ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Emrah ŞİMŞEK

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİNİ OLUŞTURAN FARKLI MAGMATİK KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA-2017

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİNİ OLUŞTURAN FARKLI MAGMATİK KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

Emrah ŞİMŞEK

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez 06.01.2017 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği ile Kabul Edilmiştir.

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

Bu Tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Hazırlanmıştır.
Kod No:

Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü

Bu çalışma Ç.Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: FYL-2015-3872

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

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİNİ OLUŞTURAN FARKLI MAGMATİK KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİ İLE YAŞLANDIRILMASI

Emrah ŞİMŞEK

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl : 2017 Sayfa: 133
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Doç. Dr. Utku BAĞCI

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) zirkonU-Pb yöntemi ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayaların tarihlendirmesi amaçlanmıştır. Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Türkiye'de Neotetis ofiyolitleri içinde en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarını içermektedir. Tarihlendirmesi yapılan zirkonların boyutlarının genel olarak 12-150 µm arasındadır. Tipolojik olarak kısa-küt veya uzun prizmatik şekillerde olup, genellikle belirgin bir zonlanma görülmemekle birlikte bazı zirkon kristallerinde yamalı ve iskeletimsi zonlanma göstermektedir. Tarihlendirilen zirkonlar magmatik kökenlidirler (Th/U=0.34-3.47).Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayalarda gerçekleştirilen zirkon U-Pb jeokronoloji çalışmaları sonucunda elde edilen 10 adet mafik ve felsik kaya örneğine ait yaşlar 90.6±6.4 – 97.7±1.1 My arasında değişmektedir.Birbirleri ile hata payları içerisinde örtüşen yaş aralıklarından yola çıkarak SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığının 1.3-7.2 My ile sınırlanmış olduğu görülmektedir.Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinden elde edilen SSZ-tipi kabuk ile ilgili jeokronolojik verilerdeki hata payına bağlı minimum ve maksimum yaş aralıklarının 84.20 My - 98.8 My arasında değişmesi (14.6 My), Güney Neotetis okyanusal baseninin Senomaniyen-Kampaniyen dönemindeki okyanus içi yitimi ile kıta kenarına ofiyolit yerleşimi ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini örten en yaşlı stratigrafik birimin Mastrihtiyen yaşlı olması, bölge jeodinamiği ile uyumluluk sunmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Ofiyolit, Hatay, U-Pb, SIMS, Zirkon

ABSTRACT

MSc THESIS

U-Pb DATING OF DIFFERENT MAGMATIC ROCKS FROM THE KIZILDAĞ (HATAY) OPHIOLITE

Emrah ŞİMŞEK

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

Supervisor : Prof. Dr. Osman PARLAK
Year : 2017 Page: 133
Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Assoc. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Assoc. Prof. Dr. Utku BAĞCI

The aim of this study is to date oceanic crustal rocks by SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) within the frame of MSc thesis. Kızıldağ (Hatay) ophiolite comprises the best-preserved Neotethyan oceanic lithospheric remnants. Size of the zircons range from 12-150 µm. Although some of the zircons show patchy and skeletal zonning, they do not display clear zonning in general. They are magmatic in origin (Th/U= 0.34-3.47). Ten samples from the mafic and felsic crustal rocks of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite yielded zirkon U-Pb ages ranging from 90.6±6.4 to 97.7±1.1 Ma. Duration of the suprasubduction zone (SSZ) type oceanic crust formation has been defined between 1.3-7.2 My based on overlapping crystallization ages at 1σ standart deviation. When one considers the minimum (84.2 My)and maximum (98.8 My)ages obtained from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite,it is clear that the closure of the Southern Neotethyan oceanic basin during Cenomanian-Campanian due to north-dipping subduction, ophiolite emplacement onto Arabian continental margin and the oldest stratigraphic unit (Maastrichtian) covering the emplaced-ophiolite are in agreement within the Eastern Mediterranean geodynamic evolution.

Keywords: Ophiolite, Hatay, U-Pb, SIMS, Zircon

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) U-Pb zirkon yöntemi ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayaların tarihlendirmesi amaçlanmıştır. Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Türkiye'de Neotetis ofiyolitleri içinde en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarını içermektedir.Çalışma alanı Hatay ilinin Samandağ, Belen ve Altınözü ilçeleri içerisinde yer almaktadır. Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti Arap platformuna ait Kambriyen-Kretase yaşlı otokton kayaları üzerine Kampaniyen-Erken Mastrihtiyen'de yerleşmiştir. Kızıldağ ofiyolitinin tabandan tavana doğru (manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında Hatay bölgesinde başlıca üç lokasyonda (Çevlik-Samandağ, Altunözü ve Kömürçukuru) mafik ve felsik kayalardan toplam 22 (yirmiiki) adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Yapılan laboratuvar çalışmaları (kırma, öğütme, eleme, sallantılı masa, manyetik ayırma, ağır sıvı ve elle seçim) sonucunda 10 (on) adet örnekte zirkon mineralleri ayıklanmıştır. Örneklerin epokside tutturulması ve parlatılması aşamasından sonra taramalı elektron mikroskobunda katodolüminesans fotoğrafları çekilerek zirkonların iç yapıları ortaya konmuştur.U-Pb zirkon tarihlendirmesi, Edinburg Üniversitesi (İngiltere) Yerbilimleri Materyal ve Mikro Analiz Merkezinde bulunan Edinburg İyon Mikroprob Laboratuvarında CAMECA ims-1270 iyon mikroprobu ile gerçekleştirilmiştir.

Tarihlendirmesi yapılan zirkonların boyutlarının genel olarak 12-150 µm arasında olduğu tespit edilmiştir.Tarihlendirmesi yapılan zirkonların tipolojik olarak kısa-küt veya uzun prizmatik şekillerde olup, genellikle belirgin bir zonlanma görülmemekle birlikte bazı zirkon kristallerinde yamalı ve iskeletimsi zonlanma görülmüştür.Tarihlendirmesi yapılan zirkonların Th/U değerleri 0.34-3.47 arasında olup, magmatik kökeni işaret etmektedirler.

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayalarda gerçekleştirilen zirkon U-Pb jeokronoloji çalışmaları sonucunda elde edilen 10 adet mafik ve felsik kaya örneği yaşlandırılmıştır. Elde edilen yaşların hata payları da dikkate alınarak her bir örnekteki maksimum ve minimum yaşlarda verilmektedir. Bu verilerden yola çıkarak Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin oluşumu sırasında okyanus içi yitim zonu üzerindeki okyanusal levhada oluşan deniz tabanı yayılmasına bağlı SSZ-tipi kabuğun oluşumunun zamanlamasına dair yorumlamalara gidilebilir.

a) Elde edilen 10 adet jeokronolojik veride her bir örnekteki hata payına bağlı minimum ve maksimum yaşlara bakıldığında, yaşların 84.20 My ile 98.8 My arasında değiştiği görülmektedir. Buna göre yaklaşık 14.6 My zaman aralığı SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
b) Çizelge 1'deki konkordiya yaşlarına bakıldığında; hata payları dikkate alınmadığı takdirde yaşların maksimum 97.7 My ile minimum 90.6 My aralığında değiştiği görülmektedir. Bu durumda her iki değer arasındaki 7.1 My fark SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
c) Çizelge 1'deki minimum ve maksimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması alındığında; minimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması 91.3 My ve maksimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması ise 95.08 My olarak hesaplanmıştır.Hesaplanan bu iki değer arasındaki fark 3.78 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
d) Hata payları dikkate alınarak yapılan gruplandırmalarda, birbirleri ile hata payları içerisinde örtüşen yaş aralıklarından yola çıkarak yedi farlı alternatif oluşturulmuş olup, SSZ-tipi kabuk oluşumu için 7.19 My, 6.88 My, 6.43 My, 6.40 My, 3.38 My, 1.58 My ve 1.28 My zaman aralıkları elde edilmiştir.

e) Dolayısıyla SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığının eldeki verilerden oluşturulan alternatiflere göre yaklaşık olarak 1.3-7.2 My ile sınırlanmış olduğu görülmektedir.

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinden elde edilen SSZ-tipi kabuk ile ilgili jeokronolojik verilerdeki hata payına bağlı minimum ve maksimum yaş aralıklarının 84.20 My - 98.8 My arasında değişmesi (14.6 My), Güney Neotetis okyanusal baseninin Senomaniyen-Kampaniyen dönemindeki okyanus içi yitimi ile kıta kenarına ofiyolit yerleşimi ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini örten en yaşlı stratigrafik birimin Mastrihtiyen yaşlı olması, bölge jeodinamiği ile uyumluluk sunmaktadır.

TEŞEKKÜR

Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitini oluşturan farklı mağmatik kayaların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması isimli yüksek lisans çalışmamda, tezimin her aşamasında yardım ve desteğini gördüğüm tez danışman hocam Prof. Dr. Osman PARLAK'a teşekkür ederim. Yüksek lisans tez jürisinde yer almayı kabul eden ve yapıcı eleştirileriyle katkı sunan Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ ve Doç. Dr. Utku BAĞCI'ya içten teşekkürlerimi sunarım. Tez örneklerinin U-Pb zirkon analizlerinin Edinburgh Üniversitesi laboratuvarında yapımı sırasında yardımcı olan Prof. Dr. Alastair ROBERTSON ve laboratuvar sorumlusu Dr. Richard HINTON' a teşekkür ederim. Tezin yürütülmesi sırasında desteklerini esirgemeyen Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ'e teşekkür ederim. Labaratuar çalışmaları sırasında mineral seperasyonu konusunda eğitim veren ve her aşamada yardımlarını esirgemeyen Öğr. Gör. Dr. Fatih KARAOĞLAN'a teşekkür ederim. Zirkon minerallerinin taramalı elektron mikroskobunda katodolüminesans fotoğraflarının çekimi sırasında yardımcı olan Mersin Üniversitesi İleri Teknoloji Eğitim Araştırma ve Uygulama Merkezi (MEİTAM) uzmanı Seher KURU'ya ve verilerin değerlendirilmesi sırasında görüşleri ile yardımcı olan Çukurova Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi İstatistik Bölümü öğretim üyesi Doç. Dr. Deniz ÜNAL ÖZPALAMUTÇU'ya teşekkür ederim. Çukurova Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Başkanlığına maddi katkılarından dolayı teşekkürü bir borç bilirim. Son olarak, eğitim yaşamım boyunca hep yanımda olan, maddi ve manevi desteklerini hiç bir karşılık beklemeden esirgemeyen çok değerli aileme teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER **SAYFA**

ÖZ I
ABSTRACT II
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET III
TEŞEKKÜR VII
İÇİNDEKİLER VIII
ÇİZELGELER DİZİNİ XII
ŞEKİLLER DİZİNİ XIV
1. GİRİŞ 1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 11
3. MATERYAL VE METOD 21
3.1. Materyal 21
3.1.1. Zirkon Mineralinin Genel Özellikleri 24
3.2. Metod 25
3.2.1. Büro çalışmaları 25
3.2.2. Arazi çalışmaları 25
3.2.3. Laboratuvar çalışmaları 26
3.2.3.1. Kırma-Öğütme 27
3.2.3.2. Kuru eleme 27
3.2.3.3. Islak Eleme 28
3.2.3.4. Manyetik Ayırıcı 29
3.2.3.5. Ağır Sıvı 30
3.2.3.6. Elle Seçme 31
3.2.3.7. Tutturma, Aşındırma ve Parlatma 32
3.2.3.8. Katodolüminesans (CL) Görüntü Alımı 33
3.2.3.9. U-Pb SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Yaş Tayini 34
3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları 34
4. OFİYOLİT KAVRAMI 35

5. GÜNEYDOĞU ANADOLU OFİYOLİTLERİ 39
6. ARAŞTIRMA BULGULARI 43
6.1. Petrografi ve Arazi Gözlemleri 43
6.1.1. İzotrop Gabro (H15-1) 43
6.1.2. Boninitik Dayk (H15-2) 44
6.1.3. Boninitik Dayk (H15-3) 47
6.1.4. Diyabaz (H15-4) 48
6.1.5. Plajiyogranit (H15-5) 49
6.1.6. Diyabaz (H15-6) 50
6.1.7. Pegmatitik Gabro (H15-7) 52
6.1.8. Pegmatitik Gabro (H15-8) 54
6.1.9. Kümülat Gabro (H15-9) 55
6.1.10. Olivinli Gabro (H15-10) 57
6.1.11. Kümülat Gabro (H15-11) 58
6.1.12. Kümülat Gabro (H15-12) 60
6.1.13. Diyabaz (H15-13) 61
6.1.14. İzotrop Gabro (H15-14) 62
6.1.15. Bazalt (H15-15) 63
6.1.16. Bazalt (H15-17) 65
6.1.17. Bazalt (H15-18) 65
6.1.18. Bazalt (H15-19) 66
6.1.19. Bazalt (H15-20) 67
6.1.20. Manganlı Bazalt (H15-21) 68
6.1.21. Diyabaz (H15-22) 70
6.2. Jeokronoloji 71
6.2.1.SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Zirkon U-Pb Tarihlendirmesi ... 71
6.2.1.1. H15-1 İzotrop Gabro 72
6.2.1.2. H15-5 Plajiyogranit 75
6.2.1.3. H15-7 Pegmatitik Gabro 75

6.2.1.4. H15-8 Pegmatitik Gabro 80
6.2.1.5. H15-9 Kümülat Gabro 80
6.2.1.6. H15-10 Olivinli Gabro 85
6.2.1.7. H15-12 Kümülat Gabro 85
6.2.1.8.H15-13 Diyabaz 86
6.2.1.9. H15-14 İzotrop Gabro 86
6.2.1.10. H15-21 Manganlı Bazalt 92
7. TARTIŞMA 93
8. SONUÇLAR 113
KAYNAKLAR 115
ÖZGEÇMİŞ 133

ÇİZELGELER DİZİNİ **SAYFA**

Çizelge 3.1. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu 22
Çizelge 3.2. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu 23
Çizelge 3.3. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu 24
Çizelge 5.1. Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında gözlenen ofiyolitlerin genel özellikleri 40
Çizelge 6.1. SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb yöntemi ile elde edilen yaş verileri.....72
Çizelge 7.1. Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitine ait 10 adet mafik ve felsik kaya örneğine ait yaşlar 98

ŞEKİLLER DİZİNİ **SAYFA**

Şekil 1.1. Geç Kretase paleocoğrafyası 2
Şekil 1.2. Ana tektonik birlikler ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolitleri 4
Şekil 1.3. Türkiye ve çevresindeki Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı ve gerçekleştirilen U-Pb tarihlendirmeleri.....6
Şekil 1.4. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....8
Şekil 1.5. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin basitleştirilmiş jeoloji haritası 9
Şekil 1.6. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....10
Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri.....26
Şekil 3.2. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kaba öğütme için kullanılan çeneli kırıcı.....27
Şekil 3.3. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri.....28
Şekil 3.4. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ıslak eleme için kullanılan Gemini tip sallantılı masa.....29
Şekil 3.5. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde manyetik ayırma işlemlerinin yapıldığı Frantz Magnet manyetik ayırıcı.....30
Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanımı ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması (sol:genel görünüm, sağ:yakından görünüm).....31
Şekil 3.7. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop 31
Şekil 3.8. Zirkon minerallerinin bulunduğu yüzükler.....33
Şekil 3.9. Ringlerin platin ile kaplanması 34
Şekil 4.1. Eksiksiz bir ofiyolit istifi ve okyanusal litosferin karşılaştırılması 37
Şekil 5.1. İspendere (Malatya), Kömürhan (Elazığ) ve Güleman (Elazığ) Ofiyolitleri 41

Şekil 5.2. Kızıldağ (Hatay), Göksun (K. Maraş) ofiyoliti ve Berit (K. Maraş) Meta-Ofiyoliti 41
Şekil 6.1. H15-1 nolu izotrop gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 44
Şekil 6.2. H15-1 nolu izotrop gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 44
Şekil 6.3. H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 45
Şekil 6.4. H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 46
Şekil 6.5. Güvercin kayası burnunun enine kesiti (Çevlik Sahili) 46
Şekil 6.6. H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 47
Şekil 6. 7. H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 48
Şekil 6.8. H15-4 nolu diyabaz örneğinin Çevlik sahilindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 49
Şekil 6.9. H15-4 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 49
Şekil 6.10. H15-5 nolu plajiyogranit örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 50
Şekil 6.11. H15-6 diyabaz örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 51
Şekil 6.12. H15-6 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 51
Şekil 6.13. Manto tektonitlerinin tekil diyabaz daykı tarafından kesilmesi (Çevlik Sahili) 52
Şekil 6.14. H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 53

Şekil 6.15. H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 53
Şekil 6.16. Manto tektoniklerini kesen tekil pegmatitik gabro daykı (Çevklik Sahili).....54
Şekil 6.17. H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu).....55
Şekil 6.18. H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 55
Şekil 6.19. H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu).....56
Şekil 6.20. H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 57
Şekil 6.21. H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu).....58
Şekil 6.22. H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen, olv: olivin).....58
Şekil 6.23. H15-11 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu).....59
Şekil 6.24. H15-11 nolu kümülat gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 59
Şekil 6.25. H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 60
Şekil 6.26. H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 61
Şekil 6.27. H15-13 nolu diyabaz örneğinin Çevlik sahilindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu).....62
Şekil 6.28. H15-13 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen).....62

Şekil 6.29. H15-14 nolu gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu) 63
Şekil 6.30. H15-14 nolu gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 63
Şekil 6.31. H15-15 nolu bazalt örneğinin Altunözü bölgesindeki arazi görünümü 64
Şekil 6.32. H15-15 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (olv: olivin, cpx: klinopiroksen) 64
Şekil 6.33. H15-17 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü 65
Şekil 6.34. H15-18 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü 66
Şekil 6.35. H15-18 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 66
Şekil 6.36. H15-19 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü 67
Şekil 6.37. H15-19 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 67
Şekil 6.38. H15-20 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü 68
Şekil 6.39. H15-20 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 68
Şekil 6.40. H15-21 nolu Manganlı bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki 69
Şekil 6.41. H15-21 nolu manganlı bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen) 69
Şekil 6.42. H15-22 nolu diyabaz örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü 70

Şekil 6.43. H15-22 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen).....71
Şekil 6.44. Kızıldağ (Hatay)ofiyolitine ait H15-1 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....73
Şekil 6.45. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-1 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb konkordia diyagramı 74
Şekil 6.46. Kızıldağ (Hatay ofiyolitine ait H15-5 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....76
Şekil 6.47. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-5 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı 77
Şekil 6.48. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-7 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....78
Şekil 6. 49. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-7 SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı 79
Şekil 6. 50. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-8 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....81
Şekil 6.51. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-8 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı 82
Şekil 6.52. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-9 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....83

Şekil 6.53. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-9 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı 84
Şekil 6.54. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-10 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....85
Şekil 6.55. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-12 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....87
Şekil 6.56. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-12 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı 88
Şekil 6.57. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-13 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....89
Şekil 6.58. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-14 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....90
Şekil 6.59. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-14 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb konkordia diyagramı 91
Şekil 6.60. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-21 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü.....92
Şekil 7.1. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 101
Şekil 7.2. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 103

Şekil 7.3. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 104
Şekil 7.4. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 106
Şekil 7.5. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 107
Şekil 7.6. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 109
Şekil 7.7. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram 110

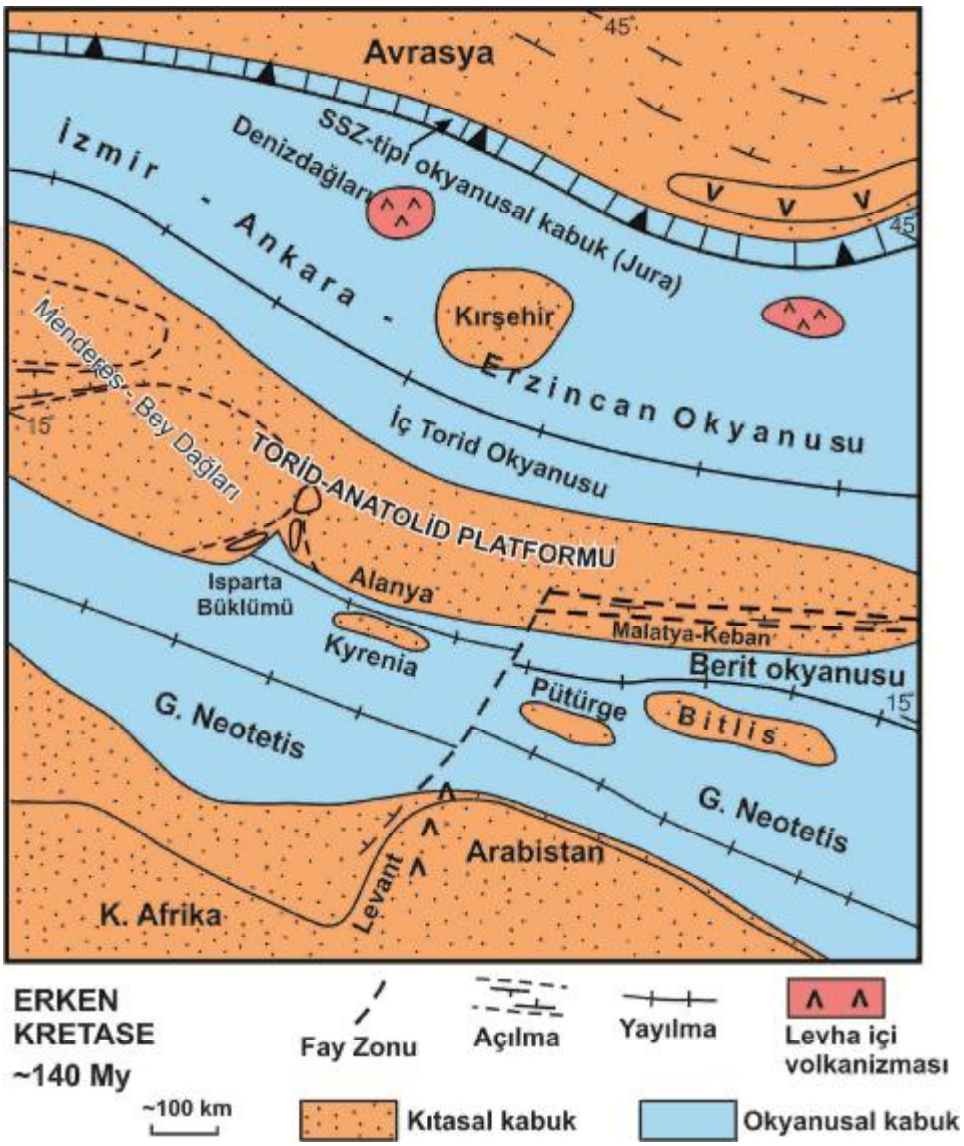
1. GİRİŞ

Ofiyolitler, plaka tektoniği açısından okyanusların tabanında oluşan okyanusal litosfer kesitlerinin kıta üzerindeki eşlenikleri olarak değerlendirilmektedir (Gass, 1968; Dewey ve Bird, 1970; Moores, 1970; Coleman,1971; Moores & Vine 1971).Bu nedenle, kıta kenarları üzerine yerleşen ofiyolitler orojenik kuşakların tektonik evrimi açısından oldukça önemlidirler.Bu kapsamda ofiyolitlerin oluşumu ve kıta kenarlarına yerleşim süreçlerinin tarihlendirilmesi de orojenik kuşakların tektonik evrimini anlamada önemli bir yer tutar.

Türkiye'de doğu-batı yönlü olarak uzanan kenet kuşaklarının en önemli bileşenlerini geniş yüzlekler sunan ofiyolitler ve ofiyolitik melanjlar ile bunlarla ilişkili metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu kenet kuşakları kuzeyden güneye doğru; (a) Pontid-İçi kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Yılmazve ark., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999), (b) İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981), (c) İç-Toros kenet kuşağı (Görür ve ark., 1984) ve Bitlis-Zagros kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Robertson ve ark., 2006, 2007) olarak adlandırılmaktadırlar. Ofiyolitler ve bunlarla ilişkili sedimanter-metamorfik birimler Neotetis okyanusal basenlerinin kapanma süreçlerinde kuzeye doğru olan bir okyanus-içi yitime bağlı olarak Geç Kretase'degüneye doğru kıta kenarlarına yerleşmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984). Sözü edilen okyanusal basenler;(a) İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu (Şengör ve Yılmaz, 1981), (b) İç-Toros okyanusu (Görür ve ark., 1984), (c) Güney Neotetis okyanusu (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve (d) Berit okyanusu (Robertson ve ark., 2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2013)olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1.1).

Doğu Akdeniz bölgesinde gözlenen ofiyolitlere ait volkanik ve plütonik kayalarda gerçekleştirilen jeokimyasal çalışmalara göre; ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluştuklarına dair bir fikir birliği oluşmuştur

(Pearce ve ark., 1984; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 1996a, b,2000,2002, 2009, 2013a, b;Bağcı ve ark., 2005, 2006, 2008; Bağcı ve Parlak, 2009; Dilek ve Thy, 2009; Rızaoğlu ve ark., 2006; Çelik ve ark., 2013).



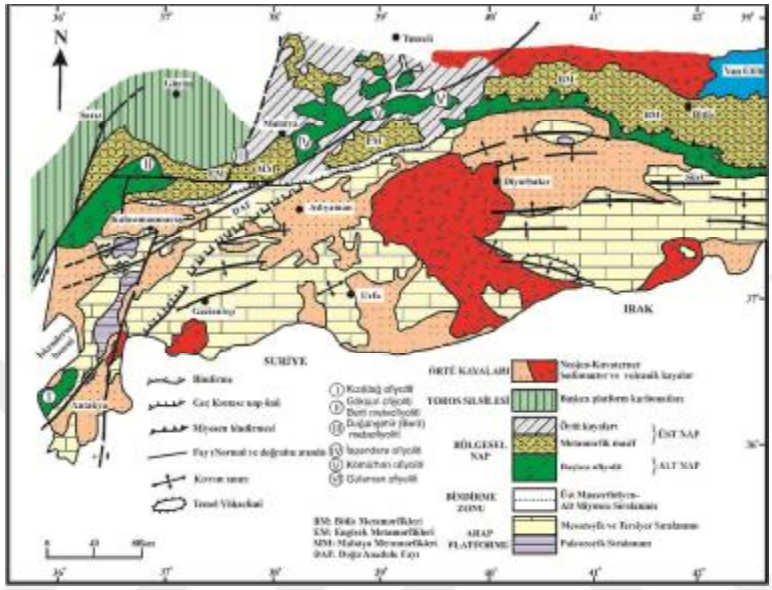
Şekil 1.1. Geç Kretase paleocoğrafyası (Robertson, 2012)

Güneydoğu Anadolu bölgesinde Bitlis-Zagros kenedi boyunca yaklaşık olarak KD-GB yönünde, az-çok birbirine paralel bir şekilde uzanan, iki ofiyolit kuşağının varlığı araştırıcılar tarafından ilerisürülmektedir (Robertson ve ark.,2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2013, 2016). Güneyde yer alan kuşak genel olarak Türkiye, Güney Kıbrıs ve Suriye sınırları içerisinde yer alan ofiyolitik kütleleri kapsamaktadırlar. Türkiye'nin güneyinde yer alan Tekirova (Antalya), Kızıldağ (Hatay), Amanos ve Koçali (adıyaman) ofiyolitleri, Güney Kıbrıs'ta yer alan Troodos ofiyoliti ve Suriye'nin kuzeyinde yer alan Baer-Bassit ofiyoliti bu kuşak içerisinde değerlendirilmektedir. Bu kuşak içerisinde yer alan ofiyolitler güneyde Arap platformu ile kuzeyde Bitlis-Pütürge mikro kıtaları arasında gelişim gösteren Güney Neotetis okyanusunda oluşmuş ve Trodoos ofiyoliti hariç, Arap platformu üzerine Geç Kretase'de yerleşmişlerdir. Daha kuzeyde yer alan kuşakta ise Göksun ofiyoliti (Kahramanmaraş), Berit metaofiyoliti (Kahramanmaraş), İspendere ofiyoliti (Malatya), Kömürhan ofiyoliti (Elazığ) ve Guleman ofiyoliti (Elazığ)yer almaktadır (Şekil 1.2). Bu kuşak içerisinde yer alan ofiyolitler güneyde Bitlis-Pütürge mikro kıtaları ile kuzeyde Malatya-Keban platformu arasında gelişim gösteren Berit okyanusunda oluşmuşlar ve tektonik dokanakla Toros platformu (Malatya-Keban) altında gözlenmektedirler. Bu kuşaktaki ofiyolitler ve bu ofiyolitleri tektonik olarak üzerleyen Toros platformu, Eosen ve Geç Kretase yaşlı I-tipi kalk-alkalen granitiyidler tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu veark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2013) (Şekil 1.2).

Doğu Akdeniz bölgesinde gözlenen ofiyolitlere ait volkanik ve plütonik kayalarda gerçekleştirilen jeokimyasal çalışmalara göre; ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluştuklarına dair bir fikir birliği oluşmuştur (Pearce ve ark., 1984; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 1996a, b,2000,2002, 2009, 2013a, b;Bağcı ve ark., 2005, 2006, 2008; Bağcı ve Parlak, 2009; Dilek ve Thy, 2009; Rızaoğlu ve ark., 2006; Çelik ve ark., 2013).

Doğu Akdeniz bölgesinde Balkanlar ve Türkiye'de gözlenen ofiyolitlerin hem oluşum yaşı hem de oluştukları jeodinamik ortam bakımından farklılıklar

sundukları bir çok çalışmada ortaya konmuştur (Robertson, 2002; Höck ve ark., 2002).

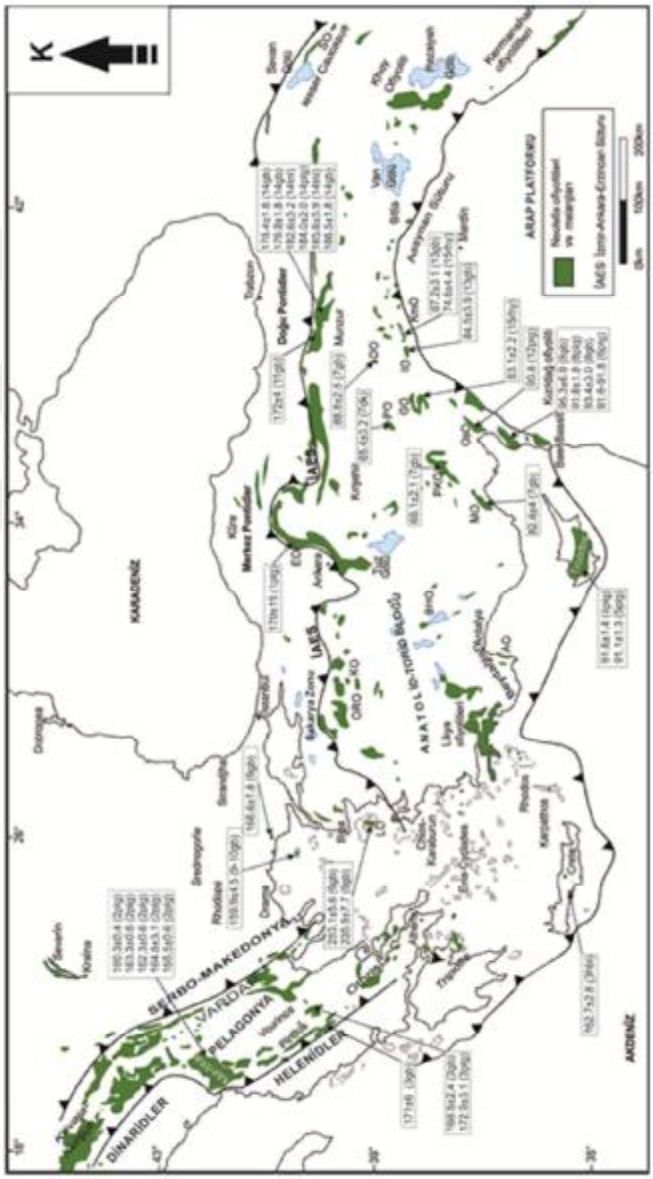


Şekil 1.2. Ana tektonik birlikler ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolitleri (Yılmaz, 1993)

Balkanlarda Orta-Geç Jura kristallenme yaşlarına sahip olan ofiyolitler (Şekil 1.3) jeodinamik ortam bakımından; (a) okyanus ortası sırtı-MOR (Batı Arnavutluk ofiyolitleri), (b) okyanus içi yitim zonu-SSZ (Doğu Arnavutluk ofiyolitleri ve Yunanistan'da Vourinos ofiyoliti), (c) okyanus ortası sırtı (MOR)-okyanus içi yitim zonu (SSZ) (Güney Arnavutluk ofiyolitleri, Yunanistan'da Pindos ve Asproptamos ofiyolitleri) ve (d) Yay-gerisi (KD Yunanistan'da Guevgueli ofiyoliti) ortamlarda oluşmuşlardır (Robertson, 2002). Türkiye'de gözlenen ofiyolitler ise jeodinamik ortam bakımından okyanus içi yitim zonu (SSZ-tipi) karakteri sunmaktadırlar. Jeodinamik ortam bakımından uyumluluk sunan ofiyolitler, kristallenme yaşları bakımından ise farklılıklar sunmaktadır (Şekil 1.3). Kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağında son yıllarda gerçekleştirilen U-Pb yaş tayinlerinde; Doğu Pontidlerde Refahiye (Erzincan)

ofiyolitinin okyanusal kabuk kayalarında ve Ankara Melanjı'nda gözlenen plajiyogranit bloğunda Alt-Orta Jura yaşları tespit edilmiştir (Dilek ve Thy, 2006; Topuz ve ark., 2012; Robertson ve ark., 2013). Benzer şekilde, Ankara Melanjı içinde Çankırı bölgesinde Eldivan ofiyoliti tabanında gözlenen metamorfik dilim kayalarından Erken-Orta Jura (167-177 My) ^{40}Ar-^{39}Ar soğuma yaşları Çelik ve ark. (2011) tarafından ortaya konmuştur. Bunun yanısıra İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının batısında Kütahya bölgesinde yer alan ofiyolitik kayalarda; Önen (2003) gabrolarda 94±13 My ve metamorfik dilim kayalarında 93±2 My ^{40}Ar-^{39}Ar yaşları yayınlamıştır. Bu veriler ışığında, İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun Balkanlardaki Helenid-Dinarid (Vardar) ofiyolit zonunun doğu uzantısı (Dilek veThy, 2006; Çelik ve ark., 2011) ve Küçük Kafkaslardaki Erken-Orta Jura yaşlı ofiyolit zonunun batı uzantısı (Hassig ve ark., 2013) olduğu çeşitli araştırıcılar tarafından belirtilmektedir. Toros kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitlerin kabuksal kayalarının kristallenme yaşlarının genel olarak Geç Kretase olduğu, ancak oldukça değişken bir aralık sunduğu (89-65 My) görülmektedir (Parlak ve ark., 2013). Güneydoğu Anadolu bölgesinde Bitlis-Zagros kenedinin kuzeyinde Berit okyanusal baseninde oluştuğu ileri sürülen Göksun (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya) ve Kömürhan (Elazığ) ofiyolitlerinin sırasıyla 83.1±2.2 My; 84.5±3.9 My ve 87.2±3.1-74±4.4 My U-Pb zirkon yaşlarına sahip oldukları görülmektedir (Karaoğlan ve ark., 2012, 2013b) (Şekil 1.3). Aynı kenet zonunun güney bölümünde Güney Neotetis okyanusal baseninde oluştuğu ileri sürülen Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerine ait plajiyogranitlerde ise çok benzer yaşlar (Troodos: 91.6±1.4 – 91.1±1.3 My ve Kızıldağ: 91.7±1.9 My) görülmektedir (Mukasa ve Ludden, 1987; Konstantinou ve ark., 2007; Karaoğlanve ark., 2013a). Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait gabroyik kayalarda gerçekleştirilen U-Pb zirkon ve Sm-Nd tarihlendirmelerinde ise göreceli olarak daha yaşlı (91.6±3.8 ve 95.3±6.9 My) veriler elde edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013a). Bu verilerden yola çıkarak güney ve kuzey kuşağın farklı jeolojik evrimlere maruz kaldığı ifade edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2012, 2013a, b; 2016). Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin

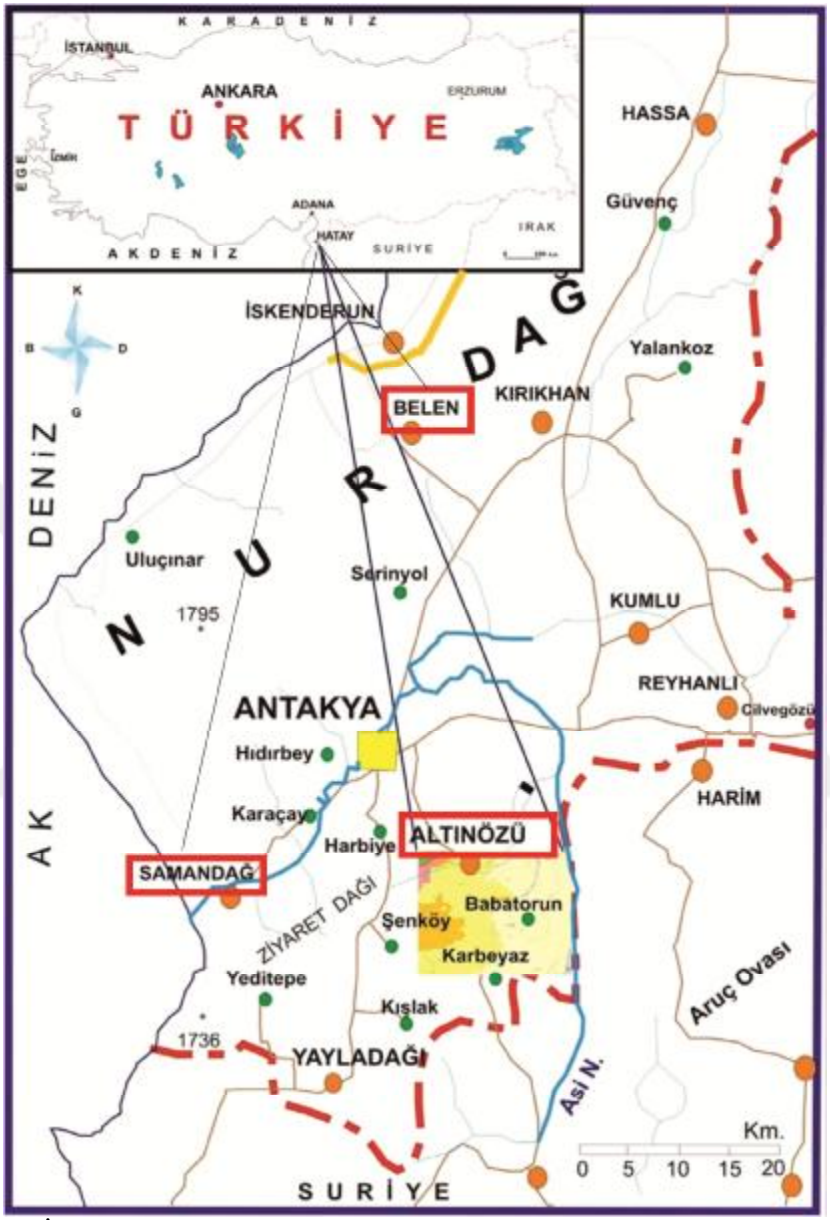
yitim zonu üzerinde yay-önü tektonik ortamında oluşan okyanusal kabukkayalarının ≤6 my gibi bir jeolojik zaman dilimi içerisinde oluştuğu ileri sürülmektedir (Karaoğlan ve ark., 2013a).



