

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTUSÜ

**GULEMAN (ELAZIĞ) BÖLGESİ KROM YATAKLARININ
PLATİN GRUBU ELEMENT İÇERİKLERİ VE
JEOKİMYASI**

Gülşah BAŞPINAR

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman
Yrd. Doç. Dr. Muharrem AKGÜL

ELAZIĞ, 2006

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
İÇİNDEKİLER	I
ŞEKİLLER LİSTESİ	IV
TABLolar LİSTESİ	VII
SİMGELER VE KISALTMALAR	VIII
ÖZET	IX
ABSTRACT	XII
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Çalışma Yöntemi.....	1
1.3. Coğrafi Konum.....	2
1.4. Önceki Çalışmalar.....	4
2. GENEL JEOLojİ	7
2.1. Bitlis Metamorfizmaları.....	9
2.2. Guleman Ofiyoliti.....	10
2.2.1. Tanım.....	13
2.2.2. Dağılım ve Konum.....	15
2.2.3. Litoloji.....	16
2.2.4. Yaş.....	20
2.3. Hazar Karmaşığı.....	20
2.4. Maden Karmaşığı.....	21
2.5. Lice Formasyonu.....	23
3. TEKTONİZMA	24
4. PETROGRAFi	26
4.1. Tektonitler.....	26
4.1.1. Dünit.....	26
4.1.2. Harzburgit.....	29
4.2. Kümülatlar.....	31
4.2.1. Dünit.....	31
4.2.2. Verlit.....	33
4.2.3. Klinopiroksenit.....	33

4.2.4. Gabro.....	36
4.2.4.1. Olivinli Gabro.....	36
4.2.4.2. Klinopiroksenli Gabro.....	38
4.2.5. Diyabaz.....	40
4.2.6. Bazalt.....	43
4.2.7. Serpantin.....	46
5. JEOKİMYA.....	50
5.1. Analiz Yöntemleri.....	50
5.2. Magmatik Kayaçların Adlandırılması.....	50
5.3. Guleman Ofiyolitine Ait Magmatik Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri.....	54
5.4. Magmatik Kayaçların Tektonik Ortamları.....	58
5.5. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Jeotektonik Evrimi.....	65
6. KROM CEVHERLEŞMESİ.....	68
6.1. Saha Özellikleri	70
6.1.1. Ayıpınarı Bölgesi Krom Cevherleşmesi.....	70
6.1.2. Kapın Krom Cevherleşmesi.....	71
6.1.3. Şabata Krom Cevherleşmesi.....	74
6.1.4. Kef Bölgesi Krom Cevherleşmesi.....	74
6.1.4.1. Batı Kef Krom Cevherleşmesi.....	75
6.1.4.2. Doğu Kef Krom Cevherleşmesi.....	77
6.2. Cevherin Makroskobik Özellikleri.....	79
6.2.1. Masif Kromit.....	80
6.2.2. Saçınımlı - Bantlı Kromit.....	80
6.2.3. Nodüler Kromit.....	81
6.3. Cevher Mineralojisi.....	82
6.3.1. Kromit	82
6.3.2. Manyetit	86
6.3.3. Hematit.....	86
6.3.4. İlmenit	89
6.3.5. Nikel Sülfür Mineralleri.....	90
6.3.5.1. Pentlandit	92
6.3.5.2. Millerit	92
6.4. Krom Cevherleşmelerinin Kökeni.....	94
7. GULEMAN OFİYOLİTİNİN VE KROMLARIN PGE İÇERİĞİ.....	95
7.1. PGE'lerin Jeokimyası.....	95

7.1.1. Meteoritlerin PGE İçerikleri.....	96
7.1.2. Yaygın Kayaç Oluşturan Minerallerdeki PGE Dağılım.....	96
7.1.3. Magmatik Kayaçlardaki PGE Dağılımı.....	96
7.2. PGE'lerin Kullanım Alanları	97
7.3. Guleman Ofiyoliti Ve Kromitlerin PGE İçerikleri.....	98
7.4. Guleman Bölgesiyle Dünyanın Bazı Bölgelerinin PGE İçerikleri Karşılaştırılması.....	108
7.5. Türkiye'deki Bazik- Ultrabazik Kayaçların PGE Metal İçerikleri.....	111
8. EKONOMİK JEOLJİ.....	114
9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	115
KAYNAKLAR.....	117
ÖZGEÇMİŞ.....	125

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil No

Sayfa No

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 2.1. Guleman bölgesinin jeoloji haritası.....	7
Şekil 2.2. Guleman Bölgesinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti.....	8
Şekil 2.3. Bitlis Metamorfitleri ile Guleman Ofiyoliti arasındaki tektonik ilişki.....	9
Şekil 2.4. Türkiye’deki ofiyolitlerin dağılımı.....	11
Şekil 2.5. Güney kuşak ofiyolitlerinin dağılımı.....	12
Şekil 2.6. Guleman Ofiyolitine ait genel bir görünüm.....	14
Şekil 2.7. Guleman Ofiyolitine ait genel bir görünüm.	14
Şekil 2.8. Guleman Ofiyolitine ait tektonit ve kümülat gösteren jeolojik harita.....	15
Şekil 2.9. Guleman Ofiyolitinin genelleştirilmiş bölgesel kesiti.....	17
Şekil 2.10. Kümülatlara ait tabakalı gabrolar.....	18
Şekil 2.11. Kümülatlara ait tabakalı gabrolar.....	18
Şekil 2.12. Guleman Ofiyolitine ait piroksenit daykları.....	19
Şekil 2.13. Guleman ofiyolitine ait tekil diyabaz daykları.....	19
Şekil 4.1. İri kristalli öz şekilsiz olivinlerin mikroskopta görünümü.....	27
Şekil 4.2. Parçalanmış olivinlerin mikroskopta görünümü.....	27
Şekil 4.3. Olivinlerde görülen porfiroklastik doku.....	28
Şekil 4.4. Dünitlerde olivinlere ait king-bantların mikroskopta görünümü.....	28
Şekil 4.5. Tektonitlere ait harzburjitlerin mikroskopta görünümü.....	30
Şekil 4.6. Porfiroklastik doku gösteren harzburjitlerin mikroskopta görünümü.....	30
Şekil 4.7. Kümülatlara ait dünitlerin mikroskopta görünümü.....	32
Şekil 4.8. Kümülatlara ait dünitlerin mikroskopta görünümü.....	32
Şekil 4.9. Kümülatlara ait verlitin mikroskopta görünümü.....	34
Şekil 4.10. Verlitlere ait adkümülat dokunun mikroskopta görünümü.....	34
Şekil 4.11. Adkümülat doku gösteren klinopiroksenitin mikroskopta görünümü.....	35
Şekil 4.12. Mezokümülat doku gösteren klinopiroksenitin mikroskopta görünümü.....	35
Şekil 4.13. Kümülatlara ait gabroların mikroskobik görünümü.....	37
Şekil 4.14. Olivinli gabroların mikroskobik görünümü.....	37
Şekil 4.15. Mezokümülat doku gösteren klinopiroksenli gabroların mikroskobik görünümü...39	
Şekil 4.16. Adkümülat doku gösteren klinopiroksenli gabroların mikroskopta görünümü.....39	
Şekil 4.17. Tekil diyabazların tek nikol mikroskobik görünümü.....	41
Şekil 4.18. Tekil diyabazlarda görülen intergranüler dokunun mikroskobik görünümü.....	41

Şekil 4.19. Levha dayk karmaşığının tek nikol görünümü.....	42
Şekil 4.20. Levha dayk karmaşığında görülen intergranüler dokunun mikroskopik görünümü. 42	
Şekil 4.21. Bazaltlarda görülen intersertal dokunun mikroskopik görünümü.	44
Şekil 4.22. Bazaltlarda görülen mikroporfirik dokunun mikroskopik görünümü.....	44
Şekil 4.23. Bazaltlarda alterasyon sonucu gelişen epidot, klorit, ikincil kuvarslar.....	45
Şekil 4.24. Bazaltlarda görülen kloritleşmeler.....	45
Şekil 4.25. Guleman Grubuna ait piroksenlerin bastitleşmesi.....	47
Şekil 4.26. Guleman Grubuna ait piroksenlerin bastitleşmesi.....	47
Şekil 4.27. Olivinlerin alterasyon sonucu lizardit ve krizotil serpantin minerallerine dönüşmesi.....	48
Şekil 4.28. Serpantinlerde görülen ağsı (mesh) dokunun mikroskopta görünümü.....	48
Şekil 4.29. Serpantinleşme sırasında açığa çıkan demiroksit ve opak minerallerin mikroskopta görünümü.....	49
Şekil 5.1. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin K_2O diyagramındaki dağılımları.....	53
Şekil 5.2. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin SiO_2-Zr/TiO_2 diyagramındaki dağılımları.....	53
Şekil 5.3. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramındaki dağılımları	54
Şekil 5.4. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlara ait ana oksitlerin MgO' ya göre değişim diyagramları.....	56-57
Şekil 5.5. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlar için $Na_2O+K_2O - SiO_2$ değişim diyagramı.....	59
Şekil 5.6. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlar için $FeO - Na_2O+K_2O- MgO$ değişim diyagramı	59
Şekil 5.7 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $Ti/100-Zr-Sr/2$ diyagramındaki dağılımları.....	60
Şekil 5.8 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $V-Ti$ diyagramındaki dağılımları.....	60
Şekil 5.9. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $Zr/Y-Zr$ diyagramında dağılımları.....	61
Şekil 5.10 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $Nb-Zr/4-Y$ diyagramında dağılımları.	61
Şekil 5.11 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin $Ti-Zr$ diyagramında dağılımları.....	62
Şekil 5.12. Guleman Ofiyolitne ait örneklerin NTE spider diyagramı.....	63-64
Şekil 5.13. Bölgenin jeodinamik evrimini gösteren şematik kesit.....	67
Şekil 6.1. Kefdağ, Kapin, Rut- Taşlıtepe (Guleman- Elazığ) krom yatakları ve çevresinin jeolojisi.....	69
Şekil 6.2. Ayıpınar bölgesindeki krom zonlarının istifsel ve yapısal konumları.....	70
Şekil 6.3. Kapin krom cevherleşmesi.....	72
Şekil 6.4. Kapinde harzburjitler içindeki krom cevherleşmesi.....	73
Şekil 6.5. Kapin krom cevherleşmesine ait refrakter nitelikli cevher.....	73

Şekil 6.6. Batı Kef Krom Yatağının yapısal konumu.....	76
Şekil 6.7. Batı Kef Batı Kef bölgesi kromit cevherleşmelerinin görünümü.....	76
Şekil 6.8. Doğu Kef galeri girişinden bir görünüm.....	78
Şekil 6.9. Doğu Kef galerisinde harzburjitler içerisinde dünit kılıfıyla çevrili kromit cevheri....	78
Şekil 6.12. Guleman Bölgesinde görülen saçınımlı-bantlı, kama ve nodüler cevheri.....	79
Şekil 6.13. Kromitçe zengin eriyiklerin tektonitler içerisinde diyapirler şeklinde yükselmesi ve gelişen konveksiyon akımları sırasında kromitlerin ayrışması	81
Şekil 6.14. Poligonal sınır ilişkili ve nispeten sağlam taneli kromitlerin mikroskobik görünümü.....	82
Şekil 6.15. Özşekilli kromitin mikroskobik görünümü.....	83
Şekil 6.16. Kromitlerde tektonizmanın etkisiyle gelişen kataklastik doku.....	83
Şekil 6.17. Masif kromitlerde çek ayrır dokunun mikroskobik görünümü	85
Şekil 6.18. Masif cevherde klivaj düzlemi boyunca yerleşmiş silikat mineral kapanımları.....	85
Şekil 6.19. Kromit içinde özşekilli manyetit kapanımları.....	87
Şekil 6.20. Silikat mineralleri içerisindeki manyetit minerali.....	87
Şekil 6.21. Kromitin kenar ve çatlakları boyunca gelişmiş hematit mineralleri.....	88
Şekil 6.22. Kromitin kenarları boyunca gelişmiş hematit mineralleri.....	88
Şekil 6.23. Kromitin kenarları ve tane ara boşlukları boyunca gelişmiş demiroksitleşmeler.....	89
Şekil 6.24. İlmenit mineralinin mikroskopta görünümü	89
Şekil 6.25. Kromitin kenar ve çatlakları boyunca yerleşmiş Ni- Sülfür mineralleri.....	90
Şekil 6.26. Silikat mineralleri içinde saçınımlı olarak Ni- sülfür mineralleri.....	91
Şekil 6.27. Kromitin tane ara boşlukları boyunca yerleşmiş Ni- sülfür zenginleşmesi.....	91
Şekil 6.28. Silikat mineralleri içine yerleşmiş iri kristalli pendlandit mineralinin mikroskobik görünümü.....	92
Şekil 6.29. Silikat mineralleri içine yerleşmiş iri kristalli pendlandit mineralinin mikroskobik görünümü.....	93
Şekil 6.30. Kromit taneleri içerisindeki prizmatik şekilli milleritin mikroskobik görünümü...93	
Şekil 7.3. Guleman Ofiyolitine ait Kapın, Ayıpınarı ve Şabata krom örneklerinin PGE spider diyagramları.....	103
Şekil 7.4. Guleman Ofiyolitine ait Doğu Kef , Batı Kef bölgeleri krom örnekleri ve tüm krom örneklerine ait PGE spider diyagramları.....	104
Şekil 7.5. Ir'a göre Pt, Pd ve Ni'in korelasyon diyagramları.....	106
Şekil 7.6. Ir'a göre Au ve Rh' un korelasyon diyagramları.....	107
Şekil 7.7. Toplam PGE'ye göre Ni'in korelasyon diyagramı.....	107

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo No	Sayfa No
Tablo 5.1. Guleman Ofiyolitine ait kayaların ana oksit, iz element ve nadir toprak element (REE) içerikleri	51-52
Tablo 7.1. Guleman Ofiyolitine ait kayaç ve krom örneklerinin PGE ve bazı element İçerikleri.....	101
Tablo 7.2. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin PGE korelasyon katsayıları.....	108
Tablo 7.3. PGE 'in Guleman Ofiyoliti ve dünyanın diğer bölgeleriyle karşılaştırması.....	109-110
Tablo 7.4. Guleman kromit örnekleri analiz sonuçları.....	112

KISALTMALAR VE SİMGELER

ICP: Inductively Coupled Plasma

MTA: Maden Tetkik Arama

ACME: Analytical Laboratories LTD.

SSZ: Suprasubduction zonu

N-MORB: Normal okyanus ortası sırtı

E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı

MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltı

REE (NTE): Nadir Toprak Element

Cr: Kromit

Mn: Manyetit

Pn: Pentlandit

Mi: Millerit

Hm: Hematit

Bs: Bastit

Ol: Olivin

Opx: Ortopiroksen

Cpx: Klinopiroksen

Plg: Plajiyoklas

Chl: Klorit

Ep: Epidot

T.N: Tek Nikol

Ç.N: Çift Nikol

PGE: Platin Grubu Elementler

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

GULEMAN (ELAZIĞ) BÖLGESİ KROM YATAKLARININ PLATİN GRUBU ELEMENT İÇERİKLERİ VE JEOKİMYASI

Gülşah BAŞPINAR

Fırat Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

2006, Sayfa:125

İnceleme alanı, Elazığ ilinin yaklaşık 80 km GD'sunda ve Alacakaya ilçesi sınırları içinde yer almaktadır.

Guleman Bölgesinde birçok kayaç topluluğu bulunmaktadır. Bunları yaşlıdan gence Paleozoyik yaşlı Bitlis Metamorfitleri, Üst Kretase yaşlı Guleman Ofiyoliti, Üst Meastrihtiyen-Orta Eosen yaşlı Hazar Grubu, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı ve Miyosen yaşlı Lice Formasyonu oluşturmaktadır.

Guleman Ofiyoliti; başlıca dünit ve kromitit içeren harzburjitlerden oluşan tektonitler ile dünit, verlit, klinopiroksenit, gabrolardan oluşan kümülatlar ve tüm bu birimleri kesen tekil diyabaz daykları, levha dayk karmaşığı ve bazik volkanik kayaçlardan oluşur. Guleman Ofiyolitine ait kayaçların jeokimyasal özelliklerini ve oluştukları jeotektonik ortamları belirlemek amacı ile 30 adet kayaç örneği ICP-MS yöntemi ile analiz edilmiştir. Buna göre; Ultrabazik kayaçlardan bazik kayaçlara doğru MgO azalmakta buna karşılık SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 'in artmasıyla bu kayaçların ultrabazik-bazik karakterler gösterdiği söylenebilmektedir. NTE içerikleri dünit ve harzburjitlerde dedeksiyon limitinin altında veya çok yakın değerlerde iken bazaltlara doğru bu değerler artmaktadır. Guleman ofiyolitine ait magmatik kayaçların tektonik ortamı ayırt etmek için kullanılan diyagramlarda değerlendirilmesi sonucu; bu kayaçların okyanus ortası sırtlarında oluştuğu ve MORB'a benzer jeokimyasal karakterler gösterdiği belirlenmiştir.

Guleman Ofiyolitine ait kayaçların her birinden ikişer adet olmak üzere toplam 8 adet kayaç örneği ve 20 adet kromit örneği Pt, Pd, Rh ve Au için ICP-MS yöntemi ile, Ir ve kromitlerin iz element içerikleri ise Nötron Aktivasyon yöntemi ile analiz edilmiştir. Elde edilen

analiz sonuçları ilksel manto değerlerine göre normalleştirmiş ve sonuçlar spider diyagramlarında değerlendirilmiştir. Buna göre kayalarda; Rh negatif bir anomali gösterip mantoya göre fakirleşmekte, Pt mantoya yakın ve mantoya göre fakirleşmekte, Pd mantoya yakın mantoya göre zenginleşmekte olup Au ise yine mantoya göre zenginleşmektedir.

Anahtar Kelimeler: Guleman, ofiyolit, podiform krom yatakları, PGE (Platin Grubu Elementler).

ABSTRACT

M.sc THESIS

PLATIN GROUP ELEMENTS (PGE) CONTENTS AND GEOCHEMISTRY OF CHROMITE DEPOSITS OF GULEMAN (ELAZIĞ)

Gülşah BAŞPINAR

Fırat University

Graduate School of Science and Technology

Department of Geological Engineering

2006; Page: 125

The study area is located in Alacakaya town which is approximately 80 km SE of Elazığ.

Different lithological units are present in Guleman area. These are, from the oldest to the youngest, Paleozoic Bitlis Metamorphites, Upper Cretaceous Guleman Ophiolite, Upper Maastrichtian- Middle Eocene Hazar Group, Middle Eocene Maden Complex and Miocene Lice Formation.

Guleman ophiolite made up of tectonites which comprises dunite and chromite bearing harzburgites and cumulates which contain dunites, wehrlite, clinopyroxenite, gabbros, diabase dykes, sheeted dyke complex and basic volcanites are other constituents of the ophiolite. Thirty rock samples of Guleman Ophiolite were analyzed using ICP-MS methods in order to investigate geochemistry and geotectonic environment of their formation. Analytical data show MgO decrease and SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O and TiO₂ increases from ultrabasic lithologies towards basic rocks. The REE contents are less than or at around detection limits in dunit and harzburgites and increase towards basalts. Guleman Ophiolites plot in areas indicate formation in mid- oceanic ridges and have the geochemical characteristic of MORB.

Eight rocks samples, 2 from each of dunite, harzburgite, pyroxenite and gabbro and 20 chromite ore samples were analyzed for Pt, Pd, Rh and Au using ICP-MS and for Ir and trace elements using Neutron Activation Methods. The analytical data are normalized for primitive mantle and used in spider diagrams. These diagrams illustrate that the rocks have negative

anomalies for Rh, Pt is close to mantle values, Pd close or show enrichment and Au is enriched in comparison to the mantle. The PGE contents of ore samples vary. Ir shows positive anomaly, Rh negative, Pt and Pd are close to or richer, and Au is richer than the mantle values.

Key Words: Guleman, Ophiolite, podiform chromites deposits, PGE (Platinum Group Elements)

1.GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

‘Guleman (Elazığ) Bölgesi Krom Yataklarının Platin Grubu Element (PGE) içerikleri ve Jeokimyası’ konulu bu çalışmada; ofiyolitik kütlelerin petrografik ve jeokimyasal açıdan incelenmesi, bu kayalar içerisinde yer alan krom yataklarının ve yan kayalarının jeolojisi ve mineralojisinin incelenmesi, kromit ve yan kayalarının Platin Grubu Element (PGE) içerikleri tespit edilip elde edilen jeokimyasal verilerin değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Kromit yatakları yaklaşık 200 km²’lik bir alanı kaplayan Jura–Alt Kretase oluşum yaşındaki Guleman Ofiyoliti içerisinde podiform tipte geliştiği, Krom cevherleşmelerinin ofiyolitik birimin peridotitik kayalar (dünit, harzburgit) içerisinde yer aldığı daha önceki yıllarda bölgede yapılan genel jeoloji, petrografi ve tektonik ağırlıklı çalışmalarda değişik araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Ancak krom cevherleşmesinin platin grubu elementlerin araştırılmasına ait ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmada bölgede yapılan çalışmalara ilaveten krom cevherleşmesinin Platin Grubu Elementler açısından incelenmesi amaçlanmıştır.

1.2. Çalışma Yöntemi

Çalışma literatür araştırması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

Literatür araştırması; arazi çalışmalarından önce başlatılmış ve çalışmanın her aşamasında devam etmiştir. Bu çalışma kapsamında inceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji ve petrografisini konu alan rapor, kitap, ulusal ve uluslararası pek çok makale taranmıştır.

Arazi çalışmalarında daha önce yapılmış jeolojik harita yardımıyla, ofiyolitik birime ait kayalardan ve krom cevherleşmelerinden sistematik örnekler alınmıştır.

Arazide elde edilen veriler, kayaç örnekleri arazi mevsiminin sona ermesiyle birlikte büroda değerlendirilmiştir. İnceleme alanı içerisinde yüzeyleyen kayaç örneklerini yaklaşık 150 adet ince kesit yapılarak polarizan mikroskopta; cevher örneklerinden de yaklaşık 100 adet parlak kesit yapılarak üstten aydınlatmalı cevher mikroskopunda incelenmiştir.

Petrografik incelemeler sonucu alterasyonun olmadığı veya en az olduğu kayalar 6 ana gruba ayrılmış ve her gruptan beşer adet olmak üzere toplam 30 adet magmatik kayaç örneğinin ana oksit ve iz element içerikleri, Kanada’daki ACME Analitik Laboratuvarlarında ICP yöntemiyle analiz edilmiştir. Ofiyolit birimine ait dünit, harzburgit, pirosfenit ve gabro örneklerinden her birinden ikişer adet olmak üzere 8 adet kayaç örneği ve 20 adet kromit örneği PGE içerikleri açısından analiz edilmiştir.

Kayaç örneklerine ait kimyasal analiz sonuçları çeşitli ayırtman diyagramlarda kullanılarak Guleman Ofiyolitinin oluştuğu jeotektonik ortam yorumlanmıştır.

Yan kayaç ve cevher (kromit) örneklerindeki PGE içerikleri çeşitli diyagramlarda yorumlanarak oluşum ortamı ve ekonomikliği irdelenmiştir.

1.3. Coğrafik Konum

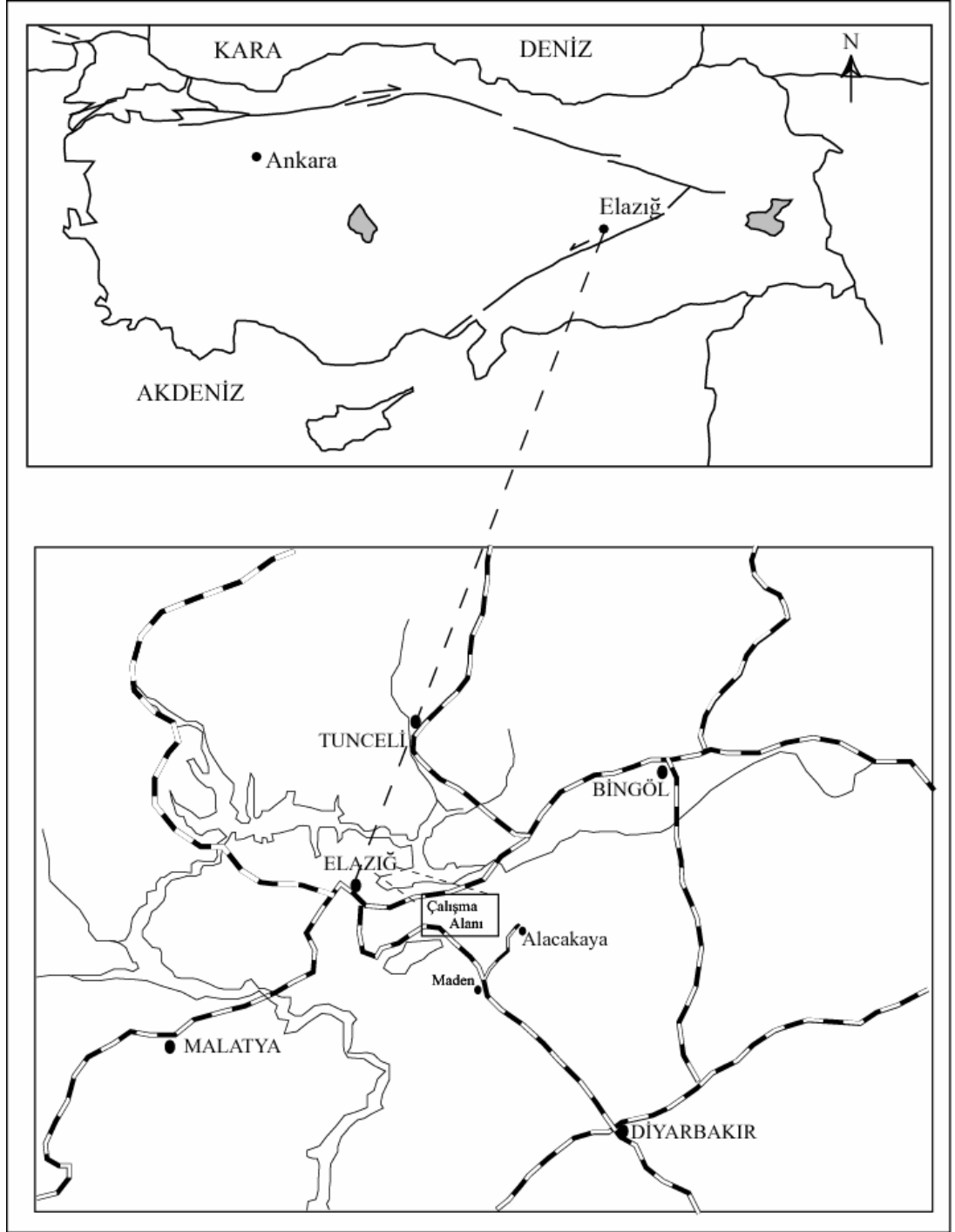
Çalışma alanı, Elazığ ilinin yaklaşık 80 km GD'sunda ve Alacakaya ilçesi sınırları içinde Türkiye'nin en önemli krom yataklarının bulunduğu Guleman bölgesinde yer almaktadır. Çalışma alanı, Elazığ-Bingöl karayolunun 50. km'sinde güneye doğru ayrılan Alacakaya yolu ile veya Elazığ-Diyarbakır karayolu zerindeki Maden ilçesinden kuzeye Alacakaya ilçesine doğru ayrılan stabilize yol ile ulaşılabilir (şekil 1.1).

Güneydoğu Anadolu sıradağlarının güney kısmında bulunan Guleman bölgesi güneyinde uzanan Arap Platformunun sakin coğrafyasına karşılık gayet engebelidir.

Guleman kromit yataklarının olduğu bölgedeki önemli yükseltiler: Mustafa T. (1776m), Aslantaşı T. (1650m), Knofan T. (1720m), Kırmızıtaş T. (1990m), Büyük Sori Dağı (1767m), Rut T. (1711m), Taşlı T. (1395m), Güvenli T. (1457m), Kapın T. (1268m), şabata T. (1370m), Sori Sarıkaya T. (1467m)'dır.

İnceleme alanı coğrafik konum itibariyle Doğu Anadolu bölgesinde yer alır. İklım bölgeye has karasal iklimdir. Bu bölgede kışlar soğuk ve yağışlı; yazlar ise sıcak ve kurak geçmektedir. Bölgede en soğuk aylar, Ocak-şubat ayları olup, ortalama sıcaklık 4.1 °C; en sıcak aylar Temmuz-Ağustos ayları olup, ortalama sıcaklık 37.3 °C ve yıllık ortalama sıcaklık ise 13.05 °C'dir.

İklım şartlarına ve toprak örtüsüne bağlı olarak bu bölgedeki bitki örtüsü genellikle alılıklardan ve ardı, meşe ağaçlarından oluşup bitki örtüsü bakımından fakirdir. Bahçe ve tarla tarımı düz alanların ve toprak örtüsünün sınırlı olması sebebiyle ancak yerleşim birimleri çevresinde ve küçük sahalarda yapılmaktadır. Yrenin sarp oluşu ve tarıma elverişli alanın çok az olması sebebiyle yerleşim yerleri genellikle küçük köy ve mahallelerden oluşur. Bölge halkının çoğu bu bölgede bulunan maden ocaklarında çalışarak geçimini sağlamaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.4. Önceki Çalışmalar

Guleman bölgesi krom cevherleşmesi ilk 1915 yılında Abdullah Hüsrev (Guleman) tarafından bulunmuş, ilk defa Koert ve Baunmann tarafından incelenmiş ve bölgedeki ilk önemli çalışmayı da Helke (1938) yapmıştır. Kovenko (1942), H. Borchert (1956), Petraskheek (1956-1958), yine bu bölgede çalışma yapan ilk araştırmacılardandır (Engin ve diğ., 1982).

Bölgede yapılan ve daha sonraki birçok çalışmaya ışık tutan en önemli çalışmalardan biri de 1970'li yılların sonu ile 1980'li yılların başında MTA tarafından yürütülen “Uzun Vadeli Büyük Madenler Proje”sidir. Bu proje kapsamında Guleman ofiyolitinin büyük bir kesiminin prospeksiyonu yapılmış ve 1/5000 ölçekli jeolojik haritalar hazırlanmıştır. Daha sonra krom cevheri zonlarının 1/1000 ölçekli detay jeolojileri yapılmış ve bunların yeraltındaki uzanımlarını karşılaştırmak için 1/500 ölçekli galeri jeoloji haritaları yapılmıştır (Arıkal ve Taşan, 1986).

Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer alan Guleman ofiyoliti Özkaya (1975), Perinçek (1979, 1980), Aktaş ve Robertson (1984) ile Bingöl (1986)'ün bölgesel ölçekli çalışmalarında incelenmiştir.

Özkaya (1975), Ergani–Maden–Guleman civarını kapsayan çalışmalarında, Guleman Grubunu Guleman ultrabazitleri ve serpantinileri olarak adlandırmış ve birimin yaşını da Jura – Kretase olarak belirlemiştir.

Erdoğan (1977), Maden ilçesi ve çevresindeki araştırmalarında, yöredeki birimleri Guleman Grubu ve Maden Grubu olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bu birimleri, hem volkanik kayalar ve bakır cevherleşmelerini petrografik olarak incelemiş, kökenlerini incelemiş hem de her iki birimin jeolojilerini ve metamorfizma derecelerini incelemiştir. Bu incelemeler sonucunda da Guleman Grubu'nun yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini belirlemiştir.

Sungurlu (1979), Güneydoğu Anadolu sürüklenim kuşağı boyunca yapmış olduğu çalışmalarında Guleman Grubu'nu Guleman Ultrabazitleri olarak tanımlamaktadır.

Tuna (1979) ve Naz (1979), Elazığ'ın doğu ve kuzeydoğusunda TPAO adına yaptığı çalışmalarında inceleme alanının stratigrafisi, tektoniği ve kayaların oluşum ortamlarını irdemiş ve Guleman Grubu'nun Jura – Alt Kretase yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Perinçek (1979), Palu–Elazığ–Sivrice civarında yapmış olduğu incelemeleri sonucunda yine Guleman Grubu'na Jura – Alt Kretase yaşını vermiştir.

Erdoğan (1982), Ergani–Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları adlı çalışmasında, Maden Karmaşığı ve Guleman Grubu kayaların jeolojisi ve bunların metamorfizma koşulları ile jeokimyasal özelliklerini incelemiş,

Guleman Grubu bazaltlarının okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzediğini ve ayrıca yeşilist fasiyesinde başkalaşıma uğradığını belirtmiştir.

Engin ve diğ. (1982), ‘Guleman Krom Yataklarının ve Guleman Peridotit biriminin genel jeolojik konumu ve yapısal özellikleri’ konulu çalışmasında litolojik özellikler, yapısal durum ve coğrafik konum göz önüne alınarak Guleman Peridotit birimi Gölalan, Pütyan, Rut–Taşıltepe ve Kefdağ–Kapın–Şabata bölgeleri olmak üzere 4 bölüm olarak ele alınmış ve incelenmiştir.

Özkan (1982, 1983a, 1983b, 1984), Guleman ofiyoliti üzerinde yaptığı değişik amaçlı çalışmalarında, Guleman ofiyolitinin Güneydoğu Anadolu Tersiyer sürüklenim kuşağı içinde yer alan ultramafik–mafik kütlelerden biri olduğunu belirtmiş ve birimin tektonik dilimlenmeyle parçalanmış eksik bir ofiyolit topluluğunu temsil ettiğini belirtmektedir. Araştırmacı, Guleman ofiyolitini yapısal olarak incelemiş ve bölgesel gidişlerle uyumlu kıvrımlı bir yapı gösterdiğini ortaya koymuş ve bölgenin Geç Kretase’den itibaren K–G doğrultulu bir sıkışma gerilmesinin etkisinde kaldığını belirtmiştir. Araştırmacı Guleman ofiyolitinde metamorfizma etkilerini incelemiş ve bölgenin düşük basınç ve düşük sıcaklıklarda prehnit–pumpellyit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını belirtmiş ve serpantinleşme derecesi ile ikincil mineral oluşumları üzerinde tespitlerde bulunmuştur. Metamorfizmanın, ofiyolit üst Kretase’deki terleşmesi ve Miyosen’deki aktarılması sırasında gelişmiş olabileceğini öne sürmüştür.

Page ve diğ. (1984), ‘Guleman Bölgesi Batı Kef Kromit Yatakları Platin Grubu Elementlerin Dağılımı’ adlı çalışmasında, Türkiye’deki ofiyolitlerin PGE içeriklerinin saptanması, bunun Batı Kef yatağındaki metallerle karşılaştırılması ve yine bu bulguların dünyanın diğer bölgelerinde ofiyolitlerin PGE içerikleriyle karşılaştırmak amacıyla yapılmış ve bu çalışmanın sonucunda; Türkiye kromit yataklarındaki PGE’lerin düşük konsantrasyonlarda bulunduğunu ve dünyanın diğer bölgelerinde ofiyolitler içindeki kromitlerin PGE içerikleri kondrit normalleştirilmiş değerlere göre karşılaştırıldığında, Türkiye kromit yataklarındaki PGE’lerin negatif eğilimli, Bushveld tipi yatakların ise pozitif eğilimli olduğu diğer bir değişle PGE’lerin daha çok Bushveld tipi yataklarda yoğunlaştığı sonucuna varmışlardır.

İnceleme konusunu oluşturan Guleman Ofiyolit Birimi, Güney Kuşak Ofiyolitler içerisinde yer almaktadır. Daha önce yapılan çalışmalarda Bingöl (1986), bu istifte levha dayk karmaşığının görülmediğini ve volkanik kayaçların ise tartışmalı olduğunu, bazı araştırmacılar ise (Özkan, 1983a, 1983b; Özkan ve Öztunalı, 1984; Erdoğan, 1982) bölgede yayılım gösteren ve Caferi Volkanitleri olarak adlandırılan bu volkanitlerin Guleman Ofiyoliti’nin yüzey kayacı olarak kabul etmiş, ancak bir grup araştırmacı da (Bingöl, 1984; Perinçek, 1979; Yazgan, 1981) bu volkanitlerin Elazığ Magmatitlerine ait olduğunu belirtmişlerdir.

Özkan ve Öztunalı (1984), Guleman çevresinde Guleman ofiyolitinin petrografik ve petrolojik özellikleri üzerine yapmış olduğu çalışmalarında, bu kayaçların metamorfizma şartlarını ve yapısal özelliklerini incelemişler ve bunların yüksek sıcaklıkta plastik deformasyon geçirmiş tektonitler ve deforme olmamış kümülatlardan oluştuğunu ve eksik dizi özellikli bir ofiyolit olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, inceleme alanının doğusunda yer alan Guleman Ofiyoliti'nin İspendere Ofiyoliti'nin doğu uzantısı olduğunu kabul etmişlerdir. Üst Meastrihtiyen yaşlı tortullarla örtülmüş, Guleman Grubu'nun otokton Arap platformu tortulları ve Lice Formasyonu üzerine bindirmiş olduğunu ifade etmişlerdir.

Engin ve Özkan (1985), Guleman bölgesinin yapısal durumunu ve peridotitlerin petrografisini incelemişler.

Bingöl (1986), Guleman ofiyolitinin petrografisini ve petrolojisi üzerine yaptığı çalışmalarda, bunların yüksek sıcaklıklarda plastik deformasyon geçirmiş tektonitler ve deforme olmamış kümülatlardan oluştuğunu ve İspendere Ofiyoliti'nin Guleman Ofiyoliti'nin batı uzantısı olduğunu kabul etmiştir.

Çakır (1994), Guleman bölgesi Batı Kef krom yatağının jeolojik özelliklerini incelemiştir. Batı Kef krom yatağı, Guleman Ofiyoliti'nin alt birimini oluşturan tektonit dokulu harzburjitlerin hemen üzerinde, kümülat dokulu dünitlerin tabanında yer aldığını ve boyutları bakımından Türkiye'nin en önemli yatakları arasında olduğunu belirtmiştir.

Aslantaş (2001), Kapin ve Şabata krom cevherleşmesini inceleyerek kromitlerin mineralojik ve kimyasal özelliklerini belirlemiş ve bunların Alpin tipi kromitlerle benzer olduklarını belirtmiştir.

Özsoy (2001), Ayıpınar krom cevherleşmesini incelemiş buradaki cevherleşmenin ortomagmatik evrede kristal eriyik farklılaşması ile okyanus ortası sırtlarda oluştuğu sonucuna varmıştır.

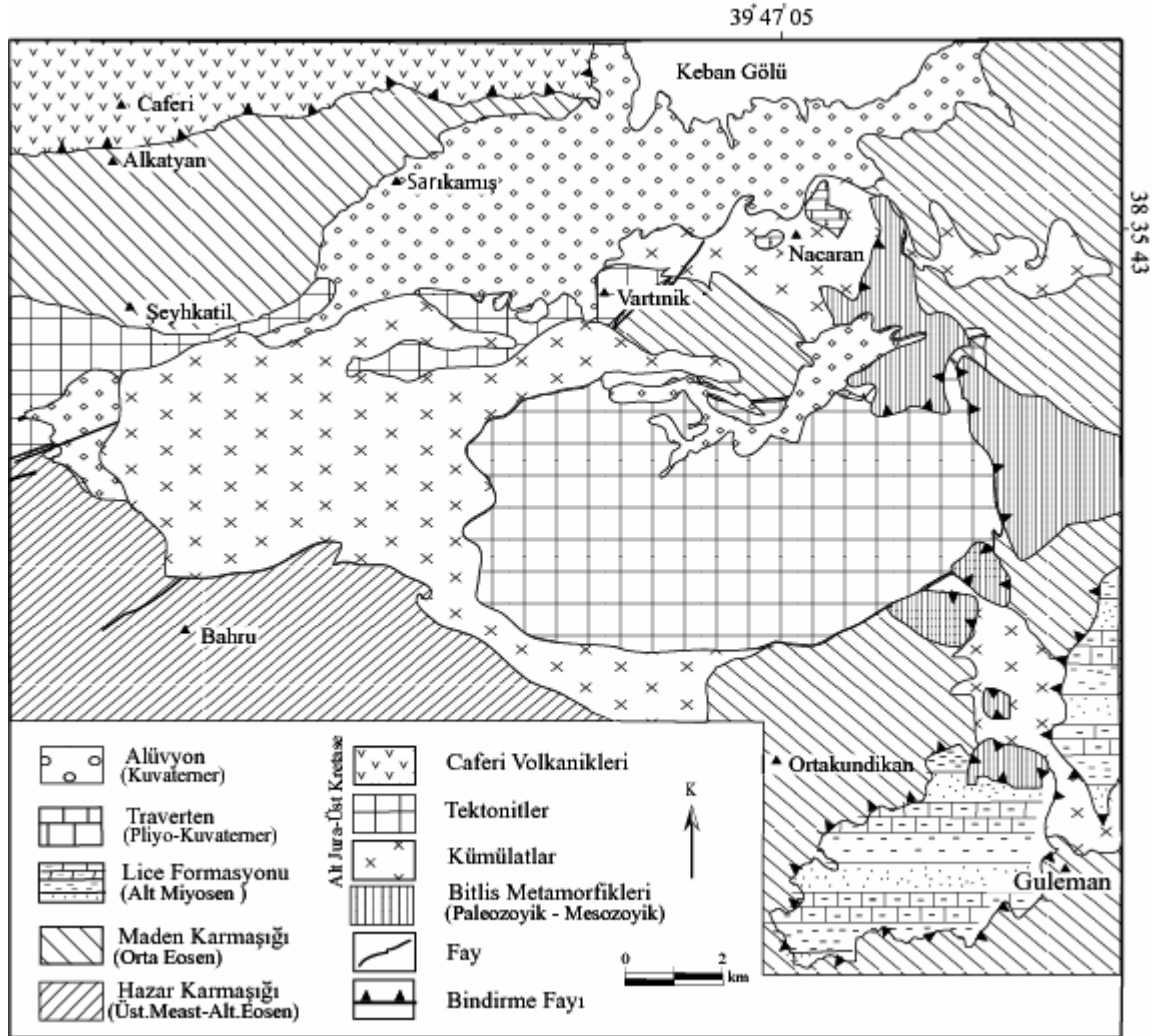
Örün (2002), Rut ve Lasir bölgesi krom yataklarının jeolojisi ve jeokimyasal özelliklerini incelemiştir.

Çelik (2003), 'Mastar Dağı (Elazığ GD'su) çevresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri' konulu çalışmasında inceleme alanı içerisinde yer alan Hazar Karmaşığı, Maden Karmaşığı ve Guleman Ofiyolitini ayrıntılı bir şekilde incelemiştir.

Kılıç (2005), 'Hazar Gölü (Sivrice-Elazığ) Güneyinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri' konulu çalışmasında inceleme alanı içinde yer alan Guleman Ofiyolitlerini incelemiş ve bu ofiyolitde manto kayacı olarak harzburjitin olması, kalın ve değişik litolojide bir gabro seviyesinin bulunması Guleman Ofiyolitinin harzburjit tip ofiyolit (HOT) olduğunu , gerek harzburjitlerin varlığı gerekse jeokimyasal verilere dayanarak Guleman Ofiyolitinin bir Supra-Subduction tip ofiyolit olduğunu belirtmiştir.

2. GENEL JEOLojİ

İnceleme alanında birçok kayaç topluluğu bulunmaktadır. Bunları yaşlıdan gence Paleozoyik yaşlı Bitlis Metamorfikleri, Üst Kretase yaşlı Guleman Ofiyoliti, Üst Meastrihtiyen-Orta Eosen yaşlı Hazar Grubu, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı ve Miyosen yaşlı Lice Formasyonu oluşturmaktadır (Şekil 2.1, 2.2).



Şekil 2.1 Guleman bölgesinin jeoloji haritası (Özkan, 1983a'dan sadeleştirilerek).

İnceleme alanında kayaçlar geniş çerçevede incelendiğinde başlıca iki yapısal birime ayrılabilir. Bunlardan Lice Formasyonu ve Bitlis Metamorfikleri otokton, Guleman Grubu, Hazar Karmaşığı ve Maden Karmaşığı ise allohton birimlerdir.

YAŞ	GRUP	BİRİM	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
ORTA EOSEN	MADEN KARMAŞIĞI	Üst volkanik ve sedimentler	>200 m		Mafik volkanitler(andezit-bazalt) , aglomera ve tuf
		Alt volkanik ve sedimentler	1000-3000m		Yanal ve düşey girik mafik volkanikler karbonatlı kumtaşı, kireçtaşı , çamurtaşı
ÜST MEASTRİHTİYEN ALT EOSEN	HAZAR KARMAŞIĞI		2250 m		Fosilli kireçtaşı
					Yer yer volkanik ara katkılı Kumtaşı-kiltaşı-şeyl-marn-killi kireçtaşı ardalanması
JURA - ALT KRETASE	GULEMAN GRUBU	Banılı Gabro	100-900m		Konglomera
		Peridotit	>3000 m		Bantlı gabro ve pegmatitik dayklar
ALT MİYOSEN	LİCE FORM.	Filiş	>150 m		Kromit cevherleşmeleri Dünit, harzburgit, lertzolit ve piroksenit yığılımları
					Seyrek kireçtaşı arakatmanlı, şeyl-kumtaşı ardalanması

Şekil 2.2 Guleman Bölgesinin geliştirilmiş tektonostratigrafik kesiti (Erdoğan, 1982).

Bitlis Metamorfikleri Guleman Ofiyolitleri üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Hazar Karmaşığı ve Maden Karmaşığı bu birimi uyumsuz olarak örtmekte ve bu birimler Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu üzerine bindirmişlerdir (Şekil 2.2).

2.1. Bitlis Metamorfikleri

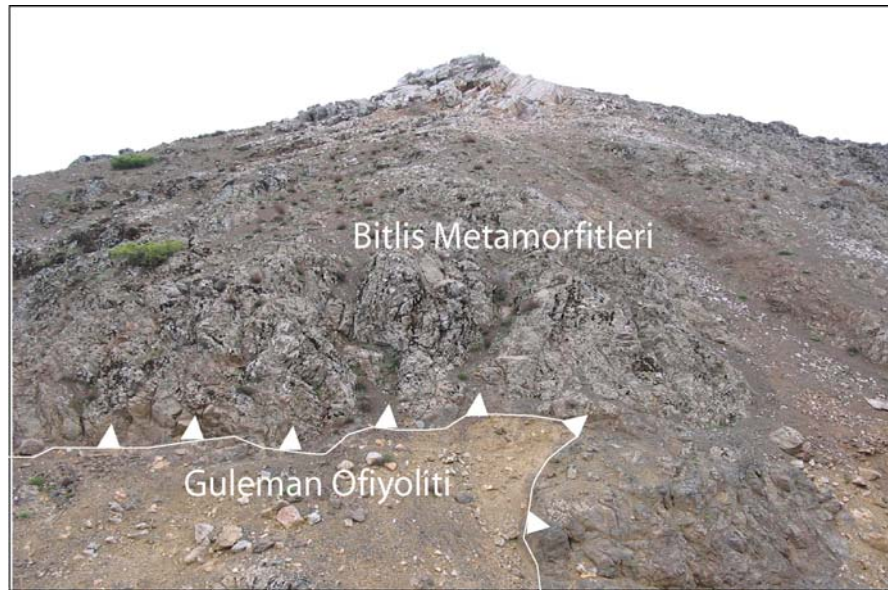
Bitlis Metamorfikleri terimi Türkiye'nin güneydoğusunda bulunan metamorfik kayaç topluluğu için kullanılmaktadır (Boray, 1976).

Bitlis Metamorfik Kuşağı, Toros Orojenik Kuşağının doğu kısmını oluşturur ve yaklaşık olarak 300 km uzunluğunda ve 60 km genişliğinde bir yayılıma sahiptir. Bu kuşak birbiri üzerine bindirmiş çok sayıdaki tektonik dilimlerden oluşmuştur (Göncüoğlu ve Turhan, 1984).

Göncüoğlu ve Turhan (1984), Bitlis Metamorfiklerini Devoniyen yaşlı Hizan Grubu ve Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı Mutki Grubu olarak iki alt gruba ayırmıştır.

Genç (1981, 1984) yaptığı çalışmasında, Bitlis Masifi'nin gnays, kuvarsit, amfibolit, ve mermerlerden meydana geldiğini ve bu metamorfik kayaçların Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Bitlis Metamorfikleri inceleme alanında kristalize kireçtaşlarından oluşmakta ve Guleman ofiyoliti üzerine tektonik dokanakla gelmektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Bitlis Metamorfikleri ile Guleman Ofiyoliti arasındaki tektonik ilişki. Baltaş (Nacaran) Köyünün yaklaşık 1 km güneyi.

