ME13-19 nolu gabro örneğinde bir adet zirkon kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmış olup, 82.1±1.9 My kristallenme yaşı elde edilmiştir.

4.3.2. Rutil Jeokronolojisi

U-Pb jeokronolojisinde kullanılan bir diğer mineral ise rutil mineralidir. Kimyasal formülü TiO_2 olup, tetragonal sistemde kristallenmektedir. Genellikle yüksek sıcaklık ve yüksek basınç koşulları altında oluşan metamorfik kayaçlarda ve magmatik kayaçlarda aksesuar mineral olarak bulunmaktadır. Rutil minerali Ti elementinin yükü ve çapı nedeniyle (Ti: +4, ~0.6 Å) genel olarak iyon yarıçapları küçük-yükleri büyük elementleri (HFSE) (Nb, Ta, V, Fe, Cr, Sb ve W) bünyesinde taşımaktadır (Deer ve ark., 1992; Zack ve ark., 2002). Rutil içerisinde ayrıca +4 iyonik yüke sahip U ve az oranda Th elementleri de Ti elementi ile yerdeğiştirebilmektedir. Rutil minerali içerisinde gözlenen U elementinin konsantrasyonu ~0,1 ile 100 ppm arasında değişmektedir. Bu özellik rutil mineralini U-Pb tarihlendirmesi için uygun bir faz haline getirmektedir (Mezger ve ark., 1989;

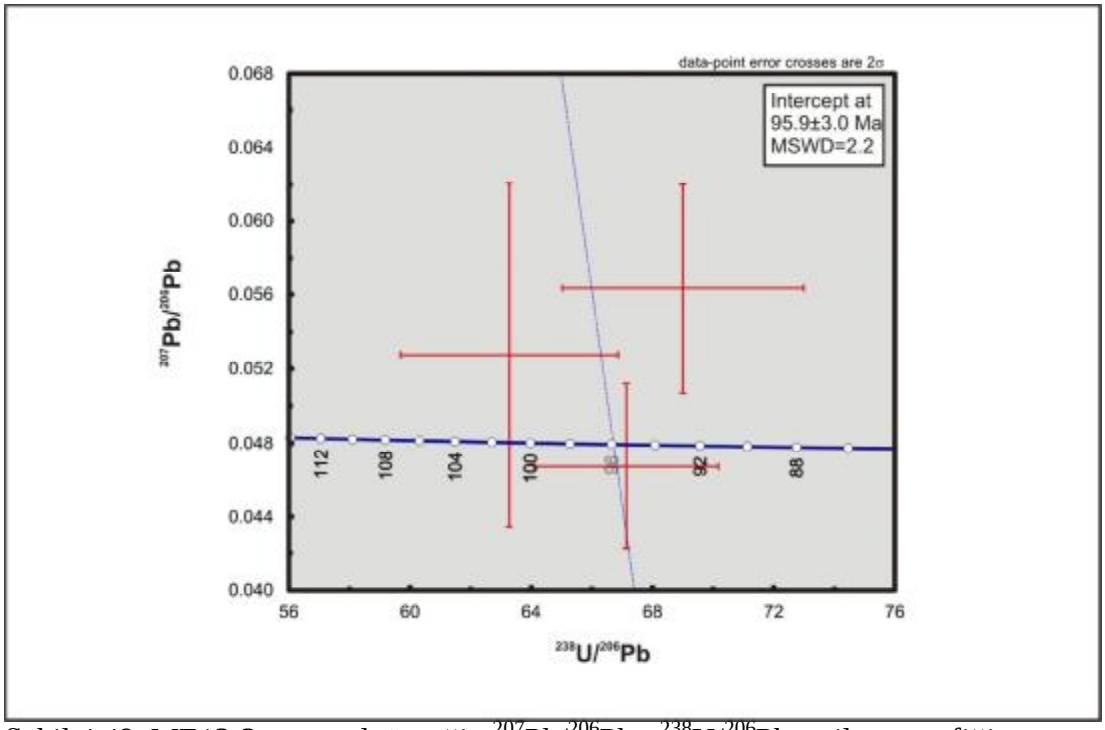
Zack ve ark., 2002). Rutil kristalindeki Pb yayılımı izotopik kapanma sıcaklığı 500-650^{o}C'dir (Cherniak, 2010).

Mersin ofiyolitinden derlenen kayaçlarda toplam dört örnekte rutil U-Pb tarihlendirmesi başarı ile gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerden bir adedi metamorfik dilime (ME13-5), iki adedi metamorfik dilimi kesen tekil daykına (ME13-3 (diyabaz) ve ME13-12 (kuvarslı mikrodiyorit) ve bir adedi tektonitleri kesen tekil diyabaz daykına (ME13-14) aittir. Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarında rutil mineralleri için Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) görüntüleri çekilmiştir. Bu görüntüler sonucunda rutil kristalleri yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak göze çarpmaktadır (Şekil 4.48).



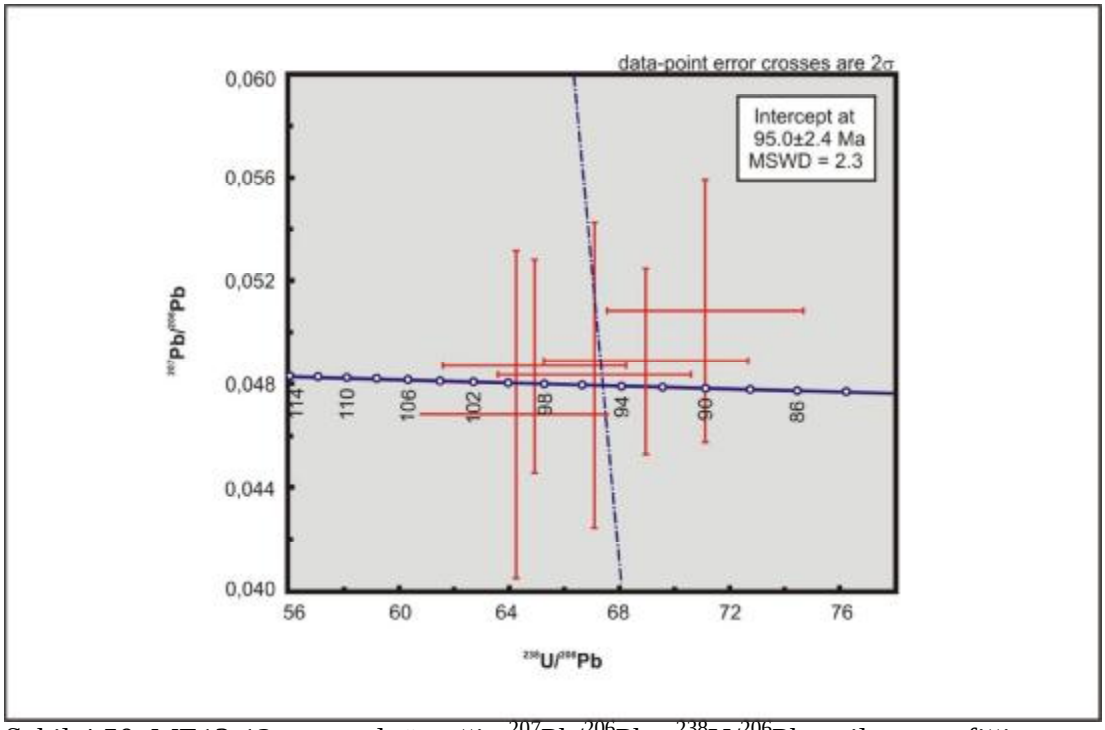
Şekil 4.48. Rutil minerallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri

Metamorfik dilimden alınan Metamorfik dilimi kesen ME13-3 nolu tekil diyabaz dayk örneğinde üç adet rutil kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır. Elde edilen yaşlar 92.8±2.7 ile 101.1±2.9 My arasında değişmekte olup, ortalama 95.9±3 My soğuma yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.49).



Şekil 4.49. ME13-3 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - $^{238}U/^{206}Pb$ rutil yaş grafiği

ME13-5 nolu mika-amfibol şist örneğinde bir adet rutil kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmış olup, 93.4±2.1 My yaş elde edilmiştir. Metamorfik dilimi kesen ME13-12 nolu tekil dayk (kuvarslı mikrodiyorit) örneğinde beş adet rutil kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır. Elde edilen yaşlar 90.0±2.3 ile 99.6±3.1 My arasında değişmekte olup, ortalama 95.0±2.4 My soğuma yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.50). Manto tektonitlerini kesen ME13-14 nolu tekil diyabaz dayk örneğinde bir adet rutil kristalinde U-Pb tarihlendirmesi yapılmış olup, 91.9±2.0 My soğuma yaşı elde edilmiştir.



Şekil 4.50. ME13-12 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{206}Pb$ - $^{238}U/^{206}Pb$ rutil yaş grafiği

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5.1. Tartışma

Mersin ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaları üzerine birçok jeokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Mersin ofiyolitine ait ultramafik ve mafik kümülat kayaları üzerine yapılan tüm kayaç ve mineral kimyası çalışmaları sonucunda; bu kayaçların toleyitik magmadan türedikleri ve okyanus içi yitim zonu üzerinde (suprasubduction zone) gelişen okyanusal kabuğun tipik özelliklerini taşıdıkları belirtilmiştir (Parlak, 1996; Parlak ve ark., 1996, 1997). Mersin ofiyolitini kesen tekil diyabaz dayklarının jeokimyası ve jeokronolojisi üzerine yapılan çalışmada (Parlak ve Delaloye, 1996) da; bu daykların ada yayı toleyitik magmasından türedikleri ve 89-86 My yaş aralığında oluştukları ifade edilmiştir. Mersin ofiyolitini oluşturan volkanik kayaçların ise yine benzer bir jeokimyasal özellik sundukları ve yitim zonu üzerinde toleyitik magmadan türedikleri ortaya konmuştur (Parlak ve ark., 1995; Parlak, 1996). Tüm bu jeokimyasal veriler göstermektedir ki; Mersin ofiyolitinin okyanusal kabuğuna ait kayaçlar Doğu Akdeniz'deki diğer ofiyolitlere benzer şekilde yitim zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluşmuştur. Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilim kayaçlarındaki amfibolitlerden seperasyonu yapılan hornblend mineralleri üzerine ^{40}Ar-^{39}Ar yaş tayinleri gerçekleştirilmiştir (Parlak ve Delaloye, 1999). Yedi adet örnekte gerçekleştirilen analizler neticesinde 96.0±0.7 ile 91.6±0.3 My arasında yaşlar elde edilmiştir. Bu yaşlardan 5 adedi %95 oranında birbiri ile örtüşmekte olup, ortalama 92.6±0.6 My yaş vermektedir. Parlak ve ark. (1995) Mersin ofiyolitinin tabanında yer alan metamorfik dilim kayalarının okyanus adası bazaltları ve bunlarla ilişkili sedimanların metamorfizması sonucu oluştuklarını ifade etmiştir.