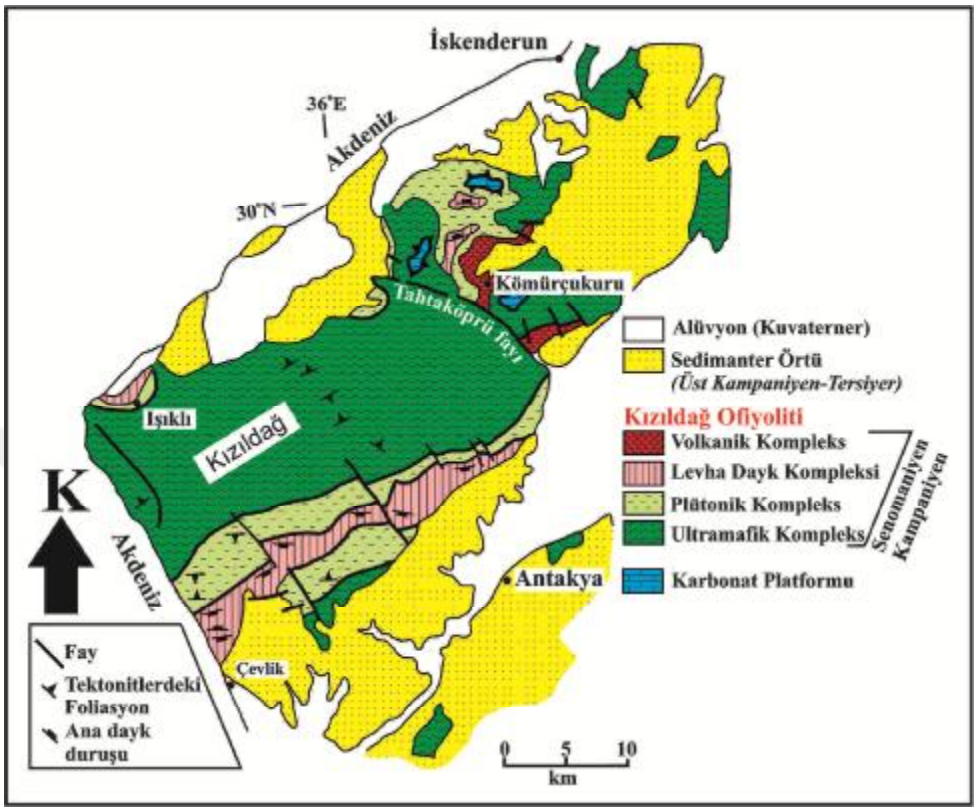
Şekil 1.3. Türkiye ve çevresindeki Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı ve gerçekleştirilen U-Pb tarihlendirmeleri.

Çalışma alanı Hatay ilinin Samandağ, Belen ve Altınözü ilçeleri içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.4). Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti Arap platformuna ait Kambriyen-Kretase yaşlı otokton kayaları üzerine Kampaniyen-Erken Mastrihtiyen'de yerleşmiştir (Dubertret, 1953; Aslaner, 1973; Selçuk, 1981). Kızıldağ ofiyolitinin tabandan tavana doğru (manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmaktadır (Dubertret, 1953; Çoğulu, 1975; Parrot, 1973; Çoğulu ve ark., 1976; Delaloye ve ark., 1976, 1980; Tinkler ve ark., 1981; Tekeli ve Erendil, 1984; Pişkin ve ark., 1986; Selçuk, 1985; Dilek ve Thy, 1998, 2009; Bağcı ve ark., 2005, 2008) (Şekil 1.5).

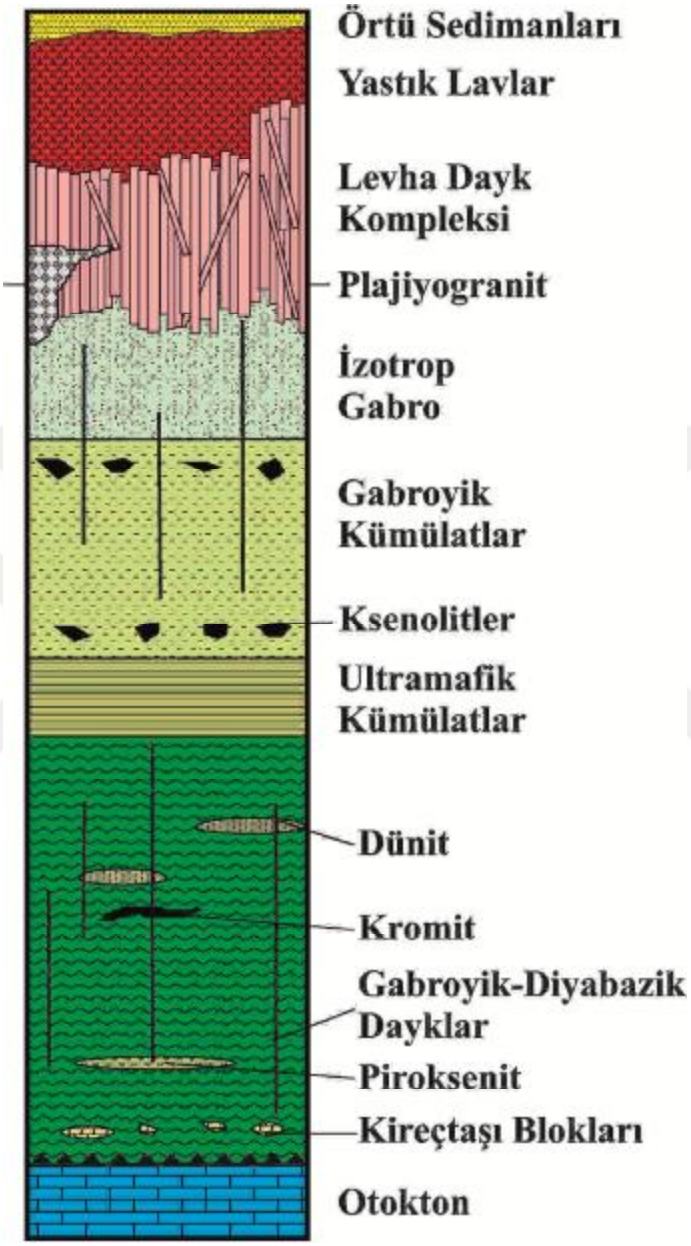
Yüksek lisans tez çalışması kapsamında SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) U-Pb zirkon yöntemi ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayaların tarihlendirmesi amaçlanmıştır. Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Türkiye'de Neotetis ofiyolitleri içinde en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarını içermektedir (Şekil 1.6). Ayrıca çalışılan ofiyolitik kütle okyanus-içi yitimle ilişkili farklı magma (toleyitik ve boninitik) ürünü kabuksal kayaları içermesi (Bağcı ve ark., 2008) nedeniyle de kabuk gelişimi süreçlerinin zamansal değişimini ortaya koymak bakımından oldukça iyi bir örnektir. Bu çalışma kapsamında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan toleyitik ve boninitik magma ürünü okyanusal kabuk kayaları tabandan tavana doğru (izole dayk, kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykı ve volkanikler) örneklenerek, Güney Neotetis okyanusal baseninde yay-önü (fore-arc) tektonik ortamında kabuk gelişiminin zamansal değişimi bir çok örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmadan elde edilen veriler sayesinde Doğu Akdeniz bölgesinde okyanus içi yitim zonu üstünde (SSZ-tipi) oluşan ofiyolitlerin gelişim süreçleri daha iyi anlaşılmış olacaktır.



Şekil 1.4. İnceleme alanının yerbulduru haritası



Şekil 1.5. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Selçuk, 1981; Pişkin, 1986; Dilek ve Delaloye, 1992)



Şekil 1.6. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti(Selçuk,1985; Bağcı, 2004)

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile ilgili bugüne kadar bir çok çalışma yapılmıştır. Yapılan çalışmalar genel olarak Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin iç yapısı, jeokimyası, petrolojisi ve jeokronolojjisi üzerinedir. Yapılan çalışmalar kronolojik bir şekilde aşağıda sunulmaktadır.

Dubertret (1953),Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin iyi korunmuş tam bir okyanusal litosfer kalıntısı olduğunu belirtmiş, Kızıldağ (Hatay) ofiyolit napının Arap yarımadasına ait Kambriyen-Kretase yaşlı kalın bir otokton kıta kenarı istifinin üzerine yerleştiğini ve ofiyolitin yerleşim yaşı için Kampaniyen-Erken Mastrihtiyen yaşını önermiştir.

Vougnat ve Çoğulu (1967), Kızıldağ bölgesinin güneybatısında çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Diyabazların yarı derinlik kayacı olarak dayklar şeklinde gabroları kestiğini belirtmişlerdir.

Aslaner (1973), 'İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi' isimli çalışmasında; bölgedeki ofiyolitik kayaçlar topluluğunu bazik ve ultrabazik olarak ayırtlamıştır. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin ana kısmını ultrabazik kayaçların oluşturduğunu ve nikel (Ni), kobalt (Co) ve kromit (Cr) bakımından zengin olduğunu ifade etmiştir. Ofiyolit kayaçlar topluluğunu meydana getiren bazik ve ultrabazik kayaçların bölgeye Üst Kretase'de magmatizma ürünü olarak yerleştiğini belirtmiştir.

Çoğulu (1973),Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yapmış olduğu çalışmalar ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin bir okyanusal yayılma sonucunda oluştuğunu ifade etmiştir. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki ultrabazik kayaçları kökenlerine göre sınıflamasını yaparak ikiye ayırmıştır. Bunlar; 1) Tektonitler ve 2) Mağmasal çökelme (kümülat) yoluyla oluşmuş ultrabazikler. Yazar ayrıca masifin antiklinal bir yapıya sahip olduğunu belirtmiştir.

Delaloye ve ark. (1976), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin çeşitli birimlerinde K-Ar yöntemi ile jeokronolojik çalışmalar yapmışlardır. Oluşum yaşı olarak Erken-Geç Kretase yaşını önermişlerdir.

Delaloye ve Ark.(1980),Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalar sonucunda levha dayk kompleksinin deniz tabanı yayılmasıyla ilişkili iyi bir örnek teşkil ettiğini ifade etmişlerdir.

Juteau (1980), Türkiye'de üç ana ofiyolit kuşağının varlığını belirtmiş ve bunların başlıca özelliklerini ifade etmiştir. Bu kuşaklar; a) Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, b) Güney Anadolu ofiyolit kuşağı ve c) Toros ofiyolit kuşağı şeklindedir. Yazar, Toros ofiyolitlerinin aşağıdan yukarıya doğru çeşitli yaşlar içeren birkaç tektonik birlikten oluştuğunu belirtmiştir. Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağının Türkiye'de batıdan doğuya doğru uzandığını ve bu ofiyolit kuşağının İzmir-Eskişehir bölgesinde başlayıp, Menderes kristalen masifinin kuzeyi ve Ankara civarından geçerek Erzurum bölgesinde sonlandığını ifade etmiştir. Kuşağın doğu bölümünün Erzincan ve Erzurum arasında Kuzey Anadolu Fayı tarafından kesildiğini, Erzincan bölgesinden kuşağın Toros ofiyolit kuşağına katıldığını belirtmiştir. Güney Anadolu ofiyolit kuşağı batıya doğru Zagros (İran) ve Semail (Umman) ofiyolitleri, batıya doğru ise Troodos ve Mamonia Kompleksi (Güney Kıbrıs) ile ilişkilidir. Toros ofiyolit kuşağının batıdan doğuya doğru Likya (Köyceğiz ve Yeşilova), Antalya, Hoyran-Beyşehir, Mersin, Pozantı-Karsantı ve Pınarbaşı ve Divriği ofiyolitlerini içererek, Erzurum güneyinde Erzincan bölgesinde Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağına katıldığınıbildirmiştir.

Tinkler ve ark. (1981),Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tektonik evrimi üzerine yaptıkları çalışmada; Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ve çevresindeki yapısal unsurların ilişkilerini incelemişlerdir. Bu çalışmalar sonucunda bölgedeki bazı yapısal unsurların, ofiyolityerleşimi ve sonrasında geliştiğini, ayrıca Ölü Deniz Rift zonunun gelişimi sırasında oluşan genç yapısal unsurlarında bölgeyi etkilediğini vurgulamışlardır.

Şengör ve Yılmaz (1981), Plaka tektoniği perspektifi ile yapmış oldukları bu çalışmada; Kuzey Anadolu ve Toros (Antalya hariç) kuşağı ofiyolitlerinin Neotetis'in kuzey koluna, Güney Anadolu kuşağı ofiyolitlerin ise Neotetis'in güney koluna ait olduğunu belirtmişlerdir.

Tekeli ve Erendil (1984), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi isimli bir çalışma gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmalarında Amanos dağlarının güneyinde, tektonik peridotitlerden başlayıp, tabakalı ve izotrop gabroları izleyerek dayk ve volkanik karmaşıklarına dek uzanan sürekli bir ofiyolit istifinin yüzeylediğini ifade etmişlerdir. Ofiyolit dizisinin önemli yanal kalınlık ve litoloji değişimi gösterdiğini, izotrop gabroyu üzerleyen dayk karmaşığının iç yapısının yayılma sürecinde birkaç sokulum ekseninin etkin olduğunu belirtmişlerdir. Nadir toprak ve iz element içeriklerinin olağan okyanusal değerlerden çok daha düşük olduğunu ifade etmişlerdir. Bu özelliklere dayanılarak Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin önceden tüketilmiş bir manto üzerinde gelişmiş birkaç küçük mağma odası içeren yavaş bir yayılma merkezinden üretilmiş olduğunun öne sürülebileceğini ifade etmişlerdir.

Selçuk (1985), Kızıldağ-Keldağ-Hatay bölgesinde yapmış olduğu çalışmada, bölgenin jeolojisi ve jeodinamik evrimini incelemiştir. Bu çalışmalar ışığında bölgede yüzeyleyen kaya türlerini oluşum yerleri ve tektonik özelliklerine göre otokton, allokton ve Neo (genç) otokton birimler olmak üzere üç gruba ayırmıştır.

Robertson (1986a), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabanında gözlenen melanj biriminin tektonik ve sedimanter olmak üzere iki farklı melanj karakterinde olduğunu belirtmiştir. Bölgesel ölçekte Baer-Bassit (Suriye) ofiyoliti ile karşılaştırmıştır.

Robertson (1986), Hatay bölgesinde volkanoklastik ve metalik sedimanter kayaçlar üzerinde ana-iz element kimyası ve mineralojik veriler elde etmiştir. Bu veriler ışığında yüksek Mg içerikli (boninitik) sakalavit kayaçlarının Arap kıtası

üzerine yerleşmesinden önce Kampaniyen'de oluşan en son okyanusal kabuğu temsil ettiğini belirtmiştir.

Anıl ve Yaşar (1990), Antakya-Arsuz (Hatay) arasında Kızıldağ ofiyoliti manto tektonitleri içerisinde görülen kromit cevherleşmelerini inceleyerek, kromit cevherleşmelerinin tamamının podiform tipte olduklarını (damar, adese, ve cep) ve bantlı tipte yataklanma tiplerinin daha az gözlendiğini belirtmişlerdir.

Aysan ve Yaman (1991), Kisecik (Hatay) bölgesinde Kızıldağ ofiyolitindeki levha daykları içinde gelişen altınlı kuvars damarlarının varlığını işaret etmişlerdir.

Dilek and Delaloye (1992), Kızıldağ ofiyolitinde yer alan yapısal unsurları inceledikleri çalışmalarında; Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin yavaş yayılan okyanus ortası sırt ekseninde gelişen bir okyanusal kabuktaki benzer yapısal özelliklere sahip olduğunu ifade etmişlerdir.

Lytwyn ve Casey (1993), Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti volkanikler ve levha daykları üzerinde jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar yapmışlardır. Dalma-batma zonu üzerinde oluşmuş lavların bileşim olarak ada yayı toleyitlerinden, bazaltik andezit ve boninitik karaktere kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait volkanik kayaları bileşim olarak Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitinin alt ve üst yastık lavları ile mukayese ederek, iki ofiyolitin tektonik ve petrojenetik olarak ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir.Her iki ofiyolitin okyanus içi yay-önü ortamında gelişenokyanus ortası sırt sistemi boyunca oluştuklarını ifade etmişlerdir.

Anıl (1993), Çevlik-Teknepınarı-Holtakayası (Samandağ-Hatay) arasında yüzeylenen Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerindeki kromit cevherleşmelerinin Alpin tipi olduğunu belirtmiş ve Cr_2O_3 içeriğinin % 32-41 arasında olduğunu ifade etmiştir.

Yılmaz (1993), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Toros platformu ve Arabistan kıtası arasında yüzeyleyen ofiyolitleri bir bütün olarak ele almıştır. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin ise Arap platformu üzerine Geç Kretase'de yerleştiğini belirtmiştir.

Dilek ve Thy (1998), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yapısal jeolojik ve jeokimyasal çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalar ışığında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabandan tavana doğru, tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropgabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanlarından oluştuğunu ifade etmişlerdir. Bununla birlikte Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin iç yapısı, yapısal unsurları ve levha dayk kompleksinin varlığını göz önüne alarak MORB tipi bir okyanusal kabuk oluşumunu önermişlerdir.

Robertson (2002), Tetis kuşağında Balkanlardan Türkiye'ye kadar uzanan ofiyolitleri Doğu Akdeniz jeodinamiği içerisinde ele almıştır. Türkiye'deki ofiyolitlerin beş farklı bölgede (Pontidler, Anatolidler, Toros kuşağı, GD Anadolu kuşağı ve Arap kıtası önü) yayılım gösterdiğini ileri belirtmiştir. Ayrıca Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Arap kıtası önü ofiyolit kuşağına ait olduğunu ifade etmiştir.

Bağcı (2004), yaptığı doktora çalışmasında;Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabandan tavana doğru (tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir okyanusal litosfer istifi sunduğunu ve ofiyolitin hacimsel olarak önemli bölümünü (%70) manto tektonitlerinin oluşturduğunu ifade etmişlerdir. Tektonitlerin değişik oranlarda serpantinleşmeye maruz kaldığı ve başlıca harzburjit, dunit ve az oranda lerzolitik kayalardan oluştuğunu, tektonitlerin kalınlıkları birkaç cm'den 50-75 cm'ye kadar değişen piroksenit, gabro ve diyabaz daykları tarafından kesildiğini ve üzerlerine gelen ultramafik ve mafik kümülatların ofiyolitin güney kanadında yer aldığını bildirmişlerdir. Kümülat kayalarının en yüzlerinin Karaçay vadisi ve Çevlik (Samandağ) bölgelerinde görüldüğünü ve sünümlü deformasyona maruz kalan kümülatların başlıca dunit, verlit, olivinli gabro, olivinli gabronorit ve gabrodan oluştuğunu ve mağmatik bantlaşma-laminalanma, çapraz-dereceli tabakalanma, izoklinal kıvrımlanma ve akma yapısı gibi kümülat yapıları gösterdiğini belirtmişlerdir. Kümülat kayalarının kalınlıklarının 165 ile 700 m arasında değiştiğini ve yer yer değişik kalınlıkta diyabaz daykları ve pegmatitik gabrolar tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile Tekirova

(Antalya) ofiyolitinin plütonik kayalarını (ultrabazik-bazik kümülatlar) karşılaştırmışlardır.

Bağcı ve ark. (2005), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan ultrabazik-bazik kümülatlar üzerinde tüm kayaç ve mineral kimyası çalışmaları yapmışlardır. Buna göre kümülat kayalardaki kümülüs minerallerin kristallenme sırasını Olivin (Fo_{86-77})±Krom spinel→klinopiroksen($Mg\#_{92-76}$)→plajiyoklas (An_{95-83}) →ortopiroksen ($Mg\#_{87-79}$) şeklinde belirtmişlerdir. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Geç Kretase döneminde yitimle ilişkili bir ortamda oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Rızaoğlu ve ark. (2006), Kömürhan (Elazığ) ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuk kayalarında yaptıkları tüm kaya ve mineral kimyası çalışmaları sonucunda; Kömürhan ofiyolitinin Geç Kretase döneminde okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu ve sonrasında Toros platformu altına daldığını belirtmişlerdir. Bölgede hem Kömürhan ofiyolitinin hem de Toros platformunun aktif kıta kenarında kuzeye olan yitimin sonucu olarak I-tipi Baskil granitoyidi tarafından kesildiğini (85 My) ifade etmişlerdir.

Bağcı ve ark. (2008), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabandan tavana doğru tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları,volkanikler ve örtü sedimanlarından meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ofiyoliti oluşturan okyanusal kabuk kayalarının hem ada yayı toleyitleri hem de boninitik magmalardan türediklerini ortaya koymuşlardır. Jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar ışığında, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin okyanus içi yitim zonu üzerinde yayönü tektonik ortamında oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Parlak ve ark. (2009), Güneydoğu Anadolu bölgesinde yüzeyleyen ofiyolitlerin Bitlis-Pütürge kıtacıklarının kuzeyinde ve güneyinde olmak üzere iki farklı kuşak boyunca uzandığını belirtmişlerdir.Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca gözlenen tüm ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üstünde (SSZ-tipi) oluştuklarını ortaya koymuşlar ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin güney kuşakta Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Arap platformu arasında geliştiğini ifade etmişlerdir.

Dilek ve Thy (2009), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabandan tavana doğru: manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropik gabro, levha dayk kompleksi, plajiyogranitler ve volkanik kompleksten oluştuğunu belirtip, manto tektonitlerinin ofiyolitin çekirdeğini oluşturduğunu ve başlıca harzburjitler ile birlikte yer yer dunit mercek ve bantlarını içerdiğini ifade etmişlerdir. Ayrıca Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde gerçekleştirdikleri jeokronolojik çalışmada; plajiyogranit ve gabroyik kayaları U-Pb zirkonyöntemiyle tarihlendirerek Geç Kretase (91.8-91.6 My) yaşlarını tespit etmişlerdir.

Karaoğlan (2012), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağındaki Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi isimli doktora tez çalışmasında;Troodos (Kıbrıs)-Kızıldağ (Hatay)-Koçali (Adıyaman)-Semail (Umman) ofiyolitlerinin (95-90 My) Arap kıtası önü ofiyolit kuşağını oluşturduğunu, Göksun (Kahramanmaraş)-İspendere (Malatya)-Kömürhan-Guleman (Elazığ) ofiyolitlerinin (84-87 My) ise Toros kuşağı ofiyolitlerini oluşturduğunu ifade etmektedir. Her iki kuşaktaki okyanusal kabuk arasında ~5-7 My'lık oluşum yaşı farkı bulunduğunu belirtmiştir. Yazar, Arap kıtası ofiyolitlerinin 85-65 My arasında kıta üzerine yerleşirken, Toros kuşağı ofiyolitleri 82-84 My'dan önce Toros aktif kıta kenarının altına dalarak yay tipi granitoyidler (Esence–Baskil) tarafından kesildiğini ifade etmiştir.

Karaoğlan ve ark. (2012), GD Anadolu orojenik kuşağında gözlenen Kömürhan (Elazığ), İspendere (Malatya) ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerine ait gabroyik kayalarda U-Pb zirkon ve Sm-Nd jeokronolojisi çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Buna göre U-Pb zirkon jeokronolojisi ile Kömürhan ve İspendere ofiyolitlerinde sırasıyla 87.2±3.1 My ve 84.5±3.9 My yaşları elde edilmiştir. Ayrıca Sm-Nd yöntemi ileİspendere ofiyolitine ait gabrolarda 85.1±7.1 My ve Kızıldağ ofiyolitlerine ait gabrolarda 110±11 My izokron yaşları elde edilmiştir. Bu veriler ışığında; Kızıldağ ofiyolitini oluşturan yitime bağlı magma oluşumu ile SSZ-tipi kabuk gelişimi arasında zaman dilimi ≥3 my'dır. Ayrıca yazarlar, Bitlis-Pütürge kıtası kuzeyindeki ve güneyindeki ofiyolitlerin oluşum yaşı

bakımından 10 my farklılık sunduğunu ve dolayısıyla iki farklı okyanusal basende bu okyanusal kabukların oluşması gerektiği belirtmişlerdir.

Robertson ve ark. (2012), Doğu Akdeniz bölgesinin jeodinamiğini ele aldığı çalışmasında farklı okyanusal basenlerin Anadolu ve çevresinde gelişim gösterdiğini belirtmiştir. Bu gelişiminOrta Permiyen-Orta Triyas dönemindeki kısmi riftleşme ile başladığı, Geç Triyas-Erken Jura'da okyanus tabanı yayılması ile devam ettiği, Geç Jura-Erken Kretase okyanus adası (alkali volkanizma) varlığı ile karakterize olduğu ve Geç Kretase'de okyanus içi yitime bağlı olarak ofiyolit yerleşimi ile kapanmaya başladığı ifade edilmektedir.

Karaoğlan ve ark. (2013a), Kızıldağ ofiyolitinde U-Pb zirkon ve Sm-Nd izokrontarihlendirmeleri gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmada plajiyogranitlerden ve gabrolardan elde edilen zirkonları U-Pb yöntemi ile yaşlandırarak sırasıyla 91.7±1.9 ve 91.6±3.8 My yaşlarını, ve ayrıca yine gabrolarda Sm-Nd izokron yöntemi ile 95.3±6.9 My yaşını bulmuşlardır. Bu sonuçlar ile Kızıldağ ofiyolitini oluşturan kabuksal kayaçların gelişimini 6 My'lık bir süreçte tamamladığını ileri sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013b), GD Anadolu orojenik kuşağında gözlenen Kömürhan (Elazığ) ve Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitlerine ait volkanik U-Pb zirkon tarihlendirme çalışmaları yapmışlardır. Volkanik yay istifi içerisinde gözlenen riyolitik kayalarda Göksun ofiyolitinde 83.1±2.2 My ve Kömürhan ofiyolitinde 74.6±4.4 My kristallenme yaşları tespit edilmiştir. Bu veriler ışığında yazarlar, SSZ-tipi kabuk üzerinde gelişen yay magmatizmasının 83-75 my arasında olduğunu öne sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013c), GD Anadolu orojenik kuşağında gözlenen ve YB/YS metamorfizmasına maruz kalan Berit metaofiyolitini konu alan çalışmalarında; Berit metaofiyolitinin Eosen (50-52 My) döneminde okyanusal bir yayın kökünde metamorfizmaya uğradığını ve sonrasında yine Eosen döneminde (51-45 My) Malatya-Keban platformu ile birlikte I-tipi yay granitoyidleri tarafından kesildiğini ortaya koymuşlardır. Berit metaofiyolitinin Toros platformu

ile Bitlis-Pütürge kıtası arasında gelişim gösteren Berit okyanusal baseninde oluştuğunu belirtmişlerdir.

Robertson ve ark. (2013), Doğu Akdeniz'in Paleozoyikten Neojene kadar süren tektonik gelişimi ile ilgili yaptıkları sentezde; Geç Kretase'de kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu ve İç Toros okyanusunun varlığından, güneyde ise Berit okyanusu ve Neotetis'in güney koluna ait okyanusun varlığından bahsetmişlerdir. Kızıldağ ofiyolitinin Neotetisin güney kolunda Geç Kretase'de oluştuğunu ve Arap platformu üzerine güneye doğru Mastrihtiyende yerleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Çaputcu (2013), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeÇevlik (Samandağ-Hatay) sahilinde geniş yüzlekler sunan levha dayklarını incelediği yüksek lisans çalışmasında; levha dayklarının petrografik olarak diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarslı mikrodiyoritler ile temsil edildiğini, taban seviyelerinde gabroyik mercekler içerdiğini ve arazi ilişkilerine göre üç farklı dayk gelişiminin varlığını belirtmiştir.Levha dayklarında farklı istasyonlarda ölçülen soğuma kenarı yönelimleri sonucunda, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Güney Neotetis'te Geç Kretase döneminde gelişimini sürdüren D-B uzanımlı okyanusal rift ekseninin kuzey bölümüne ait olduğunu ileri sürmüştür.

Nurlu (2016), Helete (kahramanmaraş) bölgesinde yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin jeokimyası ve tektonik önemi başlıklı doktora tez çalışmasında; Bölgede daha önceki çalışmalarda Eosen yaşlı olduğu düşünülen Helete volkanikleri ve granitik intrüzyonların Geç Kretase yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ayrıca bölgede yüzlekler sunan ofiyolitik birimlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğuna dair jeokimyasal verileri ortaya koymuştur. Çalışma alanında yüzeyleyen ofiyolitik, granitik ve volkanik kayaların Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Berit meta-ofiyoliti (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya) ve Kömürhan-Guleman (Elazığ) ofiyolitleri ile karşılaştırılabileceğini öne sürmüştür.

Nurlu ve ark. (2016), Helete (kahramanmaraş) bölgesinde gözlenen volkanikler ile bunları kesen granitik intrüzyonların jeokimyası ve jeokronolojisini konu alan çalışmada; (a) volkaniklerin okyanusal yay ortamında oluştuğunu, (b) volkanikleri kesen I-tipi kalkalkalen granitik intrüzyonların Geç Kretase (92.9±2.2–83.1±1.5 My) yaşlı olduğunu ve (c) Granitik kayaların Sr-Nd-Pb izotop jeokimyasına göre aktif kıta kenarında manto ve kabuksal kökenden türediklerini detaylı bir şekilde ortaya koymuştur.

Karaoğlan ve ark. (2016), GD Anadolu orojenik kuşağında gözlenen ofiyolitleri (Göksun, İspendere veKömürhan) kesen granitoyidleri (Esence, Doğanşehir ve Baskil) üzerine U-Pb, ^{40}Ar-^{39}Ar ve AFİ tarihlendirmeleri gerçekleştirmişlerdir. Farklı mineral fazlarında (zirkon, amfibol, mika ve apatit) gerçekleştirilen çalışmalarda; granitoyidlerin Geç Kretase (Baskil ve Esence: 88-82 My) döneminde intrüzyon yaptıkları, granitoyidlerin soğumasının ($\leq 300^{o}C$)'nın 6-10 My'lık bir zaman aralığında olduğu, Eosen döneminde Maden baseninin açılımına bağlı olarak Berit metaofiyolitinin yükselimine eşlik ettikleri ve Oligo-Miyosen döneminde de Toroslar ile Arap platformunun çarpışmasının izlerini taşıdıkları belirtilmektedir.

3. MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

Yüksek lisans tez çalışmasının materyalini Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaları (izole diyabaz daykları, kümülatlar, levha dayk kompleksi, volkanikler, plajiyogranit) oluşturmaktadır. Arazi çalışmaları sırasında Hatay bölgesinde başlıca üç lokasyonda (Çevlik-Samandağ, Altunözü ve Kömürçukuru) toplam 22 (yirmiiki) adet örnekleme gerçekleştirilmiştir.

a) Çevlik (Samandağ) kesiti Akdeniz kıyısında yer almaktadır. Bu kesit boyunca tabandan tavana doğru manto tektonitleri, Moho geçiş zonu, ultramafik ve mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları ve levha daykları içinde plajiyogranitik intrüzyonlar gözlenmektedir. Çevlik (Samandağ) kesiti boyunca toplam 8 (sekiz) lokasyonda örneklemeler gerçekleştirilmiştir. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu Çizelge 3.1' de verilmektedir. Lokasyon 1, Güvercinkayası (Çevlik) bölgesinde levha dayk kompleksi içerisinde yer almaktadır. Bu lokasyonda kayaçların arazi ilişkileri gözönüne alınarak toplam 5 (beş) adet örnekleme yapılmıştır. Lokasyon 2, ofiyolitik istifin tabanını oluşturan harzburjitik manto tektonitleri içerisinde yer almaktadır. Bu lokasyonda tektonitleri kesen bir adet mafik karakterli tekil diyabaz daykı örneklenmiştir. Lokasyon 3, tektonitlerin en üst seviyelerinde manto-kabuk sınırı olarak tanımlanan Moho geçiş zonunda lokalize olmuş yaygın mafik daykların gözlendiği bir alanda yer almaktadır. Bu lokasyonda tektonitleri kesen bir adet mafik karakterli ve pegmatitik özellik sunan tekil dayk örneklenmiştir. Lokasyon 4, bir önceki lokasyonla benzer özelliklere sahip olup Moho geçiş zonunun stratigrafik olarak üzerine gelen kümülatlara daha yakın bir bölgede yer almaktadır. Bu lokasyonda tektonitleri kesen bir adet mafik karakterli ve pegmatitik özellik sunan tekil dayk örneklenmiştir. Lokasyon

5, ofiyolitik istifte kümülat yapı ve dokusu sunan kayaların yoğun olduğu bir bölgede yer almaktadır. Bu lokasyonda iki adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Lokasyon 6, kümülat gabro kayalarının stratigrafikolarak daha üst zonlarında yer almaktadır. Bu lokasyonda bir adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Lokasyon 7, kümülat gabro kayalarının stratigrafik olarak en üst zonlarında yer almaktadır. Bu lokasyonda gözlenen kayalar pegmatitik damar ve zonlar içermekte olup, bir adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Lokasyon 8, ofiyolitik istifte isotrop gabro-levha dayk geçiş zonu içerisinde yer almaktadır. Levha dayklarından bir ve izotrop gabro merceğinden bir adet olmak üzere toplam iki adet örnek alınmıştır.

Çizelge 3.1. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu

Lokasyon No	**Örnek No**	**Kayaç Adı**	**Ofiyolitik İstifteki Konumu**	**Koordinatları**
1	H15-1	Gabro	İzotropik gabro	36°07'52.9"K 35°54'45.2"D
1	H15-2	Diyabaz	IAT levha dayklarını ve plajiyograniti kesen boninitik dayk	36°07'52.9"K 35°54'45.2"D
1	H15-3	Diyabaz	IAT levha dayklarını ve plajiyograniti kesen boninitik dayk	36°07'52.9"K 35°54'45.2"D
1	H15-4	Diyabaz	IAT levha daykı	36° 07' 52.9" K 35° 54' 45.2" D
1	H15-5	Plajiyogranit	IAT levha dayklarını kesen plajiyogranitik intrüzyon	36° 07' 52.9" K 35° 54' 45.2" D
2	H15-6	Diyabaz	Manto tektonitlerini kesen tekil dayk	36° 12' 31.8" K 35°51' 14.8"D
3	H15-7	Pegmatitik gabro	Moho geçiş zonunda manto tektonitlerini kesen tekil dayk	36° 11' 58.2" K 35° 51' 39.9" D

Çizelge 3.1. Devamı

4	H15-8	Pegmatitik gabro	Moho geçiş zonunda manto tektonitlerini kesen tekil dayk	36° 11' 44.3" K 35° 51' 49.0" D
5	H15-9	Gabro	Kümülatlar	36° 11' 26.8" K 35° 51' 59.6" D
5	H15-10	Olivinli Gabro	Kümülatlar	36° 11' 26.8" K 35° 51' 59.6" D
6	H15-11	Gabro	Kümülatlar	36° 10' 37.5" K 35° 52' 42.0" D
7	H15-12	Gabro	Kümülatlar	36° 10' 20.9" K 35° 52' 57.3" D
8	H15-13	Diyabaz	Levha daykı	36° 10' 06.3" K 35° 53' 15.2" D
8	H15-14	Gabro	Levha daykları içerisindeki izotrop gabro merceği	36° 10' 06.3" K 35° 53' 15.2" D

b) Hatay-Altunözü yol güzergahında, Altunözü'ne ~9 km mesafede yer almaktadır. Altunözü (Hatay) bölgesinde örneklemesi gerçekleştirilen kayaçlar ise yüksek-Mg'lu boninitik volkaniklerdir. Bu bölgede bir lokasyonda (Lokasyon 9) toplam 2 (iki) adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu Çizelge 3.2'de verilmektedir.

Çizelge 3.2. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu

Lokasyon No	**Örnek No**	**Kayaç Adı**	**Ofiyolitik İstifteki Konumu**	**Koordinatları**
9	H15-15	Bazalt	Boninitik volkanikler	36° 10'16.6" K 36° 10'52.3" D
9	H15-16	Bazalt	Boninitik volkanikler	36° 10'16.6" K 36° 10'52.3" D

c) Kömürçukuru bölgesi Belen (Hatay)'in ~10 km güneybatısında yer almaktadır. Bu bölgede iki lokasyonda toplam 6 (altı) adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu Çizelge 3.3'de verilmektedir. Lokasyon 10'da araziden toplam 5 (beş) adet örnek alınmıştır. Genel olarak yastık debili lavlar ve bu lavları besleyen dayk "Feeder dike" kanalları mevcuttur. Lokasyon 11, Serinyol-Kömürçukuru arasındaki bir bölgede, genel olarak harzburjitik manto tektonitlerinin bulunduğu alanda yer almaktadır. Bu lokasyonda 1 (bir adet) tekil dayk örneği alınmıştır.

Çizelge 3.3. Araziden derlenen örneklerin özellikleri ve konumu

Lokasyon No	**Örnek No**	**Kayaç Adı**	**Ofiyolitik İstifteki Konumu**	**Koordinatları**
10	H15-17	Yastık Debili Bazalt	IAT-volkanikleri	36° 26'05.2" K 36° 08'41.6" D
10	H15-18	Yastık Debili Bazalt	IAT-volkanikleri	36° 25'58.3" K 36° 08'40.1" D
10	H15-19	Yastık Debili Bazalt	IAT-volkanikleri	36° 25'58.3" K 36° 08'40.1" D
10	H15-20	Yastık Debili Bazalt	Volkanikleri besleyen dayk kanalı	36° 25'58.3" K 36° 08'40.1" D
10	H15-21	Manganlı Bazalt	IAT-volkanikleri	36° 25'55.6" K 36° 08'39.1" D
11	H15-22	Diyabaz	Manto tektonitlerini kesen tekil dayk	36° 23'04.6" K 36° 09'54.3" D

3.1.1. Zirkon Mineralinin Genel Özellikleri

Zirkon minerali olarak A.G. WERNER tarafından 1783' de tanımlamıştır. Kimyasal bileşimi ZrSio4 + U, Th, Hf, Y, Ce . Kristal sistemi tetragonaldır. Kristal biçimi kısa-uzun prizmatik kristalli; dipiramidal; ışınsal lifsi agragatlar ve düzensiz taneler halinde bulunabilir ve rengi değişkendir. İkizlenme gösterir ve genellikle dirsek ikizlenmesi yaygındır. Sertliği 7.5, özgül ağırlığı ise 4.6-4.7 g/cm^3

dür. Zirkon ortaç ve felsik mağmatik kayaçlarda yaygın olarak bulunan bir aksesuar mineralidir. Şist ve gnays gibi metamorfik kayalarda da bulunabilir. Aşınma, taşınma gibi süreçlerde oldukça dayanıklıdır.

3.2. Metod

Bu çalışma (a) büro,(b) arazi, (c) laboratuvar ve (d) tez yazımı çalışmaları olmak üzere 4 aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Büro çalışmaları

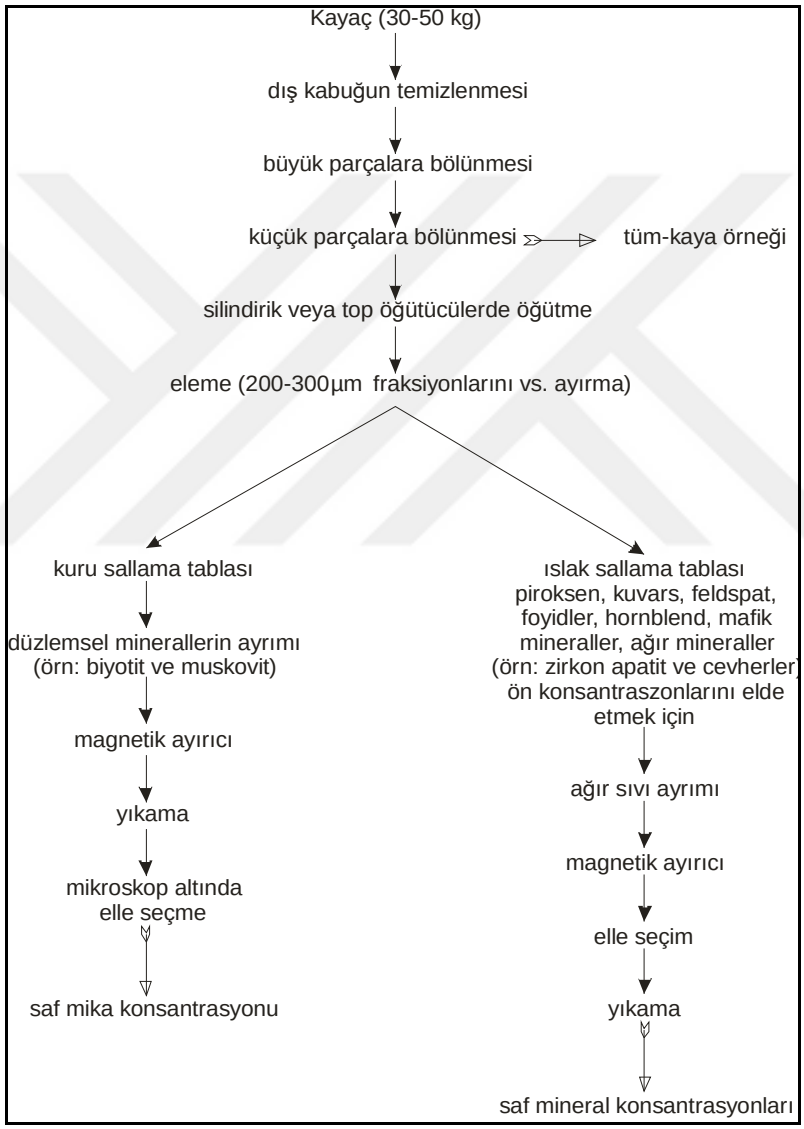
Bu aşamada Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti üzerine gerçekleştirilen önceki çalışmalar derlenmiştir. Kızıldağ ofiyolitini oluşturan farklı magmatik (ultramafik, mafik ve asidik) kayaların tabandan tavana doğru arazi ilişkileri, petrografisi, jeokimyası, jeokronolojisi ve tektonik evrimini konu alan önceki çalışmalar detaylı bir şekilde irdelenmiştir. Ayrıca tez konusunu oluşturan U-Pb tarihlendirme yöntemi ile ilgili literatürler taranarak, tez çalışmaları sırasında nelere dikkat edilmesi gerektiği ile ilgili bilgiler edinilmiştir. Ofiyolitik kayaların yüzlekler sunduğu bölgelerin topoğrafik haritaları derlenerek ön incelemeler yapılmıştır.

3.2.2. Arazi çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında genel olarak 3 (üç) bölgede ve11 (onbir) lokasyonda toplam 22 (yirmiiki) adet örnek derlenmiştir. Bu çalışmalar sırasında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini en iyi şekilde karakterize eden ve alterasyondan en az etkilenmiş birimlerden örnekler alınmasına özen gösterilmiştir. Mafik magmatik kayalarda zirkon mineralinin oldukça az bulunması nedeniyle, her bir örnek alımında ~20-25 kg kayaç alınmasına ve kirlenmeye karşı örneklerin hassas bir şekilde paketlenmesine oldukça özen gösterilmiştir. Verilerin doğru ve anlamlı bir şekilde yorumlanabilmesi için, arazi çalışmaları sırasında gerçekleştirilen örneklemelerde birimlerin arazi ilişkileri ve yapısal konumları ayrıntılı incelenmiştir.

3.2.3. Laboratuvar çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kırma-öğütme, eleme, sallantılı masa, manyetik ayırıcı, ağır sıvı ve mikroskop altında elle seçme süreçlerini kapsamaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri (Geyh ve Schleicher,1990'dan değiştirilmiştir)

3.2.3.1. Kırma-Öğütme

Mineral ayıklama işlemlerinin ilk aşamasında, araziden alınan herbir örneğin ayrışmış dış kısımları temizlenmiş ve sonrasında çeneli kırıcıdan geçirilerek ~1mm tane büyüklüğüne getirilmiştir.



Şekil 3.2.Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kaba öğütme için kullanılan çeneli kırıcı

3.2.3.2. Kuru eleme

Bu aşamada, çeneli kırıcıdangeçirilerek ~1mm tane büyüklüğüne getirilmiş örneklerin elenmesi işlemine geçilmiştir. 500 ve 250 µm'luk elek setleri otomatik elek sallama makinasına yerleştirilerek, toz numune konulup 15-20 dakika sürelerde örnekler elenmiştir. Tez çalışmasının ana konusunu oluşturan U-Pb tarihlendirmesi için kullanılacak mineral fazlarının (zirkon ve rutil) ayırımı sırasında 250 µm altında kalan toz numune kullanılmıştır (Şekil 3.3). 250-500 µm ile >500 µm'da kalan materyal ise farklı jeokronolojik çalışmalar için paketlenerek saklanmıştır. Her bir eleme işleminden sonra elekler ultrasonik banyo ve tel fırça

kullanılarak hassas bir şekilde temizlenmiş ve yeni örnek eleme işlemine hazır hale getirilmiştir.



Şekil 3.3.Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri

3.2.3.3. Islak Eleme

Kuru eleme aşamasından geçirilip 250µm altında kalan toz materyalin içerisinde bulunan ağır minerallerin konsantrasyonunu diğer fazlardan ayırmak amacıyla ıslak elek kullanılmıştır (Şekil 3.4). Islak elekte işleme tabi tutulucak örnek besleme ünitesi yardımıyla eleme tablası üzerine gönderilir. Eleme tablası belirli bir genlikte salınım yapar ve üzerindeki malzemedeki düşük yoğunluklu mineraller yüksek yoğunluklu mineraller birbirlerinden ayrılır. Islak elekte mineraller üç kapta toplanır.



Şekil 3.4.Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ıslak eleme için kullanılan Gemini tip sallantılı masa

3.2.3.4. Manyetik Ayırıcı

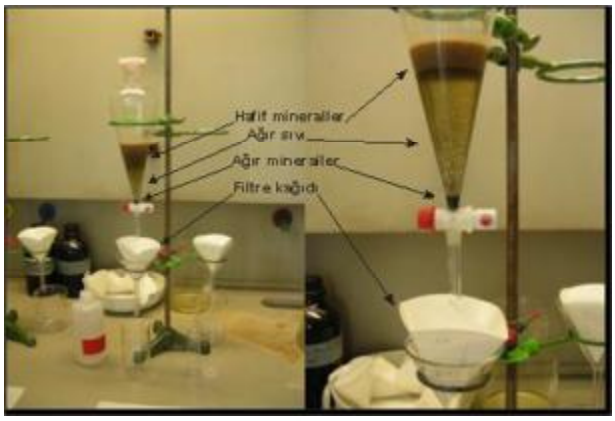
Islak elek aşamasında ağır mineral konsantrasyonu arttırılan toz numune öncelikle kurumaya bırakılır. Sonrasında manyetik ayırıcıya girecek olan numune miktarını azaltmak amacıyla, el mıknatısı kullanılarak manyetik özelliği olan opak minerallerin (manyetit, ilmenit vb) pratik bir şekilde ayıklanması gerçekleştirilir. Bir sonraki aşamada numune magnetik ayırıcıdan (Şekil 3.5) geçirilerek, manyetik özelliği çok düşük olan apatit, zirkon, monazit gibi aksesuar minerallerinin manyetik özelliği görece yüksek olan amfibol, biyotit ve metalik cevher minerallerinden ayrılması sağlanmış olur.



Şekil 3.5. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde manyetik ayırmaişlemlerinin yapıldığı Frantz Magnet manyetik ayırıcı

3.2.3.5. Ağır Sıvı

Manyetik ayırıcıdan geçirilerek manyetik minerallerden ayıklanan manyetik özelliği düşük minerallerin (apatit, zirkon, monazit vb.) birbirinden ayrılabilmesi aşamasında ağır sıvı kullanılmıştır (Şekil 3.6). Bölümümüz laboratuvarlarında ağır sıvı olarak organik Bromoform ve Diidometan kullanılmaktadır. Bromoform'un yoğunluğu 2.89 gr/cm^3 vediiodometan'ın yoğunluğu 3.33 gr/cm^3'tür. Bromoformun kullanılması ile yapılan ayırım işlemlerinde bromoformdan ağır olan apatit, zirkon, monazit ve amfibol gibi minerallerin dibe çökmesi ve plajiyoklaz, kuvars ve feldspat gibi minerallerin ise üstte kalması sağlanmıştır. Ağır sıvıda dibe çöken mineraller daha sonra filtre kağıdı ile toplanarak elle seçim işlemi için değerlendirilmiştir.



Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanımı ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması (sol:genel görünüm, sağ:yakından görünüm).

3.2.3.6. Elle Seçme

Ağır sıvı (bromoform) kullanımı ile apatit, zirkon ve monazit gibi minerallerinkonsantrasyonu en üst seviyeye getirilmiştir. Bu aşamadan sonra binoküler mikroskop altında zirkon minerallerinin elle seçimi yapılmıştır (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop

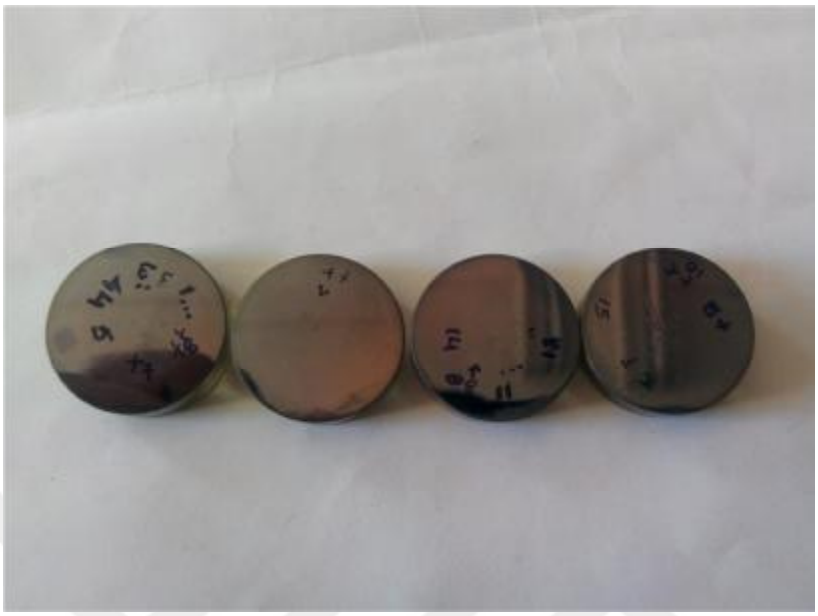
3.2.3.7. Tutturma, Aşındırma ve Parlatma

Binoküler mikroskop altında seçilen zirkon mineralleri̇ninreçine yardımıyla düzenli ve sıralı bir şekilde tutturulması, aşındırma ve parlatma işlemlerine tabi tutulması gerekmektedir.

Zirkon minerallerini tutturma işlemi için farklı laboratuvarlarda farklı malzemeler kullanılmaktadır. Kullanılan malzemeler (a) standart olarak 1" (inch) çapında plastik yüzük, (b) bu yüzük içine sığacak çapta düz yüzeye sahip cam veya pileksi, (c) çift taraflı bant ve (d)reçine (epoksi: kimyasal reçine)'dir. Öncelikle çift taraflı bant cam veya pileksi üzerine yapıştırılır. Sonrasında bir numuneye ait zirkon mineralleri tek tek bir sıra halinde, kenarlara fazla yaklaşmadan ortada kalmaya özen gösterilerek bant üzerine yapıştırılır. Aynı şekilde başka örneklerin zirkonları da bant üzerine yerleştirilebilir. Aynı yüzük içinde birden fazla örneğe ait zirkonların yerleştirilmesi mümkündür. Daha sonraki aşamada 1" çapındaki yüzük, cam veya pileksiyi içine alacak şekilde yerleştirilir. Son aşamada ısıtılan epoksi, kabarcık kalmamasına dikkat edilerek yüzük içine dökülür ve hava almayan bir ortamda kurumaya bırakılır.

Yüzüklerin şeklini alan kurumuş haldeki epoksi (reçine) çıkartılarak aşındırma işlemine geçilir. Aşındırma işlemi sırasında 14µm (600 numaralı-kalın) ve 5 µm (1000 numaralı-ince) toz aşındırıcılar kullanılır. Bu aşındırma tozları sayesinde tutturucular (epoksi) üzerindeki zirkon minerallerinin yüzeyleri açığa çıkana kadar aşındırma işlemi yapılır (Şekil 3.8).

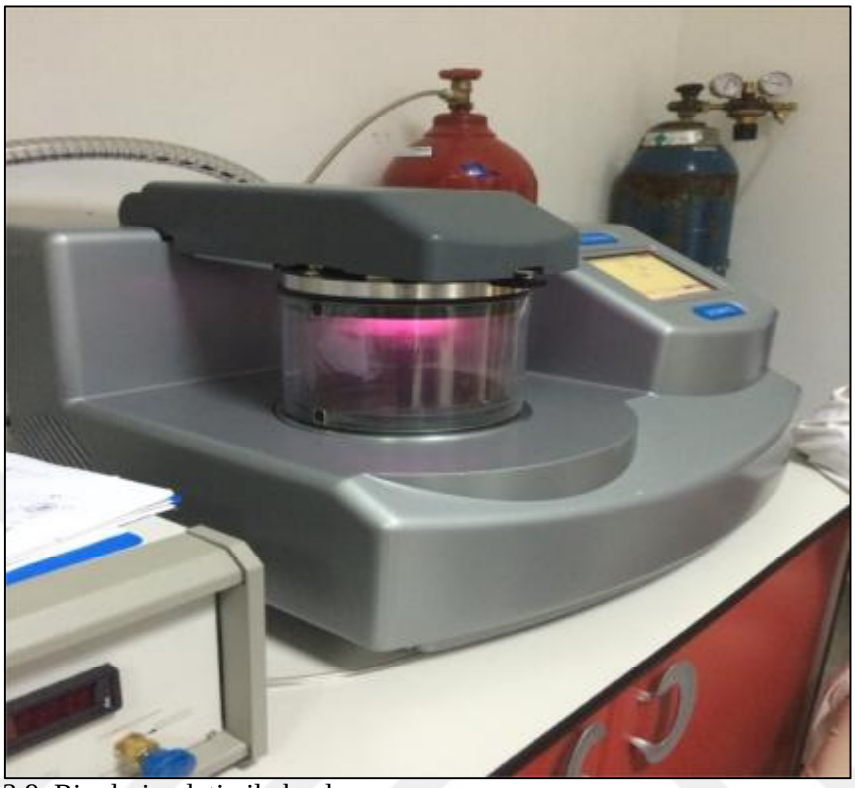
Parlatma işlemi için keçe ve elmas macunlar kullanılır. Keçe üzerinde kullanılan elmas macun parlatıcılarının büyüklükleri sırasıyla 3µm ve 1µm kalınlığındadır. Aşındırma ve parlatma işlemi ışığın daha iyi geçebilmesi ve tanelerin daha iyi seçilebilmesi için tutturucuların alt yüzeyleri içinde yapılır.



Şekil 3.8. Zirkon minerallerinin bulunduğu yüzükler

3.2.3.8. Katodolüminesans (CL) Görüntü Alımı

Aşındırma ve parlatma işlemi biten zirkon minerallerinin iç yapısının görülebilmesi ve farklı büyüme halkalarının tespiti için katodoluminesans (CL) fotoğrafları çekilir. Bu çalışmada tarihlendirilmek istenen zirkon minerallerinin CL çekimleri Mersin Üniversitesi Merkez LaboratuvarındaTaramalı Elektron Mikroskobu (SEM) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu aşamada ilk olarak parlatma işlemi gerçekleştirilen zirkonların yüzeylerinin platin ile kaplanması gerekmektedir. Yüzükler platin kaplama cihazı içerisine konur. Argon gazı ile elektriksel bir alan oluşturularak yüzükler platin ile kaplanır (Şekil 3.9). Platin ile kaplanan yüzükler taramalı elektron mikroskobu (SEM)'ndakatodoluminesans (CL) görüntüleri almak için hazır hale getirilmiştir (Şekil 3.9). Elde edilen CL fotoğrafları incelenerek analizi yapılacak zirkon minerali ve bölgesi seçilir.



Şekil 3.9. Ringlerin platin ile kaplanması

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

U-Pb zirkon tarihlendirmesi, Edinburg Üniversitesi (İngiltere) Yerbilimleri Materyal ve Mikro Analiz Merkezinde bulunan Edinburg İyon Mikroprob Laboratuvarında CAMECA ims-1270 iyon mikroprobu ile gerçekleştirilmiştir. Toplam 10 örnekte analizler gerçekleştirilmiştir. Analizler Dr. Richard HINTON danışmanlığında tamamlanmıştır. Yaş hesaplamaları ISOPLOT/EX v3 bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmıştır (Ludwig, 2003).

3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları

Büro, arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler ışığında tez yazımına geçilmiştir.

4. OFİYOLİT KAVRAMI

Ofiyolit Yunanca kökenli bir kelime olup "ophi" yılan anlamına gelmektedir. Bu benzetme serpantinleşmeye maruz kalan ultramafik kayaçlarınyeşil bir renge bürünmesi, yapısı ve dokusu itibariyle ortaya atılmıştır. “Lithos” kelimesi ise kayaç anlamına gelmektedir. Ofiyolit terimini ilk kez Brongniart (1821) adlı bir Fransız doğa bilimci tarafından Batı Alpler’de ortaya atmıştır. Ofiyolit terimi, ilk başlarda serpantinit kayacını tanımlamak için kullanılmış olup, daha sonraları ultramafik-mafik (peridotit, piroksenit, gabro ve diyabaz) plütonik ve volkanik kaya topluluğu için kullanılmıştır (Brongniart, 1821). Ofiyolit teriminin modern anlamda kullanımı Gustav Steinmann (1905, 1927) tarafından yapılmıştır. 1927 yılında Madrid (İspanya)’te yapılan XIV. Uluslararası Jeoloji Kongresinde serpantinit-diyabaz-radyolarit kaya birlikteliğini açıklamak için ofiyolit terimini kullanmıştır. Ayrıca bu kaya topluluğunun okyanus tabanından türediğini ileri sürmüştür. Bu kaya topluluğu “Steinmann Üçlüsü” olarak literatüre geçmiştir. De Rover (1957) ise peridotitlerin manto kökenli olabileceğini ve ultramafik-mafik kayaların ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Brunn (1959) Orta Atlantik Sırtının ve ofiyolit topluluğunun benzerliğinden söz etmiştir. 1960’lı yıllarda bir çok araştırıcı ofiyolitleri plaka tektoniği kavramı içinde değerlendirmişlerdir. (Gass, 1963; Dietz, 1963; Hess, 1962, 1965; Vuagnat, 1968; Ricou, 1968; Moores, 1969; Thayer, 1969). Doğu Akdeniz bölgesinde özellikle Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitinde yapılan araştırmalar, ofiyolit topluluğu kayaların stratigrafisi ve iç yapısının daha iyi anlaşılması bakımından oldukça önemlidir (Gass, 1963; Moores and Vine, 1971; Miyashiro, 1973; Panayiotou, 1980; Robinson ve ark., 1987). Coleman (1971)’in konverjan levha sınırlarında ofiyolitlerin kıta kenarına tektonik yerleşimini (obduction) açıklayan çalışması oldukça önemlidir.

Amerika Jeoloji Topluluğu (GSA) tarafından Eylül 1972’de düzenlenen Penrose konferansında ofiyolit topluluğu kayaları uluslararası alanda kabul

görmüştür. Buna göre ofiyolit topluluğu, ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşan belirgin bir kayaç topluluğuna verilen bir isim olarak belirlenmiştir(Anonymous, 1972). Eksiksiz bir ofiyolit alttan üste doğru şu kayaç türlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.1).

1. Ultramafik kompleks: Harzburjit, lerzolit, dunitin çeşitli oranlarda bulunduğu, genellikle deniz tabanı yayılmasına sonucunda metamorfik tektonit fabrikli az veya ileri derecede serpantinleşme gösteren kısım.
2. Gabroyik kompleks: Ultramafik tektonitlere oranla daha az deforme olmuş, genellikle kümülat yapılı, peridotitik kümülatlar, piroksenitler ve gabro içeren kısım.
3. Mafik levha dayk kompleksi.
4. Mafik volkanik kompleks: Genellikle yastık yapılı.

Bu birimlerle birliktelik sunan diğer kayaç türleri ise,

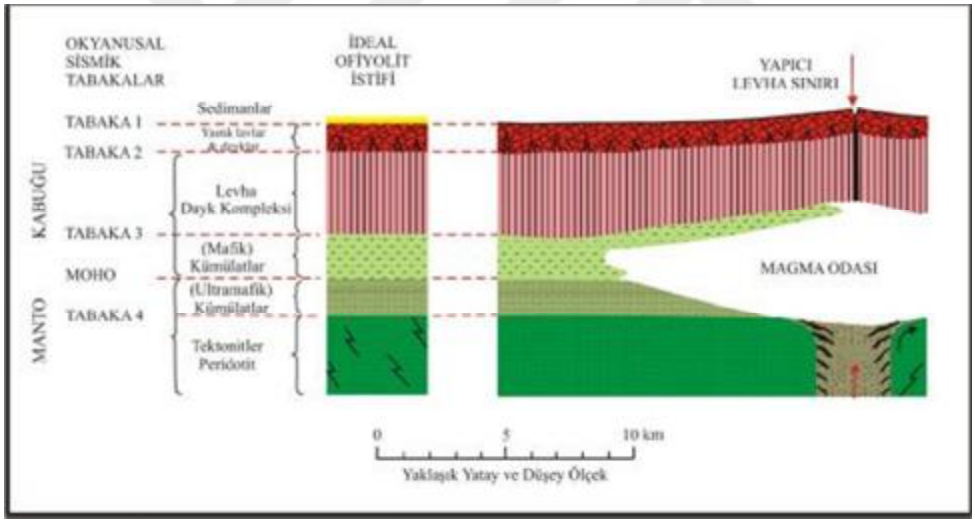
a. Örtü sedimanları: Genellikle radyolaryalı çörtler, ince şeyl ara katkılı tabakalar ve az oranda kireçtaşları.
b. Genellikle dunit ile çevrili podiform kromit kütleleri.
c. Sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayaçlar.

Genel kural olarak sıralanan bu birimlerin tümü her zaman bulunmayabilir. Böyle olunca eksikli, düzensiz, tam olmayan ofiyolitten, belirgin ölçüde metamorfizma da geçirmiş olabilir (Anonymous, 1972).

Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü özellikle levha dayk kompleksinin bulunmasına dayandırılmaktadır (Gass, 1967; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971). Ofiyolitlerin okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olduğu görüşünün kabulü eski kenet kuşaklarının veya plaka sınırlarının tanınmasında ofiyolitlerden büyük ölçüde yararlanıldığını göstermektedir.

Levha tektoniği kuramındaki gelişmeler ışığında ofiyolitlerin sadece okyanus ortası sırtlarda (N-MORB)oluşmadığı ortaya atılmıştır. Özellikle

Miyashiro (1973) Troodos ofiyolitinin volkanikleri üzerine yaptığı jeokimyasal çalışmalar sonucunda Troodos ofiyolitinin okyanusal ada yayında oluştuğunu ileri sürmüştür. Sonrasında ofiyolitlere ait volkaniklerde düşük-Ti içerikli bazaltlar (Sun ve Nesbitt, 1978) ve boninitlerin (yüksek-Mg andezitler) (Cameron ve ark., 1979) keşfi ile ofiyolitlerin yitim zonu üstünde de oluşabileceği ortaya konmuştur. Alabaster ve ark. (1982) ve Pearce ve ark. (1984) okyanus içi yitim zonu üstü (suprasubduction zone) ofiyolit oluşumunu kavramını literatüre kazandırmışlardır. Stern ve Bloomer (1992) ise yitim başlaması (subduction initiation), boninit oluşumu ve ofiyolit oluşumu modelini transform faylı sınırlardan itibaren başlayarak yay öncesi (pre-arc), yay (arc) yay-önü (forearc) ve yay-gerisi (backarc) okyanusal basenlerde oluşabileceğini ortaya koymuştur.



Şekil 4.1. Eksiksiz bir ofiyolit istifi ve okyanusal litosferin karşılaştırılması (Gass ve ark., 1975)

Moores (1982) ofiyolitlerin yerleşme farklılıklarından yola çıkarak Tetis-tipi ve Kordilleran-tipi ofiyolitler olarak iki grup tanımlamıştır.Tetis ofiyolitleri yapısal olarak pasif kıta kenarları üzerine yerleşmişlerdir ve genel olarak Penrose (1972) toplantısında kabul edilen bir stratigrafik istif sunarlar. Örnek olarak

Balkanlar, Türkiye, Kıbrıs, Suriye, İran ve Semail (Umman) ofiyolitleri bu gruba girmektedirler (Parlak ve ark., 1996; Dilek ve ark., 1999; Robertson, 2002, 2004). Tetis ofiyolitlerinin tabanında ince bir metamorfik dilim gözlenmektedir (Parlak ve ark., 1995, 2006; Dilek ve ark., 1999; Vergili ve Parlak, 2005; Robertson, 2004; Parlak ve ark., 2016). Kordilleran-tipi ofiyolitler ise kıta kenarı üzerine yerleşmeyip, okyanus içi yığışım prizması üzerine yerleşmişlerdir. Bu tip ofiyolitleri Kuzey Amerika kıtasının batısında Coast Range Ofiyolitleri (Kaliforniya), Josephine ofiyoliti (Kaliforniya, Oregon) (Moores, 1982). Her iki ofiyolit tipi de okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluşmuşlardır.