2.2. Guleman Ofiyoliti (Jura – Alt Kretase)

İlk defa Steinman (1926), tarafından Ligurie'deki 'serpantin-gabro-spilit' topluluğunu belirlemek için kullanılan ofiyolit terimi yeşil taşlar, ofiyolit topluluğu, ofiyolit birliği veya ofiyolit karmaşığı terimleri şeklinde kullanılmıştır. Ancak, bugünkü anlamda eksiksiz bir ofiyolit terimi ve ofiyolitlerin oluşum modelleri 1972 yılında Avrupalı ve Amerikalı jeologlar tarafından; Ofiyolitlerin mafik ve ultramafik kayalar topluluğu olduğunu, sadece bir kaya adı olarak kullanılamayacağını ve harita alımında bir litolojik birimi olarak düşünüleceği şeklinde açıklanmıştır (Beyarslan, 1996).

Eksiksiz bir ofiyolit istifi tabandan tavana doğru; esas olarak harzburgit, az oranda dönüt ve lerzolit oluşmuş metamorfik dokulu tektonitler, dönüt, verlit, klinopiroksenit, gabro ve tabakalı gabrolardan oluşan kümülatlar, tabakalı gabrolar üzerinde izotrop gabrolar, diyabazlardan oluşan levha dayk karmaşığı, bazaltik yastık lavlar ve bunlarla birlikte bulunan sedimanlardan oluşur.

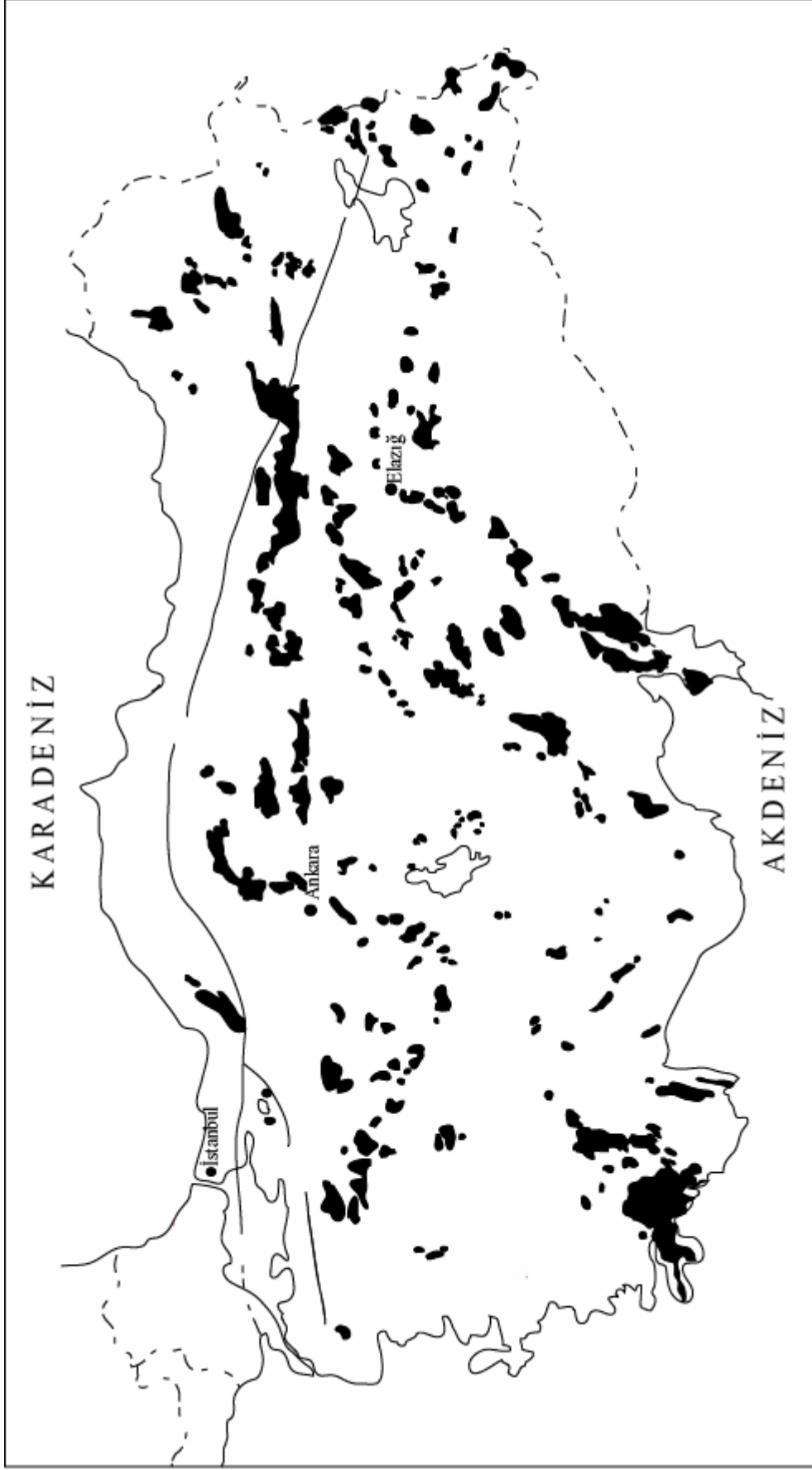
Son zamanlarda yapılan çalışmalarda (Boudier ve Nicolas, 1985; Nicolas, 1989) ofiyolitleri litolojik özellikleri ve göstermiş oldukları plastik deformasyon yapılarına göre Harzburgit tip ofiyolitler (HOT) ve Lerzolit tip ofiyolitler (LOT) olmak üzere iki gruba ayrılmıştır (Beyarslan, 1996).

Türkiye'de geniş bir yayılım sunan ofiyolitler, Kuzey Kuşak, Orta veya Toros Kuşağı ve Güney Kuşak olmak üzere başlıca üç büyük kuşakta toplanmaktadır (Juteau 1979, Akgül'1993'den) (Şekil 2.4).

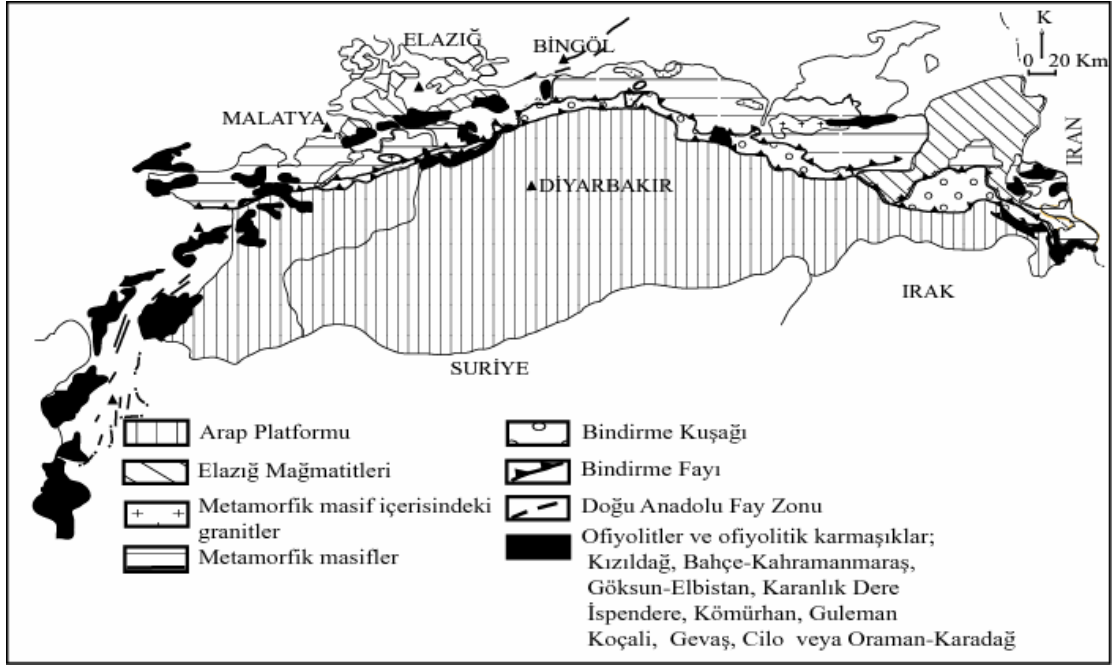
1-Kuzey Kuşak: İzmir'den başlayıp, Orhaneli ve Mihalıcık Masifleri'nden Ankara ve Erzincan'a kadar uzanmaktadır. Bu kuşaktaki ofiyolitler genellikle mavi şist ve yeşil şist fasiyeslerinde metamorfize olmuş ve granodiyoritik ve plütonlarla kesilmiştir.

2-Orta veya Toros Kuşağı: Batıdan doğuya doğru Marmaris, Fethiye Antalya, Mersin ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerini kapsamaktadır.

3-Güney Kuşak: Kızıldağ, Bahçe-Kahramanmaraş, Göksun-Elbistan, Karanlıkdere, İspendere, Kömürhan, Guleman, Koçali, Kulp, Gevaş, Cilo (Oraman) ve Karadağ ofiyolitlerini kapsamaktadır (Juteau 1979, Akgül' 1993'den) (Şekil 2.5).



Şekil 2.4. Türkiye'deki ofioitlerin dağılımı (Juteau, 1979; Akgül, 1993'den)



Şekil 2.5 Güney kuşak ofiyolitlerinin dağılımı (Beyarslan, 1996).

İnceleme konusunu oluşturan Guleman Ofiyolit Birimi, Güney Kuşak Ofiyolitler içerisinde yer almaktadır (Şekil 2.5). Daha önce yapılan çalışmalarda (Bingöl, 1986), bu istifte levha dayk karmaşığı görülmemekte ve volkanik kayaçların ise tartışmalı olduğunu, bazı araştırmacılar ise (Erdoğan, 1982; Özkan, 1983b; Özkan ve Öztunalı, 1984) bölgede yayılım gösteren ve Caferi Volkanitleri olarak adlandırılan bu volkanitlerin Guleman Ofiyoliti'nin yüzey kayacı olarak kabul etmiş, ancak bir grup araştırmacı da (Perinçek, 1979; Yazgan, 1981; Bingöl, 1984) bu volkanitlerin Elazığ Magmatitlerine ait olduğunu belirtmişlerdir.

2.2.1. Tanım

Elazığ ilinin yaklaşık 50 km doğusunda Guleman yöresinde yüzeyleyen ultramafik – mafik kayalar, tektonik dilimlenmeyle parçalanmış eksik dizi bir ofiyolit topluluğu olarak tanımlanmış ve “Guleman Ofiyoliti” diye adlandırılmıştır (Engin ve diğ., 1982; Özkan, 1982; Özkan ve Öztunalı, 1984; Engin ve Özkan, 1985) (Şekil 2.6, Şekil 2.7).

Sungurlu (1979), Çüngüş- Maden-Hazar yöresinde Guleman Ultramafitleri; Özkaya (1975), Ergani-Maden-Guleman yöresindeki çalışmada Maden Karmaşığı içerisindeki uyumlu ofiyolit dilimlerine ‘Bahro Ultrabazitleri’ adını vermiştir.

Bu birim için; Perinçek (1979), Erdoğan (1982), Yazgan (1984), Bingöl (1984, 1987), Aktaş ve Robertson (1984), Sungurlu ve diğ., (1985), Elazığ-Hazar-Palu çevresinin jeolojik özelliklerini incelerken ‘Guleman Grubu’ adını kullanmışlardır.

Özkaya (1975), aynı birim için Maden – Ergani – Guleman civarındaki çalışmada, “Guleman Ultrabazit ve Serpantinitleri” tanımını kullanmıştır.

Erdoğan (1982), Ergani – Maden yöresi ofiyolit kuşağında yaptığı çalışmada; birimin birbiriyle düşey geçişli peridotit, bantlı gabro ve bazalt seviyelerinden oluştuğunu belirtmiş ve “Guleman Grubu” olarak adlandırmıştır. Ayrıca, Perinçek (1979) ve Bingöl (1986)’de birimi “Guleman Grubu” olarak isimlendirmişlerdir.

Bölgede yapılan daha sonraki birçok çalışmada birim için ‘Guleman Ofiyolitleri’ adı benimsenip kullanılmıştır (Özkan 1982, 1983a, 1983b, 1984). Elazığ-Sivrice-Palu çevresinin jeolojisi hakkında incelemeler yapan Herece ve diğ., (1992) birim için Guleman Ofiyolitik Kompleksi adını kullanmışlardır. Bu çalışmada da birimden bahsedilirken “Guleman Ofiyoliti” terimi kullanılacaktır.



Şekil 2.6 Guleman Ofiyolitine ait genel bir görünüm. Bakış yönü Batı Kef tepeden kuzeydoğuya doğrudur.



Şekil 2.7 Guleman Ofiyolitine ait genel bir görünüm. Bakış yönü Batı Kef tepeden doğuya doğrudur.

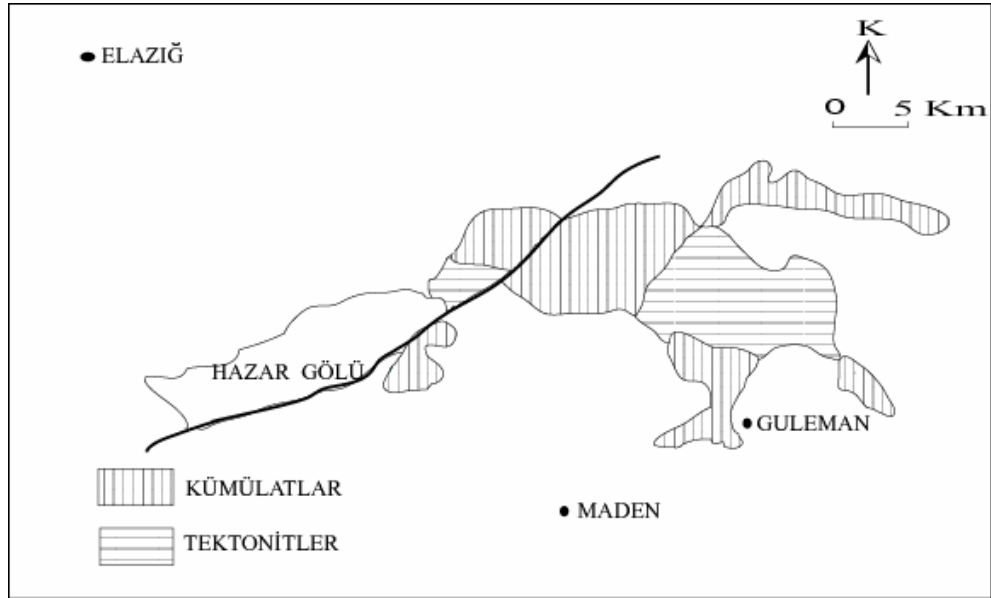
2.2.2. Dağılım ve Konum

Guleman Ofiyoliti, Elazığ'ın 70 km doğusunda Alacakaya ilçesinde ve yaklaşık 200 km² lik bir alanı kapsayan mafik – ultramafik kayaç topluluğudur.

Bu birim; tektonitler, kümülatlar tekil dayklar, diyabaz ve bazik volkanik kayaçlardan oluşur (Şekil 2.8).

Bölgede Guleman Ofiyolitleri üzerinde incelemeler yapan Özkan ve Öztunalı (1984), birimin tabanda 5-10 m kalınlığında dünit ve podiform kromit içeren harzburjitlerden oluşmuş tektonitler; dünit-verlit-klinopiroksenit aralanması ve bantlı gabrolardan oluşmuş kümülatlar ve ofiyolitlerle arazi ilişkisi gözlenmeyen, ancak jenetik olarak ilişkili olduğunu düşündükleri volkanitlerden oluştuğunu kabul etmektedirler .

Kümülat grubu kayaçlar tektonitlerin üzerinde ve genel olarak onları çevreler konumda bulunmaktadır (Engin ve diğ., 1982).



Şekil 2.8 Guleman Ofiyolitine ait tektonit ve kümülat gösteren jeolojik harita (Engin, 1984'den sadeleştirilerek).

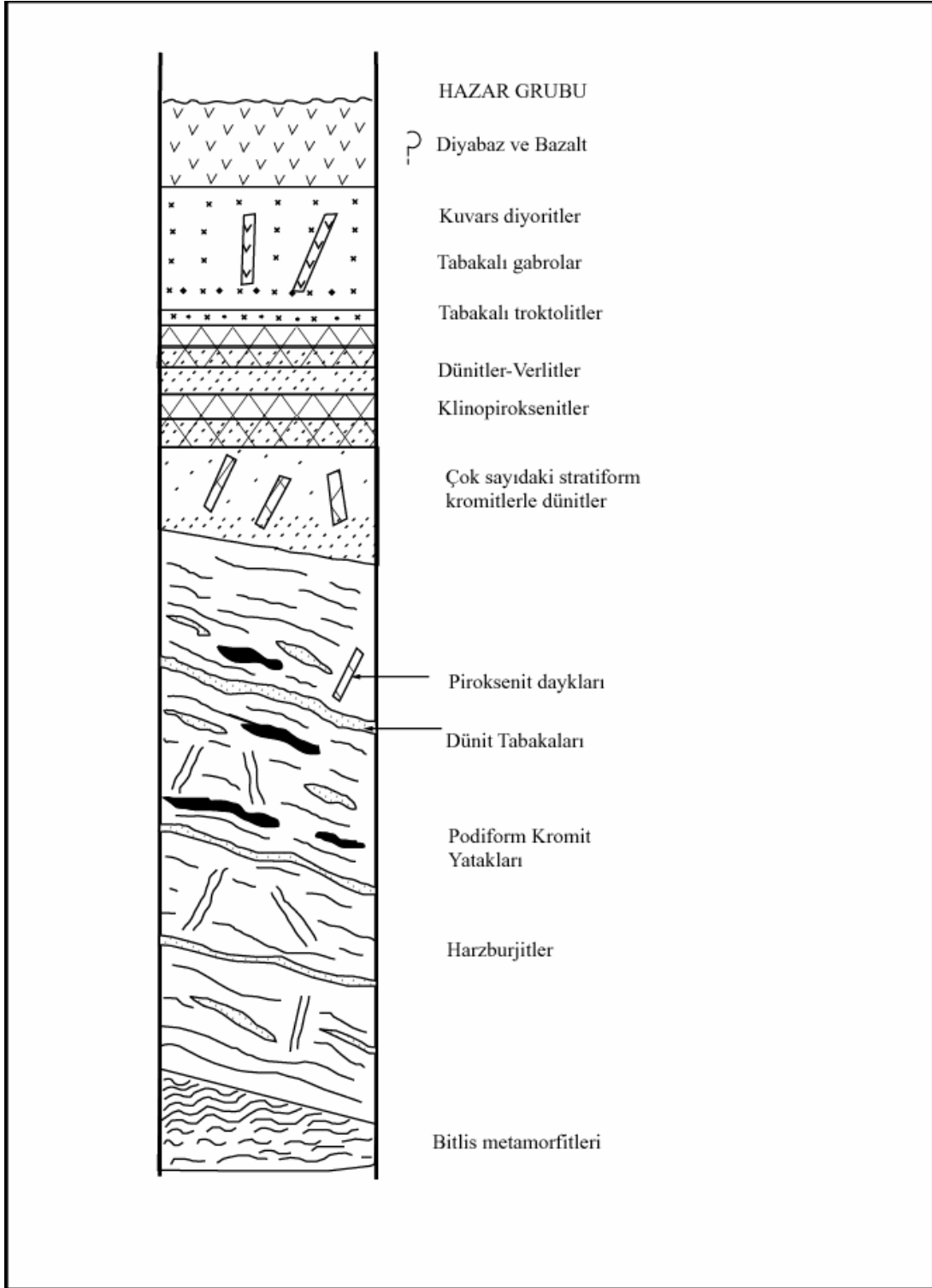
2.2.3. Litoloji

Guleman Ofiyoliti; başlıca dünit ve kromitit içeren harzburjitlerden oluşan tektonitler ile bunların üzerine açılı uyumsuzlukla gelen dünit, verlit, klinopiroksenit, tabakalı gabro ve izotrop gabrolardan oluşan kümülatlar, tüm bu birimleri kesen tekil diyabaz daykları ile levha dayk karmaşığı ve bazik volkanik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.9, Şekil 2.10, Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.13).

Tektonitler inceleme alanında daha çok krom cevherleşmelerinin yer aldığı Sori bölgesinde görülmektedir. Başlıca harzburjit ve dünitten oluşur ve dünitlerin harzburjitlere göre bağlı miktarları daha azdır. Ultramafik tektonitler, sadece manto sıcaklık ve basınç koşullarında oluşabilen plastik deformasyon, kısmi ergime ve rekristalizasyon yapı ve dokularını gösterirler (Özkan, 1982).

Kümülatlar tektonitleri çevreler konumunda olup Baltaş (Nacaran) köyü civarında ve inceleme alanının batısında yer almaktadır (Şekil 1.1). Tektonitlerin üzerinde dünitlerle başlayıp harzburjit, gabrolara kadar uzanan ve kristal çökelimi süreciyle oluştuklarını belgeleyen tipik yapı ve dokular sunan kümülatlar grubu kayalar, 2800 m kalınlığında bir magmatik seri olup kristal yerleşme proseslerine katkıda bulunan yapı ve dokular gösterirler (Özkan, 1983a).

Bazik volkanik kayalar ise inceleme alanında Caferi köyü yakınlarında yüzeylemektedir (Şekil 1.1).



Şekil 2.9. Guleman Ofiyolitinin genelleştirilmiş bölgesel kesiti (Bingöl 1986' dan değiştirilerek).



Şekil 2.10. Kümülatlara ait tabakalı gabrolar, Baltaş Köyü güneyi.



Şekil 2.11. Kümülatlara ait tabakalı gabrolar, Baltaş köyünün yaklaşık 2 km güneyi.



Şekil 2.12. Guleman Ofiyolitine ait piroksenit daykları. Baltaş köyünün yaklaşık 2 km güneyi.



Şekil 2.13. Guleman ofiyolitine ait tekil diyabaz daykları.

2.2.4. Yaş

Özkan (1982), Guleman Ofiyoliti üzerine yaptığı çalışmalar sonucu birime Üst Jura-Alt Kretase, Bingöl (1984, 1986) Geç Jura-Erken Kretase, Sungurlu (1979), Elazığ-Hazar-Palu çevresinde yaptıkları çalışmalarda Guleman Grubu'nda ilk kez rastladıklarını belirttikleri volkanitlerle girik olarak gözlenen kırmızı renkli kireçtaşlarından almış oldukları kayaç örneklerinde Globotruncana sp., Globotruncana stuarti, Globotruncana lapparenti, Globotruncana arca ve Heterohelix sp. fosillerini tespit ederek Kampaniyen – Alt Maastrichtiyen yaşını birim için önermişlerdir.

Kılıç (2005), inceleme alanının batısında birim üzerine yaptığı çalışmada; Guleman Ofiyoliti'nin Neotetis'in güney kolunun , Üst Kretase' de kuzeye doğru dalmasıyla, dalan kabuk üzerindeki okyanusal kabukta meydana gelen açılmaya bağlı olarak gelişen okyanus kabuğu ürünleri olduğu belirlenmiş ve dolayısıyla da yaşının Üst Kretase olması gerektiği belirtilmektedir. Yapılan bu çalışmada Guleman Ofiyolitinin yaşı için Üst Jura-Alt Kretase yaşı benimsenmiştir.

2.3. Hazar Karmaşığı (Üst Maastrichtiyen – Orta Eosen)

İlk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından 'Hazar Birimi' olarak adlandırılan bu birim Hazar Gölü'nün kuzeyi ve doğusunda yüzeylemiş ve adını da buradan almıştır.

Hazar Karmaşığı inceleme alanında, Bahru köyü civarında yer almakta olup çalışma alanının güneybatısında yüzeylemektedir (Şekil 2.1).

Sungurlu (1979), birimi grup düzeyinde incelemiş Simaki, Şebgen, ve Gehroz formasyonları şeklinde üçe ayırmış, Özkaya (1975), birimi Hazar formasyonu olarak tanımlamış, Aktaş ve Robertson (1990) ise Hazar Grubu olarak adlandırarak Ceffan, Simaki ve Gehroz formasyonları olmak üzere üçe ayırmışlar ve yine Perinçek (1979), bölgede yaptığı incelemelerde Sungurlu (1975)'nin önceki çalışmalarından yararlanarak Hazar Grubu'nu Simaki, Şebgen, ve Gehroz Formasyonları olmak üzere üç alt formasyona ayırmıştır.

Perinçek (1979) tarafından ilk defa tanımlanan ve Maden Grubu'nun taban konglomerası için kullanılan Ceffan Formasyonu adı Aktaş ve Robertson (1990) ve Erdem (1987) tarafından Hazar Grubu'nun taban seviyelerini oluşturan birim için kullanılmış, Sungurlu ve diğ., (1985) ise bu formasyonun adını ilk tanımlandığı anlamda Maden Grubu'nun taban konglomerası için kullanılmıştır. Çelik (2003), yaptığı çalışmada Hazar Grubu'nun taban seviyesindeki fan delta konglomeraları ve bunlarla ardalanmalı olan yama resiflerinden meydana gelen birimi ayrı bir formasyon olarak incelemiş ve daha önce Ceffan Formasyonu

olarak isimlendirilen bu birimi Sarıkamış Formasyonu olarak isimlendirerek Hazar Karmaşığını Sarıkamış, Simaki, Gehroz olmak üzere üç alt formasyona ayırmıştır.

Kumtaşı–şeyl–marn–kireçtaşı ar dalanmasından oluşan Hazar Karmaşığı Guleman Grubu üzerine transgresif olarak gelir. Birimin en altında taban konglomerası ardından kumtaşı–çamurtaşı–kıltaşı–marn–killi kireçtaşı–sileksit–radyolarit ve pembe–kızıl renkli kireçtaşları gelir. İçerdiği fosillerle yaşı belirlenen birim alt flişler olarak nitelendirilir. Hazar Karmaşığı bazalt, diyabaz, melafir, tuf ve andezit gibi volkanik ara katkılarına da sahiptir (Arıkal ve Taşan, 1986).

Hazar Grubu’nun çökme ortamı üzerine çalışma yapan Aktaş ve Robertson (1984), ortamın başlangıçta karasal olduğunu ve birimin tabanında bulunan Ceffan Formasyonunun bu karasal ortamı temsil ettiğini; Ceffan Biriminin Simaki birimi ile yanal geçiş göstermesinin ise çökme havzasının blok faylarla giderek derinleştiğini ve Simaki Formasyonunun denizel şartlarda geliştiğini; en üstteki Gehroz Formasyonu’nun ise derin deniz ortamında çökmüş pelajik kireçtaşları olduklarını ifade etmişlerdir.

Birimin yaşı, daha önceki araştırmacılar tarafından içerisindeki fosillerden tespit edilerek Üst Meastrihtiyen – Orta Eosen yaşı verilmiştir.

2.4. Maden Karmaşığı (Orta Eosen)

Elazığ’ın Maden ilçesi ve çevresinde gözlenen bu birim Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından ‘Maden Birimi’ olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Özkaya (1975), Alt Eosen- Miyosen yaşlı birimi ‘Sason-Baykan Grubu’, Sungurlu (1975) ‘Bayhan Karmaşığı’ olarak adlandırmışlardır.

Maden Karmaşığı inceleme alanında, Sarıkamış köyünün batısında Şeyhkatil ile Alkatyan köyleri çevresinde ve çalışma alanının doğusunda Ortakündikan köyü çevresinde yüzelemektedir (Şekil 2.1).

Hazar Karmaşığı’nı uyumlu olarak üzerleyen alttan üstte doğru karbonatlı kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı, yastık lavlar, andezit – bazalt seviyesi ve bunların üzerinde Nummulitli kireçtaşlarından oluşan Orta Eosen yaşlı allokon çökel birim, Ercan ve diğerleri (1970) tarafından bütünüyle Alt Fliş, Erdoğan (1977) tarafından Maden Grubu, Sungurlu (1980) tarafından da Ergani Grubu olarak adlandırılmıştır (Engin ve diğ., 1982).

Doğu ve Güneydoğu Anadolu’da birim üzerinde yapılan daha sonraki çalışmalarda , Naz (1979), Palu dolaylarında; Perinçek ve Özkaya (1981), Maden-Bitlis kuşağı ve Adıyaman – Çelikhhan civarında; Özkan (1982), Guleman; Yazgan (1984), Elazığ-Malatya; Hempton (1984,1985), Hazar Gölü; Perinçek ve Kozlu (1984), Doğanşehir ve Berit Dağı; Özçelik (1985),

İspendere; Yiğitbaş vd. (1993), Berit ve Engizek dağları; Turan vd. (1993), Elazığ çevresinde, Maden Karmaşığı terimini kullanmışlardır (Çelik, 2003).

Maden Grubu, tipik olarak yüzeyleme verdiği Maden ilçesi (Elazığ) ve dolaylarında aynı zamanda en geniş yüzeylemelerine sahiptir. Birimin genel dağılım alanı, doğuda Palu İlçe'sinin doğusu ve Arıcak İlçesinin kuzey kesimlerinden başlayarak, Malatya ili güneyi ve Adıyaman ili kuzey kesimlerine kadar uzanan yaklaşık KD-GB doğrultusunda ve Doğu Anadolu Fayı'na paralel bir zon kapsar. Bu zon içerisinde Palu-Hazar gölü arasında fayın güney kesimlerinde daha geniş bir dağılım gösterirken, bu geniş yüzeylemeler Hazar Gölü'nün güneybatı kesiminden itibaren Adıyaman ilinin kuzeyine kadar ise, fayın kuzeyinde kalan alanlarda yer alır (Çelik,2003).

Birimi ilk defa ' Maden Karmaşığı ' olarak tanımlayan Perinçek (1980), Ergani-Maden yöresinde yaptığı çalışmaları dikkate alarak birimi Ceffan, Arbo, Melefan, Karadere ve Narlıdere olmak üzere beş ayrı formasyona ayırmıştır. Çalışmacı birimin içerisindeki kireçtaşı bloklarının sığ ortamda çökeldiğini daha sonra havzanın derin kısmına olistolit olarak yerleştiklerini belirtmiştir. Birim içerisindeki volkanik kayalar ise Aktaş ve Robertson (1984)'ın jeokimyasal verileri esas olarak yaptıkları çalışmalarına göre kuzeye dalımlı bir yitim zonu üzerinde, yay önü bölgede gelişen çek – ayır havzada oluştuklarını ortaya koymuştur.

Çelik (2003), birimin oldukça karmaşık bir litolojiye sahip olduğunu belirtmiş, kırmızımsı kahverengi çamurtaşları, moloz akması seviyeleri, yanal ve düşey yönde takip edilmesi mümkün olmayan kanal dolguları ve bunlarla birlikte düzensiz bir şekilde saçılmış adacıklar şeklinde görülen kireçtaşı olistolitlerinden oluşan Melefan Formasyonu ve aglomera, volkanik kumtaşı, kırmızımsı çamurtaşı, bazaltik – andezitik yastık lavlardan oluşan Karadere Formasyonu olmak üzere başlıca iki farklı formasyona ayırmıştır.

Birimi inceleyen araştırmacıların bir kısmı Rigo de Righi ve Cortesini (1964), birimin Hazar Grubu üzerinde uyumlu olarak bulunduğunu belirtmektedirler. Bir kısım araştırmacı (Perinçek, 1979; Özkan, 1982) ise havza tabanının oldukça engebeli ve havza geometrisinin düzenli olmayışından kaynaklanan sebeplerden dolayı bu ilişkinin bazı yerlerde uyumlu, bazı yerlerde de uyumsuz olduğunu belirtmektedirler. Sungurlu vd. (1985), Hazar Grubu'ndan ayrı olarak değerlendirdikleri Gehroz Formasyonundan taşındığını belirttikleri fosillerin Maden Grubu'nda bulunmasını delil göstererek bu iki birim arasında bir uyumsuzluğun olduğunu belirtmişlerdir.

Maden Karmaşığı'nın oluşum ortamı hakkında, birim üzerinde araştırma yapan pek çok araştırmacı birbirinden farklı yorumlar yapmışlardır. Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Maden Grubu'nun Hazar Grubu üzerine uyumlu olarak geldiğini ve Hazar Grubu'nun ard çukur tipi

havzada çökeldiğini ve dolayısıyla Maden Grubu ile aynı havzayı paylaştıklarını belirtmişlerdir. Maden Karmaşığı'nın tabanındaki Bitlis-Pötürge ve Malatya Metamorfikleri ile Guleman ofiyolitleri üzerine uyumsuz olarak geldiği birçok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir (Perinçek, 1979; Yazgan, 1981, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991).

Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı boyunca birim; Lice Formasyonu üzerinde tektonik dokanakla durmaktadır.

İnceleme alanında yüzeyleme veren bu birim üzerine çalışma yapan birçok araştırmacı (Perinçek ve Özkaya, 1981; Özkan, 1982; Hempton, 1984, 1985; Perinçek ve Kozlu, 1984; Sungurlu vd., 1985; Özçelik, 1985; Yiğitbaş vd., 1993, Turan vd., 1993) içerdiği fosillerden birimin yaşını Orta Eosen olarak tespit etmişlerdir (Çelik, 1993).

2.5. Lice Formasyonu (Alt Miyosen)

Güneydoğu Anadolu'da geniş bir yayılım gösteren ve otokton olarak bulunan bu birim bölgede çalışma yapan bazı araştırmacılar tarafından (Özkaya, 1975, Perinçek, 1979, 1980) Lice Formasyonu, bazı araştırmacılar tarafından (Genç, 1981, 1984) ise Miyosen tortulları olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında Bitlis Metamorfikleri, Maden Karmaşığı ve Guleman Ofiyoliti Lice Formasyonu üzerine bindirmeli olarak gelmekte ve bu birim çalışma alanının güneydoğusunda yer almaktadır.

Bu birim içinde yer yer kireçtaşı katkıları içeren silttaşı – kumtaşı ardalanmasından oluşan fliş fasiyesindeki kayalardan oluşmuştur (Engin ve diğ., 1982).

Lice Formasyonu, GD Anadolu Bindirmesi'nin denizel bir klastik istif olarak yaygın şekilde yüzeylemektedir (Perinçek, 1979). Gri ve açık yeşil renkte görülen Lice Formasyonu, kumtaşlarının daha egemen olduğu kesimlerde açık sarı renkte görülmektedir. Tabaka kalınlıkları yer yer değişmekle birlikte genellikle ince tabakalıdır ve kalınlıkları 5-10 cm arasında değişmektedir (Akgül, 1993). Formasyon Ergani'nin güneyinde kaba kumtaşı olarak görülür ve yaklaşık kalınlığı 150 m'dir. Ergani'nin kuzeyinde ince kireçtaşı arakatmanlı, düzgün şeyl ve marn ardalanması olarak görülür. Kuzeye doğru Guleman bölgesinde ise kireçtaşı arakatmanları seyrekleşir ve şeyl – kumtaşı ardalanmasından ibaret fliş görünümünü alır (Arıkal ve Taşan, 1986).

Ergani ve Palu çevresinde çalışma yapan Perinçek (1979, 1980), bu birimin altta kireçtaşı ile başlayıp yukarı doğru kumtaşı, şeyl ardalanması ile devam ettiği ve birimin kalınlığının Ergani civarında 1250 m'ye kadar çıktığını belirtmektedir. Araştırmacı birimden derlediği fosillere göre formasyona Alt Miyosen yaşını vermiştir.

3. TEKTONİZMA

Bütün özellikleriyle Alpin tip ofiyolitlere benzerlik gösteren Guleman Grubu, Türkiye'deki 3 ofiyolit kuşağından güney kuşak içerisinde yer almaktadır. Ofiyolitlerin yerleşmesinde etkili olan tektonizma, Guleman Grubu üzerinde de etkili olmuştur. Guleman Ofiyolitinin faylanarak kıvrımlanması ve yine bu kayalarda izlenen kırık ve fayların hepsi ofiyolitinin yerleşmesi esnasında ve sonrasındaki kabuk hareketleriyle oluşmuştur (Özkan, 1982).

Özkan (1983a), Guleman Ofiyolitinin jeoloji haritasının eksen gidişleri D-B doğrultusunda olan kıvrımlı bir yapının varlığını yansıttığını belirtmiş, ancak dokanakların tümüyle faylanmış olması ve dokanaklar boyunca tektonik kamalanmaların olağan olması gözlemlenince buna bir plastik kıvrımlanma gözüyle bakılamayacağına vurgulamıştır. Gözlenen durumun; Guleman Grubunun bölgesel bir sıkışma gerilmesi altında kıvrımlanmaya zorlanmış ve birer zayıflık yüzeyleri olan dokanaklar boyunca oluşan makaslama gerilmeleri sonucu faylanarak ve yer yer kamalanarak buna uymaya çalışmış olduğunu belirtmiştir.

Guleman Ofiyolitinde izlenen çeşitli yapılar, onun değişik tektonik ortamlarda birbirini izleyen deformasyonlara uğramış olduğunu göstermektedir. Bunlardan bir bölümü tektonitlerde izlenen yapraklanma ve çizgisellik gelişi, plastik kıvrımlanmalar ve plastik yırtılmalar olarak özetlenebilecek manto içi plastik deformasyon evresinde gelişmiş yapılarıdır. Bu ilk deformasyon evresini, yerleşme sırası ve sonrasındaki levha hareketleriyle gelişmiş deformasyonlar izlemiştir. Guleman Ofiyolitinin faylanarak kıvrımlanması ve yine bu kayalarda izlenen kırık ve fayların hemen hemen hepsi bu evrede oluşmuştur. Bu ikinci evrede oluşan yapıların geometrilerinden (kıvrım eksenlerinin D-B gidişlerinden) çıkarılan gerilme dağılımının K-G yönlü sıkıştırma gerilmesi ile bağdaştığını vurgulamıştır. Bu sonuçlardan ofiyolitinin yaşıda göz önüne alınarak, Üst Kretase ve sonraki deformasyon evrelerinin hepsinde K-G yönlü sıkıştırma gerilmesinin egemen olduğu biçiminde yorumlanmıştır. Bundan da Üst Kretaseden günümüze kadar bölgeyi etkisi altında tutan gerilmelere neden olan levha hareketlerinin hep aynı düzende kaldığı sonucuna varılabilir (Özkan, 1983a).

Engin ve diğ. (1982), litolojik özellikler, yapısal konum ve coğrafik dağılım göz önüne alarak Guleman Peridotit Birimini Gölalan, Pütüyan, Rut, Kefdağ-Kapın-Şabata gibi bazı bölümlere ayrılabilmesini belirtmişlerdir.

Bu bölümlerden Gölalan ve Pütüyan kesimlerinin genel uzanımının KB-GD olmasına karşın, krom yataklarının genel uzanımları KD-GB yönlü olduğunu belirtmişlerdir.

Rut-Lasir kesiminde çok belirgin K-G doğrultulu ve 35-40° ile batıya eğimli bir iç yapı düzeni gelişmiştir. Harzburjitler içinde olivince ve piroksence zengin kısımların araldanmasından ve kromit toplanımlarından oluşan bantlanmalar ile saçılmış haldeki kromit tanelerinin

uzanımlarından saptanan yapraklanmalar, yörede izlenen başlıca yapısal elemanlardır (Engin ve diğ., 1982).

Rut- Lasir bölgesi oldukça yoğun bir tektonizma geçirmiştir. Bölgede kromit cevherleşmeleri K-G doğrultulu ve $30-35^{\circ}$ ile batıya eğimlidir. Sahada gözlenen fayların büyük çoğunluğu uzunluk olarak 300 m'nin altındadır. Faylarla ölçülmüş atım uzaklıklarında hemen her yerde 50 m'den daha az olmak üzere genelde 1-10 m arasındadır (Örün, 2002).

Kef Bölgesinde dünitlerle harzburjitler arasındaki sınır ilişkisi Batı Kef kesiminde ilksel, Doğu Kef kesiminde ise faylıdır. Doğu Kef bölümünde dünit- harzburjit sınırı D-B yönlü bir fayı izlemektedir. Fay zonu ortalama 65° ile kuzeye eğimli olup fayın harzburjit tarafı dünit tarafına oranla tektonizmadan çok daha fazla etkilenmiştir. Batı Kef kesiminde ise harzburjitlerdeki bantlanmalar ile dünitlerdeki bantlanmalar birbiriyle uyumludur. D-B doğrultulu olan cevher yatağı zon boyunca KD-GB ve KB-GD yönlü faylarla kesilmiştir. Her iki fay sistemi de cevher zonunda atımlar neden olmakla beraber, KB-GD doğrultulu fay sistemi daha hakim ve etkin olarak belirlemektedir (Engin ve diğ., 1982).

Kapın Bölgesinde harzburjitlerdeki bantlanma ve yapraklanmalar belirgin KD-GB doğrultulu ve $40-70^{\circ}$ ile GD'ya eğimlidir. Kapın mostralarının içinde bulunduğu breşik, bol kayma yüzeyli serpantinleşmiş harzburjit kesimi, iç yapı elemanları bakımından çok fakirdir. (Engin ve diğ., 1982). Şabata Bölgesi ise; ince kromit bantlarının yönü bu bölgedeki kromit mercceklerinin uzanım ve eğim yönüne uygun olup KB-GD doğrultulu ve GB eğim yönlüdür (Engin ve diğ., 1982).

Kapın ve Şabata Bölgelerinin her ikisinde de KB-GD doğrultulu, yaklaşık 60° GB'ya eğimli krom kütlelerinin varlığına rağmen iki bölgedeki bantlanma ve yapraklanma ve doğrultuları zıttır. İki bölge arasında KD-GB doğrultulu bir fay bulunmaktadır (Aslantaş, 2001).

Ayrıca çalışma alanının yakın civarında bulunan Bahro, Derikan, Tenkella, ve Hamil derelerinin birer büyük fay zonunu takip ettikleri düşünülmektedir. Ancak arazide bu tektonik çizgilerin yer yer belirgin olmadıkları gözlenmektedir (Özsoy, 2001).

4. PETROGRAFİ

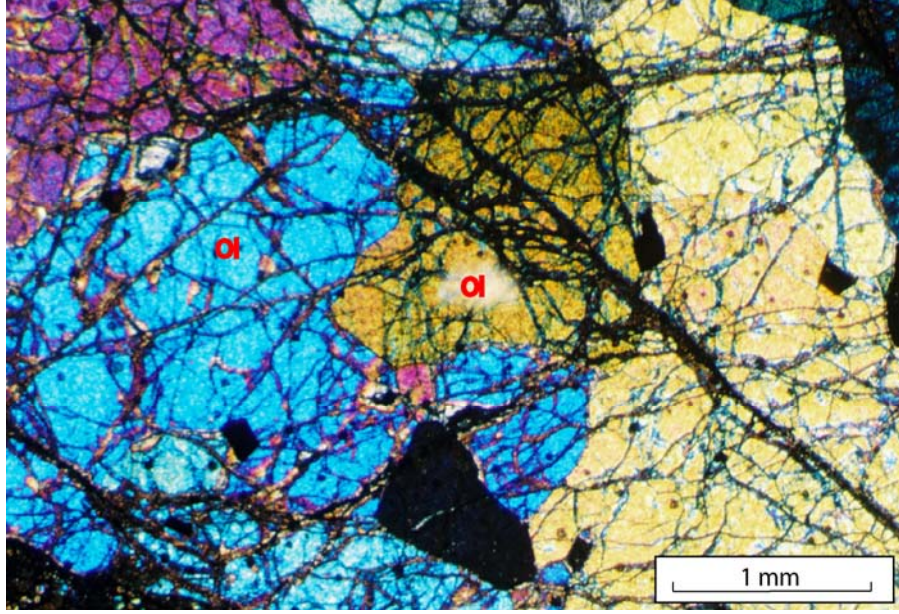
4.1. Tektonitler

Tektonitler inceleme alanında dünit ve harzburgit litolojisinde izlenmektedir. Bu kayalar daha çok krom cevherleşmesinin yer aldığı Sori bölgesinde yaygın olarak görülmekte ve arazide yeşilimsi sarı renkte, bol kırıklı, çatlaklı bir görünümündedirler.

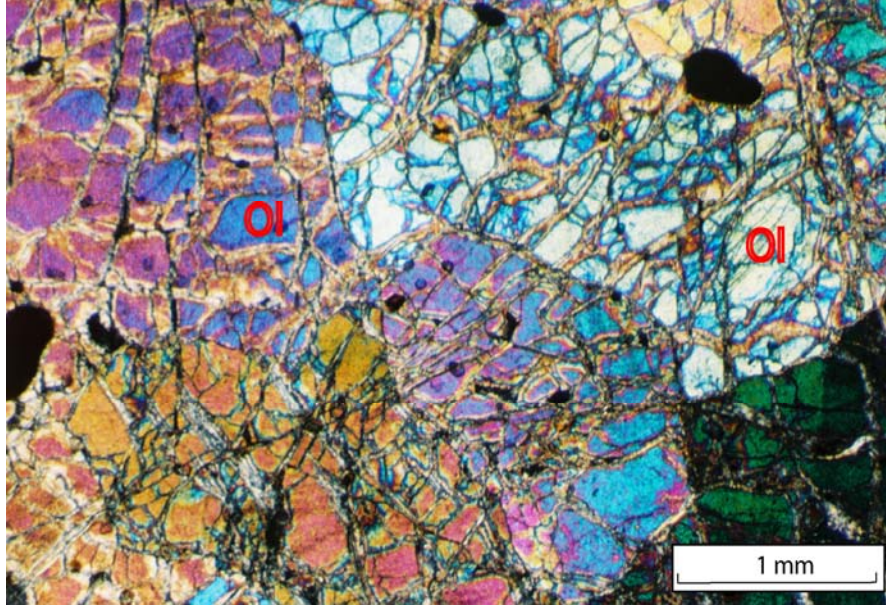
4.1.1.Dünit

Dünitler, harzburgitlerden sonra tektonitlerin büyük bir kısmını oluşturmakta olup bu kayalar % 90'ın üzerinde olivin, az miktarda ortopiroksen ve klinopiroksenden oluşur. Olivinler hem özşekilsiz iri kristaller halinde (Şekil 4.1), hem de parçalanmış küçük kristaller (Şekil 4.2) halinde bulunmaktadır. Olivinler yüksek çift kırma rengine sahip olup sarıdan yeşilin her tonuna kadar çok canlı girişim renklerine sahiptirler. Kayaçta; küçük tanelerin içerisinde çok fazla iri olivin fenokristalleri bulundurmaıyla porfiroklastik doku (Şekil 4.3) hakimdir. İri olivin kristalleri plastik deformasyon izlerini göstermektedir. Bu yapılar bir gerilme etkisinde kalan olivin kristallerinde kristal içi belli düzlemler boyunca ötelenmeli kaymalarla oluşmuş plastik deformasyon yapılarıdır. İri olivin kristallerinde plastik deformasyon sonucu uzamalar ve kristal içi kaymalara bağlı olarak king-bantlar oluşmuştur (Şekil 4.4). Olivinlerde görülen bu deformasyon izleri dünitlerin tektonit birimine ait olduğunu göstermektedir.

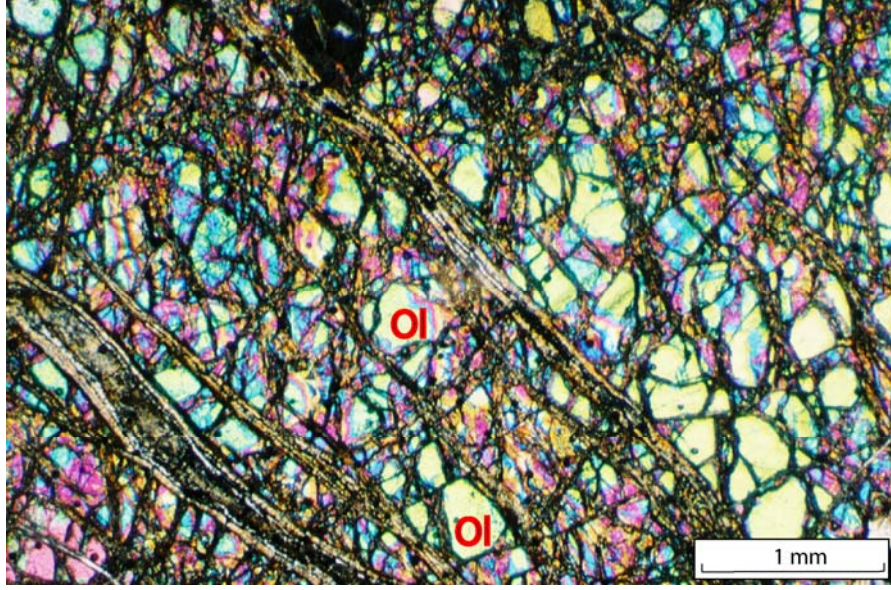
Dünitler içerisinde % 3-4 oranında öz şekilsiz iri kristaller halinde ortopiroksenler de görülmektedir. Bu mineraller tek yönde dilinimlere sahip olup bu dilinim izlerine göre de paralel sönme gösterirler.