Mersin ofiyolitine ait metamorfik dilim ve okyanusal kabuk (gabro ve izole dayk) kayaçlarında tez kapsamında zirkon ve rutil seperasyonu yapılan 7 adet örnekte U-Pb SIMS tarihlendirmesi gerçekleştirilmiştir. Mersin ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaçlarında gabro ve tekil diyabaz dayklarında hem zirkon hem de rutil mineral fazları U-Pb tarihlendirmesi için kullanılmıştır. Sorgun vadisi boyunca

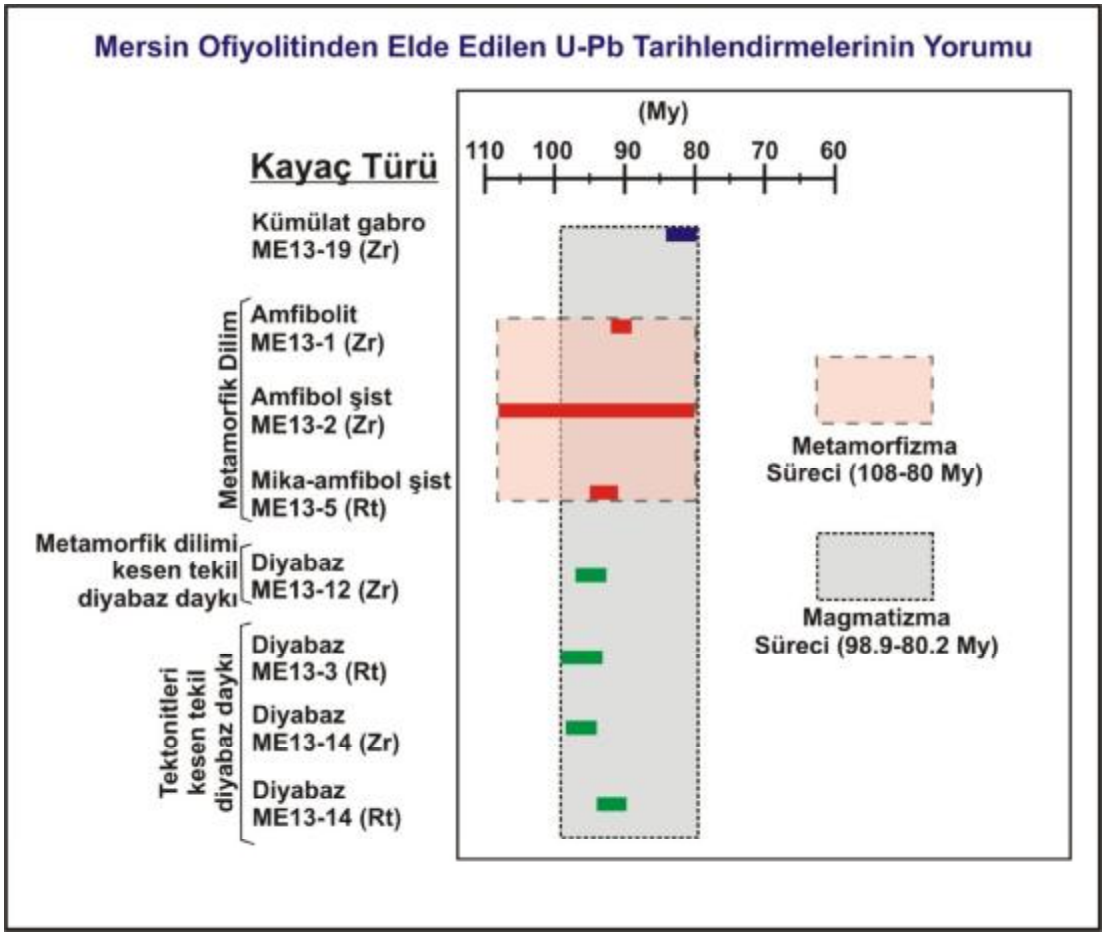
yüzlekler sunan manto tektonitlerini kesen tekil diyabaz daykına (ME13-14) örnekte bulunan yaş 95.8±2.2 My'dır. Bu yaş, tekil diyabaz daykının oluşturan magmanın soğuyup katılaşması sırasında 900-950 ^{o}C (Cherniak ve Watson, 2001)'deki zirkon yaşını vermektedir. Bu nedenle elde edilen yaş tekil diyabaz daykının kristallenme yaşı olarak değerlendirilebilir. Aynı dayk örneğinden (ME13-14) seperasyonu yapılan rutil mineralinden elde edilen U-Pb yaşı 91.9±2.0 My'dır. Elde edilen rutil yaşı tekil diyabaz daykının ~500-650^{o}C (Cherniak, 2010)'deki yaşı olup, başka bir deyişle soğuma yaşı olarak değerlendirilebilir. Ancak aynı dayk örneğinden elde edilen zirkon (93.6 – 98.0 My) ve rutil (94.1 – 89.7 My) yaşları hata payı içerisinde değerlendirildiğinde, bu iki yaş verisinin birbirini üzerlediği görülmektedir (Şekil 5.55). Bu nedenle tekil diyabaz daykının ~850 ^{o}C'den ~600 ^{o}C'ye hızlı bir soğuma geçirdiği (65^{o}C/my) ortaya çıkmaktadır. Bu veriler ışığında tekil diyabaz daykından elde edilen rutil U-Pb yaşı da, Zr U-Pb yaşı gibi, kristallenme yaşı olarak değerlendirilebilir. Sorgun vadisi boyunca gözlenen gabro kümülat kayaç örneğinden (ME13-19) elde edilen yaş 82.1±1.9 My'dır. Bu yaş, gabroyik kümülatları oluşturan magmanın soğuyup katılaşması sırasında 900-950 ^{o}C (Cherniak ve Watson, 2001)'deki zirkon yaşını vermektedir. Bu nedenle elde edilen yaş gabroyik kümülat kayacının kristallenme yaşı olarak değerlendirilebilir. Fındıkpınarı (Mersin) bölgesinde metamorfik dilimi kesen tekil dayk (kuvarslı mikrodiyorit) (ME13-12) örneğinden elde edilen rutil U-Pb yaşı 95.0±2.4 My'dır. Bu yaş tekil diyabaz daykını oluşturan magmanın ~500-650^{o}C (Cherniak, 2010)'deki yaşı olup, soğuma yaşı olarak değerlendirilebilir. Arslanköy (Mersin) yolu üzerinde metamorfik dilimi tektonik dokanakla üzerleyen serpantinize peridotitleri kesen tekil diyabaz dayk (ME13-3) örneğinden elde edilen rutil U-Pb yaşı 95.9±3.0 My'dır. Bu yaş tekil diyabaz daykını oluşturan magmanın ~500-650^{o}C (Cherniak, 2010)'deki yaşı olup, soğuma yaşı olarak değerlendirilebilir. Arslanköy (Mersin) yolu üzerinde manto tektonitleri tabanında gözlenen metamorfik dilime ait amfibolit (ME13-1) örneğinden elde edilen zirkon U-Pb yaşı 90.8±1.3 My'dır. Metamorfik kayaçlarda görülen zirkonların önceden oluşmuş olan zirkon mineralinin tane içindeki yeniden reaksiyonları ile belli basınç (P) ve sıcaklık (T) koşulları altında ($T \geq 400°C$) oluşabildiği literatürde bilinmektedir (Wu ve Zheng, 2004). Bu nedenle elde edilen

yaş metamorfik dilimin oluşum yaşı olarak değerlendirilebilir. Aynı lokasyonda (Arslanköy yolu) başka bir metamorfik dilim (amfibol şist) örneğinden (ME13-2) elde edilen zirkon U-Pb yaşı 94±14 My'dır. Elde edilen yaş metamorfik dilimin oluşum yaşı olarak değerlendirilebilir. Fındıkpınarı (Mersin) bölgesinde gözlenen metamorfik dilime ait mika-amfibol şist (ME13-5) örneğinden elde edilen yaş 93.4±2.1 My'dır. Bu yaş metamorfik dilimin oluşumu sırasında rutil mineralinin kapanma sıcaklığı olan ~500-650^{o}C (Cherniak, 2010)'ye işaret etmektedir. Metamorfik dilimin oluşumu sırasında gerçekleşen ısı miktarı da yaklaşık olarak benzer sıcaklıklardır (Çelik, 2007). Bu nedenle elde edilen yaş metamorfik dilimin oluşum yaşı olarak değerlendirilebilir.