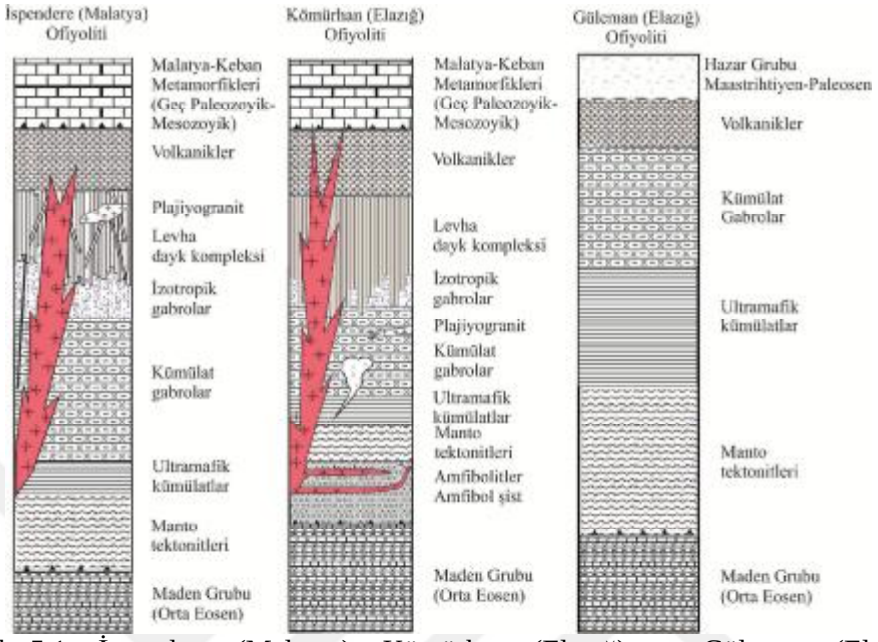
5. GÜNEYDOĞU ANADOLU OFİYOLİTLERİ

Güneydoğu Anadolu'da Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca yay şeklinde bir geometri sunan Geç Kretase yaşlı ofiyolitik kütleler Arap platformu, Bitlis-Pütürge metamorfik masifleri ve Toros platformu arasında yüzeylemektedirler. Türkiye, Kıbrıs ve Suriye sınırları içerisindeki ofiyolitleri kapsayan kuzey ve güney olmak üzere iki farklı kuşağın varlığı belirtilmektedir (Robertson 2002; Parlak ve ark., 2009). Güney kuşak, Troodos (Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye), Kızıldağ (Hatay) ve Koçali ofiyolitlerini kapsamakta olup, Ricou (1971) tarafından Arap kıtası önü"peri-Arabic" ofiyolit kuşağı olarak adlandırılmıştır. Bu ofiyolitlerin Geç Kretase'de Güney Neotetis okyanusunda Bitlis-Pütürge masifi ve Arap platformu arasında oluştuğu (Robertson, 1986a,b; Al-Riyami ve Robertson, 2002; Al-Riyami ve ark., 2002; Robertson, 2002). Kuzeyde yer alan ofiyolit kuşağı ise Toros platformu ile Bitlis-Pütürge metamorfik masifleri arasında yer alan ve Berit okyanusu olarak isimlendirilen okyanusal basenden türeyen Göksun (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya), Kömürhan (Elazığ) ve Guleman (Elazığ) ofiyolitlerini kapsamaktadır (Robertson ve ark., 2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2013).

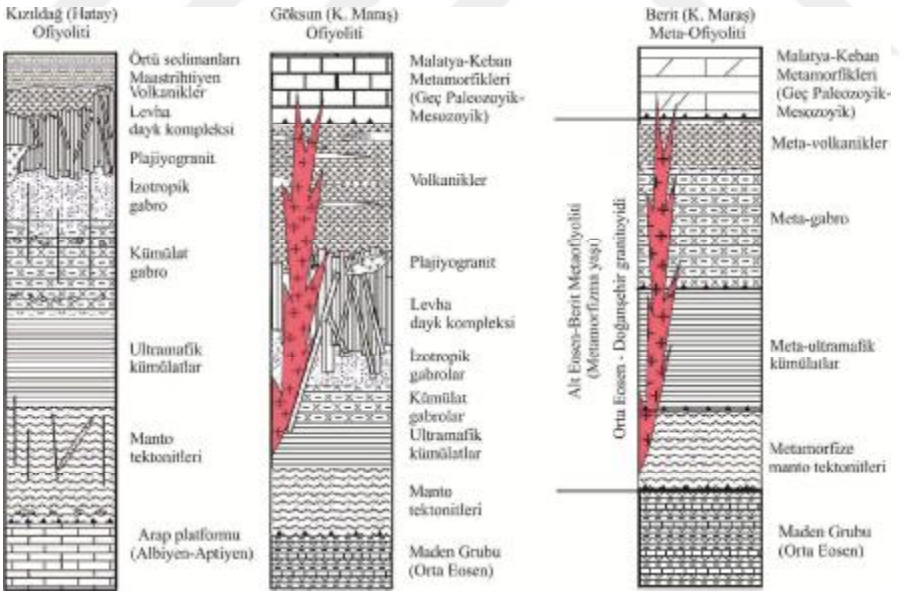
Bu iki kuşak arasında yüzlekler sunan ofiyolitlerin genel özellikler ve karşılaştırması Çizelge5.1, İspendere (Malatya), Kömürhan (Elazığ), Güleman (Elazıü) ofiyolitleri Şekil 5.1'de ve Kızıldağ (Hatay), Göksun (K. Maraş) ofiyoliti ve Berit (K. Maraş) Meta-Ofiyoliti Şekil 5.2 'de verilmiştir.

Çizelge 5.1. . Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında gözlenen ofiyolitlerin genel özellikleri

Ofiyolitler	Yaşı	Metamorfizma	Manto Tektonitleri	Kümülatlar	İzotrop Gabro	Levha Daykları	Volkanik Kayalar	Üzerlediği Birim	Üzerleyen Birim
Kızıldağ (Hatay)[1,2]	Geç Kretase	Etkilenmemiş	Harzburjit	Verlit, olivinli gabro, olivinli gabronorit & gabro	Gabro, diyorit & kuvarslı diyorit	Diyabaz, mikrodiyorit& plajiyogranit	Bazalt, boninitik bazalt	Arap platformu (Kampaniyen)	Neo-otokton sedimanlar (Mastrihtiyen)
Göksun (Kahramanmaraş)[3]	Geç Kretase	Etkilenmemiş	Harzburjit	Verlit, lerzolit, olivinli gabro & gabro	Gabro, diyorit & kuvarslı diyorit	Diyabaz, mikrodiyorit& plajiyogranit	Bazalt, andezit dasit & riyolit	Maden Birimi (Orta Eosen)	Malatya-Keban metamorfikleri (Geç Paleozoyik-Mesozoyik)
Berit Meta-ofiyolitli (Kahramanmaraş)[3,4]	Erken Eosen	Meta-gabro, amfibolit, eklojit, amfibolit, granulit	Harzburjit	Dunit, verlit, websterit, gabro &norit	-	Meta-diyabaz	-	Maden Birimi (Orta Eosen)	Malatya-Keban metamorfikleri (Geç Paleozoyik-Mesozoyik)
İspendere (Malatya)[5,6]	Geç Kretase	Etkilenmemiş	Harzburjit	Dunit, verlit, troktolit, olivinli gabro, gabronorit& gabro	Gabro& diyorit	Diyabaz, mikrodiyorit& plajiyogranit	Bazalt, andezit, &dasit	Maden Birimi (Orta Eosen)	Malatya-Keban metamorfikleri (Geç Paleozoyik-Mesozoyik)
Kömürhan (Elazığ)[8,10]	Geç Kretase	Amfibolit, amfibol şist, plajiyoklaz-amfibol şist	Harzburjit	Verlit, olivinli gabro, gabronorit, gabro, amfibolü gabro	Gabro, diyorit & kuvarslı diyorit	Diyabaz, mikrodiyorit& kuvarslı mikrodiyorit	Bazalt, andezit dasit & riyolit	Maden Birimi (Orta Eosen)	Malatya-Keban metamorfikleri (Geç Paleozoyik-Mesozoyik)
Guleman (Elazığ)[11]	Geç Kretase	Etkilenmemiş	Harzburjit	Dunit, verlit, klinopiroksenit, troktolit, olivinli gabro, gabro, kuvarslı gabro &kuvarslı diyorit	-	-	Bazalt, andezit dasit & riyolit	Lice formasyonu (Alt Miyosen)	Hazar Grubu (Mastrihtiyen-Paleosen)



Şekil 5.1. İspendere (Malatya), Kömürhan (Elazığ) ve Güleman (Elazığ) Ofiyolitleri (Beyarslan&Bingöl,1991; Rızaoğlu, 2006)



Şekil 5.2. Kızıldağ (Hatay), Göksun (K. Maraş) ofiyoliti ve Berit (K. Maraş) Meta-Ofiyoliti (Bağcı, 2004;Parlak, 2006)

6. ARAŞTIRMA BULGULARI

6.1. Petrografi ve Arazi Gözlemleri

Tez çalışması kapsamında arazi çalışması yapılmıştır. Arazi çalışması esnasında gözlemler yapılarak jeokronolojik çalışmalar ve ince kesit için örneklemeler yapılmıştır. Arazide örnekleme yapılırken ayrışmanın az olduğu kısımlardan örnekleme yapılmasına dikkat edilmiş ve izole dayk, kümülat gabro, izotrop gabro, plajiyogranit, levha daykı ve volkaniklerden örneklemeler yapılmıştr.

6.1.1. İzotrop Gabro (H15-1)

H15-1 nolu izotrop gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Ofitik doku

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %25-30 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksenler yarı özşekilli-özşekilsiz olarak gözlenmekte ve sarı-yeşilin tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Orta-iri tanelerden oluşmaktadır. Klinopiroksen mineralleri plajıyoklas minerallerinin arasını doldurur vaziyette bulunmaktadır. Tek yönde belirgin bir dilinim ve dilinime göre eğik sönme göstermeleri nedeniyle klinopiroksen olarak belirlenmiştir (Şekil 6.2).

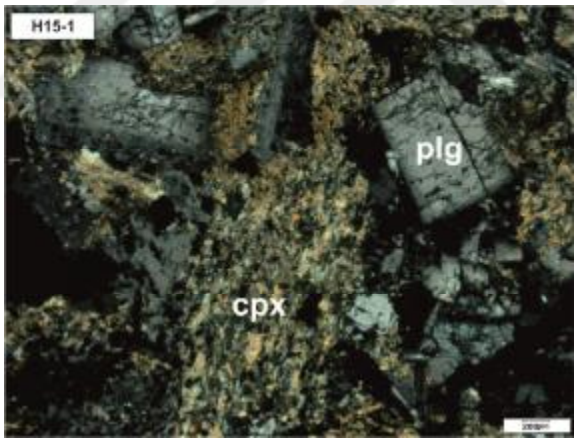
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde %55-60 arasında bulunmaktadır.Plajiyoklaslar özşekilli-yarı özşekilli olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Gri tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Genellikle orta-iri tanelerden oluşmaktadır (Şekil 6.2).

Opak Mineral: Kayacın içerisinde yaklaşık olarak %2-3 oranında bulunmaktadır.

H15-1 nolu izotrop gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.1'de verilmiştir.



Şekil 6.1. H15-1 nolu izotrop gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.2. H15-1nolu izotrop gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.2. Boninitik Dayk (H15-2)

H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %45-50 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri özşekilli, açık sarı-yeşilimsi tonlarda polarizasyon renkleri göstermektedir.

Orta-iri taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.4).

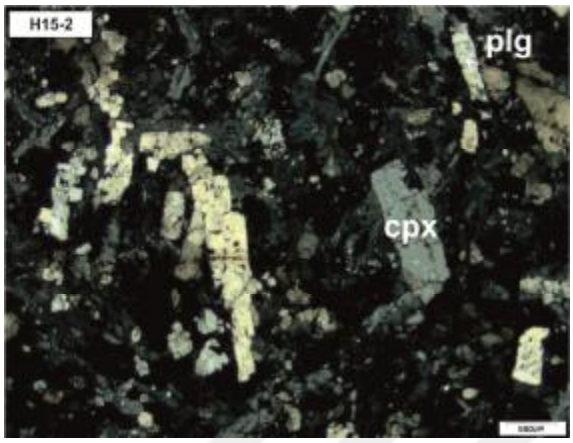
Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri az miktarda ve ayrışmış olarak görülmektedir. Plajiyoklas mineralinde albitleşme görülmektedir (Şekil 6.4).

Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında volkan camı görülmektedir.

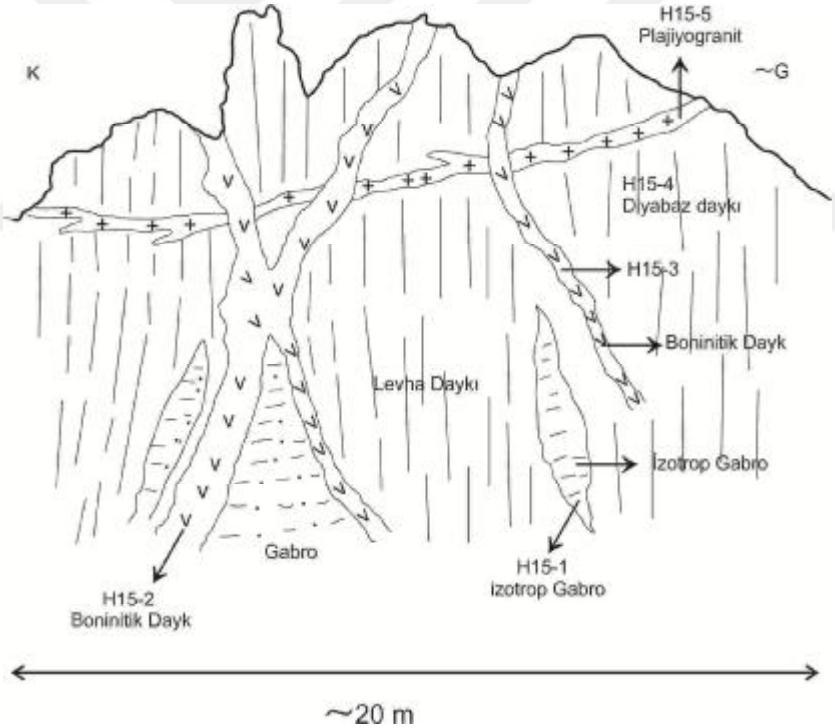
H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin arazi görünümü Şekil 6.3' de ve Güvercin Kayası Burnunun enine kesiti Şekil 6.5' de verilmiştir.



Şekil 6.3. H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.4. H15-2 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)



Şekil 6.5. Güvercin kayası burnunun enine kesiti (Çevlik Sahili)

6.1.3. Boninitik Dayk (H15-3)

H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçindeki Mineraller:

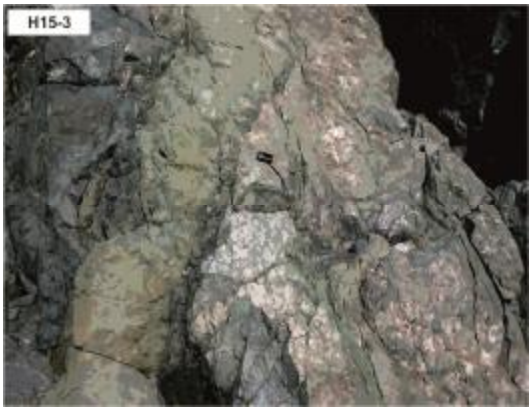
Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %45-50 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri yarı özşekilli-özşekilsiz, yeşilin tonlarında polarizasyon rengi göstermektedirler. Orta büyüklükte taneler halinde bulunmaktadırlar (Şekil 6.7).

Plajiyoklas: Plajiyoklas minerali az ve ayrışmış olarak bulunmaktadır (Şekil 6.7).

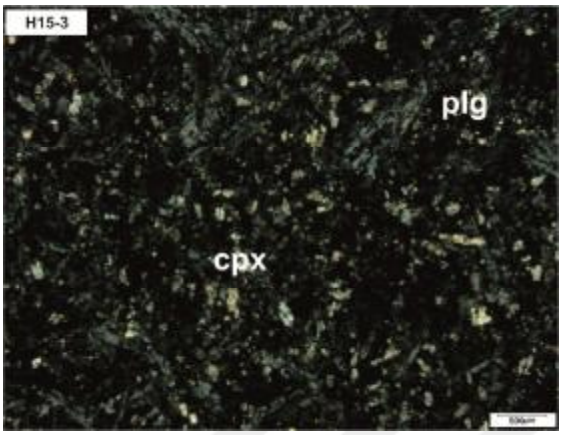
Volkan Camı: : Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında volkan camı görülmektedir.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %1-2 oranında bulunmaktadır.

H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin arazi görünümü Şekil 6.6' da verilmiştir.



Şekil 6.6.H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6. 7. H15-3 nolu boninitik dayk (diyabaz) örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.4. Diyabaz (H15-4)

H15-4 nolu diyabaz örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Subofitik

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %25-30 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksen mineralleri sarı-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren ve özşekilsiz halde bulunmaktadır. Pljiyoklas minerallerinin aralarını doldurur vaziyettedir (Şekil 6.9).

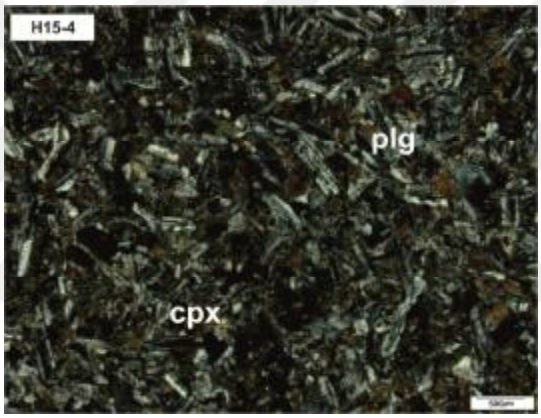
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %40-45 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri özşekilli-yarı özşekilli, gri renklerde polarizasyon renkleri gösteren, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.9).

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %2-3 oranında bulunmaktadır.

H15-4 nolu diyabaz örneğinin arazi görünümü Şekil 6.8' de verilmiştir.



Şekil 6.8. H15-4 nolu diyabaz örneğinin Çevlik sahilindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.9. H15-4 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.5. Plajiyogranit (H15-5)

H15-5 nolu plajiyogranit örneğinin arazi görünümü Şekil 6.10 'da verilmiştir.



Şekil 6.10. H15-5 nolu plajiyogranit örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)

6.1.6. Diyabaz (H15-6)

H15-6 nolu diyabaz örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak 25-30 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksenler yarı özşekilli-özşekilsiz, kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.12).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %35-40 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri ayrışmış halde bulunmaktadır (Şekil 6.12).

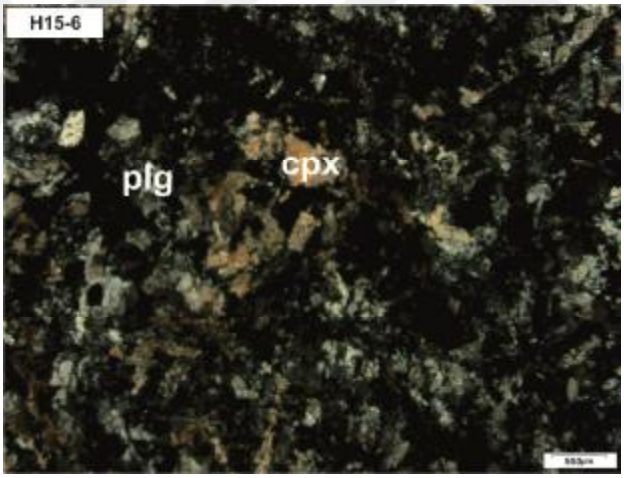
Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer mineraller arasında volkan camı bulunmaktadır.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %1-2 arasında bulunmaktadır.

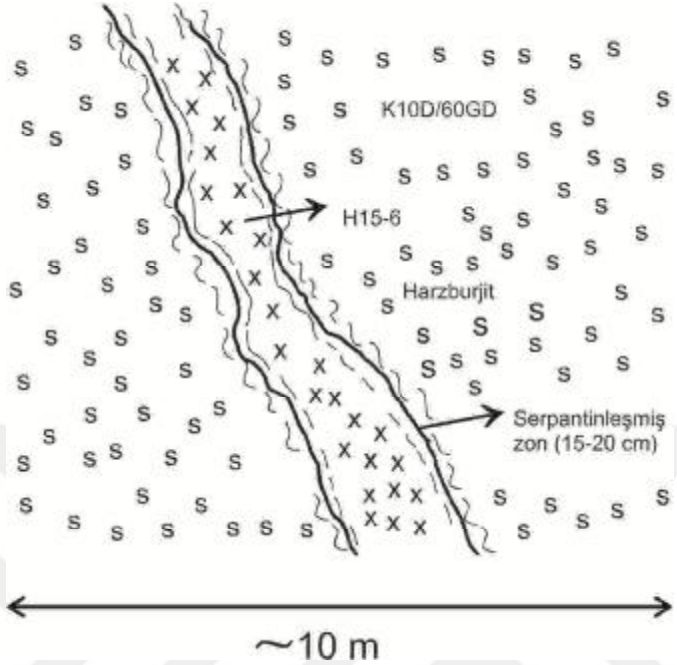
H15-6 nolu diyabaz örneğinin arazi görünümü Şekil 6.11'de verilmiştir. H15-6 nolu diyabaz örneği manto tektoniklerini kesen tekil dayk şeklindedir (Şekil 6.13).



Şekil 6.11. H15-6 diyabaz örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.12. H15-6 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)



Şekil 6.13. Manto tektonitlerinin tekil diyabaz daykı tarafından kesilmesi (Çevlik Sahili)

6.1.7. Pegmatitik Gabro (H15-7)

H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Taneli

İçindeki Mineraller:

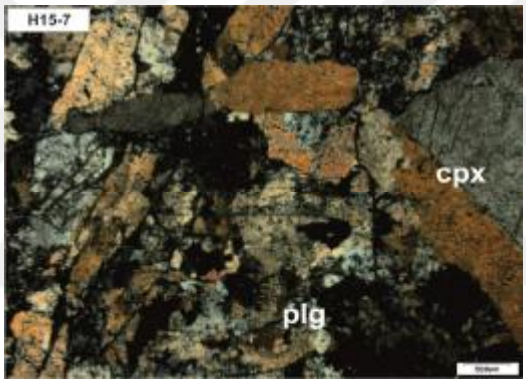
Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %35-40 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksen mineralleri özşekilli, mavi-kahverengi tonlarında polarizasyon renklerine sahip taneler halindedir (Şekil 6.15).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %50-60 oranında bulunmaktadır.Plajiyoklas mineralleri ayrışmış halde bulunmaktadır (Şekil 6.15).

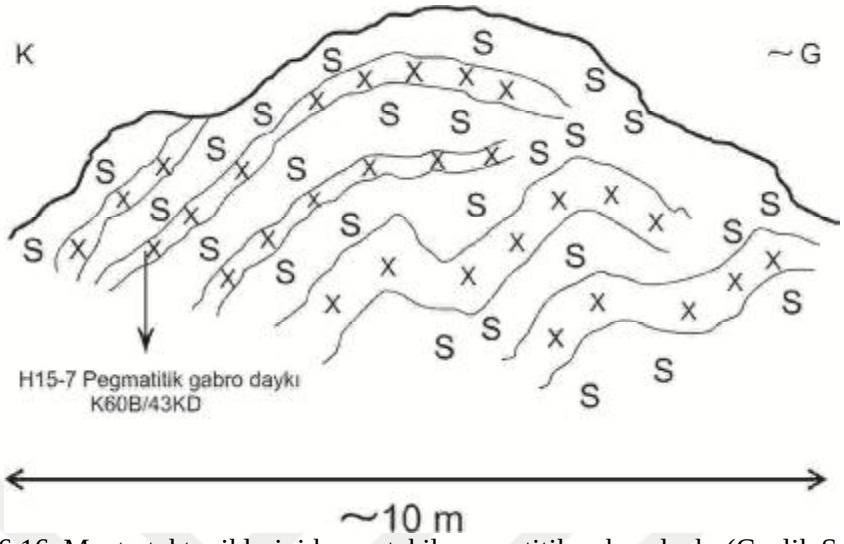
H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.14' de verilmiştir. H15-7 nolu pegmatitik gabro örneği manto tektoniklerini kesen tekil dayk şeklindedir (Şekil 6.16).



Şekil 6.14. H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.15. H15-7 nolu pegmatitik gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)



Şekil 6.16. Manto tektoniklerini kesen tekil pegmatitik gabro daykı (Çevlik Sahili)

6.1.8. Pegmatitik Gabro (H15-8)

H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Taneli

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %35-40 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksenler özşekilli, yeşil-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren orta-iri taneler halindedir (Şekil 6.18).

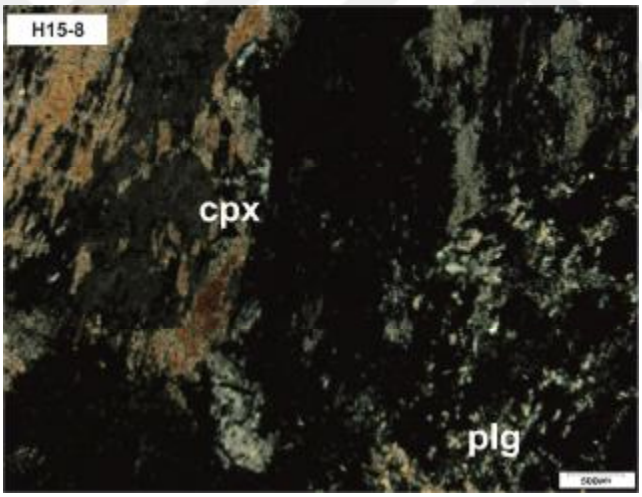
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %55-60 oranında bulunmaktadır.Plajiyoklas mineralleri kayaç içerisinde ayrışmış olarak bulunmaktadır (Şekil 6.18).

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %1-2 arasında bulunmaktadır.

H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.17' de verilmiştir.



Şekil 6.17. H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.18. H15-8 nolu pegmatitik gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.9. Kümülat Gabro (H15-9)

H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Kümülat

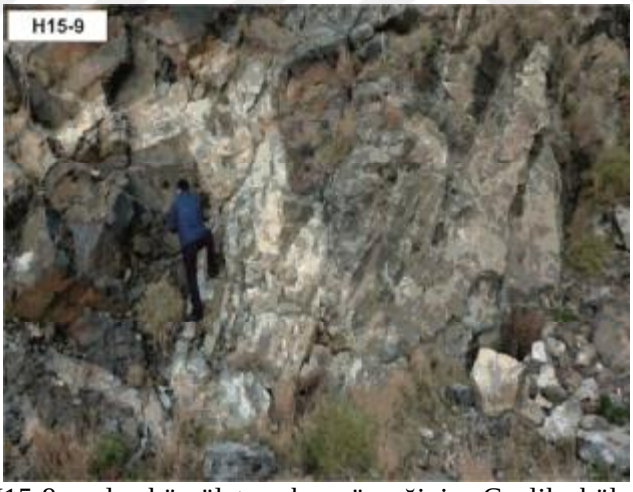
İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %15-20 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksenler sarı-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, özşekilli- yarı özşekilli ve orta-iri taneler halinde bulunmaktadır. Tek yönde gelişmiş güzel dilinimler gözlenmiştir. Klinopiroksen mineralleri plajiyoklas minerallerinin arasını doldurur vaziyette bulunmaktadır (Şekil 6.20).

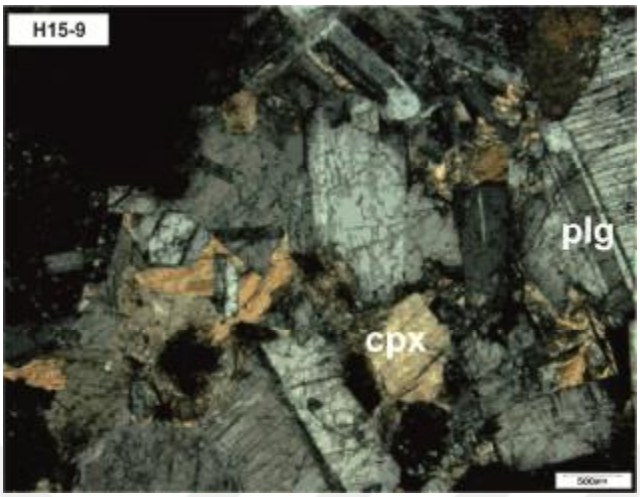
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %55-60 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri özşekilli, gri tonlarda polarizasyon renkleri gösteren, orta iri taneler halindedir. Plajiyoklas minerallerinde polisentetik ikizlenmeler gözlenmektedir (Şekil 6.20).

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %2-3 oranında bulunmaktadır.

H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.19' da verilmiştir.



Şekil 6.19. H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.20. H15-9 nolu kümülat gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.10. Olivinli Gabro (H15-10)

H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Taneli

İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %30-35 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri özşekilli-yarı özşekilli, yeşil-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, orta-iri taneler halinde bulunmaktadır. Bazı tanelerde tek yönde iyi gelişmiş dilinimler gözlenmiştir (Şekil 6.22).

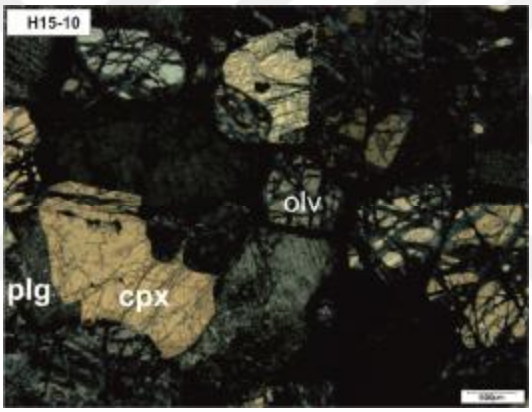
Plajiyoklas: Kayaç içerisnde yaklaşık olarak %20-30 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri ayrışmış halde bulunmaktadır (Şekil 6.22).

Olivin: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %15-35 oranında bulunmaktadır. Olivin mineralleri özşekilli, orta-iri taneler halinde görülmektedir. Olivin minerallerinde fazla bir ayrışma gözlenmemiştir (Şekil 6.22).

H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.21' de verilmektedir.



Şekil 6.21. H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin Çevlik bölgesindekiarazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.22. H15-10 nolu olivinli gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen, olv: olivin)

6.1.11. Kümülat Gabro (H15-11)

H15-11 nolu kümülat gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Kümülat

İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %20-25 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksenler kahverengi-yeşil tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, yarı özşekilli-özşekilsiz, orta-iri taneler halindedir (Şekil 6.24).

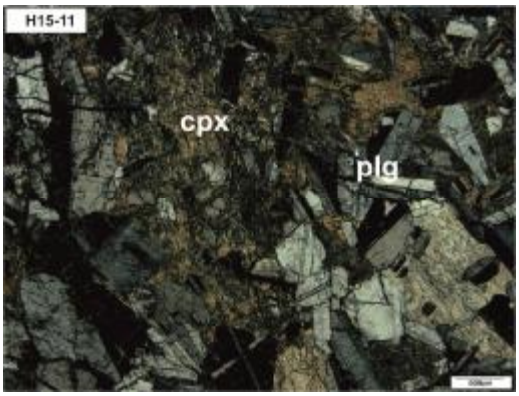
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %55-60 oranında bulunmaktadır**.** Plajiyoklas mineralleri özşekilli, gri tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halindedir (Şekil 6.24).

Opak Mineral: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %1-2 arasında bulunmaktadır.

H15-11 nolu kümülat gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.23' de verilmiştir.



Şekil 6.23. H15-11 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.24. H15-11 nolu kümülat gabroörneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.12. Kümülat Gabro (H15-12)

H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Kümülat

İçerisindeki Mineraller:

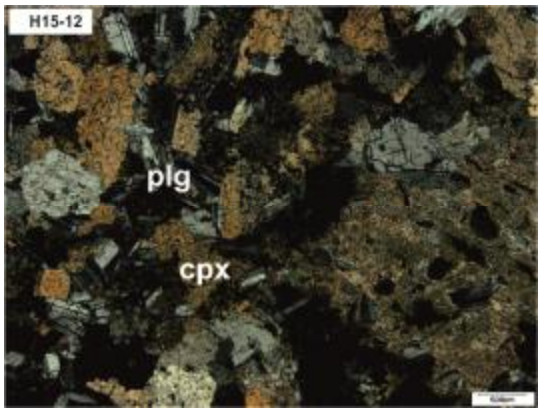
Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %20-25 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksen mineralleri yarı özşekilli-özşekilsiz, yeşil-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren taneler halindedir (Şekil 6.26).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %50-55 oranında bulunmaktadır.Plajiyoklas mineralleri özşekilli, gri tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halindedir (Şekil 6.26).

H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.25' de verilmiştir.



Şekil 6.25. H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.26. H15-12 nolu kümülat gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.13. Diyabaz (H15-13)

Doku: Subofitik

İçerisindeki Mineraller:

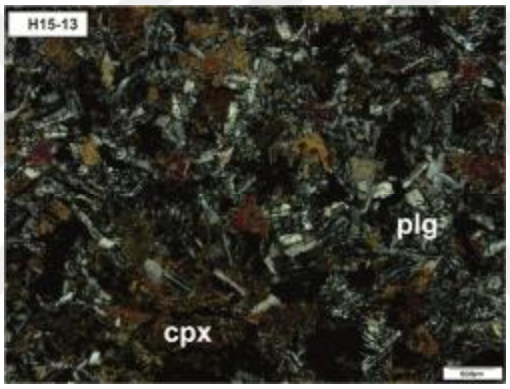
Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %25-35 oranında bulunmaktadır.Klinopiroksen mineralleri mavi-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, yarı özşekilli-özşekilsiz taneler halindedir. Klinopiroksen mineralleri kayaç içerisinde plajiyoklas minerallerinin arasını doldurur vaziyette bulunmaktadır (Şekil 6.28).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %40-45 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri gri tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, özşekilli, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halindedir (Şekil 6.28).

H15-13 nolu diyabaz örneğinin arazi görünümü Şekil 6.27' de verilmiştir.



Şekil 6.27. H15-13 nolu diyabaz örneğinin Çevlik sahilindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.28. H15-13 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.14. İzotrop Gabro (H15-14)

H15-14 nolu izotrop gabro örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Taneli

İçerisindeki Mineraller:

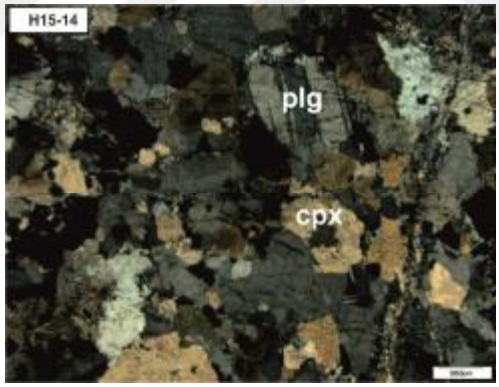
Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %20-25 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri özşekilli-yarı özşekilli, yeşil-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren taneler halindedir (Şekil 6.30).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak 45-50 oranında bulunmaktadır.Plajiyoklas mineralleri özşekilli, gri tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halindedir (Şekil 6.30).

H15-14 nolu gabro örneğinin arazi görünümü Şekil 6.29' da verilmiştir.



Şekil 6.29. H15-14 nolu gabro örneğinin Çevlik bölgesindeki arazi görüntüsü (Güvercin Kayası Burnu)



Şekil 6.30. H15-14 nolu gabro örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.15. Bazalt (H15-15)

H15-15 nolu bazalt örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Porfirik

İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %60-65 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri mikrolitler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.32).