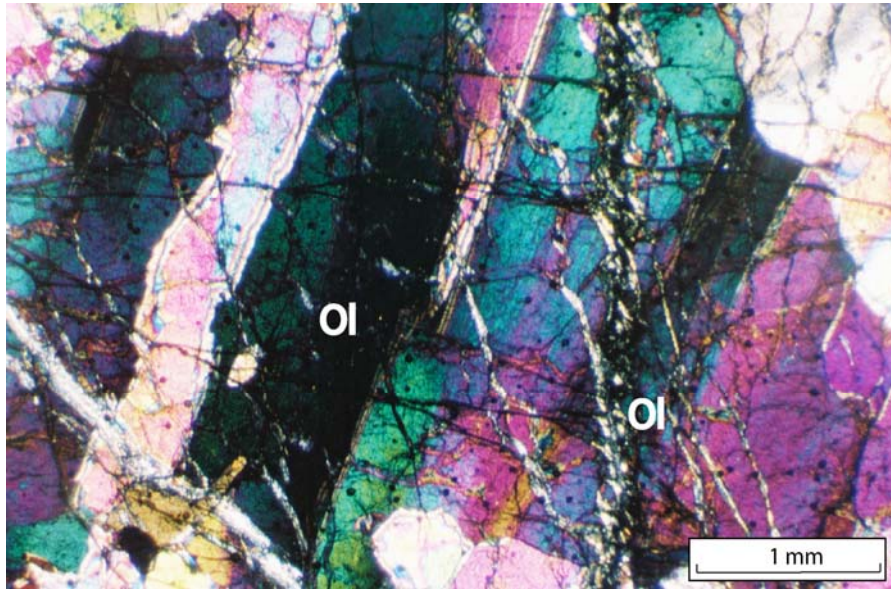
Şekil 4.1. İri kristalli öz şekilsiz olivinlerin mikroskopta görünümü. Ol: Olivin.
Ç.N. X 32.



Şekil 4.2. Parçalanmış olivinlerin mikroskopta görünümü. Ç.N. X 32.



Şekil 4.3. Olivinlerde görülen porfiroklastik doku. Ol: Olivin. Ç.N.X32.



Şekil 4.4. Dünitlerde olivinlere ait king-bantların mikroskopta görünümü. Ol: Olivin Ç.N.X32.

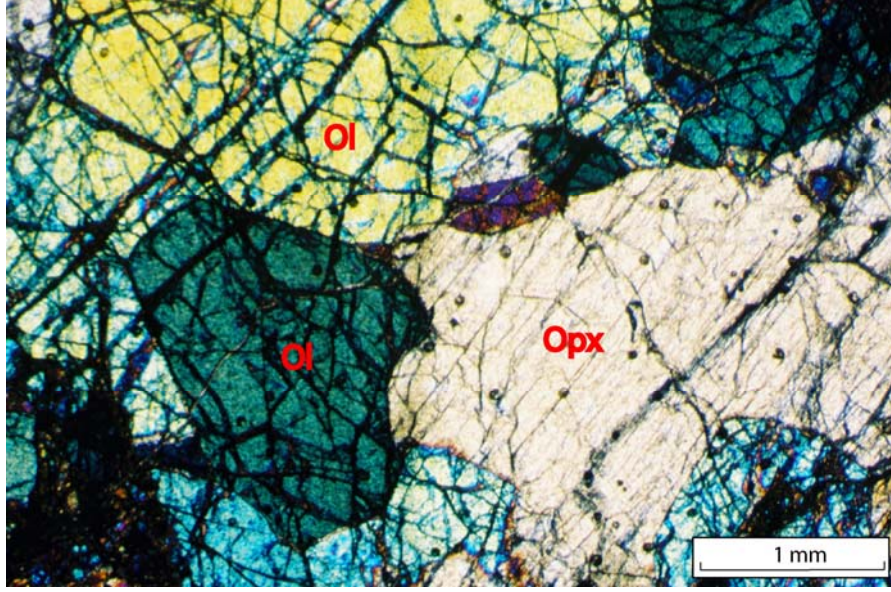
4.1.2. Harzburjit

Harzburjitler, inceleme alanında yeşilimsi sarı renkte görülürken alterasyondan etkilenen serpantinleşmiş harzburjitler yeşilimsi renk ve yağlı bir parlaklık gösterirler.

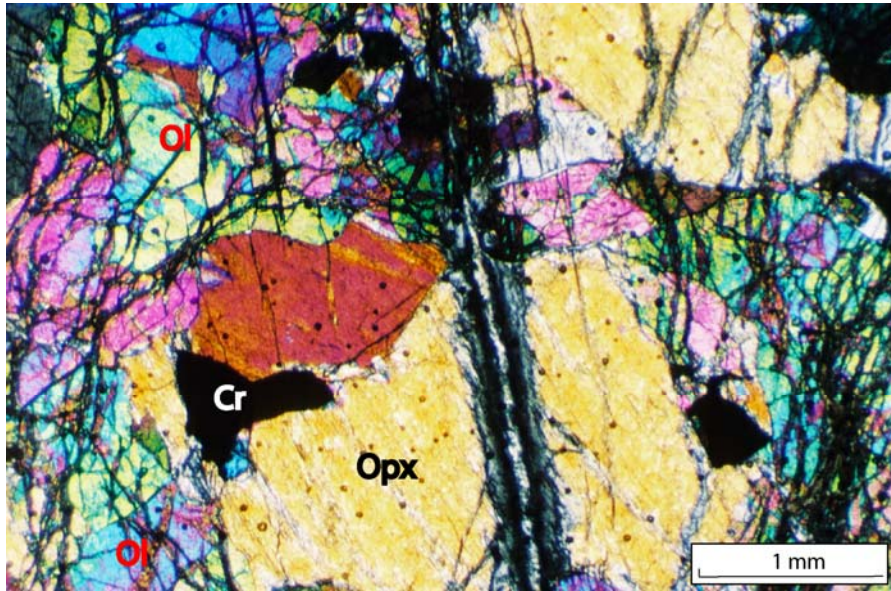
Harzburjitler, tektonitler içerisinde bulunan en yaygın kayaç grubudur ve tektonitlerin yaklaşık %60-70 oluşturmaktadır. Esas olarak olivin ve ortopiroksen minerallerinden meydana gelen bu kayaçlar daha az oranlarda klinopiroksen, opak mineraller ve ikincil minerallerden oluşur. Alınan kayaç örneklerinden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu % 50-60 olivin, % 30-40 ortopiroksen, % 3-5 klinopiroksen ve % 1-2 kromitten oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 4.5).

Olivin kayaç içerisinde en fazla bulunan mineral olup ince kesitlerde özşekilsiz iri kristaller halinde bulunabildiği gibi tektonizmadan etkilenmiş kesitlerinde parçalanmış küçük taneler şeklinde de bulunmaktadır. Olivinler dünitlerde olduğu gibi yüksek çift kırma rengine sahiptirler. Harzburjitlerde dünitlerde olduğu gibi küçük olivin tanelerinin oluşturduğu matrix içinde bulunan büyük olivin fenokristalleri ile porfiroklastik doku hakim (Şekil 4.6), bazı iri olivin kristallerinde plastik deformasyon izlerini (lamellerini) gösteren king-bantlar, kristal içi kaymalar görülmektedir. Ortopiroksenler kayaç içerisinde olivinden sonra en çok bulunan ikinci mineraldir. Özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunmaktadır. Bu minerallerde tek yönde dilinimler izlenmekte ve bu dilinim izlerine göre de paralel sönme görülmektedir.

Klinopiroksenler kayaç içerisinde yaklaşık % 3-5 civarında izlenmektedir ve genellikle yarı özşekilli ve öz şekilsiz olarak bulunmaktadır. Klinopiroksenlerde sönme açısı 38° ölçülmüş ve bu minerallerin ojit olabileceği tespit edilmiştir.



Şekil 4.5 Tektonitlere ait harzburgitlerin mikroskopta görünümü. Ol: Olivin, Opx: Ortopyroksen. Ç.N.X32.



Şekil 4.6. Porfiroklastik doku gösteren harzburgitlerin mikroskopta görünümü. Ol: Olivin, Opx: Ortopyroksen. Ç.N.X32.

4.2. KÜMÜLATLAR

Kümülatlar, fraksiyonel kristalleşme ile oluşmuş ve birikmiş minerallerin oluşturduğu magmatik kayaçlardır. Burada tüm minerallerin birbiri ile temas etmesi gerekmez. Sadece çatıyı oluşturan kristallerin dokunması yeterlidir. Fraksiyonel kristalleşme ile biriken kristallere 'kümüls kristaller' denir. Bunların aralarını dolduran ve daha sonra kristallenenlere de 'post kümülüs/interkümüls kristaller' denir. Kümüls minerallerin oluşumu birincil veya kümülüs kristalleşme evresi, kümülüs mineraller arasındaki sıvının kristalleşme evresi ise post kümülüs evre olarak kabul edilir (Irvin, 1982, Beyarslan, 1996'dan).

Guleman ofiyolitine ait kümülatlarda genellikle adkümülat ve mezokümülat dokular görülmektedir. Adkümülat dokuda interkümüls faz % 0-7 iken, mezokümülat dokuda bu oran % 7-25'e kadar çıkmaktadır. Adkümülat ve mezokümülat dokular, yüksek sıcaklıklarda ve bileşim değişikliğinin fazla olmadığı magma odasındaki kristalleşme ile oluşur (Juteau, 1975, Beyarslan, 1996'dan).

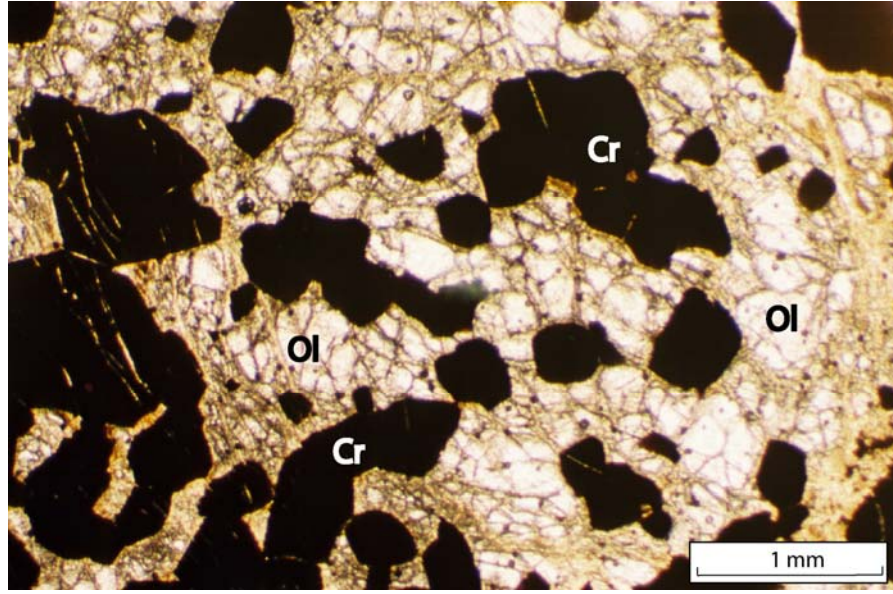
İnceleme alanında kümülat grubu kayaçlar başlıca; dünit, verlit, klinopiroksenit, olivinli gabro, klinopiroksenli gabro tüm bu birimleri kesen tekil diyabaz daykları, levha dayk karmaşığı ve bazik volkanik kayaçlardan oluşur.

4.2.1. Dünit

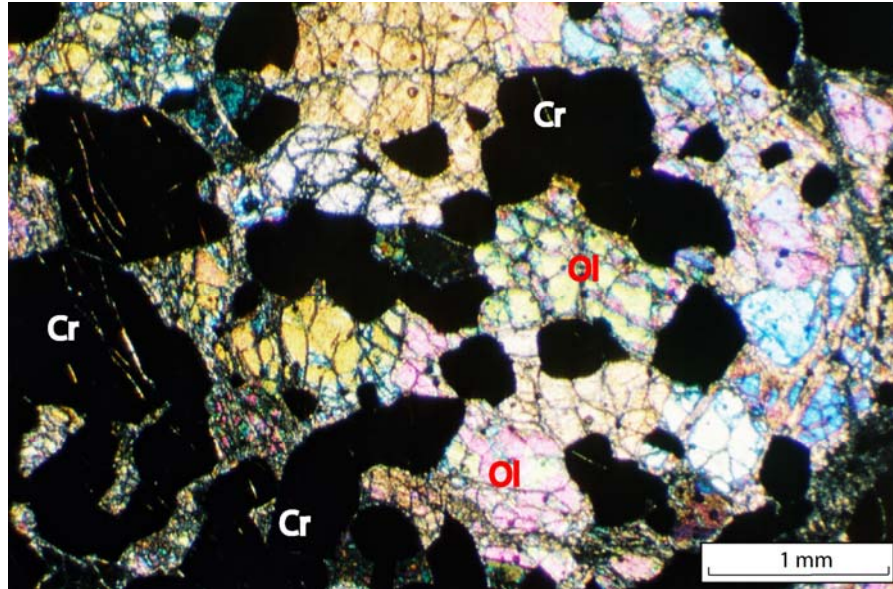
Kümülatlara ait dünitler inceleme alanında Batı Kef bölgesinde görülmektedir. Bu kayaçlar içerisinde kromit kristalleri yağın olarak bulunur. Dünitler içerisinde makro ölçekte sedimanter kayaçlardakine benzer tabakalanma, merceklenme ve kamalanma görülmektedir.

Bu kayaçlarda ince kesitlerde olivin ve kromit kristalleri saptanmıştır (Şekil 4.7, Şekil 4.8). Olivinler tektonitlerdeki dünit ve harzburjitlerdeki olivinlere göre daha küçük kristalli ve tektonizmadan daha az etkilenmişlerdir. Olivinler yarı öz şekilli ve öz şekilsiz olarak bulunurlar. Bu mineraller canlı çift kırma renklerine sahip olup alterasyona fazla uğramamışlardır. Bu kayaçlarda adkümülat doku görülmektedir.

Kromit kristalleri yaklaşık % 5-25 arasında bulunmaktadır ve genellikle yarı öz şekillidirler (Şekil 4.7 , Şekil 4.8).



Şekil 4.7. Kümülatlara ait dünitlerin mikroskopta görünümü. Cr: Kromit, Ol:Olivin
T.N.X32.



Şekil 4.8. Kümülatlara ait dünitlerin mikroskopta görünümü. Cr: Kromit, Ol:Olivin
Ç.N.X32.

4.2.2. Verlit

İnceleme alanında olivinli - klinopiroksenli gabrolarla yakın olarak bulunan verlit grubu kayaçlar, esas olarak klinopiroksen ve olivinden oluşurlar (Şekil 4.9). Makro örneklerinde yeşilimsi kahverengi renk tonlarında olup, olivin içermeleri ile piroksenitlerden ayrılırlar. Arazide baltaşı köyünün yaklaşık 12 km güneyinde izlenmektedirler.

Klinopiroksenler kayacın yaklaşık olarak % 25-30'unu oluşturup yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Sönme açıları yaklaşık olarak 36° - 37° ölçülmüş olup bu klinopiroksenlerin ojit olabileceği düşünülmektedir. Klinopiroksenler uralitleşerek kısmen hornblende dönüşmüşlerdir.

Olivinler kayacın yaklaşık % 65-70'ini oluşturup genellikle özşekilsiz kristaller halinde, kırıklı ve çatlaklı bir yapıda görülür. Olivinler genellikle kenarları ve çatlakları boyunca serpantinleşmişlerdir.

Verlitlerde kümülüs fazı oluşturan olivin ve klinopiroksen kristalleri orta ve iri taneli olup adkümülat doku göstermektedir (Şekil 4.10). Ancak üst seviyelere doğru plajiyoklasların interkümüülüs faz olarak meydana çıkması ile mezokümülat dokuda gözlenebilmektedir .

Verlitik intrüzyonlarda, üst seviyelere doğru plajiyoklasların çıkması intrüzyonda bir fraksiyonel kristalleşme olduğunu göstermektedir (Beyarslan, 1996).

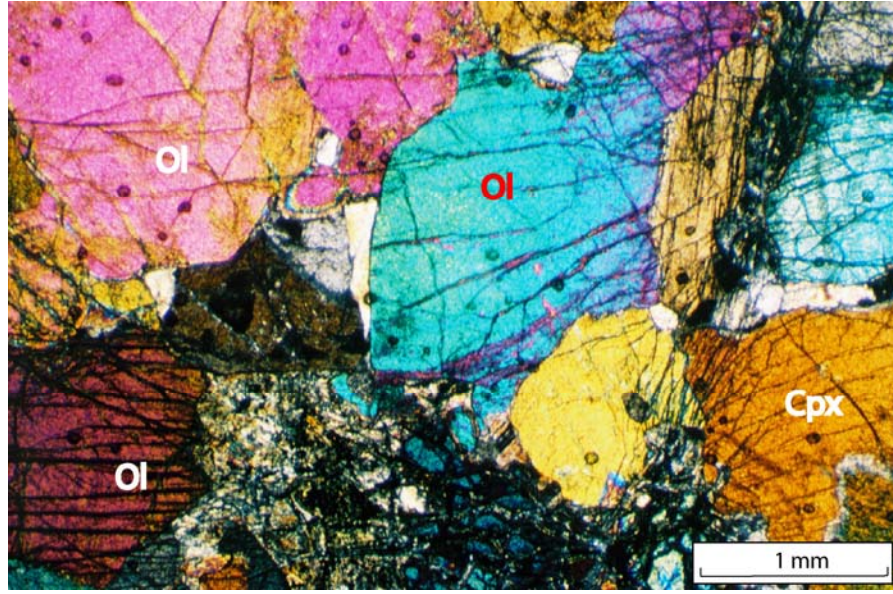
4.2.3. Klinopiroksenit

Klinopiroksenitler, yaklaşık olarak % 90'nın üzerinde klinopiroksen, % 3-5 olivin, % 3-5 ortopiroksen ve opak mineallerden oluşur (Şekil 4.11). Klinopiroksenitler gabro seviyeleri içinde küçük intrüzyonlar şeklinde bulunurlar. Alterasyondan etkilenmiş makro örneklerinde yeşilimsi, parlak ve yağimsi bir görünümü vardır.

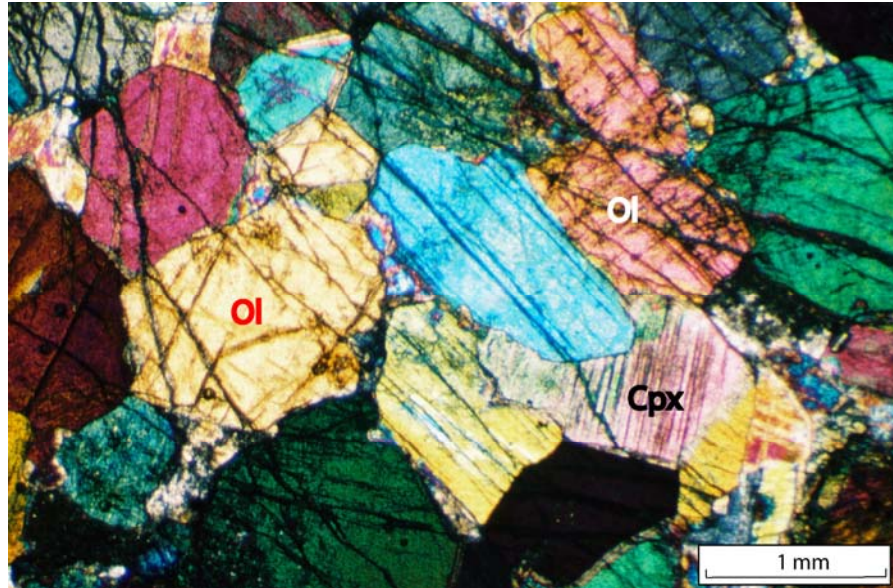
Olivinler genellikle özşekilsiz kristaller halinde bol kırıklı ve çatlaklı bir görünüm sunarlar.

Klinopiroksenler yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunup, sönme açısı yaklaşık olarak $38-40^{\circ}$ arasında ölçülmüş ve ojit olabileceği tespit edilmiştir.

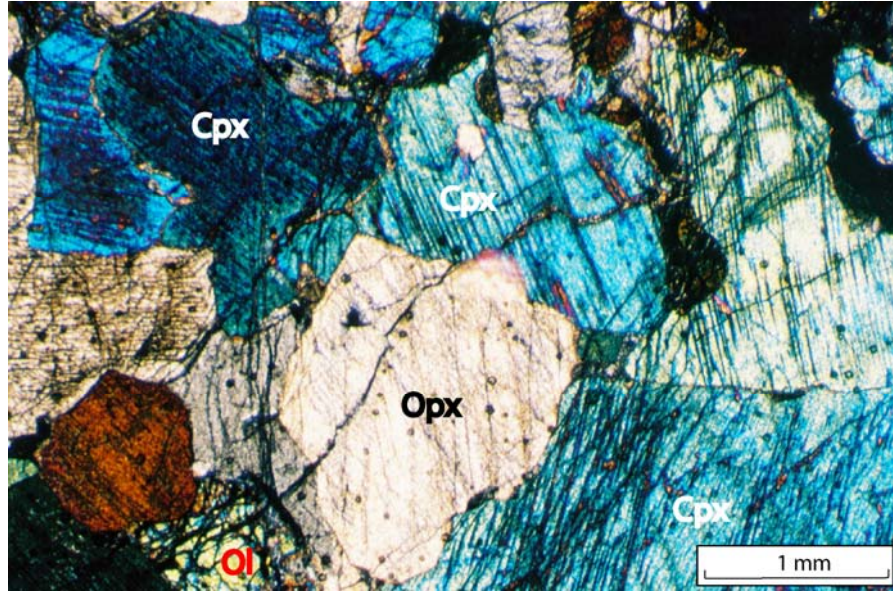
Kümüülüs fazı oluşturan klinopiroksenitler ve olivinler yaklaşık eş boy taneli olup interkümüülüs mineral fazı oldukça azdır. Bu nedenle bu kayaçlarda adkümülat doku gözlenmektedir (Şekil 4.11, Şekil 4.12). Klinopiroksenitler bazı örneklerde alterasyona uğramış ve uralite dönüşmüşlerdir .



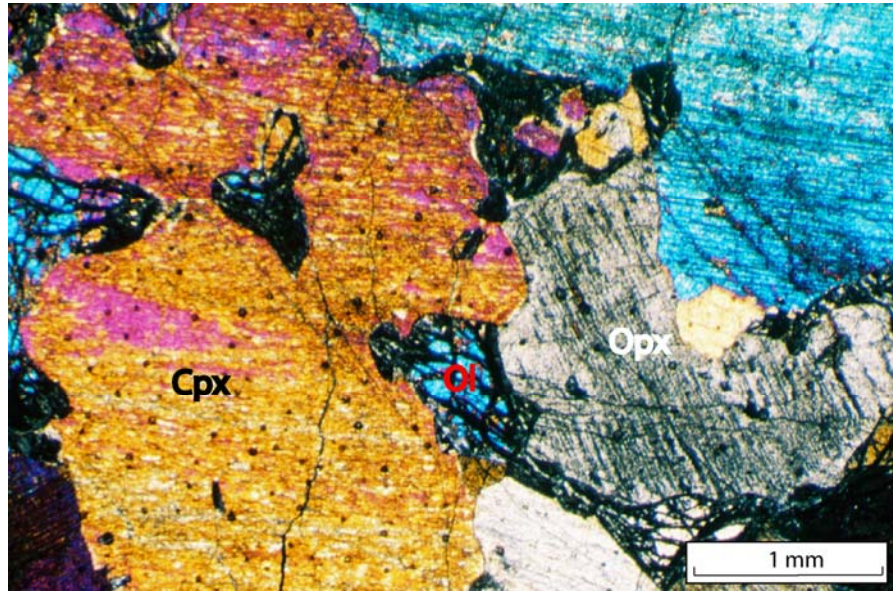
Şekil 4.9. Kümülatlara ait verlitin mikroskopta görünümü. Cpx: Klinopiroksen, ol: olivin. Ç.N.X32.



Şekil 4.10. Verlitlere ait adkümülat dokunun mikroskopta görünümü. Cpx: Klinopiroksen, ol: olivin. Ç.N. X 32.



Şekil 4.11. Adkümülat doku gösteren klinopiroksenitin mikroskopta görünümü. Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen, Ol:olivin. Ç.N X 32.



Şekil 4.12. Mezokümülat doku gösteren klinopiroksenitin mikroskopta görünümü. Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen, Ol:olivin.Ç.N X 32.

4.2.4. Gabro

Kümülât grubu kayaçlar içerisinde kalın bir tabakalanma gösteren gabrolar, esas olarak plajiyoklas ve klinopiroksen daha az oranlarda ortopiroksen, olivin ve tali minerallerden oluşmuş kayaçlardır (Şekil 4.13). Gabroik kayaçlar içermiş oldukları minerallere göre isimlendirilmekte olup inceleme alanındaki gabroları; plajiyoklas, olivin, klinopiroksen, ortopiroksenden oluşan olivinli gabrolar ile plajiyoklas ve klinopiroksenden oluşan klinopiroksenli gabrolar oluşturmaktadır.

4.2.4.1. Olivinli Gabro

Olivinli gabrolar yaklaşık olarak % 50-60 plajiyoklas, % 40-50 klinopiroksen ve % 10'dan az olivinden oluşurlar (Şekil 4.14).

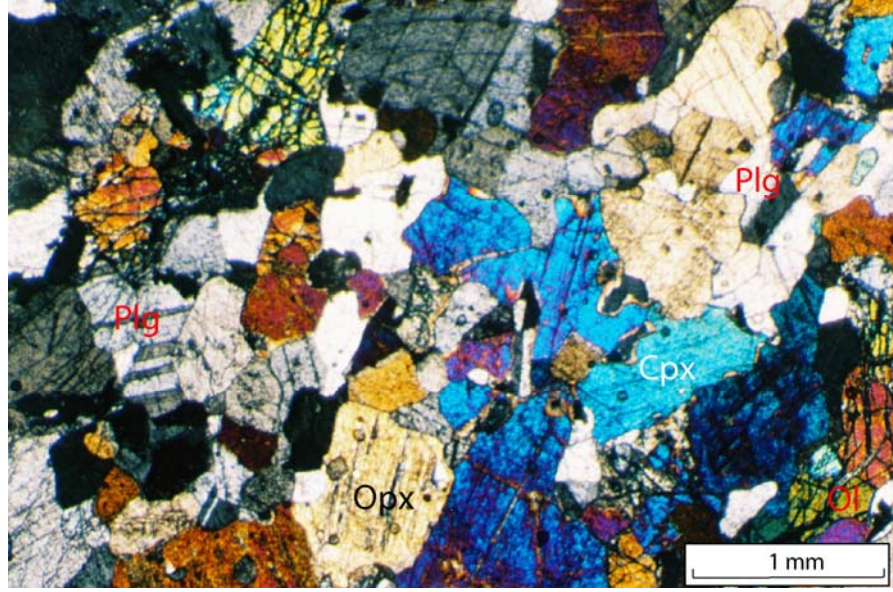
Kümülüs fazı oluşturan plajiyoklaslar, özşekilsiz ve yarı özşekli kristaller halindedir. Zonlanma nadir olarak görülmekle beraber iyi gelişmiş polisentetik ikizlenmeler karakteristiktir. Bazı kesitlerde, ileri derecede ayrışma nedeniyle plajiyoklasların sönme açılarını tespit etmek oldukça zor olmakla beraber ayrışmanın çok az olduğu bazı kristallerde sönme açıları 30-32° ölçülmüştür. Buna göre anortit miktarı % 52-57 olup plajiyoklasın türü labrodor olarak tespit edilmiştir. Bazı plajiyoklasların çevresinde çok az oranda kristal büyümeleri izlenmektedir. Ayrıca bazı kesitlerde plajiyoklasların alterasyonu ile karbonatlaşma ve serizitleşme görülmektedir.

İnterkümülüs fazı oluşturan olivinler genellikle çatlaklı, kırıklı ve özşekilsiz kristaller halindedir. Olivinlerde kısmen serpantinleşmelerde görülmektedir.

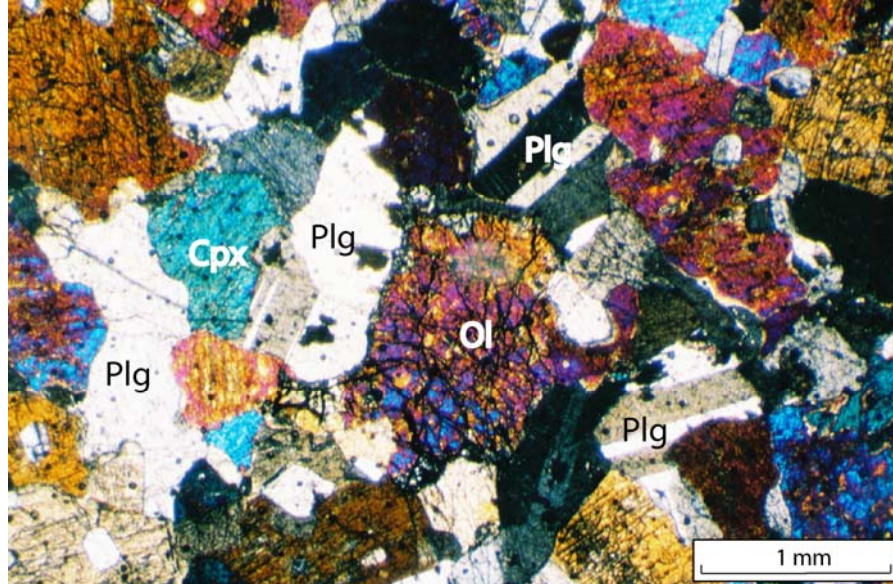
Piroksenler, öz ve yarı özşekli olarak bulunurlar. Ortopiroksenler paralel sönme gösterirler. Klinopiroksenlerde sönme açısı 40-45° ölçülüp bunların ojit olabileceği tespit edilmiştir. Piroksenlerde yer yer kloritleşmeler ve uralitleşmeler gözlenmektedir. Piroksenler bazen plajiyoklaslar içerisinde, bazen da plajiyoklaslar piroksenler içerisinde izlenmektedir. Bu da bize kristalleşmenin eş zamanlı olduğunu vermektedir.

Olivinli gabrolarda genellikle adkümülât ve mezokümülât dokular gözlenmektedir. Plajiyoklas, kümülüs fazı oluştururken klinopiroksen ve olivin bazı kesitlerde kümülüs bazı kesitlerde de interkümülüs fazı oluşturmaktadır. Adkümülât dokuda interkümülüs faz % 7' den az iken, mezokümülât dokuda bu oran % 25'e kadar çıkmakta ve plajiyoklaslarda çok belirsiz bir zonlanma görülebilmektedir (Şekil 4.14).

Kloritler tek nikolde yeşilimsi renkte pleokraizma gösterirken, çift nikolde grimsi- mavi renk tonlarında izlenir.



Şekil 4.13. Kümülatlara ait gabroların mikroskopik görünümü. Plg: plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Opx: ortopiroksen, Ol:olivin. Ç.N.X32.



Şekil 4.14. Olivinli gabroların mikroskopik görünümü. Plg: plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Opx: ortopiroksen, Ol:olivin. Ç.N.X32.

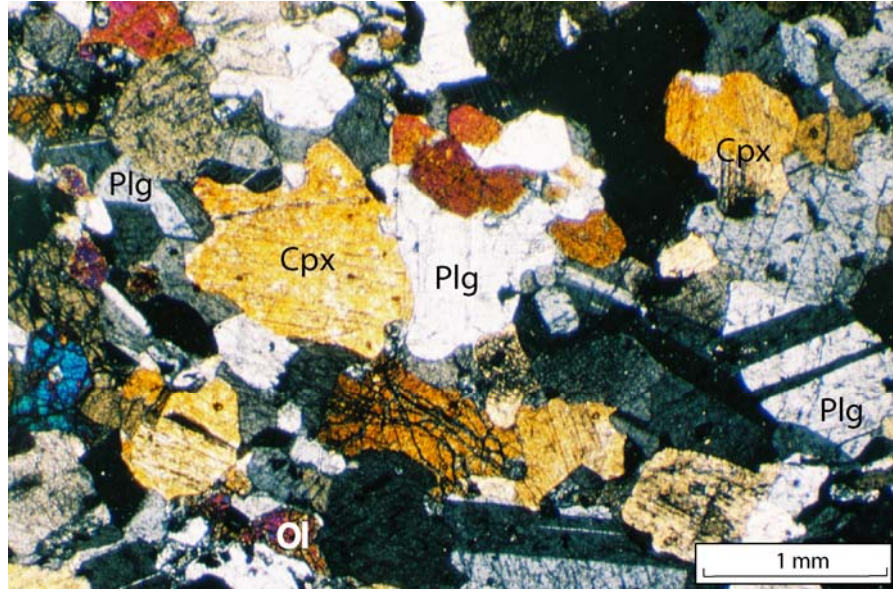
4.2.4.2. Klinopiroksenli Gabro

İnceleme alanında Baltaş köyünün güney kısımlarında görülen diğer bir çeşit gabro klinopiroksenli gabrolardır. Arazide olivinli gabrolarla aralarındaki ilişki net olarak izlenmemektedir.

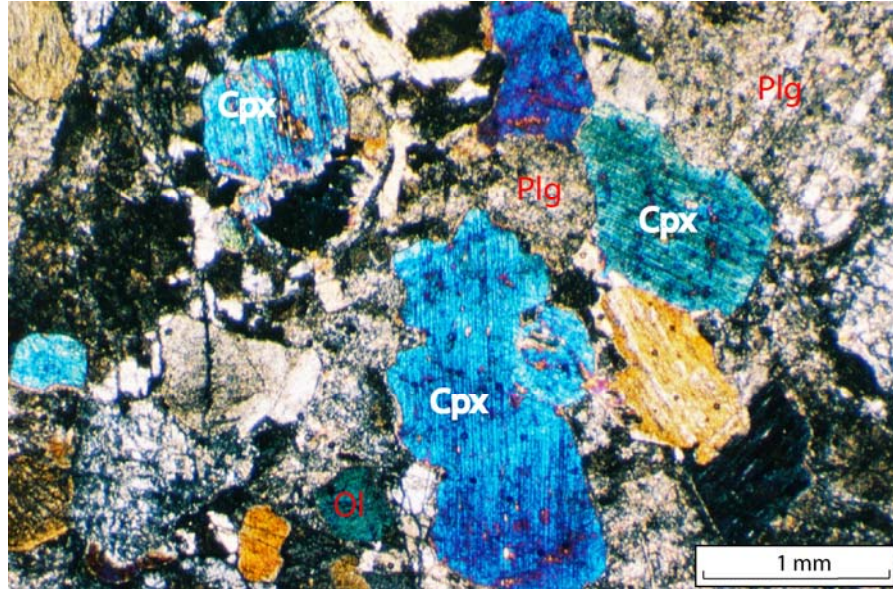
Araziden alınan makro örneklerinde genellikle gri ve siyahımsı renklerde olup, ince ve orta taneli kayaçlardır. Bu gabrolar, eş boy taneli ortalama % 40-50 klinopiroksen, % 50-60 plajiyoklasdan oluşmuş kayaçlardır (Şekil 4.15).

Kümüls fazı oluşturan plajiyoklaslar öz ve yarı özşekilli kristaller halinde olup albit ve karlsbat ikizlenmeleri karakteristiktir. Sönme açıları 35^0 ölçülüp bu plajiyoklasların labrador olabileceği tespit edilmiştir. An içerikleri yaklaşık % 12-15 olup normal zonlanma gösterirler. Plajiyoklaslarda alterasyon sonucu karbonatlaşma ve serizitleşmeler görülmektedir (Şekil 4.16). Klinopiroksenler, yarı özşekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde olup, $40-42^0$ sönme açısına sahip ojit olabileceği tespit edilmiştir. Piroksenler, kısmen altere olmuş kısmen de klorit ve uralite dönüşmüşlerdir. Piroksenler kümüls fazı oluşturmakla beraber bazı yerlerde çok az oranlarda interkümüls olarak da görülmektedir.

Klinopiroksenli gabrolarda; klinopiroksen ve plajiyoklasın kümüls fazı oluşturduğu adkümülat doku görülmekle beraber bazı kesitlerde de klinopiroksenlerin interkümüls fazı oluşturduğu mezokümülat doku görülmektedir (Şekil 4.15, Şekil 4.16).



Şekil 4.15. Mezokümülat doku gösteren klinopiroksenli gabroların mikroskobik görünümü Plg: plajiyoklas, Cpx: klinopirokse, Ol: Olivin. Ç.NX32.



Şekil 4.16. Adkümülat doku gösteren klinopiroksenli gabroların mikroskopta görünümü. Plg: plajiyoklas, Cpx: klinopiroksen, Ol: Olivin. Ç.NX32.

4.2.5. Diyabaz

İnceleme alanında diyabazlar; tekil diyabaz daykları ve levha dayk karmaşığı şeklinde bulunmaktadır. Tekil diyabaz daykları Baltaş köyü çevresinde gabro ve olivinli gabroları keser konumda bulunmaktadır. Levha dayk karmaşığına ait olabilecek diyabazlar ise Caferi köyü yakınlarında Sarıkamış köyü çevresinde yüzeylemektedir.

Tekil diyabaz daykları açık gri renk tonlarında olup, kristal boyutları ince taneliden iri taneliye kadar ve kalınlıkları birkaç on cm'den birkaç metreye kadar değişebilmektedir.

Tekil diyabaz daykları; % 60-70 plajiyoklas, % 20-30 klinopiroksen ve % 10 civarında da amfibol ve klorit, epidot gibi ikincil minerallerden oluşmuştur (Şekil 4.17, Şekil 4.18).

Plajiyoklaslar, öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde, sönme açıları 34° olarak ölçülüp labrador olabileceği tespit edilmiştir. İkizlenme karakteristik olup albit karlsbat ikizlenmesi görülmektedir. Daykların iç kısımlarından alınan örneklerde plajiyoklasların iyi korunduğu, ancak kenar kısımlarından alınan örneklerde plajiyoklasların alterasyonu ile killeşme ve serizitleşme görülmektedir.

Piroksenler özşekilsiz kristaller halinde bulunur. Tek nikolde renksiz veya çok açık yeşil renk tonlarında görülür. Sönme açısı 38° olarak ölçülüp bu klinopiroksenlerin ojit olabileceği tespit edilmiştir. Alterasyon ile piroksenlerin amfibolite dönüşmesi 'uralitleşmeler', plajiyoklaslarda serizitleşmeler, yine piroksenlerde tremolit-aktinolit dönüşümleri görülmektedir. Mineraller arasına damar ve gözenek dolgusu şeklinde mozaik şekilli mikrolitler ve küçük kristaller halinde ikincil kuvarslar bulunmaktadır ve yine epidot damar dolguları gözenek dolgusu ve plajiyoklas kristallerini ornatır durumda bulunmaktadır.

Tekil diyabaz dayklarında iri kristalli plajiyoklas lataları birbirleri ile açı yapacak şekilde birleşmiş ve aralarındaki boşluklar piroksenlerle doldurulduğu intergranüler doku gözlenmektedir (Şekil 4.18).

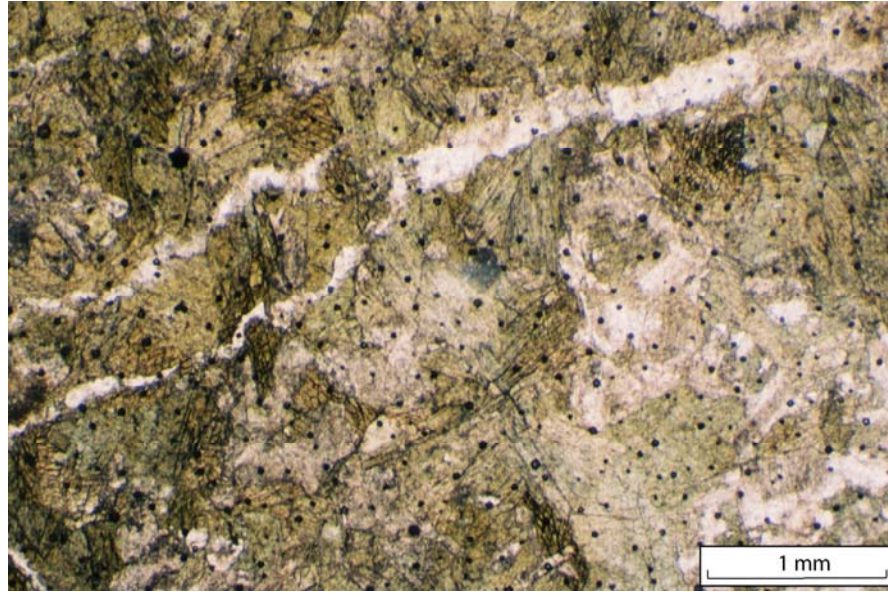
Levha dayk karmaşığı arazide bej ile koyu gri renk tonlarında görülmektedir. Esas olarak plajiyoklas ve piroksenden daha az oranlarda amfibol, olivin, epidot minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil 4.19, Şekil 4.20). İnceleme alanında levha dayk karmaşığı ofiyolit birimin üst seviyelerini oluşturmaktadır.

Kayacın yaklaşık % 60-70'ini oluşturan plajiyoklaslar öz ve yarıözşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Albit ve karlsbat ikizi gösteren plajiyoklaslarda bazen zonlanmalar görülmektedir. Sönme açısı 35° ölçülüp bu plajiyoklasların labrador olabileceği tespit edilmiştir.

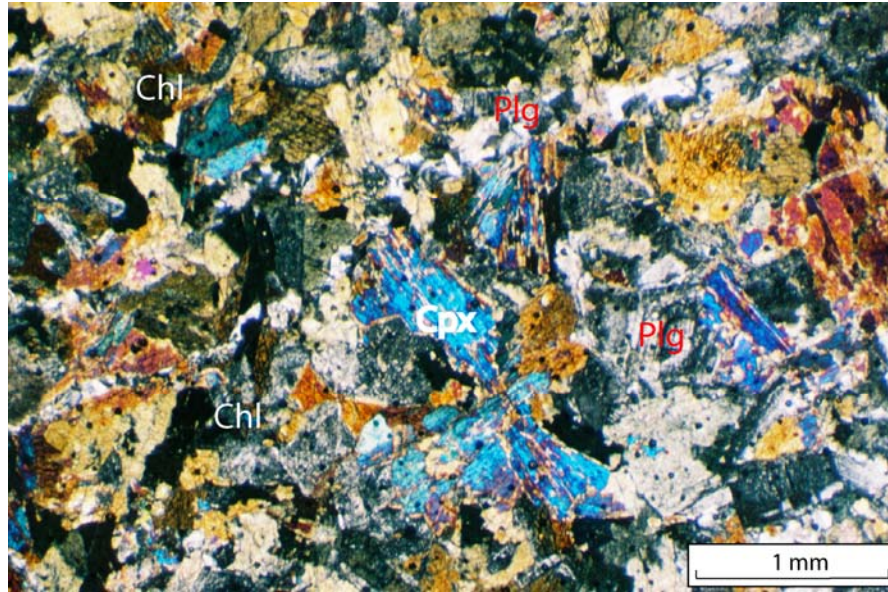
Klinopiroksenler özşekilsiz küçük taneler halinde bulunup sönme açısı 28° ölçülüp bu klinopiroksenlerin ojit olabileceği tespit edilmiştir. Kayaç içerisinde % 5-10 gibi çok az bir

oranda kalıntı piroksenlerin bulunmasının yanında piroksenlerin büyük bir çoğunluğu uralite veya klorite dönüşmüştür.

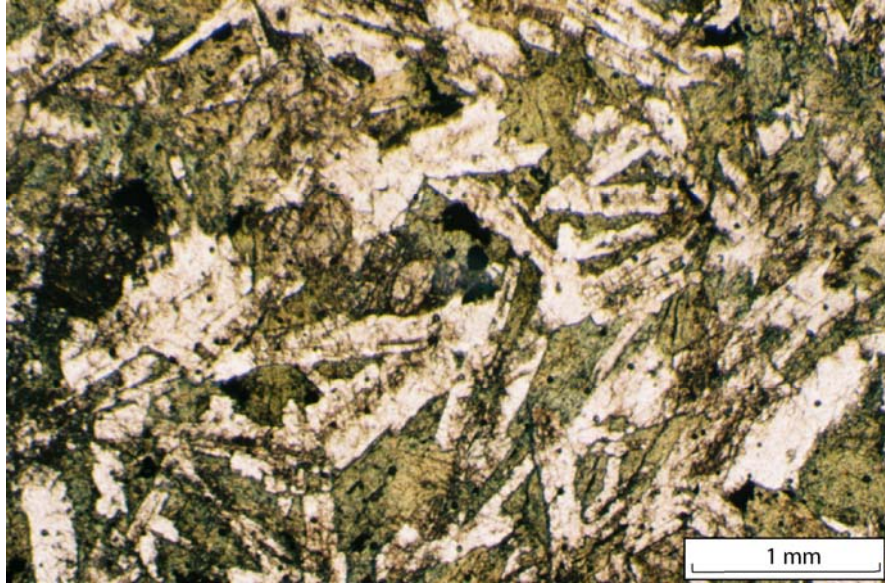
Levha dayk karmaşığında tekil diyabazlar da olduğu gibi intergranüler doku gözlenmektedir (Şekil 4.20).



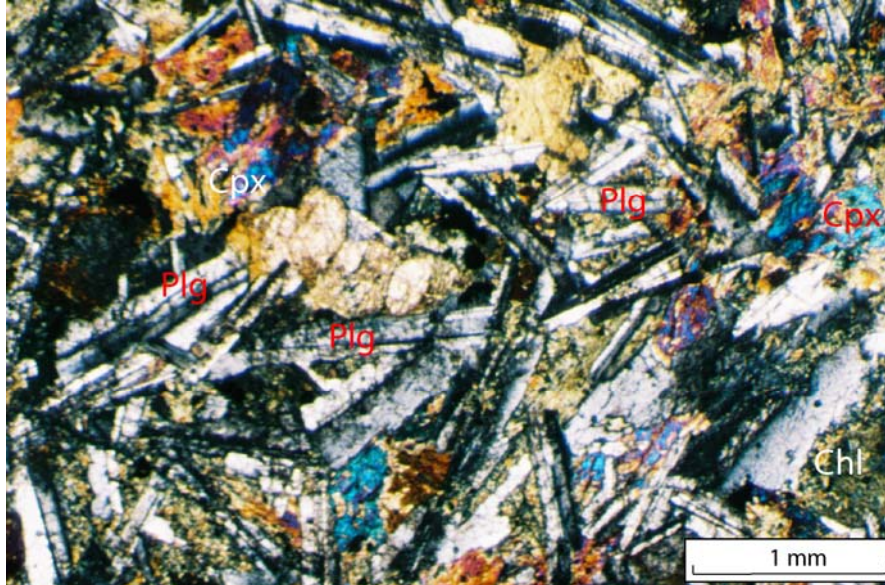
Şekil 4.17. Tekil diyabazların tek nikol mikroskopik görünümü. T.N.X32.



Şekil 4.18. Tekil diyabazlarda görülen intergranüler dokunun mikroskopik görünümü. Plg: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Chl:Klorit. Ç.N.X32.



Şekil 4.19. Levha dayk karmaşığının tek nikol mikroskopik görünümü. T.N.X32.



Şekil 4.20. Levha dayk karmaşığında görülen intergranüler dokunun mikroskopik görünümü. Plg: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen, Chl: Klorit. Ç.N.X32.

4.2.6. Bazalt

Bazaltlar Guleman Grubunun en üst kısımlarını oluşturmaktadır. Bu kayaçların esas mineralleri plajiyoklaslardır. Plajiyoklaslardan başka klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve kalsit, epidot, klorit gibi ikincil minerallerden oluşur (Şekil 4.21). Guleman Ofiyolitine ait bazaltlar makro örneklerinde genellikle koyu gri- siyahımsı renk tonlarında görülmektedir.

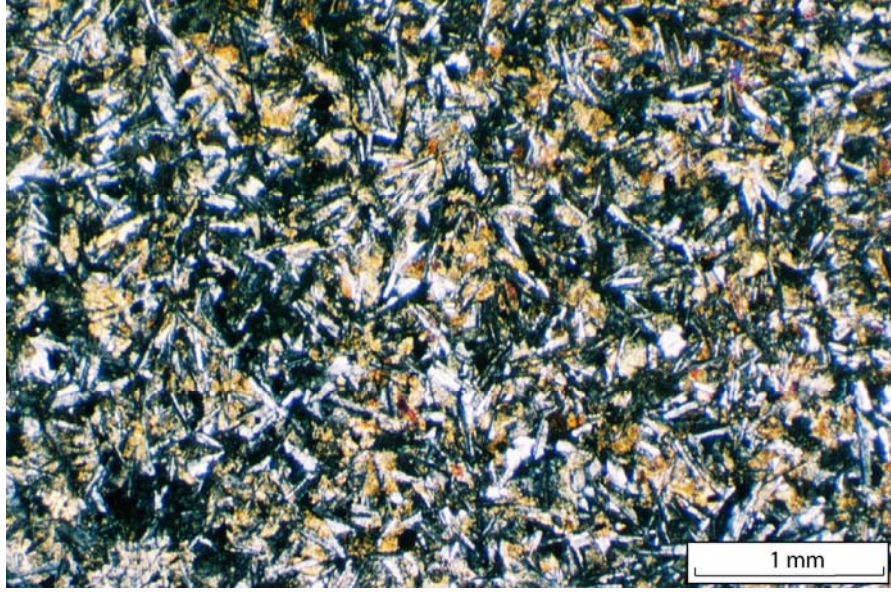
Plajiyoklaslar iri fenokristaller şeklinde bulunabildiği gibi bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de izlenmektedir. Fenokristal boyutundaki plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz iken mikrolitler şeklindeki plajiyoklaslar uzun ve prizmatiktir (Şekil 4.21). Plajiyoklaslar genellikle alterasyona uğrayarak karbonatlaşmışlardır. Alterasyonun az olduğu kısımlarda albit ikizi görülmekte ve ikizlerden ölçülen sönme açısına göre plajiyoklasların türü labrador olarak belirlenmiştir.