Alp-Himalaya kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitlerle ilişkili magmatik (gabro ve plajiyogranit) ve metamorfik (eklojit ve amfibolit) kayaçlarda U-Pb zirkon yaşlandırmaları başarı ile uygulanmıştır. Batı ve Orta Alplerde gabroyik kayaçlardan elde edilen U-Pb zirkon yaşlandırmaları genelde Orta Jura (164-158 My) (Rubatto ve ark., 1998; Rubatto ve Scambelluri, 2003; Kaczmarek ve ark., 2008) olmakla birlikte Geç Kretase (93 My) yaşı da tespit edilmiştir (Liati ve ark., 2003). Benzer Orta-Geç Jura magmatik U-Pb zirkon yaşları Arnavutluk [Mirdita, plajiyogranit: 165-160 My; Dilek ve ark. (2008)], Yunanistan [(Vourinos, plajiyogranit: 172.9±3.1 My ve gabbro:168.5±2.4 My), (Pindos, gabro:171±3 My), (Samothraki, gabro: 159.9±4.5 My), (Evros, gabro: 168.6±1.8 My), (Girit, gabro/hornblendit: 162.7±2.8 Ma) (Liati ve ark., 2004; Koglin, 2008)], Türkiye [Ankara melanjı, plajiyogranit: 179±15 My (Dilek ve Thy, 2006), Refahiye Kompleksi, mikaşist: 172±4 My (Topuz ve ark., 2013)]'de tespit edilmiştir. Bununla birlikte Doğu Akdenizden Umman'a kadar uzanan kuşakta Geç Kretase U-Pb zirkon yaşlandırmaları da bir çok yazar tarafından ortaya konmuştur [(Troodos, plajiyogranit: 90-91 My; Mukassa ve Ludden, 1987; Konstantinou ve ark., 2007), (Kızıldağ, plajiyogranit ve gabro: 93-91 My), (Divriği, gabro: 88.8±2.5 My), (Mersin, gabro: 82.8±4 My), (Pozantı-Karsantı, gabro: 69.1±2.1 My), (Pınarbaşı, izole diyabaz daykı: 65.4±3.2 My) (Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlan ve ark., 2013a Parlak ve ark., 2012b), (Semail, plajiyogranit: 95 My (Tilton ve ark., 1981; Warren ve ark., 2005)].

Semail ofiyolitinin tabanında gözlenen metamorfik dilime ait amfibolitlerden elde edilen zirkon mineralleri U-Pb SHRIMP yöntemi ile yaşlandırılarak 94.48±0.23 My ve plajiyogranitlerden elde edilen zirkonlarda ise yine aynı yöntemle 95.3±0.2 ile 94.37±0.18 My yaşları elde edilmiştir (Warren ve ark., 2005). Bu verilere göre okyanus içi yitim ya da bindirmeler sırasında oluşan metamorfik dilim ve yitim zonu üzerinde oluşan okyanusal kabuğun (Semail ofiyoliti) eş yaşlı olduğu ifade edilmiştir.

Bu tez çalışması kapsamında Mersin ofiyolitine ait magmatik ve metamorfik kayaçlarda yapılan zirkon ve rutil U-Pb yaşlandırmalarının karşılaştırması Şekil5.1'de sunulmaktadır. Buna göre okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan kabuğun gelişimi (magmatizma) hata payları da dikkate alındığında 98.9 - 80.2 My aralığında değişmekte olup, yaklaşık 18.7 My'lık bir zaman dilimini işaret etmektedir. Aynı şekilde metamorfik dilimin oluşumu da 108 - 80 My aralığında değişmekte olup, 28 My'lık bir zaman dilimini işaret etmektedir (Şekil 5.1). Metamorfik dilimde Parlak ve Delaloye (1999) tarafından gerçekleştirilen ^{40}Ar-^{39}Ar yaş tayinleri (96.0±0.7 ile 91.6±0.3 My) bu çalışmadan elde edilen veriler ile uyumluluk göstermektedir. Bu çalışmadan elde edilen bulgular ışığında magmatik ve metamorfik süreçlerin birbirleri ile eş yaşlı olduğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 5.1. Mersin ofiyolitinden elde edilen U-Pb tarihlendirmelerine bağlı magmatizma-metamorfizma ilişkisini gösterir diyagram

Robertson (2004) tarafından önerilen “Dengeli Yitim Zonu” modelinde ofiyolit tabanı metamorfikler ile ofiyoliti oluşturan okyanusal kabuğun eş yaşlı olması gerektiği ileri sürülmektedir. Bu modele benzerlik sunan ofiyolitlere Semail (Umman) ve Divriği (Sivas) ofiyolitleri örnek gösterilebilir (Searle ve Cox, 1999; Gnos ve Peters, 1993; Hacker ve Gnos, 1997; Warren ve ark., 2005; Parlak ve ark., 2012b). Mersin ofiyolitinden elde edilen yeni yaş verileri dengeli yitim zonu modeline uymakta ve modeli desteklemektedir. Bu veriler Mersin ofiyolitinin Geç Kretase’de İç Toros okyanusunda okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu desteklemektedir.

5.2. Sonuçlar

Mersin ofiyolitinde yapılan arazi gözlemleri, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları neticesinde elde edilen sonuçlar şunlardır:

1. İnceleme alanından toplam 19 adet örnek alınmıştır. Bunların 7 adedi metamorfik dilime ait kayaçlar, 7 adedi tekil diyabaz daykı (2 adet tektonikleri kesen dayk, 5 adet metamorfik dilimi kesen dayk) ve 5 adedi mafik kümülatlara ait kayaçlardan oluşmaktadır. Yapılan petrografik analizler sonucunda metamorfik dilim kayalarından alınan örneklerin; amfibolit, mika-amfibol şist ve amfibol şist oldukları, tekil dayklardan alınan örneklerin diyabaz ve kuvarslı mikrodiyorit olduğu ve mafik kümülatlardan alınan örnklerin ise gabro ve olivinli gabro oldukları saptanmıştır.
2. Mersin ofiyolitinden alınan 19 adet kayaç örneği laboratuvar ortamında çeşitli aşamalardan geçirilip zirkon ve rutil mineralleri ayıklanarak U-Pb tarihlendirmesi yapılmıştır.
3. Zirkon tarihlendirmesi yapılan örneklerden ME13-1 nolu amfibolit örneğinin ortalama yaşı 90.8±1.3 My (metamorfik dilimin oluşum yaşı), ME13-2 nolu amfibol şist örneğinin ortalama yaşı 94.0±14 My (metamorfik dilimin oluşum yaşı), ME13-14 nolu diyabaz örneğinin ortalama yaşı 95.8±2.2 My (tekil diyabaz daykının kristallenme yaşı) ve ME13-19 nolu gabro örneğinin 82.1±1.9 My (gabroyik kümülat kayaçların kristallenme yaşı) olarak bulunmuştur.
4. Rutil tarihlendirmesi yapılan örneklerden ME13-3 nolu diyabaz örneğinin 95.9±3 My (soğuma yaşı), ME13-5 nolu mika-amfibol şist örneğinin 91.9±2.0 My (soğuma yaşı), ME13-12 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinin ortalama yaşı 95.0±2.4 My (soğuma yaşı) ve ME13-14 nolu diyabaz örneğinin ise 91.9±2.0 My (kristallenme yaşı) olarak bulunmuştur.
5. U-Pb analizleri sonucunda; magmatizma yaşının 98.9 - 80.2 My arasında ve metamorfizma yaşının ise 108-80 My arasında olduğu görülmekle birlikte

magmatizma ve metamorfizma süreçlerinin birbirleri ile eş yaşlı oldukları görülmektedir. Magmatizma ve metamorfizma süreçlerinin eş yaşlı olması, dengeli yitim zonu (steady state subduction) modelini desteklemektedir.

6. Elde edilen veriler eşliğinde Mersin ofiyolitinin Geç Kretase'de İç Toros okyanusunda okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu söylenebilmektedir.

KAYNAKLAR

AL-RIYAMI, K., ROBERTSON, A. H. F., DİXON, J. and XENOPHOTOS, C., 2002. Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. Lithos, 65:225-260.

ALABASTER, T., PEARCE, J. A. and MALPAS, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex: Contributions to Mineralogy and Petrology, 81:168-183.

ANDREW, T. and ROBERTSON, A. H. F., 2002. The Beyşehir–Hoyran–Hadim Nappes: Genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. Journal of the Geological Society, 159:529–543.

BAĞCI, U., PARLAK, O. and HÖCK, V., 2005. Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean. Mineralogical Magazine, 69:53-76.

BAĞCI, U., PARLAK, O. and HÖCK, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal, 41:193–219.

BAĞCI, U., PARLAK, O. and HÖCK, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of divers magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17:43–71.

BAĞCI, U. and PARLAK, O., 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.). 98:387–405.

BÉBIEN, J., SHALLO, M., MANİKA, K. and GEGA, D., 1998. The Shebenik Massif (Albania): a link between MOR- and SSZ-type ophiolites? Ofioliti, 23:7–15.

BROWN, L., KLEİN. J., MİDDLETON, R., SACKS, I. S. and TERA, F., 1982. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. Nature, 299:718-720.

CANNAT, M. and BOUDİER, F., 1985. Structural study of intra-oceanic thrusting in the Klamath Mountains, northern California: Implications on accretion geometry. Tectonics, 4:435–452.

CHAN, G. H. N., MALPHAS, J., XENOPHONTOS, C. and LO, C. H., 2007. Timing of subduction zone metamorphism during the formation and emplacement of Troodos and Baër-Bassit ophiolites: insights from ^{40}Ar–^{39}Ar geochronology. Geological Magazine, 144:797–810.

CHERNİAK, D. J. and WATSON, E. B., 2001. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology, 172:5–24.

CHERNİAK, D. J., 2010. Diffusion in Accessory Minerals: Zircon, Titanite, Apatite, Monazite and Xenotime. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 72:827-869.

CLUBE, T. M. M. and ROBERTSON, A. H. F., 1986. The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus in the Late Mesozoic–Early Tertiary plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean. Surveys in Geophysics, 8:375–437.

COLEMAN, R. G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal of Geophysical Research, 76:1212-1222.

COLEMAN, R. G., 2000. Prospecting for ophiolites along the California continental margin. In: DİLEK, Y., et al., eds, Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America Special Paper, 349:351-364.