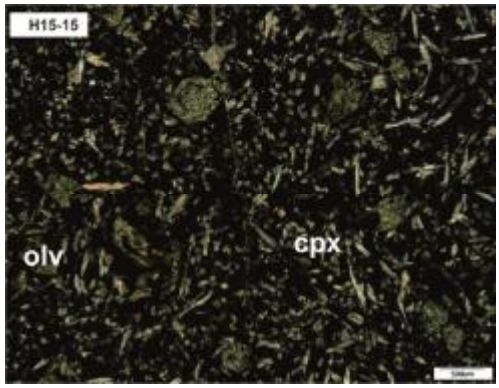
Olivin: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %15-20 oranında bulunmaktadır. Olivin mineralleri kayaç içerisinde özşekilli olarak bulunmaktadır (Şekil 6.32).

Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri kayaç içerisinde ayrışmış olarak az miktarda bulunmaktadır.

H15-15 nolu bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.31' de verilmiştir.



Şekil 6.31. H15-15 nolu bazalt örneğinin Altunözü bölgesindeki arazi görünümü



Şekil 6.32. H15-15 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (olv: olivin, cpx: klinopiroksen)

6.1.16. Bazalt (H15-17)

H15-17 nolu bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.33' da verilmiştir.



Şekil 6.33. H15-17 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü

6.1.17. Bazalt (H15-18)

H15-18 nolu bazalt örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Mikrolitik porfirik

İçerisindeki Mineraller:

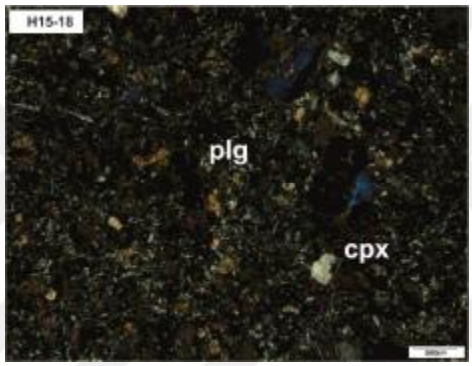
Klinopiroksen: Klinopiroksen mineralleri özşekilli-yarı özşekilli, kahverengi-mavi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren fenokristaller halindedir (Şekil 6.35).

Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri kayaç içerisinde mikrolitler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.35).

H15-18 nolu bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.34' de verilmiştir.



Şekil 6.34. H15-18 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü



Şekil 6.35. H15-18 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.18. Bazalt (H15-19)

H15-19 nolu bazalt örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Klinopiroksen mineralleri kayaç içerisinde özşekilsiz olarak bulunmaktadır (Şekil 6.37).

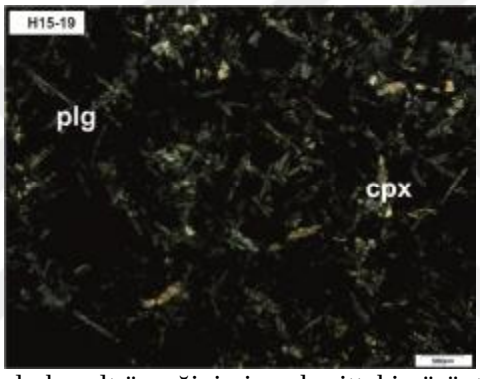
Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri kayaç içerisinde gri tonlarda polarizasyon renkleri gösteren küçük taneler halindedir (Şekil 6.37).

Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında bulunmaktadır.

H15-19 nolu bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.36' de verilmiştir.



Şekil 6.36. H15-19 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü



Şekil 6.37. H15-19 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.19. Bazalt (H15-20)

H15-20 nolu bazalt örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Klinopiroksen mineralleri özşekilsiz, kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren taneler halindedir (Şekil 6.39).

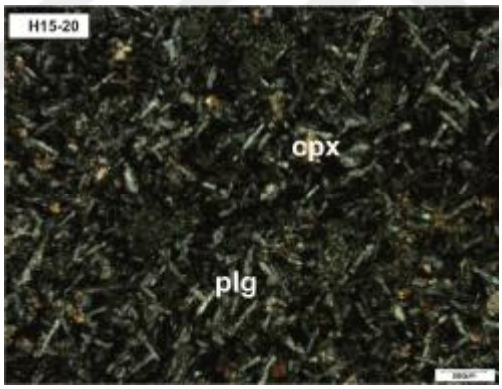
Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri özşekilli-yarı özşekilli, gri tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, polisentetik ikizlenmeye sahip taneler halindedir (Şekil 6.39).

Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında bulunmaktadır.

H15-20 nolu bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.38' de verilmiştir.



Şekil 6.38. H15-20 nolu bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü



Şekil 6.39. H15-20 nolu bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.20. Manganlı Bazalt (H15-21)

H15-21 nolu manganlı bazalt örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Hyaloporfirik

İçerisindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Klinopiroksen mineralleri yeşilin tonlarında polarizasyon renkleri gösteren taneler halindedir (Şekil 6.41).

Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri kayaç içerisinde gri tonlarda polarizasyon renklerine sahip taneler halindedir (Şekil 6.41).

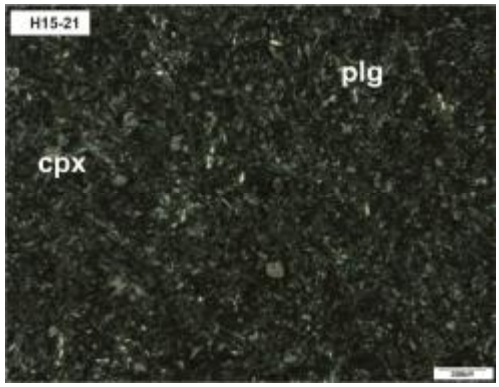
Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında bulunmaktadır.

Mangan: Kayaç içerisinde eser miktarda bulunmaktadır.

H15-21 nolu manganlı bazalt örneğinin arazi görünümü Şekil 6.40' da verilmiştir.



Şekil 6.40. H15-21 nolu Manganlı bazalt örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü



Şekil 6.41. H15-21 nolu manganlı bazalt örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.1.21. Diyabaz (H15-22)

H15-22 nolu diyabaz örneğinin petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Doku: Entersertal

İçerindeki Mineraller:

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %25-35 oranında bulunmaktadır. Klinopiroksen mineralleri kayaç içerisinde mavi-kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri gösteren, özşekilsiz taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 6.43).

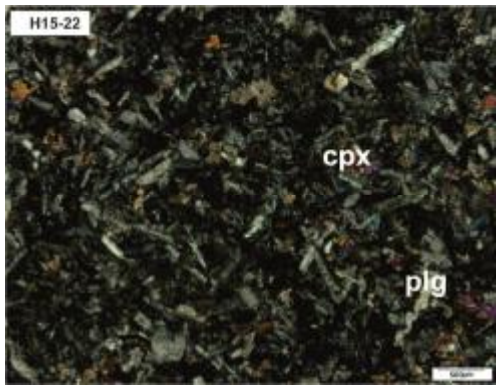
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %50-55 oranında bulunmaktadır.Plajiyoklas mineralleri gri tonlarda polarizasyon renkleri gösteren taneler halindedir (Şekil 6.43).

Volkan Camı: Kayaç içerisinde diğer minerallerin arasında bulunmaktadır.

H15-22 nolu diyabaz örneğinin arazi görünümü Şekil 6.42' de verilmiştir.



Şekil 6.42. H15-22 nolu diyabaz örneğinin Kömürçukuru bölgesindeki arazi görüntüsü



Şekil 6.43. H15-22 nolu diyabaz örneğinin ince kesitteki görüntüsü (plg: plajiyoklas, cpx: klinopiroksen)

6.2. Jeokronoloji

U-Th-Pb jeokronoloji çalışmalarında üç farklı yöntem kullanılmaktadır. Bunlar; (a) ID-TIMS (Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry), (b) SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) ve (c) LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrymetry). ID-TIMS yöntemi, tek bir zirkon tanesinin hidroflorik (HF) veya hidroklorik asitte çözülmesi ve sonrasında U ve Pb elementlerinin kimyasal yolla (iyon alışverişi) ölçülmesini içermektedir. Analiz süresi 3-4 saati bulabilmektedir. LA-ICP-MS yöntemi, tek bir zirkon kristali üzerine 30-60 (µm) çaplı bir lazer ışını gönderilerek 10-20 (µm) spot derinliğinde U ve Pb elementlerinin kütle spektrometresinde ölçümünü içermektedir. Analiz süresi oldukça kısa olup, ~4 dakika civarındadır. SIMS yönteminde özellikle zirkon kristalleri üzerinde mikro-ışın (microbeam) sayesinde küçük çaplı spot (10-20 µm) ve fazla derin(<4µm) olmayan bir alanda U ve Pb elementlerinin ölçümünü içermektedir. Yüksek lisans tez çalışması kapsamında yukarıda açıklanan yöntemlerden SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) yöntemi kullanılmıştır.

6.2.1.SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Zirkon U-Pb Tarihlendirmesi

Arazi çalışmaları sırasında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin okyanusal kabuğuna ait mafik kayalardan toplam 22 adet örnek derlenmiştir. Laboratuvar

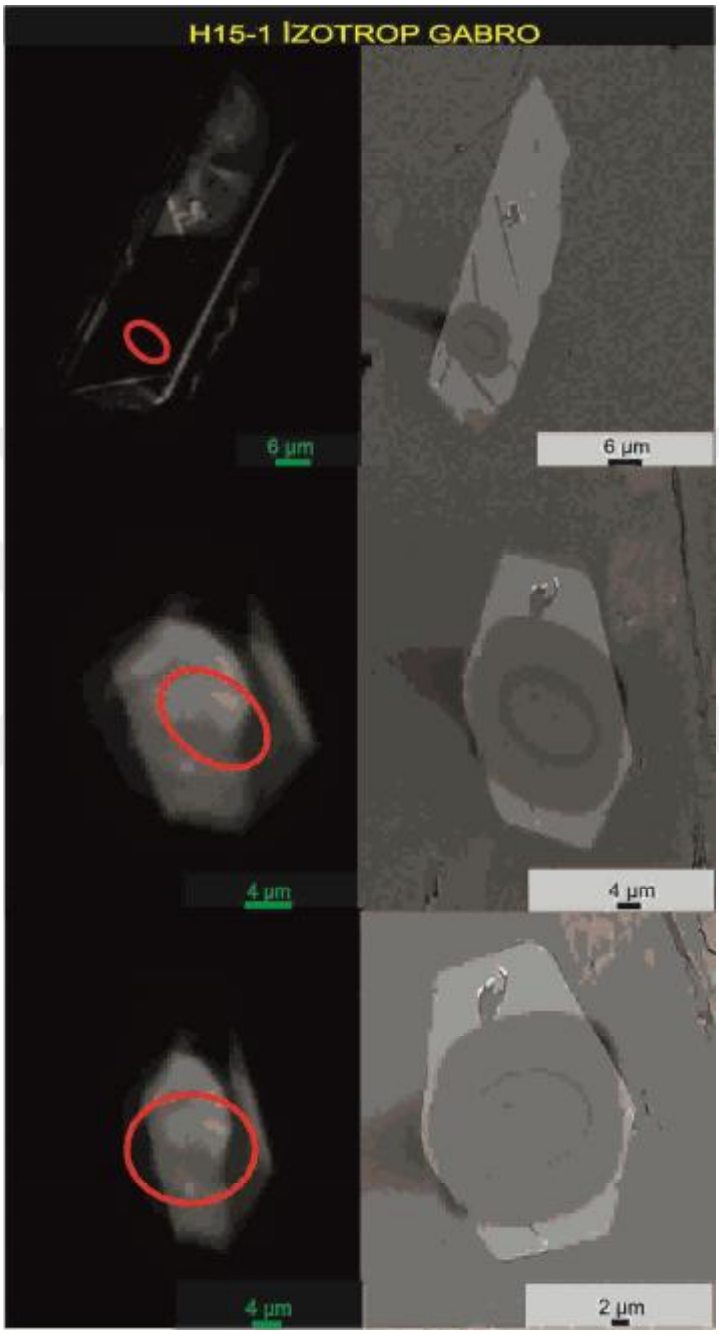
süreçleri sonrasında toplam 10 (on) örnekte zirkon seperasyonu başarı ile gerçekleştirilmiş ve SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) yöntemi ile tarihlendirilmiştir. Tarihlendirilmesi gerçekleştirilen örneklerin listesi Çizelge 6.1'de sunulmaktadır.

Çizelge 6.1. SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb yöntemi ile elde edilen yaş verileri

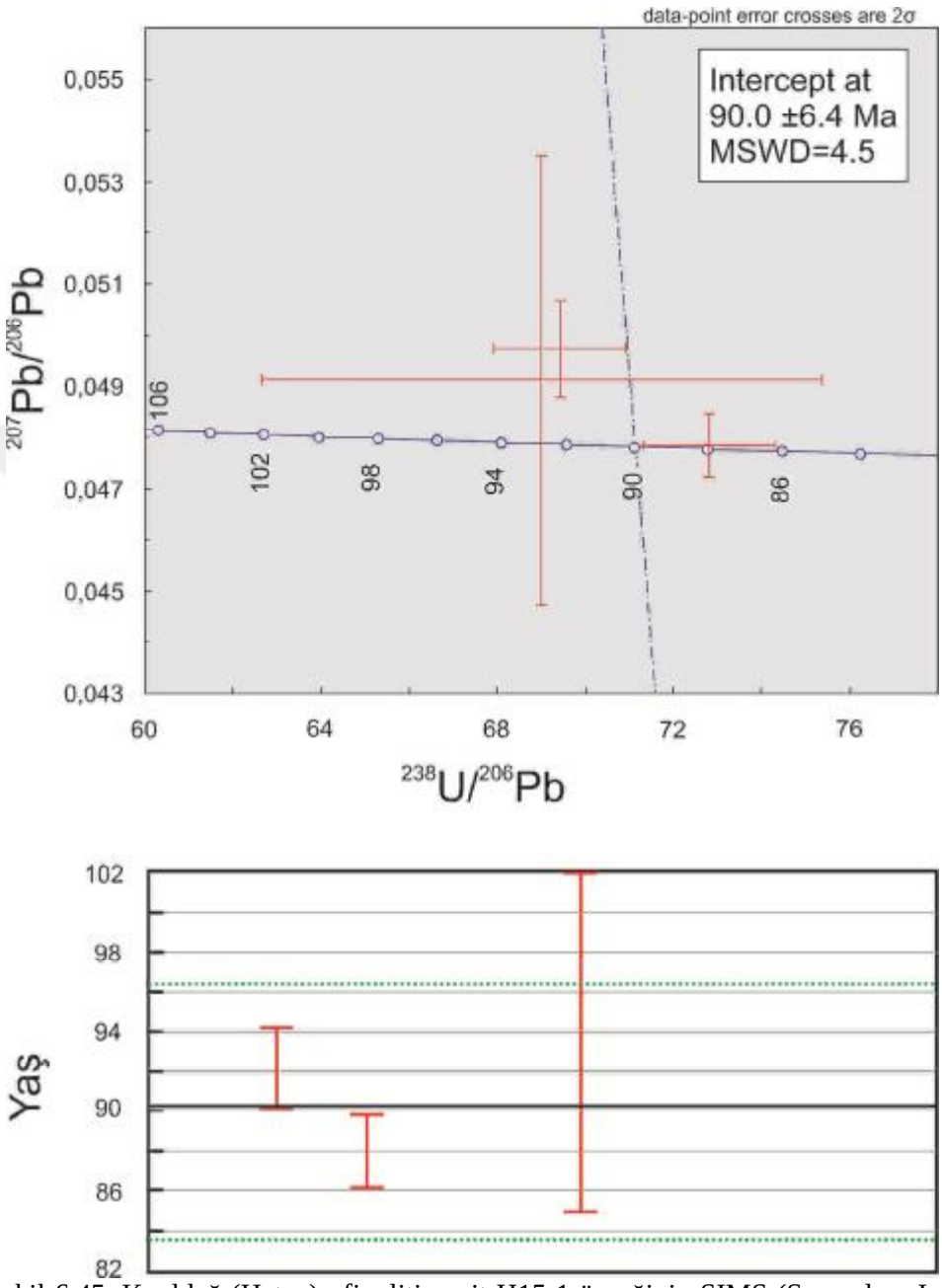
ÖRNEK	BİRİM	KAYA TİPİ	YAŞ (My)
H15-1	İzotrop Gabro	Gabro	90.6±6.4
H15-5	İntrüzif	Plajiogranit	93.29±0.94
H15-7	İzole Dayk	Pegmatitik Gabro	93.0±1.5
H15-8	İzole Dayk	Pegmatitik Gabro	92.33±0.81
H15-9	Kümülat Gabro	Gabro	94.4±0.97
H15-10	Kümülat Gabro	Olivinli Gabro	97.7±1.1
H15-12	Kümülat Gabro	Gabro	94.2±2.5
H15-13	Levha Dayk	Diyabaz	90.6±1.3
H15-14	İzotrop Gabro	Gabro	94.2±2.2
H15-21	Volkanik	Manganlı Bazalt	90.9±1.2

6.2.1.1. H15-1 İzotrop Gabro

Bu örnekte toplam 3 (üç) adet zirkon kristali analiz edilmiştir.Zirkon kristallerinin boyutları 32-60 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 3:2, 2:1, 2:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt veya uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 6.44). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Zonlanma net olarak görülememekle birlikte hafif bir yamalı zonlanma görülmektedir (Şekil 6.44). Th/U değerleri 0.56 – 1.28 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 87.7±0.9 My, 92.8±4.3 My ve 91.6±1.0 My şeklindedir. Bu örnekteki 3 adet zirkon yaşından 90.0±6.4 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.45).



Şekil 6.44. Kızıldağ (Hatay)ofiyolitine ait H15-1 nolu örneğin katadolüminessans (CL) veGerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



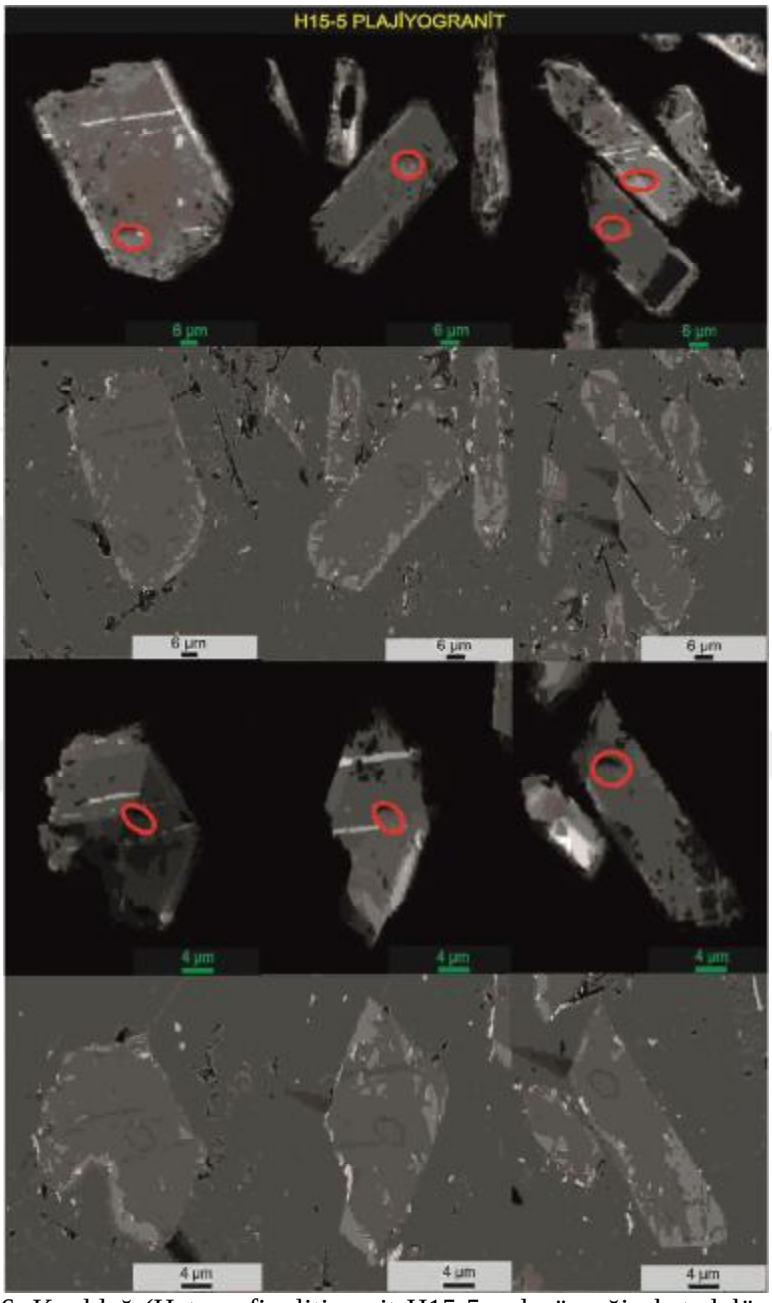
Şekil 6.45. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-1 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları

6.2.1.2. H15-5 Plajiyogranit

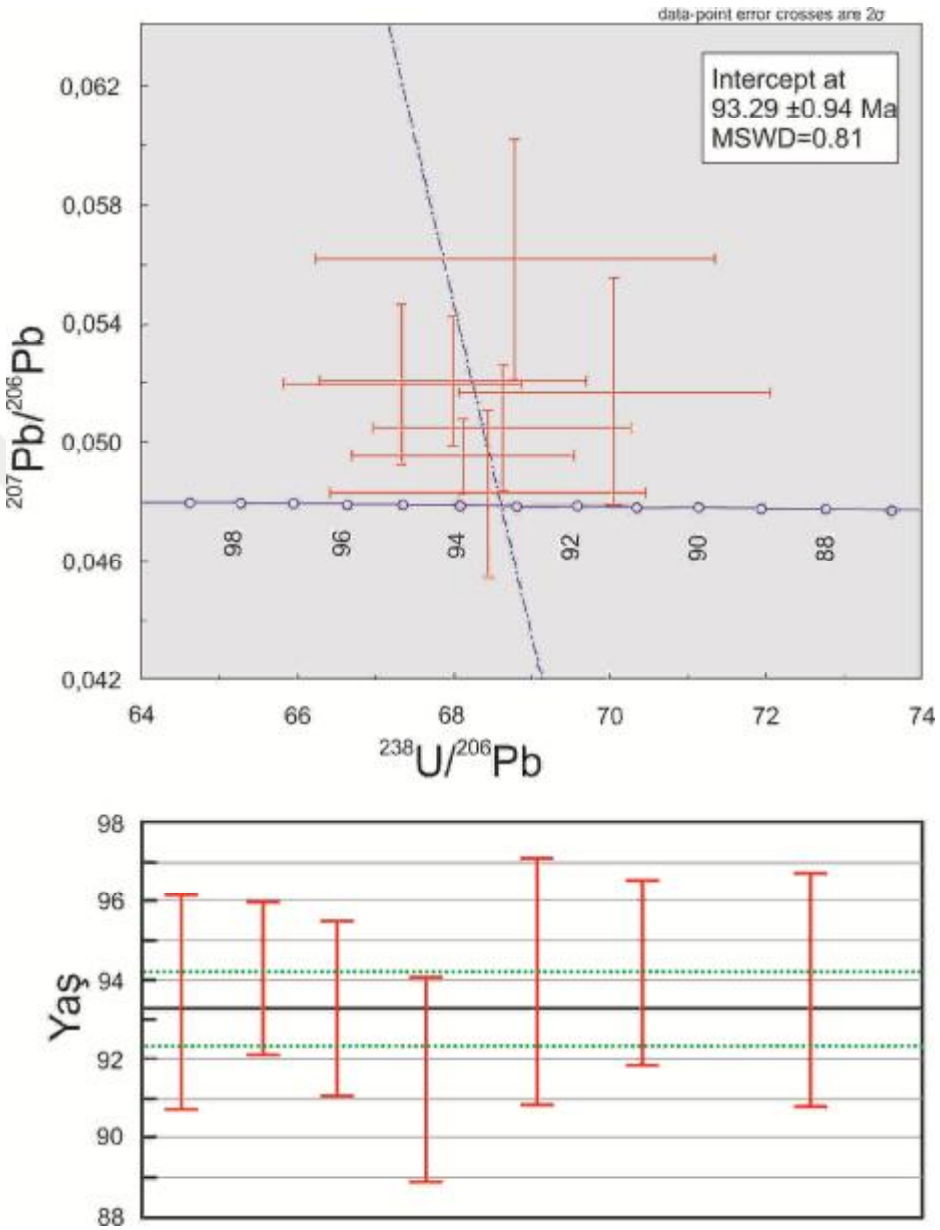
Bu örnekte toplam 7 (yedi) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 36-84 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 2:1, 3:1, 2:1, 4:1,1:1,2:1, 2:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve bir kısmı ince uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 6.46). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Zonlanma çeşitlerinden kristallerin bazılarında yamalı zonlanma görülmektedir. (Şekil 6.46). Th/U değerleri 0.644 – 1.217 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 92.8±1.4 My, 93.8±1.2 My , 91.8±1.7 My, 90.8±1.3 My, 92.8±1.1 My, 93.09±1.0 My ve 94.8±1.1 My şeklindedir. Bu örnekteki 7 adet zirkon yaşından 93.29±0.94 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.47).

6.2.1.3. H15-7 Pegmatitik Gabro

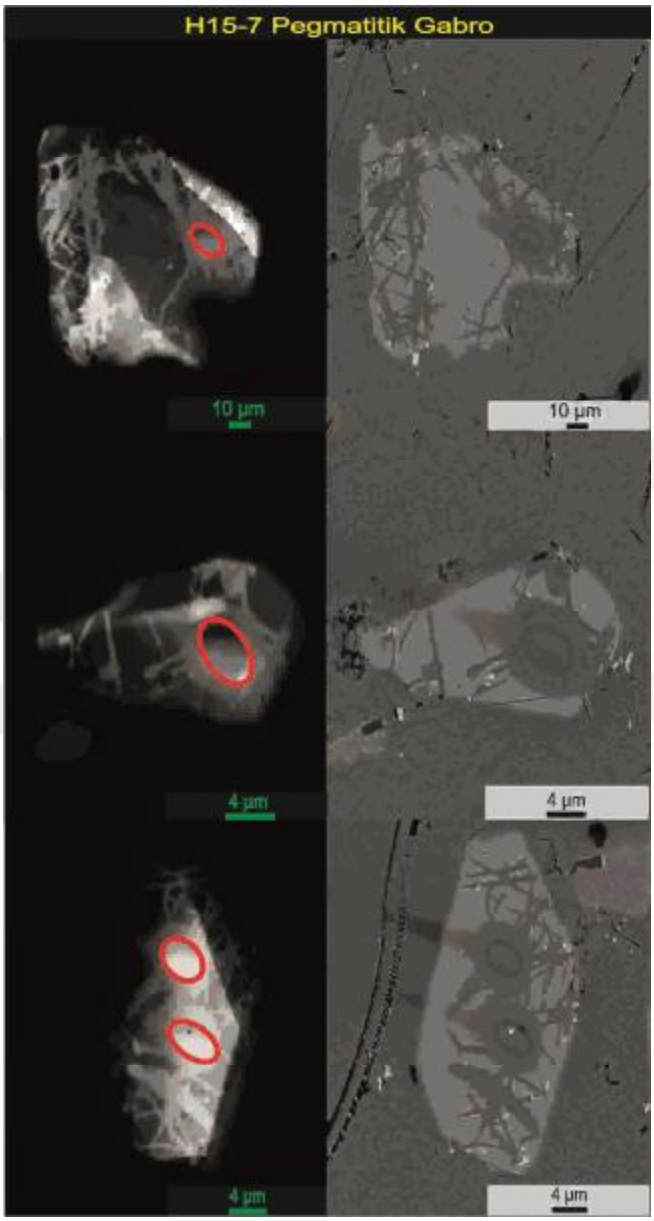
Bu örnekte toplam 4 (dört) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 32-150 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 1:1, 2:1, 2:1, 2:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt şekillidirler (Şekil 6.48). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde yamalı ve iskelet şeklinde zonlanmalar görülmektedir (Şekil 6.48). Th/U değerleri 0.391 – 0.709 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 92.8±1.8 My, 90.3±2.4 My , 93.8±1.2 My, 91.7±1.3 My şeklindedir. Bu örnekteki 4 adet zirkon yaşından 93.0±1.5 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.49).



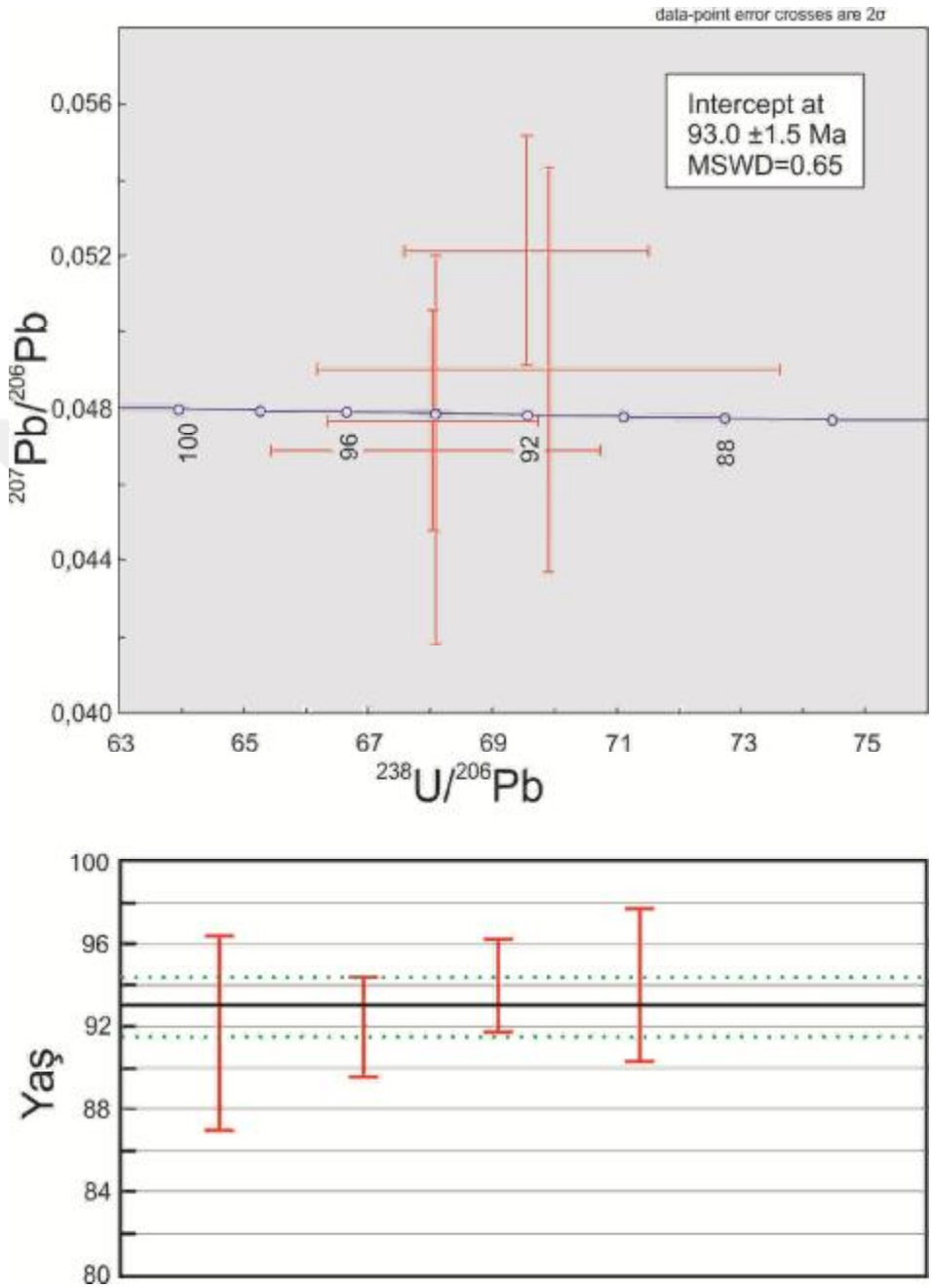
Şekil 6.46. Kızıldağ (Hatay ofiyolitine ait H15-5 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



Şekil 6.47. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-5 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları



Şekil 6.48. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-7 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



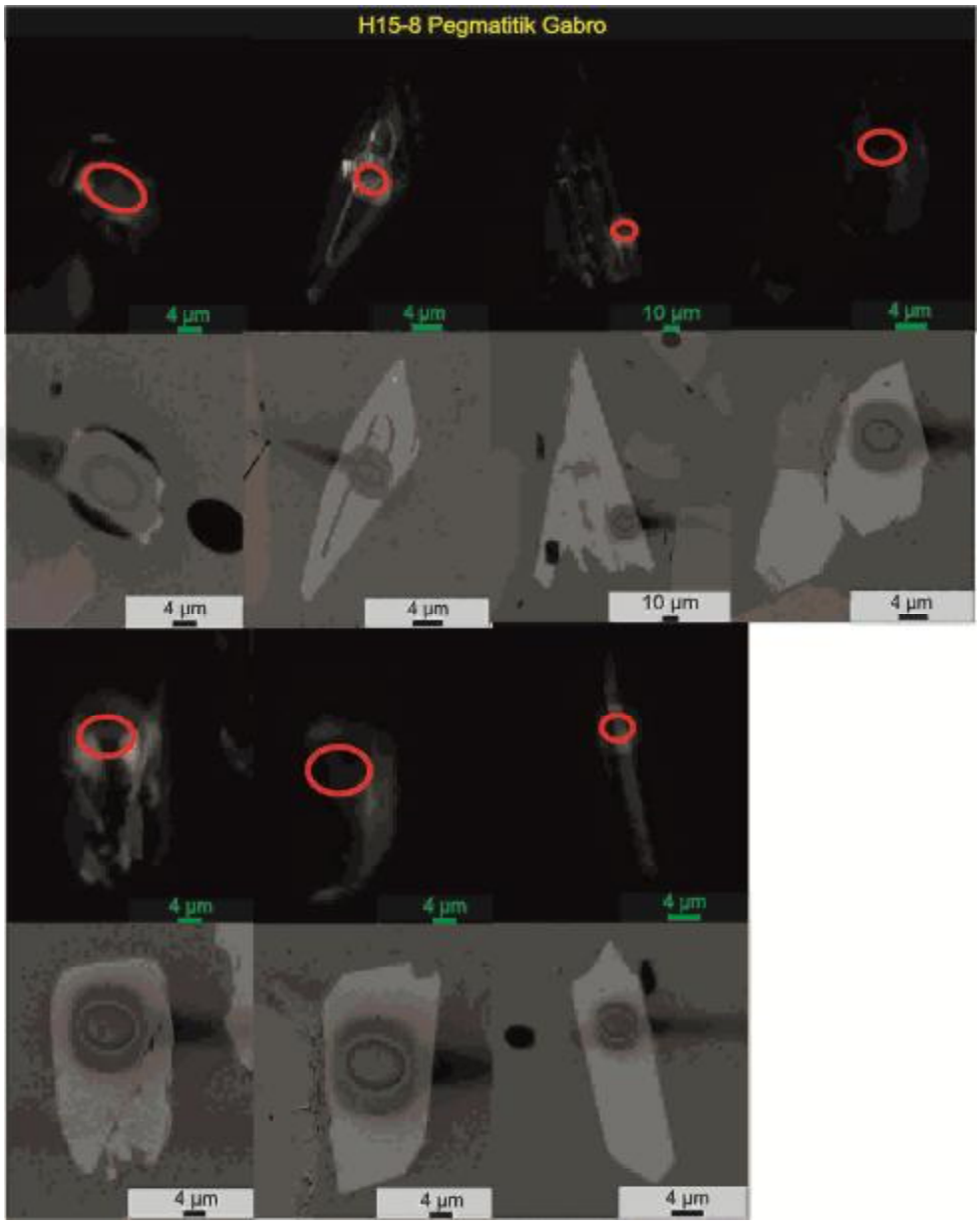
Şekil 6. 49. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-7 SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları

6.2.1.4. H15-8 Pegmatitik Gabro

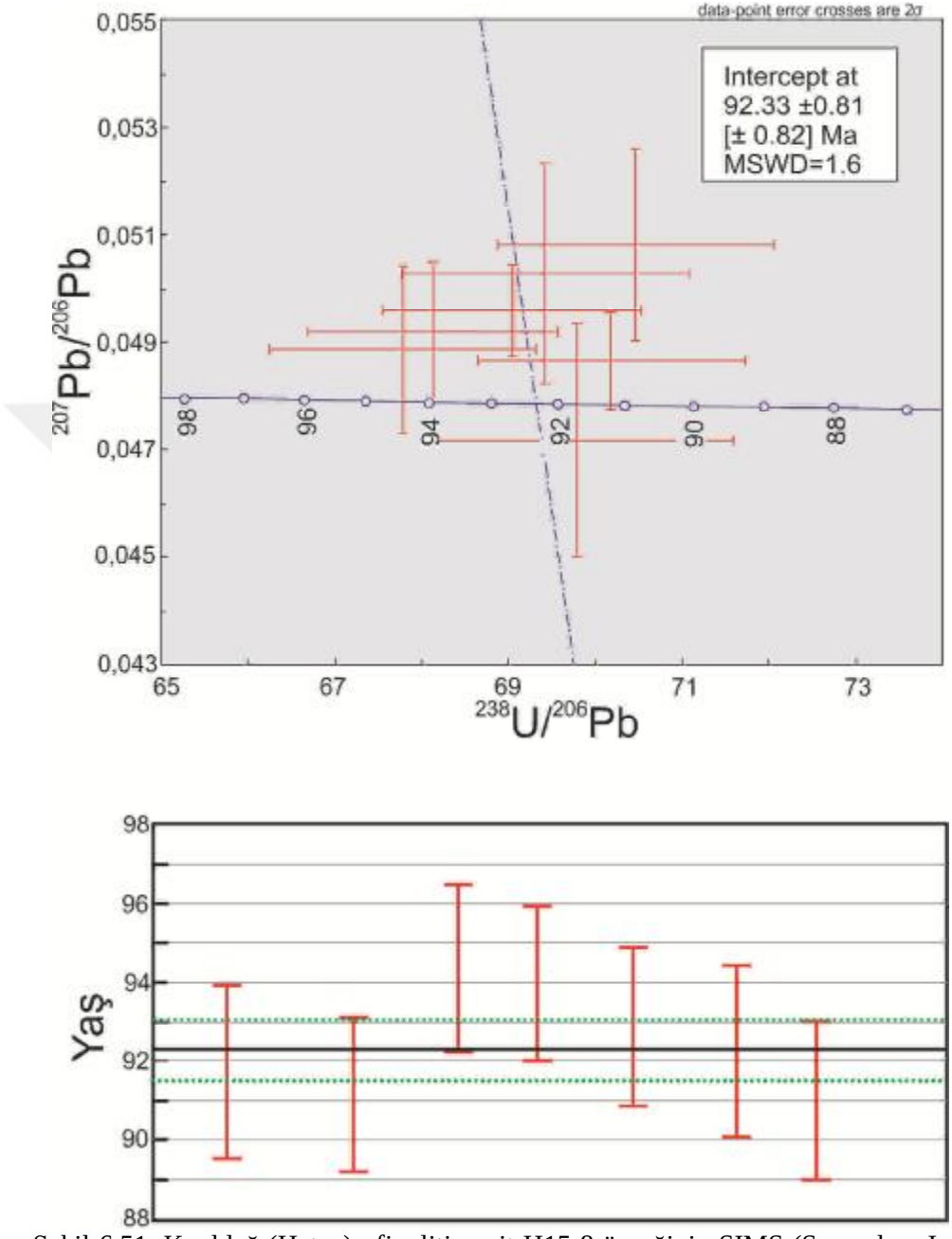
Bu örnekte toplam 7 (yedi) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 36-130 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 2:1, 2:1, 5:1, 2:1, 2:1,2:1,4:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve ince uzun kristaller halinde görülmektedir (Şekil 6.50). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerin bir kısmı düzenli zonlanma gösterirken bazı kristaller ise yamalı zonlanma göstermektedir. (Şekil 6.50). Th/U değerleri 0.581 – 2.157 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 91.3±1.2 My, 93.3±1.0 My , 89.4±1.0 My, 91.0±1.0 My, 91.9±1.1 My, 92,5±1.0 My ve 94,1±1.1 My şeklindedir. Bu örnekteki 7 adet zirkon yaşından 92.33±0.81 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.51).