Klinopiroksen gri girişim renklerinde olup ojit olarak tespit edilmiştir. Klinopiroksenler ve olivin kristalleri özşekilsiz ve yarı özşekilli olark bulunur.

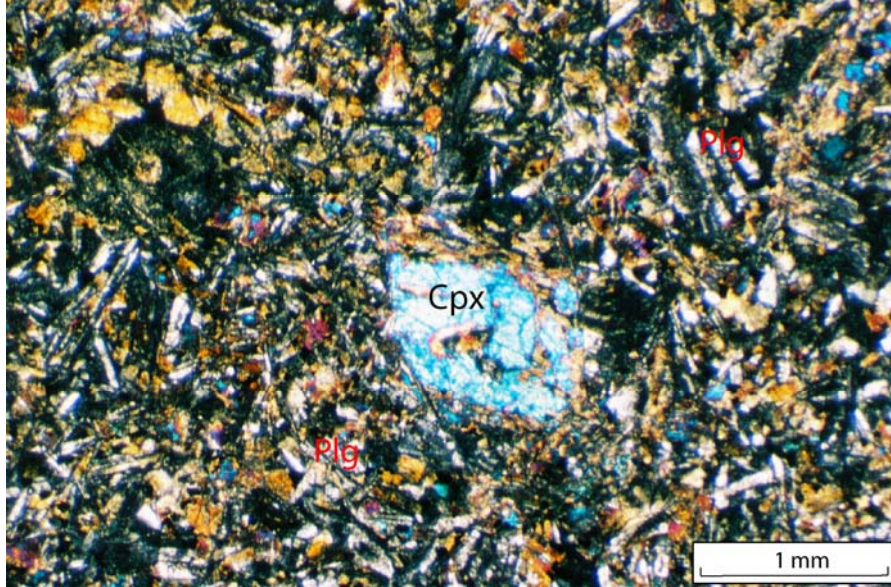
Plajiyoklasların çatlakları boyunca boşluklara ve piroksenlerin dilinim izlerine göre klorit, epidot, kalsit, kuvars gibi ikincil minerallerle doldurulmuştur .

Bazaltlarda plajiyoklas mineralleri arasını kalsit, epidot ve klorit gibi ikincil minerallerle doldurulduğu intersertal doku (Şekil 4.21) ile hamur malzeme içinde iri fenokristallerin bulunduğu mikroporfirik doku (Şekil 4.22) gözlenmektedir.

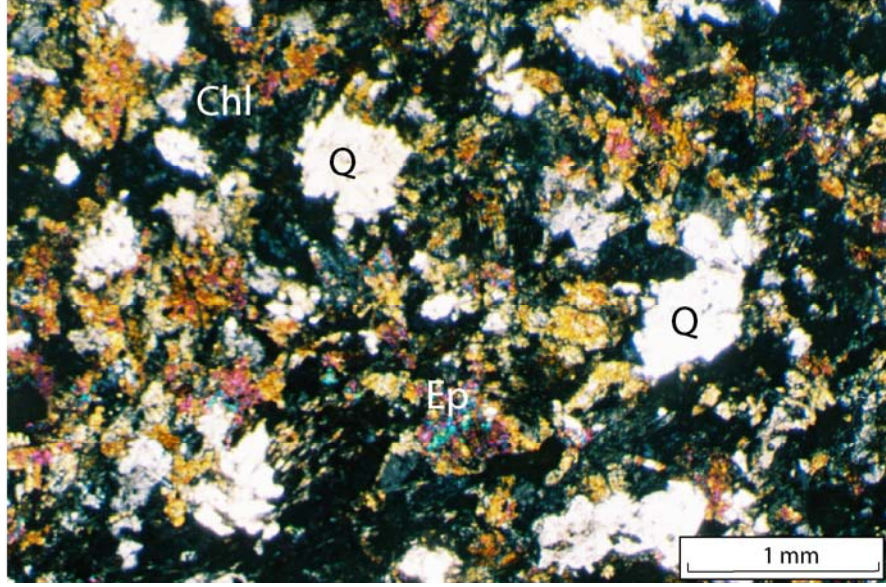
Bazaltlarda alterasyon sonucu gelişmiş kalsit, kuvars, epidot, klorit gibi ikincil mineraller (Şekil 4.23) ayrıca kloritleşmeler görülmektedir (Şekil 4.24).



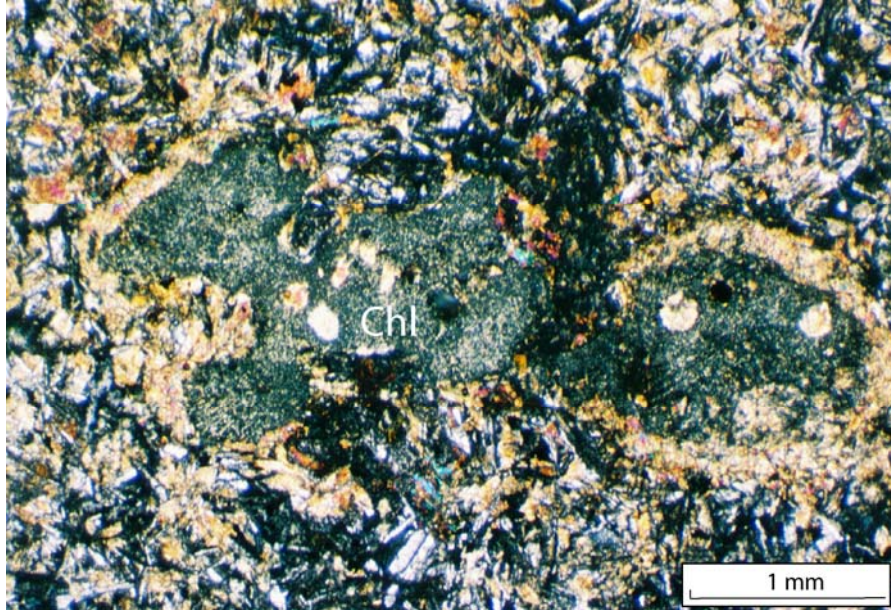
Şekil 4.21. Bazaltlarda görülen intersertal dokunun mikroskopik görünümü.
Ç.N.X32.



Şekil 4.22. Bazaltlarda görülen mikroporfirik dokunun mikroskopik görünümü.
Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklas. Ç.N.X32.



Şekil 4.23. Bazaltlarda alterasyon sonucu gelişen epidot, klorit, ikincil kuvarslar. Chl: klorit, Ep: epidot, Q: ikincil kuvars. Ç.N.X32.



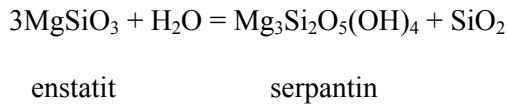
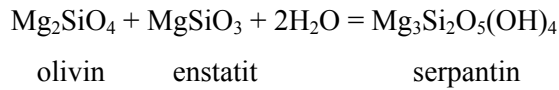
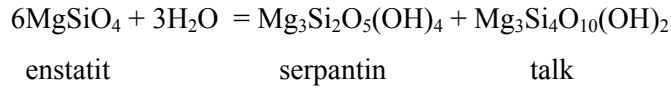
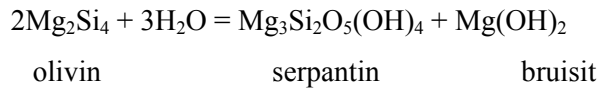
Şekil 4.24. Bazaltlarda görülen kloritleşmeler. Ç.N.X32.

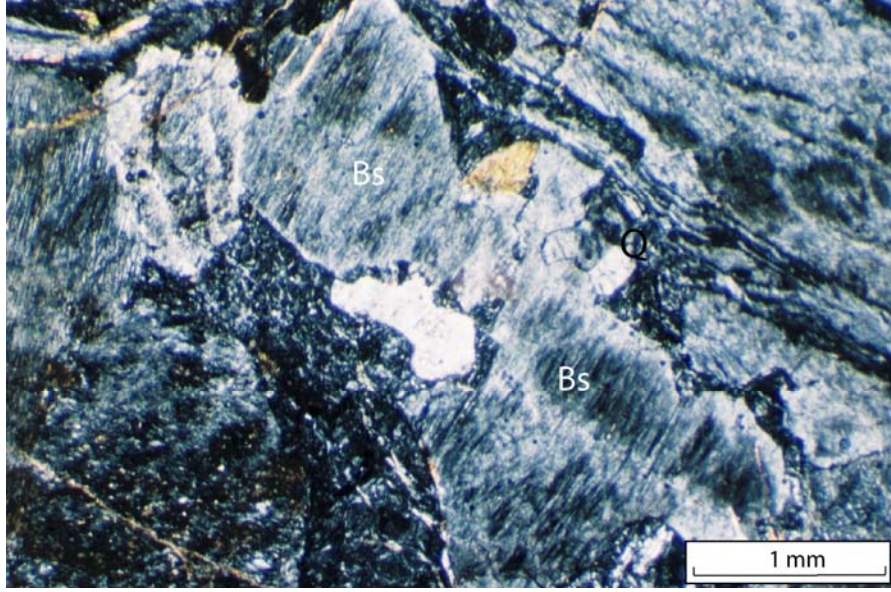
4.2.7. Serpantinit

Serpantinitler, ofiyolitik birimin tabanını oluşturan peridotitik kayaçların hidrotermal ve yüzeysel koşullar altında geçirmiş oldukları alterasyon sonucu oluşmuşlardır. Arazide kırıklı, çatlaklı bir yapıda koyu yeşil renk tonlarında ve yağimsı bir parlaklıkta görülmektedir.

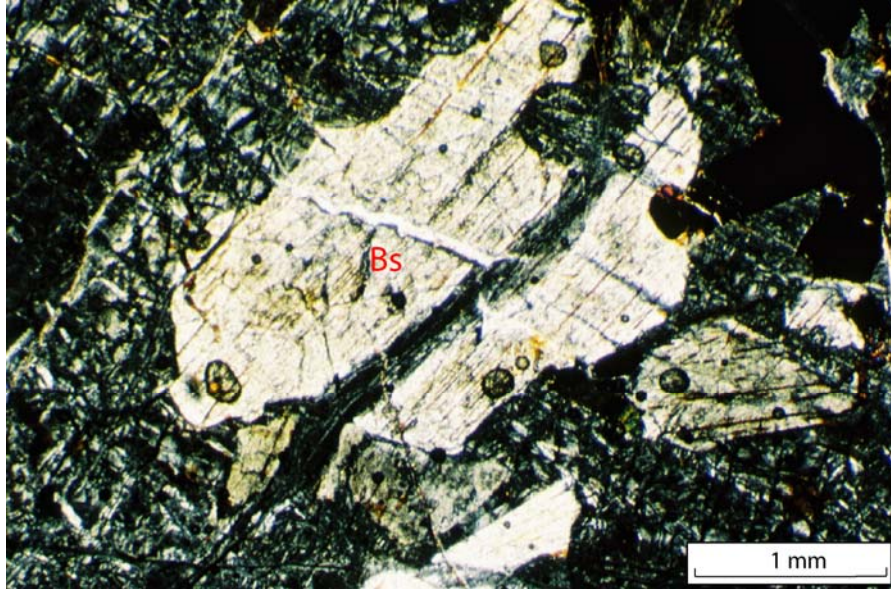
Serpantinitlerin mikroskopik incelemelerinde alterasyonlara bağlı olarak olivin ve ortopiroksen mineralleri kenarlarından itibaren serpantinleşmişlerdir ve kristalin orta kısımlarında kalıntı halinde birincil mineraller izlenmektedir. Bazı örneklerde ise bu mineraller tamamen serpantin minerallerine dönüşerek piroksenler bastit minerallerine (Şekil 4.25, Şekil 4.26), olivinler ise lizardit ve krizotil (Şekil 4.27) gibi serpantinit minerallerine dönüşmüşlerdir. Bu dönüşüm sonucu serpantinitlerde ağsı (mesh) dokusu gelişmiştir (Şekil 4.28). Piroksen ve olivinlerin serpantinleşmeleri sırasında demiroksitler açığa çıkmıştır (Şekil 4.29).

Janecky ve Seyfried (1986), okyanusal kabukata oluşan peridotitlerin serpantinleşmesi üzerine yaptıkları deneysel çalışmada bu minerallerin 200-300 C sıcaklıkta ve 500 bar basınç altında oluştuğunu elirtmektedir. Yazarlar, serpantinleşme sırasında meydana gelen reaksiyonları aşağıdaki şekilde açıklamaktadır (Akgül, 1993).

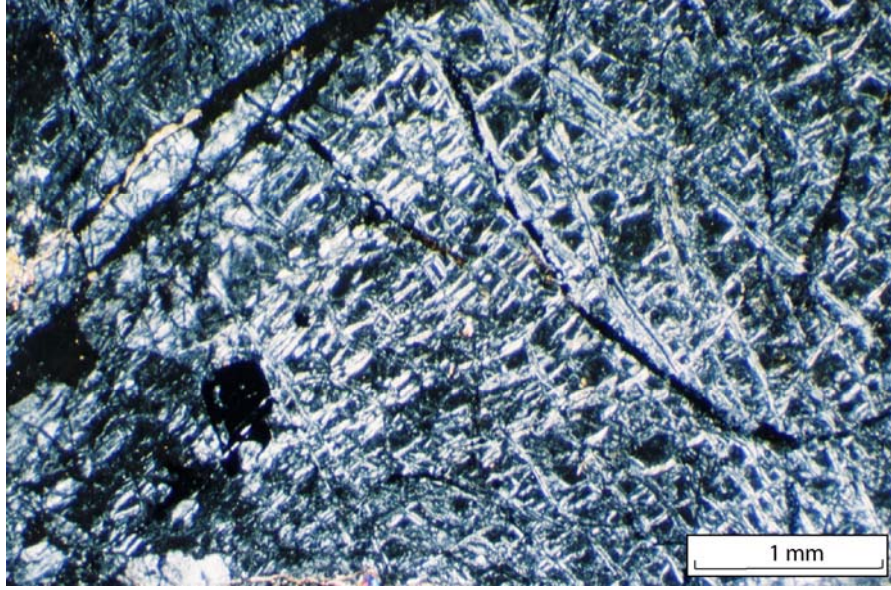




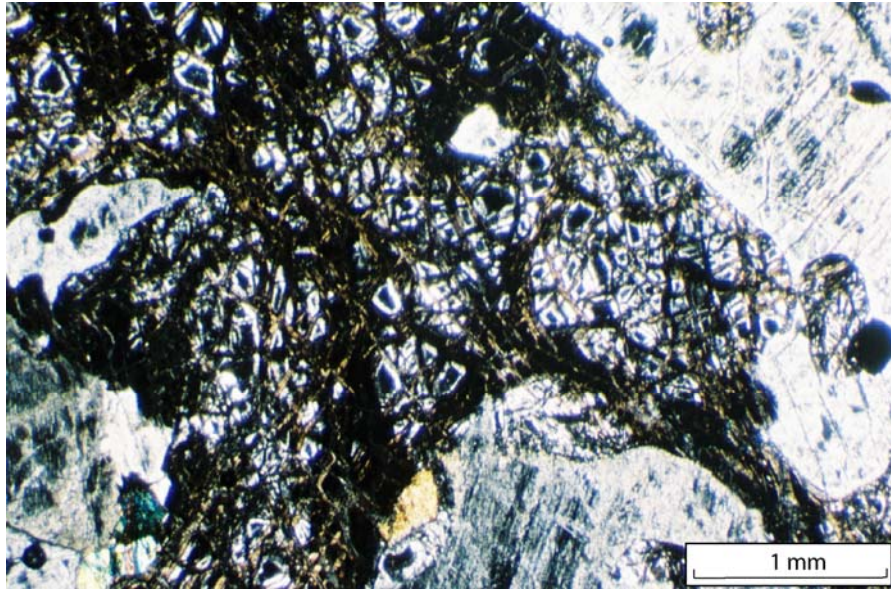
Şekil 4.25. Guleman Grubuna ait piroksenlerin bastitleşmesi. Bs:Bastit. Ç.N.X32.



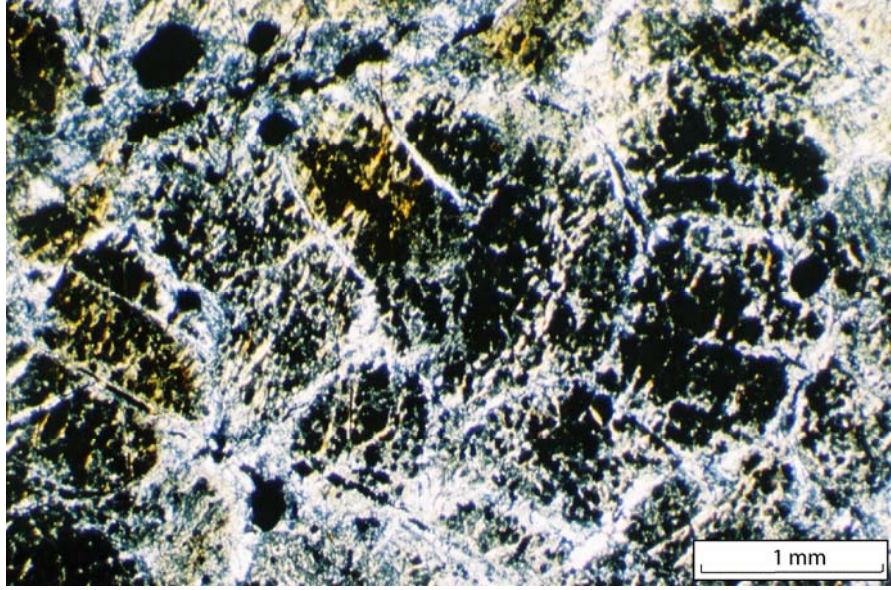
Şekil 4.26. Guleman Grubuna ait piroksenlerin bastitleşmesi. Bs:Bastit Ç.NX 32.



Şekil 4.27. Olivinlerin alterasyon sonucu lizardit ve krizotil serpantin minerallerine dönüşmesi. Ç.N.X32.



Şekil 4.28. Serpantinitlerde görülen ağsı (mesh) dokunun mikroskopta görünümü.



Şekil 4.29. Serpantinleşme sırasında açığa çıkan demiroksit ve opak minerallerin mikroskopta görünümü.Ç.N.X32.

5. JEOKİMYA

5.1. Analiz Yöntemleri

Guleman Ofiyolitine ait kayaçların jeokimyasal özelliklerini ve oluştukları jeotektonik ortamları belirlemek amacı ile 30 adet örnek analiz edilmiştir. Analizi yapılacak örnekler ait ince kesitler polarizan mikroskopta incelenmiştir. Mikroskobik incelemelerde ofiyolit birimine ait kayaç örnekleri dünit, harzburjit, piroksenit, gabro, diyabaz ve volkanik kayaçlar olmak üzere altı ana gruba ayrılmış ve analiz için her gruptan beşer adet örnek seçilmiştir. Örnekler seçilirken alterasyondan etkilenmemiş veya an az altere olmuş örnekler seçilmiştir. Bu örnekler Kanada ACME Analitik Laboratuarlarında ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi ile analiz edilmiştir. Analiz edilen örneklerde ana oksit, iz element ve REE (nadir toprak element) içerikleri belirlenerek Tablo 5.1’ de verilmiştir.

Guleman Ofiyolitine ait yarı derinlik ve volkanik kayaçlar Newpet (1991) paket programında değerlendirilerek bu kayaçların adlandırılmaları ve oluştukları jeotektonik ortam belirlenmiştir.

5.2. Magmatik Kayaçların Adlandırılması

Magmatik kayaçların adlandırılmaları için Le Maitre (1989)’ nin K_2O-SiO_2 diyagramı (Şekil 5.1) ve Winchester ve Floyd (1977)’ un SiO_2-Zr/TiO_2 diyagramı (Şekil 5.2) ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Şekil 5.3) diyagramı kullanılmıştır.

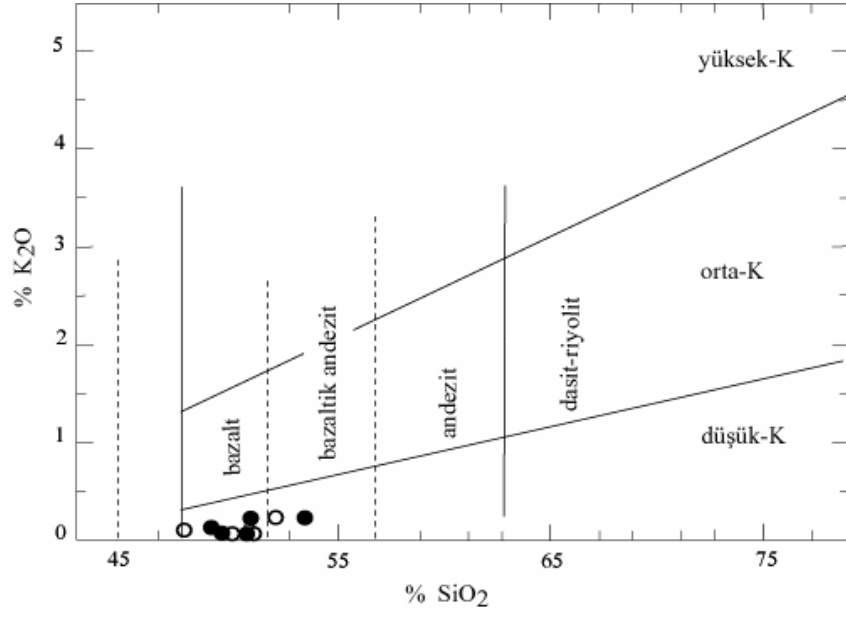
Guleman Ofiyolitine ait örnekler K_2O-SiO_2 diyagramına göre; örnekler çoğunlukla bazalt, iki örnek ise bazaltik andezit alanında, SiO_2-Zr/TiO_2 diyagramına göre, çoğunlukla subalkali andezit bazalt ve bir örnek andezit alanında yer almaktadır. $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramında ise örnekler bir örnek subalkalin bazalt diğer örnekler ise andezit-bazalt alanında yer almaktadır.

Tablo 5.1. Guleman Ofiyolitine ait kayaçların ana oksit, iz element ve nadir toprak element (REE) içerikleri

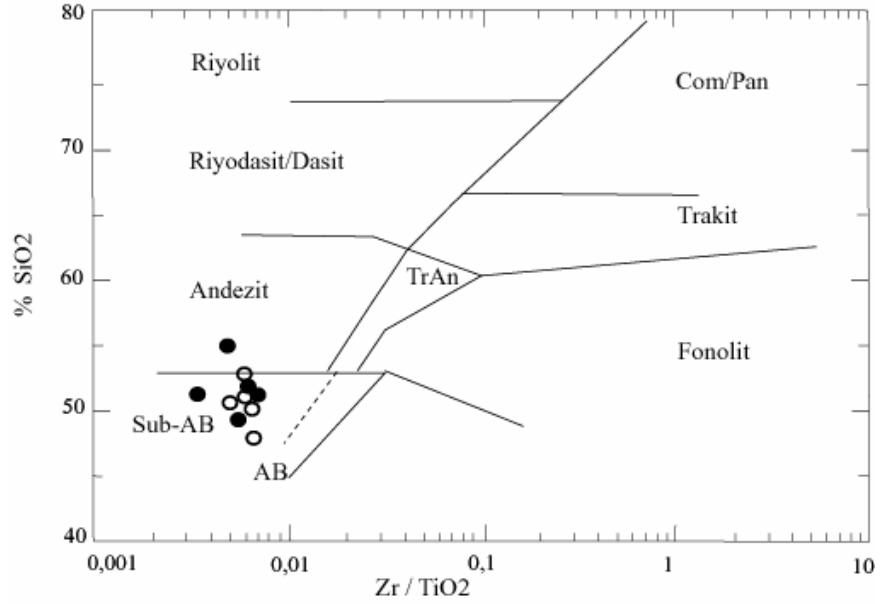
Örnek	Harzburjıt					Dünit					Piroksenit				
	2	3	5	20	34	7	15	22	24	30	P1	P2	P3	P4	P5
SiO ₂	43,98	42,05	44,56	44,04	44,73	42,83	44,65	39,62	44,44	44,63	50,2	47,85	49,51	48,38	50,06
Al ₂ O ₃	0,62	0,62	1,02	0,36	0,63	0,58	0,47	0,46	0,62	0,37	2,35	4,58	6,33	9,12	5,55
Fe ₂ O ₃	9,24	9,27	9,35	9,21	9,18	10,27	9,1	8,63	10,1	8,92	5,44	7,44	5,04	8,58	5,76
MgO	42,28	41,31	41,45	42,85	42,69	42,83	43,07	43,4	42,78	44,17	20,93	20,15	17,46	15,87	17,44
CaO	0,69	0,53	1,3	0,95	0,82	0,47	0,5	1,01	0,59	0,52	17,85	15,7	18,28	16,1	18,06
Na ₂ O	0,16	0,06	0,04	0,02	0,07	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01	0,15	0,17	0,33	0,41	0,24
K ₂ O	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	0,16	0,14	0,19	0,14
P ₂ O ₅	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,1	0,12	0,1	0,15	0,11
Cr ₂ O ₃	0,85	1,14	0,5	0,49	0,46	1,04	0,51	0,49	0,44	0,43	0,694	0,41	0,41	0,1	0,43
LOI	1,6	4,4	1,2	1,5	1	1,3	1,1	5,8	0,6	0,4	2,2	3,4	2	1,1	2,2
Top/C	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,11	0,03	0,03	0,07	0,03	0,04	0,03	0,04
Top/S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03	0,01	<0,01	0,01	0,01
Toplam	99,9	99,89	99,89	99,91	100,1	99,9	99,91	99,91	100	99,92	100,1	100,1	100,1	100,1	100
Ba	1,7	2,1	0,8	0,5	1,7	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,9	3	<0,5	5	1,2	<0,5
Be	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Co	110,9	115,5	102,7	108,5	11,3	111,5	112,7	110,8	109,8	113,5	46,2	58,5	41	54,7	44
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,2	0,1
Ga	1	1,1	1,4	1,1	1	1,1	0,6	1	0,9	0,9	2,4	3,8	3,8	7	3,9
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Nb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Rb	0,6	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	3	1,9	3,5	<0,5	0,9	1,9	0,8	1,2	1,2	<0,5	4,2	14,8	44,4	60,3	23,5
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	38	45	45	37	38	36	34	25	31	30	165	154	150	192	157
W	0,4	5,2	0,6	4,8	5,8	0,3	4,7	0,3	0,2	0,1	2,2	<0,1	2,2	0,3	0,1
Zr	2,9	1,6	2,3	1,2	1,4	4,6	1,2	0,9	5,5	0,9	2	2,6	3,5	5,2	2,7
Y	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	2,2	4,7	3,8	6,6	4,2
La	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ce	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Pr	0,02	0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	0,08	0,08	0,07	0,09
Nd	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,7	0,4	0,5	0,6
Sm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,2	0,3	0,2
Eu	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,15	0,12	0,21	0,15
Gd	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,24	0,56	0,54	0,8	0,57
Tb	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,06	0,12	0,11	0,2	0,11
Dy	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,42	0,82	0,65	1,08	0,64
Ho	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	0,19	0,13	0,27	0,15
Er	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,29	0,53	0,44	0,76	0,47
Tm	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,07	0,1	0,08
Yb	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,19	0,41	0,38	0,71	0,37
Lu	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,05	0,05	0,09	0,05
Mo	1,4	0,4	1,8	0,4	0,4	2,4	0,3	0,5	1,8	0,6	0,3	0,4	0,2	1,3	0,6
Cu	14,5	7,3	17,6	10,2	11,4	17	5,2	25,4	22,3	16,6	5,9	32,7	15,2	40,4	24,2
Pb	0,6	0,1	0,6	1,2	0,1	0,8	0,1	1	1	0,5	0,1	0,7	0,1	1,1	1,1
Zn	33	32	34	36	26	34	31	58	45	40	8	36	14	42	32
Ni	2634	2765	2464	2639	2598	2682	2682	2700	2503	2692	397	324	231	169	220
Sc	8	8	11	9	9	8	8	7	8	8	55	53	59	64	59
As	0,6	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	0,6	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,1	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	5,3	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	0,5	<0,5
Hg	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,002	0,001	0,002	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Tablo 5.1. Devam

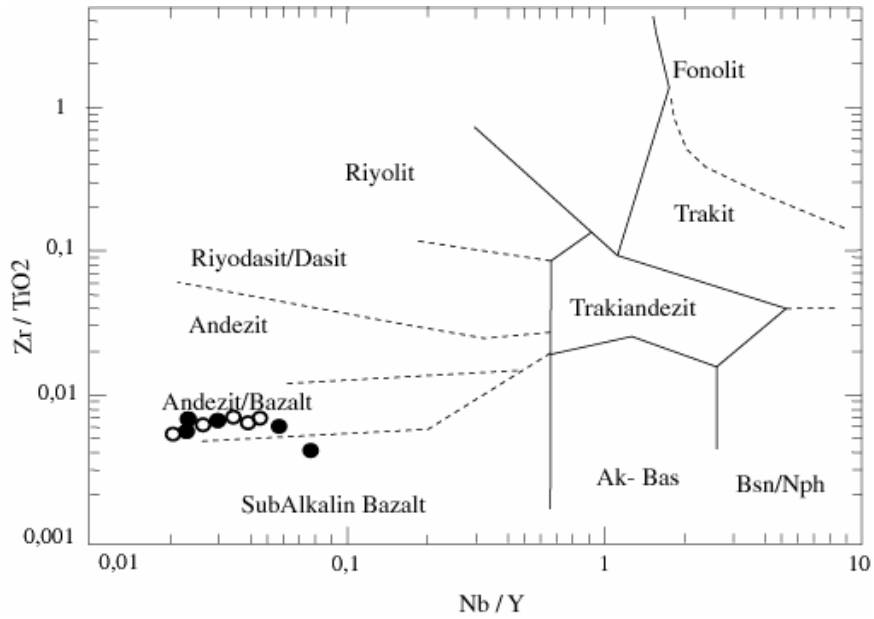
Örnek	Gabro					Diyabaz					Bazalt				
	G1	G2	G3	G4	G5	D4	D5	2.1	4.2	5.2	2.2	3.2	4.1	5.1	5.5
SiO ₂	45,04	46,82	47,15	45,46	47,49	52,22	50,15	49,58	49,84	50,11	50,75	49,78	48,93	49,59	48,14
Al ₂ O ₃	10,07	12,41	10,81	6,59	13,27	14,71	15,85	14,02	15,08	14,64	15,34	14,85	14,79	15,05	15,49
Fe ₂ O ₃	6,54	9,04	8,34	8,81	7,16	8,5	8,88	11,78	10,6	11,33	9,73	10,38	10,34	10,43	11,47
MgO	19,94	14,64	16,43	21,36	14,21	8,94	9,21	8,73	7,35	7,51	7,98	8,49	7,11	7,76	7,92
CaO	13,3	15,31	14,32	13,24	15,58	8,64	10,87	11,22	10,31	10,8	8,81	11,36	9,94	10,07	11,58
Na ₂ O	0,28	0,59	0,61	0,3	0,62	3,69	2,26	2,47	2,94	2,74	3,1	2,24	3,6	3,17	2,32
K ₂ O	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,25	0,2	0,04	0,07	<0,04	0,26	<0,04	<0,04	0,06	<0,04
TiO ₂	0,05	0,13	0,15	0,14	0,14	0,35	0,27	1,01	1,1	1,18	0,89	0,99	1,11	1,08	1,03
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,03	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,1	0,1	0,1
MnO	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,14	0,16	0,15	0,15	0,18	0,2	0,16	0,16	0,2	0,17
Cr ₂ O ₃	0,23	0,23	0,11	0,24	0,11	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,3	0,3	0,03	0,017	0,04
LOI	4,4	0,7	1,9	3,9	1,3	2,5	2,1	0,9	2,4	1,4	2,8	1,5	3,8	2,5	1,7
Top/C	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,13	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01
Top/S	0,04	0,03	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,44	<0,01	0,01	0,02	0,04
Toplam	100	100,1	100	100	100	100,1	100	100,1	100	100	100	99,92	99,92	100	100
Ba	5,1	2,6	2,5	2,1	3,6	16,5	9,5	11,6	14,5	10,4	27,8	14,5	4,5	13,4	26,4
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	58,4	54,6	63,8	78,2	51,2	37,9	38,9	42	36,3	44,1	36,4	41,7	36	38,5	43,5
Cs	<0,1	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Ga	4,9	8	7,8	4,3	7,7	11,5	11,5	15,1	15,8	16,3	13	15,3	16,9	14,8	16,2
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	1,9	1,9	2,4	1,9	1,9	2,1	1,7	1,8
Nb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,7	0,7	0,6	0,9	0,9	0,6	0,8
Rb	0,6	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,9	2,1	<0,5	0,6	<0,5	2,8	<0,5	<0,5	0,8	<0,5
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Sr	27,9	78,5	54,1	29,4	75,3	168,9	138,5	95	162,1	127,1	183,9	115,1	76,9	141,9	125,6
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	0,2	0,3	<0,1	<0,1
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	96	165	163	140	146	248	230	258	252	300	254	259	276	276	262
W	<0,1	0,2	1	0,4	0,1	0,6	0,2	<0,1	0,3	1,3	1	0,1	0,7	<0,1	<0,1
Zr	1,8	9,4	3,5	7,3	3,5	16,5	10,2	51,6	63	67,2	48,1	56,1	61,4	53,4	59,1
Y	1,8	4	5,2	4,4	4,4	12	8	26	25,4	29,6	23,4	24,9	26,4	26,8	26,2
La	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,6	1,6	2,4	2,2	2,4	2,4	2,7	2,3	1,9
Ce	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2	1,6	5,6	7,8	7,8	7,6	7,5	8,7	7,4	6,9
Pr	0,03	0,08	0,1	0,09	0,08	0,35	0,3	1,09	1,38	1,32	1,23	1,24	1,53	1,27	1,2
Nd	<0,4	0,5	0,5	0,4	0,6	1,8	1,1	6,2	6,6	7	6,1	6,1	7,4	6,7	6,8
Sm	<0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,9	0,4	2,6	2,6	2,8	2,4	2,3	2,8	2,6	2,6
Eu	<0,05	0,16	0,19	0,16	0,19	0,35	0,25	0,92	1,07	1,17	0,92	0,86	1,15	1,08	0,95
Gd	0,19	0,51	0,58	0,54	0,58	1,37	1,03	3,35	3,47	3,97	3,2	3,12	3,52	3,68	3,52
Tb	0,03	0,11	0,12	0,11	0,13	0,28	0,22	0,67	0,66	0,78	0,56	0,66	0,69	0,65	0,68
Dy	0,29	0,67	0,84	0,74	0,78	1,97	1,24	4,45	4,35	5,3	3,66	4,28	4,43	4,5	4,38
Ho	0,07	0,17	0,21	0,16	0,17	0,44	0,3	0,93	0,96	1,15	0,82	0,93	0,94	0,96	0,92
Er	0,19	0,46	0,52	0,48	0,51	1,34	0,92	2,81	2,85	3,3	2,5	2,59	2,76	2,92	2,85
Tm	<0,05	0,08	0,09	0,08	0,08	0,23	0,16	0,45	0,41	0,52	0,37	0,44	0,44	0,48	0,44
Yb	0,17	0,32	0,57	0,47	0,51	1,44	0,88	2,57	2,62	3,3	2,27	2,48	2,83	2,66	2,61
Lu	0,02	0,06	0,07	0,07	0,06	0,16	0,13	0,4	0,4	0,47	0,32	0,39	0,4	0,42	0,45
Mo	0,7	2,3	0,2	1,5	1	0,1	0,6	1,5	0,8	0,1	0,2	0,6	0,2	0,5	1,5
Cu	43,9	22,3	12,9	10	9,6	23	23,6	7,9	34,2	23,7	54,6	61,9	21,8	47,7	126
Pb	0,4	1,1	0,5	0,5	0,8	0,5	0,8	0,4	0,3	0,3	0,2	0,6	0,3	1,2	1,5
Zn	19	26	38	26	30	24	18	16	18	36	52	32	49	52	70
Ni	326	222	216	376	174	106	101	118	69	51	97	107	62	62	95
Sc	33	46	46	48	45	38	39	35	35	36	35	34	34	36	34
As	<0,5	0,9	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	0,6	0,5	<0,5	0,8	0,5	<0,5	0,6
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,8	1,1	0,6	<0,5	2,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	0,7



Şekil 5.1. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin K_2O diyagramındaki dağılımları (Le Maitre, 1989).



Şekil 5.2. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin SiO_2-Zr/TiO_2 diyagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977).



Şekil 5.3. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin Zr/TiO_2 -Nb/Y diyagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977).

5.3. Guleman Ofiyolitine Ait Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri

Guleman Ofiyolitine ait kayaçlar altı ana gruba ayrılarak analiz edilmiştir (Tablo 5.1). Bu kayaçlar % SiO_2 içeriklerine göre ultrabazik ve bazik karakterler göstermektedirler. SiO_2 içerikleri peridotitik kayaçlarda (dünit ve harzburgit) % 39,62-44,73 arasında değişmektedir. Kümülat kayaçlarda (piroksenit, gabro) SiO_2 içeriği peridotitlere göre artmakta ve %45,04-50,02 arasında değişmektedir. Diyabaz ve bazaltlarda ise bu değer % 48,14-52,22 arasında değişmektedir. Ofiyolitdeki tüm SiO_2 değerlerine baktığımızda peridotitik kayaçlardan bazik kayaçlara doğru bir artış olduğu görülmektedir. Bu değişim magmanın fraksiyonlaşması ile açıklanabilir.

Ofiyolitlerde MgO değişimi magmanın kristalleşmesini açıklamada önemlidir. Bu nedenle Guleman Ofiyolitine ait örneklerin MgO değişimleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu amaçla ana oksitler MgO ile karşılaştırılarak değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 5.4). MgO değeri; dünitlerde % 42.78-44.17, harzburgitlerde % 41.31-42.85, piroksenitlerde % 15.87-20.93, gabrolarda % 14.21-21.36, diyabazlarda % 7.35-9.21 ve bazaltlarda % 7.11-8.49 arasında değişmektedir.

Guleman Ofiyolitlerine ait SiO_2 -MgO değişim diyagramında (Şekil 5.4) MgO peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlara doğru belirgin olarak azalmaktadır ve bu iki oksit arasında negatif bir korelasyon görölmektedir. Peridotitik kayaçlardan bazaltlara doğru MgO’deki bu negatif ilişki kristallenme sırasındaki mineral farklılaşması ile açıklanabilir. Peridotitlerdeki olivin ve piroksen minerallerinin bağlı olarak azalması ile MgO içerikleri de azalmaktadır.

Al_2O_3 -MgO değişim diyagramında (Şekil 5.4) SiO_2 ’ye benzer bir durum görölmektedir ve bu iki oksit arasında da negatif bir ilişki vardır. Gabro, piroksenit, diyabaz ve bazaltlardaki Al_2O_3 değerinin artışı olivin ve piroksen gibi alüminyum içermeyen minerallerin yerine feldspatların varlığı ile ilişkilidir.

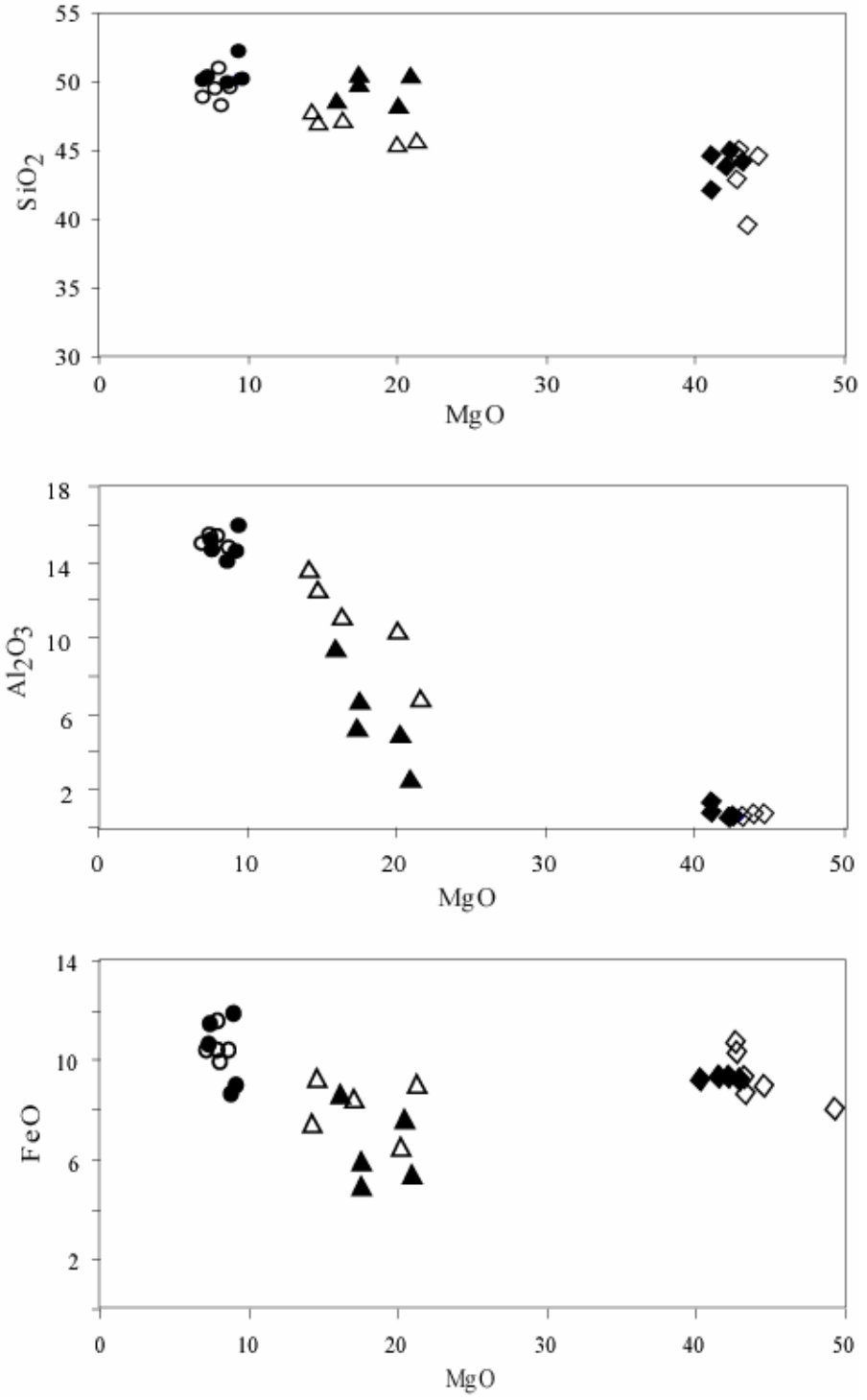
FeO (toplam demir)-MgO diyagramında (Şekil 5.4) peridotitlerden bazaltlara doğru küçük bir artma olsa da bu iki oksit arasında belirgin bir değişim izlenmemektedir.

Ti kayaçların oluşum ortamlarını belirlemede kullanılan önemli elementlerden birisidir. TiO_2 içeriği peridotitlerden kümülatlara küçük bir artış gösterirken diyabaz ve bazaltlarda TiO_2 içeriği belirgin olarak artmaktadır (Şekil 5.4) MgO ve TiO_2 arasında negatif bir korelasyon görölmektedir. Özellikle diyabaz ve bazaltlarda TiO_2 içeriği % 1,11’ e kadar çıkmaktadır.

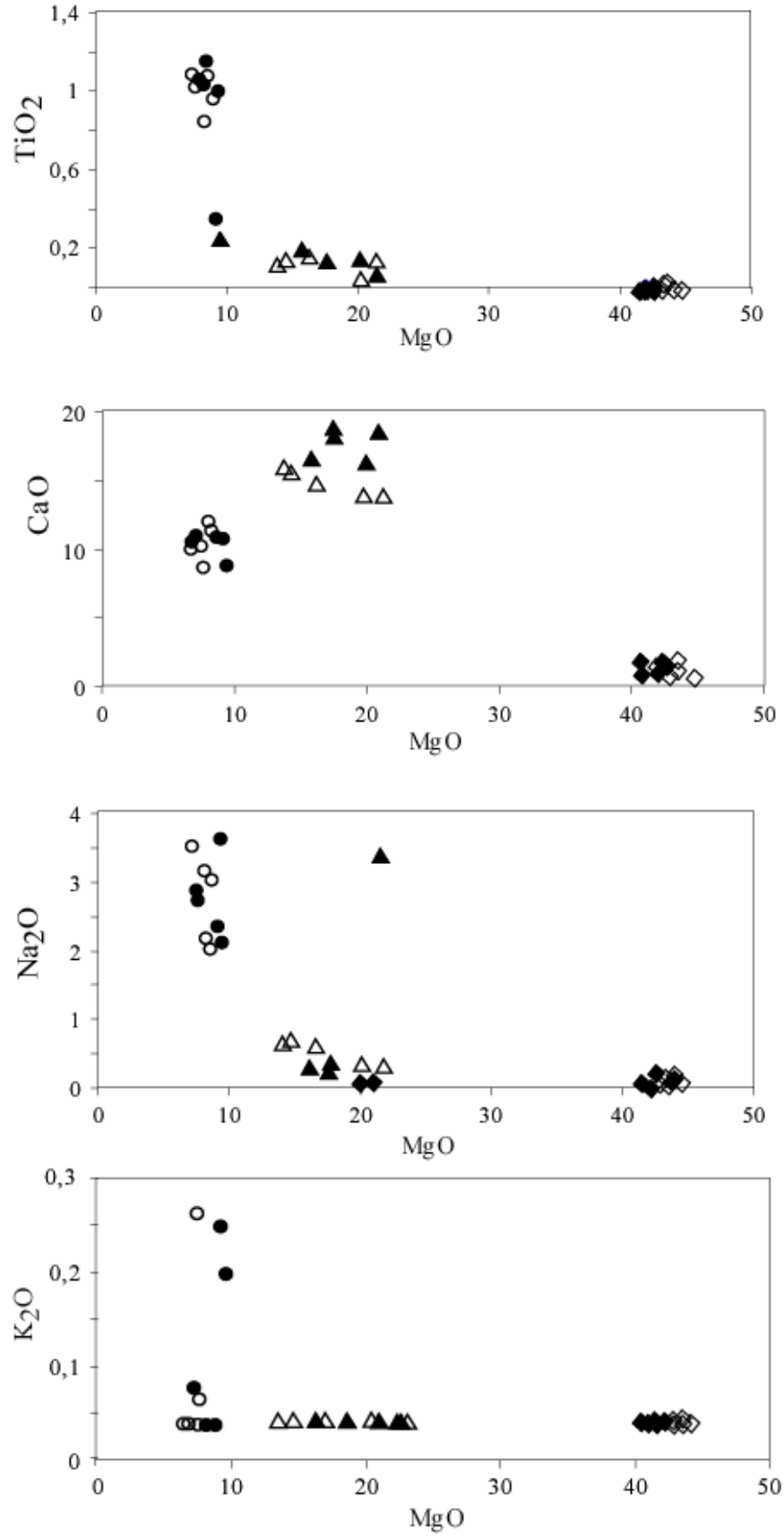
CaO değeri peridotitlerde çok düşük değerlerde izlenmektedir. Bu değer fraksiyonlaşma ile artmaktadır. Ancak piroksenit ve gabrolarda CaO içeriği en yüksek değerlere çıkmaktadır (Şekil 5.4, Tablo 5.1). Bu kayaçlarda bulunan plajiyoklas mineralleri anortite zengin olup CaO başlıca kaynağıdır.

Na_2O içeriği peridotitik ve komatitik kayaçlarda çok düşük değerlerde iken diyabaz ve bazaltlarda 3,69’ a kadar çıkmaktadır (Tablo 5.1). Na_2O -MgO değişim diyagramında bu iki oksit arasında negatif bir ilişki görölmektedir (Şekil 5.4). Diyabaz ve bazaltlardaki Na_2O artışı plajiyoklasların albitçe zenginleşmesi ile açıklanabilir. Ayrıca bu kayaçlarda görölen alterasyonlar da Na’ca zenginleşmede etken olabilir.