COLLINS, A. S. and ROBERTSON, A. H. F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. Journal of Geological Society, London, 155:759–772.

CROFU, F., HANCHAR, J. M. and HOSKİN, P. W. O., et al., 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53:469-495.

ÇELİK, Ö. F. and DELALOYE, M., 2003. Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dykes swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. Geological Journal, 38:235–256.

ÇELİK, Ö. F. and DELALOYE, M., 2006. Characteristics of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beyşehir ophiolitic melange (Central Taurides, Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry. Journal of Asian Earth Sciences, 26:461–476.

ÇELİK, Ö. F., DELALOYE, M., and FERAUD, G., 2006. Precise Ar-Ar ages from the metamorphic sole rocks of the Tauride Belt Ophiolites, southern Turkey: implications for the rapid cooling history. Geological Magazine, 143:213–227.

ÇELİK, Ö. F., 2007. Metamorphic sole rocks and their mafic dykes in the eastern Tauride belt ophiolites (southern Turkey): Implications for OIB-type magma generation following slab break-off. Geological Magazine, 144:849–866.

ÇELİK, Ö. F. and CHIARADIA, M., 2008. Geochemical and petrological aspects of dike intrusions in the Lycian ophiolites (SW Turkey): a case study for the dike emplacement along the Tauride Belt Ophiolites. International Journal of Earth Sciences, 97:1151-1164.

ÇELİK, Ö.F., MARZOLİ, A., MARSCHİK, R., CHİARADİA, M., NEUBAUER, F. and ÖZ, I., 2011. Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. Tectonophysics, 509(1-2):120-134.

ÇELİK, Ö. F., CHİARADİA, M., MARZOLİ, A., BİLLOR, Z. and MARSCHİK, R., 2013. The Eldivan ophiolites and volcanic rocks in the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone, Northern Turkey: Geochronology, whole-rock geochemical and Nd-Sr-Pb isotope characteristics. Lithos, 172-173:31-46.

DAŞÇI, H. T., PARLAK, O., NURLU, N. and BİLLOR, Z., 2014. Geochemical characteristics and age of metamorphic sole rocks within a Neotethyan ophiolitic melange from Konya region (central southern Turkey). Geodinamica Acta, dx.doi.org/10.1080/09853111.2014.979532.

DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal of Geophysical Research, 75, 14:2625-2647.

DİLEK, Y., THY, P., MOORES, E. M. and RAMSDEN, T. W., 1990. Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework. Tectonics, 9/4:811-823.

DİLEK, Y, MOORES, E. M., DELALOYE, M. and KARSON, J. A., 1991. A magmatic extension and tectonic denududation in the Kizildag Ophiolite, Southern Turkey. Implications for the evolution of Neotethyan oceanic crust, In Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Litosphere, edited by Tj. PETERS, NİCOLAS, A. and COLEMAN, R. G., pp. 485-500, Kluwer, Dordrecht.

DİLEK, Y. and WHİTNEY, D. L., 1997. Counterclockwise P–T-t trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Tethyan ophiolite (Turkey). Tectonophysics, 280:295–310.

DİLEK, Y., THY, P., HACKER, B. and GRUNDVİG, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neo- Tethyan ocean. Geological Society of America Bulletin, 111:1192–1216.

DİLEK, Y. and FLOWER, M. F. J., 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A Model Template for Ophiolites in Albania, Cyprus and Oman, In: DİLEK, Y., ROBİNSON, P. T. eds. Ophiolites in Earth history. Geological Society [London] Special Publication, 218: 43– 68.

DİLEK, Y. and THY, P., 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara melange, central Turkey. Island Arc, 15,1:44–57.

DİLEK, Y., FURNES, H. and SHALLO, M., 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. Lithos, 100:174–209.

DİLEK, Y. and FURNES, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. Lithos, 113:1–20.

DİLEK, Y. and THY, P., 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. Lithos, 113:1-2, 68-87.

DIMO-LAHITTE, A., MONİE, P. and VERGELY, P., 2001. Metamorphic soles from the Alba-nian ophiolites: petrology, ^{40}Ar–^{39}Ar geochronology, and geodynamic evolution. Tectonics, 20:78–96.

ELİTOK, Ö. and DRÜPPEL, K., 2008. Geochemistry and tectonic significance of metamorphic sole rocks beneath the Beyşehir-Hoyran ophiolite (SW-Turkey). Lithos, 100:322–353.

ERNST, W. G., 1971. Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? American Journal of Science, 271:81-108.

ERNST, W. G., 1988. Response to plants and vegetation to mine tailings and dredged materials. In: SALOMONS, W., FORSTNER, U. (eds), Chemistry and biology of solid waste. Springer Verlag, Heidelberg Berlin New York, pp, 54–69.

FLOWER, M. F. J. and DİLEK, Y., 2003. Ophiolite pulses, mantle plumes and orogeny. In: DİLEK, Y., ROBİNSON, J., eds. Ophiolites in Earth History, 1-19. Geological Society London Special Publication 218.

GALOYAN, G., ROLLAND, Y., SOSSON, M., CORSİNİ, M., BİLLO, S., VERATİ, C. and 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.

GARFUNKEL, Z., 2006. Neotethyan ophiolites: formation and obduction within the life cycle of the host basins. In: ROBERTSON, A. H. F., MOUNTRAKİS, D., eds., Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, pp. 301–326, Special Publications 260.

GASS, L. G., 1968. The Troodos Massif of Cyprus a fragment Mesozoic Ocean floor. Nature, 220:39-42.

GEİSLER, T., ULONSKA, M., SCHLEİCHER, H., PİDGEON, R. T. and VAN BRONSWİJK, W., 2001. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141:53-65.

GNOS, E. and PETERS, T. J., 1993. K–Ar ages of the metamorphic sole of the Semail ophiolite: implications for ophiolite cooling history. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113:325–332.

GÖRÜR, N., OKTAY, F. Y., SEYMEN, I. and ŞENGÖR, A. M. C., 1984. Paleotectonic evolution of Tuz Gölü Basin complex, central Turkey. In: DİXON, J. E., ROBERTSON, A. H. F., eds.,. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, pp. 81–96, Special Publication 17.

HACKER, B. R., 1990. Simulation of the metamorphic and deformational history of the metamorphic sole of the Oman ophiolite. Journal of Geophysical Research, 95:4895-4907.

HACKER, B. R., 1991. The role of deformation in the formation of metamorphic gradients: Ridge subduction beneath the Oman ophiolite. Tectonics, 10:455–473.

HACKER, B. R., 1994. Rapid Emplacement of Young Oceanic Lithosphere - Argon Geochronology of the Oman Ophiolite. Science, 265:1563-1565.

HACKER, B. R., MOSENFELDER, J. L. and GNOS, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronological constraints. Tectonics, 15:1230-1247.

HACKER, B. R. and GNOS, E., 1997. The conundrum of Samail: explaining the metamorphic history. Tectonophysics, 279:215–226.

HARRİSON, T. M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78:324–331.

HOSKİN, P. W. O. and BLACK, L. P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18:423-439.

HOSKİN, P. W. O. and SCHALTEGGER, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53:27-55.

HÖCK, V., KOLLER, F., MEİSEL, T., ONUZİ, K. and KNERİNGER, E., 2002. The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR- vs SSZ-type ophiolites. Lithos, 65:143-164.

IRWIN, W. P., 1977. Review of Paleozoic rocks of the Klamath Mountains. In: STEWART, J. H., et al, eds, Paleozoic paleogeography of the western United States I: Los Angeles, Pacific Section. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 441-454.

JAGER, E., 1979. Introduction to Geochronology. Springer Verlag, New York, 329 s.

JAMİESON, R. A., 1986. P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites. Journal of Metamorphic Geology, 4:3-22.

JONES, G. and ROBERTSON, A. H. F., 1991. tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. Journal of the Geological Society, 148:267–288.

JUTEAU, T., NİCOLAS, A., DEBUSSY, J., FRUCHARD, J. C. and BOUCHEZ, J. L., 1977. Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge. Geological Society of American Bulletin, 88:1740-1748.

JUTEAU, T., 1980. Ophiolites of Turkey. Ophioliti, 2:199-205.

KACZMAREK, M. A., MÜNTENER, O., and RUBATTO, D., 2008. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, 155: 295–312.

KARAOĞLAN, F., PARLAK, O., KLÖTZLI, U., THÖNI, M. and KOLLER, F., 2012. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) ophiolite: implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in the southern Neotethys. Geological Magazine, 150:283-299.

KARAOĞLAN, F., PARLAK, O., ROBERTSON, A., THÖNI, M., KLÖTZLI, U., KOLLER, F., OKAY, A.İ., 2013. Evidence of Eocene high-temperature/high-pressure metamorphism of ophiolitic rocks and granitoid intrusion related to

Neotethyan subduction processes (Doğanşehir area, SE Anatolia), In: ROBERTSON, A. H. F., PARLAK, O., ÜNLÜGENÇ , U. C., eds., Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, London, pp. 249-272.

KARAOĞLAN, F., PARLAK, O., KLÖTZLI, U., KOLLER, F. and RIZAOĞLU, T., 2013b. Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a suprasubduction zone type oceanic crust in southern Neotethys, SE Anatolia. Geoscience Frontiers, 4:399-408.

KHALATBARI-JAFARI, M., JUTEAU, T., BELLON, H., WHITCHERCH, H., COTTON, J. and EMAMI, H., 2004. New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 23:507-535.

KOGLİN, N., 2008. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of ophiolites and mafic-ultramafic complexes in the Northeastern Aegean Region: New trace-element, isotopic and age constraints. PhD dissertation, University of Mainz, Germany.

KOGLIN, N., KOSTOPOULOS, D. and REICHMANN, T., 2009. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints, Tectonophysics, 473:53–68.

