

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ÇOMAKLI KÖYÜ ÇEVRESİNDE (VAN-DOĞU ANADOLU) GÖZLENEN
ULTRAMAFİK KAYAÇLAR İÇERİSİNDE GELİŞEN ALTERASYONLARIN
VE CEVHER POTANSİYELİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Fatih OĞUZHAN
DANIŞMAN: Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER

VAN-2019

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ÇOMAKLI KÖYÜ ÇEVRESİNDE (VAN-DOĞU ANADOLU) GÖZLENEN
ULTRAMAFİK KAYAÇLAR İÇERİSİNDE GELİŞEN ALTERASYONLARIN
VE CEVHER POTANSİYELİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Fatih OĞUZHAN

VAN-2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER danışmanlığında, Fatih OĞUZHAN tarafından sunulan "Çomaklı Köyü Çevresinde (Van-Doğu Anadolu) Gözlenen Ultramafik Kayaçlar İçerisinde Gelişen Alterasyonların Ve Cevher Potansiyelinin İncelenmesi" isimli bu çalışma Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'nin ilgili hükümleri gereğince 11/07/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile başarılı bulunmuş ve yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç Dr. Harun AYDIN

İmza: 

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Mustafa AÇLAN

İmza: 

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER (Danışman)

İmza: 

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 08.08.2019 tarih ve 2019/45-1 sayılı kararı ile onaylanmıştır.



TEZ BİLDİRİMİ

Tez içindeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

Fatih OĞUZHAN



ÖZET

ÇOMAKLI KÖYÜ ÇEVRESİNDE (VAN-DOĞU ANADOLU) GÖZLENEN ULTRAMAFİK KAYAÇLAR İÇERİSİNDE GELİŞEN ALTERASYONLARIN VE CEVHER POTANSİYELİNİN İNCELENMESİ

OĞUZHAN, Fatih
Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği
Tez Danışmanı: Dr. Öğrt. Üyesi Tijen ÜNER
Ağustos 2019, 49 sayfa

Çalışma alanı, Van iline bağlı Çomaklı köyü ve çevresindeki birimleri kapsamaktadır. Bölgede genel olarak Jura'dan günümüze kadar değişen özelliklerde ve yaşlarda sedimanter ve ofiyolitik birimlerden oluşmaktadır. Bölgede gözlenen ofiyolitik birimler genellikle melanj şeklinde izlenmektedir. Dirbi Karmaşığı içerisinde bulunan ofiyolitik birimler bölgede geniş alanlar kaplamaktadır. Ofiyolitik birimler içerisinde yer alan ultramafik kayaçlar genellikle alterasyondan etkilenmiş ve serpantinleşmiş birimler olarak gözlenmektedir. Serpantinleşmenin olduğu alanlarda özellikle fay zonlarında lisvenitleşmeler yaygın olarak izlenmektedir.

Petrografik çalışmalarda peridotitlerde olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve krom spinel mineralleri gözlenmiştir. Peridotitlerde gözlenen bu mineral birliktelikleri nedeniyle kayaç harzburjit olarak isimlendirilmiştir. Harzburjitlerin bünyelerine su girmesiyle birlikte kayaç serpantinleşmeye başlamıştır. Serpantinitlerde gözlenen krizotil lizardit minerallerinin varlığı nedeniyle oluşum sıcaklıklarının düşük dereceli (<350 °C) olduğu belirlenmiştir. Serpantinleşme sonrasında kayaç içerisine hidrotermal akışkan girişinin devam etmesi ile ilk olarak yine düşük sıcaklık akışkan fazlarının varlığı ile önce karbonatlaşma daha sonraki sahalarda da silisleşmenin geliştiği belirlenmiştir. Yapılan jeokimyasal çalışmalarla, bölgede gözlenen lisvenitleşmelerin, ultramafik kayaçların tektonizma etkisi ile gelişen kırık ve çatlaklar boyunca önce düşük sıcaklıklı hidrotermal sularla serpantinleştiği ve daha sonra ise Si, Ag, Ni, Co ve Mo gibi zengin hidrotermal akışkanlar sayesinde alterasyona uğradıkları ve yukarıda belirtilen mineraller bakımından zenginleştiği belirlenmiştir.

Anahtar kelimeler: Alterasyon, Karbonatlaşma, Ofiyolit, Serpantinleşme, Silisleşme.

ABSTRACT

INVESTIGATION OF ALTERATIONS AND ORE POTENTIAL IN ULTRAMAFIC ROCKS IN THE ÇOMAKLI VILLAGE (VAN-EASTERN ANATOLIA)

OĞUZHAN, Fatih

M. Sc. Thesis, Geological Engineering

Advisor: Asist. Prof. Dr. Tijen ÜNER

August 2019, 49 pages

The study area includes Çomaklı village and its surrounding units in Van province. The region is generally composed of sedimentary and ophiolitic units in different lithologies and ages ranging from Jurassic to the present. The ophiolitic units observed in the region are generally seems to be as a melange. The ophiolitic units observed in the Dirbi Melange cover large areas in the region. Ultramafic rocks in the ophiolitic units are generally affected by alteration and serpentinized. In study areas with serpentinization and lisvenitization are common in fault zones.

In petrographic studies, olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and chromium spinel minerals were observed in peridotites. These rocks were named as harzburgite because of these mineral associations observed in the peridotites. With the introduction of water into the harzburgites, the rock started to serpentinize. Due to the presence of chrysotile lizardite minerals observed in serpentinites, formation temperatures were low (<350 °C). With the continuation of hydrothermal fluid entry into the rock after serpentinization, it was determined that silicification developed first with the presence of low temperature fluid phases, first carbonation and subsequent temperature increase in the following sites. Geochemical studies showed that the lisvenitization observed in the region was first serpentinized by low temperature hydrothermal waters along fractures and faults that developed by the tectonism of ultramafic rocks and then they were altered by rich hydrothermal fluids such as Si, Ag, Ni, Co and Mo which have been enriched.

Keywords: Alteration, Carbonatization, Ophiolite, Serpentinization, Silicification.



ÖN SÖZ

Bu tez çalışmasında, her türlü ilgi ve yardımlarını esirgemeyen danışmanım Sayın Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER'e teşekkürlerimi sunarım. Tez çalışmam süresince desteğini eksik etmeyen eşim Ayşenur ÖZDEMİR OĞUZHAN'a, bununla beraber beni hiç yalnız bırakmayan ve sürekli notlarımı karıştıran ve bilgisayarımı kurcalayan küçük kızım Buse Ada'ya da teşekkür ederim.

Fatih OĞUZHAN



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	iii
ÖN SÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ÇİZELGELER LİSTESİ	ix
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı	3
1.2. Çalışma Alanının Tanıtılması	3
2. KAYNAK BİLDİRİLİŞLERİ	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	9
3.1. Büro Çalışmaları.....	9
3.2. Saha Çalışmaları	9
3.3. Laboratuar Çalışmaları	9
4. BULGULAR VE TARTIŞMA.....	8
4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi	8
4.1.1. Tozutepe Formasyonu	14
4.1.2. Çomaklı Formasyonu.....	14
4.1.3. Pipotepe Formasyonu	14
4.1.4. Karataş Formasyonu	15
4.1.5. Toprakkale Formasyonu	15
4.1.6. Tekmal Formasyonu	15
4.1.7. Dirbi Karışığı	15
4.1.8. Van Formasyonu.....	16
4.1.9. Alüvyon	16
4.2. Alterasyonlar.....	16
4.2.1. Serpantinleşme.....	16
4.2.2. Lisvenitleşme	19
4.3. Petrografik Çalışmalar	18

	Sayfa
4.3.1. Serpantinleşmiş peridotitler	18
4.3.2. Lisvenitlerin petrografik incelemeleri	27
4.4. Jeokimyasal Çalışmalar	31
4.4.1. Lisvenitlerin tüm kayaç ve iz element kimyası	31
4.4.2. Peridotitlerin Tüm Kayaç ve İz Element Kimyası.....	35
5. SONUÇ.....	43
KAYNAKLAR.....	45
ÖZ GEÇMİŞ.....	49



ÇİZELGELER LİSTESİ

Çizelge	Sayfa
Çizelge 4.1. Lisvenit örneklerinin tüm kayaç ana oksit(%) ve iz element(ppm) değerleri.....	29
Çizelge 4.2. Çalışma alanına ait peridotit örneklerinin tüm kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri.	38



ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil	Sayfa
Şekil 1.1. Eksiksiz ofiyolit istifi	2
Şekil 1.2. Türkiye'deki ofiyolitlerin dağılımı (Juteau, 1980).....	4
Şekil 4.1. Çalışma alanı stratigrafik istifi.	9
Şekil 4.2. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası (Acarlar, 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	13
Şekil 4.3. Çalışma alanında gözlenen Jura yaşlı gri renkli kireçtaşlarının genel görünümü.	14
Şekil 4.4. Ofiyolit birimine ait serpantinleşmiş ultramafik peridotitlerin genel görünümü.	16
Şekil 4.5. Van Formasyonuna ait kumtaşının genel görünümü.....	17
Şekil 4.6. Çalışma alanında gözlenen şistleşmiş serpantinlerin görünümü.	19
Şekil 4.7. Çalışma alanında serpantinit-lisvenit dokanağı ve birimlerin ilişkisi.	21
Şekil 4.8. Çalışma alanında iri bloklar halinde gözlenen lisvenitler blokları.....	19
Şekil 4.9. Lisvenitlerde gözlenen kuvars damarları.	19
Şekil 4.10. Çalışma alanında gözlenen lisvenitler içerisindeki yeşilimsi fuksit/mariposit mineralleri.	23
Şekil 4.11. Elek dokusuna sahip serpantinleşmiş (sp) harzburjit örneklerinin incekesit görüntüsü. Kenar kesimlerinden itibaren serpantinleşmeye başlayan olivin (ol) ve açığa çıkan manyetit (my) damarcıkları. a) Tek nikel, b) Çift nikel	24
Şekil 4.12. Serpantinleşmiş peridotitlerde gözlenen ortopiroksen ve krom spinallerin genel görünümü	25
Şekil 4.13. Serpantinleşmiş peridotitler içerisinde gözlenen ortopiroksen mineralleri içerisinde gözlenen klinopiroksen minerallerinin genel görünümü ve mineral içerisinde dilinimler boyunca gözlenen sapmalar a) Tek nikel, b) Çift nikel.....	25
Şekil 4.14. İncekesitlerde gözlenen krizotil (chr) ve lizardit (lz) minerallerin genel görünümü, a) Tek nikel, b) Çift nikel.....	26

Şekil	Sayfa
Şekil 4.15. Serpantinleşmiş peridotitler içerisinde gözlenen kalsit damarı, a) Tek nikol, b) Çift nikol.	26
Şekil 4.16. CMK 2 lisvenit örneği üzerinde yapılan X-RD çekim pikleri ve d değerleri	27
Şekil 4.17. Lisvenitlerin içerisinde gözlenen orta boyutlu kalsit damarının genel görünümü a) Tek nikol, b) Çift nikol.....	28
Şekil 4.18. Lisvenitlerde gözlenen iri taneli kalsit mineralinin genel görünümü a) Tek nikol, b) Çift nikol.	28
Şekil 4.19. Lisvenit örneklerinde gözlenen ince kuvars damarının genel görünümü a) Tek nikol, b) Çift nikol.	29
Şekil 4.20. Lisvenit örneklerinde gözlenen iri kuvars damarının genel görünümü. a) Tek nikol, b) Çift nikol.	29
Şekil 4.21. Lisvenit örneklerinde gözlenen maripozit mineralinin genel görünümü.	29
Şekil 4.22. CMK 2 lisvenit örneği üzerinde yapılan X-RD çekim pikleri ve d değerleri.....	30
Şekil 4.23. CMK 5 lisvenit örneği üzerinde yapılan X-RD çekim pikleri ve d değerleri.....	30
Şekil 4.24. Çalışma alanında gözlenen lisvenit örneklerinin Fe_2O_3 - SiO - MgO + CaO üçgen diyagramında gösterimi.	34
Şekil 4.25. Çalışma alanında gözlenen Tip-I lisvenitlerin MgO - SiO - CaO üçgen diyagramında gösterilmesi.	35
Şekil 4.26. Masiflere ait ultramafik kayaların Al_2O_3 - MgO - CaO üçgen diyagramındaki yeri (Coleman 1977'den alınmıştır).	39
Şekil 4.27. Çalışma alanında yer alan peridotik kayalarının Ti - Ni - Cr üçgen diyagramındaki yerleri (Roberts, 1986).....	40
Şekil 4.28. Çalışma alanına ait peridotit örneklerinin tüm kayaç CaO içeriklerine karşılık Al_2O_3 içeriklerindeki değişimler. Okyanus ortası sırt ve yayönü peridotit alanları Pearce ve ark., (1992)'den alınmıştır.	40
Şekil 4.29. Tez alanında gözlenen peridotitlerin Al_2O_3/ SiO_2 oranına karşı MgO/ SiO_2 oranı değişim diyagramı. abisal peridotit alanı Baker ve Beckett, (1999); Niu, (1997) ve Snow ve Dick, (1995)'den alınmıştır).	41

Şekil 4.30. Çalışma alanında gözlenen peridotit örneklerinin tüm kayaç MgO içeriklerine karşı Al_2O_3 içeriklerindeki değişimler. İlksel mantodan itibaren tüketilme yönsemesi ve kısmi ergime dereceleri Niu (1997)'den alınmıştır	42
---	----





SİMGELER VE KISALTMALAR

Bu çalışmada kullanılmış bazı simgeler ve kısaltmalar, açıklamaları ile birlikte aşağıda sunulmuştur.

Simgeler	Açıklama
Ag	Gümüş
Al	Aleminyum
Al₂O₃	Aleminyum Oksit
Au	Altın
As	Arsenik
Ba	Baryum
BSK	Bitümlü Sıcak Kaplamaca
Ca	Kalsiyum
CaO	Kalsiyum Oksit
CaCO₃	Kalsiyum Karbonat
Chr	Krizotil
Co	Kobalt
CO₂	Karbondioksit
Cr	Krom
Cpx	Klinopiroksen
Cu	Bakır
FeO	Demir Oksit
Fe₂O₃	Demir Oksit
GD	Güney Doğu
H⁺	Hidrojen
H₂O	Su
K	Potasyum
KB	Kuzey Batı
Lz	Lizardit
Mar	Mariposit
MgO	Magnezyum Oksit

Simgeler**Açıklama****Mg₃Si₂O₅(OH)₄**

Serpantin

Mo

Molibden

My

Manyetit

Na⁺

Sodyum

Ni

Nikel

Ol

Olivin

OOS

Okyanus Ortası Sırtlar

Opx

Ortopiroksen

P

Fosfor

Pb

Kurşun

Ppm

Milyonda bir birim

Rb

Rubidyum

Sb

Antimon

Si

Silisyum

SiO

Silisyum Oksit

Sp

Serpantin

SSZ

Yitim Zonu Üzerinde Kalan Bölge

Qz

Kuvars

Ti

Titanyum

TiO₂

Titanyum Oksit

X-RD

X-ışını kırım yöntemi

1. GİRİŞ

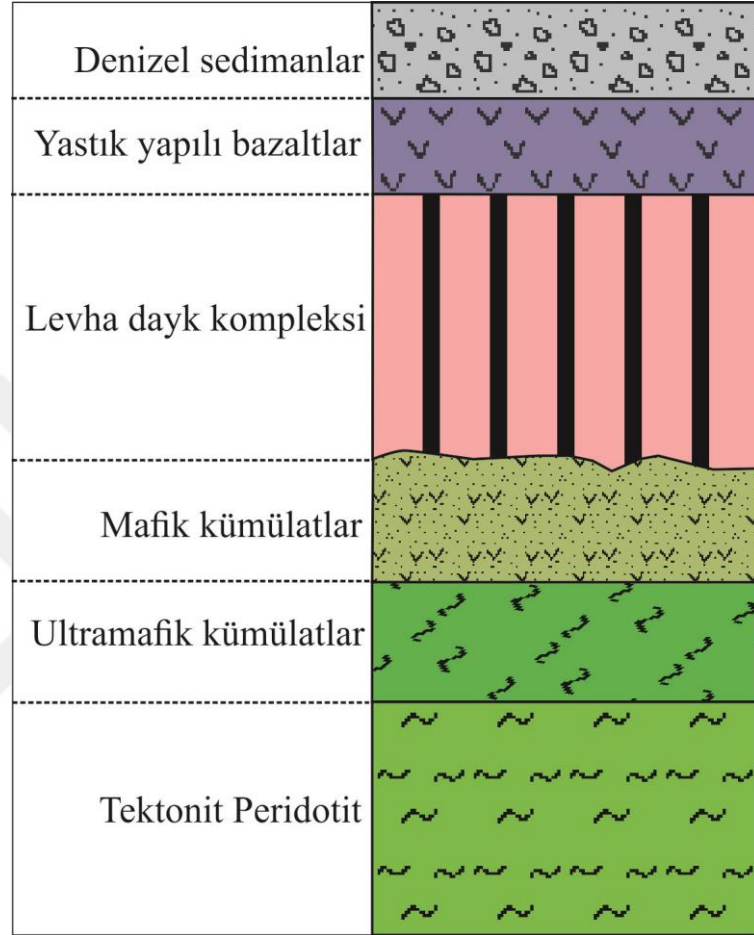
Ofiyolitler, manto peridotitleri (çoğunlukla serpantinleşmiş), gabro, diyabaz, spilit ve yastık lavlar, radyolarit ve bazı derin deniz sedimanlarından oluşan kayaç grubunu isimlendirmek için kullanılmaktadır (Steinman, 1927). 1972 yılında Penrose Konferansında bu tanımlamada bazı değişiklikler yapılarak günümüze kadar kullanılmaya devam etmiştir. Konferansta yapılan tanımlama ile ofiyolitler, mafik ve ultramafik kayaçlardan meydana geldiği belirtilmiştir (Şekil 1.1). Eksiksiz bir ofiyolitik istif oluşturan kayaçlar alttan üste doğru aşağıdaki şekilde sıralanmaktadır:

- Mafik volkanik karmaşık; bu kayaçlar çoğunlukla yastık yapılı bazaltlar ve mafik levha dayklarından oluşmaktadır,
- Gabro karmaşığı; kümülat dokulu mafik kayaçlar masif ve tabakalı gabrolar, piroksenitler,
- Ultramafik karmaşık; tektonit dokulu peridotitler (Harzburjit, dünit, lerzolit).