K_2O miktarı peridotitik kayaçlarda ve gabroik kayaçlarda dedeksiyon limitinin altında (<0,04) görölürken bazalt ve diyabazlarda bu değer % 0,26’ ya kadar çıkmaktadır.



Şekil 5.4. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlara ait ana oksitlerin MgO' ya göre değişim diyagramları.



Şekil 5.4'ün devamı. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlara ait ana oksitlerin MgO' ya göre değişim diyagramları.

5.4. Magmatik Kayaçların Tektonik Ortamları

Magmatik kayaçlar kimyasal bileşimlerine göre toleyitik, kalkalkali, alkali ve şoşonitik farlı serilere ayrılırlar. Guleman ofiyolitine ait magmatik kayaçların hangi magmatik seriye ait olduğunun belirlenmesi amacı ile $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramı ve AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$) diyagramları kullanılmıştır (Irvine ve Baragar, 1971). $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazalt örneklerinin tümü subalkalin alanda yer almıştır. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$ ise bu örneklerin büyük bir bölümü toleyitik alanda yer alırken üç örnek kalkalen alanda yer almaktadır (Şekil 5.5, Şekil 5.6).

Kayaçların oluştukları jeotektonik ortamların belirlenmesinde alterasyon ve düşük dereceli metamorfizmadan fazla etkilenmeyen kalıcılığı yüksek iz element (Ti, V, Y, Zr ve Nb) içerikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Kayaçların oluştukları tektonik ortamların belirlenmesi amacı ile araştırmacılar tarafından birçok ayırtman diyagram geliştirilmiştir (Örneğin: Pearce and Cann, 1973; Pearce and Norry, 1979; Shervais, 1982; Meschede, 1986). Çoğunlukla bu diyagramlarda volkanik kayaçların iz element içerikleri kullanılarak ortamsal yoruma gidilmiştir.

Bu çalışmada da Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazalt örneklerinin iz element değerleri ayırtman diyagramlarda kullanılarak ortamsal yoruma gidilmiştir.

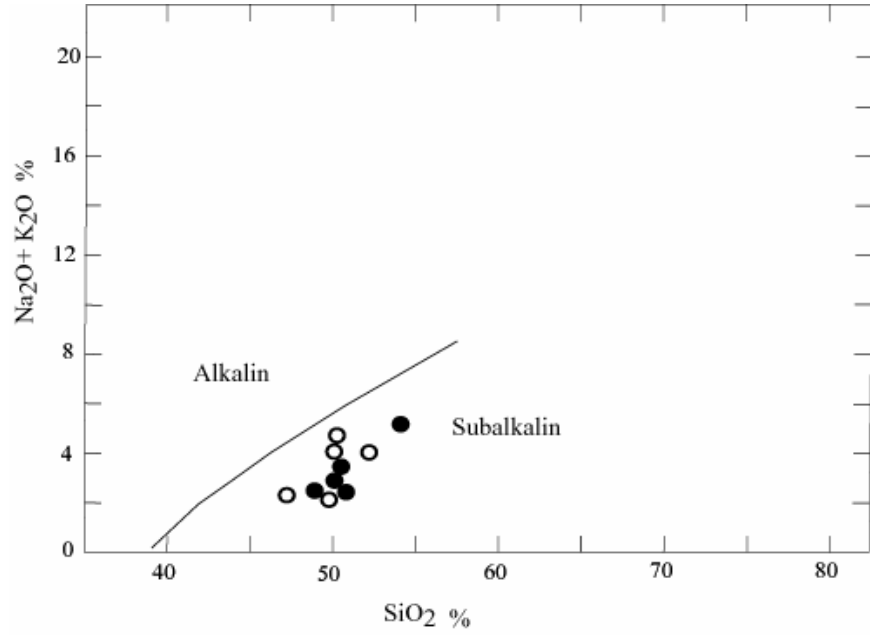
Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramında Guleman Ofiyolitine ait örneklerin büyük bir kısmı OFB (okyanus tabanı bazaltı) alanında yer alırken üç örnek bu alanın dışında yer almıştır (Şekil 5.7). Jeokimyasal olarak farklılık gösteren bu örneklerden iki tanesi tekil diyabaz dayklarına aittir.

V-Ti diyagramında (Shervais, 1982) örneklerin büyük bir çoğunluğu MORB (Okyanus ortası sırtı bazaltı) alanında yer alırken tekil diyabazlara ait iki örnek bu alanın dışında yer almıştır (Şekil 5.8).

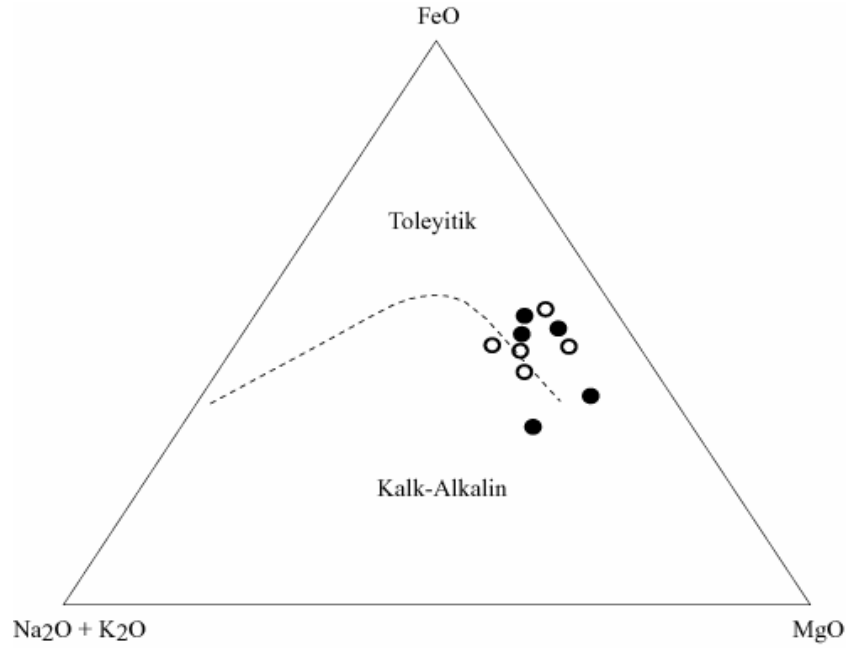
Zr/Y-Zr diyagramında (Pearce ve Norry, 1979) Guleman Ofiyolitine ait örneklerin tamamı C bölgesinde (Okyanus ortası sırtı bazaltı) yer almaktadır (Şekil 5.9).

Nb-Zr/4-Y diyagramında diyabaz ve bazalt örneklerinin tamamı D (N-MORB) bölgesinde yer almıştır (Şekil 5.10).

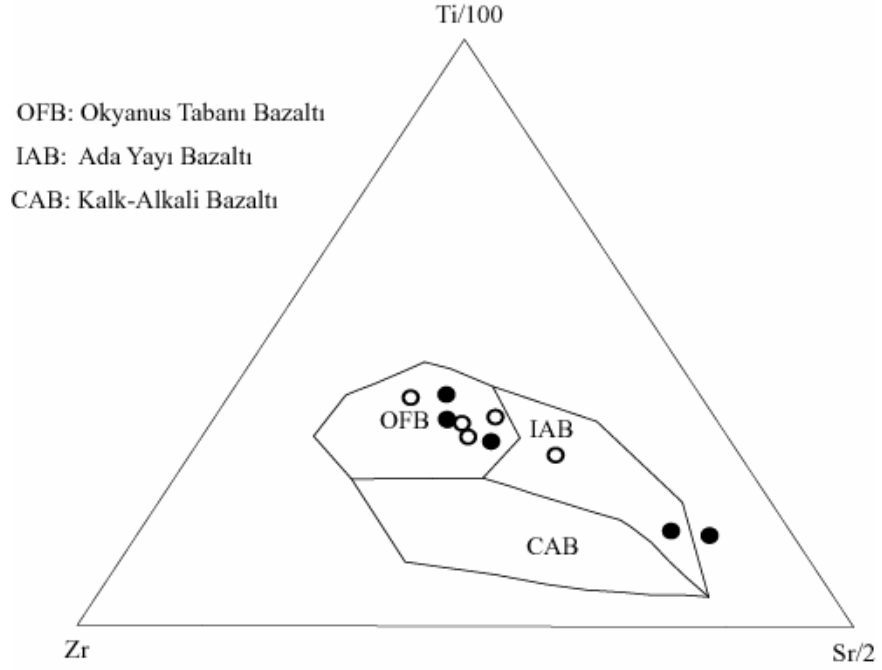
Ti-Zr diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) çalışma alanındaki örnekler OFB (Okyanus tabanı bazaltı) ve LKT (Düşük potasyumlu toleyit) alanında yer almaktadır.



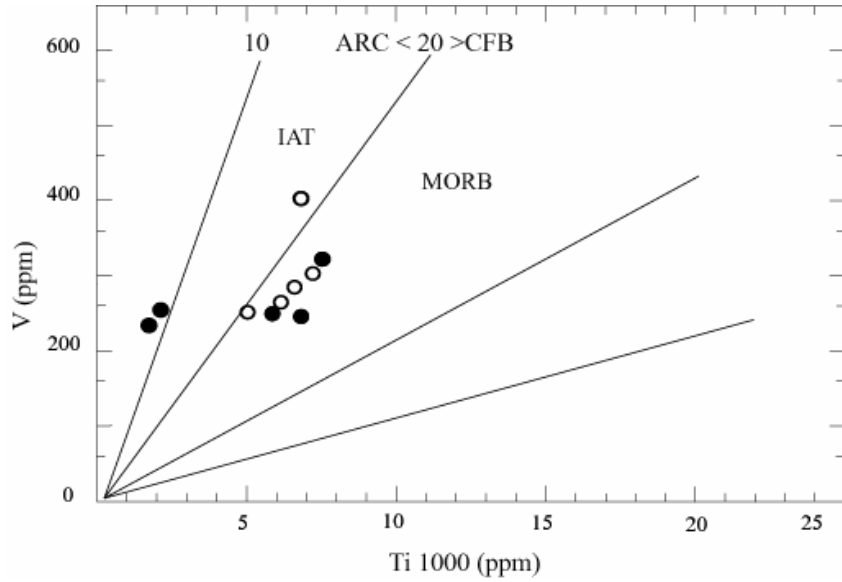
Şekil 5.5. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlar için $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ değişim diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).



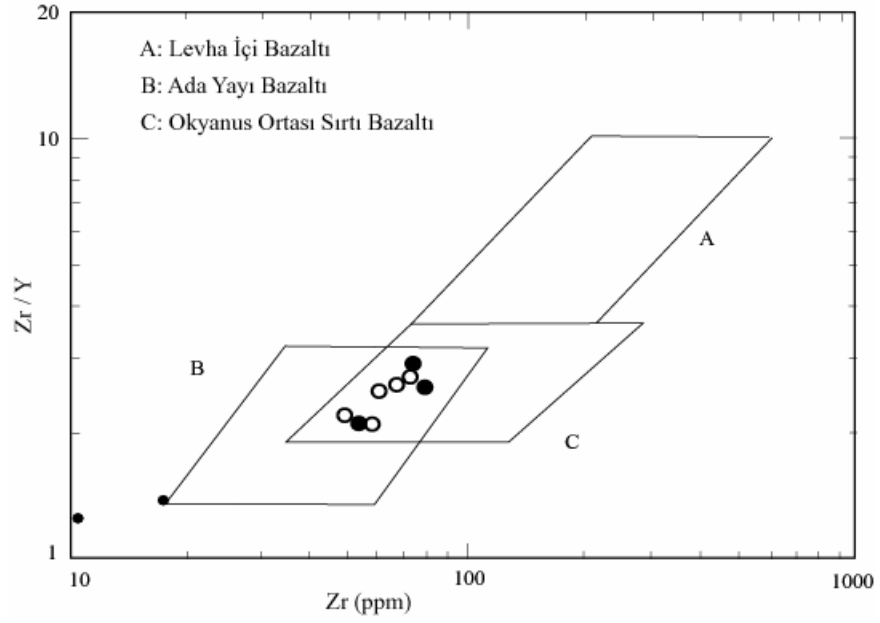
Şekil 5.6. Guleman Ofiyolitine ait diyabaz ve bazaltlar için $\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ değişim diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).



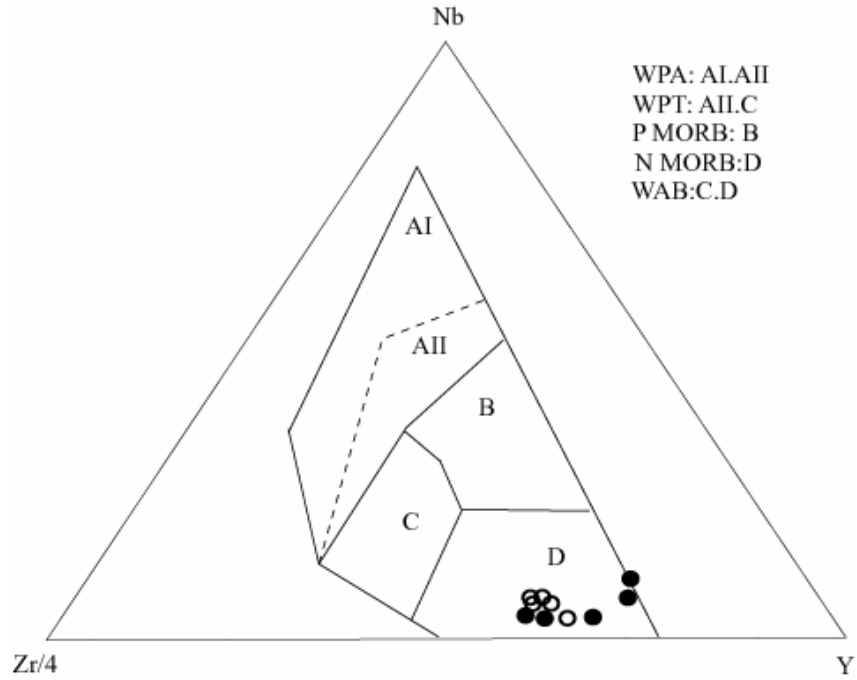
Şekil 5.7 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramındaki dağılımları (Pearce ve Cann, 1975).



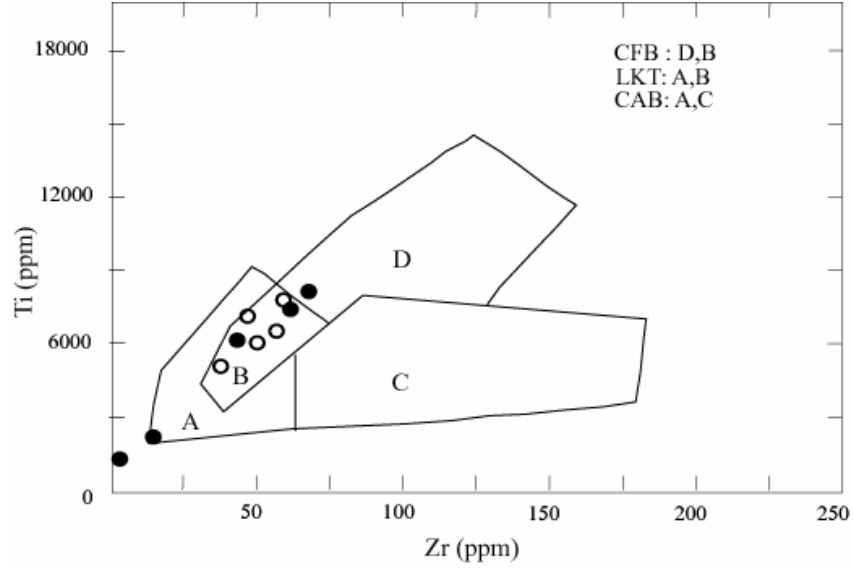
Şekil 5.8 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin V-Ti diyagramındaki dağılımları (Shervais, 1982) (IAT: Adayayı toleyitleri, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları).



Şekil 5.9. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin Zr/Y-Zr diyagramında dağılımları (Pearce ve Norry, 1979)



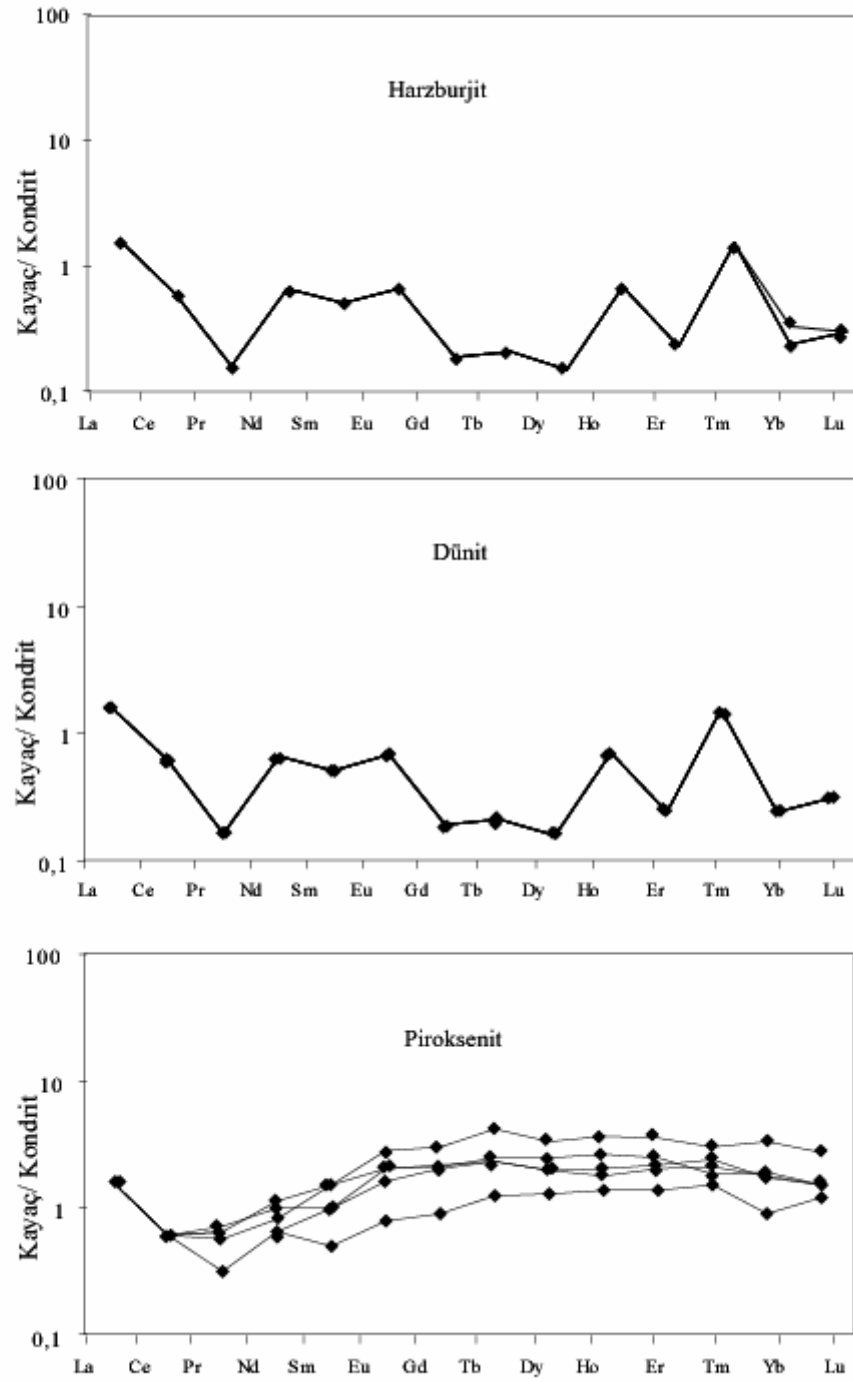
Şekil 5.10 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin Nb-Zr/4-Y diyagramında dağılımları (Meschede, 1986).



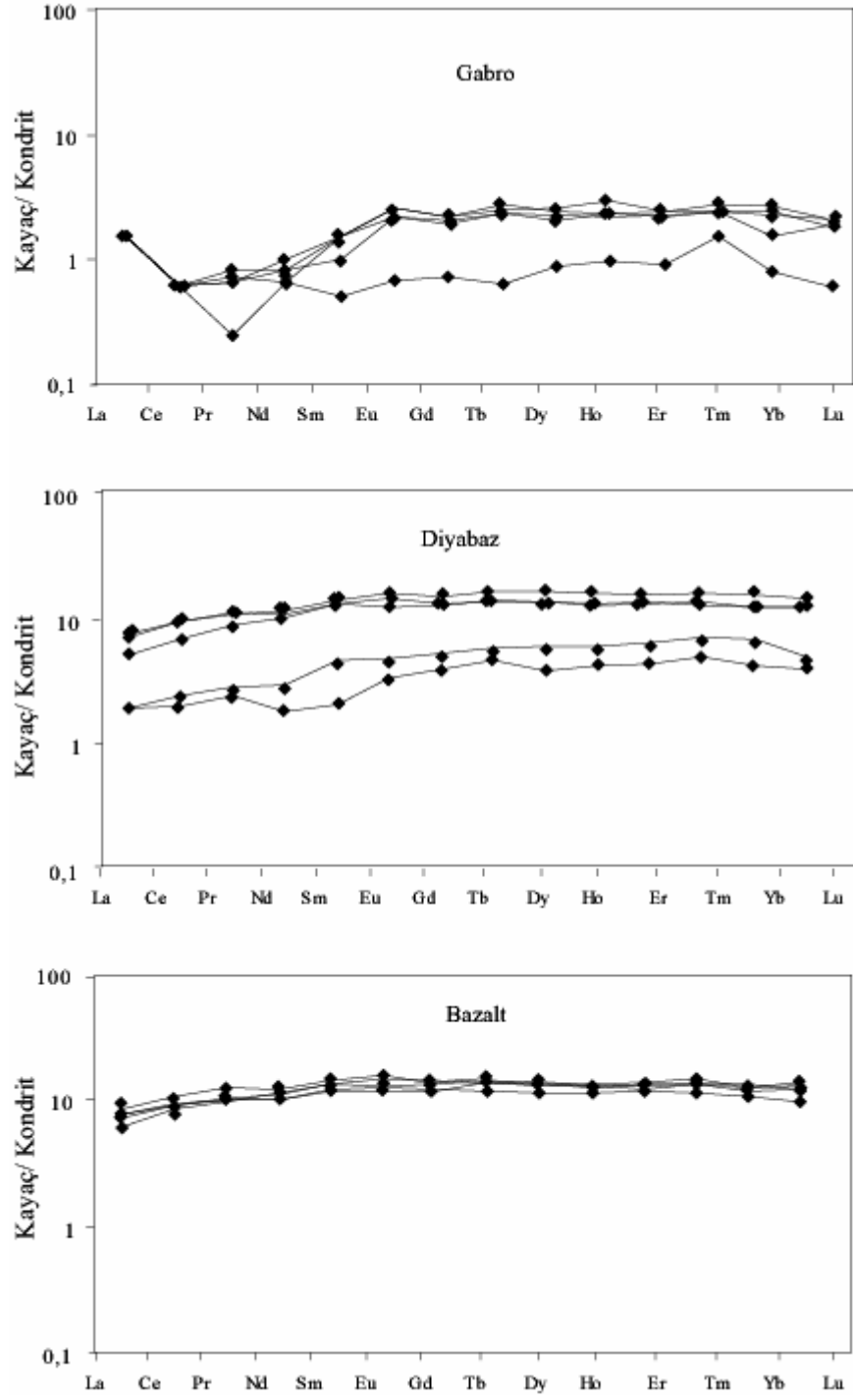
Şekil 5.11 Guleman Ofiyolitine ait örneklerin Ti-Zr diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) dağılımları.

Guleman ofiyolitlerinin oluştukları jeotektonik ortamı belirlemek amacı ile analizi yapılan kayaç örneklerine ait nadir toprak element (NTE) içerikleri kondridit değerlerine (Baynton, 1984; Rollinson, 1993'den) normalleştirilerek her kayaç grubu ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

Harzburgit ve dünitlerde nadir toprak element içerikleri genellikle dedeksiyon limitinin altındadır (Tablo 5.1). Dedeksiyon limitinin altındaki bu kayaçların normalleştirilmelerinde analizlerdeki dedeksiyon limitleri esas alınarak normalleştirilme yapılmıştır. Kondridite normalleştirilmiş bu değerlere göre her kayaç grubu için spider diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 5.12).



Şekil 5.12. Guleman Ofiyolitne ait örneklerin NTE spider diyagramı.



Şekil 5.12'nin devamı. Guleman Ofiyolitne ait örneklerin NTE spider diyagramı.

5.5. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Jeotektonik Evrimi

Ofiyolitler okyanus ortası sırtlardaki açılma zonlarında oluşurlar (Penrose Conference, 1972; Coleman, 1977). Ancak son yıllardaki yapılan çalışmalarda dalan okyanusal kabuk üzerinde de SSZ (Suprasubduction) tipi ofiyolitlerin oluştuğu belirtilmektedir (Beccaluva vd., 2004; Pubellier vd., 2004).

Guleman Ofiyoliti Alp-Himalaya orojenik kuşağı üzerinde yer almaktadır. Guleman Ofiyoliti'nin jeotektonik evrimini açıklayabilmek için bu kuşak üzerindeki ofiyolitlerin oluşumu ve jeodinamik evrimini bilmek gerekmektedir. Bu amaçla bu kuşak üzerinde yer alan birçok ofiyolit üzerine yapılan çalışmalar araştırılmış ve Guleman Ofiyolitinin oluşumu birlikte yorumlanmıştır (Michard vd., 1984; Özkan ve Öztunalı, 1984; Engin, 1985; Aktaş ve Robertson, 1990; Akgül, 1993; Akgül, 1996; Robinson vd., 1999; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Hassanipak ve Ghazi, 2000; Wang vd., 2001; Robertson, 2002; Parlak vd., 2002; Khalatbari-Jafari vd., 2003; Miller vd., 2003; Saccani ve Photiades, 2004; Beccaluva vd., 2004; Pubellier vd., 2004; Canil, 2004; Parlak vd., 2004).

Robertson (2002), Doğu Akdenizde Triyas, Jura ve Kretase yaşlı ofiyolitlerin bulunduğunu belirtmektedir. Araştırmacı, bu kuşak üzerinde geniş yayılımlara sahip ofiyolitleri Jura-Kretase yaşlı olduğunu ve okyanus ortası sırtlarda oluştuğunu ancak, boninitik karakterli SSZ tipi ofiyolitleri Üst Kretase (Türkiye) oluştuğunu belirtmektedir.

Saccani ve Photiades (2004), Pindos (Yunanistan) ofiyolitinin iki alt birimine ayrıldığını, alttaki ofiyolit biriminin MOR karakterli olduğunu, üstteki ofiyolit biriminin manto ultramafitlerinden oluştuğunu ve her iki biriminde boninitik dayklar tarafından kesildiğini belirtmektedir.

Hassanipak ve Ghazi (2000), Khoy (İran) ofiyolitinin MORB'a benzer jeokimyasal karakterler gösterdiğini belirtmektedir. Aynı ofiyoliti inceleyen Khalatbari-Jafari vd. (2003) ise radyometrik incelemeler sonucu Khoy bölgesinde biri Alt Jura, diğeri Üst Kretase olmak üzere iki farklı yaşta ofiyolitlerin olduğunu belirtmektedir.

Türkiye'de Doğu Toroslarda çalışan birçok araştırmacı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Michard vd., 1984; Bingöl, 1986; Aktaş ve Robertson, 1990; Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz, 1991) Triyas'ta bir riftleşme dönemini başladığını ve Jura-Alt Kretase'de açılmaya bağlı olarak okyanusal kabuğun oluştuğunu belirtmektedirler.

Engin (1984), Özkan ve Öztunalı (1984), Bingöl (1986) ofiyolitinin Jura-Alt Kretase'de oluştuğunu belirtmektedir.

Beyarslan ve Bingöl (2000), Kömürhan ofiyolitinin Üst Kretase'de dalan levha üzerindeki okyanusal kabuk üzerinde geliştiğini ve Üst Kretase yaşlı yay magmatitleri

tarafından (Elazığ Magmatitleri) kesildiğini belirtmektedir. Araştırmacılar ofiyolitinin jeokimyasal karakterinin SSZ tipi ofiyolitlere benzediklerini açıklamaktadırlar.

Göksun ofiyoliti ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerinde (Parlak vd., 2002; Parlak vd., 2004) çalışan araştırmacılar bu ofiyolitlerin Üst Kretase yaşlı olduğunu ve SSZ tipi karakterler gösterdiklerini belirtmektedirler.

Bu çalışmada elde edilen saha, petrografi ve petrolojik bulgular Guleman Ofiyolitinin MORB'a benzer jeokimyasal karakterler gösterdiğini ve okyanus ortası sırtlarda oluştuğunu göstermektedir.

Önceki çalışmalar ve bu çalışmada elde edilen bulgular değerlendirildiğinde bölgenin jeodinamik evrimi şu şekilde açıklanabilir;

Triyas'ta eski Yugoslavya'dan Arnavutluk, Yunanistan, Türkiye ve İran'a kadar uzanan bir kuşakta Avrasya Levhasıyla Arap Levhası arasında bir riftleşme başlamıştır.

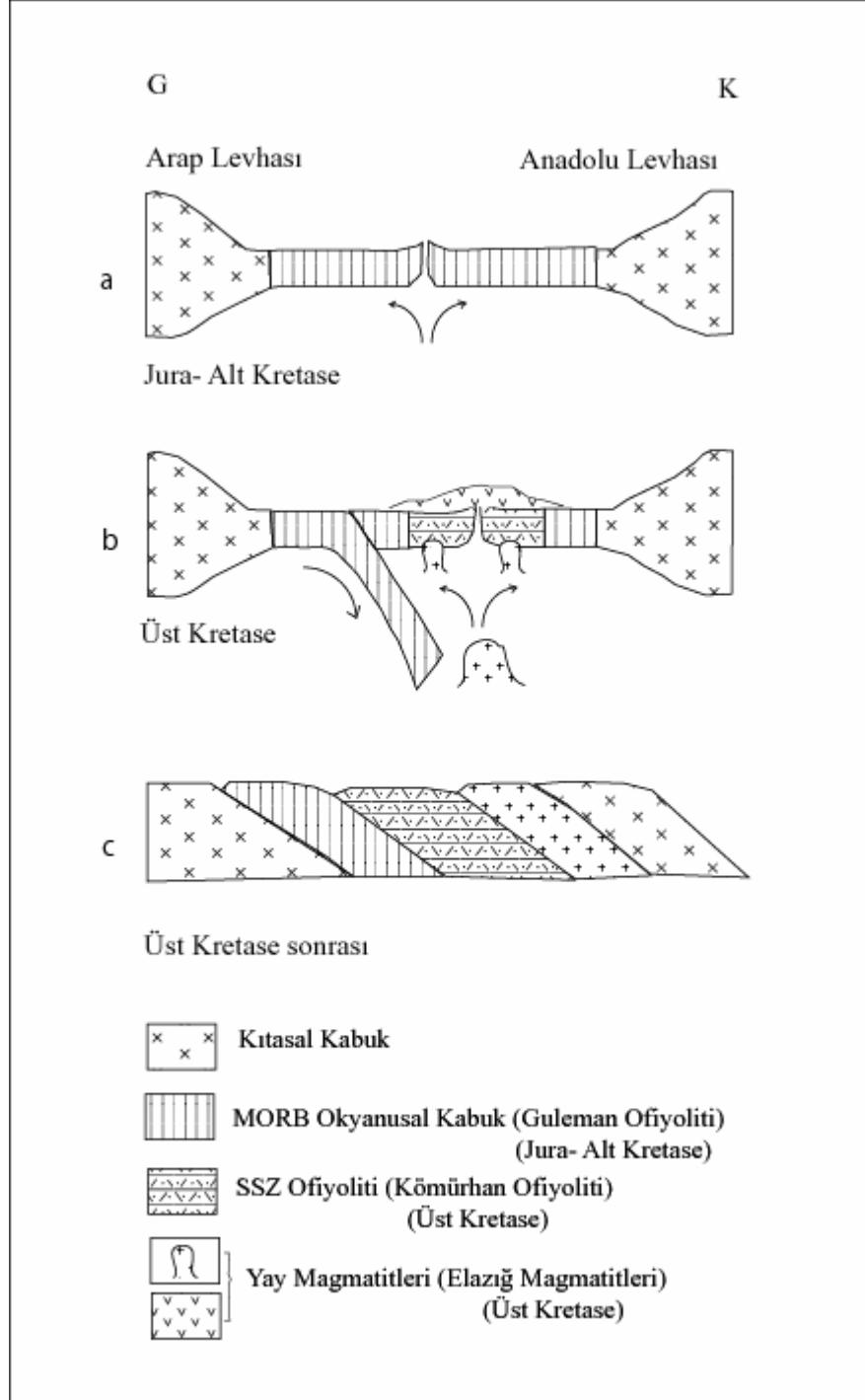
Bu açılmaya bağlı olarak Jura-Alt Kretase'de Guleman ofiyolitinin de oluştuğu okyanus ortası sırtı (MORB) ofiyolitleri meydana gelmiştir (Şekil 5.13.a).

Üst Kretase'de okyanusal kabuğun güneyden kuzeye doğru dalmasıyla yay magmatitleri (Elazığ Magmatitleri) oluşmaya başlamıştır. Aynı zamanda dalan levhanın üzerindeki okyanusal litosferde gerilmeye bağlı olarak ikinci bir okyanusal kabuk gelişmeye başlamıştır (Kömürhan, Göksun, Pozantı Ofiyoliti). SSZ karakterindeki bu ofiyolitler Kömürhan bölgesinde ada yayı magmatitleri tarafından kesilmiştir (Şekil 5.13.b).

Kretase sonunda okyanusun kapanması sonucu ofiyolitler tektonik olarak kıtaların üzerine yerleşmişlerdir (Şekil 5.13.c).

Daha önceleri yapılan çalışmalar ve bu çalışmadan elde edilen bulgulara göre; bu kuşak üzerinde biri Jura-Alt Kretase, diğeri Üst Kretase olmak üzere iki farklı yaşta ofiyolitinin geliştiğini ve Guleman Ofiyolitinin Jura-Alt Kretase'de okyanus ortası sırtlarda oluştuğunu söyleyebiliriz.

Ancak, bu kuşak üzerindeki ofiyolitlerde daha detaylı jeokimyasal ve radyometrik çalışmaların yapılması gerektiği düşünülmektedir.



Şekil 5.13. Bölgenin Jeodinamik evrimini gösteren şematik kesit.

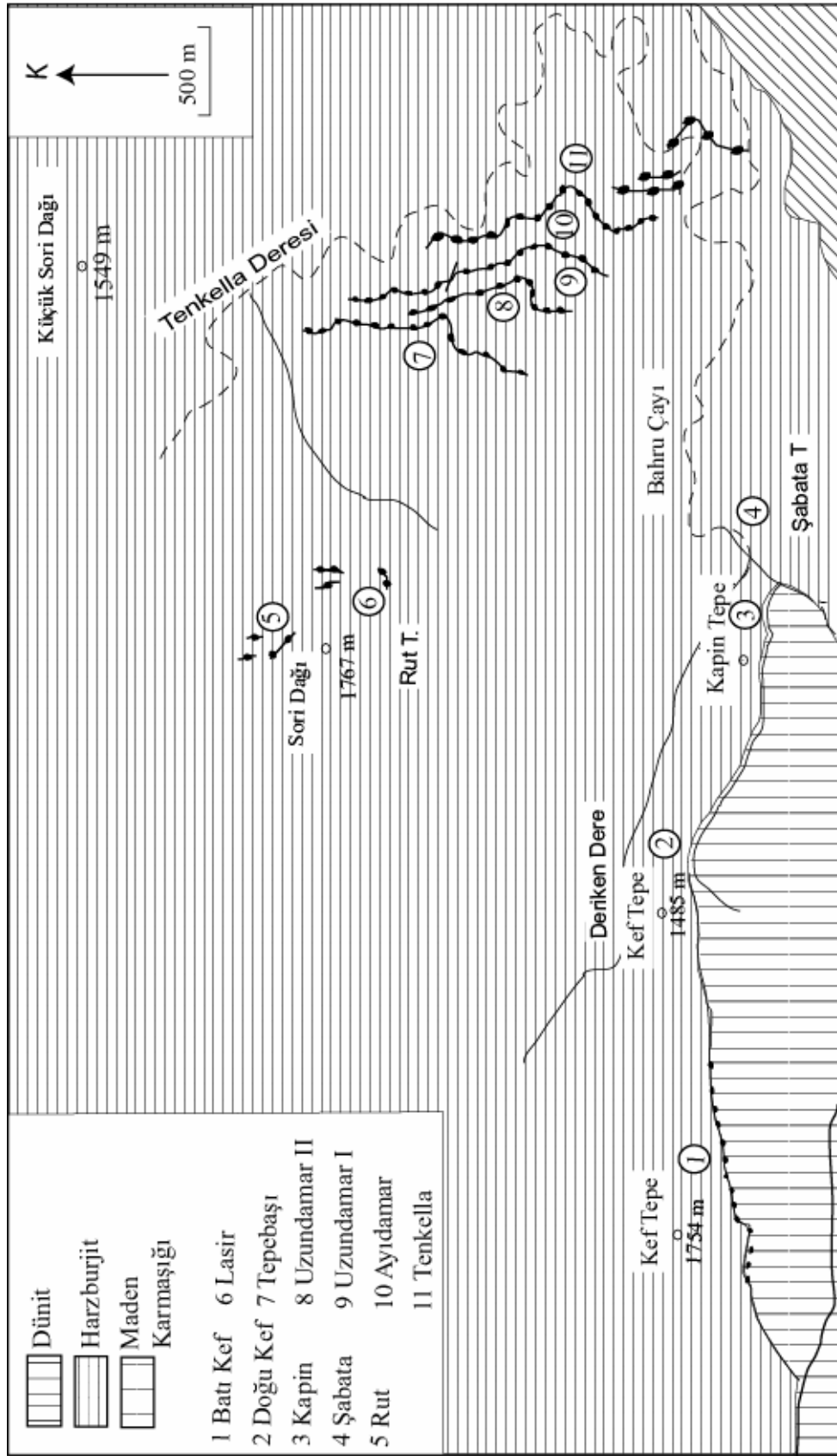
6. KROM CEVHERLEŞMESİ

Guleman, krom yatakları yönünden Türkiye'nin en önde gelen bölgelerinden olup, 1915 yılında Abdullah Hüsrev (Guleman) tarafından bulunmuş, ilk defa Koert ve Baunmann tarafından incelenmiş ve bölgedeki ilk önemli çalışmayı da Helke (1938) yapmıştır. Kovenko (1942), H. Berchert (1956), Petrashchek (1956-1958), yine bu bölgede çalışma yapan ilk araştırmacılardandır. Bölgedeki krom cevherleşmelerinin konumları ve yan kayaç ilişkileri yine pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Helke, 1939, 1955, 1962; Kovenko 1940, Wijkerslooth, 1947; Borchert, 1952, 1962; Petrascheck, 1958, 1959; Thayer, 1964; Kendiroğlu, 1972; İskit, 1973; Ortalan ve Erdem, 1977; Koç ve İzmir, 1977; Turmuş, 1977; Özkan, 1977, 1982; Engin, 1979; Engin ve Sümer, 1982; Balcı ve diğ., 1982; Engin ve diğ., 1982'den).

Bölgede başlangıçta mostra madenciliği ve açık işletme yöntemleriyle nispeten kolaylıkla yapılan madencilik çalışmaları bu yöntemlerle alınabilecek cevherin azalması sonucu, 1950 yılında yer altı madenciliği başlamış ve bugün yörede kapalı işletme ve açık işletme yöntemleri ile devam edilmektedir.

Yapılan çalışmalar sonucu Guleman peridotit birimi içinde 500'den fazla krom zuhuru bulunduğu ortaya çıkarılmıştır. Bu zuhurların boyları birkaç cm'den birkaç yüz metreye kadar değişiklik göstermektedir. Guleman peridotit birimi içindeki krom cevherleşmeleri hem tektonitler hem de kümülatlar içerisinde bulunmaktadır. Ancak tektonitler içerisinde ve tektonit-kümülat sınırına yakın yerlerde bulunan krom cevherleşmeleri kümülatlar içinde bulunan cevherleşmelere oranla daha yüksek Cr_2O_3 tenörüne sahiptir (Engin ve diğ., 1982).

Guleman krom yataklarının özellikleri ile peridotit biriminin sergilediği yöresel litoloji ve yapı özellikleri göz önüne alınarak bu krom zuhurları Gölalan, Ayıpınarı, Rut-Lasir, Kef, Kapin-Şabata olmak üzere 5 ayrı bölgeye ayrılmıştır (Şekil 6.1).



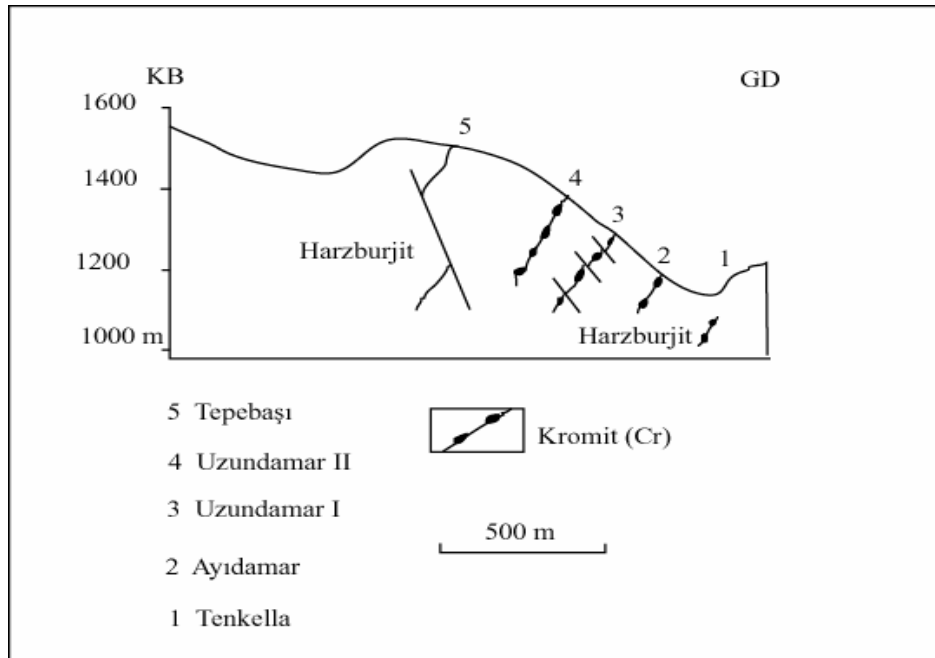
Şekil 6.1. Kefdağ, Kapin, Rut-Taşlıtepe (Guleman-Elazığ) krom yatakları ve çevresinin jeolojisi (Engin ve diğ., 1982'den sadeleştirilerek).

Bu çalışmada Ayıpınar, Kapın, Şabata, Doğu Kef ve Batı Kef olmak üzere 5 ayrı krom cevherleşmesi ve yan kayaçlarından sistematik örnekler alınarak cevherin minerolojisi ve dokusal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Guleman bölgesi krom cevherleşmesi çoğunlukla masif cevher içermekle beraber daha az oranlarda saçınımlı, bantlı, merceksi ve nodüler dokular izlenmektedir.

6.1. Saha Özellikleri

6.1.1. Ayıpınarı Bölgesi Krom Cevherleşmesi

Ayıpınarı bölgesi kromitleri, yörenin en zengin yüksek tenörlü cevher rezervine sahip bölgesidir. Sori bölgesindeki Ayıpınarı krom cevherleşmeleri 5 önemli zonda toplanmıştır (Şekil 6.1). Bu cevherleşmeler alttan üste doğru Tenkella, Ayıdamar, Uzundamar-I, Uzundamar-II ve Tepebaşı kromit horizonlarıdır (Şekil 6.2). Ayıpınar bölgesinde krom üretimi devam etmekte bu bölgedeki tüm üretim çalışmaları yer altı madenciliği yöntemi ile sürdürülmektedir.



Şekil 6.2. Ayıpınar bölgesindeki krom zonlarının istifsel ve yapısal konumları (Engin ve diğ.,1982).

Ayıpınarı bölgesi krom cevherleri; alttan üste doğru birbirine uyumlu ve yaklaşık paralel bir dizilime sahip olup, doğrultu ve eğim boyunca devamlılık göstermeleri ile bölgedeki diğer cevherleşmelerin aksine düzenli bir yapı gösterirler.

Tenkella Kromit Zonu; Guleman ofiyolit biriminin yapısal konum olarak en alt kromit seviyesini oluşturan bu zon Sori işletme şantiyesinin hemen doğu ve GD'sunda yer almaktadır (Şekil 6.2). Adını Tenkella deresinden alan bu kromit horizonu, derenin doğusunda bulunan Doğu Tenkella zonu ve batısında bulunan Batı Tenkella zonundan oluşmakta olup bu iki zon muhtemel bir fay ile ötenlenmiştir (Özsoy, 2001).

Ayıdamar Kromit Zonu; Uzundamar-I ile Tenkella zonları arasında yer alan (Şekil 6.2) bu kromit horizonu kesintilerle yüzeyden 1810 m izlenebilmektedir. Bu zon yer yer incelleme ve kalınlaşmalar göstermekle beraber ortalama kalınlığı 0,5 m ile 3,5 m arasında değişmektedir. Cevher dalımı bölgenin genelinde olduğu gibi 40-50° batıya eğimlidir (Özsoy, 2001).

Uzundamar- I Kromit Zonu; Ayıdamar ile Uzundamar- 2 zonları arasında yer alan (Şekil 6.2) bu kromit horizonu yer yer incellep kalınlaşmakla beraber yüzeyden 1600 m boyunca izlenebilmekte ve cevher kalınlığı ortalama 0,5 m ile 8 m arasında değişmektedir (Özsoy, 2001). Cevher genellikle metalurjik olup yüksek tenörlüdür.

Uzundamar- II Kromit Zonu; Uzundamar- I ile Tepebaşı zonları arasında yer alan (Şekil 6.2) bu kromit horizonu kesintilerle beraber yüzeyden 1050 m izlenebilmekte ve cevher kalınlığı 0,5 m ile 7 m arasında değişmektedir (Özsoy, 2001). Genellikle masif cevherleşme gösteren bu zon K-G doğrultulu olup dalımı batıya eğimlidir. Metalurjik karakterli cevhere sahiptir.

Tepebaşı Kromit Zonu; Ayıpınarı krom cevherleşmesi bölgesinin en üst kesimini oluşturan bu zon, Uzundamar-II kromit zonu ile Rut-Lasir Krom Cevherleşmesi bölgesi arasında (Şekil 6.2) ve onlara paralel yaklaşık K-G doğrultuludur. Yöredeki en uzun ve en kalın krom cevherleşmesini oluşturan bu zon masif ve en fazla rezervli zon oluşturmaktadır (Özsoy, 2001).

6.1.2. Kapin Krom Cevherleşmesi

Kapin krom yatağı, Kapin Tepe'nin (1268 m) doğusunda Deriken Dere ile Bahru çayının birleştikleri yerde bulunmaktadır (Şekil 6.1, Şekil 6.3). Genellikle harzburjitler içerisinde bulunan krom mostraları birbirlerinden yaklaşık 50 m kadar uzakta üç sıra halinde KB-GD doğrultulu ve ortalama 60° ile GB'ya eğimlidirler (Şekil 6.4) (Aslantaş, 2001).

Krom mercekleri breşleşmiş ve ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitler içerisinde bulunmaktadır. Krom kütleleri genellikle mercek şekilli (Şekil 6.4), en fazla 15 m uzunluğuna ve 4 m genişliğe sahiptir. Bazı krom mostralarının çevresinde yer yer dünit kılıfı, bazılarında ise bu dünitler parçalanmış olarak izlenmektedirler (Aslantaş, 2001).

Kapın mostralarının içinde bulunduğu breşik, bol kayma yüzeyli serpantinleşmiş harzburjitlerde bantlanma ve yapraklanma yaygın olarak görülmez. Harzburjitlerdeki bantlanma ve yapraklanmalar KD-GB doğrultulu ve 55^0 GD yönüne eğimlidir. Bu özelliği ile Kapın bölgesi peridotitlerinin sergilediği iç yapı düzeni ile uyumluluk gösterirler. Kapın bölgesinde en düşük yükseltideki krom mostrası Bahru Çayı yatağında 1070 m, en yüksek bulunan mostranın yüksekliği ise 1176 m'dir. Kapın bölgesinde krom üretimi açık işletme yöntemi ile devam etmektedir (Engin ve diğ., 1982).