KONSTANTİNOU K. I, LİN C. H. and LİANG W. T., 2007. Seismicity characteristics of apotentially active quaternary volcano: The Tatun Volcano Group, northernTaiwan. J Volcanol Geotherm Res 160:300-318.

LEAKE, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63:1023-1052.

LIATI, A. and GEBAUER, D., 1999. Constraining the pregrade and regrade P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating difference zircon domain: inferred rated of heating-burial, cvooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contributions of Mineralogy an Petrology, 135:340-354.

LIATİ, A., GEBAUER, D. and FANNİNG, C. M., 2003. The youngest basic oceanic magmatism in the Alps (Late Cretaceous; Chiavenna unit, Central Alps): geochronological constraints and geodynamic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146:144 -158.

LIATI, A., GEBAUER, D. and FANNİNG, C. M., 2004. The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages, Chemical Geology, 207:171-188.

LIPPARD, S. J., SHELTON, A. W. and GASS, I. G. 1986. The Ophiolites of Northern Oman. The Geological Society of London, Memoir 11:178 s.

LUDWIG, K. R., 2003. Isoplot/EX version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication.

LYTWYN, J. N. and CASEY, J. F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kızıldağ) ophiolite, southern Turkey: possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers, Tectonophysics, 232:237–272.

LYTWYN, J. N. and CASEY, J. F., 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dike swarms and subophiolitic metabasites, Pozantı–Karsantı ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction, Geological Society of America Bulletin, 7:830–850.

MALPAS, J., 1979. Two contrasting trondhjemitic associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp. 465-487.

MALPAS, J., XENOPHONTOS, C. and WILLIAMS, D., 1992. The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus, a product of complex collisional tectonics. Tectonophysics 212:193–211.

MEZGER, K. and KROGSTAD, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. Journal of Metamorphic Geology, 15:127-140.

MOORES, E. M., 1970. Petrology and Structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece: Geol. Soc. America Spec. Papper 118:74.

MOORES, E. M. ve VİNE, F. J., 1971. The Troodos Massif Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evolution and implications : Philosophical Transactions of the Royal Society London, 268:443-466.

MOORES, E. M., 1982. Origin and emplacement of ophiolite. Review in Geophysics- Space Phys., 20:735-760.

MOORES, E. M., KELLOG, L. H. and DİLEK, Y., 2000. Tetyhan ophiolites, mantle convection and tectonic "historical contingency" A resolution of the "ophiolite conundrum" In: DİLEK, Y., MOORES, E. M., ELTHON, D. and NİCOLAS, A., eds., Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 349:3-12.

MORİMOTO, N., FABRİES, J., FERGUSON, A. K., GİNZBURG, I.V., ROSS, M., SEİFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKİ, K. and GOTTARDİ, D., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52:535-550.

MÖLLER, A., O'BRİEN, P. J., KENNEDY, A. and KRÖNER, A., 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). Geological Society, London, Special Publications, 220:65–81.

MUKASA, S. B. and LUDDEN, J. N., 1987. Uranium–lead ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance, Geology, 1:825–828.

PARLAK, O., DELALOYE, M. and BİNGÖL, E., 1995. Origin of sub-ophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey. Ofioliti, 20:97-110.

PARLAK, O., DELALOYE, M. and BİNGÖL, E., 1995b. Origin of sub-ophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, Southern Turkey. Ofioliti, 20:97- 110.

PARLAK, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame. PhD Thesis, Terre and Environnement 6, University of Geneva, Switzerland.

PARLAK , O. and DELALOYE, M., 1996. Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from 40Ar/39Ar geochronology. Terra Nova, 8:585-592.

PARLAK, O., DELALOYE, M. and BİNGÖL, E., 1996b. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey). Geol. Rd., 85:647-661.

PARLAK, O., DELALOYE, M. and BİNGÖL, E., 1997. Phase and cryptic variation through the ultramafic-mafic cumulates in the Mersin Ophiolite (Southern Turkey). Ofioliti, 21(2):81-92.

PARLAK, O. and DELALOYE, M., 1999. Precise ^{40}Ar-^{39}Ar ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (Southern Turkey). Tectonophysics, 301:145-158.

PARLAK, O., HÖCK, V. and DELALOYE, M., 2000. Supra-subduction zone origin of the Pozantı- Karsantı ophiolite (Southern Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: BOZKURT, E., WİNCHESTER, J. A., PİPER, J. eds, Tectonics and Magmatism in Turkey and its Surroundings. Geological Society, London, pp. 219–234, Special Publication 173.

PARLAK, O., DELALOYE, M., DEMİRKOL, C. and ÜNLÜGENÇ, U. C., 2001. Geochemistry of Pliocene/Pleistocene basalts along the Central Anatolian Fault Zone (CAFZ), Turkey: Geodinamica Acta,14,1-3:159-167.

PARLAK, O., ONAL, A., HÖCK, V., KURUM, S., DELALOYE, D., BAGCİ, U. and RİZAOGLU, T. 2002. Inverted metamorphic zonation beneath the Yu¨ksekova ophiolite in SE Anatolia. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (ITU) on Earth Sciences and Engineering, 16–18 May 2002, Abstract 133.

PARLAK, O. and ROBERTSON, A. H. F., 2004. Tectonic setting and evolution of the ophiolite-related Mersin melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean Region. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 158-160.

PARLAK, O., YILMAZ, H. and BOZTUĞ, D., 2006. Geochemistry and tectonic setting of the metamorphic sole rocks and isolated dykes from the Divrigi˘ ophiolite (Sivas, Turkey): evidence for melt generation within an asthenospheric window prior to ophiolite emplacement. Turkish Journal of Earth Sciences 15:25–45.

PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., BAĞCI U., KARAOĞLAN F. and HÖCK V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 473, 1-2:173-187.

PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., THÖNİ, M., ROBERTSON, A. H. F., OKAY, A. İ. and KOLLER, F., 2012. Geochemistry, geochronolgy and tectonic sıgnıfıcance of hightemperature meta-ophiolitic rocks: possible relation to Eocene south-Neotethyan arc magmatism (Malatya area, SE Anatolia). 65. Geological Congress of Turkey, 2 –7 April 2012, Ankara, Abstract 88– 91.

PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., ROBERTSON, A. H. F. and KOLLER, F., 2012. Diversity of ophiolites from the Southeast Anatolia: Implications for the late Cretaceous tectonics of the Southern Neotethys. International Earth Science Colloquium onthe Aegean Region, IESCA-2012, İzmir, p:18.

PARLAK, O., ÇOLAKOĞLU, A., DÖNMEZ, C., SAYAK, H., YILDIRIM, N., TÜRKEL, A. and ODABAŞI, İ., 2013. Geochemistry andtectonic significance of ophiolites along the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone in northeastern Anatolia. In A. H. F.Robertson,O. Parlak, & U. C. Ünlügenç (Eds.), Geologicaldevelopment of Anatolia and the easternmost Mediterraneanregion (pp. 75–105). London: Geological Society of London, Special Publication 372.

PEARCE, J. A., LİPPARD, S. S. and ROBERTS, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: KOKELAAR, B. P. and HOWELLS, M. F. (eds) Marginal Basin Geology. Geological Society, London, Special Publications, 16:77– 94.

PİDGEON, R. T., 1992. Recrystallization of oscillatory-zoned zircon: some geochronological and petrological implications. Contribution of Mineralogy and Petrology, 110:463-472.

PİDGEON, R. T., NEMCHİN, A. A. and HİTCHEN, G. J., 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contributions of Mineralogy and Petrology, 132:288-299.

PLATT, J. P., 1975. Metamorphic and deformation processes in the Franciscan Complex, California: some insights from the Catalina Schist terrane. Geological Society of America Bulletin, 86:1337–1347.

POURTEAU, A., CANDAN, O. and OBERHANSLİ, R., 2010. High-pressure metasediments in central Turkey: constraints on the Neotethyan closure history, Tectonics, 29. TC5004. doi:10.1029/2009TC002650.

RIZAOĞLU, T., PARLAK, O., HÖCK, V. and İŞLER, F., 2006. Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey, ed: Robertson, A. H. F., Mountrakis, D., Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region, Geol. Soc. of London, Special Punlication, Pp: 327-350.

RİZVANOVA, N. G., LENCHENKOV, O. A., BELOUS, A. E. et al., 2000. Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during the interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139:101-134.

ROBERTSON, A. H. F. and DIXON, J. E., 1984. Introduction: Aspects of theGeological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E. (eds.), The Geological Evolution of the EasternMediterranean. Geological Society of London, Special Publication, 17:1-74.

ROBERTSON A. H. F. and SHALLO, M., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context, Tectonophysics, 316, 2-4:197-254.

ROBERTSON, A. H. F., 2002. Overview of the Genesis And Emplacement Of Mesozoic Ophiolites In The Eastern Mediterranean Tethyan Region, Lithos, 65:1-67.

ROBERTSON A. H. F., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions, Earth Science Reviews, 66:331-387.

ROBERTSON, A. H. F., 2006. Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region. Geological Society, London, Memoirs, 32:235-261.

ROBERTSON, A. H. F., USTAÖMER, T., PARLAK, O., ÜNLÜGENÇ¸, U. C., TASLI, K. and İNAN, N., 2006. The Berit Transect of the Tauride Thrust Belt, S. Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic Accretionary/Collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. ROBERTSON, A. H. F., USTAÖMER, T., PARLAK, O., ÜNLÜGENC¸, U. C., TASLI, K. and İNAN, N. 2006. The Berit Transect of the Tauride Thrust Belt, S. Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic Accretionary/Collisional processes related to closure of the Southern Neotethys.

ROBERTSON, A. H. F., PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., ÜNLÜGENÇ¸, U. C., İNAN, N., TASLI, K. and USTAÖMER, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazig˘ region, SE Turkey). In: Ries, A. C., Butler, R. W. H. & Graham, R. H. Eds, Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society London Special Publications, 272:231– 270.