Ofiyolit istif, genel olarak okyanus tabanını temsil etmektedir. Ofiyolitler okyanus ortası sırtlarda oluşmakta ve okyanus tabanı yayılması ile kıta kenarlarına doğru ilerlemekte ve bu kesimlerde mantoya doğru dalmaktadır. Ofiyolitik birimler yerli birimler değildir, allokton birimlerdir. Ofiyolitik istifte gözlenen birimlerde, manto tipi yeniden kristallenme, magmatik çökel istiflenmesi, magmatik farklılaşma, alterasyon ve tektonik deformasyon genel olarak eş yaşlı olarak gelişmekte ve ofiyolit oluşumu ile yakın ilişkilidir.

Günümüzde ofiyolitler yitimle ilişkili olmayanlar ve yitimle ilişkili olanlar olmak üzere iki gruba ayrılmaktadırlar (Dilek ve Furnes, 2014; Furnes ve ark., 2014; Pearce, 2014). Adı geçen araştırmacılara göre; yitimle ilişkili olmayan ofiyolitler kıta-kenarı ofiyolitlerini, okyanus ortası sırtı ofiyolitlerini ve sorguç tipi ofiyolitleri kapsarken; yitimle ilişkili ofiyolitler ise yayönü (yitim başlangıcı sırtları), yayardı ve yitim sırtları ofiyolitleri olarak ayrılmaktadır. Ofiyolitlerin detaylı incelenmeleri sonucu, ofiyolitlerin çoğunlukla yitim zonu üzerinde kalan bölgede (SSZ) oluştuğu kabul edilmektedir. (Pearce ve ark. 1984; Stern ve Bloomer, 1992; Shairves, 2001; Dilek ve Flower, 2003; Whattam ve Stern, 2011; Stern ve ark., 2012). Ofiyolitlerin incelenmesinde ortaya konulan son gelişmeler, ofiyolitlerin oluşumunda okyanus içi

yitim başlangıcında meydana gelen olayların önemini göstermektedir (Stern ve Bloomer, 1992; Whattam ve Stern, 2011; Stern ve ark., 2012).



Şekil 1.1. Eksiksiz ofiyolit istifini.

Ofiyolitlerin alt kısmını oluşturan ve manto kalıntıları olarak kabul edilen peridotitler, son yıllara kadar daha çok petrografik, dokusal ve arazideki konumlarına göre incelenmiş ve bunların plastik deformasyon geçirmiş tüketilmiş manto kalıntıları oldukları kabul edilmiştir (Boudier ve Nicolas, 1972; Boudier ve Bouchez, 1977; Nicolas ve ark., 1972). Ancak serpantinleşmenin az olduğu ofiyolitlerdeki manto peridotitlerinin diğer özellikleri yanında, gerek toplam kayaç kimyası, gerekse mineral kimyası incelenerek, bunların oluşumları, ergime dereceleri, oluştukları ortamlar ile ilgili önemli veriler elde edilmiştir (Arai, 1987; Arai, 1994a, 1994b; Tamura ve Arai, 2006; Ghazi ve ark., 2010).

Ofiyolitik kayaçlar Anadolu'da geniş alanlarda izlenmektedir. Ofiyolitler Anadolu'da genellikle dağ oluşum kuşakları boyunca dizilmişlerdir. Ofiyolitik birimler, Balkanlarda Yunanistan üzerinden Anadolu'ya uzanmakta buradan da doğuya doğru İran'a devam etmektedir (Şekil 1.2). Anadolu' da dağınık olarak gözlenen ofiyolitik birimler kabaca kuzey ve güney olmak üzere iki zona ayrılmaktadır. Anadolu'daki ofiyolitik istifler genel olarak eksikli bir seri sunmaktadır. Anadolu'da gözlenen ofiyolitik istiflerin yerleşimleri Alp Orojenezi ile ilişkili olup ve bugünkü konumlarını genellikle Üst Kretase'de almıştır.

Arap Plakası'nın Avrasya Plakası'na doğru hareketi sonucu oluşan Doğu Anadolu Platosu, Neotetis'in kapanması sonucu kıta üzerine taşınan ofiyolitlerin yaygın olarak gözlendiği bir bölgedir. Doğu Anadolu'da bulunan kayaçların temelini, Üst Kretase veya daha yaşlı metamorfik birimler oluşturmaktadır. Bölgedeki okyanusal alanın olasılıkla Jura'da (veya daha önce) oluştuğu belirtilmektedir. Çalışmanın konusunu oluşturan ofiyolitik melanj Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi içerisinde geniş bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 1.2). Doğu Anadolu Ofiyolitleri olarak tanımlanan bu ofiyolitik birimler Neotetis Okyanus kabuğunun kalıntılarını temsil etmektedir (Yılmaz ve Şengör, 1981).

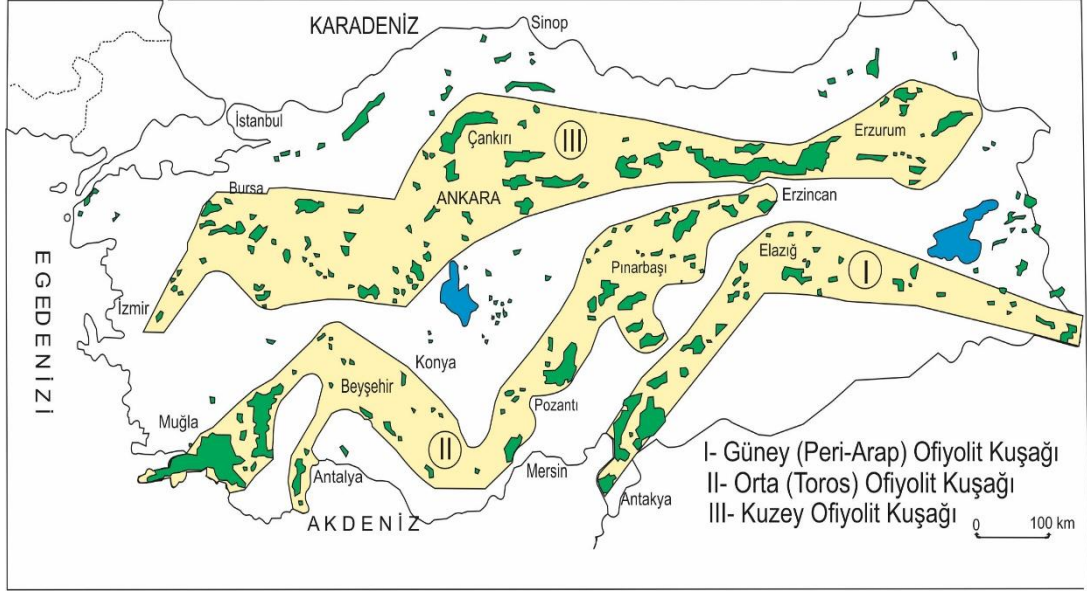
1.1. Çalışmanın Amacı

Tez çalışması kapsamında hazırlanan bu çalışmada Van Gölü'nün doğusunda yer alan Çomaklı köyü çevresinde gözlenen ultramafik kayaçların (harzburjit, dünit, piroksenit) petrolojik olarak incelenmesi ve bu kayaçlarda gözlenen alterasyonların belilenmesi amaçlanmıştır.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtılması

Çalışma alanı olarak belirlenen bölge VAN K50-c3 paftasında yer almaktadır. Çalışma alanı Van Gölü kuzeyinde Van'ın Tuşba ilçesi içerisinde yer alan Çomaklı Köyü çevresindedir. Araştırma alanının kuzeyinde Gedelova köyü, kuzey doğusunda Gölyazı ve Çobanoğlu köyleri bulunmaktadır. Araştırma alanının Van Merkeze olan uzaklığı 48 km'dir ve Çomaklı, Gedelova yol ayrımına kadar olan 20 km'lik mesafe

bitümlü sıcak kaplama(BSK)dır. Burdan itibaren Gedelova Köyü ve sonrasında Çomaklı Köyü'ne kadar olan 2.2 km'lik mesafe sathi kaplama, köy merkez ve tali yollar stabilize edilmiştir.



Şekil 1.2. Türkiye'deki ofiyolitlerin dağılımı (Juteau, 1980).

2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Ketin (1977), Van Gölü doğusundan başlayıp İran sınırına kadar olan alanda yaptığı çalışmada, ofiyolitik kayaçların oldukça yaygın olarak gözleendiğini ve bu kayaçların tabaklı olduğu belirtilmiştir. Tabakalı şekilde bulunan ofiyolitik birimlerin, yitimle gelişerek melanj yapısına sahip olduğunu vurgulanmaktadır.

Hall (1979), Bitlis Masifinde, gözlenen ofiyolitik birimlerin varlığını, bu birimlerin Alp tipi metamorfizma sonucunda gelişebileceğini ve Geç Kretase yaşındaki birimlerin metamorfik olmasına bağlamıştır.

Şenel ve ark. (1984), Van-Özalp yakınlarında yaptıkları çalışmada, deforme olmuş ve düşük derecede metamorfizma geçirmiş birimlerin varlığını belirtmektedir. Yazarlar ayrıca, manto kökenli kayaçları gözlemleyerek bu kayaçların çoğunlukla, serpantinleşmiş harzburjit, dunit, gabro, diyabaz vb. kayaç türlerinde olduklarını belirtmekte olup, ofiyolitlerin ilk yerleşim yaşını Üst Kretase olarak bildirilmektedir.

Acarlar ve Türkecan, (1986), Bakışık Melanjını Kemertepe Karışığı, olarak adlandırmıştır. Bakışık Melanjı değişen yaşlarda ve farklı türdeki kayaçların oluşturduğu, karışık tektonik birliklerin bir araya gelmesiyle oluşmuştur. Birim yazarlara tarafından Dirbi Karışığı olarak adlandırılmıştır Birimin yaşı yazarlar tarafından, Üst Kretase ve daha genç olması gerektiği söylenmektedir.

Acarlar ve ark. (1991), Dirbi Karışığı adıyla tanımladıkları birimin ofiyolitlerin yerleşimlerine bağlı olarak Üst Kretase ya da sonrasında başlayıp Oligosen'e kadar devam ettiğini belirtmişlerdir. Ofiyolit birimlerin, Paleosen'de Üst Kretase ve daha yaşlı formasyonlar üzerine, Eosen'de Toprakkale Formasyonu üzerine, Oligosen başlarında Tekmal Formasyonu üzerine itildiğini ve Alt Miyosen'deki yerleşimlerinin de Van Formasyonu üzerine itildiği bildirmiştir.

Şengör ve ark. (2003), Türkiye'nin doğusunda KB-GD yönelimli bir kuşak olan Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi; Geç Kretase – Oligosen'de, güneyde Bitlis–Pötürge mikro kıtası ile kuzeyde Rodop-Pontid arasında, kuzeye doğru dalan okyanusal litosferin üzerinde gelişen büyük bir yığışım kompleksinin kalıntısı olarak tanımlanmaktadır.

Ateş ve ark. (2007), Bakışık Karmaşığı'nın bölgede yaygın olarak gözleendiğini ve bu karmaşık içerisinde serpantinit, harzburjit, dunit, gabro, radyolarit, çört, şeyl,

kireçtaşı, metamorfit, kumtaşı, kıltaşı, bazik volkanit gibi kayaçların oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğunu belirtmişlerdir. Alt ve üst ilişkisi genellikle tektonik olan Bakışık Melanjının, Üst Paleosen-Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı kayaç birimleri ile açısal uyumsuz olarak bulunduğu söylenmektedir.

Günay ve Çolakoğlu (2011), Doğu Anadolu Yığılım Kompleksi içerisinde yer alan Van-Özalp bölgesi civarında farklı sahalardaki ofiyolit dilimleri üzerinde yaptıkları çalışmada; tektonizmaya bağlı olarak ofiyolitlerin melanj şeklinde bulduklarını ve rezervi büyük olan bir krom cevherleşmesinin bulunma olasılığının düşük olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlara göre, genellikle tektonit dokulu harzburjitlerle temsil edilen bölge yaklaşık doğu batı uzanımlıdır.

Çolakoglu ve ark. (2013), yaptıkları çalışmada çalışma alanı içerisinde tektonit dokulu serpantinleşmiş peridotitler, kümülatlar, piroksenit ve gabroları gözlemlemişlerdir. Bu birimlerle birlikte, devamsız bloklar halinde diyabaz levha daykları, plajiogranitler ve ofiyolit tabanı metamorfiklerinin de bölgede bulunduğunu belirten yazarlar, Geç Maastrichtiyen sonrasında yığılım prizması üzerinde gelişmiş olan “pigi-back” tipteki çökeltme havzalarına aktarıldığını söylemektedir. Bölgede gözlenen kayaçların, Üst Miyosen sıkışma döneminden başlayarak kendi örtü birimleri üzerine tektonik olarak itilmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Yazıcıoğlu (2018) Kıratlı Köyü’nde yaptığı tez çalışmasında, Bakışık Melanjı içerisinde yer alan harzburjit ve dünitlerin alterasyondan oldukça fazla etkilendiğini belirtmektedir. Yazar, ultramafik kayaçlarda yaptığı çalışmalarla bu birimlerin abisal peridotit oldukları ve ilksel mantoya göre oldukça tüketilmiş olduğunu belirtmektedir. Mafik kayaçların ise, hem alkali hem de toleyitik özelliklere sahip olduklarını ve iki farklı magmadan türediğini belirtmektedir. Bölgede gözlenen izole daykların volkanik yay bölgesi ve plaka içi bazaltları özelliği taşıdığı ortaya konmuştur.

Mutlu ve Üner (2018)’in Van Gölü D’da yer alan Savatlı Köyü’nde yapmış oldukları çalışmada, Savatlı-Özalp Ofiyolitinde yer alan ultramafik ve mafik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenerek, bölgede hidrotermal alterasyon ve düşük dereceli metamorfizma etkisinin yoğun olarak gözlendiğini belirtmişlerdir. Özellikle ultramafik kayaçlardaki serpantin grubu minerallerin varlığı ve mafik kayaçlardaki prehnit ve klorit minerallerinin varlığını belirtmişlerdir. Bölgede gözlenen

diyabaz dayklarının geçiş zonu ortamını karakterize ettiğini ve tipik olarak okyanus içi dalma batma zonu üzerinde ve ada yayı toleyitlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.





3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Büro Çalışmaları

Büro çalışmalarında Doğu Anadolu'da yer alan Ultramafik kayalar üzerinde yapılan önceki çalışmalar ve özellikle Van Gölü kuzeyi ve çevresinde yapılan jeolojik çalışmaların, ofiyolitler içerisindeki ultramafik kayaların ilişkilerinin araştırılması ve kayaların dokusal ve minerolojik özellikleri incelenmiştir.

3.2. Saha Çalışmaları

Saha çalışmalarında Çomaklı Köyü(Tuşba-Van) ve çevresindeki bölge içerisinde yer alan alanı kapsamaktadır. Çalışma alanında lisvenitlerden 40 adet, serpantinleşmiş peridotit örneklerinden ise 20 adet örnek laboratuvar çalışmalarında kullanılmak üzere araziden alınmıştır. Örnek alımında özellikle alterasyon izleri taşıyan tipik örnek seçimine özellikle dikkat edilmiştir. Birim değişimlerinin tipik olarak izlediği alanlar ve alterasyonlar fotoğflanarak tez yazımında kullanılmıştır.

3.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışması kapsamında, tez çalışmasına uygun olan örneklerden 9 adedi kesilip ince kesit yapılabilmesi için uygun hale getirilmiştir. Bu örnekler Pamukkale Üniversitesine gönderilip ince kesit haline getirilmiştir. Bu kesitler üzerinde dokusal özelliklerin belirlenmesi, alterasyon türünün belirlenmesi ve kayasimlendirilmesi amacıyla petrografik çalışmalar yapılmıştır. Örnekler üzerinde iz element analizleri yapılabilmesi için öğütme işlemi yapılmıştır. Bu işlemde sonra örnekler major oksit ve iz element analizlerinin yapılması amacıyla Arge Test laboratuvarına gönderilmiştir. Analizler ICP-MS ve ICP-ES yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Gelen sonuçlar üzerinden yorumlamaya gidilmiştir.