Kapın Krom yatağında cevherler genellikle masif olup bazen saçınımlı ve nodüler dokularda izlenmektedir. Yatak kimyasal bileşim olarak hem refrakter hemde metalurjik özellikli cevher içermektedir (Şekil 6.5). Üretilen cevher Cr_2O_3 oranının % 43,31-47,01 arasında değiştiği görülmektedir (Aslantaş, 2001).



Şekil 6.3. Kapın krom cevherleşmesinden genel bir görünüm. Bakış yönü GD' ya doğrudur.



Şekil 6.4. Kapinde harzburjitler içindeki krom cevherleşmesi. Cr: Kromit.



Şekil 6.5. Kapin bölgesine ait refrakter nitelikli krom cevherleri.

6.1.3. Şabata Krom Cevherleşmesi

Şabata Krom Yatağı, Kapin krom ocaklarının GD'sunda Şabata Tepe'nin (1370 m) KB ucundaki yamaçta bulunmaktadır (Şekil 6.1). Kapin ve Şabata yataklarını Bahru çayı boyunca KD-GB doğrultuda uzanan bir fay ayırtmaktadır.

Bölgede krom cevheri genellikle mercek şekilli kütleler halinde olup, 70 m uzunluğunda ve 35 m genişliğindeki sekiz kadar krom merceği bulunmaktadır. Bu mercекlerden en uzun olanının boyu 30 m, en geniş olanı ise 2,5 m kadardır. Mostralar KB-GD uzanımına sahip olup, ortalama 60° ile GB yönüne eğimlidirler. Şabata Krom Yataklarında krom mostraların bulunduğu en düşük yükselti 1101 m, en büyük yükselti ise 1126 m 'dir (Aslantaş, 2001).

Şabata Krom Cevherleşmesinde, hakim litoloji harzburjit olup dünit 0,5-1 m kalınlığında bantlar halinde görülmektedir. İnce kromit bantlarının yönü de kromit mercекlerinin uzanım ve eğim yönüne uygun olup, KB-GD doğrultulu GB eğim yönlüdür.

Şabata Krom Yatağı Kapin Krom Yatağının GD'sunda bulunmaktadır (Şekil 6.1). Her ne kadar Kapin Krom Yatağının konumu içinde bulunduğu harzburjitin iç yapı düzenine uymuyorsa da, Şabata Krom mercекlerinin konumu ile Kapin krom mercекlerinin konumları birbirlerine uymaktadır. Öte yandan Bahru Çayı boyunca uzanan KD-GB doğrultulu fay, bu kesimdeki dünit-harzburjit sınırında 300 m kadar bir atıma neden olmuştur. Bu atım miktarı Şabata yatağının Kapin'in devamı olamayacağı konusunda bir bulgu olarak değerlendirilmiştir (Engin ve diğ., 1982).

Çoğunlukla masif ve yer yer de nodüllü tip cevher içeren Şabata Krom Yatağından cevher tamamen alınmış olup bugün bölgede üretim yapılmamaktadır.

6.1.4. Kef Bölgesi Krom Cevherleşmesi

Kef kromitleri, 1754m ve 1486m rakımlı Kef tepelerin güney yamacında bulunmaktadır (Şekil 6.1). Cevherleşme, harzburjit ile dünitin dokanağına yakın kesimde ve dünit içinde yer almaktadır. Kefdağı kromit kütlesi, batıda saçılmış bir kuşak ile başlamakta doğuya doğru giderek 50 m kalınlığa varabilmektedir.

Kef Bölgesi kromit cevherleri farklı özelliklere sahip olması nedeni ile Doğu Kef ve Batı Kef krom cevherleşmeleri şeklinde incelenmektedir. Ana kayaç tipi harzburjit, dünit ve çok az lerzolittir. Harzburjitler zayıf (ince) tektonit dokulu dünitler ise yaklaşık 2,5 km kalınlığında ve tektonitler ile kümülatlar arasında geçiş zonunu oluşturmaktadır (Engin, 1985).

6.1.4.1. Batı Kef Krom Cevherleşmesi

Batı Kef Krom Yatağı, Kef Tepe'nin güney yamacında yer almakta olup, Guleman ofiyolitinin alt birimini oluşturan tektonit dokulu harzburjitlerin hemen üzerinde, kümülat dokulu dünitlerin tabanında bulunmaktadır (Şekil 6.1).

Cevher zonu, yüzeyde 1448-1580 m seviyeleri arasında mostra verir ve doğrultu boyunca 1000 m kadar izlenir. Güneybatı uçta kamalanarak, kuzeydoğu uçta Büyük Kef fayı ile kesilerek sona erer. Cevher dünit içerisinde ve dünit-harzburjit sınırı boyunca uzanmaktadır. Krom yatağının sınırı boyunca izlenen dünit kılıfının genişliği 40-50 cm olup yer yer 4-5 metreye kadar çıkabilmektedir. Yatağın güney kısmı kalınlığı 2500 metreye kadar çıkabilen dünitler oluşturmaktadır (Çakır, 1994).

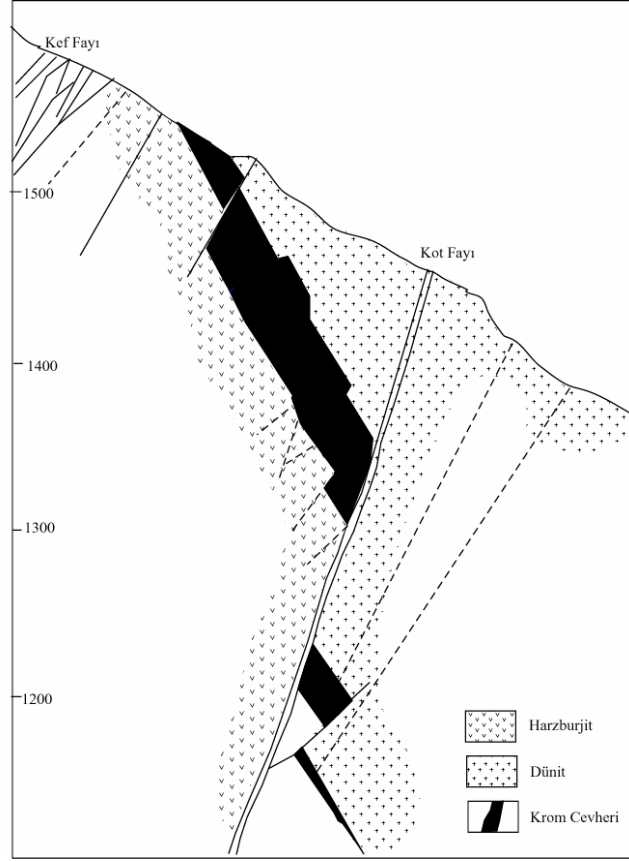
Batı Kef Krom Yatağı, batı kesimde saçınımlı cevherle başlamakta, doğuya doğru gittikçe cevher zonu genişlemekte ve dolayısıyla zon içinde kromit oranı da artmaktadır. Mostra genişliği 50-52 cm arasında değişmekte olup krom yatağını saçınımlı ve bantlı tip cevherler oluşturmaktadır. Ancak yatak içerisinde yer yer özellikle iç kısımlarda kromit toplanımlarının artarak masif nitelikli kromit bant ve mercikleri meydana getirdiği de izlenmektedir (Engin ve Sümer, 1987).

Cevherleşme K55D/76KB genel konumuna sahip, oblik atımlı sol yönlü ters fayla (KOT fayı) iki büyük tektonik dilime ayrılmıştır (Şekil 6.6, Şekil 6.7). KOT fayı ile eş zamanlı ve aynı kuvvet sistemlerine bağlı olarak oluştukları sanılan, genel olarak KB-GD doğrultulu, KD eğimli, atım miktarları oldukça değişken olan ters faylar ile belli bir sistem göstermeyen normal faylar yatağın daha küçük dilimlere ayrılmasına neden olmuşlardır (Çakır, 1994).

Cevher-yan kayaç ilişkisi bazı yerlerdeki küçük falanmalar dışında ilksel konumlarını korumaktadır. D-B doğrultulu olan krom cevheri zon boyunca KD-GB yönlü faylarla kesilmiştir. Her iki fay sistemi de cevher zonunda atımlara neden olmakla beraber , KB-GD doğrultulu fay sistemi daha hakim ve etkin olarak belirmektedir. Cevher mostralarının izlenebildiği en düşük yükselti 1448 m, en fazla yükselti 1580 m'dir (Engin ve diğ., 1982).

Batı Kef Krom Yatağı tektonitler ile kümülatlar arasında ve kümülatların tabanında yer almaktadır. Tabandaki harzburjitler tektonitlere ait olup porfiroklastik doku göstermektedir. Cevherleşmenin üzerine gelen dünitler ise Guleman Ofiyolitinin kümülat birimine aittir ve bu kayalarda adkümülat ve mezokümülat dokular görülmektedir. Cevher zonu harzburjitler üzerine kalınlığı genellikle 2 cm ile 50 cm arasında değişen dünitik bir seviyeden sonra gelir. Bu seviyenin yüzeyde yer yer 10 m'ye varan kalınlıklar göstermektedir (Engin ve Sümer, 1987).

Batı Kef Krom cevherleşmesi genellikle saçınımlı olup yer yer tabakalanmalar kamalanmalar ve merceksi yapılar göstermektedir.



Şekil 6.6. Batı Kef krom yatağının yapısal konumu (Çakır,1994'den sadeleştirilerek).



Şekil 6.7. Batı Kef bölgesi kromit cevherleşmelerinin görünümü.

Yaklaşık K-G doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak Doğu Kef Fayı oluşmuştur. Yüzeyde yaklaşık 3,5 km boyunca kesikli olarak izlenen fay zonu genişliği 2 m ile 50 m arasında değişmekte olup ortalama 20 m civarındadır (Engin, 1985).

Boyutları, konumu ve geometrisi bakımından büyük önem taşıyan bu yatak içerisinde ilk üretim çalışmaları 1952 yılında mostrayı takiben açılan yarmalarla başlamış, şevin yükselmesine bağlı olarak çalışmaların zorlaşması üzerine 1960 yılından itibaren kapalı işletme yöntemleriyle üretim çalışmalarına geçilmiştir (Çakır,1994). Etibank'ın kayıtlarına göre, 1952-1981 yılları arasındaki dönemde Batı Kef yatağından toplam 1 000 000 ton kadar cevher üretilmiştir.

Batı Kef Krom Yatağı homojen bir tenör dağılımına sahip olmayıp genel olarak merkezi bölümün alt seviyelerinde yüksek, üst seviyeler ile doğru ve batı uçlarda düşük tenörlü bir görünüm sergiler. Yüzey ve galeri jeolojisi ile sondaj verilerinden yararlanılarak kesit yöntemiyle hesaplanan Batı Kef Krom Yatağı görünür rezervi 7,6 milyon ton, ortalama tenör %30,06 Cr₂O₃ olarak daha önceki çalışmalarda tespit edilmiştir (Çakır, 1994).

6.1.4.2. Doğu Kef Krom Cevherleşmesi

Doğu Kef Krom Cevherleşmesi Guleman Peridotit biriminin güneyinde Kef Tepenin (1754m) güney yamaçları ile Deriken Dere arasında yer almaktadır.

Cevherleşmeyi oluşturan başlıca kayaçlar; dünit ve harzburjitlerdir. Batı Kef'te harzburjitler içinde uzanıp Doğu Kef kesiminde dünit-harzburjit sınırını izleyen büyük fay zonu içinde büyüklü küçüklü 60 kadar krom mostrası bulunmaktadır (Şekil 6.1). Bu mostraların bazıları gruplar bazıları da tek mostra halindedir. Bu krom mostralarının büyük bir kısmı harzburjit içerisinde, büyük fay zonunun güney kenarına yakın kesimlerde bulunmasına karşın bir kısmı da dünitler içinde yer almaktadır.

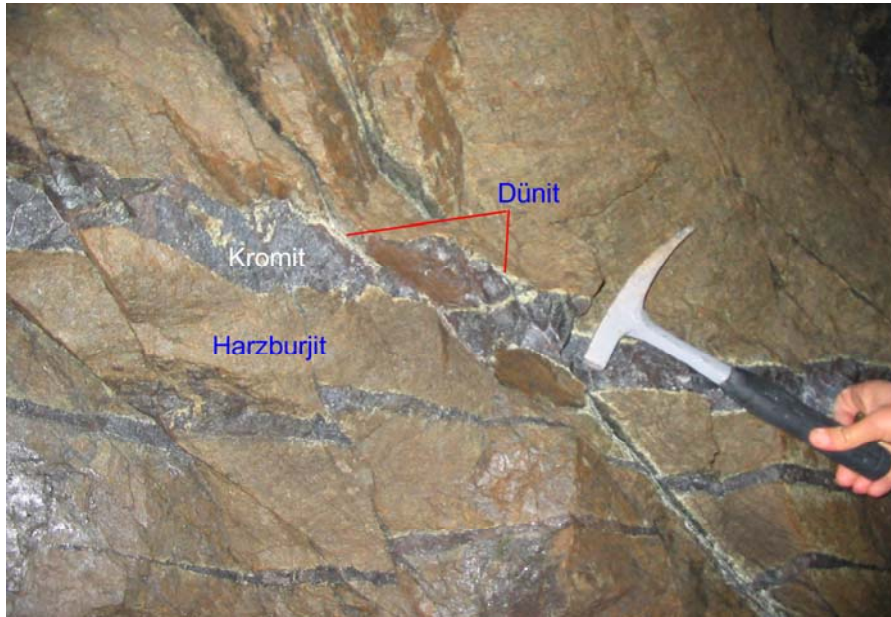
Yüzeyde izlenen krom mercceklerinde saptanan en fazla uzunluk 35 m, en fazla kalınlık 4,5 m kadardır. Mostraların bulunduğu en fazla yükselti 1610 m, en düşük yükselti ise 1380 m'dir. Doğu Kef'teki cevher, genelde masif ve breşleşmiştir. Cevher mercceklerinin yan kayaçla ilişkileri karmaşık ve bütünüyle tektoniktir. Fay zonunda ve harzburjitler içinde bulunan krom mercceklerinin yan kayaçla ilişkileri tektonik olmasına karşın, cevher merceğinin yan kayaçla ilksel ilişki içinde görmek de mümkündür (Engin ve diğ., 1982).

Doğu Kef kesiminde yapılan galeri aramalarında cevherin varlığı 1377 m ve 1416 m galerilerinde saptanmıştır. Krom mercceklerinde en fazla uzunluk 50 m , en fazla kalınlık ise son yıllarda yapılan çalışmalara göre 35-50 m' ye kadar çıkmaktadır. Doğu Kef bölgesinde ilk madencilik çalışmaları 1939 yılında arama ve küçük çapta mostra madenciliği şeklinde

başlamıştır. Yapılan çalışmalar sırasında üretilen 1000 ton kadar masif cevher hala yarmalar yakınında kümeler halinde durmaktadır. Bu kesimde şimdi üretime yönelik herhangi bir çalışma yapılmamaktadır (Engin ve diğ., 1982).



Şekil 6.8. Doğu Kef galeri girişinden bir görünüm.



Şekil 6.9. Doğu Kef galerisinde harzburjitler içerisinde dünit kılıfıyla çevrili kromit cevheri.

6.2. Krom Cevherin Makroskobik Özellikleri

Guleman Bölgesinde; genellikle serpantinleşmiş harzburjitler içerisinde yer alan krom cevherleşmesi büyük çoğunluğu masif ancak daha az oranlarda nodüler, saçınımlı, bantlı ve kama şekilli dokular göstermektedir (Şekil 6.12). İnceleme alanındaki cevherleşmelerden Ayıpınarı bölgesinde cevherleşme masif olmasına rağmen saçınımlı ve bantlı tipte cevherleşmelere de rastlanmaktadır. Kapın ve Şabata Bölgelerinde cevherleşme yine çoğunlukla masif yer yer nodüler ve yüzük şeklindedir. Doğu Kef genellikle masif, Batı Kef bölgesinde ise çoğunlukla saçınımlı ve bantlı tip cevher az oranlarda da masif cevher görülmektedir.

Guleman krom cevherleşmesinin büyük çoğunluğunu metalürjik özelliğe sahip olmasına rağmen Kapın bölgesindeki cevherler hem metalürjik hem de refrakter özellik gösterirler.



Şekil 6.12. Guleman Bölgesinde görülen saçınımlı-bantlı, kama ve nodüler cevher.

6.2.1. Masif Kromit

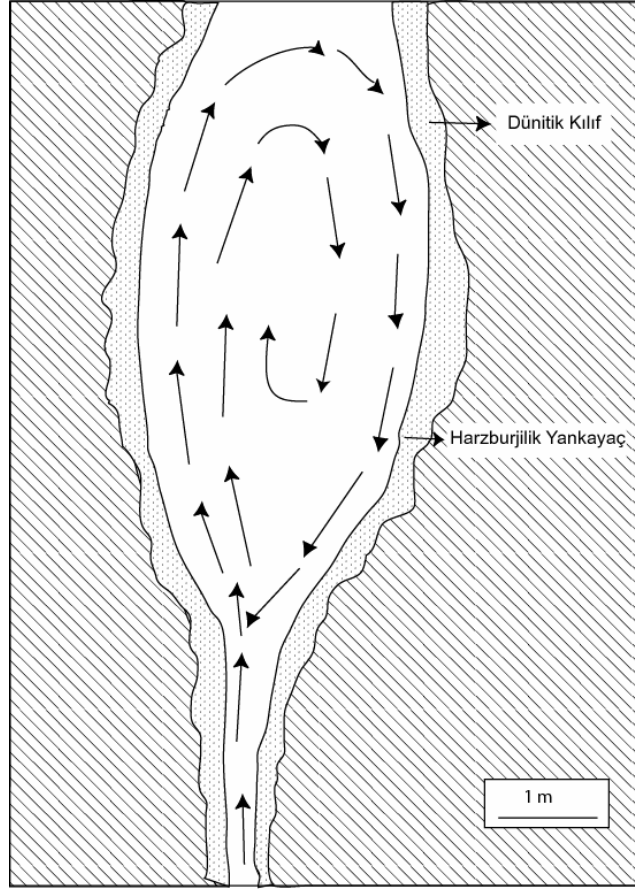
Masif kromitde ortalama tane boyutu 0,1 mm ila 2,5-3 mm arasında olup gözle fark edilebilir boyuttadır. Tektonizmadan etkilenmiş cevher ise daha küçük parçalara ayrılmış olup taneleri çoğunlukla fark edilemez.

6.2.2. Saçınımlı - Bantlı Kromit

Guleman Bölgesinde masif kromitten sonra en fazla görülen cevher tipi saçınımlı -bantlı tipdeki krom cevherleşmesidir. Saçınımlı-bantlı kromitler; Ayıdamar bölgesinde, Uzundamar- I ve Uzundamar- II kromit horizonlarında, Kapın Tepe'nin üst kesimindeki Benekli damar zonunda, Şabate Tepe'nin 1080-1120 m kodlarında, Batı ve Doğu Kef bölgelerinde görülmektedir.

Bu tip cevherleşmelerde ortalama tane boyutu 0,5 mm ila 3 mm arasında değişmektedir. Bölgede bantlı kromitler saçınımlı kromitlerle beraber bulunurlar. Bantlı kromitler genellikle dünitler ile veya saçınımlı kromitlerle ardalanmalıdır. Saçınımlı kromitler ise genellikle dünitler içerisinde görülür. Saçınımlı - bantlı kromitlerde genellikle şerit halinde saçınımlı kromit ve dünit bandı birbirini izler. Eğer dünit bandı olarak gözlenen birim dikkatle incelenirse çok az kromit içerdiği görülür.

Yapılan incelemelerde krom cevherinin her iki yanında bir dünit zarfı ile çevrili olduğu ve dışa doğru dünitlerden harzburjite geçiş görülmektedir. Bu dünit zarfının (kılıfının) kalınlığı birkaç cm'den 1-1,5 m'ye kadar değişmekte ve bu kalınlık krom cevherinin kalınlığı ile doğru orantılı olarak artmaktadır (Şekil 6.9). Lago ve diğ. (1982), kalıntı tektonitler içerisinde magmanın hareket ettiği kanallar boyunca yanlardaki ortopiroksenleri ergiterek bünyesine aldığını ve bu şekilde dünit zarflarının oluştuğunu belirtirler. Araştırmacılar bu kanallarda konvektif döngüler sonucu kromitlerin tutularak küçük mercek ve damarlar şeklinde kütleler oluşturduğunu açıklamaktadır (Şekil 6.13). Alpin tipi yataklardaki kromitlerde gözlenen nodüller, benekli gibi yapı türlerinin oluşabilmesi için mutlaka hareketli bir ortam gerektiğini, diyapirik yükselim sırasında veya hemen sonrasında etkili olan konveksiyon akımlarının bu tür yapısal özelliklerin gelişimini sağladığını belirtmiştir (Lago ve diğ., 1982).



Şekil 6.13. Kromitçe zengin eriyiklerin tektonitler içerisinde diyapirler şeklinde yükselmesi ve gelişen konveksiyon akımları sırasında kromitlerin ayrılması (Lago ve diğ.,1982).

6.2.3. Nodüler Kromit

Guleman Krom cevherleşmesi bölgesinde nodüler kromit çok fazla görülmemesiyle beraber, Ayıpınarı bölgesinde Uzundamar cevher zonunun üst kesiminde, Kapin bölgesinde Kapin Tepenin üst seviyelerinde ve Şabate tepenin 1120 m kodundan daha üst seviyelerde, Rut-Lasir bölgesinde Rut 1488 ana nakliyat galerisinde bir miktar nodüler kromit görülmektedir.

Nodüler kromitlerin tane boyutları 0,3 cm ila 2 cm arasında değişmektedir. 0,3 cm'den küçük olanlar ise saçınımlı tip cevhere dahil edilmiştir. Nodüler cevheri, nodüllerin şekilleri düzgün ve elips şeklinde olanlar ve yuvarlaklığı daha kötü olanlar olmak üzere 2 kısma ayırtabiliriz. Elips şekilli nodüllerin uzun eksen, kromit bantlarının genel uzanımına uygundur (Aslantaş, 2001).

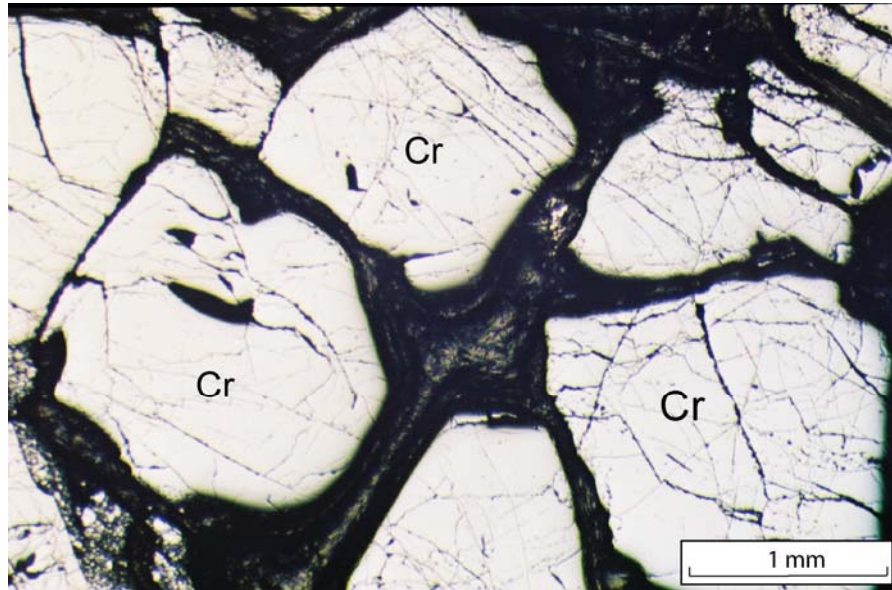
6.3. Cevher Minerolojisi

Krom cevherleşmesinin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek amacı ile cevherli kütleden ve yan kayaçtan sistematik olarak örnekler alınmıştır. Alınan bu örneklerden yapılan parlak kesitler, cevher mikroskobunda incelenerek cevherin mineralojik ve dokusal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

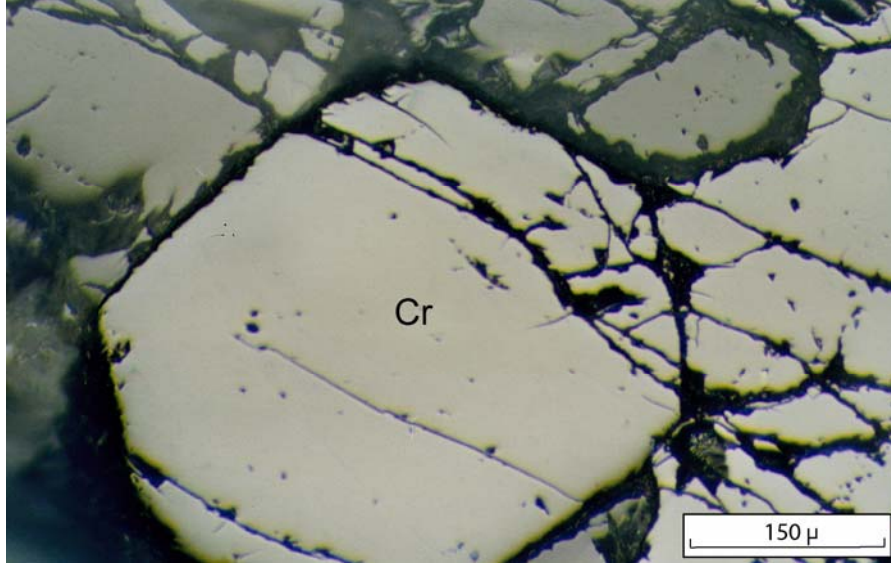
Yapılan bu incelemeler sonucunda ana cevher minerali olarak kromit belirlenmiş daha az oranlarda manyetit, hematit, ilmenit ile pentlandit ve millerit gibi nikel- sülfür mineralleri tespit edilmiştir.

6.3.1. Kromit (FeCr_2O_3)

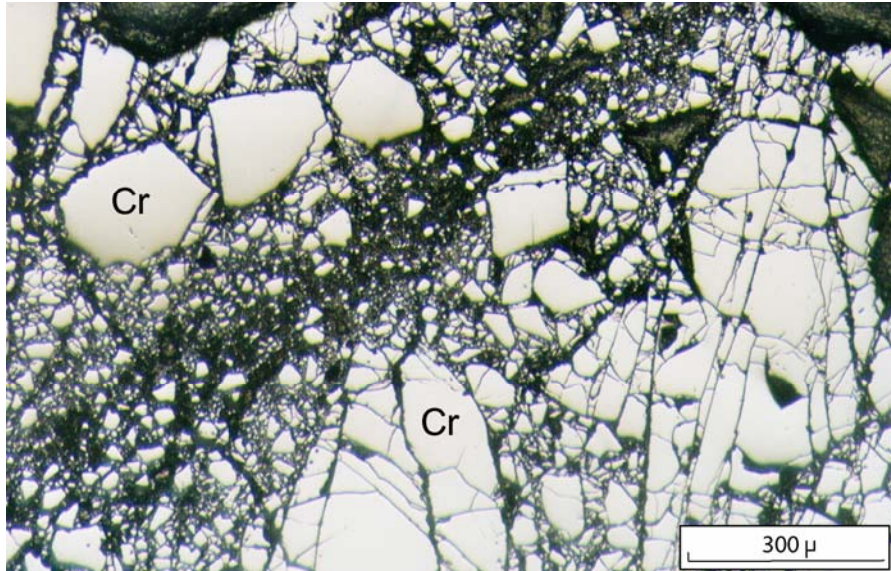
Krom cevherlerinin mikroskobik incelemeleri sonucu farklı dokular sergiledikleri görülmüştür. Arazide görülen masif kromitler cevher mikroskobunda, geçirdikleri deformasyon şiddetine uygun olarak, poligonal sınır ilişkili-öz şekilli kromit tanelerinden (Şekil 6.14, Şekil 6.15), özşekilsiz-kataklastik dokulu kromit tanelerine kadar farklı şekillerde görülmektedir (Şekil 6.16).



Şekil 6.14. Poligonal sınır ilişkili ve nispeten sağlam taneli kromitlerin mikroskobik görünümü. Cr: Kromit, T.N.X32.



Şekil 6.15. Özşekli kromitin mikroskopik görünümü. Cr:Kromit, T.N.X 200.



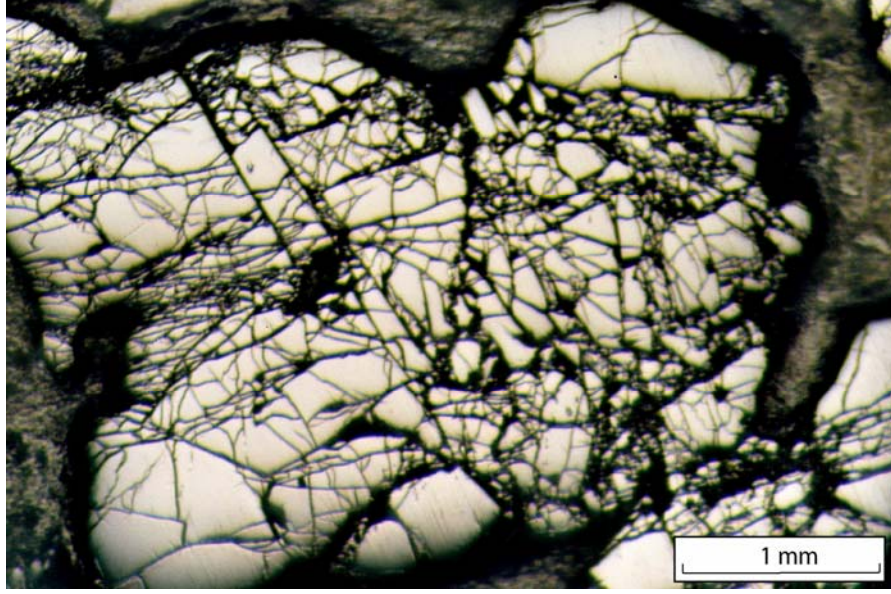
Şekil 6.16. Kromitlerde tektonizmanın etkisiyle gelişen kataklastik doku.T.NX100.

Tektonizmadan etkilenen kromitlerde tektonizmanın etkisi belirgin bir şekilde izlenmekte, bu durum kromit kristallerinde bir uzama ve parçalanmaya neden olmuş ve kataklastik dokuyu oluşturmuştur (Şekil 6.16). Fay zone gibi zayıf zonlardan alınan kromit örnekleri incelendiğinde tektonizmadan etkilenen örneklerde kromit tanelerinin tamamıyla parçalanmış, ufalanmış ve öz şekilsiz olarak görüldüğü tektonizmadan daha az etkilenmiş örneklerde ise parçalanmış ve ufalanmış küçük kromit tanelerinin içinde büyük kromit taneleride görülmektedir .

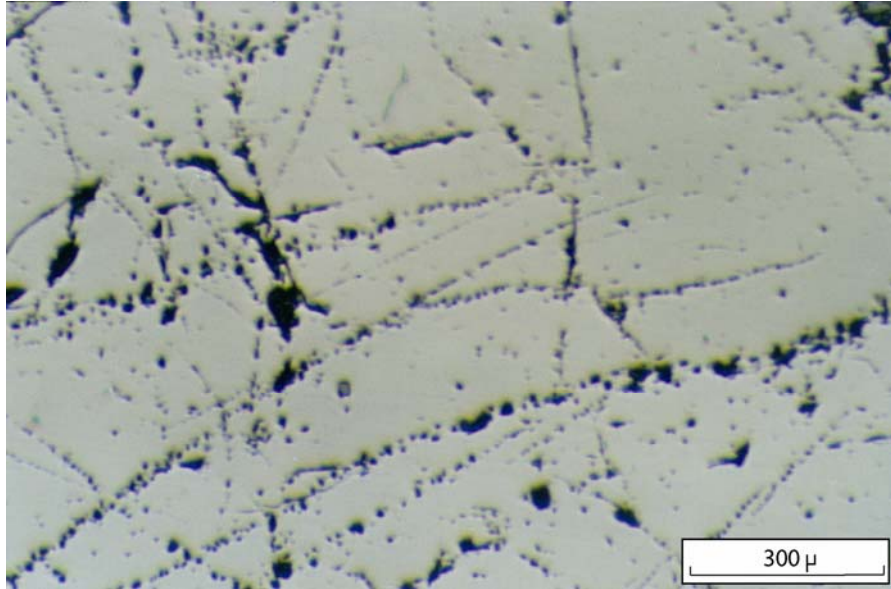
Çalışma alanındaki kromitler cevher mikroskobunda incelendiğinde, geçirdikleri deformasyon şiddetine uygun farklı yönlerde çatlaklar görülür. Bir yönde daha baskın olan çatlaklar çek-ayır dokuyu oluşturan çekme kuvvetinin doğrultusuna diktir (Şekil 6.17).

Saçınımlı–bantlı kromitlerin mikroskop incelemelerinde; tanelerin genelde yarı öz şekilli ve öz şekilsiz oldukları, masif kromitlere göre tektonizmadan daha az etkilendikleri ve tenörlerinin daha düşük oldukları görülmüştür.

Bazı kromit tanelerinin kenarları ve klivaj düzlemleri boyunca kapantı halinde silikat mineralleri gözlenmektedir. Silikat kapanımları belli klivaj düzlemlerini seçtiğinden kromitler içerisinde sıralanmış olarak izlenmektedir (Şekil 6.18).



Şekil 6.17. Masif kromitlerde çek ayr dokunun mikroskopik görünümü.
Cr: Kromit. T.N.X32.



Şekil 6.18. Masif cevherde klivaj düzlemi boyunca yerleşmiş silikat mineral kapanımları.T.N.X100.

6.3.2. Manyetit (Fe_3O_4)

Manyetit öz şekilli veya yarı öz şekilli olup kromite göre biraz daha koyu renkli ve tane iriliği kromite yakın olarak bulunur (Şekil 6.19).

Kayaç içerisinde yer yer saçınımlı küçük taneler halinde ve az miktarlarda izlenmektedir. Serpantinleşmenin şiddetine ve silikat minerallerinin Fe içeriğine bağlı olarak, bazen olivin ve/veya piroksen minerallerinin kenarları veya dilinimleri boyunca manyetit oluşumları görülmektedir (Şekil 6.20).

Hemen hemen her manyetit tanesinde hematit ayrılımları (martitleşme) izlenmektedir. Manyetitin kromite göre daha önce veya daha sonra değilde kromitle eşzamanlı oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.

6.3.3. Hematit (Fe_2O_3)

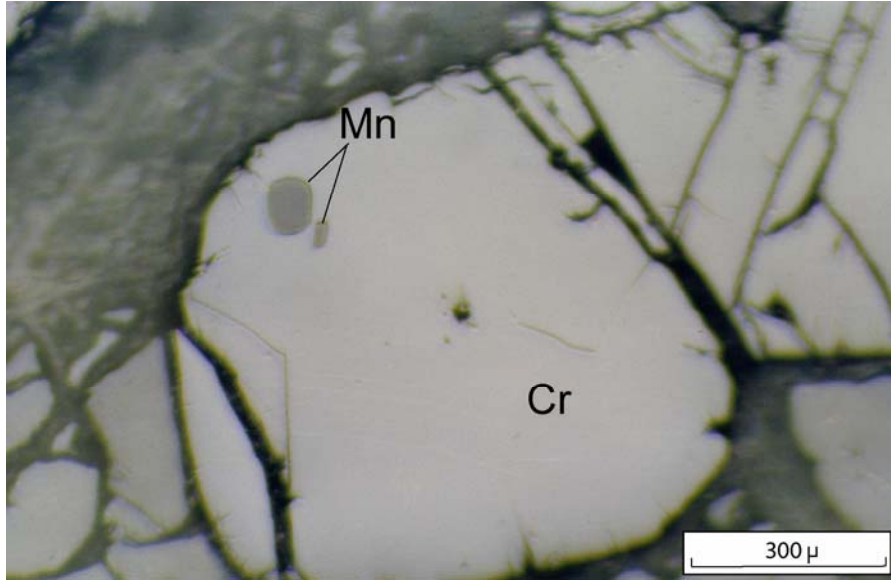
Kromit kristalinin kenar ve çatlakları boyunca hematite dönüşümler izlenmektedir. Bu durum serpantinleşmenin yoğun olduğu yan kayaçta masif kromitlere göre daha belirgin olarak görülmektedir. Bu mineraller mikroskopta, kromit minerallerinden daha açık renkli olması, yüksek refleksivitesi ve düşük rölyefi ile ayırt edilmektedir (Şekil 6.21).

Kromit kristallerinin kenarlarında demirce zenginleşmeyi açıklamak için değişik görüşler ileri sürülmüştür (Stanton, 1972). Bu görüşler ;

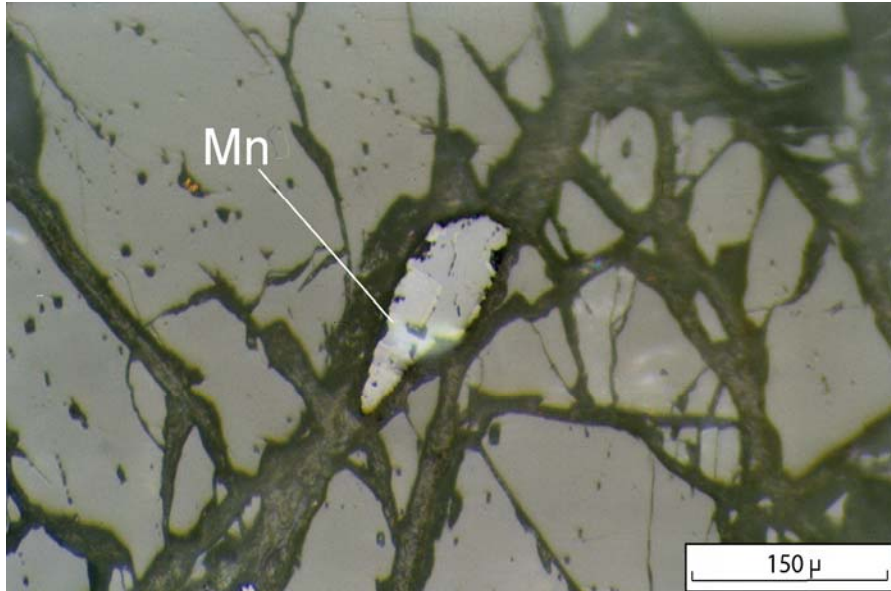
1. Kromitten demirin eksolasyonu
2. Serpantinleşme sırasında kromit taneleri etrafında demir oksitin birikmesi
3. Serpantinleşme sırasında kromitin dış zonundaki Al_2O_3 ve MgO 'in uzaklaşması ve dış kısımlarda demirce bir zenginleşmenin görülmesi
4. Birincil zonlanmanın oluşması ile iç kısımlarda magnezyumun, dış kısımlarda demirin artması.

Stanton (1972), demirce zenginleşmede birincil zonlanmanın etkin olduğunu belirtirken, Craig ve Vaughan (1981), serpantinleşme sırasındaki hidrotermal alterasyonun etkili olduğunu belirtmektedir.

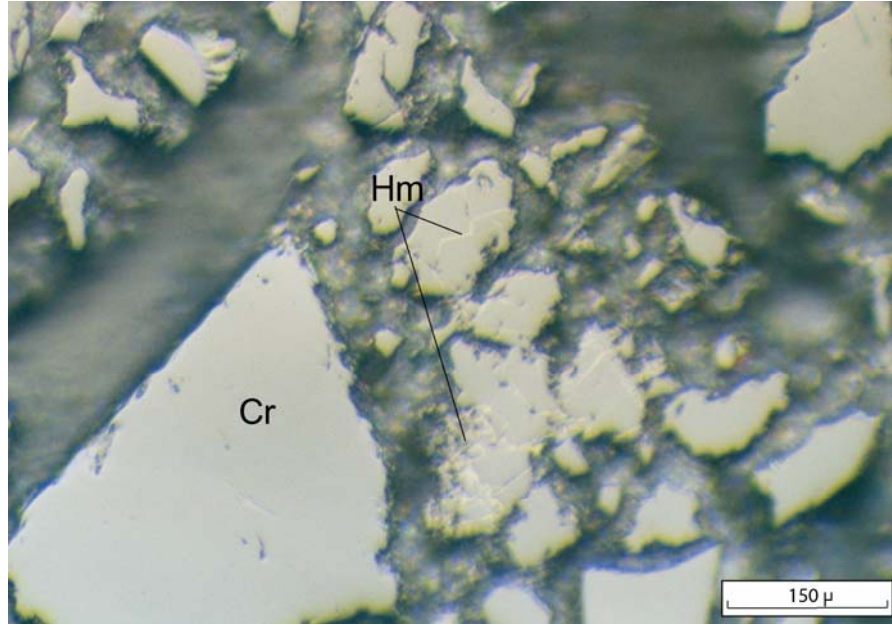
Yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda demirce zenginleşmenin kuvvetli tektonizma geçiren örneklerde daha yaygın olduğu ve serpantinleşmenin daha yaygın izlendiği görülmüştür (Şekil 6.22). Belirtilen bu veriler dikkate alınarak kromitlerde görülen demirce zenginleşmede serpantinleşme sırasındaki birincil alterasyonun etkili olduğu düşünülmektedir.



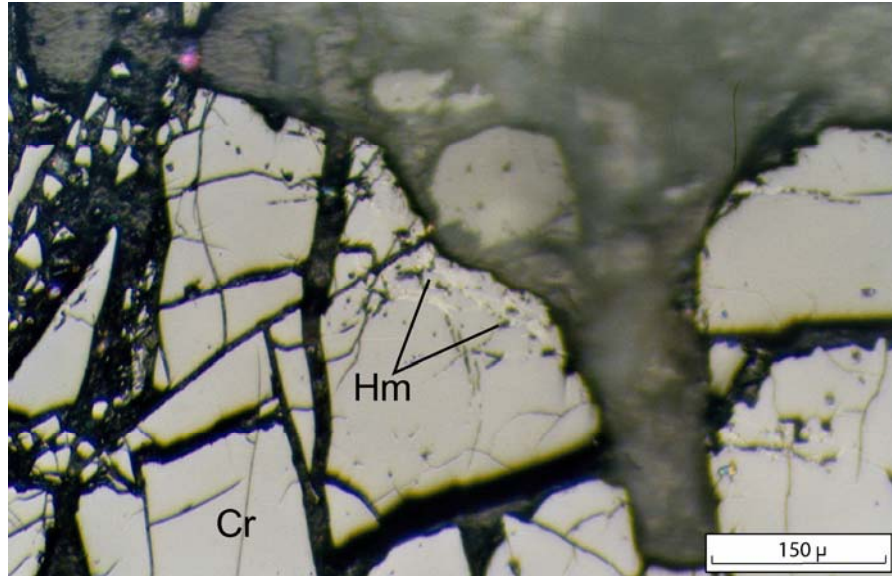
Şekil 6.19. Kromit içinde özşekli manyetit kapanımları. Cr: Kromit, Mn: Manyetit. T.NX 100.



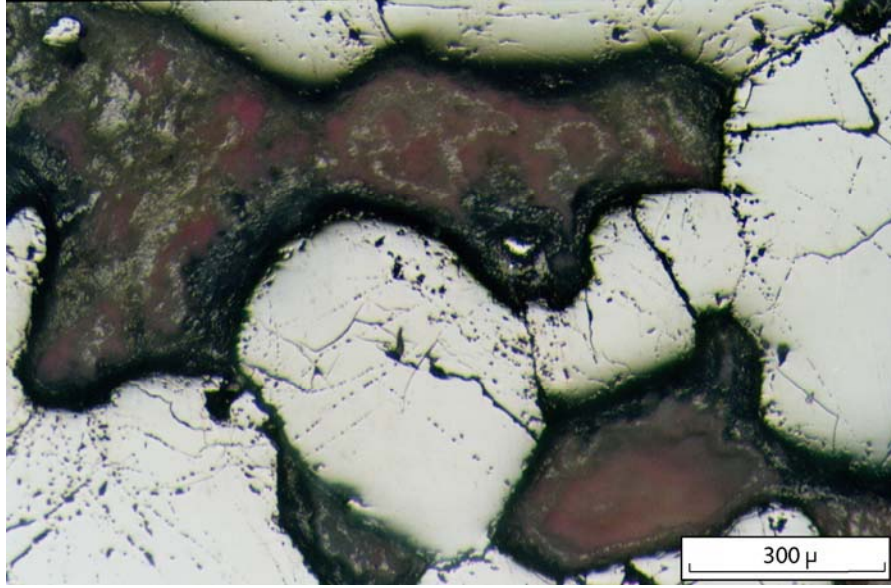
Şekil 6.20. Silikat mineralleri içerisindeki manyetit minerali. Mn: Manyetit. T.NX 200.



Şekil 6.21. Kromitin kenar ve çatlakları boyunca gelişmiş hematit mineralleri.
Cr: Kromit, Hm: Hematit. T.NX 200.



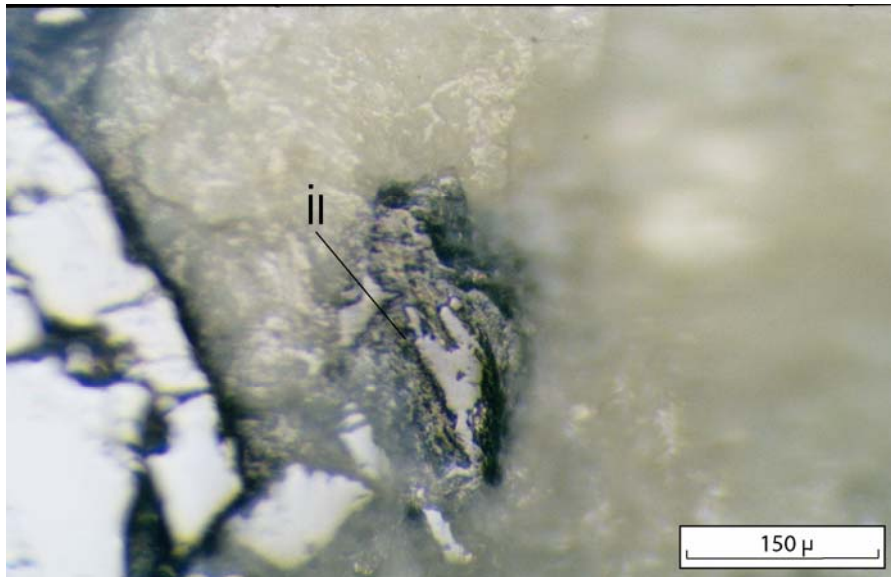
Şekil 6.22. Kromitin kenarları boyunca gelişmiş hematit mineralleri. Cr: Kromit,
Hm: Hematit. T.NX 200.



Şekil 6.23. Kromitin kenarları ve tane ara boşlukları boyunca gelişmiş demiroksitleşmeler. T.NX 100.

6.3.4. İlmenit

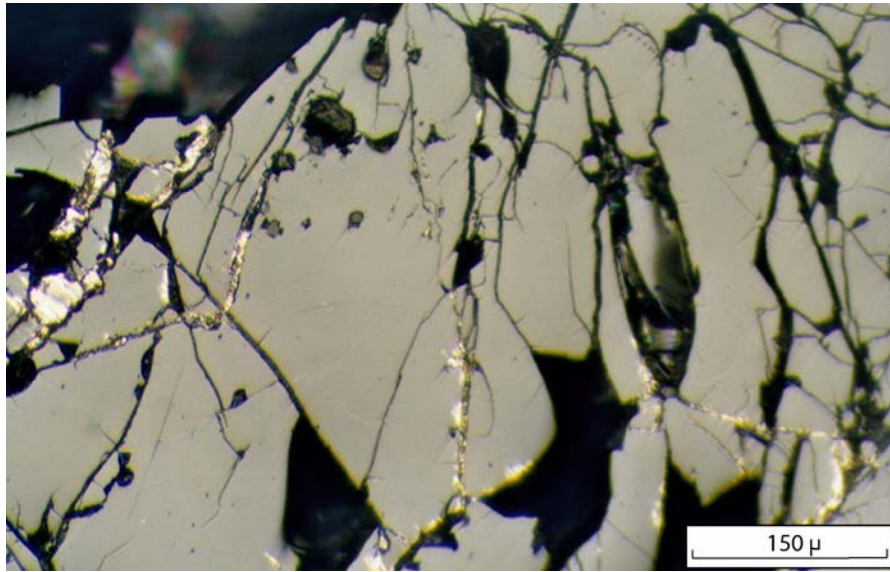
İlk bakışta silikat minerallerine benzeyen ilmenit noktalı görünüşü ve iç yansımalarıyla silikatlerden kolaylıkla ayırtedilebilir. Manyetitten daha az oranda bulunmakta ve genellikle altere olmuş durumdadır (Şekil 6.24).