RODDICK, J. F., CAMERON, W. E. and SMİTH, A. G., 1979. Permo-Triassic and Jurassic Ar–Ar ages from Greek ophiolites and associated rocks. Nature, 279:788–790.

RUBATTO, D., GEBAUER, D., and FANNİNG, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geody-namic evolution of the Central and Western Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132:269–287.

RUBATTO, D., WILLIAMS, I. S., 2000. Imaging, trace element geochemistry and mineral inclusions: linking U-Pb ages with metamorphic conditions. EOS, 21:25.

RUBATTO, D. and SCAMBELLURİ, M., 2003. U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyte in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps). Contributions to Mineralogy to Petrology, 146:341-355.

ÖNEN, A. P. and HALL, R., 2000. Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. Journal of Metamorphic Geology, 18:483–495.

SALEEBY, J. B., 1992. Petrotectonic and Paleogeographic settings of U.S. Cordilleran Ophiolites. In: BURCHFİEL, B. C., et al., eds., The Cordilleran orogen, conterminous U.S. Boulder, Colorado. Geological Society of America, The Geology of North America, G-3:653-682.

SARIFAKIOĞLU, E., ÖZEN, H. and WİNCHESTER, J. A., 2009. Whole rock and mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates from the Orhaneli (Bursa) ophiolite, NW Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 18:55–83.

SEARLE, M. P. and MALPAS, J., 1980. Structure and metamorphism of rocks beneath the semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. Transactions of the Royal Society of Edinburg:Earth Sciences, 71, 247-262.

SEARLE, M. P. and MALPAS, J., 1982. Petrochemistry and origin of subophiolite metamorphic and related rocks in the Oman mountains. Journal of Geological Society of London, 139:235-248.

SEARLE, M. P. and COX, J., 1999. Tectonic setting, origin and obduction of the Oman opholite. Geological Society of America Bulletin 111:104–122.

SHERVAİS, J. W. and KİMBROUGH D. L., 1985. Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: A composite island arc-oceanic crust terrane in western California. Geology, 13:35-38.

SHERVAİS, J. W., 1990. Island arc an oceanic crust ophiolites: contrasts in the petrology, geochemistry and tectonic style of ophiolite assemblages in the California Coast Ranges. In: MALPAS, J., MOORES. E., PANAYİOTOU, A. and XENOPHONTOS, C. eds, Ophiolites-oceanic crustal analogues. Proceedings of Troodos ophiolite symposium-1987. 507-520.

SPRAY, J. G. and RODDİCK, J. C., 1980. Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of some Hellenic sub-ophiolitic metamorphic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 72:43–55.

SPRAY, J. G. and RODDİCK, J. C., 1981. Evidence for upper cretaceous transform fault metamorphism in West Cyprus. Earth and Planetary Science Letters 55:273–291.

SPRAY, J. G., 1984. Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. In: GASS, I. G., LİPPARD, S. J. and SHELTON, A.W. eds, Ophiolites and oceanic lithosphere. Geological Society, London, Special Publication, 13:255-268.

ŞENGÖR, A. M. C. and YILMAZ Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A PlateTectonic Approach. Tectonophysics, 75:181-241.

TEKELİ, O., AKSOY, A., ERTAN, I. E. ve ÜRGÜN, B. M., 1981. Toros Ofiyolit Projeleri, Aladağ Projesi. M.T.A. Rap. No:6976, 113 s.

TILTON, G. R., HOPSON, C. A. and WRİGHT, J. E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ridge tectonics. Journal of Geophysical Research, 86:2763-2775.

TOMASCHEK, F., KENNEDY, A. K., VİLLA, I. M. and BALLHAUS, C., 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece-recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism, Journal of Petrology, 44:1977-2002.

TOPUZ, G., GÖÇMENGİL, G., ROLLAND, Y., ÇELİK, Ö. F., ZACK, T. and SCHMİTT, A. K., 2013. Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon. Geology, doi: 10.1130/G33577.1.

WAKABAYASHİ, J. and DİLEK, Y., 2000. Spatial and temporal relations between ophiolites and their subophiolitic soles: a test of models of forearc ophiolite genesis. In: DİLEK, Y., MOORES, E. M., ELTHON, D. and NİCOLAS, A. eds., Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from field studies and ocean drilling. Geological Society of America Special Paper, 349:53–64.

WAKABAYASHI, J. and DILEK, Y., 2003. What constitutes "emplacement" of an ophiolite?: mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles, In: DILEK, Y. and ROBINSON, P. T., Ophiolites in Earth history. Geological Society of London Special Publication, 218:427-447.

WAKABAYASHİ, J., 2004. Contrasting settings of serpentinite bodies, San Francisco Bay area, California: derivation from the subducting plate vs. Mantle hanging wall. International Geology Review, 46:1103-1118

WARREN, C. J., PARRİSH, R. R., SEARLE, M. P. and WATERS, D. J., 2003. Dating the subduction of the Arabian continental margin beneath the Semail ophiolite, Oman. Geology, 31:889–892.

WARREN, C. J., PARRİSH, R. R., WATERS, D. J. and SEARLE, M. P., 2005. Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U–Pb geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150:403–422.

WILLIAMS, H. and SMYTH, W. R., 1973. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples. American Journal of Science, 273:594-621.

WU, Y. and ZHENG, Y., 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49:1554-1569.

VAVRA, G., SCHMİD, R. and GEBAUER, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granülite facies zircon: geochronology of the Ivren Zone (Southern Alps). Contribution of Mineralogy and Petrology, 134:380-404.

VERGİLİ, Ö. and PARLAK, O., 2005. Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia. Ofioliti, 30:37-52.

YALINIZ, K. M., FLOYD, P. and GÖNCÜOĞLU, M. C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine, 60:697–710.

YILMAZ, Y., 1981. Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi: İÜYB Dergisi, İstanbul, l:1-2.

YILMAZ, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian Orogen. Geological Society of America Bulletin 105:251-71.

YILMAZ, Y., YİĞİTBAŞ, E. and GENÇ, Ş. C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in The Geological Evolution of the Orogenic Belt. Tectonics, 12:1280-1297.

ÖZGEÇMİŞ

Selena Ezgi Öztürk 1990 yılında Hatay ilinin İskenderun ilçesinde doğdu. İlköğretime Almanya'da başlamış, dördüncü ve beşinci sınıfları ise İskenderun'da tamamlamıştır. Ortaokul ve liseyi Aksaray ilinde okumuştur. 2008 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde lisans eğitime başlamıştır. 2012 yılında Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Mineraloji ve Petrografi Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimine başlamıştır.

EKLER

EK-1

ME13-1 NUMARALI AMFİBOLİT KAYACINA AİT MİKROPROB SONUÇLARI

Örnek No	ME13-1-1	ME13-1-2r	ME13-1-3	ME13-1-4	ME13-1-5	ME13-1-6	ME13-1-7	ME13-1-8	ME13-1-9	ME13-1-10
SiO_2	44.87	44.74	44.42	44.97	44.77	44.81	44.31	44.96	44.28	45.17
TiO_2	1.89	1.55	2.03	1.99	2.03	2.04	1.88	1.80	1.91	1.78
Al_2O_3	10.33	10.67	10.56	10.44	10.52	10.40	10.61	10.43	10.88	10.52
FeO	11.97	12.01	12.07	11.98	11.98	11.86	12.16	11.83	12.09	12.05
MnO	0.21	0.22	0.22	0.29	0.26	0.19	0.20	0.21	0.22	0.22
MgO	14.76	14.47	14.09	13.95	14.23	14.31	14.17	14.03	13.60	14.29
CaO	11.52	11.44	11.36	11.17	11.25	11.27	11.28	11.12	11.36	11.43
Na_2O	2.24	2.07	2.01	2.10	2.13	2.27	2.15	2.13	2.15	2.11
K_2O	0.49	0.51	0.51	0.51	0.47	0.52	0.54	0.48	0.57	0.55
Fl	0.02	0.00	0.20	0.00	0.11	0.05	0.12	0.17	0.00	0.14
Cl	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.07	0.11	0.09	0.12	0.07	0.11	0.04	0.18	0.09	0.18
Total	98.39	97.79	97.56	97.53	97.81	97.82	97.46	97.33	97.17	98.42
Si	6.43	6.44	6.43	6.50	6.45	6.47	6.42	6.51	6.45	6.48
Al^{iv}	1.57	1.56	1.57	1.50	1.55	1.53	1.58	1.49	1.55	1.52
Al^{vi}	0.17	0.24	0.24	0.28	0.24	0.23	0.23	0.29	0.32	0.26
Ti	0.20	0.17	0.22	0.22	0.22	0.22	0.20	0.20	0.21	0.19
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Fe^{3+}	0.73	0.78	0.69	0.63	0.70	0.63	0.73	0.64	0.53	0.65
Fe^{2+}	0.70	0.67	0.77	0.82	0.74	0.80	0.74	0.79	0.94	0.79
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	3.15	3.10	3.04	3.01	3.06	3.08	3.06	3.03	2.95	3.06
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.77	1.76	1.76	1.73	1.74	1.74	1.75	1.73	1.77	1.76
Na	0.62	0.58	0.57	0.59	0.60	0.63	0.60	0.60	0.61	0.59
K	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10
F	0.01	0.00	0.09	0.00	0.05	0.02	0.06	0.08	0.00	0.06
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.49	15.43	15.51	15.41	15.47	15.50	15.51	15.49	15.49	15.51
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.82	0.82	0.80	0.79	0.81	0.79	0.80	0.79	0.76	0.79