6.2.1.5. H15-9 Kümülat Gabro

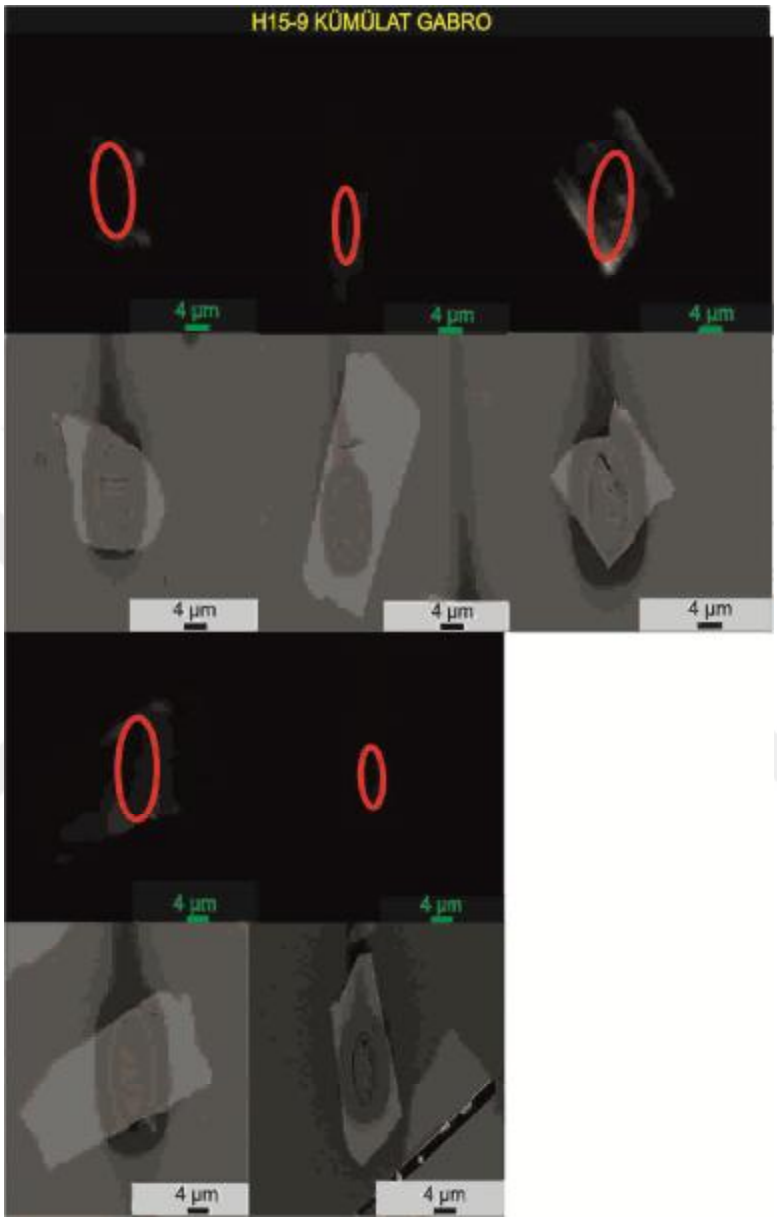
Bu örnekte toplam 5 (beş) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 20-44 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 3:1, 3:1, 1:1, 2:1, 3:1, olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve ince uzun kristaller halinde görülmektedir (Şekil 6.52). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde belirgin bir zonlanma görülmemektedir (Şekil 6.52). Th/U değerleri 0.991 – 2.267 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 94.4±1.0 My, 94.2±1.0 My , 95.5±1.1 My, 92.4±1.3 My ve 93.2±1.0 My şeklindedir. Bu örnekteki 5 adet zirkon yaşından 94.4±0.97 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.53).



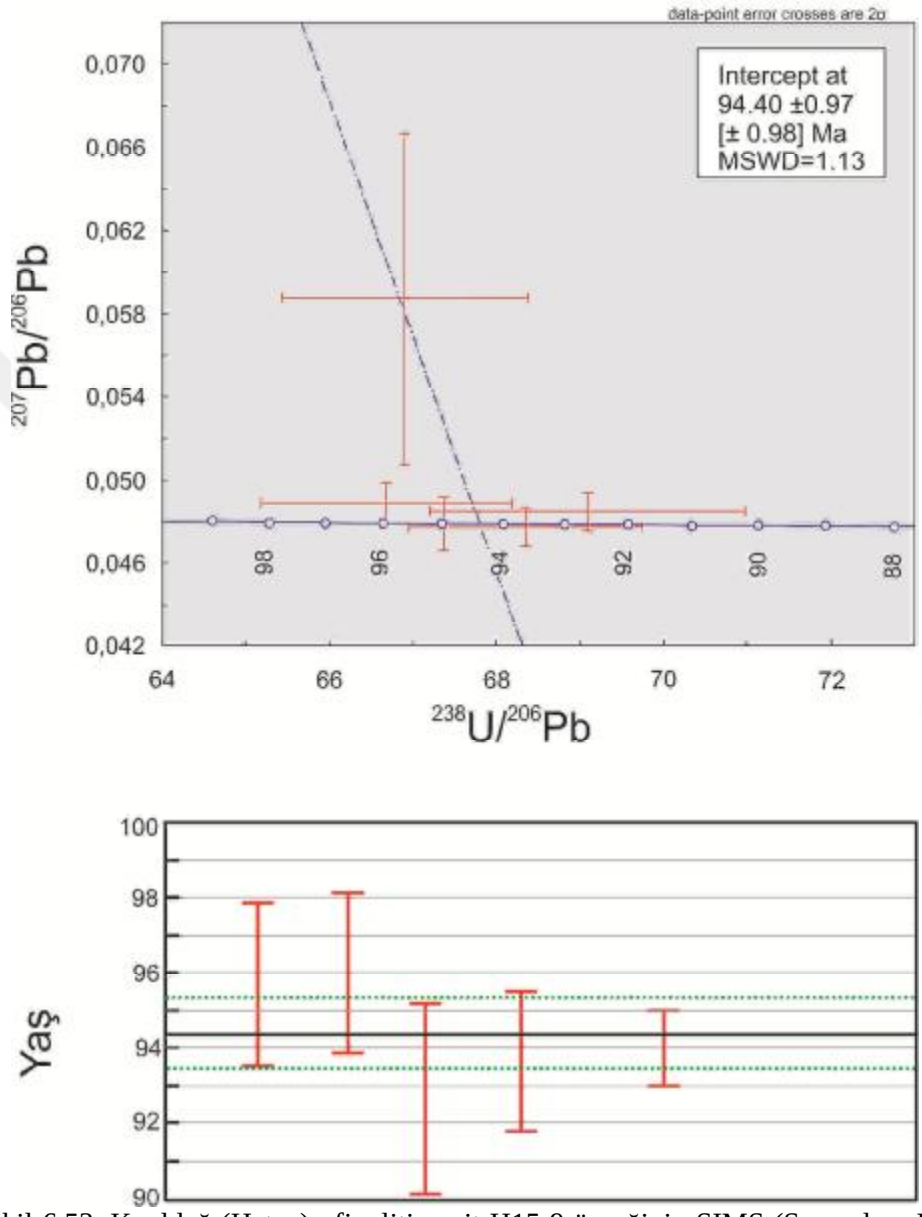
Şekil 6. 50. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-8 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



Şekil 6.51. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-8 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları



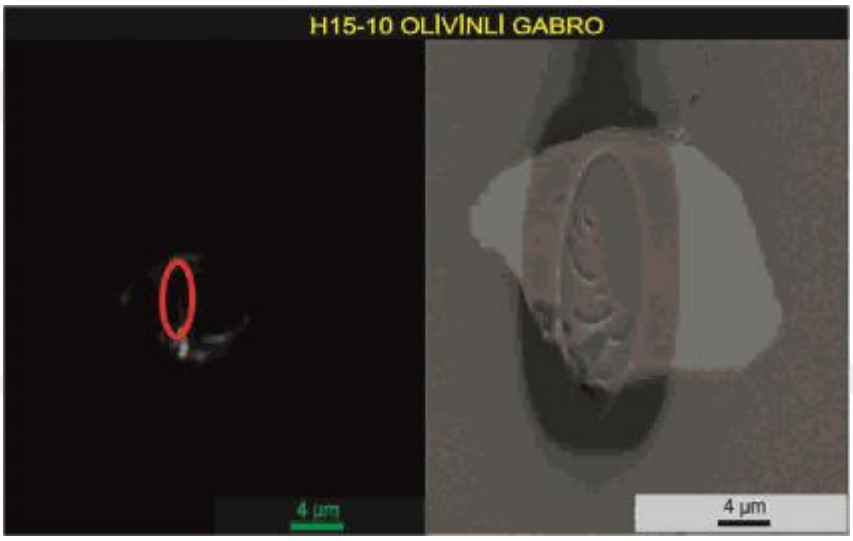
Şekil 6.52. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-9 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



Şekil 6.53. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-9 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları

6.2.1.6. H15-10 Olivinli Gabro

Bu örnekte toplam 1 (bir) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristalinin boyutu 20 µm dir. Kristalin uzunluk/genişlik oranı 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristal kısa-küt şeklinde görülmektedir (Şekil 6.54). Transpran ve renksiz olarak görünmektedir. Kristalde belirgin bir zonlanma görülmemektedir (Şekil 6.54). Th/U değeri 2.896 olup, magmatik kökenlidir (Teipel ve ark., 2004). Tek bir zirkon tanesinden elde edilen yaş 97.±1.1 My şeklindedir.



Şekil 6.54.Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-10 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü

6.2.1.7. H15-12 Kümülat Gabro

Bu örnekte toplam 5 (beş) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 12-44 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 1:1, 2:1, 3:1, 2:1, 2:1, olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve ince uzun kristaller halinde görülmektedir (Şekil 6.55). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde hafif bir yamalı zonlanma görülmektedir (Şekil 6.55). Th/U değerleri 1.037 – 1.903 arasında olup, magmatik

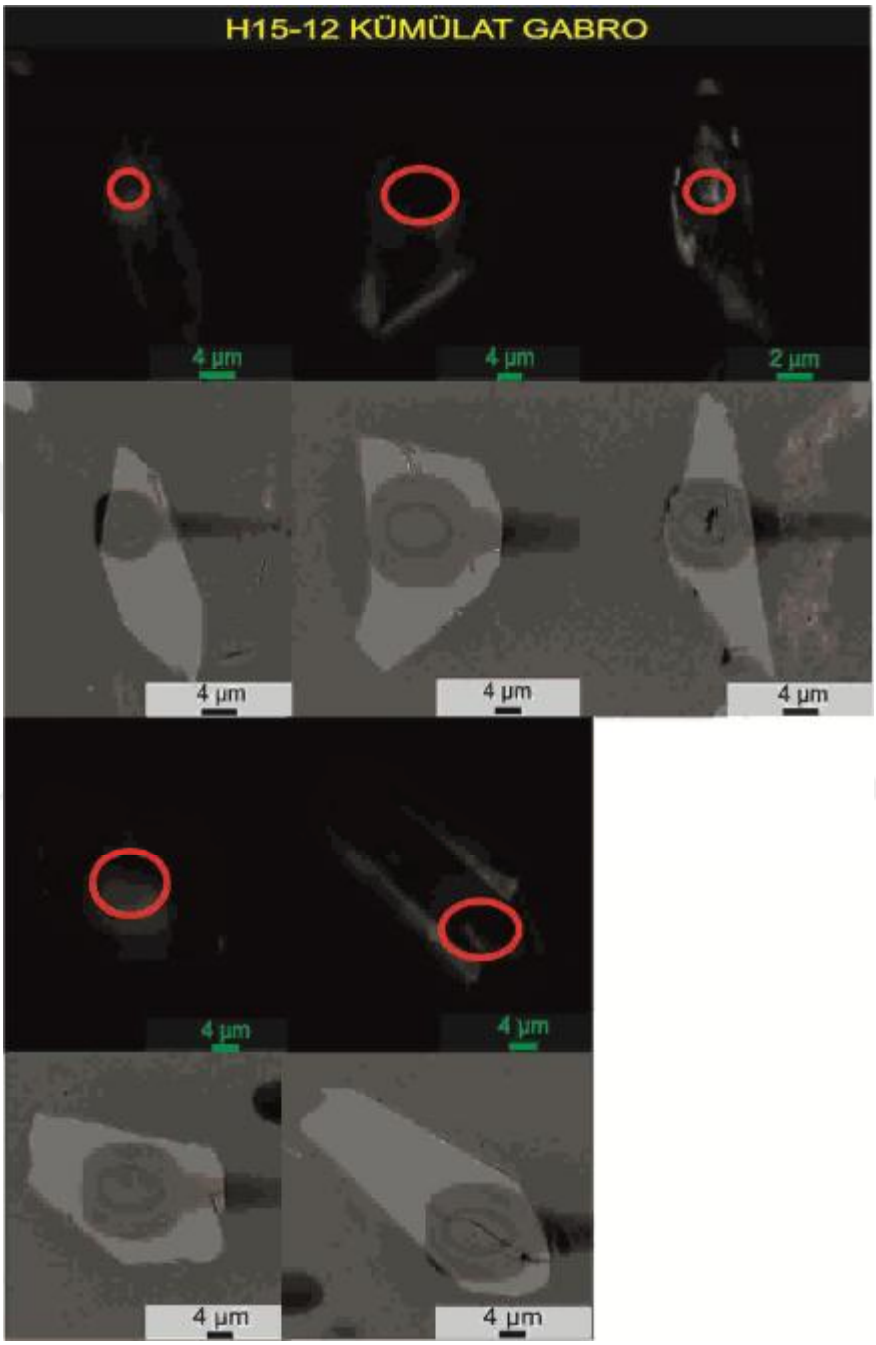
kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 93.4±1.0 My, 95.6±1.1 My , 95.4±1.0 My, 93.6±1.2 My ve 90.5±1.1 My şeklindedir. Bu örnekteki 5 adet zirkon yaşından 94.2±2.5 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.56).

6.2.1.8 H15-13 Diyabaz

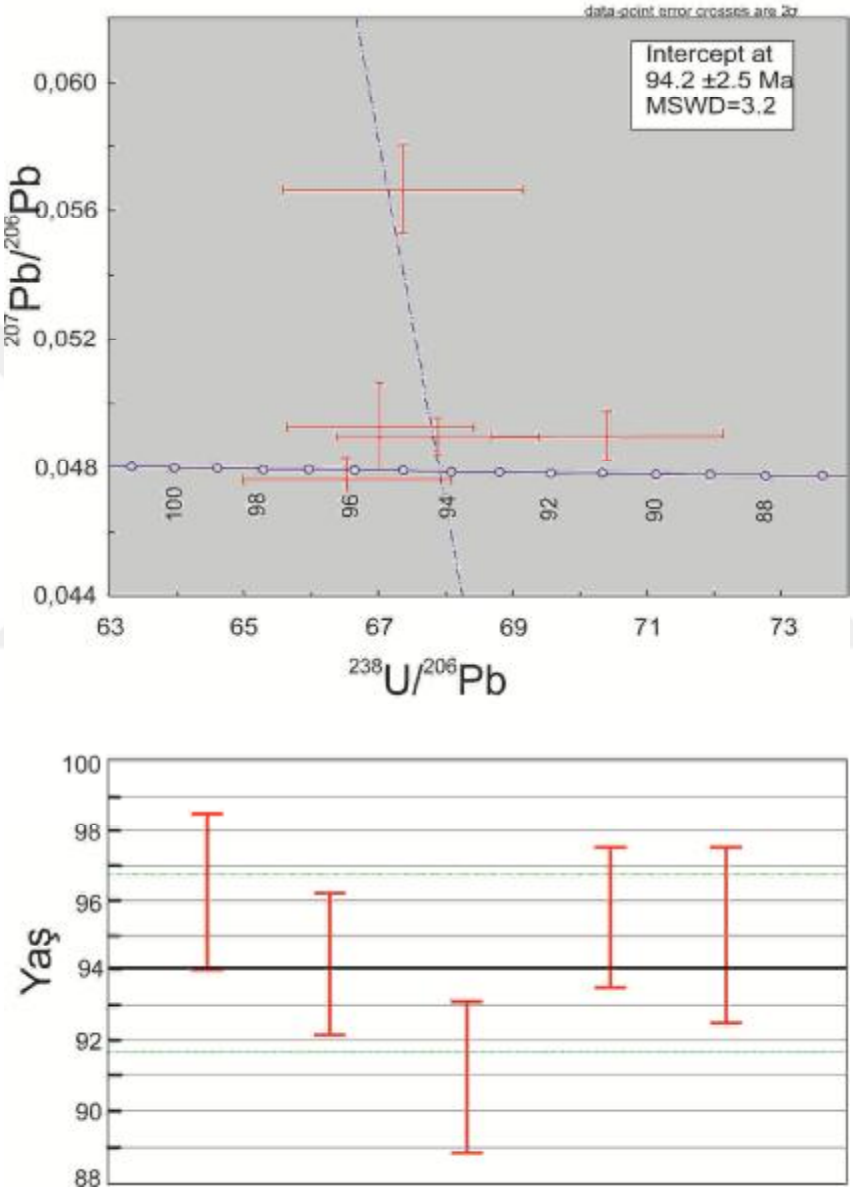
Bu örnekte toplam 2 (iki) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 12-40 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 2:1, 3:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve ince uzun kristal halinde görülmektedir (Şekil 6.57). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde belirgin bir zonlanma görülmemektedir (Şekil 6.57). Th/U değerleri 0.741 –3.470 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 90.6±1.3 My ve 90.8±1.1 My şeklindedir.

6.2.1.9. H15-14 İzotrop Gabro

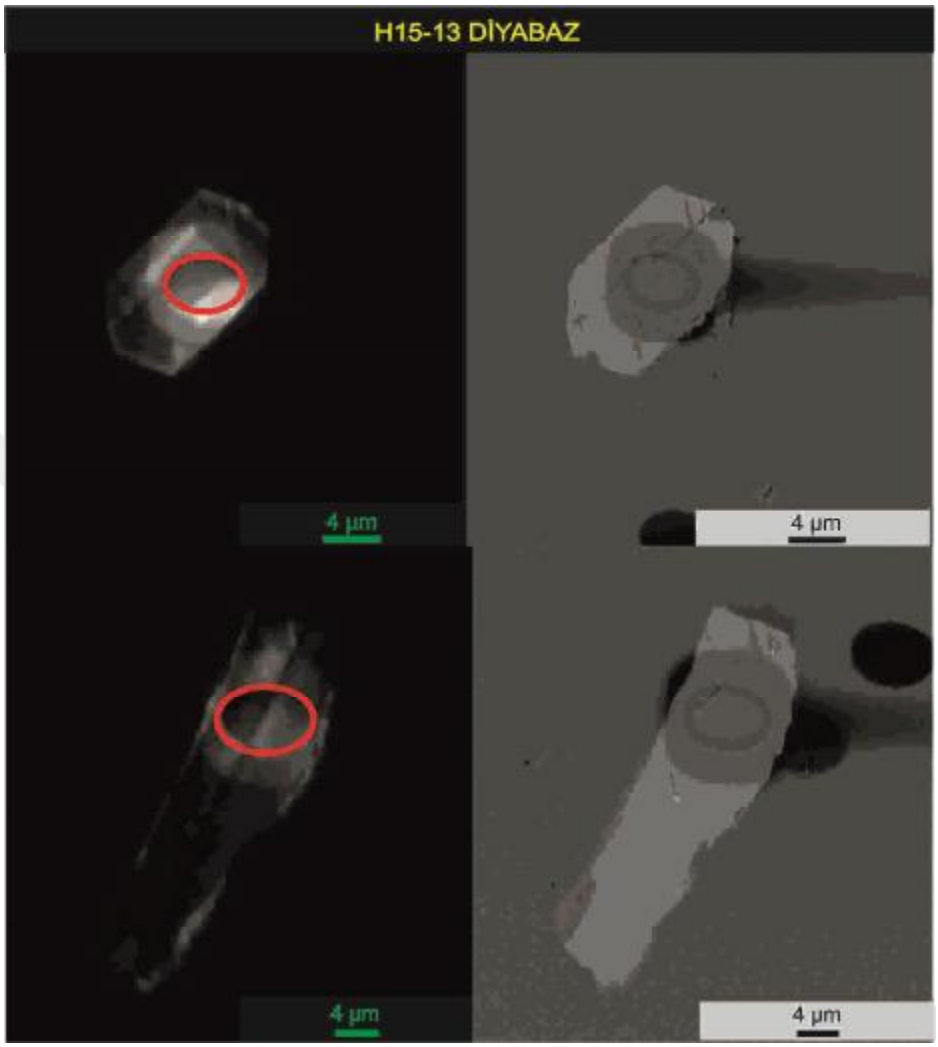
Bu örnekte toplam 7 (yedi) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 28-66 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları 3:1, 1:1, 1:1, 1:1, 4:1,3:1,2:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller kısa-küt ve ince uzun kristaller halinde görülmektedir (Şekil 6.58). Transpran ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerin bir kısmı düzenli zonlanma gösterirken bazı kristaller ise yamalı zonlanma göstermektedir. (Şekil 6.58). Th/U değerleri 0.338 – 2.708 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar sırasıyla 95.4±1.0 My, 98.9±1.1 My , 92.9±1.0 My, 96.4±1.1 My, 91.2±1.0 My, 91,3±1.0 My ve 92,5±1.0 My şeklindedir. Bu örnekteki 7 adet zirkon yaşından 94.2±2.2 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 6.59).



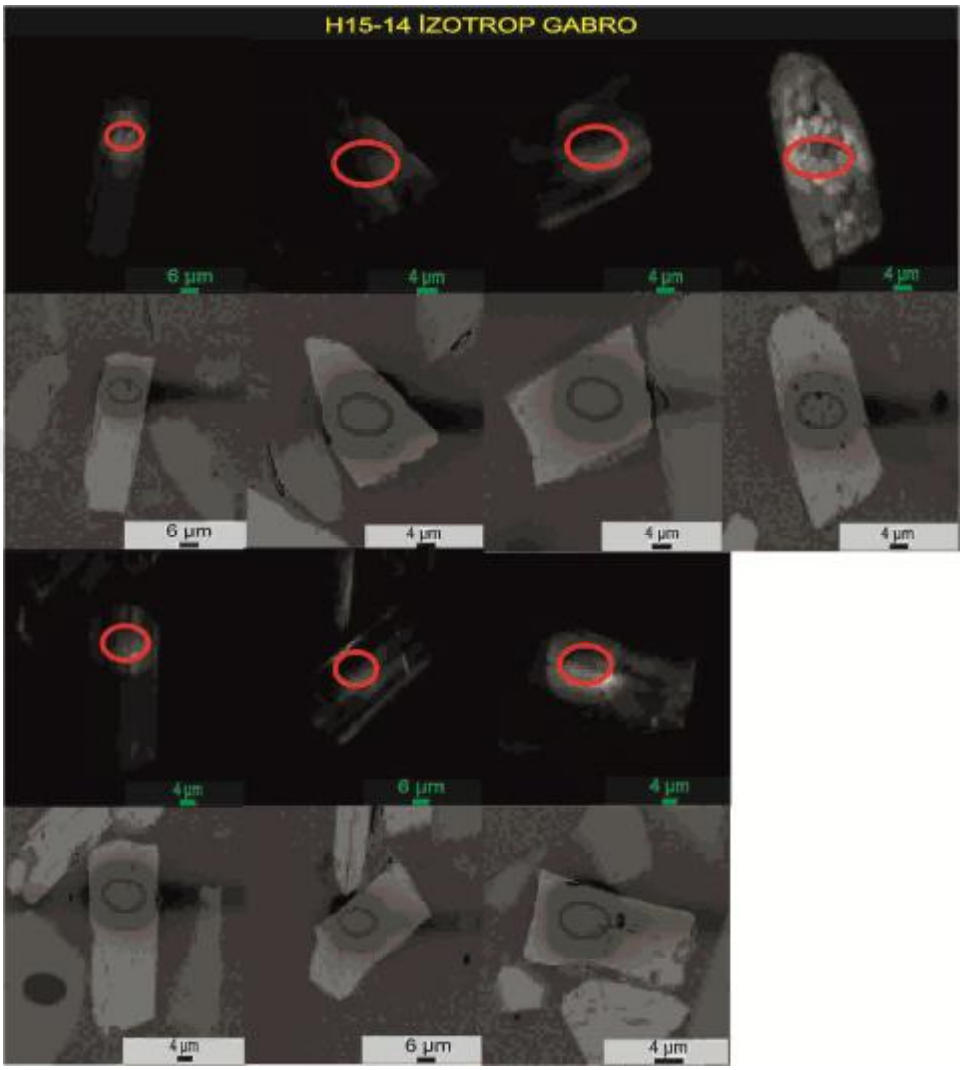
Şekil 6.55. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-12 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



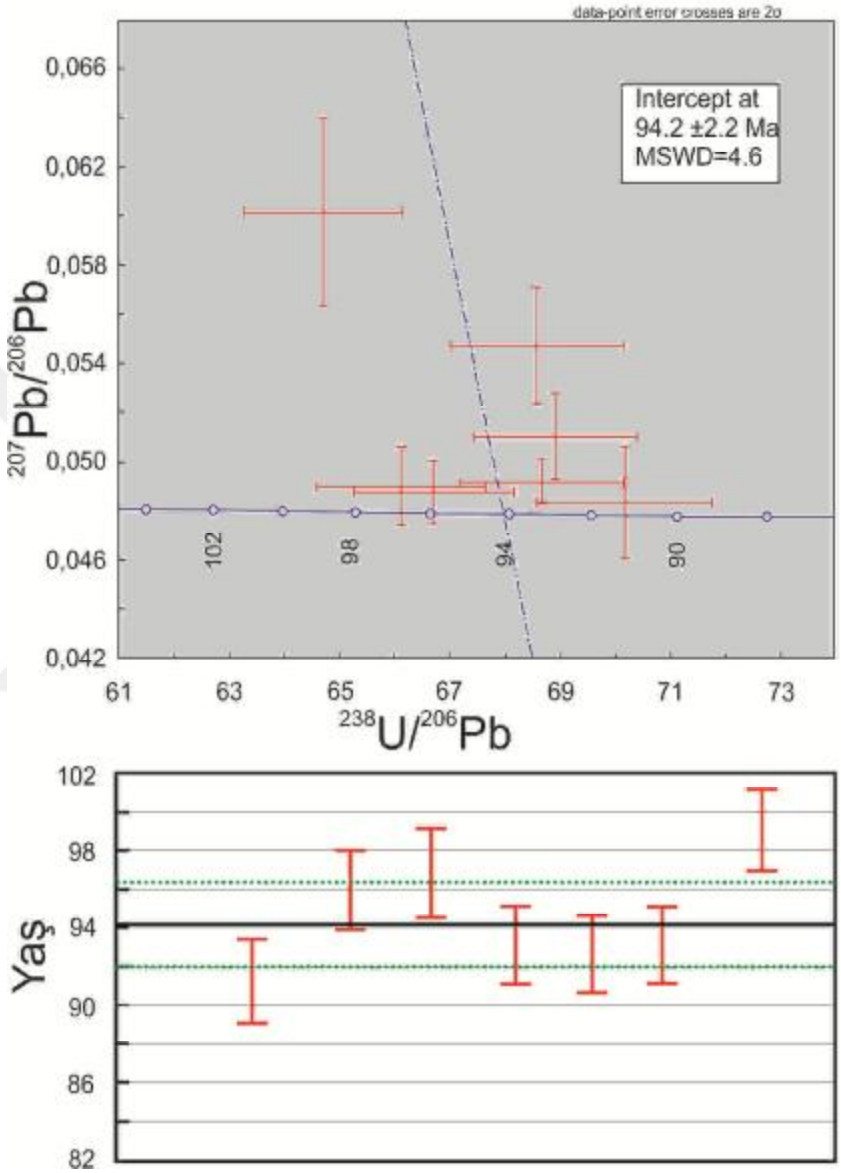
Şekil 6.56. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-12 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U- Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları



Şekil 6.57. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-13 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



Şekil 6.58. Kızıldağ(Hatay) ofiyolitine ait H15-14 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü



Şekil 6.59. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-14 örneğinin SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) zirkon U-Pb konkordia diyagramı ve yaş aralıkları

6.2.1.10. H15-21 Manganlı Bazalt

Bu örnekte toplam 1 (bir) adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristalinin boyutu 32 µm dir. Kristalin uzunluk/genişlik oranı 2:1 olarak gözlenmiştir. Kristal kısa-küt şeklinde görülmektedir (Şekil 6.60). Transpran ve renksiz olarak görünmektedir. Kristalde belirgin bir zonlanma görülmemektedir (Şekil 6.60). Th/U değeri 0.968 olup, magmatik kökenlidir(Teipel ve ark., 2004). Tek bir zirkon tanesinden elde edilen yaş 90.9.±1.2 My şeklindedir.