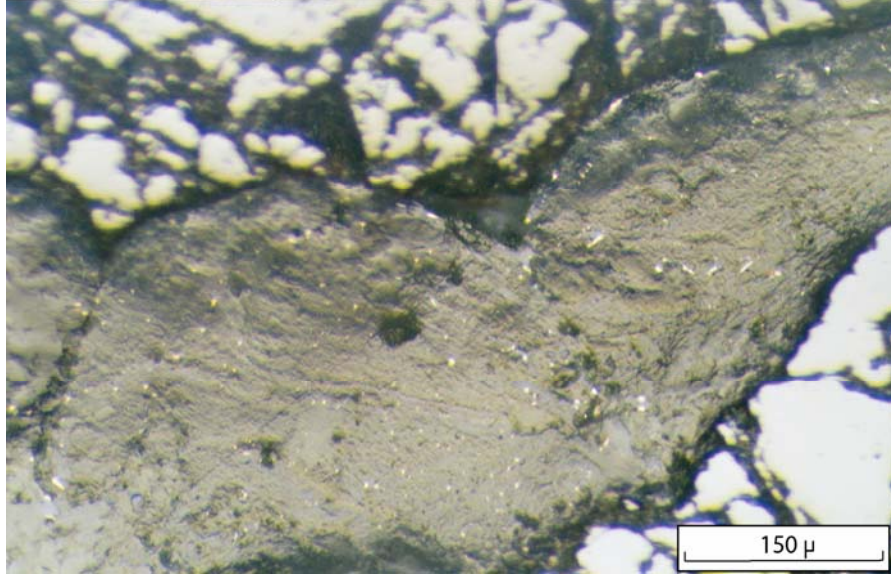
Şekil 6.24. İlmenit mineralinin mikroskopta görünümü. İl: İlmenit T.N.X200.

6.3.5. Nikel Sulfür Mineralleri

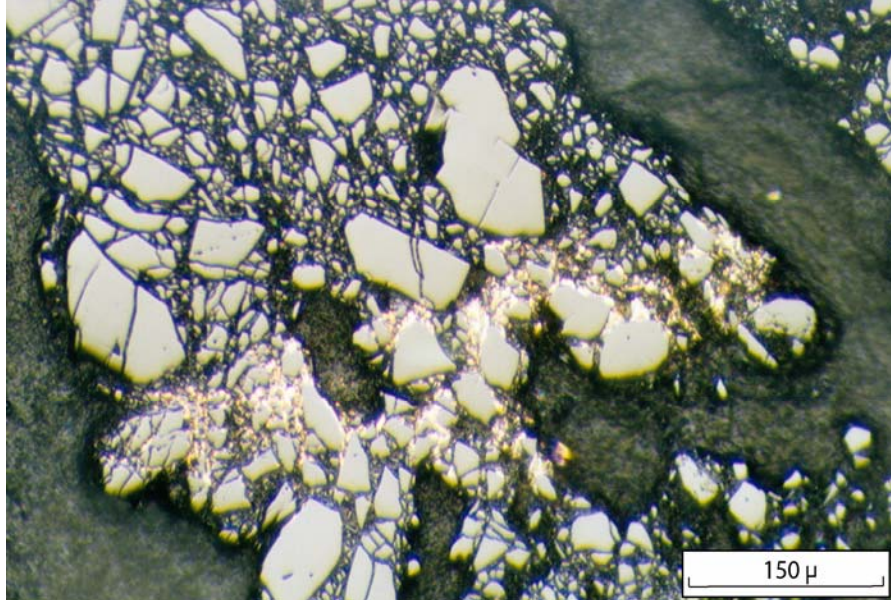
Mikroskopik incelemelerde parlak kesitlerde çeşitli büyüklük ve biçimde Ni sulfür mineralleri belirlenmiştir. Bu mineraller daha çok kromitin klivaj düzlemleri, çatlakları, tane ara boşlukları (Şekil 6.25) ve silikat mineralleri içinde gözlenmektedir (Şekil 6.26). Ayrıca kromitin tane ara boşlukları boyunca yerleşmiş Ni-sulfür zenginleşmeleride görülmektedir (Şekil 6.27). Alınan örnekler incelendiğinde bu minerallerin pendlandit ve millerit gibi nikel sulfür mineralleri olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 6.25. Kromitin kenar ve çatlakları boyunca yerleşmiş Ni- Sulfür mineralleri. T.NX200.



Şekil 6.26. Silikat mineralleri içinde saçınmlı olarak Ni- sülfür mineralleri. T.NX 200.



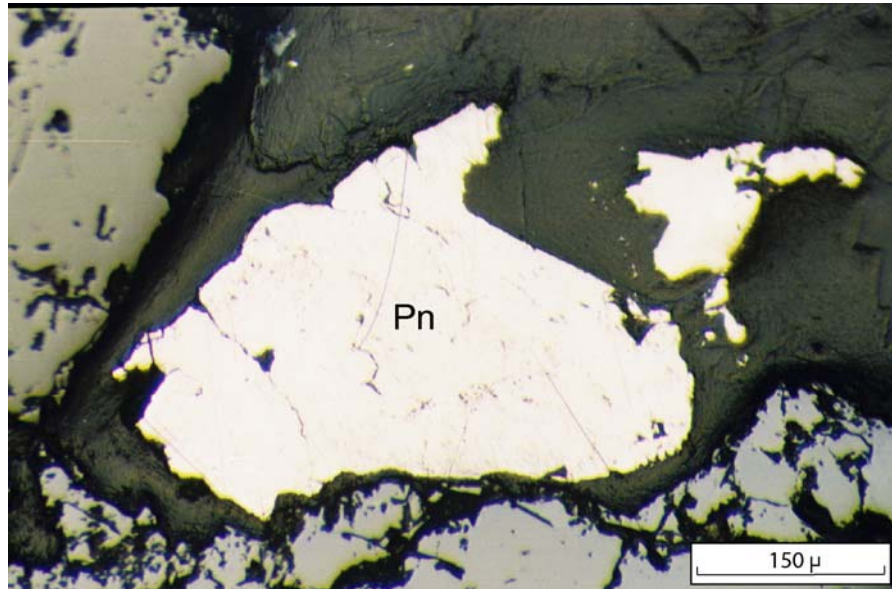
Şekil 6.27. Kromitin tane ara boşlukları boyunca yerleşmiş Ni- sülfür zenginleşmesi. T.NX 200.

6.3.5.1. Pentlandit (Fe,Ni)₉S₈

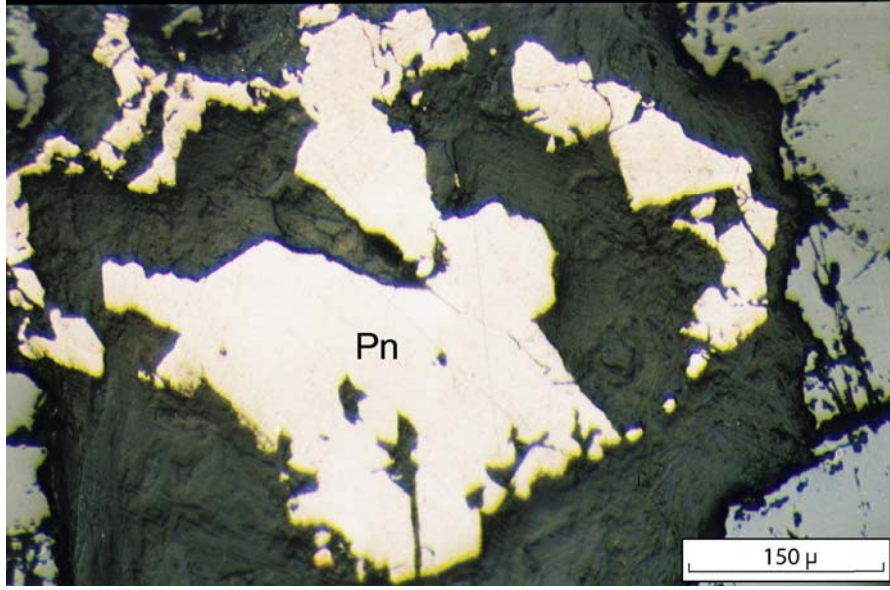
Krom cevherleşmesi içinde en fazla görülen nikel minerali pentlandittir. Kromitten parlak sarı rengi ve yüksek reflektivitesi ile tanınır. Büyüklüğü 10-15 mikron ile 100 mikron arasında değişen bu mineral özşekilsiz olarak bulunmaktadır. Genellikle kromit minerallerinin aralarını dolduran silikat mineralleri içerisinde küçük taneler şeklinde saçınımlı olarak ve bazende iri taneler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 6.28). Pentlandit minerali daha az olarak da kromit kristalinin içerisinde ve çatlaklarında görülmektedir (Şekil 6.29).

6.3.5.2. Millerit (NiS)

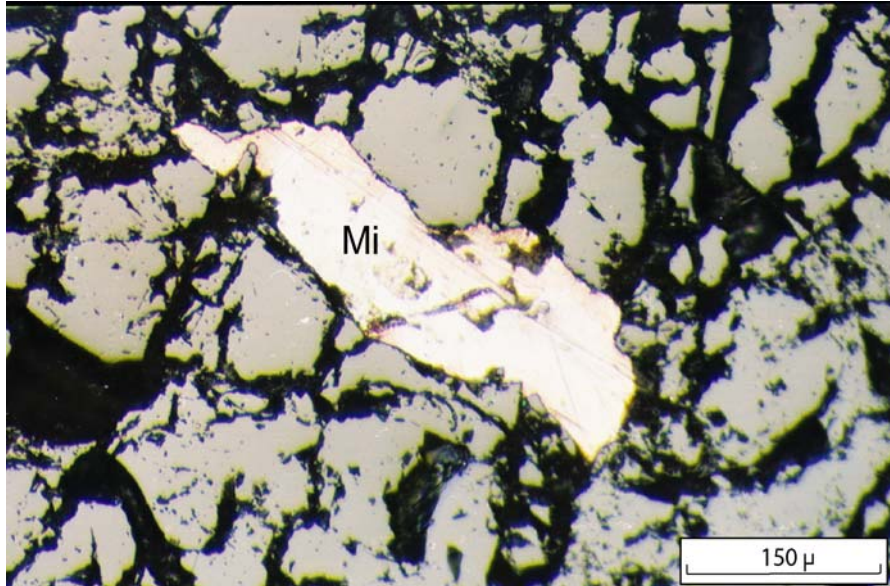
Buluşu pentlandit gibidir. Millerit; serpantin minerali içerisinde öz şekilsiz küçük kristaller halinde, yarı öz şekilli iğnemi ve prizmatik bir şekilde izlenip, yüksek reflektivitesi, açık beyaz rengi ve özellikle kuvvetli anizotropisi ile pentlanditten ayırt edilmektedir. (Şekil 6.30). Bazen de pentlandit ve millerit iç içe görülmektedir.



Şekil 6.28. Silikat mineralleri içine yerleşmiş iri kristalli pentlandit mineralinin mikroskopik görünümü. Pn: Pentlandit. T.NX 200.



Şekil 6.29. Silikat mineralleri içine yerleşmiş iri kristalli pendlandit mineralinin mikroskopik görünümü. Pn: Pendlandit. T.NX 200.



Şekil 6.30. Kromit taneleri içerisindeki prizmatik şekilli milleritin mikroskopik görünümü. Mi: Millerit. T.NX 200.

6.4. Krom Cevherleşmelerinin Kökeni

Kromit yatakları içinde bulundukları yan kayaçlarla birlikte bazik veya ultrabazik bir magmadan kristalleşerek oluşmuştur (Evans, 1980). Kristallerin yoğunluğu magmadan fazla olduğundan kromit kristalleri ve erken kristalleşen diğer silikat mineralleri magma ocağı dibine çökerek seviyeler oluşturmuşlardır (Koptagel, 1996). Kromit yatakları bulundukları jeolojik çevreye göre değişik özelliklere sahiptirler. Bu anlamda üç değişik kromit yatak türü tanımlanmaktadır; 1. Bushveld (Stratiform) tipi yataklar, 2. Alpin (Podiform) tipi yataklar, 3. Fiskenaaset tipi yataklar. Bu yataklardan Bushveld ve Alpin tip yataklar ekonomik olarak oldukça önemlidir. Fiskenaaset tipi yataklar ise ekonomik öneme sahip değildir (Sağıroğlu, 2004).

Bushveld (stratiform) tipi yataklar; kratonlardaki tabakalı magmatik komplekslerin (lapolitlerin) ultrabazik seviyeleri içinde düzgün ve yayılımı geniş tabakalar halinde bulunurlar. Dünyanın en önemli Bushveld tipi yatakları, Güney Afrika Cumhuriyeti'ndeki Bushveld kompleksinin kromit yatakları ve Zimbabwe'deki Great Dyke kompleksi kromit yataklarıdır.

Alpin (podiform) tipi yataklar; uzaklaşan levha sınırlarında okyanusal litosfer içerisinde oluşmakta ve sonraki orojenez sırasında kıtasal kabuğun içerisine yerleşmektedir (Edwards ve Atkinson, 1986). Bu yataklar genç orojenik kuşaklarda ofiyolitik serilerin dünit, verlit, harzburgit gibi ultrabazik kayaçları içinde olup ofiyolitik serilerin hem tektonitler hemde kümülatlar kısmında oluşurlar. Genelde küçük (birkaç tondan birkaç yüz bin tona kadar) kafa, mercek, cepler şeklinde devamsız kütleler halinde bulunur. Yataklar oldukça fazla tektonizmaya uğramış kırılmış ve parçalanmıştır (Sağıroğlu, 2004). Bu yataklar Ural dağları, Alp- Himalaya orojenik kuşağı ve Pasifik okyanusunun batı kısımları olarak özetlenebilen üç kısımda toplanmaktadır (Paktunç, 1981). Bu yatakların en güzel örnekleri Alpin orojenez kuşağında ve bilhassa Türkiye'de olup bunlar Guleman, Fethiye ve Erzincan'da yer almaktadır.

Dickey (1975), podiform kromit yataklarının kümülatlar içerisinde kristalleştiğini öne sürmektedir. Sawkins (1984), açıklanan bu görüşün tersine podiform yatakların ofiyolit birimine ait harzburgitlerin en üst kısmında bulunma eğilimini açıklandığını belirtmektedir. Sağıroğlu (2004), bu yatakların üst mantoda kristalleşmiş daha sonra bindirme ve ters faylarla tektonik olarak son derece duraysız bölgelere taşınmış olabileceklerini belirtmektedir.

Guleman krom cevherleşmesi; ofiyolitik birimin hem tektonitler hem kümülatlar kısmında yer almaktadır. Tektonizmadan aşırı derecede etkilenmiş kırılmış, parçalanmış ve yan kayaçları ileri derecede serpantinleşmiştir. Tenörü yüksek olup genellikle cepler ve kafalar halinde bulunmaktadır. Guleman krom cevherleşmesi yukarıda sayılan tüm bu nedenlerden dolayı Alpin (podiform) tip krom yataklarına karşılık gelmektedir.

7. GULEMAN OFİYOLİTİNİN VE KROMLARIN PGE İÇERİĞİ

7.1. PGE'lerin Jeokimyası

Birbirine benzer fiziksel ve kimyasal özellikler gösteren, rutenyum ($_{44}\text{Ru}$), rodyum ($_{45}\text{Rh}$), palladyum ($_{46}\text{Pd}$), osmiyum ($_{76}\text{Os}$), iridyum ($_{77}\text{Ir}$) ve platin ($_{78}\text{Pt}$)'den oluşan ve periyodik cetvelde VIII A grubunda yer alan elementler platin gurubu elementler (PGE) olarak adlandırılırlar.

Platin gurubu elementlerin hepsine birden soy metaller de denir. Bunların soy metaller olarak adlandırılmasının iki sebebi vardır: Birincisi doğada nadir olarak bulunmaları, ikincisi de anreaktif ve metalik şekillerinin tamamen dayanıklı olmasıdır. PGE siderofil niteliklidir ve mafik / ultramafik kayalarda sülfürlü minerallere yakınlık gösterir (Gümüş, 1998). PGE'lerin siderofil özellikte olmasından dolayı dünyanın ilk oluşumuyla birlikte bu elementler çekirdek ve mantoda yoğunlaşmışlar ve buna uygun olarak da kabuk klark değerleri oldukça düşük, çoğunlukla dedeksiyon limiti civarında veya altındadır (Garuti ve diğ., 1997). Platin gurubu elementlerin klark konsantrasyonları çok düşük olması nedeniyle, çok değişik özellikteki minerallerin yapısında diğer elementlerin yerini alarak bulunan ancak nadir de olsa doğada nabit elementler halinde de bulunabilen soy metallerdir (Gökçe, 1995).

PGE'ler uzun zamandan beri maden aramalarının ana hedeflerden biri olmuş, analitik tekniklerin gelişmesiyle bu elementler ultramafik kayaların petrolojik evrimi için iyi bir indikatör olarak kabul edilmiş ve bu konuda birçok çalışma yapılmıştır (Naldrett ve Cabri, 1976; Naldrett, 1981; Crocket, 1978; Crocket, 1981; Barnes ve diğ., 1985, 1988; Gruenewaldt ve diğ., 1986; Lorand, 1989; Leblanc, 1991; Garuti ve diğ., 1997, Melcher, F., 2000; Malitch, 2001, Puchtel ve Humayun, 2001, Schmidt, 2003).

Mantodaki PGE'lerin kabuğa transferi manto kabuk etkileşim bölgeleri (manto parçalarının bindirmesi, manto kaynaklı eriyiklerin enjeksiyonu) gibi özel jeodinamik bölgelerde gerçekleşmektedir. PGE'ler türedikleri manto kaynağının petrolojik evrimi hakkında birçok bilgi verirler (Garuti ve diğ., 1997).

PGE'ler beraber bulunma şekline göre 2 alt gruba ayrılabilir. Bunlardan; İridyum Grubu- IPGE (Osmiyum, İridyum, Rutenyum) ve Palladyum Grubu- PPGE (Platin, Palladyum, Renyum) elementlerinden oluşur (Rollinson, 1993).

PGE'lerin İridyum grubu (IPGE) Palladyum Grubundan (PPGE) oldukça farklı davranış sergilerler. Bu iki grup silikat magmalarında değişik çözünürlükleriyle karakteristiktirler. IPGE'ler düşük ergime sıcaklığına sahip PPGE'lere göre daha refrakter ve

daha uyumludurlar. PGE'lerin petrolojik işlev sırasındaki bu özgün jeokimyasal davranışları fraksiyonlaşma indeksi olarak bilinen Pd/Ir oranı ile belirtilir (Garuti ve diğ.,1997).

Çok düşük PGE içerikleri olan kayalarda sadece Au, Pd ve Ir ölçülebilir. Altın genellikle PPGE' lerle beraber değerlendirilir. PGE'ler sülfid fazında kuvvetlice ayrımlaşırlar ve eriyiğin kükürt doygunluğunun ölçütü olarak oldukça yararlıdırlar. Bunlar aynı zamanda mantodaki kısmi ergimenin indikatörü olarak potansiyel yarara sahiptir. Fakat günümüzde bu farklılaşma katsayıları yeterince iyi bilinmemektedir. PGE'ler bazik ve ultrabazik kayalar içinde ppb seviyesinde bulunur. Aynı zamanda bu kayalarla birlikte bulunan kromit ve sülfidler içerisinde de yoğunlaşabilirler (Rollinson, 1993). Asil element altın, baz metallerden bakır ve nikelde çoğu zaman PGE diyagramlara dahil edilir.

IPGE'ler genellikle kromit içinde alaşımlar halinde veya dünitler içinde sülfidler halinde bulunur. PPGE'ler ise altınla birlikte norit, gabro ve dünitler içerisinde bulunan demir , nikel ve bakır sülfitlerle ilişkilidirler (Barnes ve diğ., 1985).

7.1.1. Meteoritlerin PGE İçerikleri

Meteoritlerde PGE içeriklerini belirlemek amacı ile bir çok çalışma yapılmıştır. Meteoritlerin PGE içerikleri 0,1 – 100 ppm arasında yüksek konsantrasyonlara sahip olduğu belirlenmiştir (Crocket, 1978).

Farklı meteoritlerdeki PGE konsantrasyonları aşağıdaki gibi değişmektedir:

1. Demir Meteoritler ; 1 – 10 ppm
2. Kondritler ; 0,1 – 2 ppm
3. Akondritler ; 1 – 100 ppb (Crocket, 1978).

Akondritlerin platin grubu metal içerikleri genelde ultramafik kayalara benzemektedir. Meteoritler içinde en fazla platin grubu metalleri içeren demir meteoritlerdir (Crocket, 1978).

7.1.2. Yaygın Kayaç Oluşturan Minerallerdeki PGE Dağılımı

Platin metallerinin kayaç oluşturan minerallerdeki dağılımı şöyledir.

1.Yaygın kayaç oluşturan minerallerde Pt ve Pd konsantrasyonları 10 ppb'den azdır, 2. Kromitçe zengin kayalarda yada kromitde Pt'nin zenginleşmesi olivin, piroksen, hornblend, granat ve ortaklasla ilişkilidir, 3. Pt ve Pd granitik pegmatitlerle ilişkili aksesuar minerallerden gadolinit ve kolumbit içinde zenginleşmiştir (Crocket, 1978).

7.1.3. Magmatik Kayalardaki PGE Dağılımı

Ultrabazik ve bazik kayalarda yapılan belli jeokimyasal çalışmalarda; antrigrite – brusite taşıyan serpantinitlerin normal serpantinitlerden daha fazla Pt ve Pd'ce zenginleştiği

saptanmıştır. Buradaki Pt – Pd zenginleşmesi antigorit tipi serpantinitle normal serpantinitle göre yaklaşık olarak 3 kat daha yüksektir (Crocket, 1978).

Bazik ve ultrabazik kayalar arasında aşırı bir fraksiyonelleşme yoktur. Ancak platinyum grubu elementler piroksenitlerde yüksek değerlere sahiptir. Kromitçe zenginleşmiş tabakalarda da PGE içerikleri yüksektir.

Granitik kayalarda platinyum grubu elementleri oldukça tüketilmiş durumdadır. Yalnız asidik pegmatitlerde nadir toprak elementlerin mineralleri içinde PGE yüksek oranda bulunur (Crocket, 1978).

7.2. PGE’lerin Kullanım Alanları

Başta platinyum olmak üzere platin grubu metallerin oldukça geniş bir kullanım alanı vardır. Teknolojik gelişmelere, özellikle elektronik sanayinin büyümesine bağlı olarak bu metallerin kullanım miktarı ve alanı her geçen gün artmaktadır. Bu metallerin kullanım alanlarının bu denli geniş olmasının başlıca sebepleri; iletkenlik, özgül ağırlık, yüzey şartlarında kimyasal etkilere karşı direnç, ergime ve kaynama noktalarının yüksekliği, sertlik gibi teknolojik özelliklerdir (Temur, 1997).

Platin; kimya endüstrisinde, termokupul’larda ısıya dayanıklılığı, kimyasal reaktiflere reaksiyona girmemesi nedeni ile eritme kruzesi olarak; elektrik endüstrisinde, (tv, radyo, telefon gibi cihazların yapımında) potansiyometrelerde, ayrıca platin anodu olarak ve kobalt ile karıştırıldığında en güçlü elektro – mıknatıs yaptığı için, içinde cam eritilen pota imalinde, petrol endüstrisinde, kuyumculukta iletişim gereçlerinin üretiminde kullanılmaktadır.

İridyum, osmiyum, rutenyum ve rodyum platini sertleştirdiği gerekçesi ile, geniş kullanım alanları bulunmaktadır.

Osmiyum ve iridyum kendi başlarına dolmakalem uçlarını sertleştirmek için kullanılmaktadır (Aykol ve Kumbasar, 1993). İridyumun kullanım alanları dişçilik, elektrik ve mücevherattır.

Palladyum bir katalizör olarak dişçilik alaşımlarında ve hassas terazilerin yapımında kullanılır. Rodyumun birkaç kullanım alanı vardır; bunlardan termal uçların üretimi ve kruzelerde kullanımı bu alanlardan birkaçını oluşturmaktadır (Read, 1970).

Platin grubu metallerden süs eşyası ve takı eşyalarının yapımında da kullanılmaktadır. Tel, elektrot, halka, x ışınları ile çalışan sistemler, asit üretimi, fotoğrafçılıkta ve katalizör olarak platin grubu metaller önemli bir tüketim alanı oluşturmaktadır (Temur, 1997).

Üretilen platin grubu metallerin kabaca %50' si elektrik ve elektronik sanayisinde, %25' i otomobil ve ilaç sanayiinde, %10' u kuyumculukta ve %15' i diğer alanlarda tüketilmektedir (Temur, 1997).

7.3. Guleman Ofiyoliti Ve Kromitlerin PGE İçerikleri

Bu çalışmada 8 adet kayaç örneği (dünit, harzburgit, piroksenit, gabro) ve 20 adet kromit örneği Canada ACME Analitik Laboratuvarlarında analiz edilmiştir. Analizlerde Pt, Pd, Rh ve Au için ICP-MS yöntemi, Ir ve kromitlerin iz element içerikleri için ise Nötron Aktivasyon yöntemi kullanılmıştır. Bu analiz sonuçları Tablo 7.1'de verilmiştir.

Guleman Ofiyoliti çok değişken PGE içeriği ve oranlarını gösterir. Örneğin Rh kayaçlarda 0,05 ppb'lerde seyrederken krom örneklerinde 0,05 ppb'den 5,56 ppb'ye çıkmakta, Pt kayaçlarda 0,9 ppb ila 17,3 ppb iken krom örneklerinde 0,1ppb ila 19,6 ppb arasında değişmekte, Pd kayaçlarda 1,6 ppb ila 16,2 ppb arasında iken krom örneklerinde 0,5 ila 29,3 ppb arasında, Ir ise kromlarda -24 ppb'lerden 440 ppb'ye çıkmaktadır. Guleman ofiyotinin Au içeriği kayaçlarda 2 ppb ila 7 ppb arasında değişmekte iken krom örneklerinde 1 ppb'den 47 ppb'ye çıkmaktadır. Birimin Ni içeriği ise kayaçlarda 218 ppm ila 2227 ppm arasında, krom örneklerinde ise 1100 ppm'den 2400 ppm'e çıkmaktadır (Tablo 7.1).

Elde edilen analiz sonuçları ilksel manto değerlerine göre (Rollinson, 1993) normalleştirmiş ve sonuçlar spider diyagramlarında kullanılmıştır (Şekil 7.1). Bu sonuçlara göre dünit ve harzburgit PGE'lerce benzer davranış göstermektedirler. Bu kayaçlarda Rh negatif bir anomali gösterip ilksel mantoya göre fakirleşmiştir. Pt ve Pd mantoya yakın değerler gösterirken, Au'nun mantoya göre zenginleştiği görülmektedir (Şekil 7.1). Piroksenit ve gabrolarda PGE'lerce benzer davranış göstermektedirler (Şekil 7.1, Şekil 7.2). Rh yine negatif bir anomali gösterirken, Pt piroksenit ve gabroların birer örneklerinde pozitif anomali gösterirken diğerlerinde negatif anomali göstermektedir. Pd piroksenitlerde ilksel mantoya göre zenginleşmişken, gabrolarda bir örnek mantoya göre fakirleşmiş bir örnekte mantoya göre zenginleşmiştir. Au ise yine pozitif bir anomali göstermekte ve mantoya göre zenginleştiği görülmektedir. Tüm kayaçlar için yapılan diyagramda özetle; Rh negatif bir anomali göstermekte, Pt ve Pd mantoya yakın ve mantoya göre zenginleşmekte, Au ise yine mantoya göre zenginleştiği görülmektedir (Şekil 7.2). Pd ve Ir astenosferde aynı seviyede konsantrasyon olduklarından dolayı farklılaşmamış malzemenin Pd/Ir oranı 1 civarında olması gerekir. Pd/Ir oranı magma fraksiyonlaşmasında farklılaşma ile birlikte yükselir. Yani Pd/Ir oranı arttıkça magma fraksiyonlaşması ilerlemiştir (Garuti ve diğ.,1997). Guleman Ofiyolitine ait kayaçlarda Ir analizi yapılmamıştır. Fakat Pd değerleri dünit ve harzburgitten, piroksenit ve gabrolara doğru

artmaktadır (Tablo 7.1). Buda magmanın fraksiyonlaşması yada magma odasında kısmi ergime derecesinin artmasıyla ilişkilidir. Ni / Cu oranı ise ters davranış şekli gösterir. İlksel manto Ni/Cu değeri 71,4'dür. Bu değer magma kristalleşme fraksiyonlaşmasının artmasıyla azalır (Garuti ve diğ.,1997). Guleman Ofiyolitine ait kayaçların Ni / Cu oranı harzburjitlerde 200.73, dünitlerde 186.75, piroksenitlerde 11.83, gabrolarda ise 6.35'dir (Tablo 7.1). Bu değerlerin dünit-harzburjit-piroksenit-gabrolara doğru gittikçe azaldığı görülmektedir. Buda magma fraksiyonlaşmasının artmasıyla Ni / Cu oranının azaldığını göstermektedir (Garuti diğ.,1997).

Krom örneklerinin PGE içerikleri de ilksel mantoya göre normalleştirilmiş ve sonuçlar spider diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 7.3, Şekil 7.4). Buna göre Kapın Bölgesinde, Ir ilksel mantoya göre 40-50 kat zenginleşmekte, Rh mantoya yakınlık gösterirken, Pt ve Pd mantoya göre zenginleşmekte, Au ise mantoya göre 40-50 katın üzerinde zenginleştiği görülmektedir (Şekil 7.3).

Ayıpınar Bölgesinde, Ir ilksel mantoya göre zenginleşmekte, Rh negatif anomali gösterip fakirleşmekte, Pt mantoya yakın ancak çoğu örnek negatif bir anomali göstermekte ve mantoya göre fakirleşmektedir. Pd mantoya yakın fakat çoğu örnekler mantoya göre zenginleşmekte ve Au ise yine mantoya göre zenginleşmektedir (Şekil 7.3).

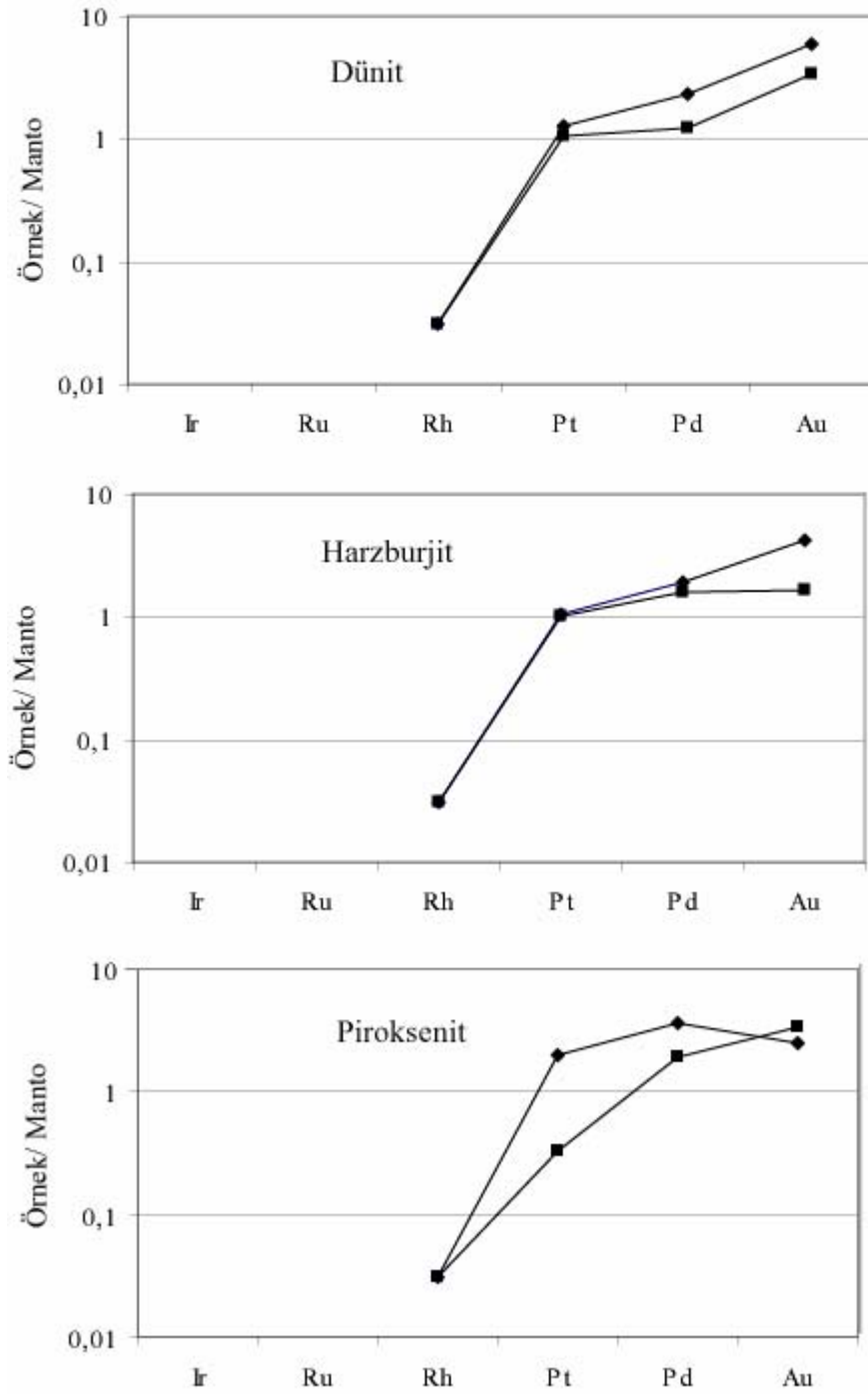
Şabata Bölgesinde, Ir ilksel mantoya göre 30-40, Rh 5-6 kat zenginleşmekte, Pt mantoya yakın ve mantoya göre fakirleşmekte, Pd mantoya yakın ve mantoya göre zenginleşmekte, Au ise yine mantoya göre zenginleşmektedir (Şekil 7.3).

Doğu ve Batı Kef Bölgelerinde, Ir ilksel mantoya göre zenginleşmekte Rh, Pt, Pd mantoya göre fakirleşmekte ve Au ise yine mantoya göre zenginleşmektedir (Şekil 7.4).

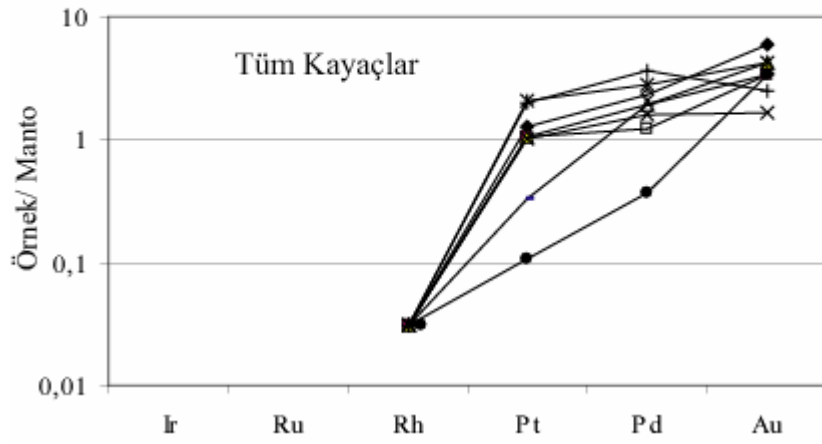
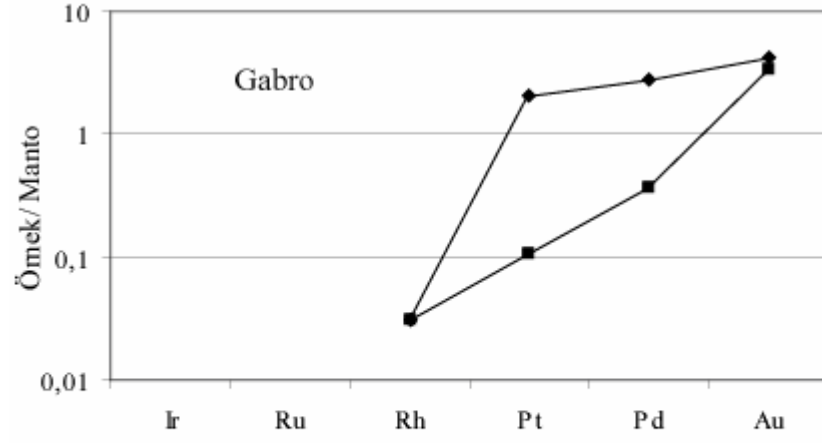
Tüm krom örnekleri için yapılan diyagramda Ir ilksel mantoya göre zenginleşmekte, Rh negatif bir anomali gösterip fakirleşmekte, Pt mantoya yakın ve mantoya göre fakirleşmekte, Pd mantoya yakın ve mantoya göre zenginleşmekte ve Au ise mantoya göre zenginleşmektedir (Şekil 7.3).

Tablo 7.1. Guleman Ofiyolitine ait kayaç ve krom örneklerinin PGE ve bazı element içerikleri

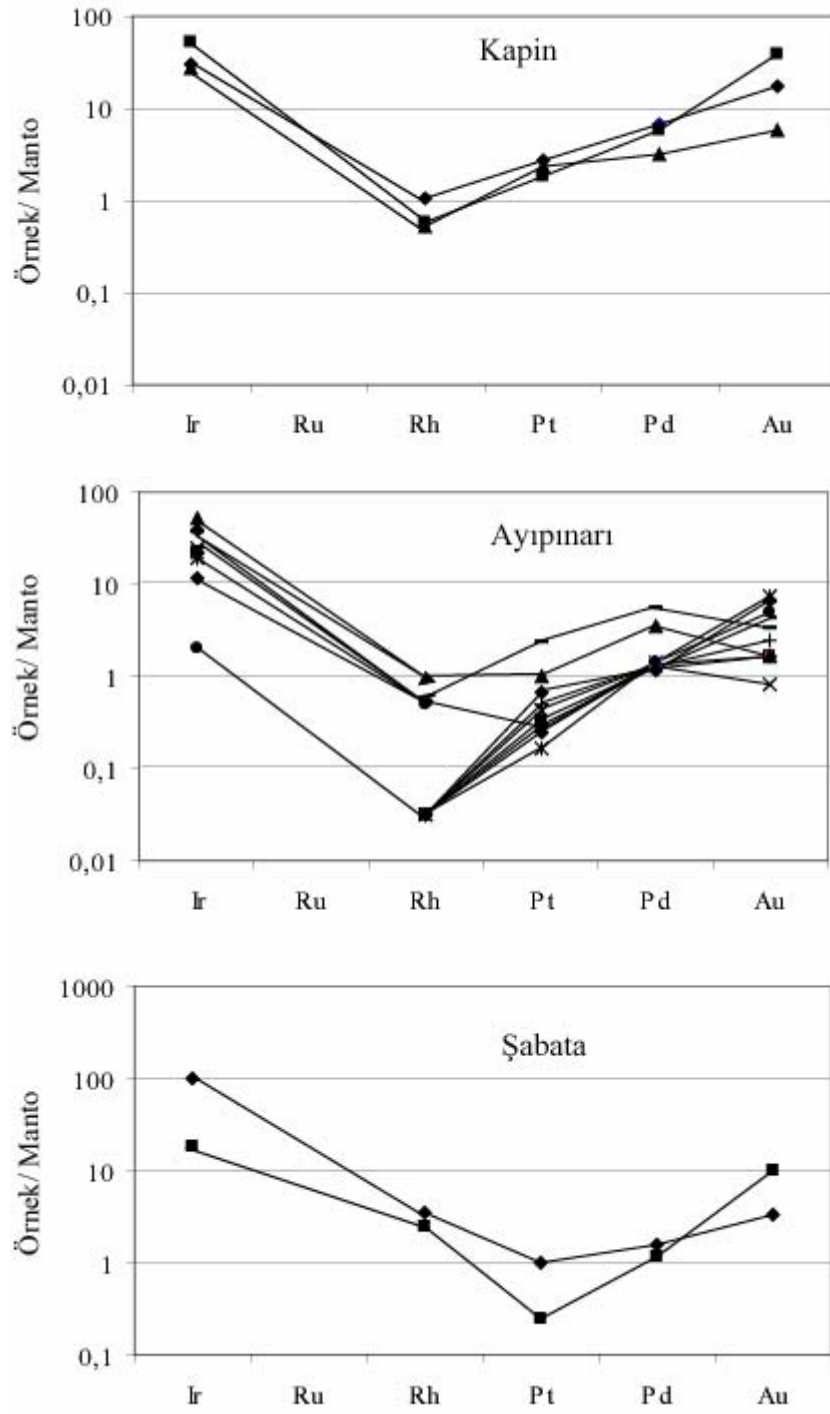
			Öm. no	Cr	Pt	Pd	Rh	Ir	Pd/ Ir	Au	Ni	Co	Cu	Zn
				%	ppb					ppm				
İksel Manto Değeri					8,3	4,4	1,6	4,4	1,00	1,2				
KAYAÇ		Harzburjit	2	0,853	10,7	10,3	0,05	-	-	7	2149	110	15	33
			3	1,146	8,7	5,4	0,05	-	-	4	2227	116	7	32
		Dünit	7	1,047	8,8	8,5	0,05	-	-	5	1919	112	17	34
			15	0,513	8,3	7	0,05	-	-	2	2227	113	5	31
		Gabro	G-1	0,230	17,3	12,1	0,05	-	-	5	256	58	44	19
			G-2	0,230	0,9	1,6	0,05	-	-	4	165	55	22	26
		Piroksenit	P-1	0,694	16,3	16,2	0,05	-	-	3	239	46	6	8
			P-2	0,414	2,7	8,5	0,05	-	-	4	218	59	33	36
		Tenkella	CA-5	34	2	6	0,05	50	0,12	2	2100	187	-	300
			CA-9	36	2,7	5,4	0,05	99	0,05	2	2100	181	-	240
KROMİT	AYIPINAR	Ayı Damar	CA-13	38	8,4	15,4	1,5	230	0,07	2	1200	203	-	380
			CA-17	42	3,5	5,7	0,05	110	0,05	1	1600	215	-	280
		Uzun Damar I	CA-24	30	1,4	6,4	0,05	86	0,07	9	1800	166	-	260
			CA-27	28	2,2	6,2	0,79	99	0,06	6	1600	170	-	270
		Uzun Damar II	CA-32	34	4,2	5,6	0,05	83	0,06	3	1100	184	-	310
			CA-39	33	2,4	5,5	0,05	110	0,05	5	1500	200	-	300
		Tepebaşı	CA-41	34	19,1	24	0,93	160	0,15	4	1600	185	-	240
			CA-46	36	5,7	5	0,05	170	0,03	8	1700	196	-	250
	ŞABATA	KAPIN	CK-1	38	23	29,3	1,69	130	0,22	21	3000	219	-	280
			CK-2	36	15	25,6	0,94	230	0,11	47	2200	194	-	280
			CK-3	37	19,6	13,6	0,83	120	0,11	7	1700	207	-	360
			CS-1	35	8,4	7	5,56	440	0,02	4	1400	187	-	280
			CS-2	35	2	5,1	3,98	80	0,07	12	1600	176	-	230
	BATI KEF		CB-1	24	0,1	0,5	1,68	45	0,01	1	2300	180	-	210
			CB-4	31	0,8	0,8	1,96	50	0,02	2	2400	187	-	270
			CB-7	16	0,2	0,5	0,06	-24	-0,02	1	2300	163	-	230
	DOĞU KEF		CD-2	33	2,1	3,3	0,10	110	0,03	3	1600	200	-	380
			CD-3	38	1,5	1	0,85	110	0,01	2	1800	225	-	350



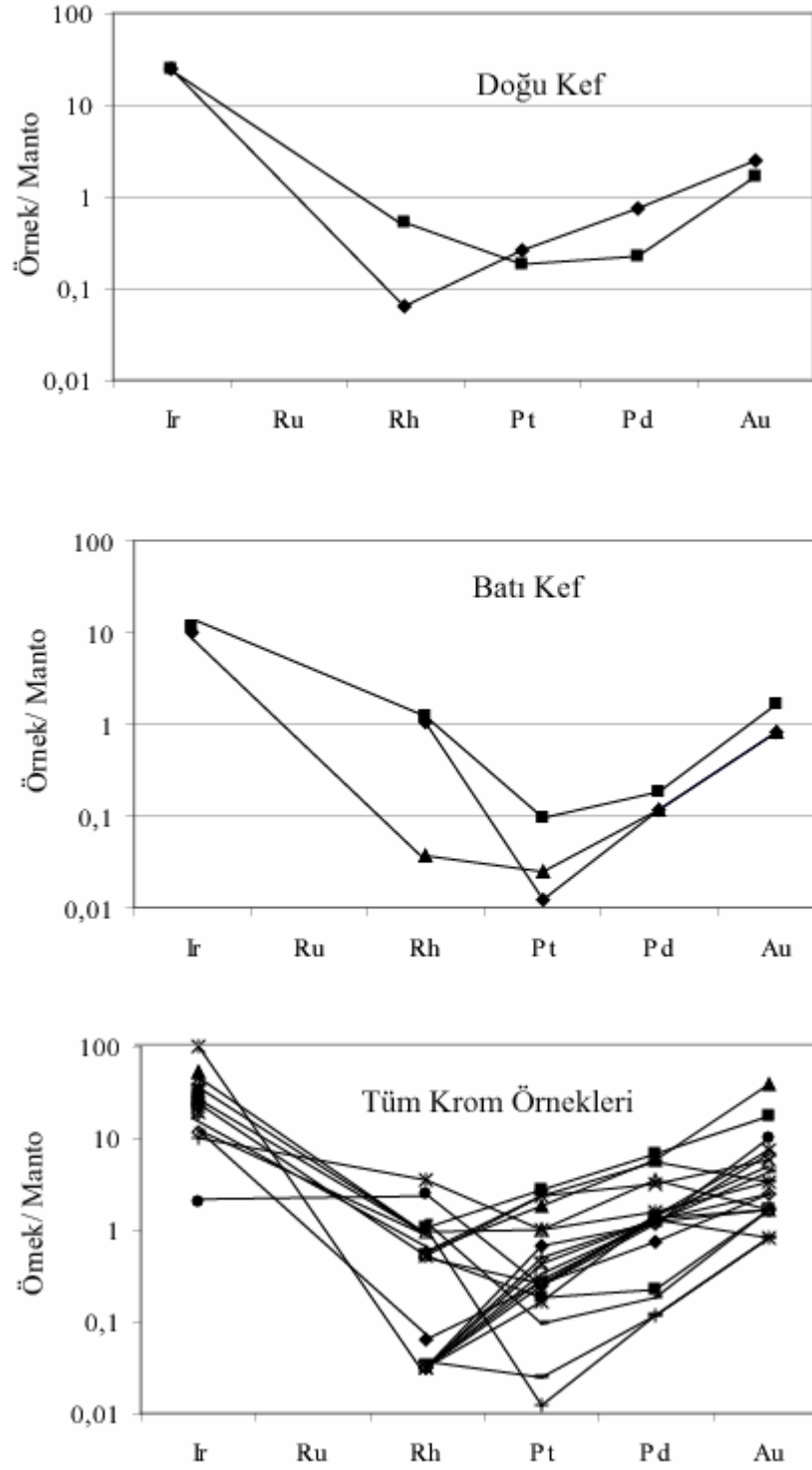
Şekil 7.1. Guleman Ofiyolitine ait dünit, harzburgit ve piroksenitin PGE spider diyagramları.



Şekil 7.2. Guleman Ofiyolitine ait gabro ve tüm kayaçlar için yapılan PGE spider diyagramı.