4. BULGULAR VE TARTIŞMALAR

4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

Doğu Anadolu'daki neotektonik dönemin başlangıcı, yaklaşık **12 milyon yıl** önce Avrasya ile Arap plakalarının çarpışması sonucunda Neotetis okyanusunun kapanması ile gelişmeye başlamıştır. Bu dönemden itibaren başlayan tektonik dönem ile eşzamanlı olarak magmatik faaliyetlerinde gelişmeye başladığı bilinmektedir (Yılmaz ve Şengör, 1981). Doğu Anadolu Bölgesinde gözlenen bu yeni dönem süresince, batıdan doğuya doğru yönelen kıvrımlar, bindirmeler ve bunlarla eş zamanlı gelişen doğrultu atımlı faylar gözlenmektedir (Ketin, 1983). Bu dönem sonrasında çalışma alanını da içine alan geniş bir bölgede oldukça etkin olan bir tektonik faaliyet söz konusudur. Neotektonik dönemle birlikte Bitlis Sütur Zonu ile Neotetis okyanusunun kapanması ve kıta-kıta çarpışması sonucu bölge doğu-batı uzanımlı kıvrımlarla birlikte yükselmeye başlamıştır (Koçyiğit ve ark., 2001).

Tektonizma ile ilişkili olarak bölgede volkanik faaliyetler oldukça artış göstermektedir. Tektonizma ve volkanizma, neotektonik dönemde birlikteliyle uyumluluk göstermektedir. Bölgede oldukça geniş yayılım gösteren volkanik kayaçlar, bu birimlerden daha yaşlı olan kayaçları keser konumunda bulunmaktadır. Tektonizmanın etkisiyle fay uzantılarına paralel uzanan volkanik yapılar yüzey morfolojisinin oluşmasında önemli rol almaktadır.

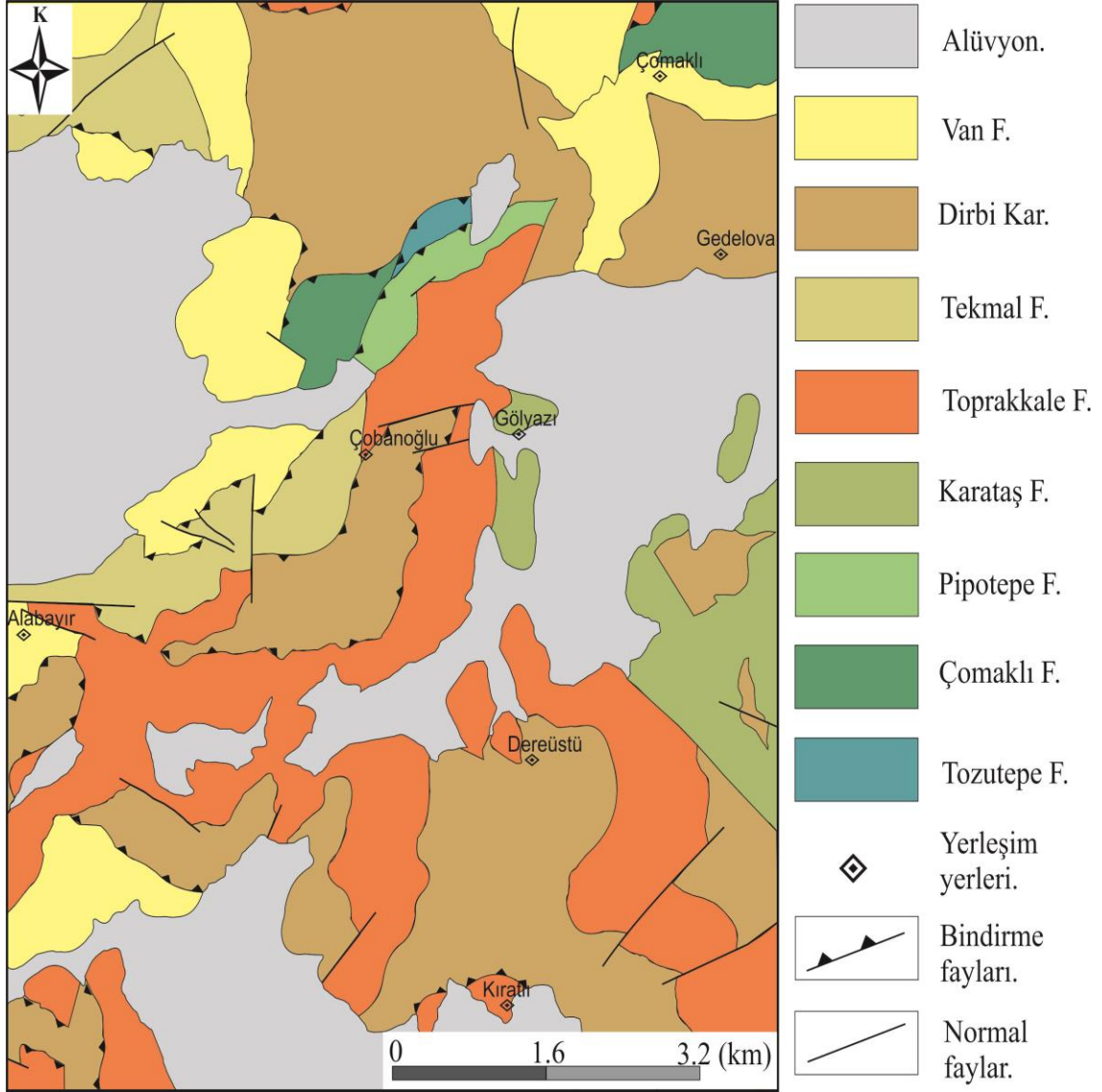
Çalışma alanının morfolojik yapısı Orta-Geç Alpin Orojenezinden etkilenmiştir. Üst Kretase yaşlı birimler güneye doğru itilmiştir. İlk ofiyolitik yerleşim bu evrede meydana gelmiştir. Üst Miyosen'den sonra bölge gerilme tektoniğinin etkisinde kalmıştır. Bu dönemde bölgede tektonik hatlar oluşmuştur.

Bölgede gözlenen birimlerden en yaşlısı Jura kireçtaşlarıdır. Bu birimin hemen üzerinde farklı özelliklerde ve farklı litolojilere sahip birimlerden oluşmaktadır. Bu birimlerin en üstünde ise göl ve akarsu çökeltilerinden oluşan güncel birimler yer almaktadır (Şekil 4.1).

Yaş	Formasyon adı	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner	Alüvyon		Göl ve Akarsu çökelleri
Oligosen-Ü. Miyosen	Van Form.		Konglomera, kumtaşı, kiltası
Alt-Orta Eosen	Tekmal Form.		Marn, çamurtaşı, kireçtaşı
Ü. Paleosen Eosen	Toprakkale Form.		Gri renkli neritik kireçtaşları
Üst Kretase	Dirbi Karmaşığı		Serpantinleşmiş peridotit, gabro, kireçtaşı, kumtaşı, çamurtaşı
	Karataş Form.		Yeşil ve Yeşilimsi sarı renkli kumtaşı kiltası ve, pembemsi kırmızı kireç taşları
	Pipotepe Form.		Bol Çatlaklı sarımsı-kahverenkli kireçtaşı
Alt Kretase	Çomaklı Form.		Volkanik ara katkılı, neritik kireçtaşları
Jura	Tozutepe Form.		Bol çatlaklı yapıda, grimsi renge sahip

Şekil 4.1. Çalışma alanı stratigrafik istifi.

Bölgede gözlenen formasyonlar Tozutepe Formasyonu, Çomaklı Formasyonu, Pipotepe formasyonu, Karataş Formasyonu, Toprakkale Formasyonu, Tekmal Formasyonu, Dirbi Karmaşığı ve Van Formasyonudur (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası (Acarlar, 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

Bölgede gözlenen birimlerin detaylı açıklamaları aşağıda yer almaktadır

4.1.1. Tozutepe Formasyonu

Çalışma alanı içerisinde küçük bir alanda gözlenen birim Jura yaşlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bol çatlaklı yapısı ve grimsi orta kalın katmanlı olarak izlenmektedir (Şekil 4.3). Birim Dirbi Karışığı ile tektonik ilişkilidir.



Şekil 4.3. Çalışma alanında gözlenen Jura yaşlı gri renkli kireçtaşlarının genel görünümü.

4.1.2. Çomaklı Formasyonu

Neritik kireçtaşlarından oluşan birim Alt Kretase yaşlıdır. Neritik kireçtaşları ile arakatlı olarak volkanik seviyeler gözlenir. Birimin altındaki ve üstündeki birimlerle ilişkisi tektoniktir.

4.1.3. Pipotepe Formasyonu

Üst Maestrihtiyen yaşlı birim sarımsı-kahvrenkli kireçtaşı birimlerinden oluşmuştur. Kırıklı bir yapıda gözlenen birim bol çatlaklı ve çatlaklar içerisinde silis dolguları gözlenmektedir.

4.1.4. Karataş Formasyonu

Üst Kretase (Türoniyen-Maestrihtiyen) yaşlı birim pelajik çökeller ve bunlarla ardalanmalı olarak volkanik birimlerden oluşmaktadır. Formasyon, kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı, çört-radyolarit, bazalt, spilit, andezitik birimlerden oluşmaktadır. Kumtaşı ve kıltaşı birimleri yeşil, yeşilimsi sarı renk tonlarında, kireçtaşları pembemsi kırmızı renk tonlarında gözlenmektedir.

4.1.5. Toprakkale Formasyonu

Üst Paleosen-Eosen yaşlı olan birim neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim genel olarak çalışma alanının güneyinde gözlenmektedir. Birim gri renkli ve makro fosil içeriklidir. Toprakkale Formasyonunun alt ve üstündeki birimlerle ilişkisi tektoniktir.

4.1.6. Tekmal Formasyonu

Alt-Orta Eosen yaşlı birim pelajik çökellerden oluşmuştur. Marn, çamurtaşı, kireçtaşı ardalanmalıdır. Birim Van Formasyonu üzerine tektonik olarak gelmektedir.

4.1.7. Dirbi Karışığı

Değişik yaş ve kaya türünün tektonik olarak bir araya gelmesinden oluşan Dirbi karışığı, serpantinleşmiş peridotit, gabro, kireçtaşı, kumtaşı, çamurtaşı birimlerini kapsamaktadır (Şekil 4.4). Çalışma alanı içerisinde Çomaklı, Toprakkale, Tekmal ve Çobanoğlu formasyonları üzerine bindirmeli gelmektedir. Van Formasyonu birimin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Genel olarak ofiyolitik birimlerden oluşan Dirbi Karışığı'nın oluşum yaşı ofiyolitler nedeniyle Üst Kretase'dir. Bölgeye yerleşimi ise Alt Miyosen olarak belirlenmiştir.

4.1.8. Van Formasyonu

Konglomera, kumtaşı, kiltası kaya türlerinden oluşan formasyon Oligosen-Erken Miyosen yaşlıdır (Şekil 4.5). Birim, daha yaşlı olan birimlerin üzerine açılal uyumsuzlukla yerleşmiştir.

4.1.9. Alüvyon

Akarsu ve göl çökellerinden oluşan birim çakıl, kil, kum ve siltlerden oluşmaktadır.



Şekil 4.4. Ofiyolit birimine ait serpantinleşmiş ultramafik peridotitlerin genel görünümü.

4.2. Alterasyonlar

4.2.1. Serpantinleşme

Serpantin terimi, latince yılan anlamına gelen *serpentinus* (Agricola, 1556) kelimesinden türemektedir. Serpantinitler genellikle, hacimce % 70'den fazla serpantin grubu mineral içeren kayalara verilen ortak isimdir (Sarp, 1976). En yaygın olarak gözlenen serpantin grubu mineral türleri; lizardit, krizotil ve antigorittir. Bu minerallerle birlikte klorit, manyetit, brusit ve talk sıkça gözlenmektedir. Genel olarak serpantin,

$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ bileşiminde olupsulu silikat minerali olarak tanımlanmaktadır (O'Hanley, 1996).



Şekil 4.5. Van Formasyonuna ait kumtaşının genel görünümü.

Yaygın olarak bulunan lizardit düzlemsel bir yapıya sahipken, krizotil kıvrımlı, antigorit ise kendi etrafında ters dönerek süreksiz bir oktaedral levha oluşturmaktadır. Mikroskop altında lizardit levha şekli ile belirgindir. Krizotil ise lifsi şekli ile tipiktir. Antigorit'in mikroskopta tanınması mümkün değildir. Bu nedenle kayaç içerisinde antigorit mineralinin varlığı ancak X-RD çalışmaları ile belirlenebilmektedir.

Bowen and Tuttle (1949), 500 °C nin altında sıcaklık ve suyun bulunduğu bir ortamda, olivinlerin su ile reaksiyonu sonucunda zayıf duruma geçerek kolaylıkla serpantin minerallerine dönüştüğünü bulmuşlardır. Bu tanımlama ile birlikte serpantin mineralleri, olivin, ortopiroksen ve Mg'ca zengin silikatları uygun ortam koşullarında bünyelerine su almaları (hidratasyon) ile serpantin minerallerine dönüşmektedir. Lizardit ve krizotil, yeşilüst fasiyesinin alt koşullarında, antigorit ise yeşilüst-amfibolit fasiyesi koşullarında oluşmaktadır (Evans, 1977; O'Hanley, 1996). Johannes (1969)'in

serpantinleşme sıcaklıkları ile ilişkili deneysel çalışmasında; krizotilin 300 °C'nin altında, antigoritin ise 500 °C'nin üstünde duraylı kalamadığını belirtmiştir.

Serpantinleşmenin ilksel olarak okyanusal ortamda meydana gelmesi önemli jeolojik olayların ortaya çıkmasına neden olmaktadır. Serpantinleşmiş litosfer parçalarının dalma - batma hareketi sırasında, meydana gelen ısı reaksiyonlar, H₂O'nun açığa çıkmasına sebep olmakta, bu da dalan levha ve mantonun ergime sıcaklığını düşürmektedir.

Serpantinitler mostrada masif ve şistleşmiş serpantinit olarak iki şekilde bulunmaktadır. Masif serpantinitler, kırmızımsı-kahverengi ve sarı renkli, santimetrik kalınlıkta bir kabukla kaplı, kırıldığında yeşilimsi-siyah renklerde görülen kayaçlardır. Buna karşılık şistleşmiş serpantinitler genelde fay zonlarında görülen, yapraklanma gösteren, parlak yeşil renkli ve kaygan yüzeylere sahip kayaçlardır. Masif serpantinitlerin okyanusal ortamda, kırıklardan derine nüfuz eden deniz suyu ile etkileşim sonucunda, buna karşılık şistleşmiş serpantinitlerin ise açık ortamda hacim artışı olmadan gerçekleştiği düşünülmektedir.

Serpantinleşmeye eşlik eden mineraller, ofiyolitlerin yerleşmesi ve daha sonrasındaki süreçler hakkında bilgi edinmemizi sağlamaktadır. (Başbüyük vd., 2009). Serpantinleşmenin, ofiyolitlere ait mafik-ultramafik kayaçların kıtasal kabuk üzerine yerleşme sırasında mı yoksa daha sonraki evrede mi geliştiği hala tartışma konusudur. Bu tartışma ile birlikte, serpantinitlerle birlikte gelişen mineralizasyonlar genel olarak üç grupta toplanmaktadır(Mittwede, 1996). Bunlar:

- (1) Magmatik veya pirojenetik (serpantinizasyon öncesi ile ilgili),
- (2) sinjenetik (serpantinizasyon süreci ile ilgili),
- (3) epijenetik (metamorfizma ve bozunmayı kapsayan serpantinizasyon sonrası).

Tez kapsamında, çalışma alanında gözlenen serpantinitler genellikle ileri derecede alterasyona uğramış hatta bazı alanlarda şistsi dokuya sahiptirler (Şekil 4.6). serpantinitlerde bazı alanlarda yağsı dokuya sahip talklaşmalar dikkati çekmektedir. Serpantinitlerin taze kırık yüzeyleri yeşilimsi siyah renk tonlarında gözlenmektedir.



Şekil 4.6. Çalışma alanında gözlenen şistleşmiş serpantinlerin görünümü.

4.2.2. Lisvenitleşme

Listvenit, ilk olarak G. Rose tarafından 1828 yılında, Ural Dağları'ndaki Yekaterinburg şehrinde, Beryozovsky kasabasındaki yerel bir bölge için kullanılmış bir terimdir (Hall ve Zhao, 1995). Holmes (1928), Gary ve ark., (1972) listvenitleri sarımsı yeşil renkli ve kuvars, kalsit, dolomit, limonit, manyezit, talk ve limonit minerallerini bünyesinde bulunduran bir kayaç olarak isimlendirilmiştir. Bu tanımla birlikte listvenitler, alterasyon sonucu oluşan mineral topluluklarının oluşturduğu bir kayacı tanımlamaktadır.

Ploshko (1963) listvenitleri; allometamorfik ve otometamorfik olarak iki gruba ayırmıştır. *Allometamorfik listvenitler*; granitik intrüzyonla bağlantılı olarak gelişmiştir. Hidrotermal akışkanın etkisiyle mika gelişmeye başlamış ve bu kayaçlar yüksek potasyum içeriğine sahiptir. *Otometamorfik listvenitler*; ikincil olarak oluşan ve mikaların potasyumca fakir olmasıyla oluşan listvenitler şeklinde tanımlamıştır.

Kashkai ve Allakhverdiev (1965) ve Goncharenko (1970), listvenitlerdeki mineral parajenezlerindeki farklılaşmayı inceleyerek, listvenit oluşumlarının üç safhada gerçekleştiğini belirlemiştir. Lisvenitleşmede gözlenen bu safhalar:

1) İlk olarak serpantinit–aktinolit-klorit kayacının serpantinit-klorit-karbonat kayacına dönüşümü,

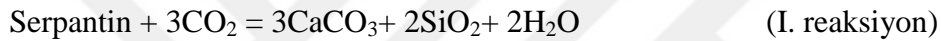
2) Hematit ve kuvars içeren serpantinit-brusit-karbonat kayacının orta safhada oluşumu ve talk-klorit-karbonat ile talk-karbonat kayacına dönüşümü,

3) Maripositli, listvenit evresi.