Şekil 6.60. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait H15-21 nolu örneğin katadolüminessans (CL) ve Gerisaçılmalı Elektronlar (Backscattered Electrons- BSE) görüntüsü

7. TARTIŞMA

Güneydoğu Anadolu bölgesinde iki kuşak halinde yüzlekler sunan Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimler kuzeyde tektonik dokanakla Toros karbonat platformunun altında yer almakta ve Göksun (Kahramanmaraş) İspendere (Malatya), Kömürhan ve Guleman (Elazığ) ofiyolitlerini kapsamaktadır (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006).Toros platformu ve ofiyolitik birimler Geç Kretase yaşlı granitoyidler (Esence ve Baskil) tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016). Bu ofiyolitler tabanda ise Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadırlar (Parlak ve ark., 2009). Yine kuzey kuşak içerisinde yüzeyleyen ve diğer ofiyolitlerle benzer bir tektonostratigrafik ilişki sunan Berit (Kahramanmaraş) metaofiyoliti ise Erken Eosen (50-52 My) döneminde Berit okyanusal baseninde kuzeye dalımlı bir magmatik yayın kökünde granulit fasiyesinde yüksek basınç-yüksek sıcaklık (YB/YS) metamorfizmasına uğramış ve sonrasında Toros karbonat platformu ile birlikte Erken-Orta Eosen yaşlı Doğanşehir (Malatya) granitoyidi tarafından kesilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013, 2016).Güney kuşakta yer alan Geç Kretase yaşlı Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman), Baer-Bassit (Suriye) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitleri ise, Torodos hariç, direk olarak Arap platformu üzerinde tektonik dokanakla yüzeylemektedirler. Her iki kuşakta yüzeyleten ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluştuklarına dair bir çok çalışma mevcuttur (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Rızaoğlu ve ark., 2006; Nurlu, 2016). Her iki kuşakta yüzeyleyen ofiyolitler okyanus içi yitim zonunda oluşmasına rağmen tektonik ilişki, ofiyolit stratigrafisi, petrografik ve petrolojik özellikleri bakımından farklılıklar sunmaktadırlar. Bu farklılıklar şöyle sıralanabilir:

a) Kuzey kuşaktaki ofiyolitler tavan dokanağında tektonik olarak Toros (Malatya-Keban) platformu tarafından üzerlenirken, taban dokanağında ise

Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksine bindirmektedirler. Ayrıca, kuzey kuşaktaki ofiyolitler Toros platformu ile beraber Eosen ve Geç Kretase yaşlı I-tipi kalkalkalen yay granitoyidleri tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016; Nurlu ve ark., 2016). Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri ise direk olarak Arap platformu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadırlar ve granitoyid intrüzyonu görülmemektedir (Selçuk, 1981; Robertson, 1986a).

b) Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin güneyinde geniş yüzlekler sunan Bitlis metamorfik masifi yüksek basınç-düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizmasının izlerini taşımaktadır. Kesandere (Bitlis) eklojitik kayaları Geç Kretase (84.4±0.9 – 82.4±0.9 My) döneminde 19-24 kbar basınç ve 480-540^{o}C sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiştir (Oberhansli ve ark., 2013). Ayrıca glokofanca zengin mavişist kayaları da Geç Kretase (Ar-Ar: 79-74 My)'de 10-11 kbar ve 350-400^{o}C'de YB/DS metamorfizmasına maruz kalmıştır (Oberhansli ve ark., 2012). Bu veriler Bitlis metamorfiklerinin Geç Kretase'de okyanus içi yitime uğradığını ve YB/DS metamorfizması geçirdiğini göstermektedir. Bu nedenle Bitlis metamorfiklerinin kuzeyinde (Bitlis/Pütürge kıtası – Toros platformu) ve güneyinde (Bitlis/Pütürge kıtası – Arap platformu) iki farklı okyanusal basen (Berit okyanusu ve Güney Neotetis okyanusu) gelişiminin olabileceği araştırıcılar tarafından önerilmiştir (Robertson ve ark., 2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2016).

c) Kuzeyde yer alan Berit okyanusunun kapanma yaşı olarak Geç Eosen önerilmektedir (Robertson ve ark., 2012; Karaoğlan ve ark., 2016). Daha güneydeki Güney Neotetis okyanusunun kapanma yaşı ise Orta-Geç Miyosen olarak önerilmektedir (Yılmaz, 1993; Robertson ve ark., 2012).

d) Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerinde düşük-K'lu toleyitler ve boninitler (yüksek-Mg andezitler)

olmak üzere iki tür volkanik kaya grubu gözlenmektedir (Malpas ve Langdon, 1984; Bağcı ve ark., 2008). Özellikle boninitik kayaların varlığı nedeniyle yay-önü tektonik ortam önerilmiştir. Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin üzerinde bir yay volkanizması gelişmiş olup, bazalt-bazaltik andezit-andezit-dasit-riyolit gibi geniş bir volkanik kaya grubu gözlenmektedir (Parlak ve ark., 2004; Rızaoğlu ve ark., 2006).

e) Kuzey kuşaktaki ofiyolitlere ait kayalar petrolojik açıdan daha evrimleşmiş plütonik ve volkanik kayalar (mezokratik-lökokratik) ile temsil edilirken (Parlak ve ark., 2004, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006), güney kuşaktaki ofiyolitlere ait kayalar ise daha bazik plütonik ve volkanik kayalar ile temsilmektedirler (Lytwyn and Casey, 1993; Bağcı ve ark., 2005, 2008).

f) Kuzey kuşakta ve güney kuşakta yüzeyleyen ofiyolitlerin kristallenme yaşları (zirkon U-Pb) bakımından farklılıklar bulunmaktadır. Kuzey kuşakta yer alan Kömürhan (Elazığ) ve İspendere (Malatya) ofiyolitlerine ait gabro yaşları 87.2±3.1 My ve 84.5±3.9 My (Karaoğlan ve ark., 2012)'dır. Buna mukabil, güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait plajiyogranit ve gabro kayaları sırasıyla 91.7±1.9 My ve 91.6±3.8 My yaşları vermiştir (Karaoğlan ve ark., 2013). Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile benzerlik sunan Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitine ait plajiyogranitik kayalarda 91.6±1.4 My ve 91.1±1.3 My yaşları elde edilmiştir (Mukasa ve Ludden, 1987; Konstantinou ve ark., 2007).

g) Benzer yaş farklılıkları Sm-Nd izokron yaşlarında da görülmektedir. Kuzey kuşakta yer alan İspendere (Malatya) ofiyolitine ait gabro kayası 84.5±3.9 My, güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kümülat gabro kayaları ise110±11 My ve ve 95.3±6.9 My Sm-Nd izokron yaşları vermiştir (Karaoğlan ve ark., 2012, 2013).

h) Kuzey kuşakta yer alan Göksun (Kahramanmaraş) ve Kömürhan (Elazığ) ofiyolitleri üzerinde gelişim sunan yay volkaniklerine ait felsik kayalardan

(riyolit) sırasıyla 83.1±2.2 My ve 74.6±4.4 My zirkon U-Pb yaşları elde edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013).

Yukarıda sunulan tektonik, petrografik, petrolojik ve jeokronolojik veriler; Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin kuzeyinde ve güneyinde yer alan ofiyolitlerin farklı okyanusal basenlerde (Berit okyanusal baseni ve Güney Neotetis okyanusal baseni) Geç Kretase – Senozoyik döneminde gelişim gösterdiklerini işaret etmektedir (Robertson ve ark., 2012, 2013).

Troodos (Güney Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitlerinde gerçekleştirilen paleomanyetik çalışmalar, Kızıldağ ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin Troodos mikroplakasının bir parçası olduğunu göstermektedir (Morris ve ark.,2002; Inwood ve ark., 2009 a,b). Inwood ve ark. (2009 a,b) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin kabuksal kayalarının 90^{o} saatin tersi yönünde rotasyona uğradığını ortaya koymuştur. Saatin tersi yönünde olan bu rotasyonun $50\text{-}60^{o}$'lik bölümünün Mastrihtiyen (Geç Kretase)'deki ofiyolit yerleşiminden önce ve $30\text{-}40^{o}$'lik bölümünün ise ofiyolit yerleşimi sırasında meydana geldiğini belirtmiştir. Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerinin tersine, Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitindeki okyanus içi ve yerleşme ile ilgili rotasyonların yerleşme sonrası tektonik hareketlerle değişime uğradığını ifade etmişlerdir. Bunu sağlayan tektonik hareketin ise, Kıbrıs yitim zonunu Ölü Deniz Transform sistemine bağlayan Güney Türkiye'deki sol-yönlü doğrultu atımlı fay zonunun oluşumu ve gelişimisayesinde (Morris ve ark., 2002; Morris ve Anderson, 2002).

Karaoğlan ve ark. (2013) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin yitim zonu üzerinde yay-önü tektonik ortamında oluşan okyanusal kabuk kayalarına ait gabro ve plajiyogranitlerde iki adet zirkon U-Pb (91.6±3.8 My ve 91.7±1.9 My) ve yine gabrolarda bir adet Sm-Nd izokron (95.3±6.9 My) yaşlandırması yapmıştır. İki farklı izotopik sistemde elde edilen yaşların hata payı içerisinde birbirleri ile uyumlu olduklarını belirtmiştir. Okyanusal kabuk oluşumu sırasında gabroyik kayaların plajiyogranitlerden daha önce oluştuğunu varsaymıştır (Coleman ve

Donato, 1979; Lippard ve ark., 1986). Yazarlar, plajiyogranitten elde edilen maksimum yaşı (93.6 My) ve gabrodan elde edilen minimum yaşı (87.8 My) karşılaştırarak, okyanusal kabuğun ≤6 my'lık bir zaman diliminde oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Plajiyogranitler, ofiyolitik istiflerde gabro-levha dayk sınırında gözlenen küçük felsik intrüzyonlar olarak tanımlanmaktadır. Bu kayalar petrografik olarak albitçe zengin plajiyoklas ve kuvars yanında mafik mineral olarak hornblend içerirler. Amfibol minerali olması oluşum ortamında suyun varlığını işaret etmektedir. Aksesuar mineralleri olarak Fe-Ti oksit, apatit, zirkon içermektedir. Ofiyolitik istiflerin U-Pb tarihlendirmesinde oldukça bol zirkon içerebilen plajiyogranitler oldukça önemlidir. Plajiyogranitler mafik magma differansiyasyonu sonucunda veya hidrotermal alterasyona uğrayan levha daykları-gabroların sulu kısmi ergimesi ile oluşmaktadır (Köpke ve ark., 2004). Bu durum plajiyogranitleri oluşturan felsik magmaların gerek okyanus ortası sırtı (MORB) veya ada-yayı ortamındaki okyanusal kabuk oluşumu sırasında herhangi bir dönemde oluşabileceğini işaret etmektedir.

Yüksek lisans tezi kapsamında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayalarda gerçekleştirilen zirkon U-Pb jeokronoloji çalışmaları sonucunda elde edilen 10 adet mafik ve felsik kaya örneğine ait yaşlar Çizelge 7.1'de verilmektedir. Çizelgede, elde edilen yaşların hata payları da dikkate alınarak her bir örnekteki maksimum ve minimum yaşlarda verilmektedir. Bu verilerden yola çıkarak Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin oluşumu sırasında okyanus içi yitim zonu üzerindeki okyanusal levhada oluşan deniz tabanı yayılmasına bağlı SSZ-tipi kabuğun oluşumunun zamanlamasına dair yorumlamalara gidilebilir.

Çizelge 7.1. Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitine ait 10 adet mafik ve felsik kaya örneğine ait yaşlar

Örnek No	**Birim**	**Kaya Tipi**	**Yaş (My)**	**Hata Payı (±)**	**Minimum Yaş (My)**	**Maksimum Yaş (My)**
H15-1	İzotrop Gabro	Gabro	90.60	6.4	84.20	97.00
H15-5	İntrüzif	Plajiogranit	93.29	0.94	92.35	94.23
H15-7	İzole Dayk	Pegmatitik Gabro	93.00	1.5	91.50	94.50
H15-8	İzole Dayk	Pegmatitik Gabro	92.33	0.81	91.52	93.14
H15-9	Kümülat Gabro	Gabro	94.40	0.97	93.43	95.37
H15-10	Kümülat Gabro	Olivinli Gabro	97.70	1.1	96.60	98.80
H15-12	Kümülat Gabro	Gabro	94.20	2.5	91.70	96.70
H15-13	Levha Dayk	Diyabaz	90.60	1.3	89.30	91.90
H15-14	İzotrop Gabro	Gabro	94.20	2.2	92.00	96.40
H15-21	Volkanik	Manganlı Bazalt	91.60	1.2	90.40	92.80

Çizelge 7.1'deki yaş verilerinden yola çıkarak kabuk gelişiminin zamansal aralığı hakkında aşağıda sunulan alternatif yorumlamalara gidilmiştir.

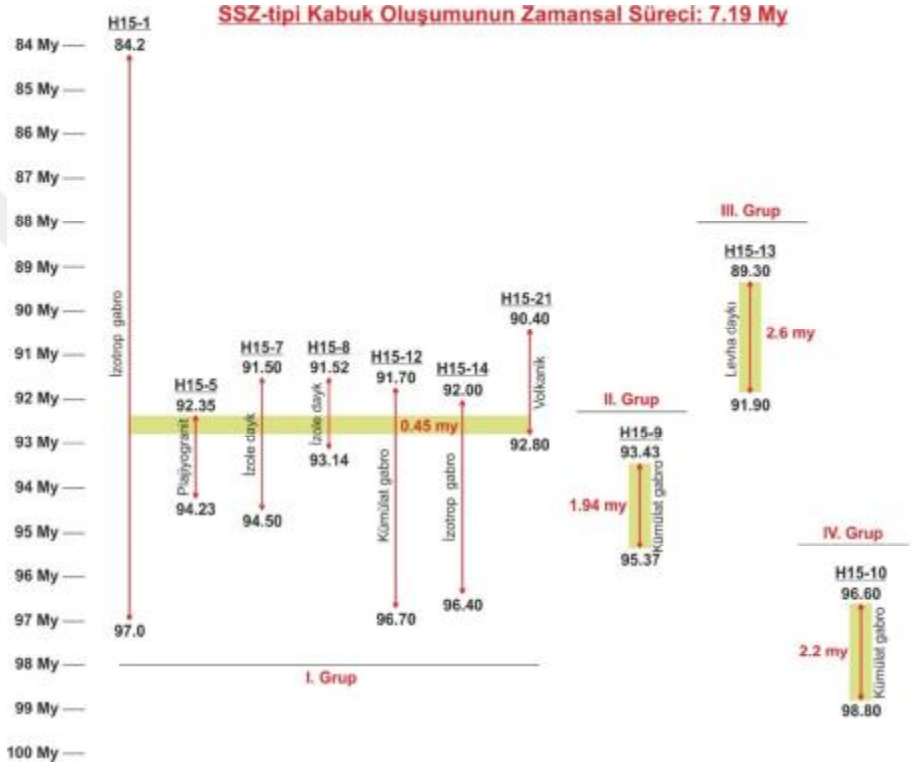
a) Elde edilen 10 adet jeokronolojik veride her bir örnekteki hata payına bağlı minimum ve maksimum yaşlara bakıldığında, yaşların 84.20 My ile 98.8 My arasında değiştiği görülmektedir. Buna göre yaklaşık 14.6 My zaman aralığı SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
b) Çizelge 7.1'deki konkordiya yaşlarına bakıldığında; hata payları dikkate alınmadığı takdirde yaşların maksimum 97.7 My ile minimum 90.6 My aralığında değiştiği görülmektedir. Bu durumda her iki değer arasındaki 7.1 My fark SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
c) Çizelge 7.1'deki minimum ve maksimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması alındığında; minimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması 91.3 My ve maksimum yaş verilerinin aritmetik ortalaması ise 95.08 My olarak hesaplanmıştır. Hesaplanan bu iki değer arasındaki fark 3.78 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir.
d) Hata payları dikkate alınarak yapılan gruplandırmalarda, birbirleri ile hata payları içerisinde örtüşen yaş aralıklarından yola çıkarak yedi farlı alternatif oluşturulmuştur. Böylelikle SSZ-tipi kabuk oluşumu için 7.19 My, 6.88 My, 6.43 My, 6.40 My, 3.38 My, 1.58 My ve 1.28 My zaman aralıkları elde edilmiştir. Öncelikle H15-1 izotrop gabro örneğinden elde edilen yaş verisindeki hata payı çok yüksek olmasına (±6.4) rağmen gruplandırmalarda gözardı edilmesede (H15-10 örneği ile kesişmediği sürece) sonucu etkilememektedir.

   En erken 97.00, 94.23, 94.50, 93.14, 95.37, 98.80, 96.70, 91.90, 96.40, 92.80 milyon yıl önce, en geç 84.20, 92.35, 91.50, 91.52, 93.43, 96.60, 91.70, 89.30, 92.00, 90.40 milyon yıl önce oluşmuş olduğu tahmin edilen kayaların oluşturduğu SSZ kabuk oluşum sürecine ilişkin tahmin yapılmak

istendiğinde kabuk oluşum sürecinin hiç hesaplama yapılmaksızın 98.8-84.2=14.6 my sürdüğü söylenebilir. Fakat bu kayaların oluşum süreçlerinin kesişimleri dikkate alınırsa SSZ kabuk oluşum sürecine ait daha dar aralıklar verilebilir. Burada kesişim yılları hesaplanırken matematikte sıklıkla kullanılan infimum (en büyük alt sınır-EBAS) ve supremum (en küçük üst sınır-EKÜS) kavramları (Rudin, 1976) dikkate alınmıştır. Diğer bir deyişle,oluşturulan 7 grup içinde gruptaki en küçük yaş verilerinin en büyüğü (yani supremumu) ve en büyük yaşverilerinin en küçüğü (yani infimumu) arasındaki fark alınarak zaman aralığı hesaplanmıştır. Bu şekilde hesaplanan oluşum süreçlerine ait sonuçlar 7.19 My, 6.88 My, 6.43 My, 6.40 My, 3.38 My, 1.58 My ve 1.28 My zaman aralıkları olarak elde edilmiştir. Bu nedenle 7 farklı kesişim türü incelenerek SSZ kabuk oluşum sürecinin 1.28 My kadar kısa bir süreçte oluşmuş olabileceği söylenebileceği gibi, oluşum sürecinin 7,19 My kadar geniş bir aralığa yayılmış olabileceği de söylenebilir.Ancak bu verilere göre Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde SSZ tipi kabuk oluşumunun1.28 My'dan daha kısa bir süreçte oluşamayacağı söylenebilir.

1. Buna göre birinci alternatif çalışmada dört farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta yedi adet örnek (H15-1, H15-5, H15-7, H15-8, H15-12, H15-14 ve H15-21) yer almaktadır (Şekil 7.1). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-5plajiyogranit örneğine ait olup (93.29±0.94 My), maksimum değeri 92.35 My'dır. En büyük yaş verisi H15-21volkanik kaya örneğine ait olup (91.6±1.2 My), minimum değeriise 92.80 My'dır. Buna göre fark 0.45 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.1). İkinci grupta H15-9 nolu kümülat gabro örneği (94.4±0.97 My) bulunmaktadır (Şekil 7.1).Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 1.94 My' dır (Şekil 7.1). Üçüncü grupta H15-13 nolu levha dayk örneği (90.6±1.3 My) bulunmaktadır (Şekil 7.1). Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 2.6 My' dır (Şekil 7.1). Dördüncü grupta H15-10 nolu kümülat

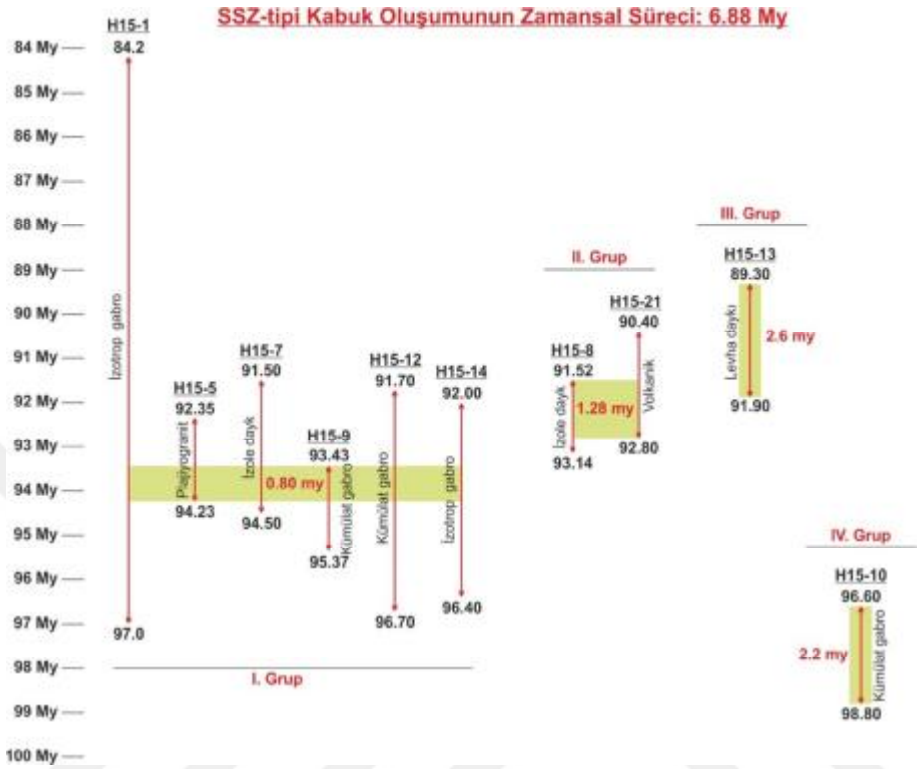
gabro örneği (97.7±1.1 My) yer almaktadır. Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 2.2 My' dır (Şekil 7.1). Dört gruptaki farklar toplamı 7.19 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Dört farklı gruba ait ortalama yaş verileri 97.7 My, 94.4 My, 92.55 ve 90.6 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.1. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

2. İkinci alternatif çalışmada dört farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta altı adet örnek (H15-1, H15-5, H15-7, H15-9, H15-12 ve H15-14) yer almaktadır (Şekil 7.2). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-9kümülat gabro örneğine ait olup (94.4±0.97 My), maksimum değeri 93.43 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-5plajiyogranit örneğine ait olup (93.29±0.94 My), minimum değeri ise 94.23 My'dır.

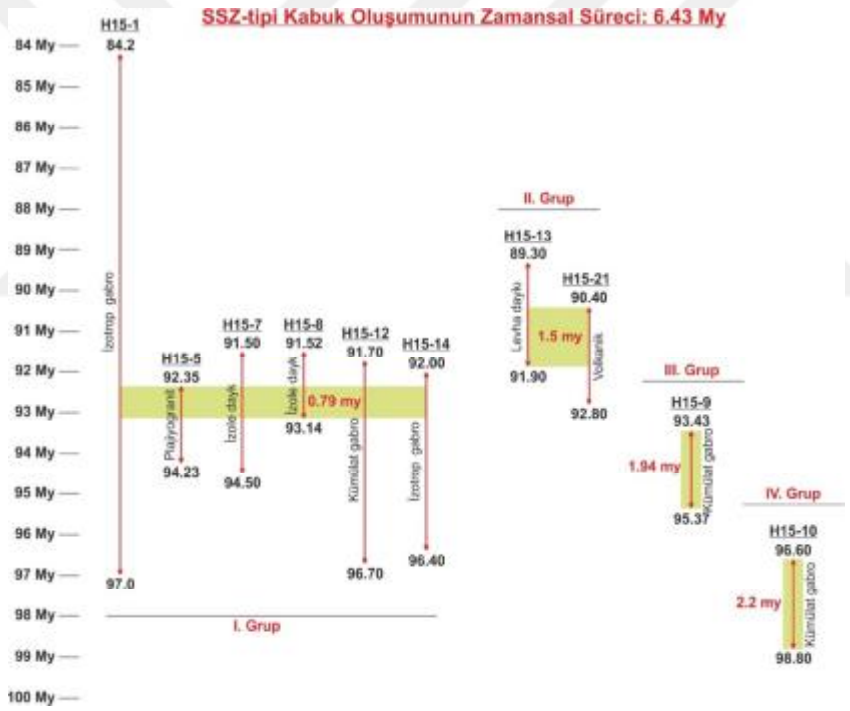
Buna göre fark 0.80 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.2). İkinci grupta H15-8 nolu izole dayk örneği (92.33±0.81 My) ve H15-21 nolu volkanik kaya örneği (91.6±1.2 My) bulunmaktadır (Şekil 7.2). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-8 nolu örneğe ait olup, maksimum değeri 91.52 My'dır. Bu gruptaki en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-21 nolu örneğe ait olup, 92.80 My'dır. Örneklerin üst ve alt sınır farkı 1.28 My' dır (Şekil 7.2). Üçüncü grupta H15-13 nolu levha dayk örneği (90.6±1.3 My) bulunmaktadır (Şekil 7.2). Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 2.6 My' dır (Şekil 7.2). Dördüncü grupta H15-10 nolu kümülat gabro örneği (97.7±1.1 My) yer almaktadır. Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 2.2 My' dır (Şekil 7.2). Dört gruptaki farklar toplamı 6.88 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Dört farklı gruba ait ortalama yaş verileri 97.7 My, 93.8 My, 92.2 ve 90.6 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.2. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

3. Üçüncü alternatif çalışmada dört farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta altı adet örnek (H15-1, H15-5, H15-7, H15-8, H15-12 ve H15-14) yer almaktadır (Şekil 7.3). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-5plajiyogranit örneğine ait olup (93.29±0.94 My), maksimum değeri 92.35 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-8 izole dayk örneğine ait olup (92.33±0.81 My), minimum değeri ise 93.14 My'dır. Buna göre fark 0.79 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.3). İkinci grupta H15-13 nolu levha dayk örneği (90.6±1.3 My) ve H15-21 nolu volkanik kaya örneği (91.6±1.2 My) bulunmaktadır (Şekil 7.3). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-21 nolu örneğe ait olup, maksimum değeri 90.4 My'dır. Bu gruptaki en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-13 nolu örneğe

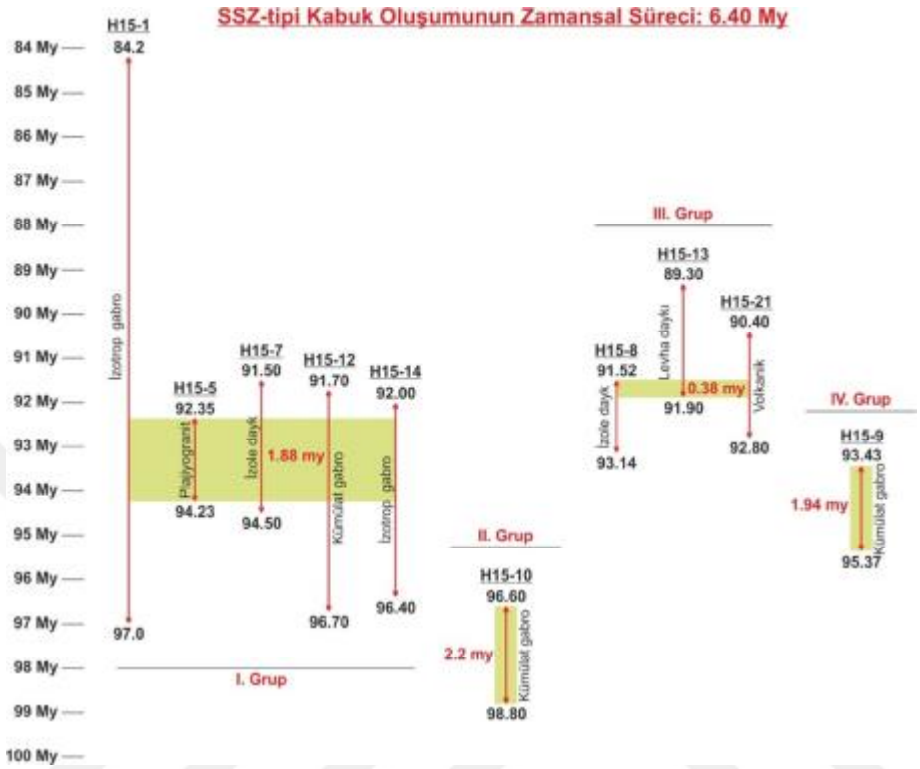
ait olup, 91.9 My'dır. Örneklerin üst ve alt sınır farkı 1.5 My' dır (Şekil 7.3). Üçüncü grupta H15-9 nolu kümülat gabro örneği (94.4±0.97 My) bulunmaktadır (Şekil 7.3). Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 1.94 My' dır (Şekil 7.3). Dördüncü grupta H15-10 nolu kümülat gabro örneği (97.7±1.1 My) yer almaktadır. Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 2.2 My' dır (Şekil 7.3). Dört gruptaki farklar toplamı 6.43 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Dört farklı gruba ait ortalama yaş verileri 97.7 My, 94.4 My, 92.8 ve 91.2 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.3. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

4. Dördüncü alternatif çalışmada dört farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta beş adet örnek (H15-1, H15-5, H15-7, H15-12 ve H15-14) yer almaktadır (Şekil 7.4). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst

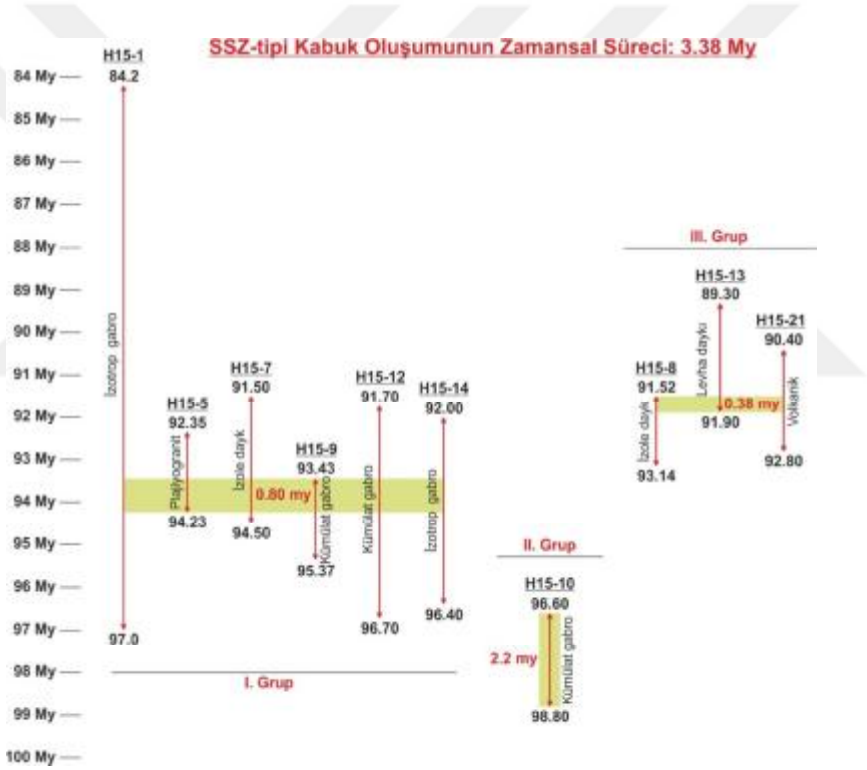
sınırı ve en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-5 plajiyogranit örneğine aittir (93.29±0.94 My). Buna göre maksimum (92.35 My) ve minimum (94.23 My) değerleri arasındaki fark 1.88 My'dır (Şekil 7.4). İkinci grupta H15-10 nolu kümülat gabro örneği (97.7±1.1 My)bulunmaktadır (Şekil 7.4). Bu gruptaki H15-10 örneğinin maksimum ve minimum değerleri arasındaki fark 2.2. My'dır (Şekil 7.4). Üçüncü grupta üç adet örnek (H15-8, H15-13 ve H15-21) yer almaktadır. Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-8 izole dayk örneğine ait olup (92.33±0.81 My), maksimum değeri 91.52 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-13 levha dayk örneğine ait olup (90.6±1.3 My), minimum değeri ise 91.9 My'dır. Buna göre fark 0.38 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.4). Dördüncü grupta H15-9 nolu kümülat gabro örneği (94.4±0.97 My) yer almaktadır. Bu gruptaki örneğin üst ve alt sınır farkı 1.94 My' dır (Şekil 7.4). Dört gruptaki farklar toplamı 6.40 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Dört farklı gruba ait ortalama yaş verileri 97.7 My, 94.4 My, 93.29 ve 91.7 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.4. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

5. Beşinci alternatif çalışmada üç farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta altı adet örnek (H15-1, H15-5, H15-7, H15-9, H15-12 ve H15-14) yer almaktadır (Şekil 7.5). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-9 nolu kümülat gabro örneğine ait olup (94.4±0.97 My), maksimum 93.43 My'dır. Bu gruptaki en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-5 plajiyogranit örneğine ait olup (93.29±0.94 My), minimum 94.23 My'dır. Buna göre maksimum (93.43 My) ve minimum (94.23 My) değerleri arasındaki fark 0.80 My'dır (Şekil 7.5). İkinci grupta H15-10 nolu kümülat gabro örneği (97.7±1.1 My) bulunmaktadır (Şekil 7.5). Bu gruptaki H15-10 örneğinin maksimum ve minimum değerleri arasındaki fark 2.2. My'dır (Şekil 7.5). Üçüncü grupta üç adet örnek (H15-8, H15-13

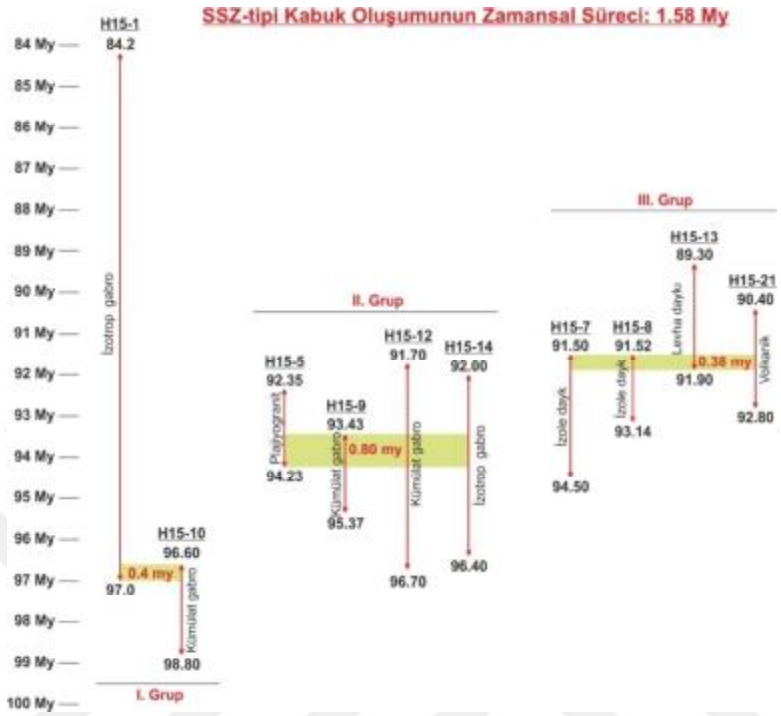
ve H15-21) yer almaktadır. Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-8 izole dayk örneğine ait olup (92.33±0.81 My), maksimum değeri 91.52 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-13 levha dayk örneğine ait olup (90.6±1.3 My), minimum değeri ise 91.9 My'dır. Buna göre fark 0.38 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.5). Üç gruptaki farklar toplamı 3.38 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Üç farklı gruba ait ortalama yaş verileri 97.7 My, 93.8 My ve 91.7 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.5. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

6. Altıncı alternatif çalışmada üç farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta iki adet örnek (H15-1 ve H15-10) yer almaktadır (Şekil 7.6). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-10 nolu kümülat gabro