Örnek No	ME13-1-11	ME13-1-12	ME13-1-13	ME13-1-14	ME13-1-15	ME13-1-16	ME13-1-17	ME13-1-18	ME13-1-19c	ME13-1-20r
SiO_2	44.94	44.86	45.71	45.26	45.08	45.61	44.82	44.98	44.77	44.98
TiO_2	1.75	2.05	1.64	2.06	1.94	1.69	2.01	1.75	1.77	1.16
Al_2O_3	10.40	10.69	9.94	10.44	10.44	10.06	10.49	10.70	10.53	10.57
FeO	11.81	12.12	11.71	11.86	11.76	11.43	12.10	12.03	11.88	11.75
MnO	0.13	0.22	0.27	0.23	0.08	0.26	0.21	0.24	0.26	0.22
MgO	14.18	14.11	14.91	13.94	13.73	14.26	14.14	14.45	13.90	14.25
CaO	11.51	11.35	11.46	11.07	11.48	11.27	11.43	11.44	11.24	11.43
Na_2O	2.14	2.09	2.06	2.04	2.07	1.98	2.15	2.14	2.05	2.19
K_2O	0.44	0.51	0.44	0.50	0.46	0.45	0.55	0.48	0.51	0.34
Fl	0.11	0.00	0.02	0.08	0.14	0.07	0.00	0.00	0.00	0.06
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.17	0.06	0.09	0.03	0.16	0.13	0.03	0.15	0.15	0.04
Total	97.58	98.06	98.25	97.50	97.35	97.22	97.93	98.36	97.07	97.01
Si	6.51	6.45	6.53	6.54	6.56	6.60	6.47	6.44	6.50	6.53
Al^{iv}	1.49	1.55	1.47	1.46	1.44	1.40	1.53	1.56	1.50	1.47
Al^{vi}	0.28	0.26	0.21	0.31	0.35	0.31	0.25	0.24	0.30	0.33
Ti	0.19	0.22	0.18	0.22	0.21	0.18	0.22	0.19	0.19	0.13
Cr	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01
Fe^{3+}	0.55	0.66	0.74	0.62	0.40	0.58	0.60	0.73	0.62	0.65
Fe^{2+}	0.88	0.80	0.66	0.82	1.03	0.81	0.86	0.71	0.82	0.77
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	3.06	3.02	3.18	3.00	2.98	3.07	3.04	3.08	3.01	3.08
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.79	1.75	1.75	1.71	1.79	1.75	1.77	1.75	1.75	1.78
Na	0.60	0.58	0.57	0.57	0.58	0.56	0.60	0.59	0.58	0.62
K	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.10	0.06
F	0.05	0.00	0.01	0.04	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.52	15.43	15.41	15.41	15.53	15.42	15.47	15.44	15.42	15.49
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.78	0.79	0.83	0.79	0.74	0.79	0.78	0.81	0.79	0.80

EK-2

ME13-2 NUMARALI AMFİBOL ŞİST KAYACINA AİT MİKROPROB SONUÇLARI

Örnek No	ME13-2-23	ME13-2-26	ME13-2-27	ME13-2-30	ME13-2-31	ME13-2-35	ME13-2-50
SiO_2	40.80	40.73	40.48	40.93	41.06	38.05	41.04
TiO_2	1.89	1.50	1.39	1.81	1.45	0.11	1.91
Al_2O_3	12.92	12.89	13.22	12.84	12.92	24.82	12.87
FeO*	17.35	17.97	17.55	16.83	16.99	10.08	16.93
MnO	0.07	0.27	0.21	0.17	0.13	0.08	0.11
MgO	9.69	9.37	9.22	9.56	10.03	0.00	10.14
CaO	11.56	11.58	11.48	11.82	11.72	23.29	11.79
Na_2O	2.11	2.15	2.20	2.14	2.03	0.01	2.17
K_2O	0.94	0.90	0.96	0.93	0.97	0.01	0.94
Fl	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.15
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.18	0.10	0.15	0.17	0.09	0.02	0.19
Total	97.51	97.47	96.93	97.22	97.39	96.46	98.24
Si	6.13	6.13	6.13	6.18	6.16	5.70	6.12
Al^{iv}	1.87	1.87	1.87	1.82	1.84	2.30	1.88
Al^{vi}	0.41	0.42	0.49	0.47	0.44	2.08	0.38
Ti	0.21	0.17	0.16	0.21	0.16	0.01	0.21
Cr	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02
Fe^{3+}	0.50	0.56	0.48	0.28	0.53	0.00	0.47
Fe^{2+}	1.68	1.70	1.74	1.85	1.60	1.26	1.64
Mn	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	2.17	2.10	2.08	2.15	2.24	0.00	2.26
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.86	1.87	1.86	1.91	1.88	3.74	1.88
Na	0.61	0.63	0.65	0.63	0.59	0.00	0.63
K	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18	0.00	0.18
F	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.66	15.67	15.73	15.72	15.66	15.10	15.77
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.56	0.55	0.54	0.54	0.58	0.00	0.58

Örnek No	ME13-2-52	ME13-2-53	ME13-2-55	ME13-2-56	ME13-2-58	ME13-2-59	ME13-2-60
SiO_2	40.82	50.58	41.23	41.36	41.09	41.06	42.08
TiO_2	2.02	0.42	1.68	1.93	1.32	1.82	1.51
Al_2O_3	12.85	3.42	12.86	12.45	13.42	12.80	12.43
FeO*	16.86	9.84	17.22	16.79	16.87	17.09	16.81
MnO	0.24	0.21	0.23	0.25	0.18	0.15	0.15
MgO	9.86	11.26	10.22	10.19	9.75	9.46	10.34
CaO	11.78	22.19	11.82	11.39	11.91	11.71	11.78
Na_2O	2.20	0.72	2.23	2.16	2.23	2.16	2.04
K_2O	0.97	0.01	0.95	0.90	0.95	0.94	0.87
Fl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.06	0.05
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.13	0.02	0.10	0.19	0.04	0.12	0.22
Total	97.75	98.69	98.55	97.61	97.91	97.37	98.26
Si	6.13	7.38	6.12	6.17	6.16	6.20	6.24
Al^{iv}	1.87	0.59	1.88	1.83	1.84	1.80	1.76
Al^{vi}	0.40	0.00	0.37	0.37	0.53	0.48	0.42
Ti	0.23	0.05	0.19	0.22	0.15	0.21	0.17
Cr	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03
Fe^{3+}	0.38	0.00	0.54	0.56	0.35	0.30	0.48
Fe^{2+}	1.74	1.20	1.60	1.53	1.76	1.86	1.60
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Mg	2.21	2.45	2.26	2.27	2.18	2.13	2.29
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.90	3.47	1.88	1.82	1.91	1.89	1.87
Na	0.64	0.20	0.64	0.63	0.65	0.63	0.59
K	0.19	0.00	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.73	15.38	15.70	15.62	15.81	15.74	15.64
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.56	0.67	0.59	0.60	0.55	0.53	0.59

Örnek No	ME13-2-21	ME13-2-22	ME13-2-24	ME13-2-25	ME13-2-28	ME13-2-29	ME13-2-32	ME13-2-33	ME13-2-34
SiO_2	52.87	53.57	53.19	52.65	50.32	52.14	50.68	53.86	53.76
Al_2O_3	1.18	0.78	0.71	1.21	3.81	1.95	3.19	0.50	0.33
TiO_2	0.11	0.09	0.03	0.02	0.46	0.12	0.36	0.01	0.01
FeO	6.84	6.30	8.15	8.83	10.37	8.31	9.69	6.02	5.48
MnO	0.07	0.27	0.23	0.28	0.24	0.21	0.27	0.24	0.26
MgO	14.20	14.43	13.56	12.81	11.50	12.79	12.16	14.52	15.11
Cr_2O_3	0.07	0.05	0.06	0.04	0.06	0.17	0.08	0.15	0.03
CaO	24.23	24.62	24.30	23.67	22.75	23.54	23.01	24.47	24.71
Na_2O	0.56	0.29	0.43	0.65	0.81	0.63	0.71	0.35	0.30
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.12	100.39	100.66	100.18	100.32	99.85	100.16	100.13	99.99
Si	1.95	1.97	1.97	1.96	1.88	1.94	1.89	1.99	1.98
Al^{IV}	0.05	0.03	0.03	0.04	0.12	0.06	0.11	0.01	0.02
Al^{VI}	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.08	0.03	0.06	0.07	0.11	0.06	0.11	0.02	0.04
Fe^{2+}	0.13	0.16	0.19	0.20	0.22	0.20	0.19	0.16	0.12
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.78	0.79	0.75	0.71	0.64	0.71	0.68	0.80	0.83
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.96	0.97	0.96	0.94	0.91	0.94	0.92	0.97	0.98
Na	0.04	0.02	0.03	0.05	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
En	40.01	40.30	37.95	36.67	34.02	37.08	35.48	40.77	41.87
Fs	10.93	10.29	13.17	14.64	17.61	13.87	16.30	9.86	8.92
Wo	49.06	49.41	48.88	48.69	48.37	49.05	48.22	49.37	49.21

Örnek No	ME13-2-36	ME13-2-37	ME13-2-38	ME13-2-39	ME13-2-40	ME13-2-41	ME13-2-42	ME13-2-43	ME13-2-44	ME13-2-45	ME13-2-51	ME13-2-54	ME13-2-57
SiO_2	66.04	67.69	66.51	67.14	66.66	67.22	67.59	66.61	68.62	67.29	67.32	67.29	67.61
TiO_2													
Al_2O_3	19.90	19.88	21.01	20.33	20.75	20.48	20.21	20.51	20.14	20.36	20.39	19.97	19.98
FeO	0.05	0.00	0.02	0.05	0.04	0.05	0.07	0.13	0.04	0.04	0.08	0.04	0.00
MnO													
MgO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01
CaO	0.90	0.40	1.56	0.84	1.28	1.15	1.14	0.81	0.45	0.83	0.80	0.60	0.43
Na_2O	11.00	11.56	10.87	11.37	10.98	10.97	11.13	10.99	11.51	11.33	10.92	11.41	11.32
K_2O	0.14	0.11	0.09	0.21	0.09	0.09	0.10	0.50	0.10	0.10	0.12	0.29	0.11
Total	98.05	99.65	100.06	99.94	99.80	99.96	100.27	99.60	100.89	99.96	99.65	99.59	99.46
Si	2.95	2.97	2.92	2.95	2.93	2.95	2.95	2.94	2.97	2.95	2.95	2.96	2.97
Al	1.05	1.03	1.09	1.05	1.07	1.06	1.04	1.07	1.03	1.05	1.06	1.04	1.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.04	0.02	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02
Na	0.95	0.98	0.92	0.97	0.94	0.93	0.94	0.94	0.97	0.96	0.93	0.97	0.96
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Total	5.01	5.01	5.01	5.02	5.01	5.00	5.00	5.02	5.00	5.01	4.99	5.02	5.00
Or	0.79	0.64	0.52	1.17	0.52	0.52	0.56	2.80	0.56	0.53	0.70	1.59	0.64
Ab	94.92	97.48	92.17	94.96	93.47	94.04	94.14	93.40	97.33	95.60	95.44	95.65	97.33
An	4.29	1.89	7.32	3.88	6.02	5.44	5.31	3.80	2.10	3.87	3.86	2.76	2.03