Listvenitleşmede en belirleyici özelliklerin başında serpantinitler içerisinde gözlenen serpantin minerallerin talk ve/veya karbonatlarına dönüşümü ve K, Ca, Al, CO₂ ve H₂O gibi elementlerin ortama getirmesi ile ortamdan SiO₂'nin uzaklaşmasıdır.

Listvenitlerin oluşumu hidrotermal akışkanların ortama potasyum getirmesi ile ilişkili olduğu düşünüldüğünde (Halls and Zhao, 1995), listvenit oluşumları üç evrede açıklanabilir (Plissart ve ark., 2009);

1) *Karbonatizasyon* (Halls and Zhao 1995), örneğin serpentin,



2) *Silisifikasyon*, silikat minerallerinin ortama dışardan girmesi ya da reaksiyon I'deki silikanın etkisi

3) *Mikanın oluşumu* (Kishida ve Kerrich 1987), örneğin albit,



Anadolu'da gözlenen listvenit oluşumları, İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu içerisinde gözlenmiştir (ör. Lisenbee, 1971; Şentürk ve Karaköse, 1981; Aydal, 1989; Erler ve Larson, 1990; Genç ve ark., 1990; Tüysüz ve Erler, 1993; Boztuğ ve ark., 1994; Koç ve Kadioğlu, 1996; Uçurum, 1996, 2000; Gözler ve ark., 1997; Uçurum ve Larson, 1999). Ayrıca Anadolu'daki listvenit oluşumları alterasyon birliktelikleri genel hatlarıyla birçok yazar tarafından çalışılmıştır (Kastamonu-Araç Masifi: Aydal, 1989; Kars-Kağızman Bölgesi: Tüysüz ve Erler, 1993; Sivas-Alacahan : Boztuğ ve ark., 1994; Eskişehir-Karacakaya: Koç ve Kadioğlu, 1996; Sivas-Cürek-Divriği ve Malatya-Güvenç-Karakuz-Hekimhan: Uçurum, 1996, 2000; Eskişehir-Mihalıççık: Akbulut ve ark., 2006; Van ve Gevaş Bölgesi: Çolakoğlu, 2013; Uner; 2019). Tüysüz ve Erler (1993) Kağızman bölgesindeki silika-karbonatları (listvenitleri) ayrıntılı olarak araştırmış ve alterasyon derecesine bağlı olarak listvenitleri Faz I silika-karbonatları ve Faz II silika-karbonatları olarak ikiye ayırmıştır. Faz II silika-karbonatları silikatca etkindir ve altın açısından ekonomik önem taşırlar. Auclair ve ark., (1993) bu

gruplandırmayı dikkate alarak fakat Faz 1 silika-karbonatları ‘talk-karbonat şistler’ ve Faz II silika-karbonatları ise ‘birbirit’ olarak adlandırmıştır.

Tez alanında gözlenen lisvenit oluşumları genellikle serpantinitlerin dokanak kesimlerinde ve faylarla ilişkili olarak izlenmektedir (Şekil 4.7). Bazı alanlarda iri bloklar halinde gözlenen lisvenitler genellikle sarımsı renk tonları ile arazide kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 4.8). Kayaç içerisinde kuvars damarları ve kalsit damarları ile birlikte yeşilimsi renk tonlarında fuksit/mariposit mineralleri net şekilde ayırt edilmektedir (Şekil 4.9; Şekil 4.10).



Şekil 4.7. Çalışma alanında serpantinit-lisvenit dokanağı ve birimlerin ilişkisi.

4.3. Petrografik Çalışmalar

Sahadan derlenen örneklerin petrografik çalışmaları sonucunda serpantinleşmiş peridotitler ve lisvenitlerden oluştuğu belirlenmiştir. İncelenen örneklerin mineralojik ve petrografik özellikleri aşağıda açıklanmaktadır.

4.3.1. Serpantinleşmiş peridotitler

İncelenen örneklerin bir kısmı tamamen serpantinleşmişken bir kısım örneklerde peridotitlerin türü belirlenmiştir. Kayaç içerisinde %70-80 olivin, %15-25 ortopiroksen, %1-2 klinopiroksen ve %2-3 krom spinelden oluştuğu görülmektedir.



Şekil 4.8. Çalışma alanında iri bloklar halinde gözlenen lisvenitler blokları.



Şekil 4.9. Lisvenitlerde gözlenen kuvars damarları.



Şekil 4.10. Çalışma alanında gözlenen lisvenitler içerisindeki yeşilimsi fuksit/mariposit mineralleri.

Türü belirlenen örneklerin hepsi harzburjit karakterindedir. Kayaç içerisinde gözlenen olivinler çoğunlukla özşekilsiz ve parçalanmış küçük kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 4.11) Yaygın olarak bozunmuş olivin mineralleri, yüksek optik engebeli, tek nikolde renksiz ve canlı girişim renklerine sahiptir (Şekil 4.11a). Parçalanmış küçük taneler şeklinde gözlenen örneklerde porfiroklastik doku egemendir. Olivin minerallerinin kenar kesimlerinden itibaren serpantinleşmesi ile kayaçta elek dokusu hakimdir (Şekil 4.11b).

Kayaç içerisinde olivinlerin serpantinleşmesi sırasında açığa çıkan Fe-mineralleri kayaçta manyetit damarları şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.11b).

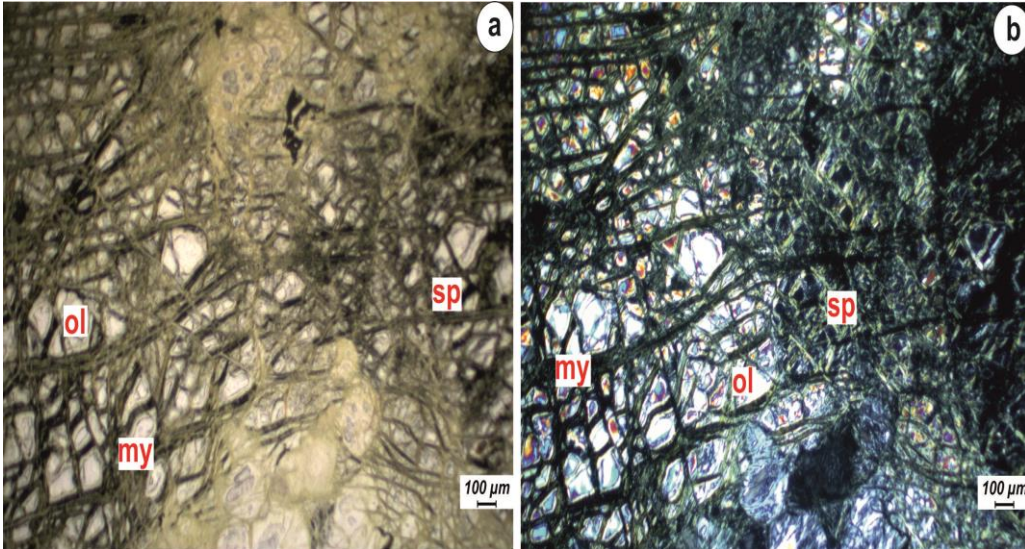
Yarıözşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklinde görülen ve kayacın %4-5'ini oluşturan opak mineraller, yüksek ışık altında incelendiğinde kırmızımsı kahverenklerde görülen krom spinellerdir (Şekil 4.12).

Genel olarak alterasyondan etkilenmemiş örneklerde birinci dizi girişim rengi sunan ortopiroksen mineralleri, paralel sönme özelliği gösterirler ve yüksek optik engebeye sahiptirler (Şekil 4.13a). Deformasyondan etkilenen bazı ortopiroksenlerde dilinimler bükülmüş, açısal olarak sapsmış şeklinde görülmektedir (Şekil 4.13b). Bazı kesitlerde ortopiroksen mineralleri içerisinde klinopiroksen eksolüsyon lamellerine

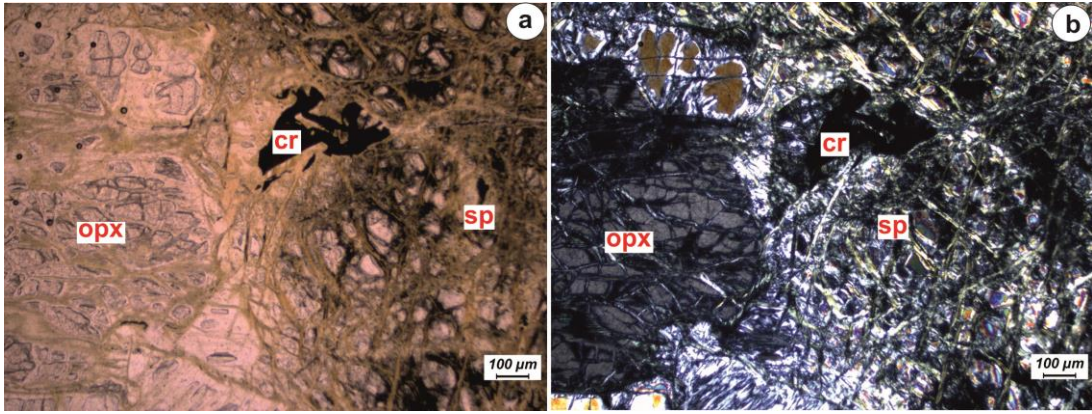
rastlanmaktadır (Şekil 4.13b). Kayaç içerisinde gözlenen ortopiroksen mineralleri bazı kesitlerde tamamen bastit minerali şeklinde karşımıza çıkmaktadır.

Bazı kayaçlarda serpantinleşme olivin minerallerinin kırık ve çatlaklarından itibaren gelişmesi nedeniyle olivinlerin tamamen bozunmasına sebep olmuştur. Dolayısıyla bu kesitlerde kalıntı olivin minerallerinin varlığına rastlanmamıştır. Serpantinleşme nedeniyle ilksel özellikleri kaybolmuş kayaç içerisinde bütünüyle ağsı, elek dokusu gelişmiştir. İncekesit çalışmalarında, serpatin grubu minerallerden krizotil ve lizardit minerallerinin varlığına rastlanmıştır (Şekil 4.14). Kayaç içerisinde gelişen kırık ve çatlaklarda serpantinleşmeyle birlikte gelişen ikincil kalsit oluşumları bulunmaktadır. İnceleme alanı içerisinde çatlaklı ve kırıklı peridotların optik mikroskop incelemelerinde, kırık ve çatlaklarda iğnemi ve levhamsı talk mineralleri gözlenmiştir (Şekil 4.15.).

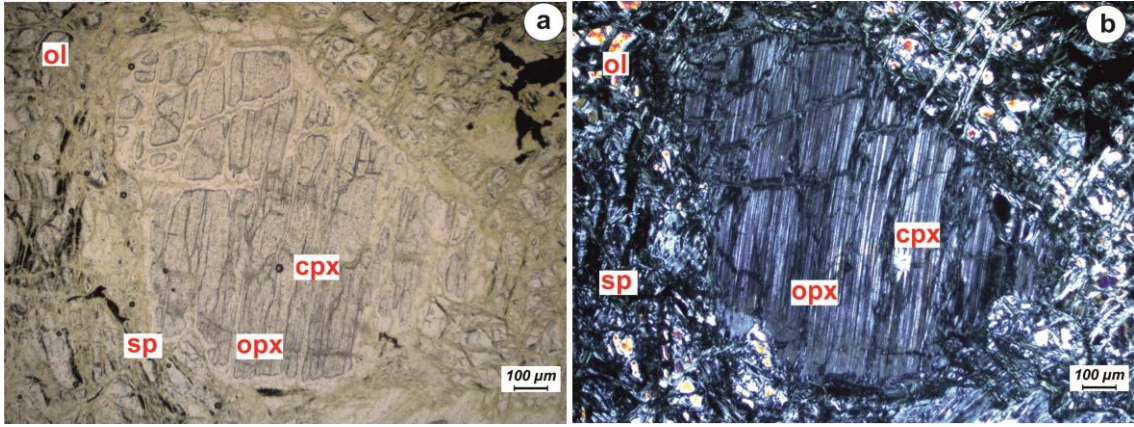
Serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar üzerinde yapılan petrografik çalışmalar ile kayaç içerisinde antigorit mineraline rastlanmamıştır. Bu nedenle petrografik olarak ayırt edilmesi oldukça güç olan serpantin grubu minerallerin belirlenen minerallerinin kontrolü amacıyla 1 adet örnek üzerinde X-RD çekimleri yaptırılmış ve elde edilen sonuçlar petrografi ile elde edilenlerle örtüşmektedir. X-RD çalışmaları ile kayaç içerisinde krizotil ve lizardit minerallerinin varlığı gözlenmiştir (Şekil 4.16)



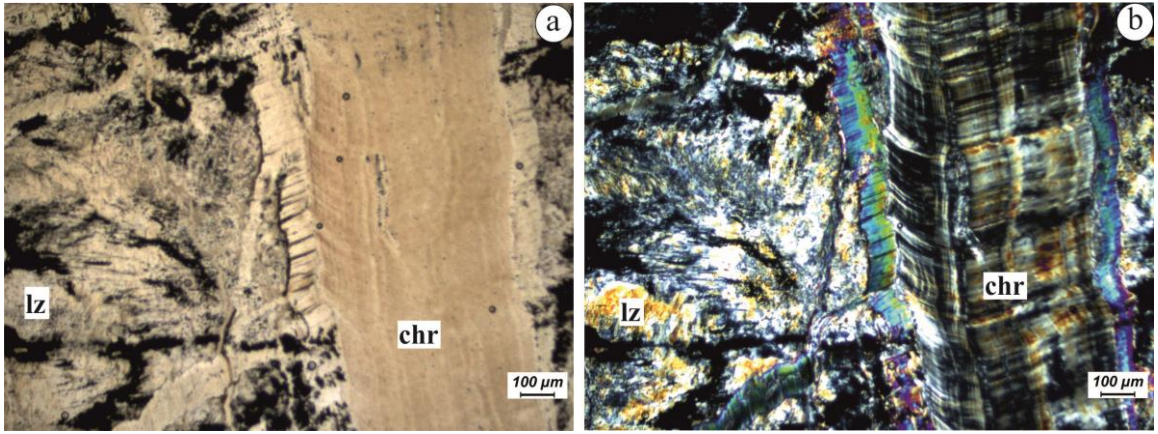
Şekil 4.11. Elek dokusuna sahip serpantinleşmiş (sp) harzburgit örneklerinin incekesit görüntüsü. Kenar kesimlerinden itibaren serpantinleşmeye başlayan olivin (ol) ve açığa çıkan manyetit (my) damarcıkları. a) Tek nikol, b) Çift nikol.



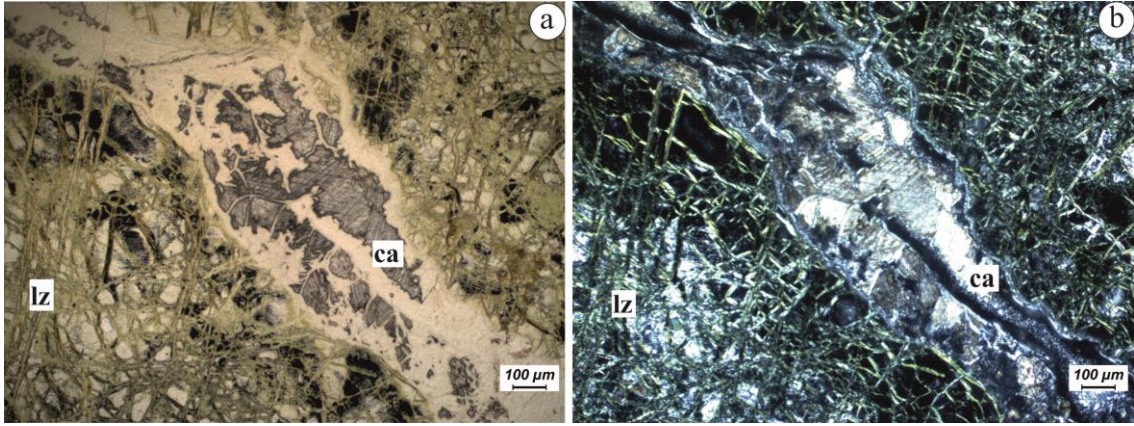
Şekil 4.12. Serpantinleşmiş peridotitlerde gözlenen ortopirosken ve krom spinallerin genel görünümü.