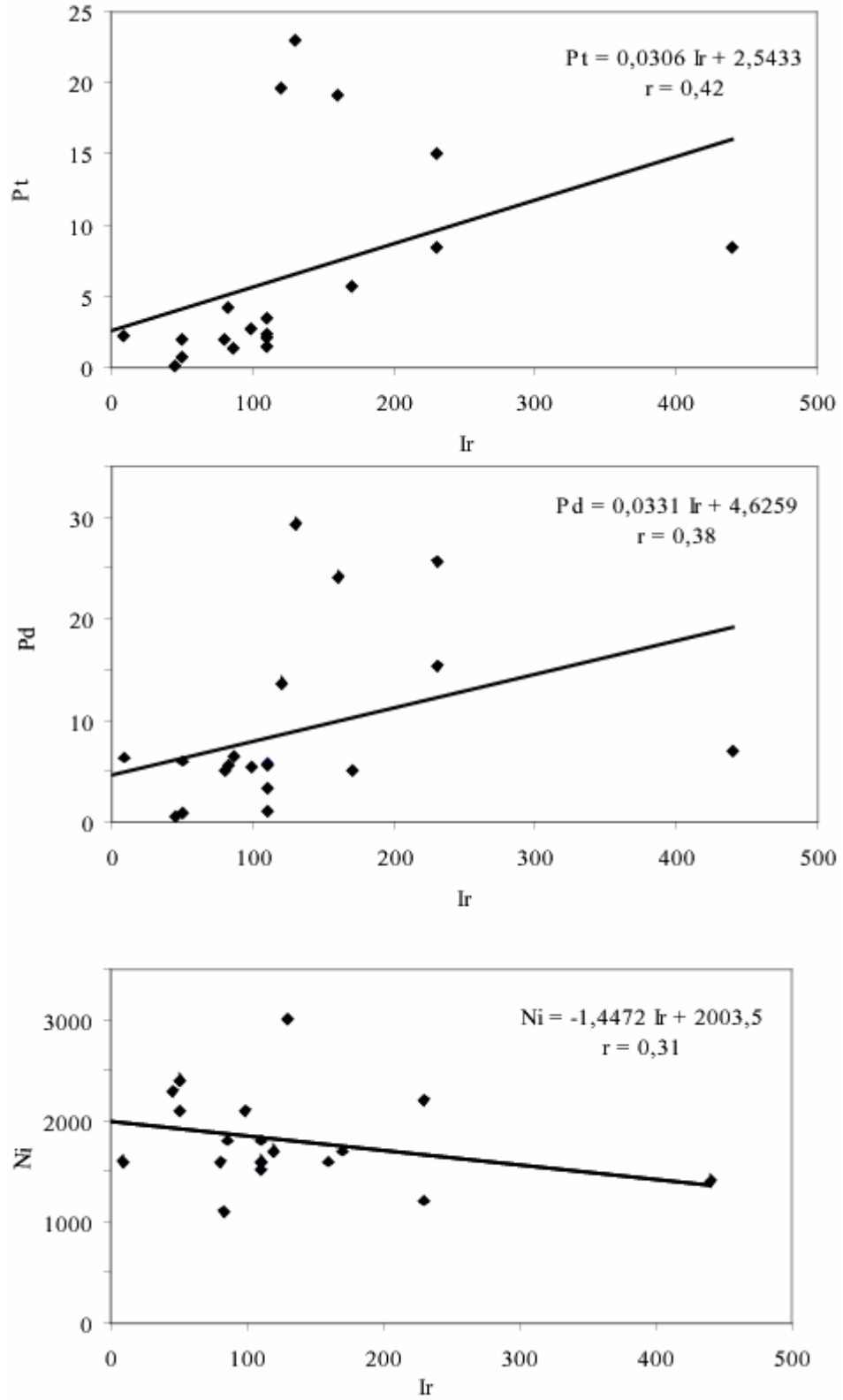
Şekil 7.3. Guleman Ofiyolitine ait Kapin, Ayıpınarı ve Şabata krom örneklerinin PGE spider diyagramları



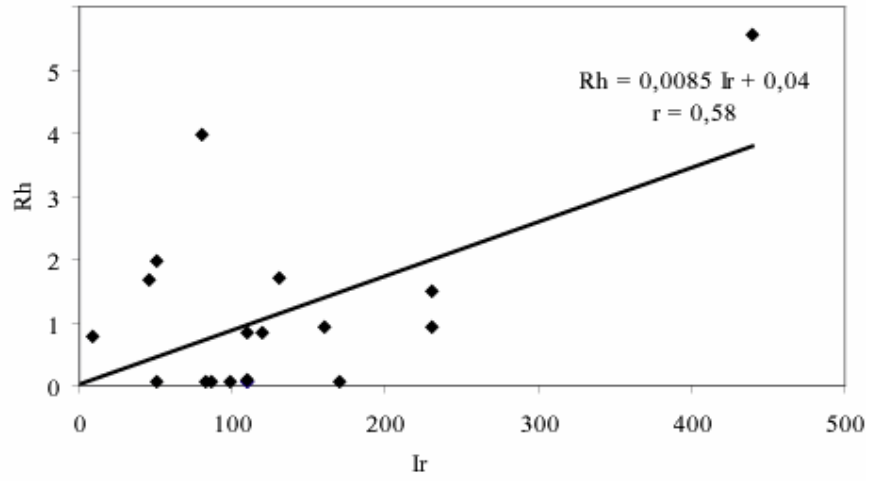
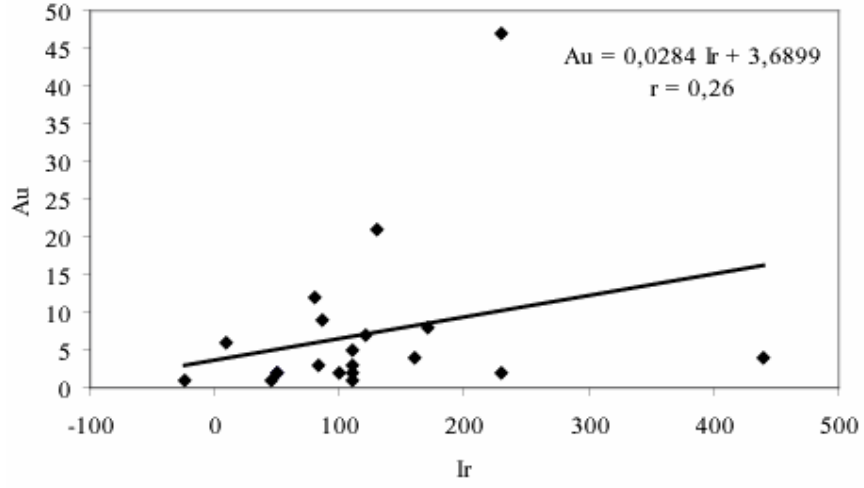
Şekil 7.4. Güleman Ofiyolitine ait Doğu Kef , Batı Kef bölgeleri krom örnekleri ve tüm krom örneklerine ait PGE spider diyagramları

PGE'lerin birbirleriyle ilişkilerini belirlemek amacı ile Ir'a göre Pt, Pd, Rh , Ni, Au korelasyon diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 7.5). Buna göre Ir'la Rh arasında pozitif bir ilişki ($r= 0,58$), Ir'la Pt , Pd, Ni ve Au arasında pozitif kötü bir ilişki olduğu görülmektedir (Şekil 7.6). Toplam PGE' ler ile Ni beraber değerlendirilmiştir. Buna göre toplam PGE'ler ile Ni arasında zayıf pozitif bir ilişki vardır ($r=0,40$) (Şekil 7.7).

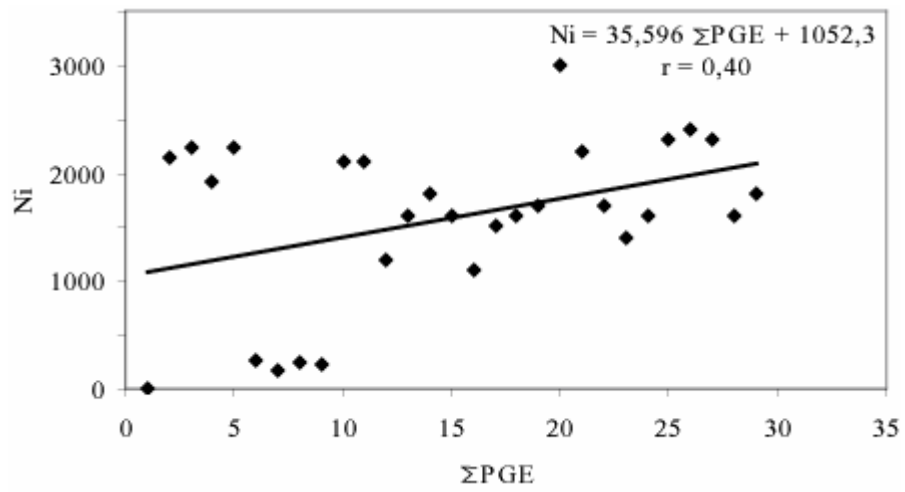
Platin Grubu Elementlerin birbirlerine göre davranışlarını belirlemek amacıyla beraber korele edilmiştir. Buna göre Pt ile Pd arasında kuvvetli bir ilişki (0,87), Pd ile Au arasında iyi bir ilişki (0,62), Co ile Ni arasında iyi bir ilişki (0,61), Zn ile Co arasında kuvvetli bir ilişki (0,93), Ir ile Cr arasında iyi bir ilişki (0,5), Ir ile Rh arasında iyi bir ilişki (0,58) olup Cr ile Au arasında kötü bir ilişki (0,03), Ir'la Ni arasında kötü bir ilişki (-0,03), Pt ile Cr arasında kötü bir ilişki (0,24), Ir ile Pd arasında kötü bir ilişki bulunmaktadır (Tablo 7.2)



Şekil 7.5. Ir'a göre Pt, Pd ve Ni'in korelasyon diyagramları.



Şekil 7.6. Ir'a göre Au ve Rh' un korelasyon diyagramları.



Şekil 7.7. Toplam PGE'ye göre Ni'in korelasyon diyagramı.

Tablo 7.2. Guleman Ofiyolitine ait örneklerin PGE korelasyon katsayıları.

	Cr (ppm)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Rh (ppb)	Ir (ppb)	Au (ppb)	Ilı (ppb)	Co (ppb)	Zn (ppb)
Cr (ppm)	1								
Pt (ppb)	0,24	1							
Pd (ppb)	0,10	0,87	1						
Rh (ppb)	-0,20	0,05	0,06	1					
Ir (ppb)	0,50	0,42	0,38	0,58	1				
Au (ppb)	-0,03	0,41	0,62	0,13	0,27	1			
Ilı (ppb)	0,13	0,00	0,06	0,13	-0,31	0,24	1		
Co (ppb)	-0,35	-0,10	0,05	0,31	0,30	0,17	0,61	1	
Zn (ppb)	-0,53	-0,15	0,02	0,29	0,23	0,11	0,34	0,93	1

7.4. Guleman Bölgesiyle Dünyanın Bazı Bölgelerinin PGE İçerikleri Karşılaştırılması

Guleman Bölgesi'ndeki kayaç ve kromitlerin PGE içerikleri dünyadaki bazı bazik-ultrabazik kayaçlar (Urallar) ve ofiyolitik kayaçlar (Kudi Ofiyoliti, El Tigre, Dalabute Ofiyoliti) ile beraber değerlendirilmiştir (Tablo 7.3).

Buna göre Guleman Ofiyolitine ait dunitlerin PGE içerikleri diğer bölgelerle karşılaştırıldıklarında; Rh değerinin düşük olduğunu, Pt, , Pd ve Au'nun ofiyolitik kayaçlara (Dalabute ofiyoliti, Kudi ofiyoliti) benzer bazik kayaçlara (Urallar) göre fakir olduğunu, Cr, Ni ve Cu içeriğinin de yine diğer bölgelere benzer olduğu görülmektedir (Tablo 7.3).

Guleman Ofiyolitine ait harzburjitlerin PGE içerikleri diğer bölgelerle karşılaştırıldıklarında; Rh değerinin düşük olduğunu, Pt ve Pd değerlerinin Kudi ofiyolitinden zengin, Dalabute ofiyolitine yakın, bazik kayaçlardan (Urallar) fakir olduğu, Au'nun Kudi ve Dalabute ofiyolitlerine göre yüksek, bazik kayaçlara (Urallar) göre düşük olduğu ve yine Cr, Ni, Cu'nun diğer bölgelere benzer değerlerde olduğu gözlenmektedir (Tablo 7.3).

Guleman Ofiyolitine ait gabro ve piroksenitlerin PGE içerikleri diğer bölgelerle karşılaştırıldıklarında; her ikisinde de Rh değerinin düşük olduğunu, gabrolarda Pt ve Pd'un diğer bölgelere benzer değerlerde, piroksenitlerde Pt'nin Kudi ofiyolitine göre yüksek, Pd'un benzer değerlerde izlendiği ve yine her ikisinde de Au, Ni, Cr ve Cu değerlerinin dünyanın diğer bölgelerine benzer değerlerde olduğu görülmektedir (Tablo 7.3).

Guleman Ofiyolitine ait kromitlerin PGE içerikleri dünyanın diğer bölgeleriyle karşılaştırıldıklarında; Ir'un yüksek değerlerde bulunduğu, Pt ve Pd'un Merensky Reef ve Bushveld Kompleksinden düşük (fakir) Dalabute ofiyolitinden yüksek değerlerde, Au'nun diğer bölgelere göre daha yüksek değerlerde olduğu görülmektedir (Tablo 7.3).

Tablo 7.3. PGE'in Guleman Ofiyoliti ve dünyanın diğer bölgeleriyle karşılaştırması.

ÖRNEK	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	Cu	Ni/Cu	Pd/ Ir
	ppb							%	ppm			
Dünit												
Urallar ⁽¹⁾	1.5	2.0		0.4	13	2.0	3.8		1528	1.1	1389	1.0
	1.0	6.5		1.1	70	3.7	16		952	8.0	119	0.6
	5.1	3.5		1.2	1.0	3.8	6.2		2353	2.8	840	1.1
Kudi Ofiyoliti ⁽²⁾		0.15	0.54	0.09		3.4	0.5					22.7
Dalabute Ofiyoliti ⁽³⁾		4.26	11.4	1.28	8.28	6.88	1.6		1830	14	130	1.6
		3.67	6.49	1.24	8.85	4.80	1.6		2381	9	265	1.3
El Tigre ⁽⁴⁾		0.3	5.5	1.0	11.0	19.0	12	1.313	1120	113	9.91	
		1.4	6.0	1.4	6.4	4.8	9	2.760	1550	4	387.5	
Guleman Ofiyoliti				0.05	8.8	8.5	5	1.047	1919	17	113	
				0.05	8.3	7	2	0.513	2227	5.2	428	
Harzburjıt												
Urallar ⁽¹⁾	16	12		3.1	34	27	119		2157	16	135	2.2
	2.2	1.6		1.5	4.2	2.2	4.0		2062	5.7	362	1.4
	4.4	3.3		0.6	6.1	6.9	3.5		2052	12	171	2.1
Kudi Ofiyoliti ⁽²⁾		0.22	0.61	0.67	0.66	2.1						9.6
		0.15	2.27	0.26	0.36	1.53	0.09					10
		0.15	1.63	0.47	0.84	2.93	0.2					20
Dalabute Ofiyoliti ⁽³⁾		3.48	6.32	1.20	7.68	7.91	1.8		2335	15	156	2.3
		3.70	6.40	1.15	7.41	7.20	2.31		2082	13	160	1.9
Guleman Ofiyoliti				0.05	10.7	10.3	7	0.853	2149	15	143	
				0.05	8.7	5.4	4	1.146	2227	7.3	305	
Gabro												
Urallar ⁽¹⁾	4.2	1.4		1.2	50	48	6.5		85	67	1.26	34
	0.2	0.1		1.1	7.7	2.9	5.1		13	134	0.09	36
Kudi Ofiyoliti ⁽²⁾		0.12	1.32	0.53	1.58	16.38	0.6					137
Urallar ⁽¹⁾	0.2	0.1		2.5	0.8	13	15		0.1	463		
El Tigre ⁽⁴⁾		0.2	0.7	0.3	2.3	2.5	16	3.59	57	24	2.375	
		0.04	1.0	0.1	0.7	0.4	2.8	0.20	120	30	4	
		0.3	3.5	0.4	3.0	7.4	15	1.140	400	120	3.33	
Uralllar ⁽¹⁾	2.3	0.5		0.4	7.0	14	3.0		63	19	3.32	
	0.5	0.1		0.7	6.6	12	5.8		26	52	0.5	
	0.6	0.3		0.2	18	18	10		85	7.7	11.03	57
Guleman Ofiyoliti				0.05	17.3	12.1	5	0.230	256	44	5.82	
				0.05	0.9	1.6	4	0.230	165	22	7.5	
Piroksenit												
Kudi Ofiyoliti ⁽²⁾				0.15	1.92	2.43						
		0.27	2.27	1.14	0.76	17	0.5					63
		0.2	1.3	0.09	0.74	9.22	0.2					46
		0.27	1.76	0.51	0.97	19.87	0.6					74
Guleman Ofiyoliti				0.05	16.3	16.2	3	0.694	239	5.9	40.50	
				0.05	2.7	8.5	4	0.414	218	33	6.60	

1. Garuti vediğ., 1997, 2. Wang ve diğ., 2001, 3. Zhou ve diğ., 2001, 4. Vatin-Perignon ve diğ., 2000

Tablo 7.3' ün devamı. PGE' in Guleman Ofiyoliti ve dünyanın diğer bölgeleriyle karşılaştırması

ÖRNEK	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	Cu	Ni/Cu	Pd/ Ir
	ppb							%	ppm			
Kromit												
Merensky Reef ⁽¹⁾	1.0	1.2	7.7	3.5	55.7	24.2	6.6					
	0.9	1.4	7.6	4.4	57.5	25.3	2.9					
	1	1	6	3	59	26	4					
Bushveld Kompleksi ⁽¹⁾			12.9	4.8	59.8	22.5						
			21.8	16.2	52.8	15.2						
			21.7	10.3	45.8	22.2						
	1.7	4.2	10.2	7.6	40.8	34.3	1.2					
		0.3	15.3	8.2	43.7	31.1	1.4					
			19.1	8.8	53.0	18.7	0.4					
	1.2	4.3	10.5	8.9	53.8	20.7	0.6					
	2.5	1.0	18.0	9.4	44.8	25.1	0.2					
			23.1	8.9	52.2	15.8						
		23.8	8.1	64.3	3.8							
Dalabute Ofiyoliti ⁽²⁾		17.6	24.6	2.54	4.78	2.75	1.8		1884	22	86	0.2
		19	36.3	2.73	3.95	3.19	4		2436	15	162	
		4	7.38	0.94	2.13	2.47	1.5		2745	9	305	0.5
		4.7	6.8	0.5	1.67	0.28	1.22		2073	15	138	0.07
Guleman Ofiyoliti (Ayıpınarı Bölgesi)		50		0,05	2	6	2	34	2100			
		99		0,05	2,7	5,4	2	36	2100			
		230		1,5	8,4	15,4	2	38	1200			
		110		0,05	3,5	5,7	1	42	1600			
		86		0,05	1,4	6,4	9	30	1800			
		99		0,79	2,2	6,2	6	28	1600			
		83		0,05	4,2	5,6	3	34	1100			
		110		0,05	2,4	5,5	5	33	1500			
		160		0,93	19,1	24	4	34	1600			
	170		0,05	5,7	5	8	36	1700				
Guleman Ofiyoliti (Kapın)		130		1,69	23	29,3	21	38	3000			
		230		0,94	15	25,6	47	36	2200			
		120		0,83	19,6	13,6	7	37	1700			
Guleman Ofiyoliti (Şabata)		440		5,56	8,4	7	4	35	1400			
		80		3,98	2	5,1	12	35	1600			
Guleman Ofiyoliti (Batı Kef)		45		1,68	0,1	0,5	1	24	2300			
		50		1,96	0,8	0,8	2	31	2400			
		-24		0,06	0,2	0,5	1	16	2300			
Guleman Ofiyoliti (Doğu Kef)		110		0,10	2,1	3,3	3	33	1600			
		110		0,85	1,5	1	2	38	1800			

1. Gruenewaldt, ve diğ., 1986.

2. Zhou ve diğ., 2001.

7.5. Türkiye’deki Bazik- Ultrabazik Kayaçların PGE Metal İçerikleri

Türkiye’de ekonomik platin grubu metaller bulunmamakla birlikte, bazı kromitli bölgelerde yapılan incelemeler sonucunda bir takım platin grubu metallere rastlanmıştır.

Platin grubu element zenginleşmesi genellikle büyük ölçekli tabakalı mafik ultramafik intrüzyonlar (Stillwater ve Busveld) veya komatitik karakterli yeşilkayaç kuşakları içerisindeki kromit ve nikel sülfür cevherleşmesi ile birlikte görülürler (Naldrett, 1981).

Ofiyolitik kompleksler içerisinde platin grubu element zenginleşmesi çok düşüktür. Ancak podiform kromitler içerisindeki zenginleşmeler az da olsa bir çok bölge de belirlenmiştir (Mathez ve Peach, 1939; Naldrett ve Gruenewaldt; Uçurum, 2000’den).

Platin grubu element açısından stratiform ve Podiform kromitler kolaylıkla ayırtlanırlar. Stratiform kromitler Pt-Pd-Rh’ce zengin ve kondrit normalize paternlerde kuvvetli pozitif değerlere sahip iken podiform kromitlere ait kondrit normalize paternler ise genelde negatif değerler sunmaktadır (Naldrett ve Gruenewaldt, 1989; Talkington ve Watkinson, 1986; Uçurum 2000’den).

Son çalışmalar göstermektedir ki damar, kırık ve makaslama zonlarında mağmatik olmayan sülfürler veya arsenidler ve lisvenitler içerisinde platin grubu elementler geç – evre hidrotermal çözeltilerce yeniden hareketlilik kazanarak çökelmişlerdir (Rowell ve Edgar, 1986; Lechler, 1995; Uçurum 2000’den).

Bursa – Eskişehir ve Fethiye Köyceğiz bölgeleri krom yatakları ve yan kayaçların platin grubu element içeriklerinin araştırılmasında, bölgede sadece dört kromit cevherleşmesi PGE ve Au bakımından zenginleşme göstermektedir. Bunlar Kavak (Mihalıççık-Eskişehir), Harmancık (Dalaman-Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) krom madenleridir. Harmancık (Dalaman-Muğla) örnekleri Pt, Pd, Rh ve Au bakımından önemli ölçüde bir zenginleşmeyi işaret etmektedir. Bölgede ki diğer krom madenlerine ait PGE ve Au metali ortalama değerleri şöyledir: Kavak madeni (ppb); Pt : 49.33, Pd: 21, Rh: 6.67, Ir: 52.33, Au: 120.33, Sarıkaya madeni (ppb); Pt: 22, Pd: 15.50, Rh: 7, Ir: 40, Au :105 ve Sazlı madeni (ppb); Pt : 23, Pd: 12, Rh: 8, Ir: 52, Au: 100 olarak saptanmıştır (Uçurum, 2000).

Kromit cevherleşmeleriyle ilgili bir dizi mineral bilinmektedir. Kıbrıs Troodos masifi ve Yunanistan kromitleri içinde platin grubu mineraller görülmüş ve mikrosond analizleriyle de bu bulgular doğrulanmıştır (Anıl ve Yaşar, 1989).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine bağlı kromit yatakları yapılan çalışmalarda yalnızca birkaç kesitte varlığı net olarak saptanan Osmiyum (Os) minerallerine rastlanmıştır. Büyüklüğü 10 mikronun altındaki öz ve yarı öz şekilli bu minerallin kromit kristalleri içindeki silikat inklüzyonuna bağlı olduğu görülmüştür. Kromite göre sertliği yüksek (7) olduğu için oldukça

güç parlayan bu mineral kuvvetli şekilde anizotropi gösterir ve kırmızımsı tonlarında iç yansıma verirler (Anıl ve Yaşar, 1989).

Akdeniz ofiyolit kuşağı içinde yataklanmış kromit yataklarında gerçekleştirilen bir çok çalışmada daha çok kromitlerin içindeki silikat kapanımlarına bağlı, seyrek olarak da kromit kristallerinin kırık ve çatlaklarıyla serpantinleşmiş dünitik gang içinde bazı platin grubu mineralleri saptanmıştır. Stratiform tipindeki kromit yataklanmalarına göre oldukça çok küçük konsantrasyonlarda görülebilen platin grubu minerallerinin optik metodlarla tayini oldukça güç olmaktadır. PGM'lerin tayinindeki güçlüklerin başında mineral boyutlarının çok küçük (5-30 mikron) ve dağılımında seyrek olması, gelmektedir (Anıl, 1992).

Mersin ofiyolitlerinden alınan kromitler içerisinde platin grubu metallerin birkaç ppb ile 100 ppb arasında değiştiği bildirilmektedir (Yaman, 1991).

Muğla-Köyceğiz-Dalaman Çayı'nda yapılan çalışmada ultrabazik masifleri kesen nehir alüvyonlar içerisinde hatırı sayılır oranda PGE'lere rastlanılmıştır. (May, 1961; Çağatay, 1979'dan). Platin taneleri üzerinde yapılan mikroprop analizleri sonucunda bu tanelerin Ferroplatin olduğu ortaya çıkmıştır (Çağatay, 1979).

Erzurum Narman'da lisvenitler içerisinde altın ile birlikte platin palladyum ve iridyumun varlığı saptanmıştır. Marmaris'de ultrabazik kayalardan türemiş iri taneli konglomeralar hamur maddesi içinde de platinin varlığı ortaya konulmuştur (Aykol ve Kumbasar, 1993).

Elazığ Guleman krom yatakları üzerine yapılan çalışmalardan alınan örneklerde; platin grubu metaller rastlanılmıştır. Guleman krom yataklarından alınmış örneklerde platin grubu metallerin dağılımı Tablo 7.4' deki gibidir (Talkington ve Watkinson, 1989; Uçurum 2000'den).

Tablo 7.4. Guleman kromit örnekleri analiz sonuçları (Talkington ve Watkinson, 1989; Uçurum 2000'den).

PGM	Örn.1	Örn.2	Örn.3
Os	28,54	29,99	28,38
Ru	6,11	6,74	12,00
Ir	49,85	52,38	49,06
Rh	0,14	0,15	0,26

Guleman Bölgesi Batı Kef krom yataklarının PGE dağılımları üzerine yapılan çalışmada PGE değerleri (ppb): Pt: 14, Pd: 4, Rh: 16, Ir: 89, Ru: 100, Doğu Kef Bölgesi PGE değerleri: Pt: 15, Pd: 7, Rh: 9, Ir: 63, Ru: 100, Pozantı Bölgesi PGE değerleri: Pt: 47, Pd: 4, Rh: 10, Ir: 30, Ru: 100, Karsantı Bölgesi PGE değerleri: Pt: 29, Pd: 9, Rh:10, Ir: 53, Ru: 100. (Page ve diğ.,1984).

8. EKONOMİK JEOLJİ

Guleman Bölgesinde cevherleşme genellikle masif olup, Batı Kef Bölgesi ise saçınımlı-bantlı cevher içermektedir. Cevherin tenörü ortalama % 40-45 olup, rezervi yaklaşık 8 milyon/tondur.

Bölgede hem metalurjik hem de refrakter nitelikli cevher görülmektedir. Ayıpınarı Bölgesi ile Rut-Lasir Bölgesi metalurjik, Kapin-Şabata Bölgesi ile Doğu-Batı Kef Bölgeleri ise hem refrakter hem metalurjik nitelikli cevher içermektedir.

Bir metalin minimum işletme tenörü bir yataktan diğerine değişmektedir. Bu minimum işletme tenörünü belirlemede cevherin rezervi, işletme yöntemleri, dünya piyasalarının durumu gibi faktörler etkilidir. Bu nedenle PGE'lerinde minimum işletme tenörleri değişmektedir. Dünya piyasalarında PGE fiyatları; Pt 1231 \$/oz, Pd 330 \$/oz, Rh 4753 \$/oz, Ir 400 \$/oz, Ru 175 \$/oz (www.platinum.matthey.com 07.06.2006). Bu değerler dikkate alındığında 0,5 ppm ile birkaç ppm'in ekonomik olabileceği düşünülmektedir. Ancak bu rakamlar yukarıda sayılan nedenlerden dolayı kesin değildir. Bir metal yan ürün olarak işletildiğinde minimum işletme tenörleri 1/10 oranında düşmektedir (Rollinson, 1993). Bu değerler dikkate alındığında kromitlerle birlikte yaklaşık 100 ppb PGE değerleri ekonomik olarak düşünülebilir. Guleman Bölgesinde özellikle Kapinde Ir 440 ppb'ye kadar çıkmaktadır. Bu bakımdan Guleman Bölgesindeki kromitlerin özellikle Kapin Bölgesinin PGE'ler bakımından ekonomikliliğinin detaylı bir şekilde araştırılması gerekmektedir.

9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Yapılan petrografik çalışmalar sonucu Guleman Ofiyoliti'nin dünit, harzburjit, verlit, klinopiroksenit, olivinli gabro, klinopiroksenli gabro, izotrop gabro, bantlı gabro, tekil diyabaz dayklar, levha dayk karmaşığı ile bazik volkanik kayalardan oluştuğu tespit edilmiştir.

2. Önceki çalışmalarda oluşum yaşı ve jeotektonik ortamı tartışmalı olan Caferi Volkanitlerinin Guleman Ofiyolitlerine ait olduğu yönünde veriler elde edilmiştir. Ancak bu birim üzerinde daha detaylı çalışmalar yapılması gerekir. Daha önceki çalışmalarda levha dayk karmaşığı ile bazik volkanik kayaların gözlenmediği ve eksik bir ofiyolit istif olarak tanımlanan Guleman ofiyoliti, Caferi Volkanitlerinin Guleman Ofiyolitlerine dahil edilmesi ile eksik değil tam bir ofiyolit istifi olduğu düşünülmektedir.

3. Guleman ofiyolitlerine ait kayalarda yapılan kimyasal analiz verilerinin değerlendirmeleri sonucu; bu kayaların okyanus ortası sırtlarda oluştuğu ve MORB'a benzer jeokimyasal karakterler gösterdiği belirlenmiştir. Ancak bu birim üzerinde daha detaylı jeokimyasal çalışmalar ve radyometrik yaş tayinin yapılması gerekmektedir.

4. Guleman Ofiyoliti içerisindeki krom cevherleşmesinin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek amacı yapılan incelemeler sonucu; ana cevher minerali olarak kromit belirlenmiş daha az oranlarda manyetit, ilmenit, hematit, nikel sülfür minerallerinden pendlandit ve millerit mineralleri tespit edilmiştir.

5. Yapılan analiz sonuçlarına göre Guleman Ofiyoliti çok değişken PGE içeriği ve oranlarını gösterir. Rh kayalarda 0.05 ppb'lerde seyrederken krom örneklerinde 5.56 ppb'ye, Pt kayalarda 17.3 ppb iken krom örneklerinde 19.6 ppb, Pd kayalarda 16,2 ppb krom örneklerinde 29,3 ppb arasında, Ir ise kromlarda 440 ppb'ye çıkmaktadır. Guleman ofiyolitinin Au içeriği kayalarda 7 ppb, krom örneklerinde 47 ppb'ye, Ni içeriği ise kayalarda 2227 ppm iken krom örneklerinde 2400 ppm'e çıkmaktadır.

6. Guleman ofiyolitine ait kayaların analiz sonuçları ilksel manto değerlerine göre normalleştirilmiş ve sonuçlar spider diyagramlarında kullanılmıştır. Tüm kayalar için yapılan diyagramda özetle; Rh negatif bir anomali gösterip ilksel mantoya göre fakirleşmekte, Pt ve Pd ilksel mantoya yakın ve ilksel mantoya göre zenginleşmekte, Au ise yine ilksel mantoya göre zenginleştiği görülmektedir.

7. Krom örnekleri de ilksel mantoya göre normalleştirilmiş ve sonuçlar spider diyagramlarında değerlendirilmiştir. Buna göre; Ir ilksel mantoya göre zenginleşmekte, Rh negatif bir anomali gösterip fakirleşmekte, Pt ilksel mantoya yakın ve ilksel mantoya göre fakirleşmekte, Pd ilksel mantoya yakın ve ilksel mantoya göre zenginleşmekte ve Au ise ilksel mantoya göre zenginleşmektedir.

8. Guleman Bölgesi'ndeki kayaç ve kromitlerin PGE içerikleri dünyadaki bazı bazik-ultrabazik kayaçlar (Urallar) ve ofiyolitik kayaçlar (Kudi Ofiyoliti, El Tigre, Dalabute Ofiyoliti) ile beraber değerlendirilmiştir. Buna göre Guleman Ofiyolitine ait kayaçların PGE içerikleri diğer bölgelerle karşılaştırıldıklarında; Rh değerinin diğer bölgelere göre düşük olduğunu, Pt, Pd ve Au'nun ofiyolitik kayaçlara (Dalabute ofiyoliti, Kudi ofiyoliti) benzer bazik kayaçlara (Urallar) göre fakir olduğunu, Cr, Ni ve Cu içeriğinin de yine diğer bölgelere benzer olduğu görülmektedir. Guleman Ofiyolitine ait kromitlerin PGE içerikleri dünyanın diğer bölgeleriyle karşılaştırıldıklarında; Ir' un diğer bölgelere göre yüksek olduğunu, Pt ve Pd'un Merensky Reef ve Bushveld Kompleksinden düşük Dalabute ofiyolitinden yüksek değerlerde, Au' nın diğer bölgelere göre yüksek değerlerde olduğu görülmektedir.

10. Bir metalin minumum işletme tenörü bir yataktan diğerine değişmektedir. Bu minumum işletme tenörünü belirlemede cevherin rezervi, işletme yöntemleri, dünya piyasalarının durumu gibi faktörler etkilidir. Bu nedenle PGE' lerinde minumum işletme tenörleri değişmekte ve bu değerler dikkate alındığında 0,5 ppm ile birkaç ppm'in ekonomik olabileceği düşünülmektedir. Ancak bu rakamlar yukarıda sayılan nedenlerden dolayı kesin değildir. Bir metal yan ürün olarak işletildiğinde minumum işletme tenörleri 1/10 oranında düşmektedir. Bu değerler dikkate alındığında kromitlerle birlikte yaklaşık 100 ppb PGE değerleri ekonomik olarak düşünülebilir. Guleman Bölgesinde özellikle Kapinde Ir 440 ppb'ye kadar çıkmaktadır. Bu bakımdan Guleman Bölgesindeki kromitlerin özellikle Kapin Bölgesinin PGE'ler bakımından ekonomikliliğinin detaylı bir şekilde araştırılması gerekmektedir.

10. KAYNAKLAR

- Akgül, M., 1993, İslamköy (Kulp- Diyarbakır) yöresindeki Bazik ve Ultrabazik Kayaçlar ile ilgili Cevherleşmeler, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 116s, (yayımlanmamış).
- Akgül, M., 1996, Kulp (Diyarbakır) Ofiyolitinin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi, K.T.Ü. Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu, Ed. S. Korkmaz ve M. Akçay, 225-239.
- Anıl, M., Yaşar, E., 1989, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine bağlı kromit yataklarında görülen dönüşüm (Co-Ni-Fe) ve bazı Pt grubu mineralleri, Yerbiliminin Sesi, 17, 49-58.
- Anıl, M., 1992, Pozantı Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitleri içinde görülen kromitlerdeki dönüşüm ve bazı Pt grubu mineralleri, Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 7, 31-44 .
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984, The Maden Complex, SE Turkey. Evolution of a Neotethyan active magrin; In: the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, (eds), Edinburg, 375-402.
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1990, Tectonic evolution of the Tethys suture zone in S.E Turkey: Evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In, Symp. on ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Geol. Soc., London, Special Publ., 311-328.
- Arıkal, R.T. ve Taşan, N., 1986, Guleman krom yatakları. Etikrom A.Ş. Yayını, 86/01, Elazığ, s.98.
- Aslantaş, N., 2001, Kapin-Şabata (Guleman-Elazığ) Krom cevherleşmesinin incelenmesi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 54s, (yayımlanmamış).
- Aykol, A. ve Kumbasar, I., 1993, Maden Yatakları , İTÜ Maden Fakültesi, 370 , İstanbul.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J., Gorton, M.P., 1985, The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chem. Geol., 53, 303-328.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. and Siena, F., 2004, Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctie tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode, Tectonophysics, 393,163-174.
- Beyarslan, M., 1996, Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 90s, (yayımlanmamış).
- Beyarslan, M. and Bingöl, A.F., 2000, Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey), Earth Sciences, 37, 1411-1423.

- Bingöl, A.F., 1984, Geology of Elazığ area in the Eastern Taurus region. In the geology of the Taurus Belt. International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, Turkey, 209-216.
- Bingöl, A.F., 1986, Petrographic and petrological characteristics of intrusive rocks of Guleman ophiolite (Eastern Taurus –Turkey), *Geosound*, 13/14, 41-57.
- Bingöl, A.F., 1987, New findings on the structural setting on the chromites in the Guleman ophiolitic massive (Eastern Taurus), *Jour. F. University, Sci. and Tech*, 1, 37-46.
- Boray, A., 1976, Bitlis Metamorfizmaları üzerine, *Yeryuvarı ve İnsan*, 1, 74-76, Ankara.
- Canil, D., 2004, Mildly incompatible elements in peridotites and the origins of mantle lithosphere, *Lithos*, 77, 375-393.
- Coleman, R.G., 1977, *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere*: Springer –Verlag, New York.
- Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1981, *Ore microscopy and ore petrography*. A Willey-Interscience Publ., 406p. New York.
- Crocket, J.H., 1978, *Handbook of Geochemistry* (Ed: K.H. Wedepohl) V:II-5, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg- New York.
- Crocket, J.H., 1981, Geochemistry of the platinum-group elements. In: L.J. Cabri (Editor). *PGE Mineralogy, Geology, Recovery*. Can. INST. Min. Metal., Spec. Vol. 23, 47-64.
- Çağatay, A., 1979, Yamaç ve akarsu plaserlerinde dünya ve Türkiye’den bazı örnekler, *Yeryuvarı ve İnsan*, 4, 4, 16.
- Çakır, Ü., 1994, Batı Kef krom yatağının (Guleman-Elazığ) jeolojik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37/2, 15-29.
- Çelik, H., 2003, Mastar Dağı (Elazığ GD’su) çevresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi (yayınlanmamış).
- Dickey, J.S., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. Cosm. Acta.* v.39, p. 1061-1074.
- Edwards, R. and Atkinson, K., 1986, *Ore Deposit Geology*, Chapman and Hall, 443, New York.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan Y.Z., 1982, Guleman (Elazığ) krom yatakları ve peridotit biriminin genel jeolojik konumu ve yapısal özellikleri, *MTA Dergisi*, 95/96, 77-99.
- Engin, T., 1984, Petrology and structural characteristic of the Rut-Taşlıtepe chromite deposits in Guleman Eastern Taurus region, In: *Geology of the Taurus Belt*, 303-308.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite and structural setting of the Batı Kef-Doğu Kef chromite deposits, Guleman-Elazığ, Eastern Turkey, *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*, Edinburgh, 229-240.

- Engin, T. and Özkan, Y.Z., 1985, Late chromite development in the Guleman ophiolite, Elazığ, Eastern Turkey, *Geology the Realword I.M.M Dunham-Durham reunion*, 101-108.
- Engin, T. ve Sümer, Y., 1987, Kefdağ- Kapin (Guleman-Elazığ) yöresinin jeolojisi, Batı Kef Doğu Kef krom yataklarının maden jeolojisi raporu, M.T.A. Genel Müdürlüğü, Rapor No. 2080.
- Erdem, E., 1987, Elazığ-Karadere-Gölarlı köyleri arasındaki magmatitlerin petrografik incelenmesi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 67s. (Yayımlanmamış).
- Erdoğan, B., 1977, *Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region, SE Turkey: Univ. of New Brunswick, Doktora tezi (yayımlanmamış).*
- Erdoğan, B., 1982, Ergani-Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının Jeolojisi ve volkanik kayalar, TJK Bülteni, 25, 49-60.
- Evans, A.M., 1980, *An introduction to ore geology. Blackwell Scientific Publ., 231p, Oxford.*
- Garuti, G., Fershtater, G., Bea, F., Montero, P., Pushkarev, E.V. and Zaccarini, F., 1997, Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results, *Tectonophysics*, 276, 181-194.
- Genç, S., 1981, Bitlis Masifi güneyindeki polifaz metamorfizma (Lice-Kulp, Diyarbakır). K.T.Ü. Der., c.1-1, s.79-87, Trabzon.
- Genç, S., 1984, Bitlis Masifi güney kenarında (Lice-Kulp yöresi, Diyarbakır ili GD Türkiye) metamorfizma deformasyon ilişkileri. *Jeo. Müh. Oda. Der., c.19,s.11-14, Ankara.*
- Gökçe, A., 1995, *Maden yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi Yayını, 59, 307, Sivas.*
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1984, *Geology of the Bitlis Metamorphic Belt.Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, p. 237-244, Ankara.*
- Gümüş, A., 1998, İç olaylara bağlı maden yatakları, 481, İzmir.
- Gruenewaldt, G.V., Hatton, C.J. and Merkle, R.K.W., 1986, Platinum Group Element – Chromitite associations in the Bushveld Complex, *Economic Geology*, 81, 1067-1079.
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, A.M., 2000, Petrology , geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: Implication for Tethyan tectonics, *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 109-121.
- Herece, E. ve Akay, E., 1992, Karlıova- Çelikhan arasında Doğu Anadolu Fayı, Türkiye Petrol Kongresi bildirileri, 361-372.
- [Http// www.platinum.matthey.com](http://www.platinum.matthey.com)
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Kılıç, A.D., 2005, Hazar Gölü (Sivrice-Elazığ) güneyinin petrografik ve petrolojik özellikleri, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, s:103, Doktora tezi (yayımlanmamış).
- Khalatbari –Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H. and Emami, H., 2003, Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran), *Geoscience*, 335, 917-929.
- Koptagel, O., 1996, Türkiye’deki bazı kromitlerin ana bileşen kimyası ve özellikleri, 48, 22-26.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A., 1982, Podiform chromite ore bodies: A Genetic Model. *Jurnd of Petrology*, 23/1, 103-125.
- Le Maitre, R.W., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leblanc, M., 1991, Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In: Tj. Peters et al.(Editors), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, Oman*. Kluwer, Dordrecht, 231-260.
- Lorand, J.P., 1989, Abundance and distribution of Cu-Fe-Ni sulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic-type spinel lherzolite massifs of Ariege, Earth Planetary Science Letters, 93, 50-64.
- Malitch, K.N., Melcher, F. and Mühlhans, H., 2001, Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath- Austria, *Mineralogy and Petrology*, 73, 247-277.
- Melcher, F., 2000, Base Metal- platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics, *Mineralogy and Petrology*, 68, 177-211.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb, Zr, Y diagrams, *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R., and Yazgan, E., 1984, Tauric subduction (Malatya–Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. In the geological evolution of the eastern Mediterranean, *Geological Society of London* , 17, 361-373.
- Miller, C., Thöni, M., Frank, W., Schuster, R., Melcher, F., Meisel, T. and Zanetti, A., 2003, Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet, *Lithos*, 66, 155-172.
- Naldrett, A.J., Cabri, L.J., 1976, Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Economic Geology*, 71, 1131-1158.

- Naldrett, A.J., 1981, Platinum-group element deposits. In: L.J. Cabri (Ed.), PGE Mineralogy, Geology, Recovery. Can. Inst. Min. Metal., Spec. Vol. 23, 197-231.
- Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi, TPAO Rapor No: 1360 (Yayımlanmamış).
- Örün, H., 2002, Rut ve Lasir (Guleman-Elazığ) bölgesi krom yataklarının jeolojisi ve jeokimyası, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 57s, (yayımlanmamış).
- Özkan, Y.Z., 1982, Guleman (Elazığ) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi, *Yerbilimleri Dergisi*, 3-4 /6, 33-39.
- Özkan, Y.Z., 1983a, Guleman (Elazığ) ofiyolitinin yapısal incelenmesi, *MTA Dergisi*, 37,78-85.
- Özkan, Y.Z., 1983b, Caferi volkanitinin kökeni sorununa jeokimyasal bir yaklaşım, *Proceedings of the Chamber of the Geological Engineers Annual Meetings*.
- Özkan, Y.Z. 1984, Guleman ofiyolitinde metamorfizma etkileri, *MTA Dergisi*, 47-57.
- Özkan, Y.Z. and Öztunalı, Ö., 1984, Petrology of the magmatic rocks of Guleman ophiolite. In the geology of the Taurus Belt. *International Symposium Proceedings*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, Turkey, 285-293.
- Özkaya, İ., 1975, Sason yöresinin yapısal jeolojisi. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Konferansı, Tebliğler M.T.A. yayını, 21-30.
- Özsoy, S., 2001, Ayıpınarı (Guleman-Elazığ) krom cevherleşmesinin incelenmesi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 52s, (yayımlanmamış).
- Page, N., Engin, T., Singer, D.A. and Haffty, J., 1984, Distribution of the Platinum Group Elements in the Batı Kef chromite deposit, Guleman-Elazığ area, Eastern Turkey, *Economic Geology*, 79, 177-184.
- Paktunç, A.D., 1981, Alpin Tip Kromit Yataklarının Oluşumu, *Yeryuvarı ve İnsan*, 6/3-4, 33-39.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M. 2002, The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti 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, 583-603.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determine using trace element analyses. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Penrose Conference , 1972, Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.

- Perinçek, D., 1979, The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ Malatya region. Guide Book, T.J.K., Ankara.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis metamorfizlerinde volkanitli Triyas, T.J.K. Bülteni, 23, 201-211.
- Pubellier, M., Monnier, C., Maury, R. and Tamayo, R., 2004, Plate kinematics, origin and tectonic emplacement of supra- subduction ophiolites in SE Asia, Tectonophysics, 392, 9-36.
- Puchtel, I.S. and Humayun, M., 2001, Platinum group element fractionation in a komatitic basalt lava lake , *Geochimica et cosmochimica acta* , 65, 2979-2993.
- Read, H.H., 1970, Rutley's elements of mineralogy, Thomas Murby&Co., 560, London.
- Rigo De Righi, M. and Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothill structure of southeast Turkey: Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 48, 1911-1937.
- Robertson, A.H.F., 2002, Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region, *Lithos*, 65, 1-67.
- Robinson, P.T., Zhou, M., Hu, X., Reynolds, P., Wenji, B. and Yang, J., 1999, Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan Ophiolite, Inner Mongoliana, China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, 423-442.
- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data : Evaluation, Presentation , Interpretation, Longman Scientific & Technical, 353, Newyork.
- Saccani, E. and Photiades, A., 2004, Mid-Ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting, *Lithos*, 73, 229-253.
- Sağiroğlu, A., 2004, Maden yatakları ders notları, Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Böl., 117, (yayınlanmamış), Elazığ .
- Sawkins, F. J., 1984, Metal deposit in relation to plate tectonics springer verlag, 325, Tokyo.
- Schmidt, G., Witt-Eickschen, G., Palme, H., Seck, H., Spettel, B., Kratz and K., 2003, Highly siderophile elements (PGE, Re and Au) in mantle xenolites from the West Eifel volcanic field (Germany), *Chemical Geology*, 196, 77-105.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Stanton, R.L., 1972, Ore petrology. Mc Graw- Hill Book Company, 713p.
- Sungurlu, O., 1975, VI. Bölge kuzey sahaların jeolojisi: TPAO Raporu. No:817 (yayınlanmamış).
- Sungurlu, O., 1979, GD sürüklenim kuşağı Tersiyer sürüklenimleri: 33. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri, 121-122.

- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., Naz, H., 1985, Elazığ-Palu-Hazar alanının jeolojisi, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 29, 83-191.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Temur, S., 1997, Metalik maden yatakları, Nobel Yayın Dağıtımı, 285, Ankara.
- Tuna, E., 1979, Elazığ-Palu-Pertek bölgesinin jeolojisi: TPAO arşiv No:1363 (Yayımlanmamış).
- Tuncay, A. ve Kuşçu, M., 1993, Platin grubu metal ve minerallerinin jeolojisi ve ekonomisi Jeoloji Mühendisliği, 43, 89-95.
- Uçurum, A., 2000, Bursa-Eskişehir ve Fethiye-Köyceğiz bölgeleri krom yatakları ve yan kayaçların platin grubu element içeriklerinin araştırılması, Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi, 26, 15-17.
- Vatin-Perignon, N., Amosse, J., Radelli, L., Keller, F. and Leyva, T.C., 2000, Platinum group element behaviour and thermochemical constraints in the ultrabasic – basic complex of the vizcaino peninsula, Baja California Sur, Mexico, Lithos, 53, 59-80.
- Wang, Z., Sun, S., Hou, Q. and Li, J., 2001, Effect of melt- rock interaction on geochemistry in the Kudi Ophiolite (western Kunlun Mountais, northwestern China): implication for ophiolite origin , Earth and planetary science letters, 191, 33-48.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology, 20, 325-343.
- Yaman, S., 1991, Mersin ofiyoliti ultramafik zon krom yataklarında platin grubu element dağılımı, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 6 , 253-261.
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toros’larda etkin bir paleokıta kenarı etüdü (Üst Kretase- Orta Eosen), H.C. Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the eastern Taurus region. In Geology of the Taurus Belt, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, International Symposium proceedings, 199-208.
- Yazgan, E., and Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 3, 1-42,
- Yılmaz, Y., 1991, Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions. In: Dewey, J.F., Gass, I.G., Curry, G.B., Haris, N.B.W., Şengör, A.M.C. (Eds.), Allochthonous terranes. Cambridge Univ. 155-168.

Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W.J., Hu, X.F and Yang, J.S., 2001, Melt/Mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute Ophiolite (NW China), *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 517-534.

ÖZGEÇMİŞ

1.10.1980 Elazığ doğumluyum. İlk orta ve lise eğitimimi Elazığ’ da tamamladım. 1999 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümüne girip 2003 yılında mezun oldum. 2003-2004 güz yarıyılında Jeoloji Mühendisliği bölümü Maden Yatakları- Jeokimya anabilim dalında yüksek lisansa başladım. 2005 yılında aynı fakültede araştırma görevliliğine başlayıp halen aynı bölümde devam etmekteyim.