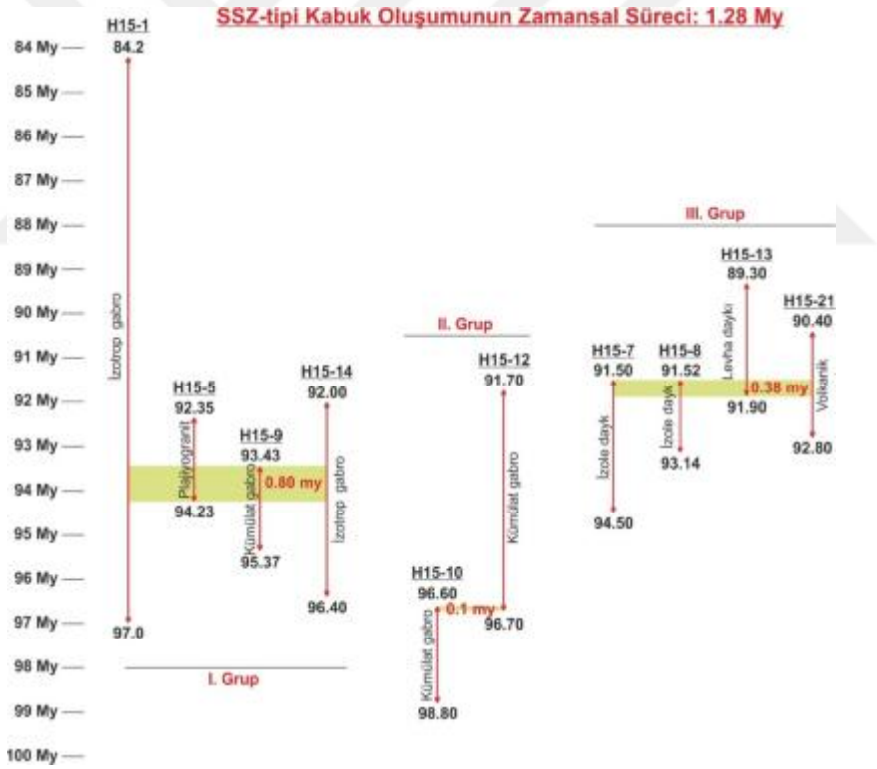
örneğine ait olup (97.7±1.1 My), maksimum 96.6 My'dır. Bu gruptaki en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-1izotrop gabro örneğine ait olup (90.6±6.4 My), minimum 97.0 My'dır. Buna göre maksimum (96.6 My) ve minimum (97.0 My) değerleri arasındaki fark 0.4 My'dır (Şekil 7.6). İkinci grupta dört adet örnek (H15-5, H15-9, H15-12 ve H15-14) bulunmaktadır (Şekil 7.6). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-9 kümülat gabro örneğine ait olup (94.4±0.97 My), maksimum değeri 93.43 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-5 plajiyogranit örneğine ait olup (93.29±0.94 My), minimum değeri ise 94.23 My'dır. Buna göre maksimum (93.43 My) ve minimum (94.23 My) değerleri arasındaki fark 0.8 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.6). Üçüncü grupta dört adet örnek (H15-7, H15-8, H15-13 ve H15-21) yer almaktadır. Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-8 izole dayk örneğine ait olup (92.33±0.81 My), maksimum değeri 91.52 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-13 levha dayk örneğine ait olup (90.6±1.3 My), minimum değeri ise 91.9 My'dır. Buna göre fark 0.38 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.6). Üç gruptaki farklar toplamı 1.58 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Üç farklı gruba ait ortalama yaş verileri 96.8 My, 93.8 My ve 91.7 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.6. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

7. Yedinci alternatif çalışmada üç farklı grup zaman aralığı elde edilmiştir. Birinci grupta dört adet örnek (H15-1, H15-5, H15-9 ve H15-14) yer almaktadır (Şekil 7.7). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-9 nolu kümülat gabro örneğine ait olup (94.4±0.97 My), maksimum 93.43 My'dır. Bu gruptaki en büyük yaş verisinin alt sınırı H15-5 plajiyogranit örneğine ait olup (93.23±0.94 My), minimum 94.23 My'dır. Buna göre maksimum (93.43 My) ve minimum (94.23 My) değerleri arasındaki fark 0.8 My'dır (Şekil 7.7). İkinci grupta iki adet örnek (H15-10 ve H15-12) bulunmaktadır (Şekil 7.7). Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-10 kümülat gabro örneğine ait olup (97.7±1.1 My), maksimum değeri 96.6 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-12kümülat gabro örneğine ait olup (94.2±2.5 My), minimum değeri ise 96.70 My'dır. Buna

göre maksimum (96.6 My) ve minimum (96.7 My) değerleri arasındaki fark 0.1 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.7). Üçüncü grupta dört adet örnek (H15-7, H15-8, H15-13 ve H15-21) yer almaktadır. Bu gruptaki en küçük yaş verisinin üst sınırı H15-8 izole dayk örneğine ait olup (92.33±0.81 My), maksimum değeri 91.52 My'dır. En büyük yaş verisinin alt sınırı H15-13 levha dayk örneğine ait olup (90.6±1.3 My), minimum değeri ise 91.9 My'dır. Buna göre fark 0.38 My olarak bulunmuştur (Şekil 7.7). Üç gruptaki farklar toplamı 1.28 My olup, SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığı olarak değerlendirilebilir. Üç farklı gruba ait ortalama yaş verileri 96.7 My, 93.8 My ve 91.7 My dönemleri şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 7.7. Yaş verileri ve hata paylarının karşılaştırmasına dayalı olarak oluşturulan alternatif diyagram

SSZ-tipi kabuk gelişiminin zamansal sürecine yönelik 10 örnek üzerinde yapılan alternatif değerlendirmelere bakıldığında; hata payları dikkate alınmadan minimum ve maksimum yaş aralığının (97.7- 90.6) 7.1 My olduğu, hata payları da kullanılarak yapılan alternatif gruplandırmalarda elde edilen sonuçların ise 7.19 My, 6.88 My, 6.43 My, 6.40 My, 3.38 My, 1.58 My ve 1.28 My şeklinde olduğu görülmektedir. Bu verilerden yola çıkarak, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin oluşumunu etkileyen deniz tabanı yayılması olaylarına bağlı olarak gelişim gösteren SSZ-tipi kabuksal mimarinin 1.3-7 My zaman dilimi arasında olduğu söylenebilir. Bu sayede SSZ-tipi kabuk oluşumunun minimum ve maksimum zaman aralıkları hakkında yorumlamalara gidilebilmiştir. Karaoğlan ve ark. (2013)'ün Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde iki örneğe (plajiyogranit ve gabro) dayandırarak verdiği ≤6 My değeri, bu çalışmada elde edilen veriler ile daha da sınırlandırılabilmiştir.

Genel olarak okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluşan ofiyolitlerin Neotetis okyanusal basenlerinin kapanma süreçleri sırasında oluştuğuna dair bir fikirbirliği bulunmaktadır (Parlak ve ark., 1996, 2004, 2009; Bağcı ve ark., 2005, 2006, 2008; Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2012, 2013). Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinden elde edilen jeokronolojik verilerdekihata payına bağlı minimum ve maksimum yaş aralıklarının 84.20 My ile 98.8 My arasında değiştiği görülmektedir (Çizelge 7.1). Bu zaman dilimi yaklaşık olarak Senomaniyen-Kampaniyen dönemine karşılık gelmektedir. Ayrıca, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini örten en yaşlı stratigrafik birimin Mastrihtiyen yaşlı olduğu, dolayısıyla pre-Mastrihtiyen'de Arabistan kıta kenarına yerleştiğibilinmektedir (Selçuk, 1981). Buna göre jeokronolojik çalışmalar sonucunda elde edilen yaklaşık 98.8-84.2 My arasındaki 14.6 My zaman aralığının,okyanusal basenin Senomaniyen-Kampaniyen dönemindeki kapanma süreçlerine karşılık gelmesi bakımından anlamlı olduğu görülmektedir.

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuğunGeç Kretase döneminde Güney Neotetis okyanusal baseninde yavaş yayılan bir sırt ekseninde oluştuğu ileri sürülmektedir (Dilek ve Delaloye, 1992; Dilek ve Eddy, 1992). Hızlı

yayılan okyanus ortası sırtların altında magma gelimi fazla olduğu için geniş, düzenli ve devamlı bir magma odasının bulunduğu ileri sürülmektedir (Thy ve Dilek, 2003). Buna mukabil yavaş yayılan okyanus ortası sırtların altında ise dönemsel ve az miktarda magma gelimi nedeniyle küçük ergiyik mercek ya da paketlerini içeren dar, düzensiz ve devamsız magma odacıklarının söz konusu olduğu belirtilmektedir (Nisbet ve Fowler, 1978). Senomaniyen-Kampaniyen döneminde Güney Neotetis okyanusal baseninin kapanması sırasında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığınıneldeki verilere göre üç ya da dört gruba ayrılması ve ortalama olarak 1.3-7 My ile sınırlanmış olması, kabuk oluşumu sırasında magma geliminin dönemsel olduğunu destekleyen bir kanıt olarak değerlendirilebilir. Bağcı ve ark. (2005) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayalarda gerçekleştirdikleri arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda; farklı magma oluşumlarının verilerini hem kesme-kesilme ilişkileri hem de mineral fazlarının kimyasal değişimlerinden yola çıkarak açık bir şekilde ortaya koymuşlardır. Sözü edilen bu dört dönemdeki SSZ-tipi kabuk oluşumunun zamansal aralığının toplamı maksimum 7 My olup, kapanma süreci (14.6 My) ile karşılaştırıldığında, dönemsel magma gelimine dair ipuçları olarak değerlendirilebilir.

8. SONUÇLAR

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayalarında gerçekleştirilen SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Zirkon U-Pb jeokronoloji çalışmaları sonucunda aşağıda sıralanan ana sonuçlara ulaşılmıştır.

1. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait mafik (kümülat gabro, izotrop gabro, levha dayk, volkanik ve tekil dayk) ve felsik (plajiyogranit) kayalar başarı ile tarihlendirilebilmiştir.
2. Kümülat gabroyik kayalarından 97.7±1.1 My, 94.4±0.97 My ve 94.2±2.5 My olmak üzere üç adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
3. İzotrop gabro kayalarından 94.2±2.2 My ve 90.6±6.4 My olmak üzere iki adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
4. Levha dayklarından 90.6±1.3 Myolmak üzere bir adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
5. Levha dayklarını kesen plajiyogranitten 93.29±0.94 My olmak üzere bir adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
6. Düşük-K'lu toleyitik volkanik kayadan 91.6±1.2 My olmak üzere bir adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
7. Tektonitleri kesen tekil diyabaz dayklarından 93.0±1.5 My ve 92.33±0.81 My olmak üzere iki adet jeokronolojik veri elde edilmiştir.
8. Elde edilen jeokronolojik yaşların hata payları dikkate alındığında 3 ya da 4 farklı grup oluşturmak kaydıyla birbirleri ile deneştirilebilir oldukları görülmektedir. Bu deneştirmelerden yola çıkarak SSZ-tipi kabuk oluşumu için 7.19 My, 6.88 My, 6.43 My, 6.40 My, 3.38 My, 1.58 My ve 1.28 My zaman aralıkları elde edilmiştir. Dolayısıyla SSZ-tipi kabuk oluşumunun zaman aralığının eldeki verilerden oluşturulan alternatiflere göre yaklaşık olarak 1.3-7.2 My ile sınırlanmış olduğu görülmektedir.
9. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinden elde edilen SSZ-tipi kabuk ile ilgili jeokronolojik verilerdeki hata payına bağlı minimum ve maksimum yaş

aralıklarının 84.20 My - 98.8 My arasında değişmesi (14.6 My), Güney Neotetis okyanusal baseninin Senomaniyen-Kampaniyen dönemindeki okyanus içi yitimi ile kıta kenarına ofiyolit yerleşimi ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini örten en yaşlı stratigrafik birimin Mastrihtiyen yaşlı olması, bölge jeodinamiği ile uyumluluk sunmaktadır.

10. Tarihlendirmesi yapılan zirkonların boyutlarının genel olarak 12-150µm arasında olduğu tespit edilmiştir.
11. Tarihlendirmesi yapılan zirkonların tipolojik olarak kısa-küt veya uzun prizmatik şekillerde olup, genellikle belirgin bir zonlanma görülmemekle birlikte bazı zirkon kristallerinde yamalı ve iskeletimsi zonlanma görülmüştür.
12. Tarihlendirmesi yapılan zirkonların Th/U değerleri 0.34-3.47 arasında olup, magmatik kökeni işaret etmektedirler.

KAYNAKLAR

Alabaster, T., Pearce, J. and Malpas, J., 1982. Volcanic stratigraphy and petrogenesis of the oman ophiolitic complex: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81, p. 168-183.

Al-Riyami, K. & Robertson, A.H.F., 2002. Mesozoic sedimentary and Magmatic evolution of the Arabian continental margin, northern syria: evidence from the Baer-Bassit Melange. Geological Magazine 139, 395-420.

Al-Riyami,K., Robertson, A.H.F., & Danelian, T., 2002. Radiolarian biochronology of Mesozoic deep-water successions in NW Syria and Cyprus: implications for south-Tethyan evolution. Terra Nova 14, 271-80.

Anıl, M., 1993. Çevlik-Teknepınarı-Holtakayası (Samandağ-Hatay) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri. Ç.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8,1, 195-214.

Anıl, M., ve Yaşar, E., 1990. Antakya-Arsuz (Hatay) arasında Görülen Kromit Cevherleşmelerinin Metalojenezi ve Jeokimyası. Ç.Ü., Müh.-Mim. Fak., Dergisi, 5/1, 117-153.

Anonymous, 1972. Penrose field Conference Participants: Geotimes, v.17, p. 24-25.

Aslaner, M., 1973. İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi. MTA yayını, No, 150.

Aysan, H., ve Yaman, S., 1991. Kisecik (Hatay) Altınlı Kuvars Damarının Jeolojik Mineralojik ve Kökensel İncelenmesi. Yerbilimleri Geosound, 18, 57-66.

Bağcı, U., 2004. Petrogenesis of the plutonic rocks (ultramafic-mafic cumulates) from the Kızıldağ (Hatay) and Antalya ophiolites. Dokyora Tezi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Bağcı, U., 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 Scıences, vol. 98, pp. 387-405.

Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2005. Whole Rock 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(1): 53-76.

Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulates from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal 41, 193-219.

Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 43-71.

Beyarslan, M., ve Bingöl, A.F., 1991. Petrograpgical Features of the İspendere Ophiolite Kale-Malatya, Turkiye. Yerbilimleri, Geosound, 19, 59-67.

Brongniart, A., 1821. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, dans quelques parties des Apennins. Ann Min. 6:177-238.

Brunn, J.H., 1959. La dorsale medio-atlantique et les epanchements ophiolitiques: Compte Rendo, Societe Geologique de France, v. 8, p. 234-236.

Cameron, W.E., Nisbet, E.G. and Dietrich V.J., 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts: Nature, v.280, p. 550-553.

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

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

Coleman, R.G., Donato, M., 1979. Oceanic Plagiogranite Revisited, Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp. 149-167.

Çaputcu, A., 2013. Origin of sheeted dykes in Kızıldağ (Hatay) ophiolite. Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Çelik, Ö.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Billor, Z., Marschik, R., 2013. The Eldivan ophiolite 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.

Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F. & Öz, I., 2011. Early-Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. Tectonophysics, 509 (1-2), 120-134.

Çoğulu, H.E., 1973. Hatay-Kızıldağ Masifinin Oluşumu Hakkında Yeni Buluşlar. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, 409, 423.

Çoğulu, H.E., 1975. Hatay Ultramafitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi. Proje TBAG-62 (Tübitak), Turkey, 90p.

Çoğulu, H.E., Delaloye, M., Vuagnat, M., and Wagner, J.J., 1976. Some Geochemical, Geochronological and Petrophsical Data on the Ophiolitic massif the Kizil Dagh Hatay-Turkey. Compte Rendu des Seances de la Societe de physique et D'Historie Naturelle de Geneve, NS, 10,2-3, 141-150.

De Roever, W.P., 1957. Sind die alpintypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Buruhstücke der Peridotschale; Geologische Rundschau, v.46, p. 137-146.

Delaloye, M., Pişkin, Ö., Selçuk, H., Vuagnat, M., and Wagner, J.J., 1980. Geological Section Through the Hatay Ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. Ofioliti, 5(2/3), 205-216.

Delaloye, M., Vuagnat, M., and Wagner, J.J., 1976. K-Ar Ages, from Kizil Dagh Ophiolitic Complex (Hatay, Turkey) and their Interpretation. International

symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. Split (Yugoslavia) 25-29 October 1976, B. Biju-Duval and L. Montadert, eds. Editions Tecnip. Paris, 1977, pp. 73-78.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 3179-3206.

Dewey, J.F., and Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 2625-2647.

Dietz, R.S., 1963. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building: Journal of Geology, v.71 p. 314-333.

Dilek, Y. & Flower, M.F.J., 2003. Arc-trenc rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus and Oman. Geological Society, London, Special Publications 218, 43-68.

Dilek, Y. & 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, DOI: 10. 10161 J. lithos. 2009. 05. 044.

Dilek, Y.,& Eddy, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildağ (S. Turkey) ophiolites as structural models for slow-spreading ridge segments. Journal of Geology, 100, 305-322.

Dilek, Y., and Delaloye, M., 1992. Structure of the Kızıldağ Ophiolite, a slow-spread Cretaceous Ridge Segment North of the Arabian Promontory. Geology, 20, 19-22.

Dilek, Y., and Thy, P., 1998. Structure, Petrology and Seafloor Spreading Tectonics of the Kızıldağ Ophiolite, Turkey. In: Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record (edited by Mills, R.A. and Harrison, K.), Geological Society, London, Special Publication 148, 43-69.

Dilek, Y., and Thy, P., 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara melange, central Turkey. Island Arc v. 15, 1, 44-57.

Dilek, 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. doi: 10.1016/J. Lithos, 2007.06.026.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., and Grundvig, S., 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan Ocean. GSA Bulletin, 11(8): 1192-1216.

Dubertret, L., 1953. Geologic des Rockes Vertes du Nord-Quest de la Syrie et du Hatay (Turguie). Notes Mem. Mayen Orient 6, 227s.

Gass, I.G., 1963. Is Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature (London), v.220, p. 39-42.

Gass, I.G., 1967. The Ultramafic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus, in Wyllie, P.J., Ultramafic and Related Rocks: New York, Wiley, p. 121-134.

Gass, I.G., 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? Nature, 221, 926-930.

Gass, L.G., Neary, C.R., Plant, J., Robertson, A.H.F., Simonian, K.O., Smewing, J.D., Spooner, E.T.C., and Wilson, R.A.M., 1975. Comments on "The Troodos Ophiolitic Complex was Probably formed in an Island Arc", by A. Miyashiro, and Subsequent Correspondence by H. Hynes and A. Miyashiro. Earth an Planetary Science Letters, 25, 236-238.

Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993. Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 37-52.

Geyh, M.A. and Schleicher, H., 1990. Absolute Age Determination. 503 pp., Heidelberg, Springer.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., ve Şengör, A.M.C., 1984. Paleotectonic Evolution of Tuz gölü basin complex, Central Turkey, in: The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds), Special Publication of the Geological Society, No. 17, p. 81-96.

Hassig, M., Rolland, Y., Sosson, M., Galoyan, G., Müller, C., Aragyan, A., Sahakyan, L., 2013. New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan-Akera suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey. Tectonophysics, 588, pp. 135-153.

Hess, H.H., 1962. History of ocean basins, in Engel, A.E.J., James, H.L., and Leonard, B.F., Petrologic Studies: A volume in honor of A.F.Budding-ton, Geological Society of America, p.539-620.

Hess, H.H., 1965. Mid-ocean ridges and tectonic of the sea floor, in Proceedings 17th Symposium Colstan Resource Society. University of Bristol, London, Buttersworths, p. 317-333.

Höck, V., Koller, F., Meisel, T., Onuzi, K. & Kneringer, E., 2002. The Jurassic south Albanian ophiolites: MORB-SSZ type ophiolites. Lithos 65, 143-64.

Inwood, J., Anderson, M.W., Morris, A., & Robertson, A.H.F. 2009a. Successive structural events in the Hatay ophiolite of Turkey: distinguishing pre-, syn- and post- emplacement structures. Tectonophysics 473, 208-22.

Inwood, J., Morris, A., Anderson, M.W., & Robertson, A.H.F. 2009b. Neotetyan intraoceanic microplate rotation and variations in spreading axis orientation: paleomagnetic evidence from the Hatay ophiolite (southern Turkey). Earth and Planetary Science Letters 280, 105-17.

Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. Ofioliti, 2, 199-235.

Karaoğlan, F., 2012. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağındaki Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi, Doktora tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 1-303.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Hejl, E., Neubaver, F., Kloetzli, U., 2016. The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey) : Evidence from U-Pb, Ar-Ar and fission track chronology. Gondwana Research, vol. 33, pp. 190-208.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., & Koller, F., 2013. (a) 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 southern Neotethys. Geological Magazine, 150: 283-299.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2013. 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 southern Neotethys. Geol. Mag. 150:283-299.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2013. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Kizildağ (Hatay, Turkey) Ophiolite::: Implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in the southern neotethys. Geological magazine, vol. 150, pp. 283-299.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2012. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Ophiolites from the SE Turkey: Implications for the Neotethyan Evolution. Geodinamica acta, vol. 25, pp. 146-161.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Robertson, A.H.F., Thöni, M., Klötzli, U., Koller, F. and Okay, A.İ., 2013. (b) Evidence of Eocene high-temperature/high-pressure metamorphism of ophiolitic rocks and granitoid intrusion related to Neotethyan subduction processes (Doğanşehir area, SE Anatolia, Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Robertson, A.H.F., Parlak, O. and Ünlügenç, U.C. Geological Society of London Special Publication 372.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Robertson, A.H.F., Thöni, M., Klötzli, U., Koller, F., & Okay, A.İ., 2013c. Evidence of Eocene high-temperature/high-pressure metamorphism of ophiolitic rocks and granitoid intrusion related to Neotethyan subduction processes (Doğanşehir area, SE Anatolia). Geological Society, London, Special Publications. doi: 10.1144/SP372.21.

Koglin, 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 Thesis.

Koglin, N., Kostopoulos, D., Reichmann, T., 2009. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samotbraki Mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints. Tectonophysics, 473,53-68. doi: 10.1016/J. tecto. 2008. 10. 028.

Konstantınou, A., Wırth, K.R., Vervoort, J., 2007. U-Pb Isotopic Dating of Troodos Plagiogranite, Cyprus By LA-ICP-MS. In 2007 GSA Denver Annual Meeting (28-31 October 2007) Paper No. 143-16.

Köpke, J., Feig, S.T., Snow, J., Freise, M., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. contrib. Miner. Petrol. 146, 414-432.

Liati, A., Gebaver, D., and Fanning, G.M., 2004. The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon age. Chemical Geology, 207: 171-188.

Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The ophiolite of northern Oman, Oxford. Geological Society Memoir, vol. 11. Blockwell Scientific, p. 178.

Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00. In: Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, 74pp.

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, 223, 237-272.

Malpas, J. and Langdon, G., 1984. Petrology of upper pillow lava suite, Troodos ophiolite, Cyprus. Geological Society, London, Special Publications, vol. 13, pp. 155-167.

Miyashiro, A., 1973. The Troodos complex was probably formed in an island arc: Earth and planetary Science Letters, v. 19, p. 218-224.

Moores, E.M. and Vine, F.J., 1971. Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evoluation and implications: Royal Society of London Philosophical Transactions series A, v. 208, p. 443-466.

Moores, E.M., 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece: Geological Society of America Special Paper no. 118,74p.

Moores, E.M., 1970. Ultramafics and orogeny, with models for the U.S. Cordillera and the Tethys: Nature, v. 228, p. 837-843.

Moores, E.M., 1982. Origin and emplacement of ophiolites, Rev. Geophys, 20(4), 735-760, doi: 10.1029/R6020İ004p00735.

Moores, E.M., and Vine, F.J., 1971. Troodos massif, Cyprus, and other opholites as oceanic crust: Evaluation and implications: Philosophical Transactions of the Royal Society London, v.268A, p. 443-466.

Morris, A.,& Anderson, M.W., 2002. Paleomagnetic results from the Baer-Bassit ophiolite of northern Syria and their implication for fold tests in sheeted dyke terrains. Physics&Chemistry of the Earth 27, 1215-22.

Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F., & Al-Riyami, K., 2002. Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 202, 247-61.

Mukasa, S.B.,& Ludden, J.N., 1987. Uranium-lead ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus and their tectonic significance. Geology,825-828.

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.

Nisbet, E.G.,& Fowler, C.M.R., 1978. The Mid-Atlantic Ridge at 37 and 45^0N: some geophysical and petrological constraints. In: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 54, 3, p. 631-660.

Nurlu, N., Parlak, O., Robertson, A.H.F., Quadt, A.V., 2016. Implications of Late cretaceous U-Pb zircon ages of granitic intrusions cutting ophiolitic and volcanogenic rocks for the assembly of the Tauride allochthon in SE Anatolia (Helete area, Kahramanmaraş Region, SE Turkey). Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch) 105:283-314. DOI 10.1007/s00531-015-1211-1.

Nurlu, N., 2009. İspendere (Malatya) ofiyolitinin kökensel incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Nurlu, N., 2016. Geochemistry and tectonic significance of the tectonomagmatic unit in the Helete (Kahramanmaraş) region, Unpub PhD thesis, Çukurova University, Adana, Turkey.

Oberhansli, R., 2013. High-pressure-low-temperature evolution in the Indus-Tsangpa suture along the Kohistan are (Kaghan Valley, NF. Pakistan). Episodes 36(2), 87-93.

Oberhansli, R., Bousquet, R., Candan, O., Okay, A.I., 2012. Dating subduction events in East Anatolia. Turk. J. Earth Sci. 21:1-17.

Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. A.M.C., Şengör (Ed), Tectonic evolution of the Tethyan region: Nato Advanced Science Institute (ASI) Series, C 259: 109-116.

Okay, A.I., and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey, In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds, B. Durand, L. Jolivet, F. Hurvath and M. Seranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.

Önen, A.P., 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites J. Geol. Soc. London, 160: 947-962.

Özkan, Y.Z. & Öztunalı, O., 1984. Petrology of the magmatic rocks of Güleman ophiolite. In: Tekeli, O. & Göncüoğlu, M.C. Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium. Mineral Research and Exploration Institue of Turkey (MTA), Ankara, 285-293.

Panayiotou, A., 1980. Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 780p.

Parlak, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite Within The Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). Doktora Tezi, Universite De Geneve, Terre & Environnement6.

Parlak, O., 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in southeast Anatolia: geochemical and geochronogical evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. Int. J. Earth Sci 95:609-627.

Parlak, O., Bozkurt, E. & Delaloye, M., 1996a. The obduction direction of the Mersin ophiolite: structural evidence from subophiolitic metamorphics in the Central Tauride Belt, Southern Turkey. International Geology Review 38, 778-786.

Parlak, O., Delaloye, M. & Bingöl, E., 1996b. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (Southern Turkey). Geologischen Rundschau 85, 647-661.

Parlak, O., Delaloye, M., and Bingöl, E., 1995. Origin of Sub-ophiolitic Metamorphic Rocks Beneath the Mersin Ophiolite. Southern Turkey. Ofioliti, 20(2): 97-110.

Parlak, O., Delaloye, M., and Bingöl, E., 1996. Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc-Related Origin of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey). Geol. Rundsch, 85(4): 647-661.

Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The suprasubduction zone Pozantı-Karsantı ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. Lithos 65, 205-224.

Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. and Delaloye, M., 2004. Oceanic Crust Generation In An Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Geological Magazine, 141, 5, 583s.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., 2013c. U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. Journal of Geodynamics, 65:22-37.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli U., Koller F. and Billor Z., 2013a. U-Pb and Ar-Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. Journal of Geodynamics.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Nurlu, N., Bağcı, U., Höck, V., Önal, A., Kürüm, S. and Topak, Y., 2013b. Petrology of the İspendere ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan ocean. Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region Robertson. A.H.F., Parlak, O. and Ünlügenç, U.C., Geological Society of London Special Publication 372.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T.,Nurlu, N., Bağcı, U., Höck, V., Önal, A., Kürüm, S., Topak, Y., 2013. Petrology of the İspendere ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan ocean. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., (eds) Geological development of Anatolia and the easternmost Mediterranean region. Geology Society, London, Special Publucition 372:219-249.

Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, V., Karaoğlan, F. and Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. Tectonophysics, Volume 473, Issues 1-2, 20 July 2009, Pages 173-187.

Parlak, O., Şimşek, E., Öztürk, S.E., Şimşek, G., Şimşek, T., Robertson, A.H.F., 2016. Toros kuşağı ofiyolitleri ve tabanındaki metamorfik dilimin U-Pb jeokronolojisi. 69. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 11-15 Nisan 2016, cilt 1, no. 1, ss. 16-17.

Parrot, J.F., 1973. Petrologic de la Coupe du Djebel Moussa Massif Basique-Ultrabasique du Kızıldağ (Hatay- Turquie). Sci. De la Tere, +XVIII, 2, 143-172.

Pearce, J.A., Lippard, S.J., and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Kokelaar, B.P. and Howells, M.F., Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sediments and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basinss. Geological Society of London Special Publications 16, p.77-94.

Pişkin, Ö., Delaloye, M., Selçuk, H., And Wagner, J.J., 1986. Guide to Hatay Geology (SE Turkey). Ofioliti, 11,87-104.

Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V. and İşler, F., 2006. Natural and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey. Special Publications, vol. 260. Geological Society, London, pp. 327-350.

Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E. and Billor, Z., 2009. Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronogical evidence from the Baskil granitoid (Elazığ, Se Turkey). Tectonophysics, 473, 188-207.

Ricou, L.E., 1968. Sur la mise en place au Cretace superieur dimportantes nappes a radiolarites et ophiolites dans les Monts Zagros (Iran): Comptesrendus Academic des Sciences de Paris, v. 267, p. 2272-2275.

Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique peri-arabe, unc ccinture de nappes miscs en place au cretace superieur, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. (21, v.13, p. 327-349).

Robertson, A.H.F., 1986. Geochemistry and Tectonic Implications of the Metalliferous and Volcanoclastic Sedimantery Rocks Associated with Late Ophiolitic Extrusives in the Hatay Area Southern Turkey, Ofioliti, 11, 121-140.

Robertson, A.H.F., 1986a. Geochemistry and tectonic implications of metalliferous and volcaniclastic sedimentary rocks associated with late ophiolitic extrusives in the Hatay area, southern Turkey. Ofioliti 11, 121-40.

Robertson, A.H.F., 1986b. The Hatay ophiolite (Southern Turkey) in its Eastern Mediterranean tectonic context: a report on some aspects of the field excursion. Ophioliti 11, 105-19.

Robertson, A.H.F., 2002. Overwiev 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 Tetyhan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. Eart Sci. Rev., 66:331-387.

Robertson, A.H.F., and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon. J.E., and Robertson, A.H.F., (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 17, 1-74.

Robertson, A.H.F., Parlak, O. and Ustaömer, T., 2013. Late Palaeozoic-Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the eastern most Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and Mediterranean Region. Robertson, A.H.F., Parlak, O. and Ünlügenç, U.C. Geological Society of London Special Publication 372.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taslı, K., & Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In Deformation of Continental crust (eds A.C. Ries, R. W.H. Butler & R.H. Graham). Geological Society of London, Special Publication no. 272, pp. 231-70.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaömer, T., 2012. Overview of the Palaeozoic-Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria). Petroleum Geoscience, 18:381-404.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaömer, T., Taslı, K., İnan, N., Dumitrica, P. and Karaoğlan, F., 2013b. Subduction ophiolites genesis and collision history of Tethys adjacent to the Euraisan continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. Geodinamica Acta, 26(3-4), 230-293.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taslı, K., & İnan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary collsional processes related to closure of the southern Neotethys. Journal of Asian Earth Sciences 27, 108-45.

Robinson, P.T., Gibson, I.L., and Panayiotou, A., 1987. Cyprus Crustal Study Project: Initial Reports, Holes CY-2 and 2a: Geological Survey of Canada, Paper 85-29, 381p.

Rudin, W., 1976. Principal of Mathematical Analysis. McGraw-Hill, 342 s. New York.

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y. & Uysal, İ., 2012. The Petrogenesis and Geodynamic Significance of Bahçe (Osmaniye) Ophiolite. 5th Geochemistry Symposium abstracts pp. 112-112, 23-25 May, Denizli.

Selçuk, H., 1981. Etude geologique de la partie meridonale du Hatay (Turquie), PhD. Thesis, Univ. De Geneve, 116p.

Selçuk, H., 1985. Kızıldağ-Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No, 1787.

Steinmann, G., 1905. Geologische Beobachtungen in des Alpen, II. Die schart'sche Überfaltungstheorie und die geologischen Bedeutung der Tiefsecabsiltze und der ophiolitische massengesteine: Bericht Naturforse hung Gesellsehast, Freiburg 1, bd16, p. 44-67.

Steinmann, G., 1927. Die Ophiolitischen zonen in der Mediterranean Ketten gebirgen: International Geological Congress, 14th, Madrid, 2, 638-667.

Stern, R. and Bloomer, S.H., 1992. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p.151-170.

Sun, S.S., and Nesbitt, R.W., 1978. Geo-chemical regularities and gentic significance of ophiolitic basalts: Geology, v.6, p. 689-693.

Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach: Tectonophysics, v. 75, p. 181-241.

Teipel, U., Eichhorn, R., Loth, G., Rohemüller, J., Holl, R. & Kennedy, A., 2004. U-Pb SHRIMP and Nd isotope data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. International Journal of Earth Sciences 93, 782-801.

Tekeli, O., ve Erendil, M., 1984. Kızıldağ Ofiyolitinin (Hatay) Jeolojisi ve Petrolojisi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Temel Araştırmalar Dairesi). Rapor No, 7778.

Thayer, T.P., 1969. Peridotite-gabbro complex as keys to petrology of Midoceanic ridges: Geological Society of America Bulletin v. 80, p. 1515-1522.

Thy, P., and Dilek, Y., 2003. Development of ophiolitic perspectives on spreading center magma chambers. In Dilek, Y. and Nowcomb, S. Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geol. Soc. Am. Special Paper 373, 188-226.

Tinkler, C., Wagner, J.J., Delaloye, M., and Selçuk, H., 1981. Tectonic History of the Hatay Ophiolites (South Turkey) and their Relation with the Dead Sea Rift. Tectonophysics, 72, 23-41.

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T., & Schmitt, A.K., 2012. Jurassic accretionary and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon. Geology, 41, 255-258.

Vaugnat, M. and Çoğulu, H.E., 1967. Qelques Reflexions Sur le Massif Besique-Ultrabesique du Kızıl Dagh, Turquie. C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Geneve, 2, 210-216.

Vergili, 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.

Vuagnat, M., 1968. Quelques reflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'lvrec et les ultramafites alpino-types: Schweizerische Minerologsche und Petrographische Mitteilungen, v.49, p. 157-164.

Yazgan, E. & Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of Southestern Taurus in the region of Malatya. Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 3, 1-42.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen: Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 251-271.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Can Genç, Ş., ve Şengör, A.M.C., 1977. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.G., Robinson, ed., Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region, AAPG Memoir, 68, 183-226.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Can Genç, Ş., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in the Geological Evolution of the Orogenic Belt Tectonics, 12: 1280-1297.

ÖZGEÇMİŞ

Emrah ŞİMŞEK, 1989 yılında Adana'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Adana'da tamamladı. 2009 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde lisans öğrenimine başladı. 2013 yılı Haziran ayında aynı fakülteden Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2014 Yılının Şubat ayında Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalında yüksek lisans öğrenimine başladı. 9 Eylül 2014 yılında Fen Bilimleri Enstitüsü kadrosunda Araştırma Görevlisi olarak göreve başladı. Prof. Dr. Osman PARLAK danışmanlığında "Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitini Oluşturan Farklı Magmatik Kayaların U-Pb Yöntemi ile Yaşlandırılması" adlı bir yüksek lisans tezi hazırladı.