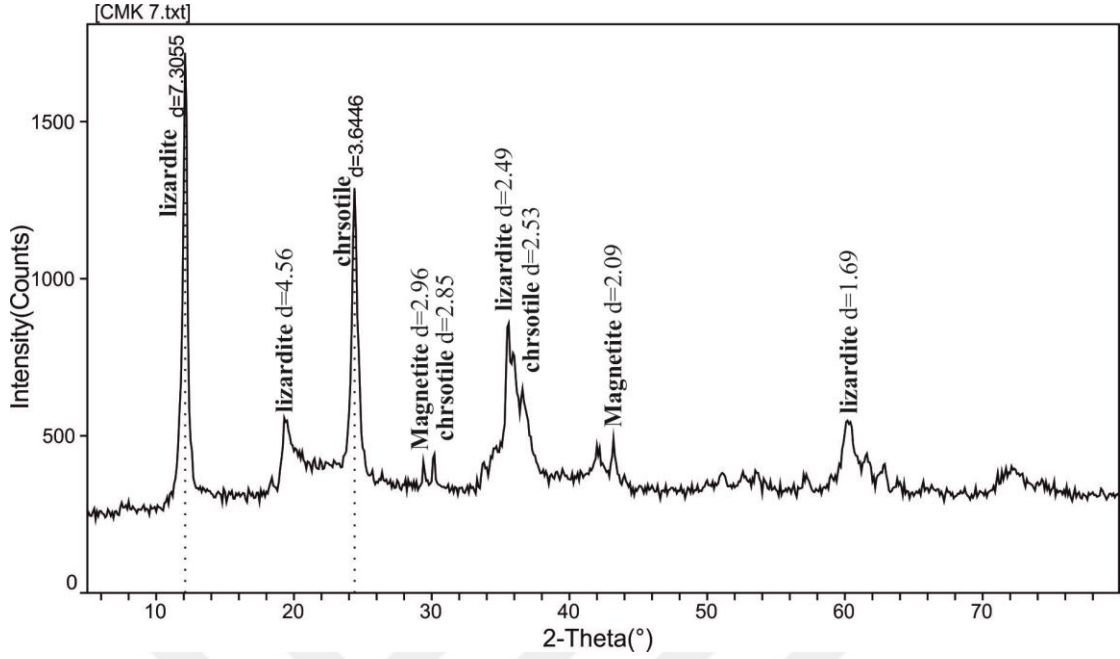
Şekil 4.13. Serpantinleşmiş peridotitler içerisinde gözlenen ortopirosken mineralleri içerisinde gözlenen klinopirosken minerallerinin genel görünümü ve mineral içerisinde dilinimler boyunca gözlenen sapmalar a) Tek nikol, b) Çift nikol.



Şekil 4.14. İncekesitlerde gözlenen krizotil (chr) ve lizardit (lz) minerallerin genel görünümü, a) Tek nikol, b) Çift nikol.



Şekil 4.15. Serpantinleşmiş peridotitler içerisinde gözlenen kalsit damarı, a) Tek nikol, b) Çift nikol.



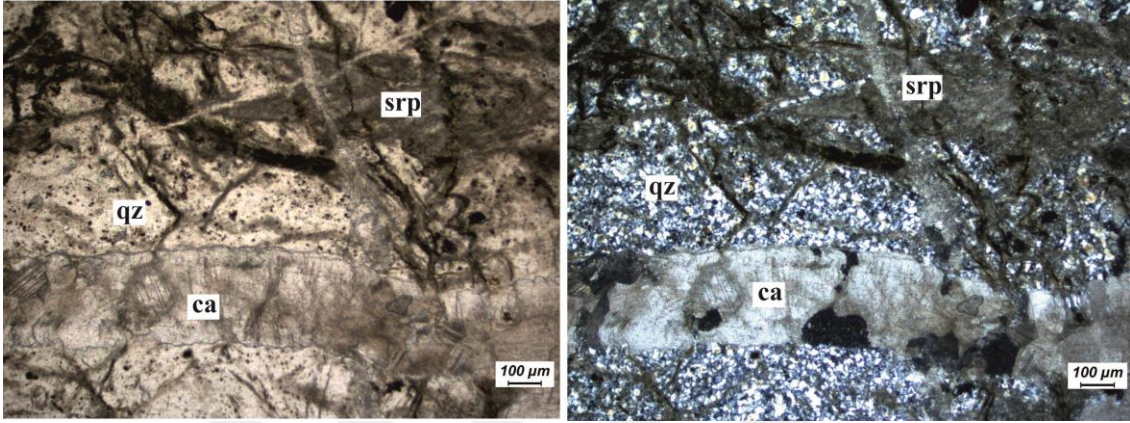
Şekil 4.16. CMK 2 lisvenit örneği üzerinde yapılan X-RD çekim pikleri ve d değerleri.

4.3.2. Lisvenitlerin petrografik incelemeleri

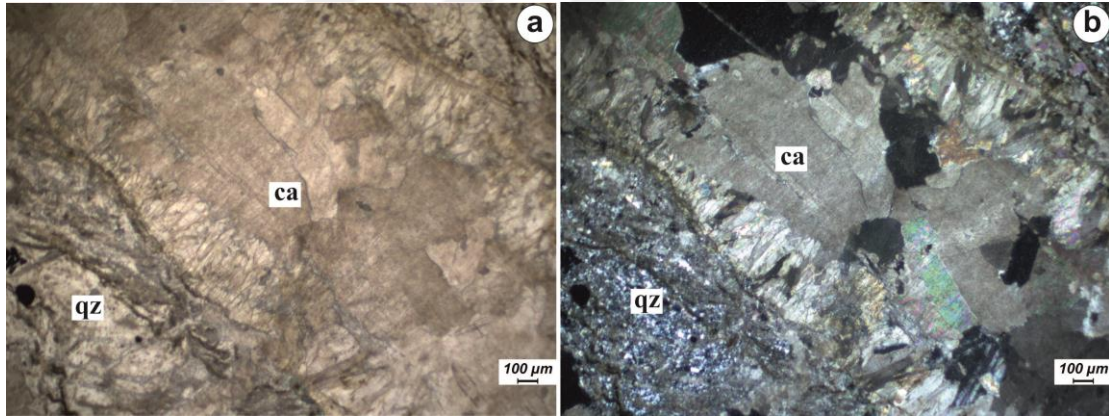
Listvenitler, genel olarak silisleşmiş, karbonatlaşmış ultramafik kayalardır. Bu kayaların en önemli özellikleri kayaç içerisinde gözlenen kalıntı (relikt) ultramafik kayaç izleri ve mariposit/fuksit minerallerinin varlığıdır. Tez çalışması kapsamında saha çalışmaları sırasında alınan örneklerin petrografik çalışmaları sırasında, bu örneklerde yukarıda belirtilen özellikler belirgin biçimde gözlenmektedir. Bu kayalarda serpantinleşmiş ultramafik kayaç kalıntıları, ince-orta taneli silis mineralleri ve karbonat mineralleri bulunmaktadır. Serpantinit kalıntılarını belirleyen bir diğer unsur da kayaç içerisinde gözlenen krom spinellerin varlığıdır. (Şekil 4.17).

Kayaçta genel olarak taneli doku hâkimdir. Listvenitler içinde değişen kalınlıklarda damarcıklar şeklinde ve bazen de iri taneler halinde karbonat minerallerinden kalsit minerali gözlenmektedir (Şekil 4.18). Listvenitlerde bazen iri ve ince damarlar halinde kuvars minerallerine rastlanmaktadır (Şekil 4.19-20) İncelenen listvenitlere özgü bir özellik ise bu listvenitlerin daha sonra gelen cevher ve/veya demir oksitli çözeltilerin etkisine uğramasıdır. Bu özellik incelenkesitlerde yer yer iri opak mineral damarları ve onlara eşlik eden iri kuvars ve karbonat damarları birliktelikleri ile de kendini açıkça belli eder. Opak minerallerin karbonatlaşmalarla birlikte ve

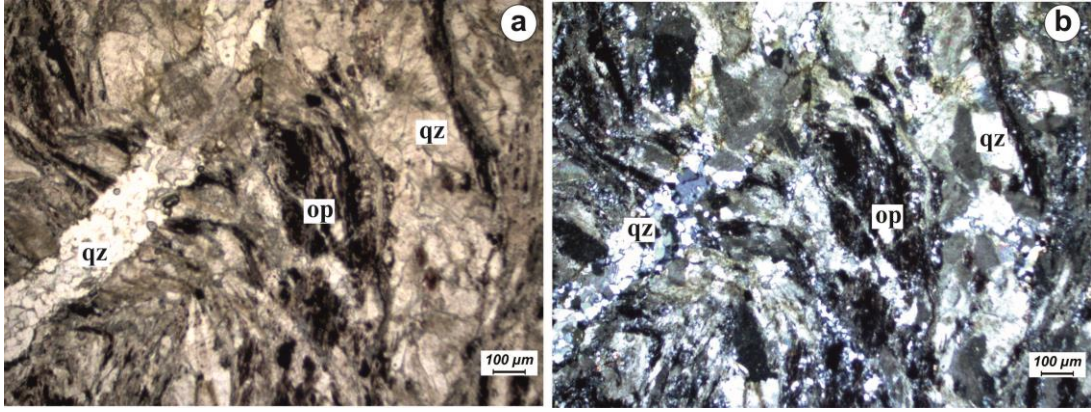
onlardan daha sonra geldiğine işaret eden belirtilerden biri opakların karbonatların büyüme zonlarına olan paralellikleridir. Kayaç içerisinde tek nikelde yeşilimsi ve çift nikelde ise canlı girişim renkleri ile mariposit mineralleri kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.21).



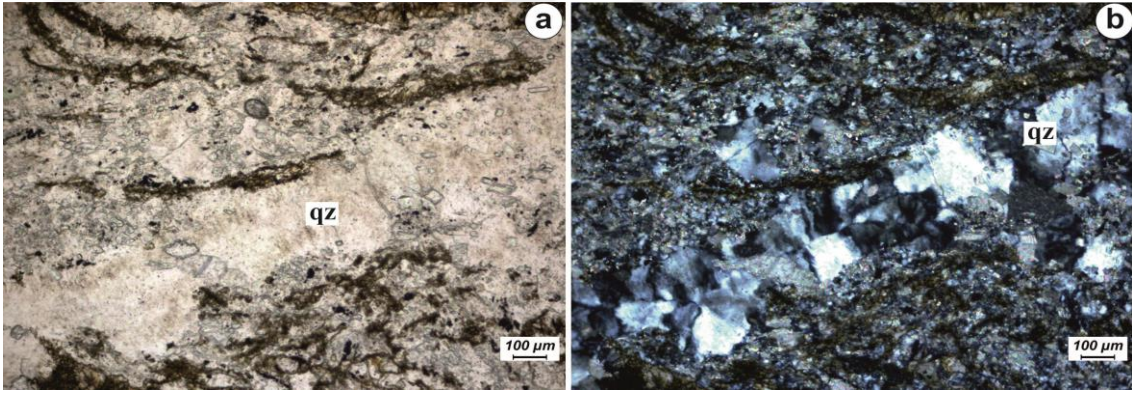
Şekil 4.17. Lisvenitlerin içerisinde gözlenen orta boyutlu kalsit damarının genel görünümü a) Tek nikel, b) Çift nikel.



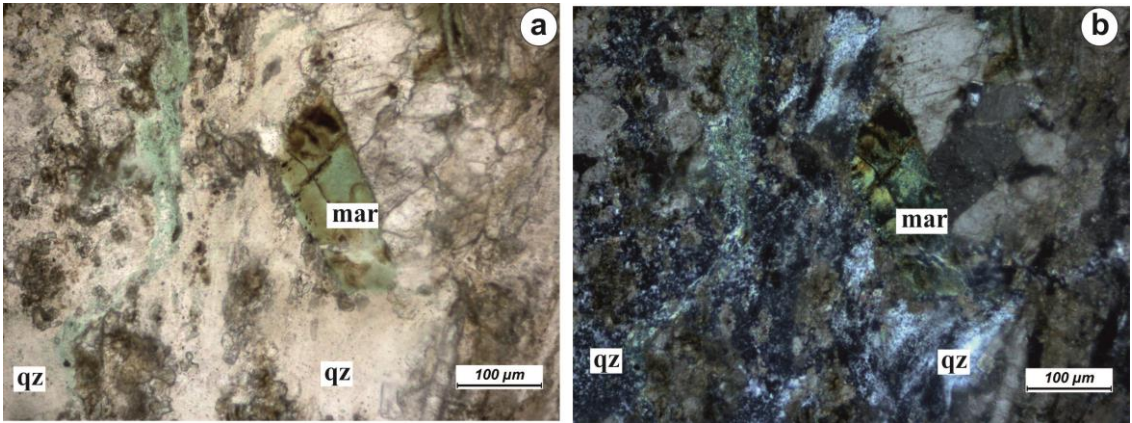
Şekil 4.18. Lisvenitlerde gözlenen iri taneli kalsit mineralinin genel görünümü a) Tek nikel, b) Çift nikel.



Şekil 4.19. Lisvenit örneklerinde gözlenen ince kuvars damarının genel görünümü a) Tek nikol, b) Çift nikol.



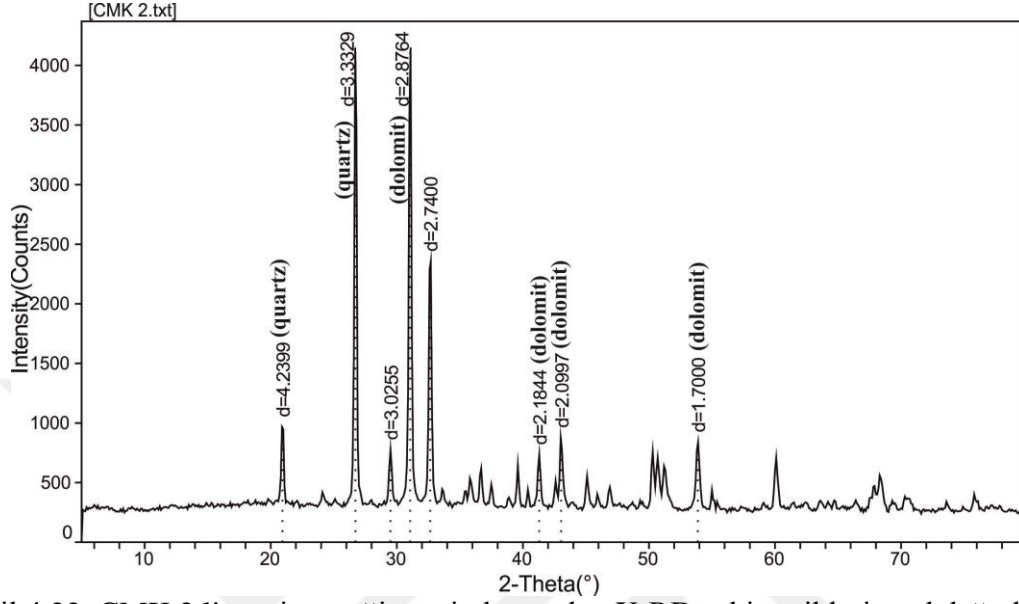
Şekil 4.20. Lisvenit örneklerinde gözlenen iri kuvars damarının genel görünümü. a) Tek nikol, b) Çift nikol.



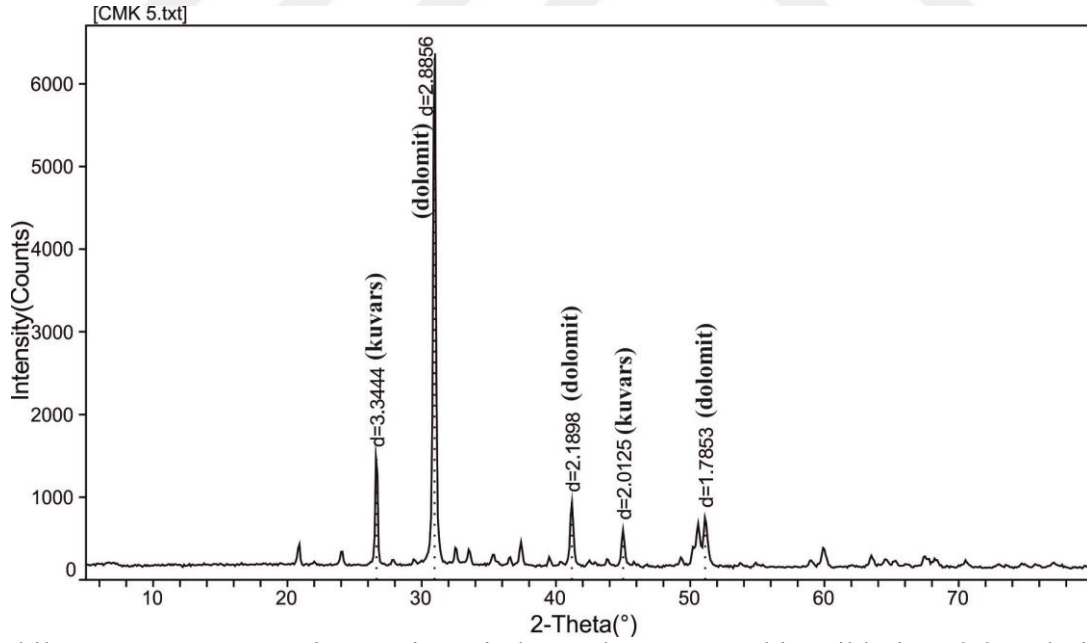
Şekil 4.21. Lisvenit örneklerinde gözlenen maripozit mineralinin genel görünümü.

Petrografik çalışmalar ile gözlemlenen örneklerin kesin olarak belirlenmesi amacıyla iki adet lisvenit örneği üzerinde X-RD çekimleri yaptırılmış ve elde edilen

sonuçlar petrografi ile elde edilenlerle örtüşmekte ve kayaç içerisinde kuvars ve dolomit minerallerinin varlığına rastlanmıştır (şekil 4.22-23).



şekil 4.22. CMK 2 lisvenit rneği üzerinde yapılan X-RD ekim pikleri ve d değerleri.



şekil 4.23. CMK 5 lisvenit rneği üzerinde yapılan X-RD ekim pikleri ve d değerleri.