EK-3

ME13-11 NUMARALI AMFİBOLİT KAYACINA AİT MİKROPROB SONUÇLARI

Örnek No	ME13-11-4	ME13-11-5	ME13-11-6	ME13-11-7	ME13-11-8	ME13-11-9	ME13-11-13
SiO_2	46.13	45.92	45.62	45.63	45.45	45.78	46.48
TiO_2	0.67	0.72	0.78	0.79	0.75	0.85	0.98
Al_2O_3	10.97	11.00	11.11	11.11	11.45	10.90	10.57
FeO	12.07	12.35	12.29	12.19	12.53	12.62	11.88
MnO	0.25	0.24	0.25	0.24	0.25	0.23	0.26
MgO	13.83	13.92	13.75	13.69	13.66	13.78	13.95
CaO	11.67	11.52	11.53	11.61	11.52	11.65	11.66
Na_2O	1.84	1.83	1.93	1.87	1.86	1.90	1.70
K_2O	0.24	0.25	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25
Cr_2O_3	0.42	0.31	0.22	0.42	0.52	0.47	0.19
NiO	0.05	0.08	0.10	0.05	0.03	0.04	0.14
Total	98.14	98.15	97.83	97.84	98.28	98.46	98.05
Si	6.60	6.56	6.55	6.56	6.49	6.54	6.65
Al^{iv}	1.40	1.44	1.45	1.44	1.51	1.46	1.35
Al^{vi}	0.45	0.41	0.43	0.44	0.42	0.38	0.43
Ti	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11
Cr	0.05	0.03	0.02	0.05	0.06	0.05	0.02
Fe^{3+}	0.62	0.76	0.70	0.65	0.78	0.70	0.60
Fe^{2+}	0.82	0.71	0.78	0.81	0.72	0.81	0.82
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	2.95	2.96	2.94	2.93	2.91	2.94	2.97
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
Ca	1.79	1.76	1.77	1.79	1.76	1.78	1.79
Na	0.51	0.51	0.54	0.52	0.52	0.53	0.47
K	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.34	15.32	15.36	15.35	15.32	15.36	15.30
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.78	0.81	0.79	0.78	0.80	0.78	0.78

Örnek No	ME13-11-14	ME13-11-15	ME13-11-16	ME13-11-25	ME13-11-26	ME13-11-29	ME13-11-31
SiO_2	45.68	45.84	45.36	46.09	43.18	45.26	45.87
TiO_2	0.88	0.98	0.89	1.02	0.99	0.94	0.67
Al_2O_3	11.34	11.01	11.85	10.77	11.28	11.32	10.65
FeO	12.26	12.32	12.61	12.56	12.36	12.32	12.27
MnO	0.24	0.29	0.24	0.25	0.25	0.23	0.22
MgO	13.62	13.89	13.34	13.85	13.58	13.61	13.75
CaO	11.76	11.60	11.65	11.67	11.74	11.61	11.57
Na_2O	1.92	1.84	1.96	1.89	1.89	1.96	1.74
K_2O	0.26	0.24	0.28	0.25	0.27	0.26	0.32
Cr_2O_3	0.17	0.24	0.20	0.08	0.10	0.11	0.15
NiO	0.09	0.07	0.10	0.07	0.14	0.07	0.16
Total	98.22	98.32	98.48	98.50	95.78	97.70	97.37
Si	6.55	6.54	6.49	6.58	6.36	6.52	6.62
Al^{iv}	1.45	1.46	1.51	1.42	1.64	1.48	1.38
Al^{vi}	0.47	0.40	0.49	0.39	0.32	0.44	0.43
Ti	0.09	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.07
Cr	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe^{3+}	0.58	0.72	0.64	0.65	0.78	0.64	0.67
Fe^{2+}	0.89	0.75	0.87	0.85	0.74	0.84	0.81
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	2.91	2.96	2.84	2.95	2.98	2.92	2.96
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca	1.81	1.77	1.79	1.79	1.85	1.79	1.79
Na	0.53	0.51	0.54	0.52	0.54	0.55	0.49
K	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.39	15.33	15.38	15.35	15.45	15.39	15.33
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.77	0.80	0.77	0.78	0.80	0.78	0.79

Örnek No	ME13-11-10	ME13-11-11	ME13-11-23	ME13-11-30	ME13-11-33
SiO_2	64.98	67.92	64.93	63.82	63.79
TiO_2	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02
Al_2O_3	18.35	20.06	18.43	18.20	22.36
FeO*	0.06	0.02	0.18	0.25	0.23
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
CaO	0.00	0.75	0.00	0.00	1.09
Na_2O	0.42	11.84	0.28	0.16	9.91
K_2O	16.26	0.16	16.37	16.72	1.51
Total	100.09	100.77	100.26	99.19	99.05
Si	3.00	2.96	3.00	2.99	2.85
Al	1.00	1.03	1.00	1.00	1.18
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05
Na	0.04	1.00	0.02	0.01	0.86
K	0.96	0.01	0.96	1.00	0.09
Total	5.00	5.03	5.00	5.02	5.04
Or	96.20	0.84	97.49	98.59	8.63
Ab	3.80	95.79	2.51	1.41	86.14
An	0.00	3.37	0.00	0.00	5.22

EK-4

ME13-13 NUMARALI AMFİBOL ŞİST KAYACINA AİT MİKROPROB SONUÇLARI

Örnek No	ME13-13-39	ME13-13-40	ME13-13-41	ME13-13-42	ME13-13-43	ME13-13-44
SiO_2	46.59	43.37	44.90	45.20	52.05	46.81
TiO_2	0.35	0.34	0.42	0.42	0.07	0.34
Al_2O_3	11.05	13.89	12.23	12.88	4.74	10.34
FeO	13.70	13.57	12.81	12.86	11.82	12.27
MnO	0.19	0.19	0.21	0.12	0.20	0.18
MgO	13.08	12.19	13.03	12.80	15.79	14.05
CaO	11.08	11.46	11.35	11.24	12.32	11.79
Na_2O	2.09	2.43	2.25	2.33	1.01	1.81
K_2O	0.26	0.28	0.21	0.20	0.14	0.26
Cr_2O_3	0.11	0.12	0.10	0.10	0.20	0.04
NiO	0.04	0.11	0.08	0.07	0.05	0.04
Total	98.54	97.94	97.59	98.22	98.40	97.92
Si	6.65	6.27	6.48	6.47	7.40	6.71
Al^{iv}	1.35	1.73	1.52	1.53	0.60	1.29
Al^{vi}	0.51	0.64	0.56	0.65	0.19	0.46
Ti	0.04	0.04	0.05	0.05	0.01	0.04
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
Fe^{3+}	0.75	0.71	0.68	0.64	0.32	0.58
Fe^{2+}	0.89	0.93	0.86	0.90	1.08	0.89
Mn	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Mg	2.78	2.63	2.80	2.73	3.34	3.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	1.69	1.78	1.75	1.72	1.88	1.81
Na	0.58	0.68	0.63	0.65	0.28	0.50
K	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.32	15.51	15.42	15.41	15.18	15.36
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.76	0.74	0.76	0.75	0.76	0.77

Örnek No	ME13-13-45	ME13-13-46	ME13-13-47	ME13-13-48	ME13-13-49	ME13-13-50
SiO_2	52.26	45.43	45.47	44.16	44.95	46.94
TiO_2	0.12	0.35	0.37	0.36	0.43	0.46
Al_2O_3	5.05	12.12	11.74	12.48	12.72	10.68
FeO	9.51	13.05	13.39	13.08	13.13	11.95
MnO	0.14	0.10	0.12	0.30	0.23	0.17
MgO	17.72	13.03	13.04	12.83	12.93	14.10
CaO	12.27	11.30	11.16	11.38	11.49	11.94
Na_2O	0.93	2.22	2.18	2.23	2.21	1.78
K_2O	0.10	0.21	0.26	0.26	0.22	0.24
Cr_2O_3	0.08	0.07	0.12	0.13	0.15	0.06
NiO	0.06	0.08	0.08	0.09	0.07	0.07
Total	98.25	97.96	97.92	97.31	98.52	98.39
Si	7.31	6.52	6.53	6.40	6.43	6.70
Al^{iv}	0.69	1.48	1.47	1.60	1.57	1.30
Al^{vi}	0.15	0.58	0.52	0.54	0.57	0.49
Ti	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe^{3+}	0.56	0.68	0.76	0.75	0.71	0.52
Fe^{2+}	0.55	0.88	0.85	0.83	0.86	0.90
Mn	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02
Mg	3.70	2.79	2.79	2.77	2.76	3.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	1.84	1.74	1.72	1.77	1.76	1.82
Na	0.25	0.62	0.61	0.63	0.61	0.49
K	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.11	15.40	15.37	15.44	15.41	15.36
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.87	0.76	0.77	0.77	0.76	0.77