4.4. Jeokimyasal Çalışmalar

4.4.1. Lisvenitlerin tüm kayaç ve iz element kimyası

Tez çalışması kapsamında analizi yapılan serpantin ve lisvenit örneklerinin analiz sonuçlarından elde edilen verilerde kayaçtaki SiO₂ değerleri dikkate alındığında 2 farklı lisvenit türünün bulunduğu gözlenmektedir. Birinci grup lisvenitlerde SiO₂ içerikleri % ağırlık olarak 58.84-63.37, MgO içerikleri % ağırlık 5.18-9.80, CaO içerikleri % ağırlık olarak 4.84-6.53 ve Ni içerikleri 664.6 ppm arasında değişim gösterirken; ikinci grup lisvenitlerde SiO₂ içerikleri 16.39-19.67, MgO içerikleri %ağırlık 16.87-18.30, CaO içerikleri %ağırlık 23.14-25.06 ve Ni içerikleri 1252.3-1651.0 arasında değişim göstermektedir (Çizelge 3.1). Tüm lisvenit örneklerinde ateşte kayıp değerlerideğişken ve yüksektir (% ağırlık 19.61-33.25). Serpantinlerde yapılan jeokimya çalışmalarında SiO₂ içerikleri 37.29-38.29(% ağırlık), MgO içerikleri 39.94-41.37 (%ağırlık), CaO içerikleri 0.32-0.73(%ağırlık) FeO değerleri 7.09-7.58 (%ağırlık) ve Ni değerleri 2483.3-2823.9 ppm arasında değişim göstermektedir.

Çizelge 4.1 incelendiğinde major oksitlerin (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO ve CaO) alterasyon sürecinde oldukça hareketli oldukları gözlenmektedir. Genel olarak ilerleyen alterasyon sırasında farklı mineralojik toplulukların üretilmesi, ana oksitlerin ve eser elementlerin içeriklerinde değişikliğe neden olmaktadır. Karbonat kayaçlarında serpantin örneklerine göre, SiO₂, Fe₂O₃, MgO değerlerinde düşme gözlenirken Al₂O₃, CaO değerlerinde ise artış gözlenmektedir. Buna karşılık silika-karbonat kayaçlarında ise SiO₂, CaO, değerlerinde artış; Fe₂O₃, MgO ve Al₂O₃ değerlerinde azalma gözlenmektedir (Çizelge 4.1).

Lisvenit örnekleri SiO₂-Fe₂O₃-CaO+MgO üçgen diyagramına yerleştirildiğinde tüm örneklerin SiO₂-MgO+CaO aralığında toplandığı görülmektedir (Şekil 4.24). Lisvenitlerde major oksit değerlerinde en göze çarpan özelliğin SiO₂ içeriklerindeki aşırı değişim olduğu dikkate alındığında lisvenitleri, Tip I ve Tip II lisvenit olmak üzere iki gruba ayırmak mümkündür (Şekil 4.24). Düşük silika içerenler Tip I lisvenit olarak, yüksek silis içeren örnekler Tip II lisvenit olarak gruplandırılmıştır. Tip I lisvenitlerdeki CaO değerlerine bakıldığında bunlarda da bir değişim söz konusudur. Buna bağlı olarak

CaO-SiO₂-MgO diyagramına yerleştirilen tip I lisvenitler de kendi içerisinde gruplandırılmıştır (şekil 4.25).

Lisvenit örneklerinde major oksitler kadar önemli olan Au, Ag, Cu, Pb, Sb, As, Rb, Ba ve K gibi elementler de alterasyon sırasında hidrotermal sıvıların içerisine girerler ve bu nedenle kritik öneme sahiptirler (Akbulut ve ark., 2006; Uçurum, 2000; Emam ve Zoheir, 2013). Bu elementlerin MgO e karşı değişim diyagramları çizildiğinde Tip-I ve Tip II lisvenitlerin kendi içerisinde uyumlu oldukları ve bunların da birbirlerine olan değişimleri izlenebilmektedir. Tüm örneklerin serpantinitlere oranla Cr, Ni, Co, Au ve Zn değerlerinde bir zenginleşme izlenmektedir.

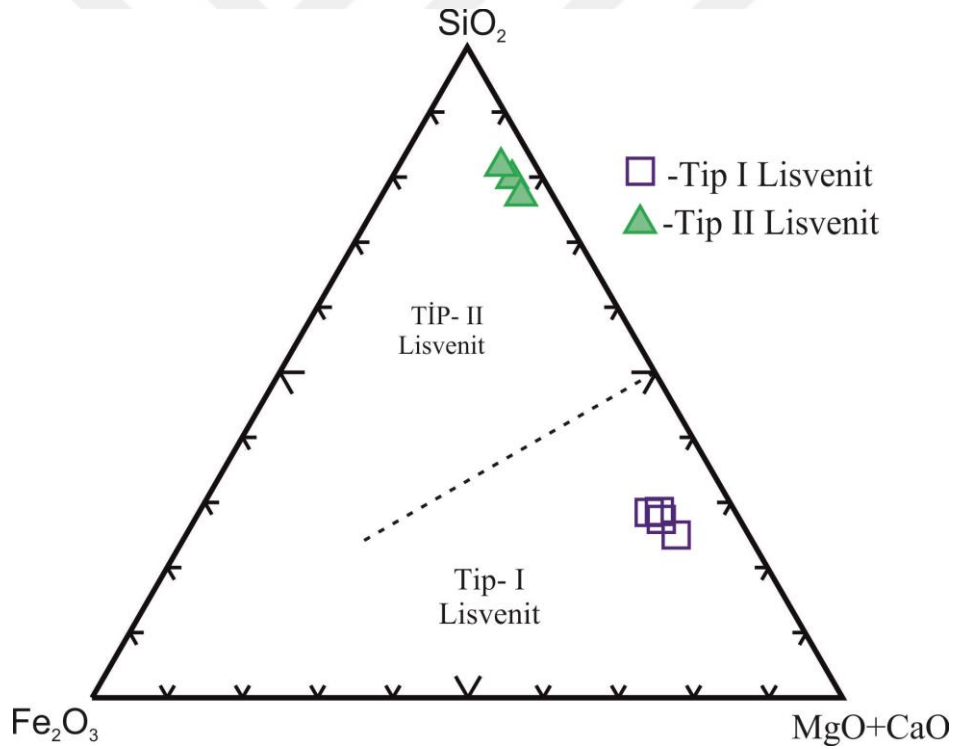


Çizelge 4.1. Lisvenit örneklerinin tüm kayaç ana oksit(%) ve iz element(ppm) değerleri.

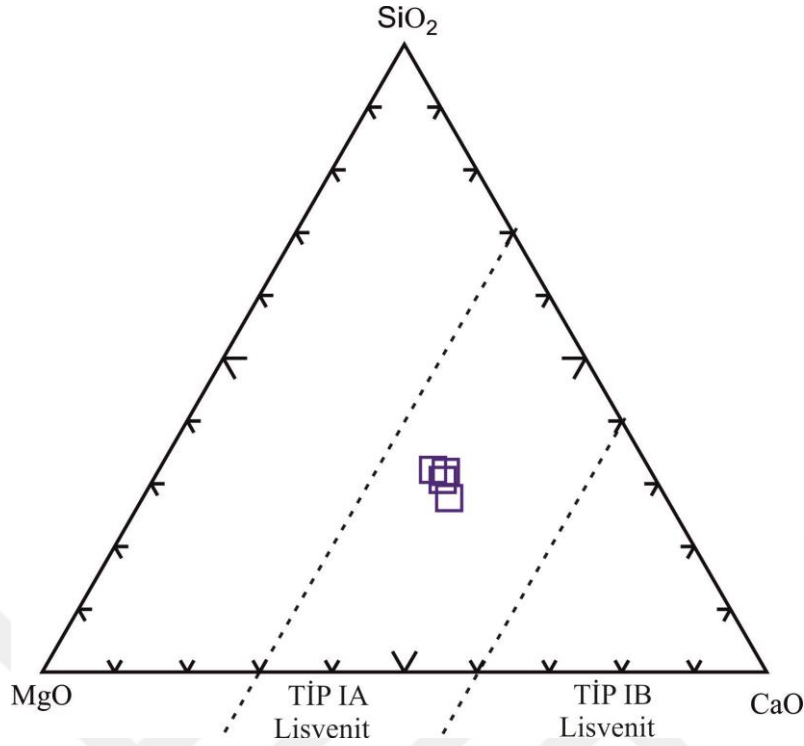
	CMK-1	CMK-2	CMK-3	CMK-4	CMK-5	CMK-6	CMK-6-1
SiO ₂	79,17	80,80	76,45	28,36	28,24	24,82	27,16
Al ₂ O ₃	0,38	0,61	0,55	0,59	0,38	0,37	0,45
Fe ₂ O ₃ (t)	4,26	4,76	4,39	10,16	11,60	9,77	10,53
MgO	7,14	6,60	12,32	25,22	26,27	26,84	26,10
CaO	8,78	6,88	6,08	35,40	33,22	37,95	35,48
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,04	0,09	0,05	0,06
K ₂ O	0,04	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04	0,05
TiO ₂	0,03	0,09		0,01	0,04	0,02	0,04
P ₂ O ₅	0,03			0,02	0,03	0,02	0,02
MnO	0,14	0,15	0,12	0,14	0,11	0,13	0,13
Cr ₂ O ₃	0,26	0,25	0,28	0,45	0,47	0,38	0,43
Mg#	76,87	73,32	84,76	83,10	81,78	84,48	83,09
Cr	874,49	841,32	969,91	1539,00	1607,40	1285,92	1477,44
Ti	143,61	437,99		59,59	160,30	59,59	160,30
SrO	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03
Ni	1080,02	839,07	664,62	1252,30	1438,01	1650,95	1447,09
Co	38,70	42,56	39,95	68,75	74,39	75,07	72,74
Ba	50,64	12,53	124,47	31,25	60,31	47,30	46,29
Ag	0,01	0,14	0,14	0,05	0,06	0,05	0,04
As	6,27	2,94	8,64	4,57	5,69	6,17	5,47
Cd	0,45	<0.1	0,53	0,17	0,59	0,76	0,50
Cu	4,04	5,41	8,86	2,32	3,87	2,63	2,94
Li	7,70	7,11	5,96	6,77	6,54	6,37	6,56
Mo	0,60	0,72	0,83	0,25	0,47	0,42	0,48
Rb	2,91	2,21	1,28	0,70	2,33	1,78	1,61
Sb	0,97	<0.5	2,05	3,77	1,94	<0.5	2,86
Se	1,79	<0.5	<0.5	<0.5	1,37	1,24	1,30
Sr	263,59	311,86	284,13	212,97	281,37	306,65	266,99
V	11,61	9,62	5,37	4,44	11,14	11,31	8,96
W	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0,48	0,48
Zn	28,24	22,82	20,73	21,12	32,88	42,92	32,31
Zr	1,24	1,30	1,21	24,92	21,41	26,92	24,42
Ce	3,52	3,34	5,50	2,00	4,99	4,89	3,96
Ga	1,43	0,62	4,61	<0.5	1,87	1,74	1,80
Nd	<0.5	0,92	<0.5	<0.5	0,82	<0.5	0,82
Sc	5,87	5,02	4,54	3,64	4,15	3,94	3,91
Y	1,19	1,41	1,29	1,26	1,59	1,09	1,59
S(%)	0,05	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,02
Pb	19,89	1,43	35,26	2,68	36,35	10,63	23,49

Çalışma alanındaki alterasyon ürünlerinin oluşum modelleri çok kademeli akışkan modeli ile açıklanabilmektedir. (Auclaire ve ark.,1993; Uçurum, 1996; 2000; Akbulut ve ark., 2006). Bu modelde, sızan akışkanların içerisindeki silikanın

yetersizliğinden kaynaklı olarak eksik olan SiO_2 serpantin mineralleri tarafından sağlanmaktadır. Tip – I lisvenitlerde SiO_2 içeriklerinin düşüklüğü SiO_2 nin serpantinlerden atılması ile açıklanabilmektedir. Şekil alterasyon ürünü kayaçların MgO içeriklerinde kısmen artış gözlenmektedir. Çalışma alanındaki alterasyon kayaçlarının MgO içeriğinin alterasyon sırasında artan SiO_2 içeriği ile negatif korelasyonunu sağlamaktadır. Tip II lisvenitlerde ise serpantinlere oranla SiO_2 oranında bir zenginleşme gözlenmektedir. Burada ise yeterli silis doygunluğunun yaratılması için çevre kayaçlardan sıvı silika ilavesi söz konusu olabilmektedir. Böylece kayaç içerisinde SiO_2 artışı yaratılmış olur. Çalışma alanı içerisinde yer alan birimlerin öncelikle alterasyon sırasında karbonatca zenginleşmiş olması muhtemeldir.



Şekil 4.24. Çalışma alanında gözlenen lisvenit örneklerinin Fe_2O_3 - SiO_2 - $\text{MgO}+\text{CaO}$ üçgen diyagramında gösterimi.



Şekil 4.25. Çalışma alanında gözlenen Tip-I lisvenitlerin MgO-SiO-CaO üçgen diyagramında gösterilmesi.

4.4.2. Peridotitlerin Tüm Kayaç ve İz Element Kimyası

Manto peridotitlerinin bileşimi kabuksal bir kaynaktan ayrılan ergiyik miktarına diğer bir değişle kaynağın kısmi ergime derecesine ve kısmi ergimenin meydana geldiği tektonik ortama (okyanus ortası sırtlar veya yitim zonları) göre değişiklik göstermektedir. Okyanus ortası sırtlar, basınç ferahlamasına bağlı olarak genellikle düşük dereceli (%2–15) kuru ergimenin meydana geldiği tektonik ortamlar olarak bilinmekle birlikte (Jean ve ark., 2010). Yitim zonları, yiten okyanusal kabuktan türeyen akışkanların etkili olduğu daha yüksek dereceli (>%15) bir kısmi ergime ve sulu ergiyiklerin geliştiği bir ortamdır. Yitim zonlarında, kısmi ergime süreçleri karmaşık olup, kısmi ergime kalıntısı peridotitlerin bileşimlerini etkileyen çok sayıda etken rol oynamaktadır. Yitim zonlarında ergimenin meydana geldiği derinlik ve manto kaynağının bileşimi ile birlikte kısmi ergime derecesi, ergime sonrasında geride kalan manto kaynağının bileşiminin belirlenmesi önem taşımaktadır. Yitim zonlarında ergimeye uğrayan manto kaynağı, yitimin başlamasından önceki okyanus oluşumu süreçlerinde de bir miktar tüketilmektedir ve bu tüketilme sırasında uyumsuz element

İçerikleri önemli oranda fakirleşmiştir. Bu ilk evre tüketilmesi sonrasında manto kaynağının tüketilme derecesi artan derinliğe ve yükselen basınca bağlı olarak azalır ve bu nedenlerden dolayı, okyanusal kabuğa en yakın litosferik manto kaynağı en çok tüketilen kısım olarak bilinmektedir (Niu, 2004). Bu nedenlerden dolayı, yitim okyanusal kabuktan türeyen akışkanların etkisi ile manto kamasında kısmi ergimenin başladığı, derinlik hem oluşan ergiyeğin, hem yeni oluşacak kabuğun, hem de ergime sonrasında geride kalan manto malzemenin bileşimini belirli derece etkilemektedir. Yitim zonlarında ergimeye uğrayan manto kaynağının, okyanus oluşumu esnasında da tüketildiği düşünülürse, yitim zonlarındaki ergime olayları sonrasında geride kalan manto peridotitlerinin oldukça tüketilmiş olması beklenmektedir.

Pearce ve ark., (1984), ofiyolit topluluklarını birbirinden ayırmak için yaptığı bir sınıflamada kromitit içermeyen ofiyolit komplekslerin, okyanus ortası sırtlar (OOS) ile ilişkili oluşuklar olduğunu, kromitit içeren ofiyolitik kayac topluluklarının ise yitim ile ilişkili kayalar olduklarını savunmuştur. Bu sınıflamanın da Rb, Sr, Ba, K, P gibi elementlerle ilişkili kayac türlerinin içerikleri ile desteklendiğini öne sürmüştür. Daha sonraki yıllarda Roberts (1986) tarafından yapılan bir araştırma ile yitim ve OOS peridotitlerini birbirinden ayırmak için Al_2O_3 -CaO- MgO ve Ti - Ni - Cr uç üyelerinden oluşan üçgen diyagramları oluşturmuştur. Bu diyagramlar üzerinde bulunan OOS manto toplulukları ve kromit içeren yitimle ilişkili manto alanları, bu kayac topluluklarını içeren farklı ofiyolit birimlerinden alınan örneklerle hazırlanmıştır.

Manto kökenli kayaların tüm kayac analizleri Çizelge 3.2'de listelenmiştir. Çalışma alanında gözlenen peridotitleri yüksek LOI değerleri ile değişik oranlarda serpantinleşmişlerdir. Bu peridotitler düşük Al_2O_3 (0.16-0.62) ve CaO (0.32-0.73) ile yüksek MgO (39.94-41.37) ve Fe_2O_3 (7.09-7.58) içeriğine sahiptir. Küçük modal klinopiroksenin varlığı ile tutarlı bu içerikler, kayaların ilksel mantonun yüksek dereceli kısmi ergimesi ile dalma-batma zonu peridotitlerine benzerlik sunmaktadır (Burham ve ark., 1998, Uysal ve ark., 2007). Manto peridotitlerinin Ti ve Na içerikleri sırasıyla <0.03 ağırlık % TiO_2 ve <0.09 ağırlık % Na_2O 'dur. Al ve Ca içerikleri de ilksel manto değerlerine (Al_2O_3 = 4.49 ağırlık % ve CaO = 3.65 ağırlık %; Palme ve O'Neill, 2004) göre düşük oldukları belirlenmiştir.

Coleman (1977) ultramafik kayaları sınıflandırmak için Al_2O_3 -MgO-CaO uç üyelerinden oluşan üçgen diyagramı kullanmıştır (Şekil 4.26). Masiflere ait

ultramafikler bu diyagram üzerinde tektonit ultramafik (alpin tipi ultramafitler) özelliğinde ve bu özelliğin arazi ve mikroskopik gözlemlerle de uyum içinde olduğu görülmektedir. Ultramafik kayaların serpantinleşmesi sırasında, ortopiroksen ve klinopiroksenlerin içerdikleri Ca'un ortamdan uzaklaşması, serpantinleşmiş örnekler için bu diyagramlardan çok Ti-Ni-Cr ucgen diyagramının kullanılmasını gerekli kılmaktadır. Bu diyagramda da peridotik kayalarının yitim ile ilişkili ultramafik kayac alanına yakın kumelendiği görülmektedir (Şekil 4.27).

Üst mantoda meydana gelen kısmi ergime süreçlerinde, ergime miktarındaki değişime bağlı olarak klinopiroksen miktarlarındaki değişim ters orantılıdır.

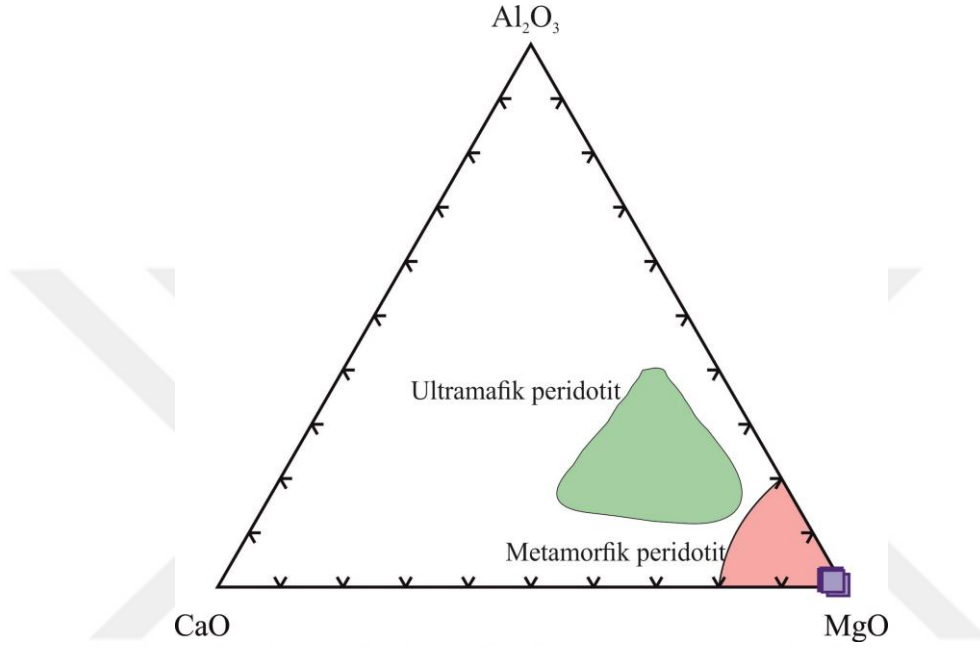


Çizelge 4.2. Çalışma alanına ait peridotit örneklerinin tüm kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri.

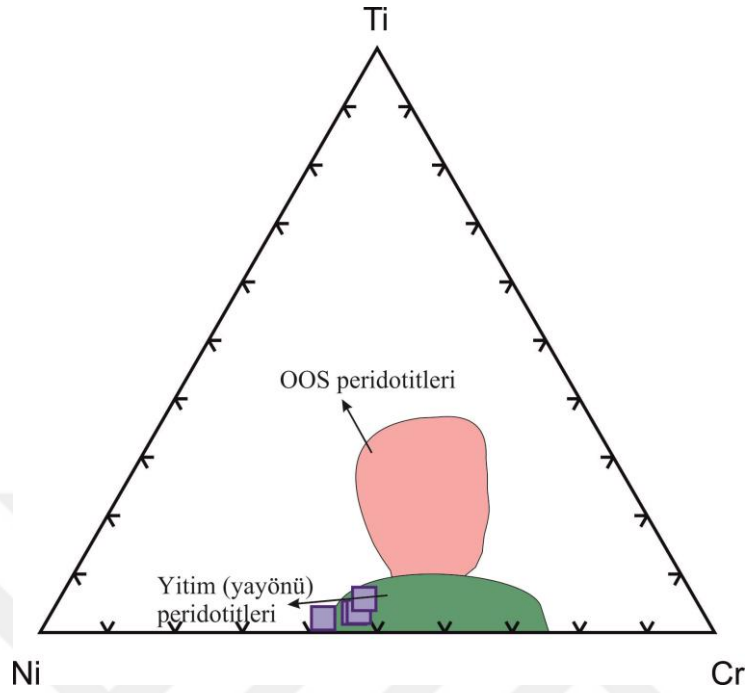
	CMK-7	CMK-8	CMK-9	CMK-10
SiO ₂	42,95	43,62	43,49	43,27
Al ₂ O ₃	0,62	0,18	0,72	0,50
Fe ₂ O ₃ (t)	8,45	8,08	8,79	8,42
MgO	46,96	47,13	46,27	46,69
CaO	0,84	0,36	0,60	0,60
Na ₂ O	0,01	0,06	0,01	0,06
K ₂ O	0,01	0,12	0,01	0,07
TiO ₂	0,01	0,16	0,01	0,16
P ₂ O ₅	0,01	0,06	0,01	0,06
MnO	0,18	0,23	0,11	0,18
Cr ₂ O ₃	0,59	0,63	0,68	0,71
Cr	2027,72	2154,60	2320,13	2428,20
Mg#	91,67	92,04	91,26	91,66
Ti		821,75		821,75
SrO	<0.01	0,04	<0.01	0,04
Ni	2823,92	2483,32	2598,96	2635,40
Co	135,98	128,18	141,40	135,19
Ba	31,35	52,13	26,68	36,72
Bi	<0.1	0,13	<0.1	0,13
Ag	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
As	3,04	4,48	5,19	4,24
Cd	<0.1	0,30	<0.1	0,30
Cu	35,97	23,87	31,96	30,60
Li	7,31	9,24	7,90	8,15
Mo	0,20	0,33	0,25	0,26
Rb	0,27	7,17	1,57	3,00
Sb	1,11	1,30	<0.5	1,20
Se	0,68	<0.5	<0.5	0,68
Sr	46,72	43,99	8,53	33,08
V	13,34	23,18	2,87	13,13
W	<0.3	<0.3	<0.3	
Zn	41,54	27,61	43,79	37,65
Zr	0,53	0,61	0,57	0,57
Ce	2,56	20,76	3,11	8,81
Dy	<0.5	1,71	0,84	1,27
Er	<0.5	0,97	<0.5	0,97
Eu	<0.5	<0.5	<0.5	
Ga	1,51	3,05	1,12	1,89
Gd	<0.5	2,00	<0.5	1,26
Nd	<0.5	7,20	<0.5	6,34
Pr	1,23	2,28	1,34	1,95
Sc	8,96	2,79	8,06	6,60
Y	5,37	11,09	7,64	9,34
S(%)	0,02	0,01	0,05	0,03
Pb	23,37	25,26	21,20	23,28

Tez alanında gözlenen peridotitler, manto kayaçlarındaki konsantrasyonları klinopiroksen oranları ile denetlenen Al₂O₃ ve CaO içerikleri bakımından ilksel mantoya göre önemli oranda tüketildiği gözlenmiştir (Şekil 4.28). Şekil 4.28 incelendiğinde,

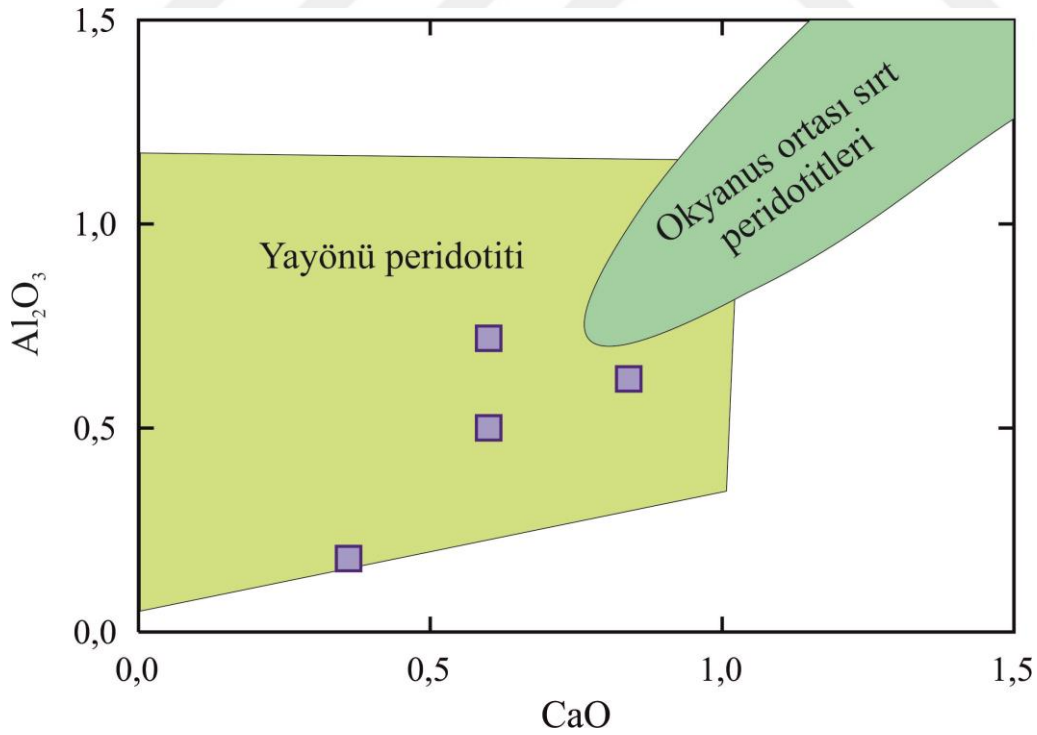
örneklerin düşük Al ve Ca içerikleri ile abisal peridotitlere göre önemli oranda tüketildikleri ve yitim ilişkili yayardı peridotitlere benzerlik sunduğu gözlenmiştir. Bu durumda, söz konusu ofiyolitik istifin manto kesimini oluşturan peridotitlerin yüksek ve aynı zamanda değişen miktarlardaki kısmi ergime kalıntıları oldukları söylenebilir.



Şekil 4.26. Masiflere ait ultramafik kayaların Al_2O_3 -MgO-CaO üçgen diyagramındaki yeri (Coleman 1977'den alınmıştır).

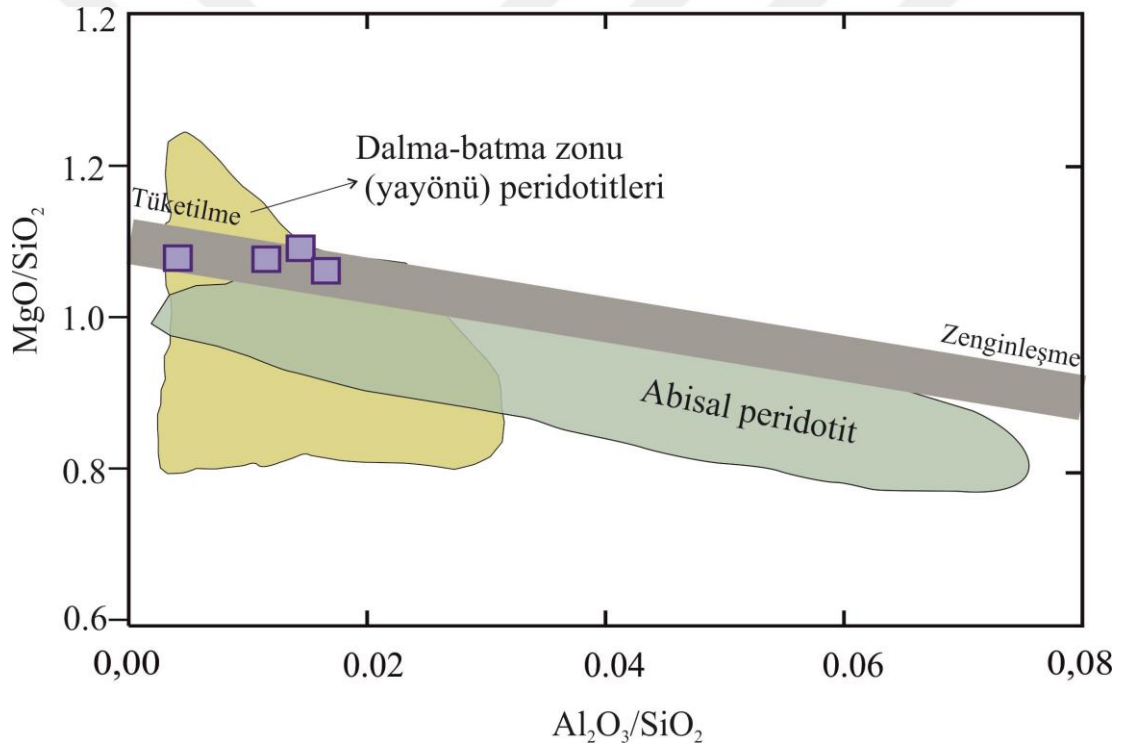


Şekil 4.27. Çalışma alanında yer alan peridotik kayaların Ti-Ni-Cr üçgen diyagramındaki yerleri (Roberts, 1986).



Şekil 4.28. Çalışma alanına ait peridotit örneklerinin tüm kayaç CaO içeriklerine karşılık Al_2O_3 içeriklerindeki değişimler. Okyanus ortası sırt ve yayönü peridotit alanları Pearce ve ark., (1992)'den alınmıştır.

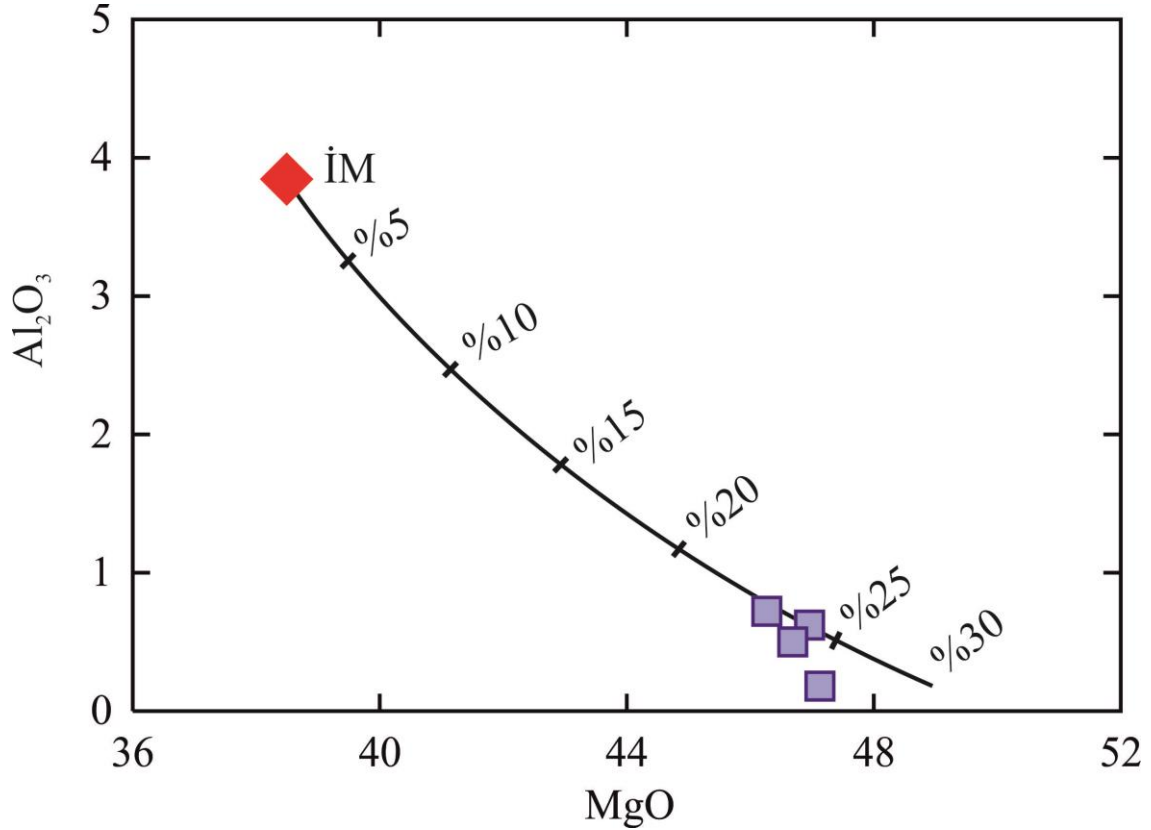
Tez alanında gözlenen peridotitlerinden alınan örneklerden elde edilen Al_2O_3/SiO_2 oranına karşılık MgO/SiO_2 oranları incelendiğinde, kayaların tamamının yayönü peridotitleri alanında toplandığı görülmektedir (Şekil 4.29). Niu, (2004)'e göre kesikli çizgi ile gösterilen yönseme, MgO/SiO_2 değerinin yaklaşık 0.85 ve Al_2O_3/SiO_2 değerinin ise 0.1 olduğu ilksel bileşimli mantodan (İM), yüksek derecede tüketilmiş harzburjitik bileşime ($MgO/SiO_2 \sim 1.1$, $Al_2O_3/SiO_2 = 0.00$) doğru değişen kayaç bileşimini ifade etmektedir. Yüksek derecede serpantinleşmiş peridotitler MgO 'ce tüketilmiştir (Niu, 2004). Bölgede gözlenen peridotitler bu yönsemeye hemen hemen paralel bir dağılım sunarlar.



Şekil 4.29. Tez alanında gözlenen peridotitlerin Al_2O_3/SiO_2 oranına karşı MgO/SiO_2 oranı değişim diyagramı. abisal peridotit alanı Baker ve Beckett, (1999); Niu, (1997) ve Snow ve Dick, (1995)'den alınmıştır.

Kısmi ergime esnasında uyumsuz davranış sergileyen Al'un kısmi ergime sonrası kalıntı kayaçlardaki konsantrasyonları, üst mantodaki kısmi ergime derecesine ve ayrılan ergiyik miktarına bağlı olarak değişir. Şekil 4.30'da verilen diyagramda manto peridotitlerine ait örneklerin tüm kayaç Al_2O_3 içerikleri MgO içerikleri ile karşılaştırılmış ve örneklerin Niu (1997) tarafından belirlenen kısmi ergime

yönsemesine az çok paralel dağılımlar sunduğu gözlenmiştir. Bazı örneklerdeki Al_2O_3 içeriklerine karşılık kısmen düşük MgO içerikleri muhtemelen deniz suyu alterasyonu esnasında MgO tüketilmesi ile ilişkili olmalıdır (Niu, 2004). Diyagramda, ergime kalıntısı manto kayaçlarının ilksel mantoya göre önemli derecede tüketildiğini ve tüketilmenin yaklaşık olarak %22 ile %28 aralığında bir kısmi ergime kalıntıları oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. Çalışma alanında gözlenen peridotit örneklerinin tüm kayaç MgO içeriklerine karşı Al_2O_3 içeriklerindeki değişimler. İlksel mantodan itibaren tüketilme yönsemesi ve kısmi ergime dereceleri Niu (1997)'den alınmıştır

5. SONUÇ

Yapılan bu tez çalışması kapsamında elde edilen veriler ışığında;

1. Bölgede gözlenen alterasyon ürünleri, serpantinleşme ve lisvenitleşme şeklinde gözlenmektedir. Lisvenitleşmeler genellikle bölgede gözlenen serpantinitleşmeler içerisinde geliştiği gözlenmektedir. Lisvenitlerin serpantinitleşmeler ile dokanakları genellikle faylıdır.
2. Bölgede gözlenen mineralizasyonlar, yan kayaç alterasyonu-karbonatlaşma ve silisleşme evresi şeklindedir.
3. Bölgede gözlenen alterasyon evreleri iki kademeli olarak gelişen hidrotermal evre ve daha sonra ise süperjen evre şeklindedir. İki kademeli olarak gelişen hidrotermal evrenin birinci basamağında ultramafik peridotitlerin düşük sıcaklık koşullarında bünyelerine suyun girmesi ile gelişen serpantinleşme evresidir. Bu evrede cevher taşıma olasılığı yüksek olan akışkanların varlığı söz konusudur. İkinci olarak gelişen hidrotermal evre ise karbonatlaşma evresi olarak gözlenmektedir. Bu evrede birinci evrede gözlenen akışkan fazların varlığının izleri gözlenmemektedir. Son evre ise, akışkan fazların ortama silis getirmesi şeklinde izlenmektedir. Bu evrede sıcaklığın arttığı ve ortamda silis birikiminin olduğu gözlenmektedir. Akışkanların ortama silis ile birlikte cevher minerallerinin taşınması da söz konusudur.
4. Anadolu'nun tektonik evrimine bakıldığında, zengin orojenik kuşakların varlığı nedeniyle, bu tür alterasyon ürünlerinin gözlendiği alanlarda cevher prospeksiyonlarının detaylı bir şekilde çalışılması sonucunda önemli metalik zenginlemelerinin ortaya konabileceği düşüncesini taşımaktayım.



KAYNAKLAR

- Acarlar, M., Türkecan, A., 1986. *Başkale (Van) Batı ve Kuzeybatısının Jeolojisi*. MTA Rapor No: 7913, 87s.
- Acarlar, M., Bilgin, Z. A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A.M., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y., Uğuz, M.F., 1991. *Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin jeolojisi* M.T.A. Raporu, No: 9469.
- Agricola, Georgius (1912). *De Re Metallica, Translated from First Latin Edition of 1556*: Herbert Clark Hoover-Lou Henry Hoover, London.
- Arai, S., 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrb. für Mineral. Monatsh.* **8**: 347-435.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review And Interpretation. *Chem. Geol.* **113**: 191-204.
- Arai, S., Kadoshima, K., Morishita, T., 2006. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *J. Geol. Soc., Lond.* **163**: 869-879.
- Ash, C.H., Geo, P., 2001. *Relationship Between Ophiolites a Gold-Quartz Veins in the North American Cordillera*. British Columbia Geological Survey, 180:150.
- Auclair, M., Gauthier, M., Trottier, J., Je'brak, M., Chartrand, F., 1993. Mineralogy, geochemistry, and paragenesis of the Eastern metals serpentinite-associated Ni-Cu-Zn deposit, Quebec Appalachians. *Economic Geology*, **88**: 123-138.
- Akbulut, M., Pişkin, Ö., Karayığit, A.H. 2006. The genesis of the carbonatized and silicified ultramafics known as listvenites: a case study from the Mihaliççık region (Eskişehir), Northwest Turkey. *Geological Journal*, **41**: 557-580.
- Aydal, D. 1989. Gold-bearing listwaenites in the Arac, Massif, Kastamonu, Turkey. *Terra Nova*, **2**: 43-52.
- Ateş, Ş., Mutlu, G., Özerk, O.Ç., Çiçek, İ., Karakaya Gülmez, F., Bulut Üstün, A., Karabıyıkoglu, M., Çelebioğlu, R., Özata, A., & Aksoy, A., 2007. *Van Bölgesinin yerbilimleri verileri*. MTA Rapor No:10961, 152.
- Başıbüyük, Z., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2009. Sivas bölgesi ofiyolitleri ile ilişkili asbest yataklarının mineralojisi. *14. Ulusal Kil Sempozyumu*, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, 11-26.
- Boudier, F., Nicolas, A. 1972.: Fusion partielle gabbroïque dans la Iherzolite de Lanzo. *Bull. Suisse. Min. Petr.*, **52**(1), 39-56.
- Bowen, N. L. and Tuttle, O. F. (1949): The System MgO-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Bul.*, **60**: 439-460.
- Boztaş, D., Larson, L. T., Yılmaz, S., Uçurum, A. ve Öztürk, A. (1994). Alacahan yöresi (Gd Sivas) Lisfenitlerinin jeolojik konumu, mineralojisi ve değerli metal içeriği. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 15. Yıl Sempozyumu*, Bildiriler Kitabı **2**: 123-138.
- Coleman, R. G. 1977. *Ophiolites*. New York: Springer-Verlag.
- Çolakoglu, A.R, Göncüoğlu M.C., Günay K, Çakır Ü. 2013. Van-Özalp bölgesi melanjlarının jeolojisi ve GD Anadolu Kenet Kuşakları içindeki konumu 19th *International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, 15-17 Mayıs 2013, 339-340.

- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**: 93–100
- Dilek, Y., Flower, M.F.J., 2003., Arc-trench roll-back and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman in Dilek, Y. and Robinson, P.T. eds., Ophiolites in Earth History. *Geological Society of London Special Publication*, **218**: 43–68.
- Erler, A., Larson, L. T. 1990. Genetic classification of gold occurrences of the Aegean region of Turkey. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, **2**: 12–23.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Annu. Rev. Earth & Planet Sci.*, **5**: 397-447.
- Gary, M., McAfee, R., Wolf, C. L. 1972. *Glossary of geology*, (2nd edition). Washington: American Geological Institute.
- Genç, Y., Gorzawski, H., Amstutz, G. C. 1990. Silica-carbonate-talc alteration of the serpentinite from Narman Karadağ Ophiolitic Complex (Erzurum-Turkey). *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, **2**: 246–257.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahghoshay, M., Moghadam, H.S., 2011. The Geodynamic Setting Of The Nam Ophiolites, Central Iran: Evidence From Chromian Spinel In The Chromitites And Associated Rocks. *Ophioliti*, **36** (1), 59-76.
- Goncharenko, A. I. (1970). Auriferous listvenites as a new type of mineralization in the Northern part of the Kuznetsk Alatau. *Izvestiya Tomskogo Politeknicheskogo Instituta*, **239**, 110–114.
- Gözler, M. Z., Cevher, F., Ergül, E., Asutay, H. J. 1997. *Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9973.
- Günay, K., Çolakoğlu, A.R., 2011. Doğu Türkiye (Van Bölgesi) krom cevherlerinin jeokimyasal özellikleri ve platin grubu element (PGE) İçerikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **54**(1-2): 1-24
- Hall, R., 1979. Türkiye'de ofiyolit yerleşmesi ve Toros sütur zonunun evrimi. *Geol.Soc.Of Am.Bull.*, **8**: 178-188.
- Halls, C., Zhao, R. 1995. Listvenite and related rocks: Perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, County Mayo, Republic of Ireland. *Mineralium Deposita*, **30**: 303–313.
- Jean M.M., Shervais J.W., Choi S.H., Mukasa S.B. 2010. Melt extraction and melt refertilization in mantle peridotite of the coast range ophiolite: an LA-ICP-MS study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**: 113–136.
- Johannes, W., 1969. Siderit-magnesit mischkristallbildung im system Mg^{2+} - Fe^{2+} - CO_2 - C^{12}_2 - H_2O . *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **21**: 311-318.
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ophioliti*, **2**: 199-235.
- Kashkai, A., M, Allakhverdiev. S. I. 1965. *Listwanites; their genesis and classification*. United States: Geological Survey.
- Ketin, İ. 1983, *Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış*: İ.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı 1259, 595.
- Ketin, İ., 1977. Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama. *T. J. K. Bülteni*, **20**: 79-85.
- Kishida, A., Kerrich, R. 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, **82**: 649-690.

- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, **14**: 177-195.
- Koç, S., Kadioğlu, Y.K., 1996. Mineralogy, geochemistry and precious metal content of Karacakaya (Yunussemre-Eskişehir) listwaenites. *Ofioliti*, **21**: 125–130.
- Lisenbee, A.L., 1971. The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings; a progress report. *Geology and History of Turkey*, **6**: 349–368.
- Mittwede, S.K., 1996. *Serpentinite- related mineralization. In Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*, D.S.O’Hanley, ed., Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **34**,142-144.
- Niu Y. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, **38**, 1047–1074.
- Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, **45**, 2423–2458
- O’Hanley, D. S. 1996. *Serpentinites. Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics New York, Oxford University Press, 277. New York, Oxford: Oxford University Press.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.J., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pearce, J.A., Vander Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., Parkinson, I.J., 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction, in Fryer, P., et al., Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Site 778–786, Bonin-Mariana Region: College Station, Texas, *Ocean Drilling Program*, 623–659.
- Plissart, G., Féménias, O., Mărunțiu, M., Diot, H., Demaiffe, D., 2009. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita–Iuti ophiolite, southwestern Romania. *The Canadian Mineralogist*, **47**: 81-105.
- Ploshko, V.V. 1963. Listvenization and carbonatization at thermal stage of Urushten Igneous Complex, North Caucasus. *International Geology Review*, **7**: 446–463.
- Sarp, H., 1976. *Etude géologique que et pétrographique du cortège ophiolitique de la région située au nord-ouest de Yeşilova (Burdur- Turquie)*. These department de mineralogie, Universte’de Geneve, Geneve, 377.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**, 1525-2027.
- Steinmann, G., 1927. Die ophiolithischen zonen in dem mediterranen Kettengebirge. **14th International Geological Congression**, **2**:638-667.
- Stern, R. J., Bloomer, S. H., 1992. Subduction Zone Infancy: Examples from the Eocene Izu-BoninMariana and Jurassic California. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 1621–1636.
- Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka,O., Ohara, Y., Whattam, S., 2012. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, **4** (6): 469-483.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu’da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri. *Maden Tektik ve Arama Dergisi*, **107**: 73-94.

- Şenel, M., Acarlar, M., Çakmakoğlu, A., Erkanol, D., Taşkıran, M.A., Ulu, Ü., Ünal, M.F., Örcen, S., Yıldırım, H., Dağ, Z., 1984. **Özalp (VAN) İran sınırı arasındaki alanın jeolojisi**. M.T.A Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi. (Yayımlanmamış) Rapor No: 663, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 45-80.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1981, Orta Sakarya bölgesinde Liyas öncesi ofiyolitlerin ve mavi şistlerin oluşumu ve yerleşmesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, **24**(1): 1-10.
- Tamura, A., Arai, S., 2006. Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, **90**: 43-56.
- Tüysüz, N., Erler, A. (1993). Geochemistry and evolution of listwaenites in the Kağızman region (Kars, NE-Turkey). *Chemie der Erde*, **53**: 315-329.
- Uçurum, A. 1996. *Geology, geochemistry and mineralization of the silica- carbonate alteration (listwaenite) from Late Cretaceous ophiolitic melanges at Cürekk-Divriği in Sivas Province and at Güvenç, Karakuz-Hekimhan in Malatya Province, Central East Turkey*. Doctor of Philosophy Thesis, University of Nevada Reno, USA.
- Uçurum, A., Larson, L. T. 1999. Geology, base precious metal concentration and genesis of the silica-carbonate alteration (listwaenites) from Late Cretaceous ophiolitic melanges at Cürekk-Divriği in Sivas province and at Güvenç, Karakuz Hekimhan in Malatya province, Central East Turkey. *Chemie der Erde Geochemistry*, **59**: 77-104.
- Uçurum, A., Larson, L. T., Boztuğ, D., Öztürk, A., 1994. Evolution of the silica-carbonate (listwaenite) alteration of Upper Cretaceous serpentinized ultramafic rocks in Hekimhan- Malatya, and Divriği-Sivas, Central East Turkey: *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (Iavcei) Meeting*, Ankara, Turkey, abstracts.
- Uçurum, A. 2000. Listwaenites in Turkey: Perspectives on formation and precious metal concentration with reference to occurrences in East-Central Anatolia. *Ofioliti*, **25**: 15-29.
- Üner, T., Mutlu, S., 2019. Savatlı-Özalp ofiyolitinde (Van-Doğu Anadolu) gözlenen ultramafik kayalar ve ilişkili mafik daykaların petrolojik özellikleri. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, **34**(1), 115-128.
- Üner, T., 2019. Listwaenitization and enrichment of precious metals in the hydrothermal mineralization zones of serpentinites in Sugeçer-Van (Eastern Anatolia, Turkey). *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, doi:/10.1144/ geochem 2018-087.
- Whattam, S.A., and Stern, R.J., 2011, The 'Subduction-initiation rule': a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs and subduction initiation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **162**: 1031-1045.
- Yazıcıoğlu, H., 2018. *Kıratlı (İpekyolu-Van) Çevresinde Gözlenen Mafik Ve Ultramafik Kayaların Petrolojik Özellikleri*. Yüksek Lisans Tezi Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y., 1987. Initiation Of The Neomagmatism İn East Anatolia. *Tectonophysics* **134**: 177-199.

ÖZ GEÇMİŞ

Fatih OĞUZHAN, 1989 yılında Van'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini tamamladıktan sonra lise öğrenimini Kazım Karabekir Lisesi'nde tamamladı. 2010 yılında yerleştiği Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne başladı ve 2015 yılında aynı bölümden Jeoloji Mühendisi Ünvanı mezun oldu. 2016 yılında Karayollarına bağlı Uluslararası Müşavirler Müşavirlik LTD. ŞTİ de Jeoloji Mühendisi olarak 3(üç) yıl süreyle mesleğini icra etti. 2019 yılı itibariyle Van Büyükşehir Belediyesi'nde Jeoloji Mühendisi olarak mesleğini icra etmektedir. 2015 yılı güz döneminde Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans eğitimine başladı.

T.C
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
LİSANSÜSTÜ TEZ ORJİNALLİK RAPORU

Tarih: 08/08/2019

Tez Başlığı / Konusu: ÇOMAKLI KÖYÜ ÇEVRESİNDE (VAN-DOĞU ANADOLU)
GÖZLENEN ULTRAMAFİK KAYAÇLAR İÇERİSİNDE GELİŞEN
ALTERASYONLARIN VE CEVHER POTANSİYELİNİN İNCELENMESİ

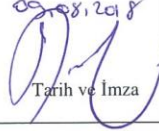
Yukarıda başlığı/konusu belirlenen tez çalışmamın Kapak sayfası, Giriş, Ana bölümler ve Sonuç bölümlerinden oluşan toplam 49 sayfalık kısmına ilişkin, 08/08/2019 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından turnitin intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtreleme uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezin benzerlik oranı % 10 (on) dur.

Uygulanan filtreler aşağıda verilmiştir:

- Kabul ve onay sayfası hariç,
- Teşekkür hariç,
- İçindekiler hariç,
- Simge ve kısaltmalar hariç,
- Gereç ve yöntemler hariç,
- Kaynakça hariç,
- Alıntılar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimededen daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Limit inatch size to 7 words)

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Lisansüstü Tez Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılmasına İlişkin Yönergeyi inceledim ve bu yönergede belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

08.08.2019

Tarih ve İmza

Adı Soyadı: Fatih OĞUZHAN

Öğrenci No:149101218

Anabilim Dalı: JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ

Programı: MADEN YATAKLARI

Statüsü: Y. Lisans Doktora

DANIŞMAN ONAYI
UYGUNDUR
Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER
