

29792

T.C  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İSLAMKÖY ( KULP-DİYARBAKIR) YÖRESİNDEKİ BAZIK VE  
ULTRABAZİK KAYAÇLAR İLE İLİŞKİLİ CEVHERLEŞMELER

Muharrem AKGÜL

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜH. ANABİLİM DALI

Bu tez.....Tarihinde, Aşağıda Belirtilen Jüri Tarafından  
Oybirliği / oyçokluğu ile Başarılı / Başarısız Olarak Değerlendirilmiştir.

( İmza )

( imza )

(İmza )

Danışman

## ÖZET

Doktora Tezi

### İSLAMKÖY ( KULP- DIYARBAKIR ) YÖRESİNDEKİ BAZİK VE ULTRABAZİK KAYAÇLAR İLE İLİŞKİLİ CEVHERLEŞMELER

Muharrem AKGÜL

Fırat Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

1993, Sayfa: 116

İnceleme alanı Diyarbakır iline bağlı Kulp ilçesinin yaklaşık 15 km KB'sında yer almaktadır.

Çalışma alanında üç farklı stratigrafik birim bulunmaktadır. Bunlar; Paleozoyik yaşlı Bitlis Metamorfikleri, Jura- Kretase yaşlı Kulp Ofiyoliti ve Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu' dur.

Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer alan çalışma alanında litolojik birimler birbirleri ile tektonik dokunak ilişkisi sunarlar. İslamköy çevresinde biri Kretase sonrası, diğeri Alt Miyosen sonrası olmak üzere iki farklı sürüklenim kuşağı bulunmaktadır. Bölgede Triyas' ta bir riftleşme dönemi başlamıştır. Jura - Alt Kretase' de Kulp Ofiyoliti oluşmuş ve Üst Kretase' de kıtasal kabuk üzerine itilmişlerdir. Alt Miyosen sonunda Arap Levhasının Anadolu Levhası ile çarpışması sonucu daha önce oluşan kayaçlar kuzeyden güneye doğru Lice Fornasyonu üzerine itilmişlerdir.

Bitlis Metamorfikleri Çalışma alanında gnays, kuvars mika şist, granatlı mika şist, amfibolit şist ve mermer birimleri ile temsil olunmaktadır. Bu kayaçlarda şistozite düzlemi belirgin olarak izlenmektedir ve kuzeye doğru eğimlidirler.

Arazide oldukça altere olmuş ve parçalanmış olarak izlenen Kulp Ofiyoliti; lerzolit, harzburgit, dünit, websterit, gabro, diyorit, diyabaz ve volkanik kayaçlar ile temsil olunmaktadır. Lerzolit harzburgit ve dünit ofiyolit biriminin

tabanını oluşturan tektonitlere karşılık gelmektedir. Bu kayalarda porfiroklastik doku görülmektedir. Websterit, gabro, hornblendli gabro, diyorit ve kuvars diyorit ofiyolit biriminin kümülatlar kısmına karşılık gelmektedir ve bu kayalarda mezokümülat doku ve subhedral granüler dokular görülmektedir. Diyabazlar levha dayk karmaşığına ait kayalar olup intergranüler ve intersertal dokular göstermektedir. Bazaltlar ofiyolit biriminin en üst seviyesini oluşturmaktadır ve bu kayalarda mikroporirik ve vitroporirik dokular görülmektedir.

Kulp Ofiyolitine ait kayalardan yapılan analiz sonuçlarına göre peridotitik kayalardan bazaltik kayalara doğru bazı oksit değerlerinde artma bazı oksit değerlerinde ise azalma görülmektedir.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ , ve  $\text{P}_2\text{O}_5$ , değerlerinde bir artma  $\text{MgO}$  ve uçucularda bir azalma görülmektedir. İz elementlerde ise Sc, Sr, Zr, Ba, Ce, Nd ve Y değerlerinde artma Ni, Cr, değerlerinde bir azalma görülmektedir. Ana oksit ve iz elementlerdeki bu değişim magmanın farklılaşması sonucudur ve analiz sonuçları tektonik ortamları bilinen kayalardaki değerlerle karşılaştırıldığında bu kayaların okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görülmektedir.

Lice Formasyonu çalışma alanında kumtaşı, şeyl, marn ardalanması şeklinde izlenmektedir ve kayalarda ince tabakalanma görülmektedir.

İslamköy bölgesinde bazik ve ultrabazik kayalarla ilişkili olarak üç farklı cevherleşme bulunmaktadır. Bunlar; krom cevherleşmesi, sülfürlü cevherleşmeler ve bindirme zonundaki cevherleşmelerdir.

Krom cevherleşmesi Ganzik Tepe' nin kuzey yamacında yer almaktadır. Dünitler içerisinde bulunan bu cevherleşme masif görünümde olup merceksel bir geometri sunmaktadır. mikroskopik çalışmalar sonucunda kromit, pentlandit, millerit, hezlavodit, ilmenit ve rutil parajenezi saptanmıştır. Kromitlerde tektonizma etkisi ile kırılma ve parçalanmalar meydana gelmiş olup kenar ve çatlakları boyunca demir minerallerine dönüşümler izlenmektedir. Krom örneklerine ait mikroskopik çalışmalar ve kimyasal analiz değerlendirme sonuçları (  $\text{MgO} / \text{FeO}$ ,  $\text{Cr} / \text{Fe}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ) bu cevherleşmenin magmadan fraksyonel kristalleşme ile oluşmuş Alpin Tipi Kromit cevherleşmesi olduğunu göstermektedir.

Sülfürlü cevherleşmeler ultrabazik kayalar içerisinde düzensiz damarlar şeklinde bulunmaktadır. Asıl cevher mineralleri kalkopirit, pirit, pirotin, manyetit ve sfalerittir. Daha az olarak da pentlandit, linneit, kromit, ilmenit mineralleri görülmüştür. Yüzeysel işlevler sonucu oluşmuş ikincil mineral olarak markasit ve limonit bulunmaktadır. Sülfürlü cevherleşmelerde

ornatma dokusu ve ayrılım dokuları yaygın olarak izlenmektedir. Ornatma dokusu en fazla kalkopiritlerde daha az olarak da manyetit ve pirotinlerde görülmektedir. Bu cevherleşmede yaygın olarak görülen bir diğer doku şekli ise ayrılım dokusudur. İncelenen örneklerde kalkopirit-sfalerit, sfalerit-kalkopirit, sfalerit - pirotin ve pirotin - pentlandit ayrılımları görülmektedir.

Sülfürlü cevherleşmelerin oluşum ortamını açıklamak için farklı görüşler üzerinde durulmuştur. Bu görüşler; hidrotermal damar tipi cevherleşme, serpantinleşme sırasında cevherleşme ve magmadan sülfid silikat sıvısının ayrımlaşması ve erken kristalleşmedir. Yapılan mikroskopik çalışmalar bu cevherleşmenin yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir. Bu nedenle oluşum için ilk iki görüşün geçerli olamayacağı düşünülmektedir. Cevherleşmenin magmadan erken safhada sülfid silikat sıvısının ayrımlaşması ve sülfürlü fazın kısmen kristalleşmiş silikatları ornatarak oluştuğu kabul edilmiştir.

Bindirme zonundaki cevherleşme Bitlis Metamorfitleri' nin Kulp Ofiyoliti üzerine bindirmesi sonucu bindirme zonunda gelişen hidrotermal çözeltilerle oluşmuştur. Burada görülen cevher minerali pirittir.

**ANAHTAR KELİMELER :** Bazik ve ultrabazik kayalar, ofiyolit, kromit, podiform kromit, ornatma, ayrılım, Fe-Cu-Ni- cevherleşmesi

**ABSTRACT**

( Ph. D. Thesis)

**THE MINERALIZATIONS ASSOCIATED WITH BASIC AND ULTRABASIC  
ROCKS OF ISLAMKÖY ( DİYARBAKIR - KULP )**

**Muharrem AKGÜL**

**Fırat University  
Graduate School of Science and Technology  
Department of Geological Engineering**

**1993, Page: 116**

The studied area, Islamköy Region, is situated in 15 km.s ( approx.) NW of Kulp township of Diyarbakır.

Three different stratigraphic units are present in the studied area; Paleozoic Bitlis Metamorphics, Jurassic - Cretaceous Kulp Ophiolite and Lower Miocene Lice Formation.

The studied area is situated on the South East Thrust Zone and the units exhibit tectonic contacts. In Islamköy region two different aged thrust zones are exist; the older one is of post Cretaceous the younger one is post Lower Miocene. In the region a rifting had begun during Triassic, the Kulp Ophiolite had formed during Jurassic - Lower Cretaceous and the ophiolitic rocks had been thrust over crust during Upper Cretaceous. During Lower Miocene, as a consequence of Arabian Plate - Anatolian Plate Collision, the rocks were thrust from North to South and over Lice Formation.

In the studied area, gneiss, quartz - mica schist, granat - mica schist, amphibole schist and marble of Bitlis Metamorphics are present. The schistosity of these rocks are distinct and dip towards North.

The Kulp Ophiolitic rocks are composed of hornblende, hornblende, dunite, websterite, gabbro, diorite, diabase and volcanic rocks and appear as highly altered and fractured. The hornblende, hornblende and dunitic rocks form lower parts of the ophiolitic sequence and are equivalents of tectonics. These

rocks exhibit porphyroclastic textures. Websterite, gabbro, diorite and quartz diorite are the cumulate rocks of the ophiolitic sequence and these rocks show mesokumulate and subhedral granular textures. The diabases belong to sheeted dyke complex and have intergranular and intersertal textures. The basaltic volcanics from uppermost parts of the ophiolitic sequence and have microporphyric and vitroporphyric textures.

The analysis of the Kulp Ophiolite show that  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  values increase from peridotitic towards basaltic rocks and a decrease in  $\text{MgO}$  and volatiles contents. The trace elements; Sc, Sr, Zr, Ba, Ce, Nd and Y increase in the same order and Ni, Cr decrease. These changes are due to magmatic fractionation and these analysis values indicate a middle oceanic ridge origin.

Lice Formation consists of sandstone, shale and marl alternations in the studied area and these rocks show thin bedding.

The mineralizations associated with Islamköy basic and ultrabasic rocks appear in three types. These are; chromite, sulphide and thrust zone mineralizations.

The chromite mineralizations are situated in the northern slopes of Ganzik Tepe (Hill). The mineralizations are within dunitic rocks and appear as a single lens shaped body. The microscopic study reveals that the mineral assemblage of the chromite mineralizations is chromite, pentlandite, millerite, heazlavadite, ilmenite and rutile. Chromite grains are subjected to tectonic strains and are fractured and broken. Fe mineral exsolution is extensive in the chromite grains. Microscopic work and evaluation of analytical values (as  $\text{MgO}/\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}/\text{Fe}$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) indicate that the chromite mineralizations are of Alpin Type and resulted from fractional crystallization.

The sulphide mineralizations appear as irregular veins within ultrabasic rocks. The dominant ore minerals are chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, magnetite and sphalerite. In lesser amounts pentlandite, linnaite, chromite and ilmenite are present. Secondary minerals are marcasite and limonite. The sulphide mineralizations exhibit replacement and exsolution textures extensively. Replacement textures are mostly related to chalcopyrite and in lesser extent to magnetite and pyrrhotite. The sulphide mineralizations show extensive exsolution textures; chalcopyrite from sphalerite, sphalerite from chalcopyrite, pyrrhotite from sphalerite and pentlandite from pyrrhotite are the most common exsolutions.

For the formations of the sulphide mineralizations several probabilities are investigated. The probable models are; hydrothermal vein type mineralization, mineralization due to serpentinization and magmatic segregation. The microscopic works and mineral assemblage a high temperature formation. Thus first two models seem not valid. The mineralizations, probably, formed as sulphide phase reacted with then partly crystallized silicate phase.

The thrust zone mineralizations were formed by hydrothermal solutions what were as a consequence of thrusting of Bitlis Metamorphics on Kulp Ophiolite.

**KEY WORDS :** Basic and ultrabasic rocks, ophiolite, chromite, podiform chromite, replacement, exsolution, Fe-Cu-Ni mineralizations



## ÖNSÖZ

" İslamköy ( Kulp- Diyarbakır) Yöresindeki Bazik ve Ultrabazik Kayaçlar İle İlişkili Cevherleşmeler "konulu bu çalışma F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsünde 1987 - 1993 yılları arasında yürütülen doktora çalışması kapsamında hazırlanmıştır.

Bu çalışma 1988 yaz aylarında bölgede jeolojik araştırmaların yapılması ile başlatılmış ve arazi çalışmaları 1989 yaz aylarında da devam ettirilmiştir. Daha sonra çalışmalar laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde devam ettirilmiştir.

Bölgedeki bazik ve ultrabazik kayaçların ve bunlarla ilişkili cevherleşmelerin; mineralojik, dokusal, kökensel ve ekonomik durumlarını belirlemeyi amaçlayan bu çalışma 1990 yılından itibaren F.Ü. Araştırma Fonu tarafından 37 nolu proje ile desteklenmiştir.

Bu çalışmanın her aşamasında değerli katkı ve önerileri ile beni yönlendiren hocam Sayın Doç. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU' na içtenlikle teşekkür ederim.

İnce kesitlerin polarizan mikroskopta incelenmesi, kayaç örneklerinin analizlerinin yapılması ve bu verilerin değerlendirilmesi sırasında yardımlarını esirgemeyen hocam Sayın Doç. Dr. A. Feyzi BİNGÖL' e teşekkür ederim

Cevher örneklerinin incelenmesi sırasında yardımcı olan ve beni yönlendiren Sayın Dr. Ahmet ÇAĞATAY' a teşekkür ederim.

Kayaç örneklerinin analizlerinin yapılmasında yardımlarını gördüğüm hocam Sayın Doç. Dr. İ.Erdal KEREY' e, krom örneklerinin analizlerinin yapılmasını sağlayan Kimya Yük. Müh. Sayın Ahmet DEMİRBAĞ' a teşekkür ederim.

İnce ve parlak kesitlerin yapılması sırasında yardımlarını gördüğüm bölümümüz ince kesit teknisyeni Fuat İstek' e, Tez ile ilgili çizimleri yapan bölümümüz teknik ressamı Dursun YILMAZ'a, arazi çalışmalarına benim ile birlikte katılan bölümümüz öğrencilerinden Mehmet DEMİREL'e (Jeo. Müh.) ve Refik ONAT'a (Jeo. Müh.) teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımların gördüğüm Kulp ilçesi kaymakamlığına ve İslamköy yöresi halkına, ayrıca bu çalışmada katkısı olan ve burada isimlerini belirtmediğim tüm kişi ve kuruluşlara teşekkür ederim.

Bu çalışmada bana manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen sevgili eşim Tülin' e ve sevgili kızım Ayşegül'e içtenlikle teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

|                                                              | <u>sayfa</u> |
|--------------------------------------------------------------|--------------|
| <b>1. GİRİŞ</b> .....                                        | <b>1</b>     |
| 1.1. Amaç.....                                               | 1            |
| 1.2. Çalışma Yöntemleri.....                                 | 1            |
| 1.3. Coğrafi Durum.....                                      | 2            |
| 1.4. Önceki Çalışmalar.....                                  | 5            |
| <b>2. GENEL JEOLJİ</b> .....                                 | <b>7</b>     |
| 2.1. Bitlis Metamorfizmaları.....                            | 7            |
| 2.2. Kulp Ofiyoliti.....                                     | 12           |
| 2.3. Lice Formasyonu.....                                    | 18           |
| <b>3. TEKTONİK</b> .....                                     | <b>21</b>    |
| 3.1. Bindirmeli Yapılar.....                                 | 22           |
| 3.2. Şistozite Eğim ve Doğrultuları.....                     | 22           |
| 3.3. Tabaka Eğim ve Doğrultuları.....                        | 22           |
| 3.4. Kırıklı ve Çatlaklı Yapılar.....                        | 24           |
| <b>4. PETROGRAFİ</b> .....                                   |              |
| 4.1. Bitlis Metamorfizmalarının Petrografik Özellikleri..... | 26           |
| 4.1.1. Gnays.....                                            | 26           |
| 4.1.2. Şist.....                                             | 27           |
| 4.1.3. Amfibolit Şist.....                                   | 29           |
| 4.2. Kulp Ofiyolitinin Petrografik Özellikleri.....          | 31           |
| 4.2.1. Tektonitler.....                                      | 33           |
| 4.2.2. Kümülatlar.....                                       | 35           |
| 4.2.3. Levha Dayk Karmaşığı.....                             | 40           |
| 4.2.4. Volkanik Kayaçlar.....                                | 43           |
| 4.2.5. Serpantinitleler.....                                 | 44           |
| <b>5. PETROLOJİ</b> .....                                    | <b>47</b>    |
| 5.1. Ana Element Kimyası.....                                | 47           |
| 5.2. İz Element Kimyası.....                                 | 51           |
| 5.3. Jeokimyasal Yorum.....                                  | 55           |

|                                                                   |            |
|-------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>6. BAZİK VE ULTRABAZİK KAYAÇLAR İLE İLİŞKİLİ CEHERLEŞMELER</b> |            |
| 6.1. Krom Cevherleşmesi.....                                      | 59         |
| 6.1.1. Saha Özellikleri.....                                      | 59         |
| 6.1.2. Mineralojik ve Dokusal Özellikler.....                     | 61         |
| 6.1.3. Krom Cevherleşmesinin Kimyasal Özellikler... ..            | 66         |
| 6.1.4. Krom Cevherleşmesinin Köken.....                           | 68         |
| 6.2. Sülfürlü Cevherleşmelerin Sülfürlü Cevherleşmeler.....       | 70         |
| 6.2.1. Saha Özellikleri.....                                      | 70         |
| 6.2.2. Mineralojik ve Dokusal Özellikler.....                     | 75         |
| 6.2.3. Sülfürlü Cevherleşmelerin Kimyasal Özellikler... ..        | 98         |
| 6.2.4. Köken.....                                                 | 103        |
| 6.3. Bindirme Zonundaki Cevherleşmeler.....                       | 104        |
| <b>7. EKONOMİK JEOLJİ.....</b>                                    | <b>107</b> |
| <b>8. SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....</b>                               | <b>109</b> |
| <b>9. KAYNAKLAR.....</b>                                          | <b>112</b> |

## ŞEKİLLER LİSTESİ

| Şekil no                                                                                            | sayfa no |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|
| Şekil. 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....                                              | 4        |
| Şekil. 2.1. Çalışma alanının Jeoloji haritası.....                                                  | 8        |
| Şekil. 2.2. İnceleme alanının tektonostratigrafik kesiti .....                                      | 9        |
| Şekil. 2.3. Bitlis Metamorfizmaları'ne ait şistlerin görünümü.....                                  | 10       |
| Şekil. 2.4. Bitlis Metamorfizmaları'ne ait amfibolit şistlerin görünümü.....                        | 11       |
| Şekil. 2.5. Bitlis Metamorfizmalarına ait mermerlerin Kevrikeviri<br>Tepe'deki görünümü.....        | 11       |
| Şekil. 2.6. Türkiye'de ofiyolitlerin dağılımını gösterir harita.....                                | 13       |
| Şekil. 2.7. Kulp Ofiyoliti'ne ait peridotitik kayalardaki serpantinleşmenin<br>görünümü.....        | 15       |
| Şekil. 2.8. Kulp Ofiyolitine ait tekil daykaların görünümü.....                                     | 16       |
| Şekil. 2.9. Kulp Ofiyolitine ait tekil daykaların görünümü.....                                     | 16       |
| Şekil. 2.10. Lice Formasyonu'nda görülen kumtaşı, şeyl, marn<br>ardalanması.....                    | 19       |
| Şekil. 2.11. Lice Formasyonu'na ait kumtaşı, şeyl, marn ardalanması.....                            | 19       |
| Şekil. 3.1 Çalışma alanının bölgesel tektonik içindeki konumu .....                                 | 21       |
| Şekil. 3.2. İnceleme alanındaki bindirmeli yapıların görünümü.....                                  | 23       |
| Şekil. 3.3. İnceleme alanındaki bindirmeli yapıların görünümü.....                                  | 24       |
| Şekil. 3.4. Kulp Ofiyolitine ait çatlakların doğrultularını gösteren gül<br>diyağramı.....          | 25       |
| Şekil. 4.1. Gnayslarda izlenen gözlü dokunun mikroskopta görünümü.....                              | 28       |
| Şekil. 4.2. Gnayslarda izlenen heterogranüler dokunun mikroskopta<br>görünümü.....                  | 28       |
| Şekil. 4.3. Granatlı kuvars mikaşistlerdeki granolepidoblastik dokunun<br>mikroskopta görünümü..... | 30       |
| Şekil. 4.4. Kuvars mikaşistlerin mikroskopta görünümü.....                                          | 30       |
| Şekil. 4.5. Amfibolit şistlerin mikroskopta görünümü.....                                           | 31       |
| Şekil. 4.6. Kulp Ofiyoliti'nin genelleştirilmiş kesiti.....                                         | 32       |
| Şekil. 4.7. Ofiyolit birimine ait lerzolit mikroskopta görünümü.....                                | 34       |
| Şekil. 4.8. Ofiyolit birimine ait harzburgitin mikroskopta görünümü.....                            | 36       |
| Şekil. 4.9. Dünit mikroskopta görünümü.....                                                         | 36       |

|                                                                                                                                   |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Şekil. 4.10. Websteritde izlenen mezokümülat dokunun mikroskopta görünümü.....                                                    | 38 |
| Şekil. 4.11. Ofiyolit birimine ait gabronun mikroskopta görünümü.....                                                             | 38 |
| Şekil. 4.12. Hornblendli gabronun mikroskopta görünümü.....                                                                       | 39 |
| Şekil. 4.13. Diyoritin mikroskopta görünümü.....                                                                                  | 41 |
| Şekil. 4.14. Diyoritlerdeki kahverengi hornblendin mikroskopta görünümü.....                                                      | 41 |
| Şekil. 4.15. Ofiyolit birimine ait diyabazlardaki intergranüler dokunun mikroskopta görünümü.....                                 | 42 |
| Şekil. 4.16. Ofiyolit birimine ait diyabazlardaki intersertal dokunun mikroskopta görünümü.....                                   | 42 |
| Şekil. 4.17. Bazaltlardaki vitroporfirik dokunun mikroskopta görünümü.....                                                        | 44 |
| Şekil. 4.18. Serpantin mineralinin mikroskopta görünümü.....                                                                      | 45 |
| Şekil. 4.19. Serpantinlerdeki lizardit ve krizotilin mikroskopta görünümü.....                                                    | 45 |
| Şekil. 5.1. Kulp Ofiyolitine ait kayaçlardaki ana ve iz elementlerin Ni, Cr, Sc - 100 Mg / (Mg + Fe) diyağramındaki dağılımı..... | 56 |
| Şekil. 5.2. Kulp Ofiyolitine ait kayaçlardaki ana ve iz elementlerin Ti, V, Cu - 100 Mg / (Mg + Fe) diyağramındaki dağılımı.....  | 57 |
| Şekil. 5.3. Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçlardaki Ti, V elementinin değişim diyağramındaki dağılımı.....                             | 58 |
| Şekil. 5.4. Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçlardaki $TiO_2$ , $P_2O_5$ elementinin değişim diyağramındaki dağılımı.....                | 58 |
| Şekil. 6.1. Krom cevherleşmesinin araziideki konumunu gösterir harita.....                                                        | 60 |
| Şekil. 6.2. Krom cevherleşmesinin araziideki görünümü.....                                                                        | 59 |
| Şekil. 6.3. Katakasma sonucu kromit kristallerindeki parçalanma ve uzamanın görünümü.....                                         | 62 |
| Şekil. 6.4. Kromitlerin kenarları boyunca hematite dönüşmelerin mikroskopta görünümü.....                                         | 63 |
| Şekil. 6.5. Kromitlerin çatlakları boyunca hematite dönüşmesi.....                                                                | 63 |
| Şekil. 6.6. Kromit cevherleşmesinde gang minerali içerisinde saçınımlı olarak görülen pentlandit minerali.....                    | 64 |
| Şekil. 6.7. Krom cevherleşmesi içerisinde görülen iri kristalli pentlandit minerali.....                                          | 65 |
| Şekil. 6.8. Krom cevherleşmesi içerisinde iğne şeklinde izlenen milleritin mikroskopta görünümü.....                              | 65 |
| Şekil. 6.9. Sülfürlü damarların konumlarını gösterir harita.....                                                                  | 71 |

|                                                                                                                     |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Şekil. 6.10. Gündöndü Mahallesi'nin 300 m KD' sundaki limonitleşmiş<br>cevrhli damarın görünümü.....                | 73 |
| Şekil. 6.11. Pinzor bölgesinde, ultrabazik kayaçların çatlaklarındaki<br>düzensiz cevherli damarların görünümü..... | 73 |
| Şekil. 6.12. Pinzor bölgesindeki limonitleşmiş cevher damarının<br>( 3 nolu damar) görünümü.....                    | 74 |
| Şekil. 6.13. Pinzor bölgesinde 4 nolu damarda pirotin mineralinin gör.....                                          | 74 |
| Şekil. 6.14. Kalkopiritler içerisinde görülen sfalerit yıldızları.....                                              | 76 |
| Şekil. 6.15. Kalkopiritler içerisinde görülen kar tanesi şeklindeki<br>sfalerit ayrılımları.....                    | 76 |
| Şekil. 6.16. Kalkopiritler içerisinde lameller şek. görülen sfalerit ayrılımları.....                               | 78 |
| Şekil. 6.17. Cevher minerallerinin ornattığı serpantinleşmiş piroksenlerin<br>polarizon mikroskopta görünümü.....   | 78 |
| Şekil. 6. 18. Kalkopiritlerin piroksenleri ornatması ve lamelli dokunun<br>mikroskopta görünümü.....                | 79 |
| Şekil. 6.19. Kalkopiritlerin silikatları ornatmasının mikroskopta görünümü.....                                     | 79 |
| Şekil. 6.20. Kalkopiritlerdeki ornatma dokusunun mikroskopta görünümü....                                           | 80 |
| Şekil. 6.21. Kalkopirit ve piritlerin oluştuğu mirmekitik dokunun<br>mikroskopta görünümü.....                      | 80 |
| Şekil. 6.22. Kalkopirit ve piritlerin oluşturduğu mirmekitik dokunun<br>mikroskopta görünümü.....                   | 81 |
| Şekil. 6.23. Kalkopirit ve manyetite kataklastik dokunun görünümü.....                                              | 81 |
| Şekil. 6.24. Kalkopirit ve pirotinlerde oluşan kırılma ve bükülmelerin<br>mikroskopta görünümü.....                 | 82 |
| Şekil. 6.25. Kalkopiritlerde oluşmuş izoklinal kıvrımların mikroskopta<br>görünümü.....                             | 82 |
| Şekil. 6.26. Kalkopiritlerde kırılma , bükülme ve kıvrımlanmaların<br>mikroskorta görünümü.....                     | 84 |
| Şekil. 6.27. Kataklastik piritlerin çatlaklarını dolduran pirotinlerin<br>mikroskopta görünümü.....                 | 85 |
| Şekil. 6.28. Pirotinlerin markasite dönüşmesi ile oluşan kuş gözü dokusunun<br>mikroskopta görünümü.....            | 85 |
| Şekil. 6.29. Pirotinlerin markasit ve limonite dönüşmesi.....                                                       | 86 |
| Şekil. 6.30. Pirit, manyetit ve pirotinin iç içe büyümesinin mikroskopta<br>görünümü.....                           | 86 |

|                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Şekil. 6.31. Kalkopiritler tarafından ornatılan iskelet şeklindeki piritlerin mikroskopta görünümü..... | 88  |
| Şekil. 6.32. Kalkopiritler tarafından ornatılan iskelet şeklindeki piritlerin mikroskopta görünümü..... | 88  |
| Şekil. 6.33. Keçemsi yüzeyli piritlerin mikroskopta görünümü.....                                       | 89  |
| Şekil. 6.34. Kolloidal dokulu piritlerin mikroskopta görünümü.....                                      | 89  |
| Şekil. 6.35. Çubuk şeklindeki manyetitlerin mikroskopta görünümü.....                                   | 91  |
| Şekil. 6.36. Öz şekilli manyetitlerin mikroskopta görünümü.....                                         | 91  |
| Şekil. 6.37. Muşketovit mineralinin kalkopirit içerisinde görünümü.....                                 | 92  |
| Şekil. 6.38. Sfalerit içerisinde kalkopirit ve pirotin ayrılımlarının gör.....                          | 93  |
| Şekil. 6.39. Sfaleritin kenarları boyunca izlenen pirotin ayrılımları.....                              | 93  |
| Şekil. 6.40. Pentlanditlerin kalkopirit ve pirotin ile ilişkisinin mikroskopta görünümü.....            | 95  |
| Şekil. 6.41. Linneit mineralinin mikroskopta görünümü.....                                              | 95  |
| Şekil. 6.42. Sülfürlü cevherleşmelerin çatlakları boyunca oluşmuş ikincil limonit damarları.....        | 96  |
| Şekil. 6.43. İlmenit kristalindeki ikizlenmenin mikroskopta görünümü.....                               | 97  |
| Şekil. 6.44. İlmenit mineralindeki kafes dokusunun mikroskopta görünümü.....                            | 97  |
| Şekil. 6.45. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Cu-Ni, Cu-Co ve Cu-Ni+Co değişim diyağramı.....     | 100 |
| Şekil. 6.46. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Zn-Ni, Zn-Co ve Zn-Ni+Co değişim diyağramı.....     | 101 |
| Şekil. 6.47. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Ni-Co değişim diyağ.....                            | 102 |
| Şekil. 6.48. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Cu-Zn değişim diyağ.....                            | 102 |
| Şekil. 6.49. Bindirme zonundaki piritli cevherleşmelerin görünümü.....                                  | 105 |
| Şekil. 6.50. Şistozite düzlemine yerleşmiş piritlerin mikroskopta gör.....                              | 105 |

**TABLolar LİSTESİ**

| <b>Tablo no</b>                                                                         | <b>sayfa no</b> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| <b>Tablo. 5.1. Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçların ana oksit içerikleri.....</b>           | <b>48</b>       |
| <b>Tablo. 5.2 Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçların iz element içerikleri.....</b>           | <b>52</b>       |
| <b>Tablo. 6.1. Kulp Ofiyoliti'ne ait krom örneklerin kimyasal analiz sonuçları.....</b> | <b>67</b>       |
| <b>Tablo. 6.2. Sülfürlü cevherleşmelere ait kimyasal analiz sonuçları.....</b>          | <b>99</b>       |



## EKLER LİSTESİ

Ek no

Ek. 1. İslamköy ( Kulp- Diyarbakır) yöresinin 1: 25.000 ölçekli  
jeoloji haritası



**SİMGELER**

**Bs :** Bastit  
**Cr :** Kromit  
**Cpx :** Klinopiroksen  
**Gr :** Granat  
**Jkk :** Kulp Ofiyoliti  
**K.horn :** Kahverengi hornblend  
**Kp :** Kalkopirit  
**Li :** Linneit  
**Lm :** Limonit  
**Mi :** Millerit  
**Mn :** Manyetit  
**Ms :** Muskovit  
**Ol :** Olivin  
**Opx :** Ortopiroksen  
**Q :** Kuvars  
**Plg :** Plajiyoklas  
**Pn :** Pentlandit  
**Pr :** Pirotin  
**Py :** Pirit  
**Pzb :** Bitlis Metamorfikleri  
**Sf :** Sfalerit  
**TI :** Lice Formasyonu  
**Y. horn :** Yeşil hornblend  
**T. N. :** Tek nikol  
**Ç. N.:** Çapraz n.kol

## 1. GİRİŞ

### 1.1. Amaç

"İslamköy (Kulp-Diyarbakır) Yöresindeki Bazik ve Ultrabazik Kayaçlar ile İlişkili Cevherleşmeler" konulu bu çalışmada; inceleme alanında görülen değişik litolojilerdeki kayaçların birbirleri ile olan ilişkilerinin belirlenmesi, cevherleşmeleri içerisinde bulunduran bazik ve ultrabazik kayaçların ayrıntılı incelenmesi, bu kayaçlar içerisinde yer alan cevherleşmelerin saha özellikleri, mineralojik ve dokusal özellikleri, jeokimyasal özellikleri, kökeni, geometrik özellikleri, nicel özellikleri ve tenörlerinin araştırılması ve bu cevherleşmelerin irdelenmesi amaçlanmıştır.

### 1.2. Çalışma Yöntemleri

Bu incelemenin gerçekleştirilmesinde aşağıdaki çalışma yöntemleri takip edilmiştir.

- Literatür çalışmaları
- Arazi çalışmaları
- Laboratuvar çalışmaları
- Verilerin değerlendirilmesi

Literatür çalışması; arazi çalışmalarından önce başlatılmış ve çalışmanın her aşamasında devam etmiştir. Bu çalışmayla inceleme alanında ve bölgesel ölçekte yapılan araştırmalar (bilimsel makale, rapor, kitap vb.) derlenmiştir. Ayrıca bölgede yer alan bazik ve ultrabazik kayaçlar, bu kayaçların içerisinde görülen cevherleşmeler yerli ve yabancı makaleler ile karşılaştırılarak birlikte tartışılmıştır.

Arazi çalışmaları İslamköy ( Kulp-Diyarbakır) bölgesindeki cevherleşmeleri içine alan yaklaşık 50 km<sup>2</sup> lik bir alanın 1:25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmış, bölgede yer alan stratigrafik birimlerin birbirleri ile olan dokunak ilişkileri ortaya çıkarılmıştır. İnceleme alanında görülen birimlere ait şistozite düzlemlerinin duruşu, tabaka eğim ve doğrultuları ve ultrabazik kayaçlara ait makaslama çatlaklarının doğrultuları ölçülerek bölgenin tektonik evrimi hakkında bilgi edinilmeye çalışılmıştır. Çalışma alanında görülen formasyonlarda (özellikle ultrabazik kayaçlar ve daha az olarak metamorfik kayaçlar) sistematik örnekler

derlenerek bunların makroskopik özellikleri saptanmıştır. Daha sonra ultrabazik kayalar içerisinde yer alan cevherleşmelerin konumları, geometrik şekilleri, yan kayalar ile olan ilişkileri incelenerek cevherli kütlelerden sistematik örnekler alınmıştır.

Araziden derlenen örneklerden 120 kadar ince kesit yapılarak polarizan mikroskopta incelenmiş, metamorfik kayaların, bazik ve ultrabazik kayaların ayrıntılı mineralojik ve dokusal özellikleri belirlenmiştir. Cevherli kütlelerden alınan örneklerden 150 kadar parlak kesit ve 20 adet ince parlak kesit yapılarak cevherli kütlelerin mineralojisi, dokusal özellikleri ve oluşum sıraları saptanmıştır.

İnceleme alanında yer alan bazik, ultrabazik kayaların jeokimyasal özelliklerini ve oluşum ortamlarını belirlemek amacı ile Edinburgh Üniversitesi (İngiltere) Jeokimya Laboratuvarlarında 15 adet örneğin ana oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. Analizi yapılacak örnekler önce öğütülerek pudra haline getirilmiştir. Daha sonra ana oksit analizleri için örnekler flax maddesi ile ergitilerek cam diskler hazırlanmıştır. İz element analizleri için ise preslenmiş toz pelletler kullanılmıştır. Hazırlanan bu örnekler X ışınları Floresans yöntemi ile analiz edilerek kayaların kimyasal özellikleri belirlenmiştir.

Yapılan çalışmalarda bölgede iki farklı kökende cevherleşmenin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Bunlar, krom cevherleşmesi ve sülfürlü cevherleşmelerdir.

Krom cevherleşmesinin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 10 adet örnek Elazığ Ferro-krom Tesislerinde X ışınları Floresans yöntemi ile analiz edilmiştir. Yapılan bu analizlerde preslenmiş toz pelletler kullanılmıştır.

Sülfürlü cevherleşmelerin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 15 adet örnekte Fe, Cu, Zn, Ni ve Co element içerikleri saptanmıştır. Örnekler Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarlarında Atomik Absorbsiyon yöntemi ile analiz edilmiştir.

Gerek arazi çalışmaları sırasında, gerek mikroskopik çalışmalarda ve gerekse de jeokimyasal çalışmalar sonucunda elde edilen veriler birlikte değerlendirilerek ilgili literatürler ışığında tartışılmıştır.

### 1.3. Coğrafik Durum

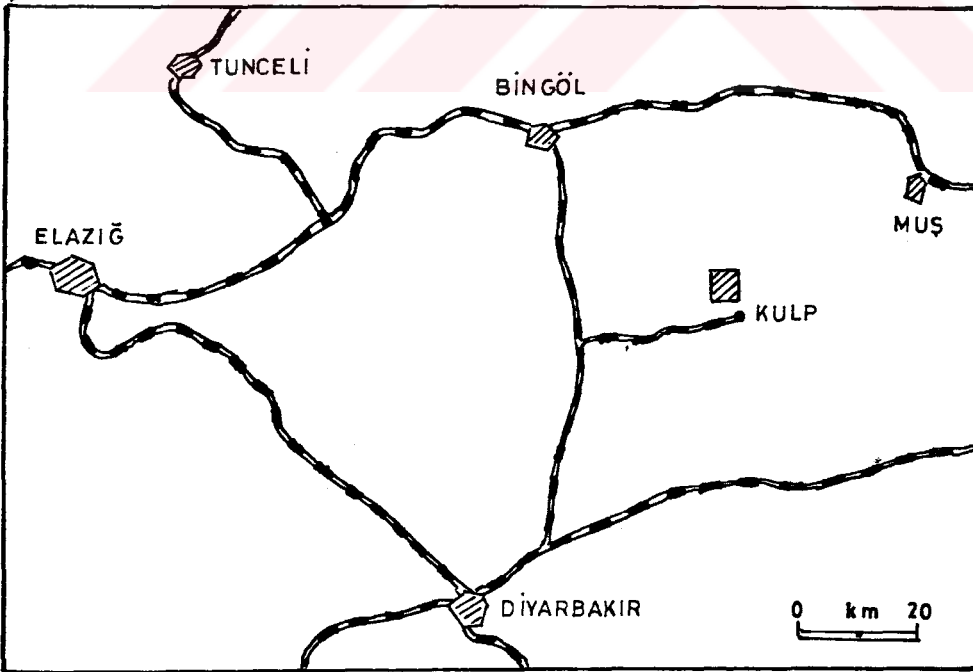
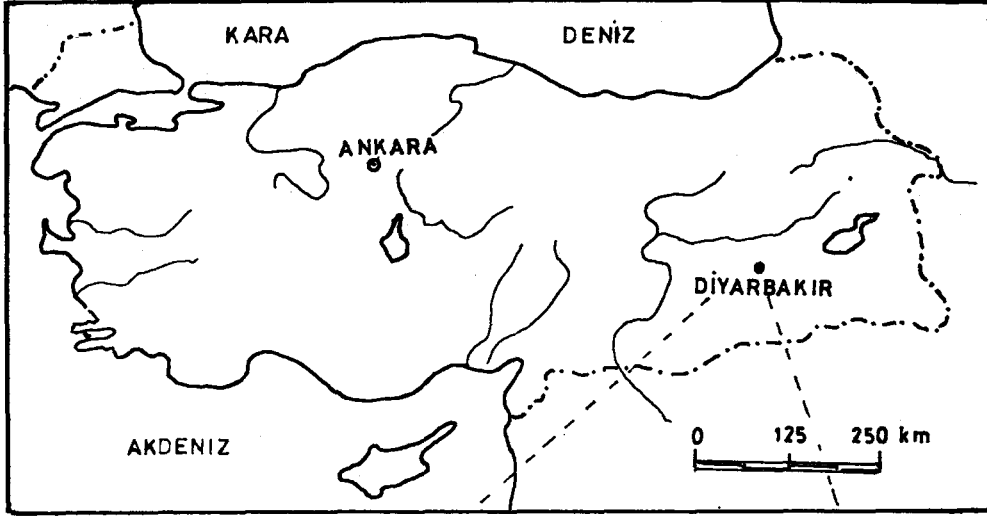
İnceleme alanı Diyarbakır ili Kulp ilçesinin yaklaşık 15 km kuzeydoğusunda yer alan İslamköy çevresini kapsamaktadır (Şekil. 1.1). Çalışma alanındaki en önemli yerleşim merkezi İslamköy'dir. Akın Mah., Gündoğdu Mah., Tur Mah., Günaçar Mah., Kalecik Mah. ve Şavat Komu diğer yerleşim birimleridir.

İnceleme alanının güney kısımları az engebeli ve düşük rakımlarda bulunurken, kuzeye doğru gittikçe arazinin rakımı artmakta ve arazi engebeli bir görünüm kazanmaktadır. Çalışma alanında görülen önemli tepe ve dağlar; Magalgarz Tepe (1828), Dalemahmut Tepe, Milidarın Tepe (1609), Diyamirga Tepe (2092), Pijdanik Tepe, Ganzik Tepe, Gezmola Tepe, Kevrikevir Tepe, Komisi Tepe (1969), eraş Tepe (1383), Cevilen Tepe (1099) ve Gaban Tepe'dir.

İnceleme alanında görülen en önemli akarsular; Zinvar Dere, Ahdat Dere, Gona Dere, Hasi Dere ve Cemgeldan ayıdır.

Bölge bitki örtüsü bakımından fakir olup kurak iklim hüküm sürmektedir. Yöre halkı geçimini tarım ve hayvancılıktan sağlamaktadır.





Şekil. 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası.

#### 1.4. Önceki Çalışmalar

Bu çalışmaya konu olan İslamköy ( Kulp- Diyarbakı) yöresindeki cevherleşmeler ve bu cevherleşmelerin içinde bulunduğu ultrabazik ve bazik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri hakkında daha önce herhangi bir çalışma yapılmamıştır. İnceleme alanını içine alan ilk çalışma Genç, (1977) tarafından yapılmıştır. Genç, daha sonra (1981, 1982, 1983, 1984) bölgedeki kayaçların tektonik özellikleri metamorfizması ve sedimenter birimin çökeltme ortamı üzerine çalışmalar yapmıştır.

Ancak çalışma alanı Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden birisi olan Kenar Kıvrımları Kuşağı ( Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ) üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle bölgesel ölçekte birçok araştıma yapılmıştır. Özkaya (1975), Sungurlu ( 1979a, 1979b), Perinçek ( 1979a, 1979b, 1981), Yalçın (1985), Şengör (1983) yaptıkları çalışmada bölgenin tektonik evrimine açıklık getirmişlerdir. Ayrıca inceleme alanında da görülen ve Türkiye'nin önemli metamorfik masiflerinden biri olan Bitlis metamorfikleri üzerinde çeşitli araştırmalar yapılmıştır. Bu birim üzerine çalışma yapan araştırmacılar; Baştuğ (1976), Boray (1976), Helvacı (1983), Perinçek (1980) metamorfik kayaçların stratigrafik petrografik ve yapısal özelliklerini ortaya çıkarmışlardır.

Genç (1981), Lice- Kulp yöresinde Bitlis Masifi üzerine yaptığı çalışmada buradaki kayaçların mikaşist, gnays, amfibolit ve mermerlerden meydana geldiğini ve bu kayaçların amfibolit fasiyesi ve yeşilşist fasiyesinde metamorfize olduklarını belirtmektedir.

Genç (1982), Lice-Kulp yöresinde kıvrım analizleri üzerine yaptığı çalışmada bölgede polifaz metamorfizmanın etkin olması nedeni ile konumları farklı kıvrım kuşaklarının meydana geldiğini ve saha ve stereografik analiz sonuçlarını dikkate alarak esas kıvrımlanma yönlerinin KD ve KB olduğunu belirtmiştir.

Yazar, bölgede görülen magmatik kayaçların içerisinde bulunan spilitlerin miyosen fosili içeren tortular ile aralanma gösterdiğini ve bu nedenle magmatik kayaçların Miyosen yaşlı olduklarını kabul etmektedir.

Genç (1983) Lice- Kulp yöresinde Miyosen yaşlı sedimenter kayaçlar üzerine yaptığı çalışmada, bu kayaçların hem fliş hem de trübüdit özellikler gösterdiğini ve ortamlara özgü Alg ve Globigerina fosilleri içerdiğini belirtmektedir.

Genç (1984) yaptığı çalışmada Bitlis Masifi'nin güney kenarında ( Lice-Kulp) metamorfizma deformasyon ilişkilerini incelemiştir. Yazar, Permian yaşlı

kayaçların Permiyen öncesi kayaçlar üzerine açısal uyumsuzlukla geldiğini ve temel kayaçların en az iki kez metamorfizmaya uğrayarak polifaz metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir. Araştırmacı Miyosen sonunda ikinci bir metamorfizmanın meydana geldiğini ve düşük dereceli ( yeşilşist fasiyesi ) metamorfizma ile bölgedeki kayaçların geniş ölçüde bozuştuklarını belirtmiştir.



## 2. GENEL JEOLoji

İnceleme alanında üç değişik birim bulunmaktadır. Bunlar; Paleozoik yaşlı Bitlis Metamorfittleri, Jura-Kretase yaşlı Kulp Ofiyoliti ve Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu'dur (Şekil.2.1,2.2,Ek.1). Çalışma alanının Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer alması nedeni ile bu birimler birbirleri ile tamamen tektonik ilişkili bir konum sunarlar.

### 2.1. Bitlis Metamorfittleri (Masifi)

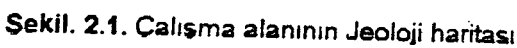
Bitlis Masifi terimi Türkiye'nin Güneydoğu'sunda bulunan metamorfik kayaç topluluğu için kullanılmaktadır. Bu masif genel olarak KB-GD doğrultulu olup yaklaşık 300 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde bir kuşak oluşturmaktadır (Boray, 1976).

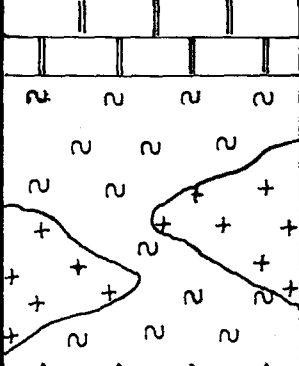
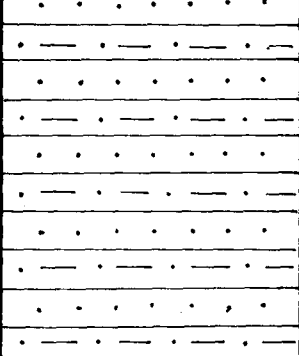
İnceleme alanının kuzeyinde geniş bir yayılıma sahip olan bu birim şist, amfibolit şist, gnays ve mermer gibi kayaçlarla temsil olunur. Bu çalışmanın temel amacı bölgede bulunan bazik ve ultrabazik kayaçlar ve bunlar ile ilişkili cevherleşmelerin incelenmesi olduğundan bölgenin jeolojik haritası yapılırken bu birimler ayrı ayrı haritalanmamış topluluk bütünüyle Bitlis Metamorfittleri olarak haritalanmıştır.

Çalışma alanındaki en yaşlı birim olan Bitlis Metamorfittleri; çoğunlukla Jura-Kretase yaşlı bazik ve ultrabazik kayaçlar üzerine yer yer de Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu üzerine tektonik dokunakla gelmektedir.

Şistler metamorfik kayaçlar içerisinde en fazla izlenen kayaç grubudur ve açık sarı, krem veya beyaz renklerde izlenmektedir. Bunlar üzerine yapılan arazi gözlemlerinde kuvars, mika ve granat mineralleri saptanmıştır. Granatların boyu 1-2 mm ile 1 cm arasında değişmektedir. Şistlerde şistozite düzlemi belirgin olarak izlenmektedir (Şekil.2.3). Çalışma alanının Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde olması nedeni ile şistlerin doğrultu ve eğimlerinde bazı değişiklikler izlenmekle birlikte, genel olarak KD-GB doğrultulu ve 20-25° ile KB' ya eğimlidirler.

Gnayslar; Bitlis Masifi içerisinde şistlere göre daha az olarak temsil edilirler. Bunlar inceleme alanının değişik bölgelerinde şistler içerisinde açık renkli kütleler şeklinde görülmektedir. Gnayslarda izlenen mineraller en fazla feldspat, kuvars, mika ( biyotit ve muskovit) ve granat mineralleridir. Gnayslarda şistozite düzlemi şistlere göre daha belirsiz olup bazı yerlerde de hiç görülmemektedir.



| ZAMAN      | DEVİR              | FORMASY.             | SİMGE | LİTOLOJİ                                                                            | AÇIKLAMALAR                                                                                                                                    |
|------------|--------------------|----------------------|-------|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| PALEOZOYİK | DEVONİYEN-PERMIYEN | BİTLİS METAMORFİTERİ | Pzbm  |    | Mermer<br>Kuvars, mikaşist, gnays,<br>amfibolit şist.                                                                                          |
| MESOZOYİK  | JURA - KRETASE     | KULP OFİYOLİTİ       | Jkk   |   | Bazalt<br>Diyabaz<br>Kuvarslı diyorit, diyorit<br>Gabbro, tekil dayk<br>Piroksenit Websterit<br>Podiform kromit<br>Dünit, harzburgit, lervorit |
| SENOZOYİK  | ALT MİYOSEN        | LİCE FORMASYONU      | Tİ    |  | İnce tabakalı<br>kumtaşı, şeyl, marn<br>ardalanması                                                                                            |

Şekil. 2.2. İnceleme alanının tektonostratigrafik kesiti (ölçeksiz).



**Şekil. 2.3.** Bitlis Metamorfittleri'ne ait şistlerin görünümü. Hıdır Komu'nun 250 m kuzeyi. Bakış yönü batıya doğrudur.

Amfibolit şistler; metamorfik birim içerisinde çok az olarak rastlanan bu kayalar Pijdanik Tepe'nin yaklaşık 500 m kuzeyinde izlenmektedir. Arazide koyu bir renk tonuna sahip olan amfibolit şistler bu özelliği ile metamorfik birimin diğer kayalarından kolayca ayırt edilebilmektedir. Bu kayalarda amfibol ve feldspat mineralleri saptanmıştır. Amfibolit şistlerde şistozite düzlemi iyi gelişmiştir ve kuzeye doğru eğimlidirler (Şekil.2.4 ).

Mermerler inceleme alanında şistlerin üzerinde yer alır.. Bu kayalar Kevrikevîr Tepe civarında görülmekte ve aşınmaya karşı daha dayanıklı olduklarından şistler üzerinde sivri topoğrafyalar oluşturmaktadır (Şekil.2.5). Mermerler masif görümlü olup oldukça kırıklı ve çatlaklıdır. Arazide açık krem ve beyaz renkler sunan bu kayalarda yer yer breşleşmeler de görülmektedir.

Bitlis Metamorfittleri üzerine çalışma yapan araştırmacılar birime Devoniyen-Triyas arasında değişen yaşlar vermişlerdir. Boray (1976), yaptığı çalışmada Bitlis Masifi'nin Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Avnik (Bingöl) civarında çalışma yapan Helvacı (1983), metamorfik kayaları Alt ve Üst birlikler olarak ayırt etmiş ve bu kayaların Paleozoik yaşlı olduğunu belirtmiştir.



**Şekil. 2.4.** Bitlis Metamorfitleri'ne ait amfibolit şistlerin görünümü. Pijdanik Tepe'nin 500 m kuzeyi. Bakış yönü kuzeye doğrudur.



**Şekil.2.5.** Bitlis Metamorfitlerine ait mermerlerin Kevrikevır Tepe'deki görünümü. Bakış yönü doğuya doğrudur.

Genç (1981,1984), Lice -Kulp arasında yaptığı çalışmada Bitlis Masifi'nin gnays, kuvarsit, amfibolit ve mermerlerden meydana geldiğini ve bu metamorfik kayaların Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Perinçek (1980), yaptığı çalışmada Bitlis Metamorfitleri'ne ait metabazalt ve metadiyabazların Noriyen yaşlı sedimentler istifle birincil ilişkili ve Triyas yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Göncüoğlu ve Turhan (1984), Bitlis Metamorfitlerini Devoniyen Yaşlı Hizan Grubu ve Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı Mutki Grubu olarak ayırt etmiştir.

Bitlis Metamorfitleri üzerine yapılan bu çalışmalar dikkate alındığı zaman inceleme alanındaki metamorfitlerin şist, gnays, amfibolit şist ve mermerlerden meydana geldiği, Mesozoyik yaşlı volkanitleri içermediği görülmektedir. Helvacı 1983 tarafından Avnik bölgesinde alt ve üst birlikler olarak ayrılan kayaç grupları inceleme alanında da görülmektedir. Bu nedenle inceleme alanında görülen metamorfik kayaçların yaşı Paleozoyik (Devoniyen-Permien) olarak kabul edilmiştir.

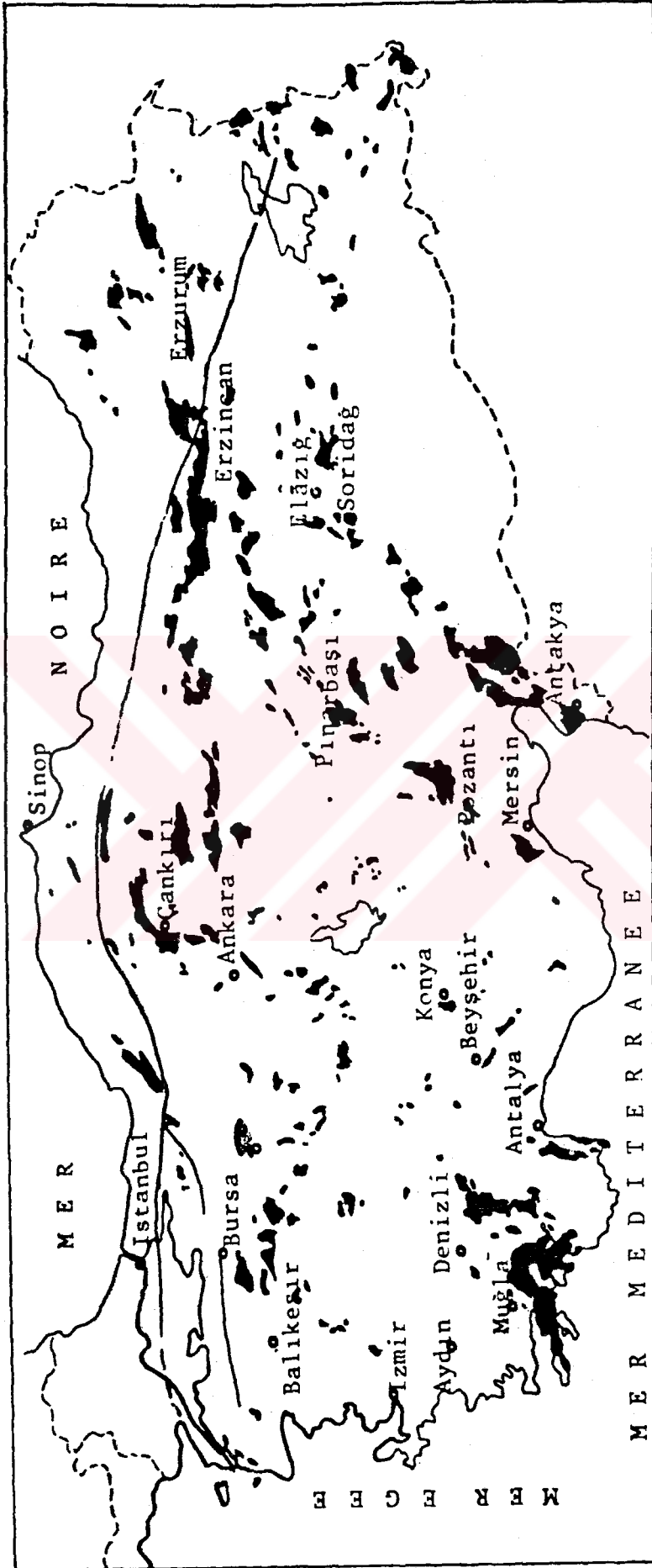
## 2.2. Kulp Ofiyoliti

Yaygın olarak okyanus ortası sırtlarda ve daha az olarak da yay gerisi havzalarda oluşan ofiyolitik seriye ait kayaçlar; peridotit, piroksenit, gabro, diyorit, diyabaz, bazalt ve bunlarla birlikte bulunan derin deniz sedimanlarından meydana gelmektedir (Penros Con. 1972, Coleman 1977). Bu kayaçlar topluluğunun çoğunlukla okyanus ortası sırtlarda oluşması nedeni ile yeryüzünde belli kuşaklar üzerinde yer almaktadır.

Ofiyolitler Türkiye'de oldukça yaygın olarak izlenen üç büyük kuşak üzerinde bulunmaktadır (Gansser 1959:Juteau' dan 1979). Bu kuşaklar Güneyden kuzeye doğru şu şekilde izlenmektedir (Şekil. 2.6 ).

- 1.Güney Kuşak: Bu kuşak Hatay'dan başlayıp Hakkari'ye kadar uzanmaktadır.
2. Orta veya Toros Kuşağı: Marmaris'ten Pozantı'ya kadar uzanan ofiyolitleri kapsamaktadır.
3. Kuzey Kuşak: Bu kuşakta ise Orhaheli'nden (Bursa) Erzurum'a kadar uzanan ofiyolitler yer almaktadır.

İnceleme alanında bulunan Kulp Ofiyoliti Güney Kuşak üzerinde bulunmaktadır. Bu kuşak üzerindeki ofiyolitler; Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti, Maraş (Türkoğlu-Doğanşehir) yöresindeki ofiyolit birimi, Ispendere (Malatya) Ofiyoliti, Koçali Ofiyoliti, Guleman (Elazığ) Ofiyoliti, Kulp (Diyarbakır) Ofiyoliti ve Gevaş (Van) Ofiyoliti'nden oluşmaktadır.



Şekil. 2.6. Türkiye'de ofiyolitterin dağılımını gösterir harita ( Juteau 1979).

Kulp bölgesinde yer alan ofiyolitler üzerine petroğrafik ve petrolojik amaçlı bir çalışma yapılmamıştır. Genç (1981,1984), Lice-Kulp arasında yaptığı çalışmada ofiyolitleri magmatik kayalar adı altında incelemiştir. Bu çalışmada ofiyoliti biriminin, tanımlama ve karşılaştırma açısından faydalı olacağı kanısıyla Kulp Ofiyoliti olarak adlandırılmasının uygun olacağı düşünülmüştür.

Bu kayalar inceleme alanında doğuda Arkatin Köyü ve Gündöndü Mahallesi arasında, batıda Marcin Tepe ile İslamköy arasında, kuzeyde ise Günaçar Mah., Ganzik Tepe ve Pijdanik Tepe civarında yer almaktadır (Ek.1)

Çalışma alanının yoğun tektonik olaylar etkisinde kalmış olması nedeni ile ideal ofiyolit istifini arazide tam olarak görmek mümkün olamamıştır. Bu kayalar kırıklı ve çatlaklı bir görünüm sunarlar. Tektonizma ve buna bağlı olarak alterasyonun fazla olması nedeni ile ofiyolit biriminin tabanını oluşturan peridotitik kayalarda yaygın olarak serpantinleşme gözlenmektedir. Serpantinleşmenin etkin olduğu bu kayalar koyu yeşil ve koyu gri renkler sunmaktadır. (Şekil.2.7). Alterasyonun etkili olduğu kısımlarda el örneklerinde mineralleri tanımak oldukça güçtür. Ancak bazı makro örneklerde piroksen kristalleri ayırt edilebilmektedir.

Olivin ve piroksen minerallerince zengin kayalar Gündöndü mahallesi ile Arkatin Köyü arasında ve İslamköy civarında yaygın olarak izlenmektedir.

Dünitler, Ganzik Tepe civarında görülmektedir ve bu kayalar çok altere olmuşlardır. Ancak arazide açık sarı renkte görülmesi nedeni ile ofiyolit biriminin diğer kayalarından ayırt edilebilmektedir. Dünitler, içerisinde podiform şekilli masif krom cevheri içermektedir. Ayrıca bu kayaların çatlakları boyunca çatlak doğrultusuna dik ince asbest damarları gelişmiştir.

Hornblendli gabrolar Şavat Komu'nun yaklaşık 250 m batısında yüzeylenirler ve peridotitik kayalara göre daha koyu renk tonuna sahiptirler.

Diyoritler inceleme alanında değişik yerlerde görülmekle birlikte yaygın olarak Akın Mahallesi'nin batısında izlenmektedir. Bu kayalarda alterasyonun daha az olması nedeni ile el örneklerinde mineralleri ayırt etmek mümkündür. Amfiboller koyu renkli ve prizmatik şekillidir. Bu minerallerin arasınıda ise plajiyoklas ve çok az olarak da kuvars mineralleri görülmektedir.

Diyabazlar tektonik parçalanmanın bir sonucu olarak arazide değişik yerlerde bulunmaktadır. Bu kayaç içerisinde çok küçük amfibol ve plajiyoklas kristalleri görülmektedir ve alterasyon yok denecek kadar azdır. Bu nedenle arazide diğer kayaç gruplarına göre daha dik bir topoğrafya sunarlar. Diyabazlar



**Şekil 2.7.** Kulp Ofiyoliti'ne ait peridotitik kayalardaki serpantinleşmenin yakından görünümü. Gündöndü Mahallesi' nin 300 m. doğusu. Bakış yönü güneye doğrudur. Bakış yönü GD' ya doğrudur.

20-30 metrelik bloklar şeklinde izlenmekte ve bu kayaların ofiyolit biriminin üst seviyelerini oluşturan levha dayk karmaşığına ait oldukları düşünülmektedir.

Volkanik kayalar inceleme alanında çok az olarak bulunmaktadır. Bu kayalara Pijdanik Tepe'nin yaklaşık 1 km batısında ve Çeraş Tepe'nin KD' sında rastlanmıştır. Koyu renkli hamur malzemesi içerisinde porfirik doku sunan iri plajiyoklas kristalleri görülmektedir.

Ofiyolit birimine ait kayalar açık renkli tekil dayklar tarafından kesilmiştir ve damarların kalınlığı 10-50 cm arasında değişmektedir (Şekil 2.8, 2.9 ).

İnceleme alanında yer alan Kulp Ofiyoliti'nin yaşı ve oluşum ortamı hakkında daha doğru bir sonuca varabilmek için, bu kayalar Güney Kuşak üzerinde yer alan diğer ofiyolit toplulukları ile karşılaştırılmış ve birlikte irdelenmiştir.

Şengör (1983), Bölgede Triyas'ta Okyanusal bir riftleşme döneminin başladığını ve Jura-Kretase'de bölgede yer alan ofiyolitlerin oluştuğunu belirtmektedir.

Bu kuşağın en batısında Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti yer alır. Bu birim üzerinde çalışma yapan Erendil (1984), ofiyolit biriminin Kampaniyen-Meastrihtiyen 'de Arap Platformunun kuzeybatısına yerleştiğini belirtmiştir.



Şekil.2.8. Kulp Ofiyolitine ait tekil dayklann görünümü. Ganzik Tepe'nin 350 m kuzeyi. Bakış yönü batıya doğrudur.



Şekil.2.9. Kulp Ofiyolitine ait tekil daykların görünümü. Akın Mahallesi'nin 100 m güneybatısı. Bakış yönü batıya doğrudur.

Kısakürek (1988), K. Maraş-Türkoğlu arasında yaptığı çalışmada bölgede görülen ofiyolitik seriye ait kayaçların Jura- Üst Kretase'de kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini belirtmektedir.

Afşin-Elbistan civarında çalışma yapan Perinçek ve Kozlu (1984), ofiyolitlerin Jura-Alt Kretasede kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini belirtmişlerdir.

Yazgan (1984), Ispendere-Kömürhan metaofiyolitleri üzerine yaptığı çalışmada bu kayaçların Guleman Ofiyoliti'nin batı uzantısı olduğunu ve Üst Kampaniyen- Alt Maastrihtiyen yaşlı fliš tarafından örtüldüğünü belirtmektedir. Araştırmacıya göre bu ofiyolitler Kampaniyen veya daha önce Pütürge Metamorfikleri üzerine yerleşmiş ve bugünkü tektonik konumlarını Alt Miyosen sonrası sıkışma esnasında almışlardır.

Beyarslan (1991) ve Beyarslan ve Bingöl (1992), Ispendere Ofiyoliti üzerine yaptıkları çalışmalarda bu birimin oluşum yaşının Jura-Alt Kretase olduğunu, Üst Kretase sonunda kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini ve Alt Miyosen sonrası başlayan Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ile bugünkü konumlarını aldıklarını belirtmektedirler.

Bu kuşak üzerinde yer alan Koçali Kompleksi üzerine çalışma yapan Perinçek (1979), ofiyolitik seri kayaçların yerleşmelerinden sonra Kampaniyen yaşlı Kastel Formasyonu tarafından örtüldüğünü ve bu nedenle birimin yerleşme yaşının Üst Jura- Alt Kretase olduğunu belirtmektedir.

Güney Kuşak üzerinde yer alan ve önemli krom rezervine sahip olan Guleman Ofiyolitleri üzerine çok sayıda araştırma yapılmıştır. Özkaya (1978), yaptığı çalışmada bölgedeki ultrabazik kayaçların Hazar Formasyonu'na ait konglomeraları tarafından örtüldüğünü, bu nedenle ultrabazik kayaçların Hazar Formasyonu'ndan yaşlı olduğunu belirtmektedir. Yazar, Hazar Formasyonu'nun alt biriminin Maastrihtiyen yaşlı olduğunu ve ultrabazik kayaçların Kretase veya daha yaşlı olması gerektiğini belirtmektedir. Erdoğan (1982), Özkan ve Öztunalı (1984) ve Bingöl (1986) yaptığı çalışmalarda ; Guleman Ofiyolitlerinin Jura-Alt Kretase yaşlı olduğunu belirtmektedirler.

İnceleme alanındaki ofiyolit birimi üzerine petroğrafik ve jeokimyasal amaçlı çalışma yapılmamıştır. Bölgede çalışma yapan Genç (1981, 1982, 1983, 1984), serpantin, spilit, dolerit ve tonalitten meydana gelen magmatik kayaçların Miyosen yaşlı tortul kayaçlar ile iç içe izlendiğini ve nedenle çalışma alanındaki magmatik kayaçların Tersiyer yaşlı olduğunu kabul etmektedir.

Yılmaz vd. (1981), Van civarında yaptıkları çalışmada Gevaş Ofiyoliti'nin içerisinde bol fosilli sığ denizel karbonat kırıntılarından meydana gelen egzotik blokların bulunduğunu ve bu blokların Üst Kretase fosili içerdiğini belirtmektedir.

Çağlayan vd. (1984), Van Gölü'nün güneyinde yaptıkları çalışmada Gevaş Ofiyolit'i'nin, ofiyolit çakılları içeren Maastrichtiyen yaşlı konglomeralar tarafından örtüldüğünü ve ofiyolit biriminin Maastrichtiyen'den daha yaşlı olduğunu belirtmektedirler.

İnceleme alanını da içine alan Güney Kuşak üzerindeki ofiyolitik seri kayaçlar da çalışma yapan araştırmacılar, ofiyolitlerin yerleşim yaşının Jura-Kretase olduğunu belirtmektedirler.

Lice-Kulp arasında çalışma yapan Genç (1981, 1982, 1983, 1984), ise bölgede yer alan magmatik kayaçların Miyosen yaşlı olduklarını belirtmektedir.

Levha tektoniği Kuramına göre (Penrose con. 1972, Coleman 1977) ofiyolitler yaygın olarak açılma zonlarında oluşmaktadır.

Güneydoğu Anadolu'nun jeotektotik evrimi incelendiğinde (Şengör,1983), okyanusal açılma evresinin genel olarak Mesozoyik'te geliştiğini ve Kretase başından itibaren sıkışma rejiminin başladığı ve Tersiyer başlangıcında okyanusun kapandığı kabul edilmektedir. Ancak sıkışma rejimi günümüz de devam etmektedir. Arazide yapılan incelemelerde birimlerin birbirleri ile tektonik ilişkili olması ve ofiyolit'in yaşını belirlemekte kullanılacak verilerin olmaması nedeni ile Kulp Ofiyolitinin yerleşme yaşı, Güney Kuşak üzerinde bulunan diğer ofiyolit birimleri üzerinde yapılan çalışmalar da dikkate alınarak Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir.

### 2.3. Lice Formasyonu

Güneydoğu Anadolu'da geniş bir yayılım gösteren ve otokton olarak bulunan bu birim bölgede çalışma yapan bazı araştırmacılar tarafından (Özkaya, 1978, Perinçek, 1979a, 1979b) Lice Formasyonu, bazı araştırmacılar tarafından (Genç, 1981, 1982, 1983, 1984) ise Miyosen tortuları olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanının güneyinde küçük bir alanda yüzeyleyen bu birim kumtaşı, şeyl ve marn ardalanmasından oluşmuştur. Gri ve açık yeşil renkte görülen Lice Formasyonu, kumtaşlarının daha egemen olduğu kesimlerde açık sarı renkte izlenmektedir. Tabaka kalınlıkları yer yer değişmekle birlikte genellikle ince tabakalıdır ve kalınlıkları 5-10 cm arasında değişmektedir (Şekil.2.10, 2.11). Ergani ve Palu civarında çalışma yapan Perinçek (1979a, 1979b), bu birimin altta kireçtaşı ile başlayıp yukarı doğru kumtaşı, şeyl ardalanması ile devam ettiğini ve birimin kalınlığının Ergani civarında 1250 m.'ye kadar çıktığını belirtmektedir. Araştırmacı birimden derlediği



**Şekil.2.10.** Lice Formasyonu'nda görülen kumtaşı, şeyl, marn ardalanması. Gündöndü mahallesi'nin 300 m kuzey doğusu. Bakış yönü kuzeye doğrudur.



**Şekil. 2.11.** Lice Formasyonu'na ait kumtaşı, şeyl, marn ardalanması. Akın Mahallesi'nin 250 m güneyi. Bakış yönü güneybatıya doğrudur.

*Globigerina cf binainensis*  
*Globoquadrina cf debiscens*  
*Globigerinaides trilobus*  
*Heterostigina sp*  
*Miogypsinodes sp*  
*Miyogipsina sp*

fosillere göre formasyona Alt Miyosen yaşını vermiştir.

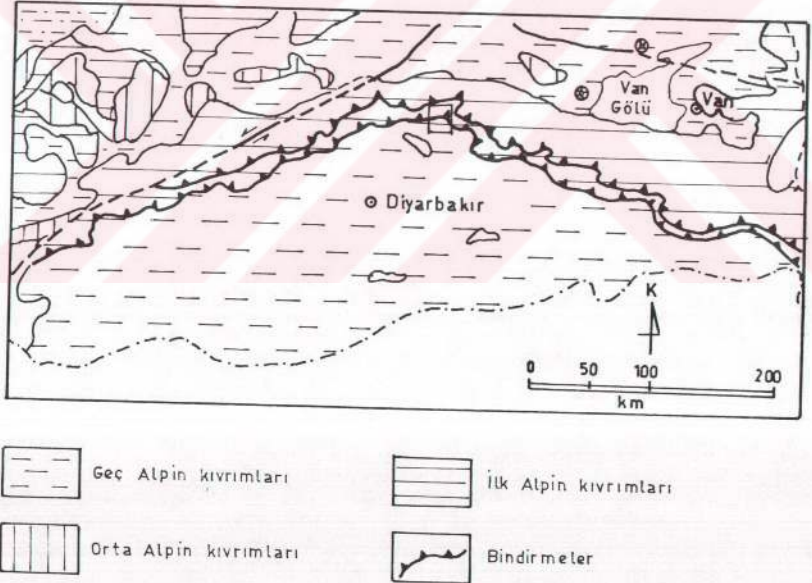
Özkaya (1978), yaptığı çalışmada bu formasyonun Ergani'nin güneyinde daha çok kaba kumtaşı olarak görüldüğünü, kuzeyde ise ince tabakalı kumtaşı arakatmanlı şeyl ve marn ardalanmasından oluştuğunu belirtmektedir. Yazar bu birimin fliş karakterinde derin denizel ortamda oluştuğunu ve içerdiği fosillere göre de Alt Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Genç (1983), Lice-Kulp arasında yaptığı çalışmada bu kayaçları Miyosen tortuları olarak adlandırmakta ve altı farklı formasyona ayırmaktadır. Bunlardan birisi olan Üçdamlar Formasyonunun hem fliş hem de türbiditik özellik gösterdiğini ve sığ denize ait Alg ve derin denize ait *Globigerina* fosilleri içerdiğini belirtmektedir. Araştırmacı sığ ortamdan derin ortama bir geçiş olduğunu belirtmektedir.

Bu çalışmada, bölgede yer alan Lice Formasyonu'nun sedimentolojik incelemesi yapılmadığından , bölgede çalışma yapan araştırmacıların görüşleri dikkate alınarak birimin fliş karakteri bulunduğu ve Alt Miyosen'de çöktüğü kabul edilmiştir.

### 3. TEKTONİK

Ketin (1966), yaptığı çalışmada Türkiye'yi dört tektonik birliğe ayırmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı'dır. Çalışma alanı bu birliklerden Kenar Kıvrımları Kuşağı üzerinde yer almaktadır(Şekil.3.1.). Bu nedenle bölgede görülen formasyonlarda kırıklı, çatlaklı ve bindirmeli yapılar yaygın olarak izlenmektedir. İnceleme alanında görülen bu formasyonların birbirleri ile tektonik ilişkili oldukları izlenmektedir. Çalışılan bölgenin küçük bir alanı kaplaması ve Türkiye'nin tektonik birliklerinden birinin üzerinde yer alması nedeni ile daha doğru yoruma varabilmek için, önce inceleme alanındaki tektonik unsurlar anlatılacak daha sonra elde edilen veriler bölgesel ölçekte değerlendirilecektir.



Şekil.3.1 Çalışma alanının bölgesel tektonik içindeki konumu (Ketin 1977' den).

### 3.1. Bindirmeli Yapılar

Bölgede iki değişik yaşlıa bindirme izlenmektedir. Bunlar; ofiyolitlerin Kretase'de Bitlis Metamorfileri üzerine itilmesi ile oluşan bindirmeli yapılar ve daha sonra bu birimlerin birlikte Alt Miyosen sonrasında Lice Formasyonu üzerine itilmesi ile oluşan bindirmeli yapılarıdır (Sungurlu, 1979 ve 1979b). Kretase'de oluşan bindirmeli yapılar; çalışma alanının kuzeyinde Günaçar Mahallesi, Şavat Komu, Ganzik Tepe ve Pijdanik Tepe civarında izlenmektedir. (Şekil. 3.2, 3.3). Burada Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçlar Bitlis Metamorfileri içerisinde tektonik dilimler şeklinde görülmektedir.

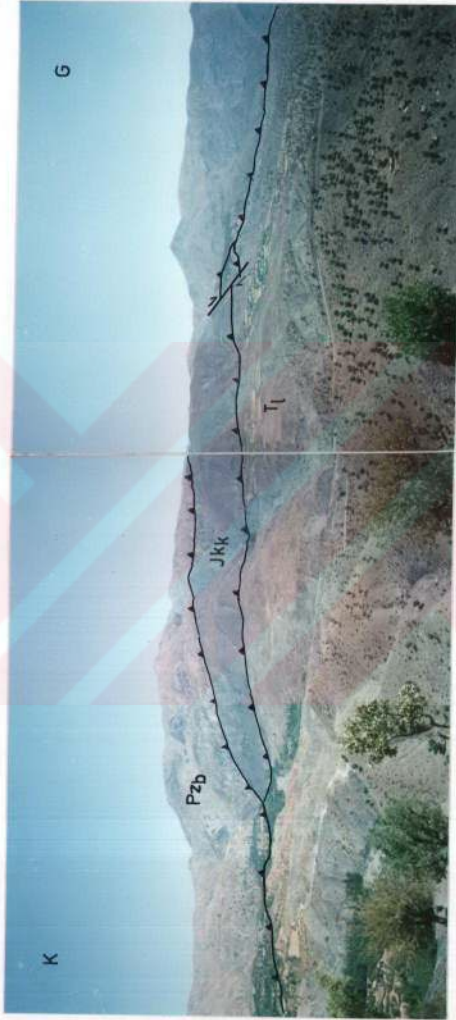
Alt Miyosen sonrası oluşan bindirmeli yapılar ise, inceleme alanının güneyinde Marcin Tepe'den başlayıp Akın Mahallesi'ne buradan Gündöndü Mahallesi ve Arkatin Köyü'ne kadar devam etmektedir. Burada bazen Kulp Ofiyoliti bazen de Bitlis Metamorfileri Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu üzerine itilmişlerdir.

### 3.2. Şistozite Eğim ve Doğrultuları

Bitlis Metamorfileri'ne ait şistler içerisinde şistozite düzlemi belirgin olarak izlenmektedir. Çalışma alanının tektonizmadan oldukça etkilenmiş olması nedeni ile şistozite düzlemlerinin eğim ve doğrultularında bazı farklılıklar görülmektedir. Ancak genel olarak değerlendirildiğinde yaklaşık KD-GB doğrultulu oldukları ve 25-40° ile KB'ya eğimli oldukları söylenebilir.

### 3.3. Tabaka Eğim ve Doğrultuları

Lice Formasyonu'na ait kayaçlarda tabakalanma iyi bir şekilde izlenmektedir. Tabakalar genellikle D-B doğrultulu ve K'ye eğimlidirler. Tabaka eğim açıları 25-30° arasında değişmektedir. Ancak Kulp Ofiyoliti ve Bitlis Metamorfileri ile dokunaklarında eğim açıları artmakta ve bazen de kırılmalar ve tabakalarda küçük ölçekli ters dönmeler görülmektedir.



**Şekil. 3.2.** İnceleme alanındaki bindirmeli yapıların görünümü. Bakış yönü Çeraş Tepesi'nden batıya doğrudur. Pzb: Bitlis Metamorfittleri, Jkk: Kulp Ofiyoliti, Tl: Lice Formasyonu



Şekil.3.3. İnceleme alanındaki bindirmeli yapıların görünümü. Pzb: Bitlis Metamorfitleri, Jkk: Kulp Ofiyoliti, Tl: Lice Formasyonu. Bakış yönü, Pinzor Sırt'ından batıya doğrudur.

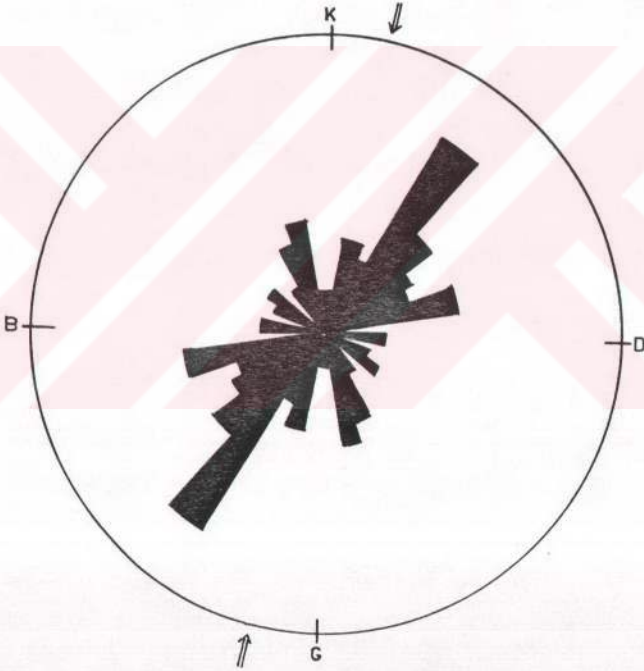
### 3.4. Kırıklı ve çatlaklı yapılar

İnceleme alanında Görülen Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçlar tektonizmadan yoğun şekilde etkilenmişlerdir. Bu kayaçlarda meydana gelen kırılma ve parçalanmalar nedeni ile arazi gözlemleri sırasında ofiyolit birimine ait kayaçların birbirleri ile olan ilişkileri tespit edilememiştir. Yine tektonizma nedeni ile Kulp Ofiyolitine ait kayaçlarda makaslama çatlakları gelişmiştir. Bu çatlakların doğrultuları ölçülerek gül diyağramları hazırlanmıştır (Şekil.3.4). Elde edilen gül diyağramında en büyük sıkışma kuvvetinin K 10° D doğrultulu olduğu ve inceleme alanının yaklaşık K-G doğrultulu bir sıkışma kuvvetin etkisinde kaldığı saptanmıştır.

Şengör (1983), Güney ve GD Anadolu'da Ladiniyen-Noriyen'de bir riftleşme döneminin ve Üst Jura-Alt Kretase'de Neotetis ofiyolitlerinin oluştuğunu belirtmektedir. Çoğu araştırmacılar, bölgede yer alan ofiyolitik seri kayaçların Kretase'de kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini belirtmektedirler (Sungurlu, 1979a, Şengör, 1983 ).

Orta -Üst Miyosen esnasında okyanus tamamen kapanmış ve Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Arabistan-Avrasya çarpışması başlamıştır (Özkaya, 1975, Baştuğ, 1976, Yalçın 1985, Sungurlu, 1979b, Perinçek ve Özkaya, 1981, Şengör, 1983). Bu çarpışma sonucu bölgede K-G doğrultusunda daralma, kıta kabuğunda bir kalınlaşma ve kuzeyden güneye doğru bindirmeler meydana (Şaroglu ve Yılmaz, 1987).

Çalışma alanında görülen tektonik yapılar, bölgesel ölçekteki yapılar ile değerlendirildiğinde ikisi arasında bir uyumluluk olduğu görülmektedir ve bölge yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma rejiminin etkisinde kalmıştır.



Şekil 3.4. Kulp Ofiyolitine ait çatlakların doğrultularını gösteren gül diyaqramı (115 ölçü kullanılmıştır).

#### 4. PETROGRAFI

##### 4.1 Bitlis Metamorfitlerinin Petrografik Özellikleri

Bitlis Metamorfitleri'ne ait kayaçların petrografik özelliklerini belirlemek amacı ile araziden alınan örneklerden laboratuvarında ince kesitler yapılarak polarizan mikroskopta ve bu kayaçların mineralojik ve dokusal özellikleri saptanmıştır. Bu incelemelerin sonuçlarına göre çalışma sahasında Bitlis Metamorfitlerinin ; gnays, mika şist, granatlı mika şist ve amfibolit şistlerden oluştuğu belirlenmiştir.

##### 4.1.1. Gnays

Arazide kirli sarı, beyaz ve krem renklerde izlenen ve şistozitenin fazla belirgin olmadığı bu kayaçlardan yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu; kuvars, feldspat, biyotit, muskovit, granat, kloritoid, apatit, klorit, serisit ve tremolit mineralleri saptanmıştır.

Feldspatlar, gnayslar içerisinde en çok izlenen mineraldir ve genellikle öz şekilsiz iri kristaller şeklinde bulunmaktadır. Bazı kristallerde tek yönde dilinimler izlenmektedir ve çok az olarak da albit ikizi görülmektedir. İri feldspat kristalleri içerisinde kuvars daha az olarak da muskovit kapantıları görülmektedir. Feldspatlar kayacın % 20' sinden daha fazlasını oluşturmaktadır.

Kuvarslar, öz şekilsiz olup tane boyları çok değişik olarak izlenmektedir. Feldspatlara göre kristal boyları daha küçüktür. İri kuvars kristallerinin kenarlarında basınç nedeni ile oluşmuş basınç gölgeleri bulunmaktadır.

Muskovitler, feldspat ve kuvarslar arasında uzamış kristaller şeklinde, yarı öz şekilli ve tek yönde dilinimlere sahiptir. Bu mineraller dilinim izlerine göre paralel sönme göstermektedirler.

Biyotitler muskovitlere göre daha az oranda izlenmektedir. Bu mineraller öz şekilsizdirler ve kahverengi ile açık sarı arasında değişen renklerde pleokroizma göstermektedirler. Biyotit ve muskovit minerallerinde tektonizma sırasında gelişmiş kırılma, bükülme ve mikrokıvrımlanmalar izlenmektedir.

Granatlar, çoğunlukla yarı öz şekilli bazen de öz şekilsizdirler ve genellikle etrafları muskovit ile çevrilmiş durumdadır. Granatlar helisitik kuvars kapantıları içermektedirler ve bazı kristallerde şistozite yönünde uzama göstermektedirler. Bu mineraller yüksek basınç şartları altında oluşan almandin türü granatlar olabilirler.

Apatit, feldspat ve kuvarslar içerisinde öz şekilli ve yarı öz şekilli küçük kristaller halinde izlenmektedir. Bu mineral kırılma indisinin yüksek olması ile diğer minerallerden ayırt edilmektedir.

Kloritoid, kırılma indisinin yüksek olması, yeşil renkte pleokroizma göstermesi, dilinimi ve paralel sönmesi ile ayırt edilmektedir. Bazı kloritoid minerallerinin mika mineralleri üzerinde gelişmiş olması bu minerallerin post tektonik olduğunu göstermektedir.

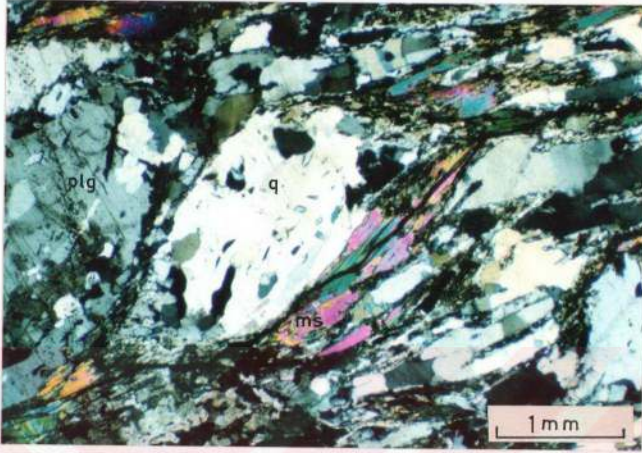
Gnayslar içerisinde ikincil mineraller olarak, feldspatların alterasyonu sonucu serisit, biyotitlerin alterasyonu sonucu oluşan klorit mineralleri izlenmektedir.

Gnayslardan yapılan ince kesitlerde değişik örneklerde farklı dokular belirlenmiştir. Bazı örneklerde şistozite belirgin olarak izlenirken diğer bazı örneklerde şistozite görülmemektedir. Şistozitenin görüldüğü örneklerde kuvars ve feldspat mineralleri yönelme göstermezken, mika mineralleri uzamış ve belli bir yönde dizilmiş olarak görülmektedir. Yönlenmenin belirgin olarak izlendiği kayaçlarda granolepidoblastik doku saptanmıştır. Bu örneklerde ayrıca gözlü doku da izlenmektedir. Burada iri kuvars kristallerinin etrafını mika mineralleri sarmıştır (Şekil. 4.1). Gnayslara ait bazı örneklerde ise yönelme görülmemektedir ve bu kayaçlarda farklı boy kristallerden oluşmuş heteroganüler doku saptanmıştır (Şekil.4.2) (Yardly, vd. 1990).

#### 4.1.2 Şist

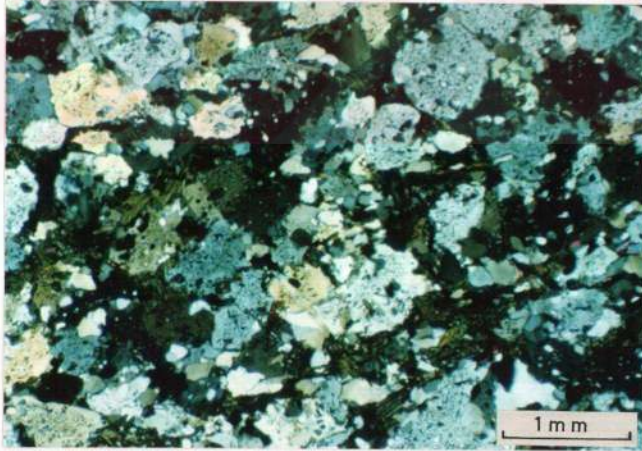
Şistler, arazide yönelmiş olarak izlenmektedir ve mika minerallerinde uzamalar görülmektedir. Mikroskopik incelemeler sonucunda şistler, içermiş oldukları minerallere göre kuvars muskovit şist, kuvars biyotit şist ve granatlı mika şist gibi alt gruplara ayrılmaktadır. Burada bu kayaçların petrografik özellikleri birlikte anlatılacaktır.

Kuvars, şistler içerisinde en çok izlenen mineraldir. Öz şekilsiz ve tane boyları genellikle küçüktür. Ancak bazı örneklerde az miktarda iri kristalli kuvars minerallerine de rastlanmıştır.



Şekil. 4.1. Gnayslarda izlenen gözlü dokunun mikroskopta görünümü.

q:kuvars, ms:muskovit, plg : plajiyoklas Ç.N.X 32



Şekil. 4.2. Gnayslarda izlenen heterogranüler dokunun mikraskopta görünümü.

Ç.N.X 32

Mikalar, şistler içerisinde kuvarslardan sonra en çok izlenen minerallerdir. Yarı öz şekilli ve öz şekilsiz uzamış kristaller halinde bulunmaktadır. Muskovitler, polarize ışıktaki renksiz ve tek yönde dilinimler göstermektedir. Biyotitler ise gnayslarda olduğu gibi kahverengi ve sarı renkler arasında değişen pleokroizma ve mikrokıvrımlanmalar göstermektedir.

Feldspatlar, bazı örneklerde % 10-15 civarında bulunmaktadır ve farklı boyda öz şekilsiz kristallerden oluşmuştur. Bu minerallerde ikizlenme saptanamamıştır.

Granatlar, öz şekilsiz veya yarı öz şekillidir ve farklı boylarda izlenmektedir. Bu mineraller içerisinde az miktarda kuvars kapantıları bulunmaktadır.

Şistler içerisinde az miktarda apatit ve sfen mineralleri de saptanmıştır.

Kloritler, biyotitlerin alterasyonu ile oluşmuş ikincil minerallerdir. Bu mineraller polarize ışıktaki açık yeşil renkte izlenmekte ve hafif bir pleokroizma göstermektedirler.

Şistlerde granolepidoblastik doku belirlenmiştir (Şekil. 4.3, 4.4). Burada kuvars ve feldspat minerallerinde belirgin bir yönelme görülmezken, mika minerallerinde uzama ve yönelmeler görülmektedir.

#### 4.1.3 Amfibolit şist

Amfibolit şistler, arazide koyu renklerde görülmektedir ve amfibol minerallerinde yönelme belirgin olarak izlenmektedir.

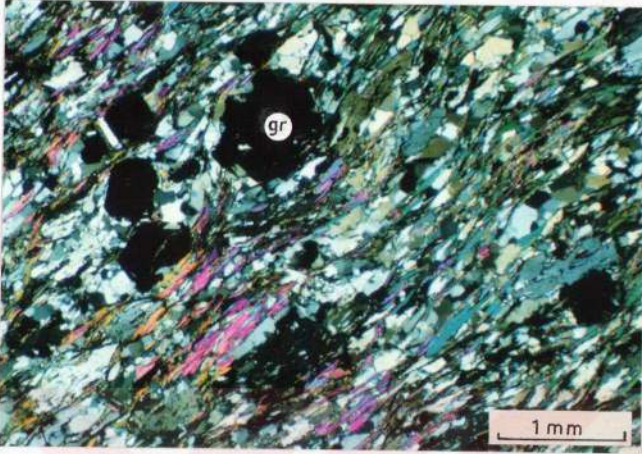
Mikroskopta yapılan çalışmalarda, amfibolit şistler içerisinde plajiyoklas, yeşil hornblend, az miktarda kuvars, sfen ve apatit mineralleri belirlenmiştir.

Yeşil hornblend, en çok izlenen mineraldir. Tek yönde, ve aralarındaki açı  $124^\circ$  olan dilinimler göstermektedir. Öz şekilsiz küçük kristaller halindedir ve koyu yeşilden açık yeşile değişen pleokroizma renkleri izlenmektedir.

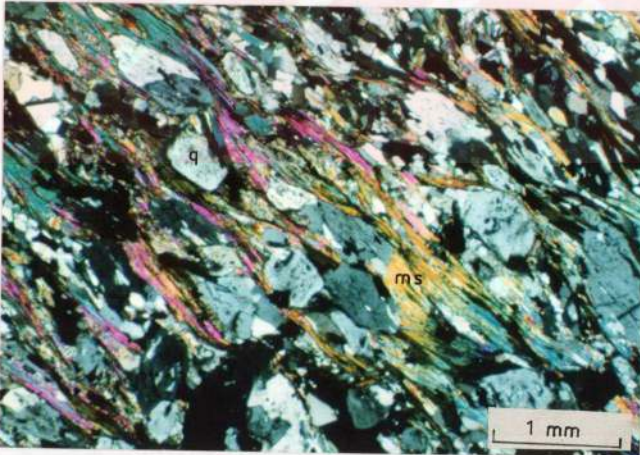
Plajiyoklaslar, öz şekilsiz küçük taneler şeklinde ve oldukça altere olmuş olarak görülmektedir.

Sfen, bol miktarda öz şekilsiz ve yarı öz şekilli olarak bulunmakta ve rombik dilinimler göstermektedir. Kırılma indisi çok yüksektir tek ve çift nikolde açık kahverenginde izlenmektedir.

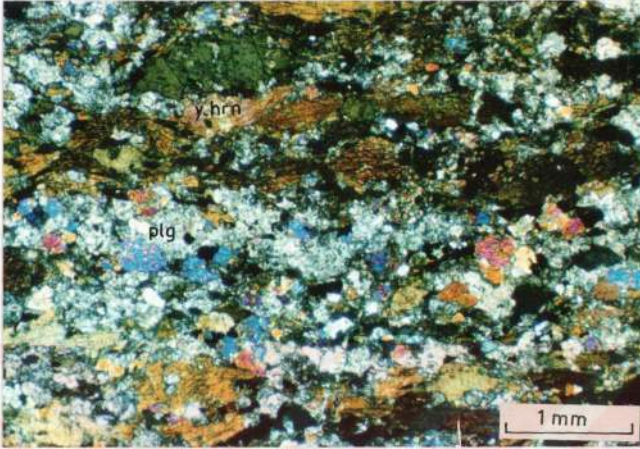
Ayrıca bu kayalarda çok az miktarda apatit mineralleride saptanmıştır. Amfibolit şistlerde, granonematoblastik doku görülmektedir. Yönelme gösteren amfibol minerallerinin arasında yönelme göstermeyen plajiyoklas mineralleri bulunmaktadır (Şekil. 4.5).



Şekil. 4.3. Granatlı kuvars mikaşistlerdeki granolepidoblastik dokunun mikroskopta görünümü. gr.granat, Ç.N.X 32



Şekil. 4.4. Kuvars mikaşistlerin mikroskopta görünümü. ms.muskovit, q:kuvars, Ç.N. X 32



Şekil. 4.5. Amfibolit şistlerin mikroskopta görünümü. y.hrn:yeşil hornblend, plg: plajiyoklas, Ç.N. X 32

#### 4.2 Kulp Ofiyolitinin Petrografik Özellikleri

Çalışma alanının Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer alması nedeni ile bölgede bulunan bazik ve ultrabazik kayalarda tektonizmanın etkisinden dolayı, serpantinleşme ve aşırı derecede alterasyon belirgin olarak izlenmektedir. Bu nedenle bu kayaları arazi çalışmaları sırasında farklı birimler olarak haritalamak mümkün olmamıştır. Ancak derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerin polarizan mikroskopta incelenmesi sonucu, çalışma alanında yüzeyleyen bazik ve ultrabazik kayaların bir ofiyolit istifinde bulunan kayalar olduğu belirlenmiştir.

Mikroskoptaki incelemeler sonucunda bölgedeki bazik ve ultrabazik kayaların; lerzolit, harzburgit, dünit, websterit, gabro, hornblendli gabro, diyorit, diyabaz ve bazaltlar olduğu saptanmıştır (Şekil.4.6 ).

Lertzolit, harzburgit ve dünit ofiyolit istifinin tabanını oluşturmaktadır. Dünitlerin ofiyolit birimi içerisinde tektonitlere mi yoksa kümülatlara mı ait olduğu kesin olarak belirlenememiştir. Fakat bu kayaların, peridotitik kayalar içerisinde yer alması ve bazı iri olivin kristallerinde tektonizma etkisi ile meydana

|                         |                                                                                      |                                                                         |
|-------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|
| VOLKANİK<br>KAYAÇLAR    | V V V<br>V V V<br>V V V<br>V V V                                                     | Bazalt                                                                  |
| LEVHA DAYK<br>KARMAŞIĞI |     | Diyabaz                                                                 |
| KÜMÜLATLAR              | d d d d<br>d d d d<br>d d d d<br>G G G G<br>G G G G<br>G G G G<br>W W W W<br>W W W W | Kuvarslı diyorit,<br>dyorit<br>Hornblendli gabro,<br>gabro<br>Websterit |
| TEKTONİTLER             | x x x x<br>x x x x<br>x x x x<br>x x x x<br>x x x x<br>x x x x                       | Podiform kromit<br>Dünit<br>Harzburgit<br>Lerzolit                      |

Şekil. 4.6. Kulp Ofiyoliti'nin genelleştirilmiş kesiti

gelen kristal içi kaymaları belirten kink-bantların görülmesi nedeni ile dünitler tektonitlere ait kayaçlar içerisinde incelenmiştir.

Websterit, gabro, hornblendli gabro, ve diyorit ofiyolit birimine ait kümülat grubu kayaçları oluşturmaktadır.

Diyabazlar, arazide alterasyondan daha az etkilenmesi nedeni ile kafalar şeklinde bulunmaktadır ve yaklaşık 20-30 m kalınlığa sahiptir. Bu nedenle diyabazların ofiyolit biriminin levha dayk karmaşığın bölümüne karşılık geldiği kabul edilmiştir.

Bazaltik kayaçlar ofiyolitik seri kayaçların en üst birimini oluşturmaktadır.

#### 4.2.1. Tektonitler

Tektonitler arazide koyu yeşil ve oluğa serpantinleşmiş olarak görülmektedir. İnceleme alanındaki tektonitleri oluşturan litolojik birimler arazide birbirinden ayrılamamıştır.

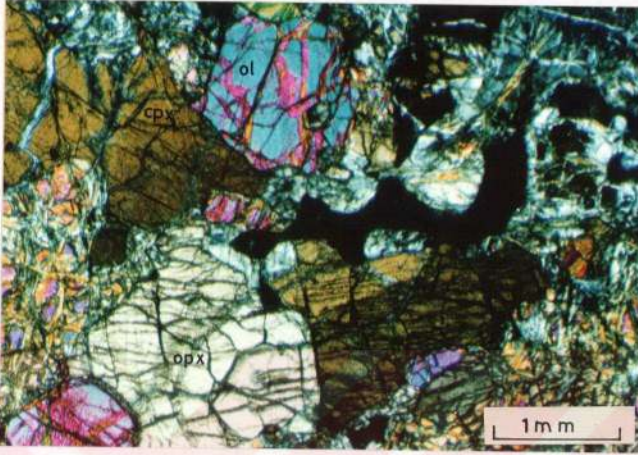
**Lerzolit:** Bu kayaç tektonitler içerisinde çok az olarak görülmektedir (yaklaşık %10-15 ) ve esas olarak olivin, ortopiroksen, klinopiroksenden oluşmuştur.

Olivin kayaç içerisinde en çok izlenen mineral olup tüm örneklerde % 50'nin üzerinde bulunmaktadır. Oldukça kırıklı ve çatlaklı görülen bu mineralde birçok yerde çatlaklar arasında serpantinleşme izlenmektedir ve bazen de küçük olivin kristalleri tamamen serpantin minerallerine dönüşmüşlerdir. Bazı olivin tanelerinde plastik deformasyondan dolayı oluşan kink-bantlar görülmektedir.

Ortopiroksen, olivinden sonra en çok izlenen mineraldir ve kayacın yaklaşık % 25-30'nu oluşturmaktadır. Genellikle öz şekilsiz olarak görülen bu mineral 110 yüzeyine paralel tek yönde iyi dilinimler göstermektedir. Girişim renkleri genellikle gridir fakat sarıya kadar değişmektedir. Bu mineraller dilinim izlerine göre paralel sönme göstermektedirler.

Klinopiroksenler, kayacın yaklaşık % 15-20'sini oluşturmaktadırlar. Öz şekilsiz olarak bulunan bu mineraller tek yönde birbirine paralel dilinimler göstermektedir ve dilinim izlerine göre yapılan ölçümde sönme açıları 25-32° arasında belirlenmiştir.

Bu kayaçlarda, alterasyondan dolayı olivin ve ortopiroksen minerallerinde serpantinleşme izlenmektedir. Ayrıca olivin ve piroksenlerin serpantinleşmesi sonucu demiroksitler açığa çıkmıştır. Bunlar serpantinleşmenin etkin olduğu kısımlarda belirgin olarak artmakta, çatlaklara uyumlu olarak izlenmektedir.



**Şekil. 4.7.** Ofiyolit birimine ait lerzolit'in mikroskopta görünümü. ol:olivine  
opx:ortopiroksen, cpx:klinopiroksen, Ç.N. X 32

Lertzolitler, porfiroklastik doku göstermektedirler (Şekil.4.7). Burada iki farklı olivin kristalleri görülmektedir. Bunlar; deforme olmuş büyük boy kristaller ve deforme olmamış eş boy taneli küçük kristallerdir (Boudier, 1976).

**Harzburgit:** Tektonitler içerisinde yaklaşık %50-60 civarında izlenen bu kayalar esas olarak olivin ve ortopiroksen minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil.4.8 ).

Olivin, harzburgitler içerisinde en fazla izlenen mineraldir ve kayacın % 65-70'ni oluşturmaktadır.Bu mineraller öz şekilsiz iri kristaller halinde bulunduğu gibi parçalanmış küçük taneler şeklinde de bulunmaktadır. Bazı iri olivin kristallerinde lerzolitlerde olduğu gibi plastik deformasyon izlerini gösteren kink-bantlar görülmektedir.

Ortopiroksenler öz şekilsiz ve yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır ve bazı kristallerde kırık ve çatlaklar görülmektedir. Bu minerallerde tek yönde dilinimler izlenmekte ve dilinim izlerine göre paralel sönme görülmektedir.

Klinopiroksenler, kayac içerisinde yaklaşık % 5 civarında izlenmektedir ve genellikle öz şekilsiz bazen de yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır. Ayrıca bazı örneklerde % 1-2 plajiyoklas ve kahverengi hornblend saptanmıştır.

Olivinlerde çoğunlukla çatlaklar boyunca bazen de tamamen serpantin minerallerine dönüşümler izlenmektedir. Oropiroksenlerde ise yer yer bastit psedömorflarına rastlanmıştır. Ayrıca serpantinleşme sırasında açığa çıkan ikincil demiroksit mineralleride saptanmıştır.

Harzburgitlerde, lerzolitlerde olduğu gibi iri porfiroklastik doku göstermektedir ve dokusal özellikleri lerzolitlere benzemektedir.

**Dünit:** Tektonitler içerisinde yaklaşık % 20-25 civarında bulunan bu kayalar, % 90'ın üzerinde olivin ve az miktarda da ortopiroksen ve klinopiroksen içermektedirler. Olivinler hem öz şekilsiz iri kristaller halinde hemde parçalanmış küçük kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil.4.9). İri olivin kristalleri plastik deformasyon izleri göstermektedir.

Dünitler içerisinde %3-5 oranında öz şekilsiz iri kristaller halinde ortopiroksenler de görülmektedir. Bu mineraller tek yönde gelişmiş dilinimlere ve aralarındaki açı 90° olan iki yönde dilinimlere sahiptir.

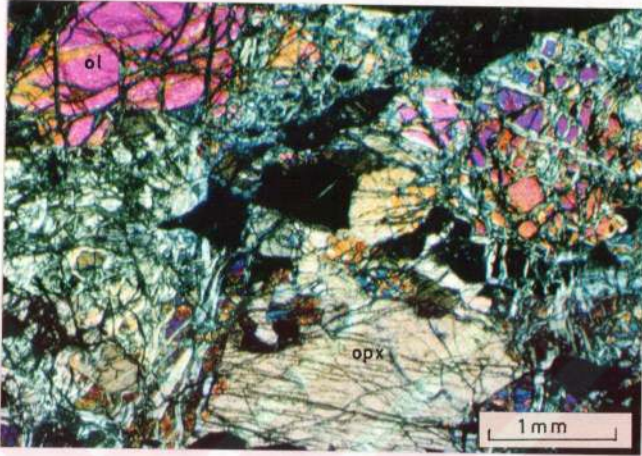
Dünitler içerisinde çok az oranda (yaklaşık %1) görülen klinopiroksenler; öz şekilsiz, tek yönde dilinimler göstermekte ve eğik sönmelidirler.

İkincil mineral olarak, olivinlerde serpantinleşme sonucu oluşan lizardit ve krizotil mineralleri, ortopiroksenlerde az miktarda bastitleşme ve ikincil demiroksitler görülmektedir.

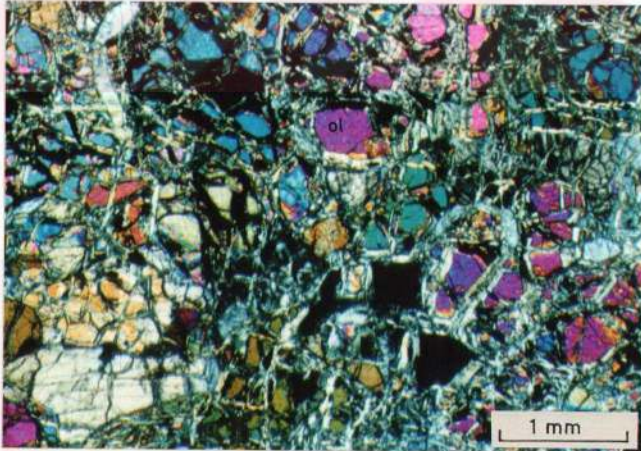
Dünitler içerisinde iki farklı boyda olivin kristallerinin bulunması, iri olivin kristallerinin kink-bant göstermesi bu kayadaki dokunun da iri porfiroklastik doku olduğunu göstermektedir.

#### 4.2.2. Kümülatlar

Kümülatlar, fraksiyonel kristalleşme ile oluşmuş ve birikmiş minerallerin oluşturduğu magmatik kayalardır. Burada tüm mineralleri birbirleri 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 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).



Şekil.4.8.Ofiyolit birimine ait harzburgitin mikroskopta görünümü.ol:olivine  
opx: ortopirosken, Ç.N. X 32



Şekil.4.9. Dünitin mikroskopta görünümü. ol:olivine, Ç.N. X 32

**Websterit:** Kümülatlar içerisinde az oranda bulunmaktadır. Ortopiroksen ve klinopiroksenlerden oluşan bu kayaçlar az oranda da plajiyoklas içermektedir (Şekil 4.10. ).

Ortopiroksenler; öz şekilsiz, iri kristalli tek yönde iyi gelişmiş ve çift yönde kötü gelişmiş dilinimlere sahiptir. Bu mineraller dilinim izlerine göre paralel sönme gösterirler.

Klinopiroksenler öz şekilsiz ve yarı öz şekillidir. Tek yönde ve iki yönde dilinimlere sahip olan bu mineralde az oranda polisentetik ikizlerde rastlanmıştır. Klinopiroksenlerin sönme açıları  $18-39^\circ$  arasında değişmektedir.

Piroksen mineralleri arasında az miktarda plajiyoklas mineralleri saptanmıştır. Ancak plajiyoklaslar aşırı derecede karbonatlaşmıştır.

Piroksenler yer yer uralitleşerek yeşil hornblend mineraline dönüşmüştür. Bu mineraller açık yeşil pleokroizma ve aralarındaki açı  $124^\circ$  olan dilinimler göstermektedir.

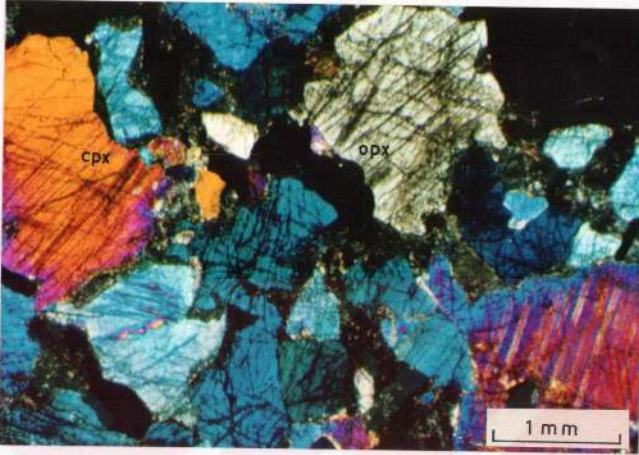
Bu kayaçlarda mezokümülat doku görülmektedir. Ortopiroksen ve klinopiroksen birinci evrede oluşan kümülüs mineralleri, bunların arasını dolduran plajiyoklaslar ise post kümülüs mineralleri oluşturmaktadır. Kümüülüs mineraller arasını dolduran plajiyoklaslar % 10-15 civarında bulunmaktadır. Kümüülüs mineraller arasındaki post kümülüs mineraller dikkate alındığında kayacın dokusunun mezokümülat doku olduğu söylenebilir (Bingöl, 1977).

**Gabro:** Bu kayaçların el örneklerine bakıldığında açık renkli plajiyoklas ve koyu renkli prizmatik piroksen mineralleri görülmektedir.

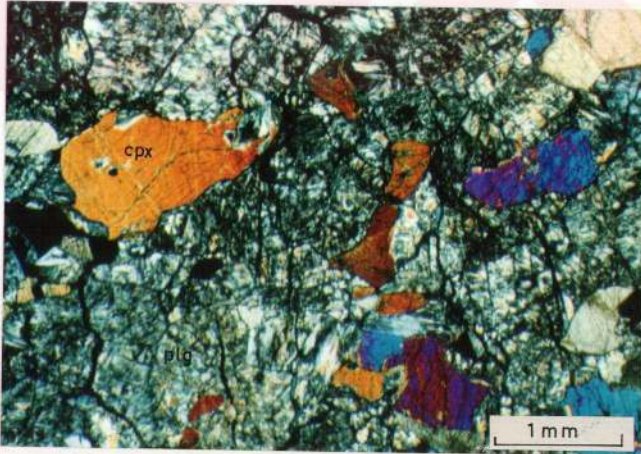
Mikroskopik incelemelerde piroksenler, öz şekilsiz olarak bulunmaktadır ve tek yönde dilinimlere sahiptir. Dilinim izlerine göre sönme açısı  $32-39^\circ$  arasında değişmektedir. Genellikle alterasyondan fazla etkilenmemiş olmasına rağmen bazı kristallerde talklaşma görülmektedir.

Plajiyoklaslarda alterasyon yaygın olarak izlenmektedir. Örneklerin çoğunda karbonatlaşma ve serisitleşmeden dolayı bu minerallere ait optik özellikler saptanamamıştır (Şekil. 4.11 ).

Bu kayaçta mineraller hem yarı öz şekilli hemde öz şekilsiz olarak bulunmaktadır ve gabrolarda subhedral granüler doku görülmektedir.



Şekil. 4.10. Websteritte izlenen mesokümülat dokunun mikroskopta görünümü.  
opx: ortopiroksen, cpx: klinopiroksen, Ç.N. X 32



Şekil. 4.11. Ofiyolit birimine ait gabronun mikroskopta görünümü. cpx: klinopiroksen,  
plg: plajiyoklas, Ç.N. X 32

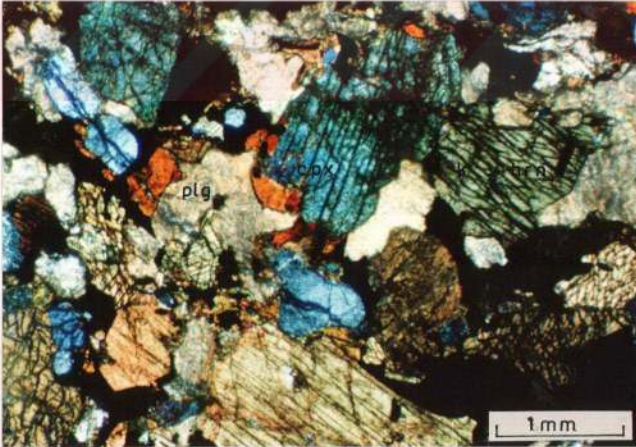
**Hornblendli gabro:** Bazik ve ultrabazik kayalar içerisinde piroksen ve plajiyoklas içeren gabroların yanında, kahverengi hornblend içeren gabrolar da bulunmaktadır. Bu kayalar arazide küçük bir bölgede görülmektedirler ve plajiyoklas, piroksen ve amfibol mineralleri içerirler.

Mikroskopta yapılan incelemede piroksenler, öz şekilsiz iyi gelişmiş dilinimlere sahiptir ve canlı polarizasyon renkleri gösterirler. Dilinim izlerine göre yapılan ölçümde  $32-41^\circ$  arasında değişen sönme açısı belirlenmiştir. Klinopiroksenler kayaç içerisinde yaklaşık % 50 civarında bulunmaktadır.

Kahverengi hornblendler öz şekilsiz ve yarı öz şekillidir. Koyu kahverengi ile açık sarı arasında değişen renklerde pleokroizma göstermektedirler. Tek yönde ve aralarındaki açı  $124^\circ$  olan iki yönde dilinimlere sahiptir. Sönme açıları  $12-24^\circ$  arasında değişmektedir.

Plajiyoklaslar diğer mineraller arasındaki boşluğu doldurmuştur ve tamamen alterasyona uğramıştır. Bu minerallerde karbonatlaşma ve serisitleşmenin fazla olması nedeni ile dilinim ve ikizlenmesi tayin edilememiştir.

Bu kayalarda da mezokümülat doku izlenmektedir. Hornblend ve piroksenler kümülüs fazı, bunların aralarını dolduran plajiyoklaslar ise post kümülüs fazı oluşturmaktadır (Şekil.4.12 ).



Şekil.4.12. Hornblendli gabronun mikroskopta görünümü. cpx: klinopiroksen, k. horn: kahverengi hornblend, plg plajiyoklas, Ç N. X 32

**Diyorit:** Diyoritler, esas olarak değişik miktarlarda plajiyoklas ve yeşil hornblend içermektedir (Şekil.4.13 ). Bazı örneklerde bu minerallere kuvars da eşlik etmektedir. Fakat bazı kayaçlarda ise yeşil hornblendin yerine kahverengi hornblend izlenmektedir.

Plajiyoklaslar, yarı öz şekilli , öz şekilsiz ve farklı boyutlarda bulunmaktadır. Genellikle albit ikizi gösteren bu minerallerde bazen zonlu kristallerde görülmektedir. Plajiyoklaslarda albit ikizine göre ölçülen sönme açısı  $24^\circ$  olarak belirlenmiştir. Buna göre plajiyoklasların türü % 48 anortit içeren andezindir. Bu mineralin miktarı yeşil hornblend miktarı ile ters orantılı olarak değişmektedir.

Yeşil hornblend, yarı öz şekilsiz ve öz şekilli olarak bulunmaktadır. Koyu yeşil ile sarımsı yeşil arasında değişen renklerde pleokroizma gösteren hornblendler tek yönde ve iki yönde dilinimlere sahiptir. Tek yönde görülen dilinim izlerine göre sönme açısı  $15-18^\circ$  arasında değişmektedir.

Bazı diyorit örneklerinde yeşil hornblend yerine kahverengi hornblend izlenmektedir (Şekil.4.14 ). Koyu kahve ile açık sarı renklerde pleokroizma gösteren bu mineralde dilinimler iyi gelişmiştir ve bu dilinimlere göre  $14-20^\circ$  arasında sönme göstermektedirler.

Diyoritik kayaçlarda bu minerallerden başka % 3-5 civarında kuvars, ve % 2-3 civarında alkali feldspat belirlenmiştir. Kuvarslar öz şekilsiz ve diğer mineraller arasındaki boşluğu doldurmuştur. Tali mineral olarak az miktarda sfen ve apatit minerali saptanmıştır.

Plajiyoklaslarda, serisitleşme ve sosürütleşme, hornblendlerde ise kenar ve dilinimleri boyunca klorite dönüşmeler izlenmektedir.

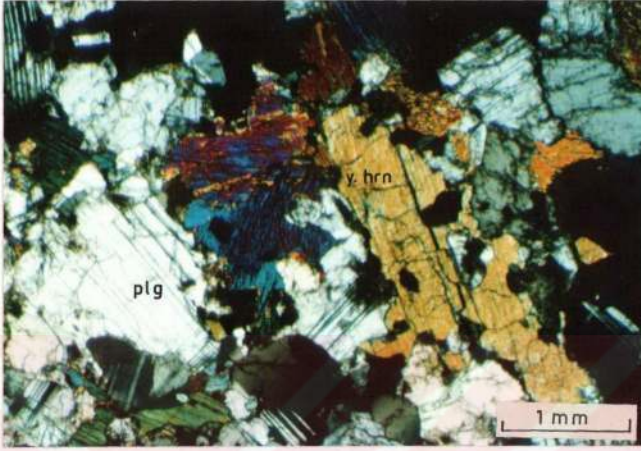
Diyoritik kayaçlarda yarı öz şekilli ve öz şekilsiz minerallerin oluşturduğu subhedral granüler doku görülmektedir.

#### 4.2.3. Levha dayk kompleksi

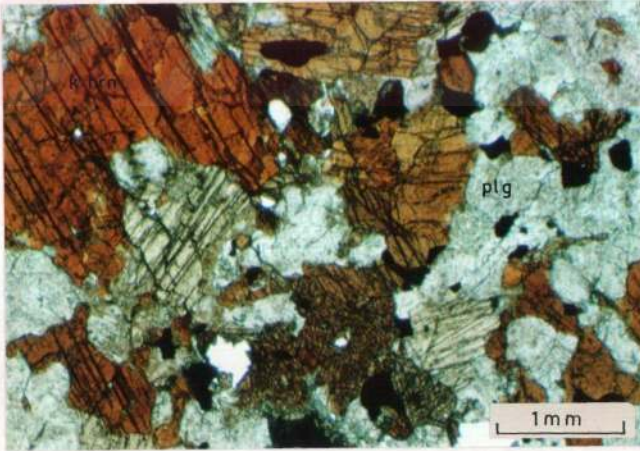
Kümülatların üs seviyelerinde oluşan ve oluşumlarında sürekli bir bazaltik magmanın varlığını gerektiren bu kayaçların kalınlıkları 20 cm'den 10 m'ye kadar değişmektedir ( Mooren ve Vine, 1971; Coleman 1977'den ).

**Diabaz:** Arazide alterasyondan etkilenmemiş, küçük kristalli amfibol ve plajiyoklas içeren diyabazlar ofiyolit biriminin üst seviyelerini oluşturmaktadır. Bu kayaçlarda intersertal ve intergranüler doku görülmektedir (Şekil.4.15,4.16)

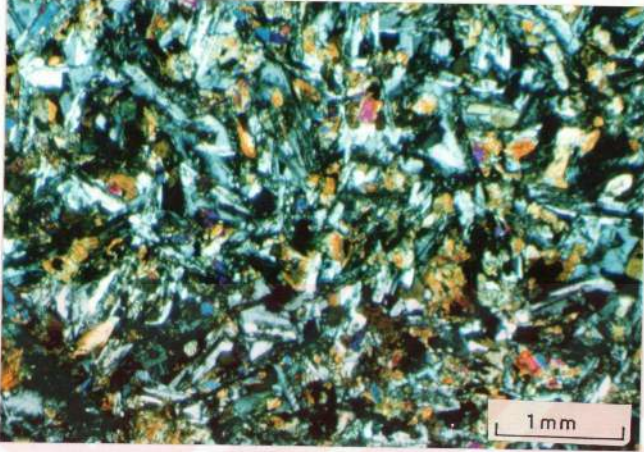
Mikroskopta yapılan incelemelerde plajiyoklaslar, öz şekilsiz ve yarı öz şekilli küçük kristaller halindedir. Albit ve karlspat ikizi gösteren plajiyoklaslarda bazen zonlanma da görülmektedir. Bu mineraller arasındaki boşluklar



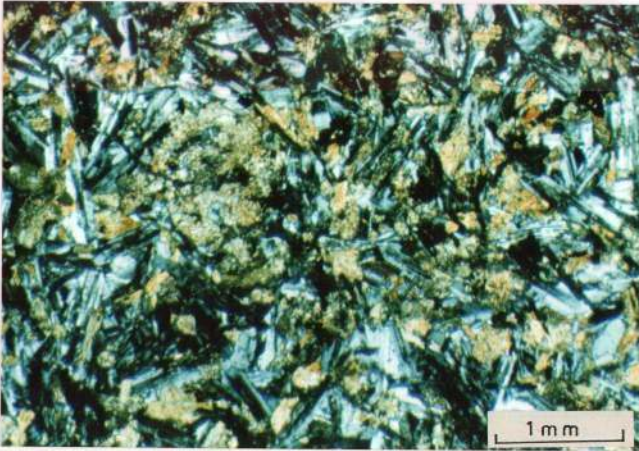
Şekil. 4.13. Dioritın mikroskopta görünümü. y.hrn: yeşil hornblend, plg: plajiyoklas  
Ç.N. X 32



Şekil. 4.14. Dioritlerdeki kahverengi hornblendin mikroskopta görünümü k.hrn:  
kahverengi hornblend, plg: plajiyoklas, T.N. X 32



Şekil. 4.15. Ofiyolit birimine ait diyabazlardaki intergranüler dokunun mikroskopta görünümü. Ç.N. X 32



Şekil. 4.16. Ofiyolit birimine ait diyabazlardaki intersertal dokunun mikroskopta görünümü. Ç.N X 32

klinopiroksen, yeşil hornblend gibi birincil mineraller ve klorit, epidot gibi ikincil mineraller tarafından doldurulmuştur.

Klinopiroksenler, öz şekilsiz küçük taneler halindedir ve dilinim izlerine göre 28° sönme açısına sahiptirler.

Yeşil hornblendler, koyu yeşil ile açık yeşil arasında pleokroizma renkleri göstermektedirler. Tek ve iki yönde dilinimlere sahiptir.

Kloritler, açık yeşil renkte ve hafif bir pleokroizma göstermektedir. Epidotlar, öz şekilsiz olması, kırılma indisinin yüksek ve canlı polarizasyon renkleri göstermesi ile ayırt edilmektedir. Ayrıca diyabazlar içerisinde az miktarda ışınsal zeolit minerali de görülmüştür.

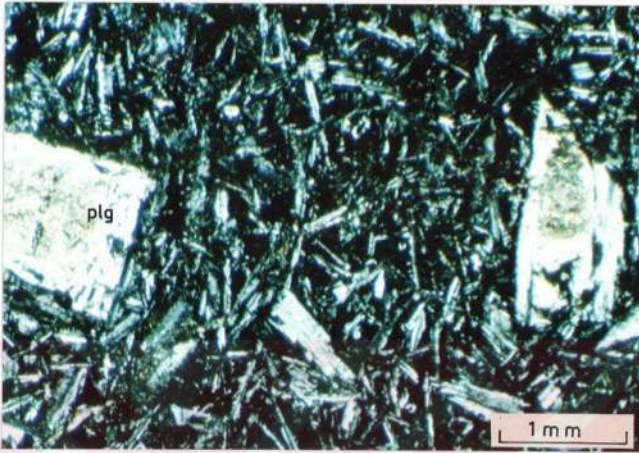
#### 4.2.4. Volkanik kayalar

Bu kayalar, Kulp Ofiyolitine ait bazik kayaların en üst birimini oluşturmaktadırlar. Arazide yaygın olarak izlenmeyen bu kayalarda iri plajiyoklas kristalleri hamur malzemesi içerisinde bulunmaktadır.

**Bazalt:** Bu kayalarda esas mineral plajiyoklastır. Plajiyoklaslar iri fenokristaller şeklinde bulunduğu gibi, bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de görülmektedir. Plajiyoklaslar genellikle alterasyona uğrayarak karbonatlaşmışlardır. Alterasyonun az olduğu kısımlarda albit ikizi görülmekte ve ikizlerden ölçülen sönme açısına göre plajiyoklasların türü % 52 anortit içeren labradordur.

Plajiyoklaslar arasındaki boşluklar piroksen ve ikincil kloritler tarafından doldurulmuştur. Ayrıca gaz boşluklarında az oranda kalsit mineralleri belirlenmiştir.

Bazaltlarda hem iri fenokristallerin aralarını mikrolitlerin doldurduğu mikroporirik doku, hemde fenokristallerin arasını camsı malzemenin doldurduğu vitroporirik doku (Şekil.4.17) izlenmektedir.



Şekil.4.17. Bazaltlardaki vitroporirik dokunun mikroskopta görünümü. plg:plajiyoklas, Ç.N. X 32

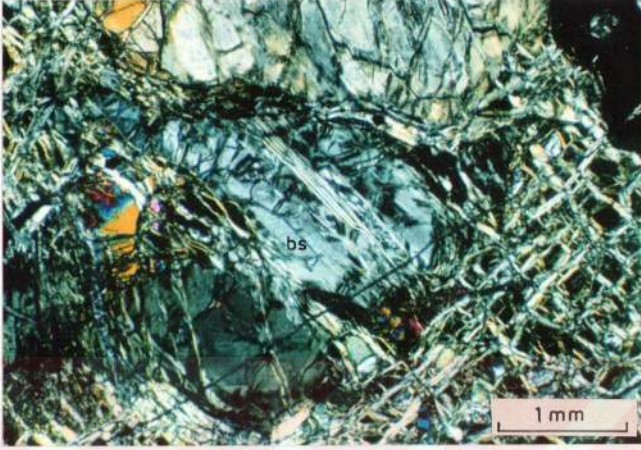
#### 4.2.5. Serpantinitler

Serpantinitler, ofiyolitik birimin tabanını oluşturan peridotitik kayaçların hidrotermal ve yüzeysel koşullar altında geçirmiş oldukları alterasyon sonucu oluşmuşlardır. Arazide kırıklı, çatlaklı ve koyu yeşil renkte izlenmektedir.

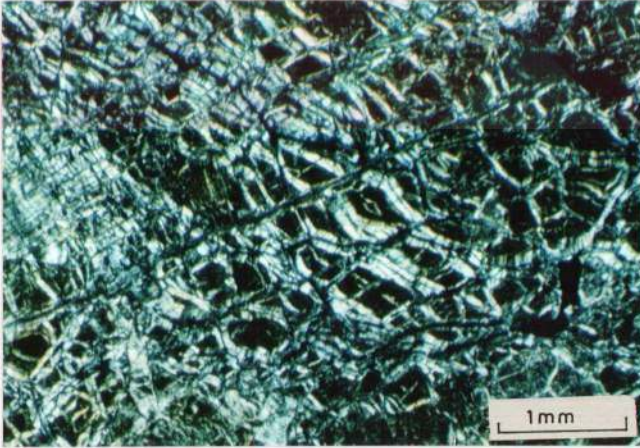
Mikroskopik incelemelerde serpantinitlerin çoğunda mineraller tamamen altere olmuş, bazı örneklerde ise kalıntı şeklinde piroksen ve olivin kristalleri görülmektedir.

Olivinlerin alterasyonu ile oluşan serpantinlerde ağ dokusu gelişmiş ve lizardit, krizotil türü serpantin minerallerine dönüşmüşlerdir (Şekil.4.18) (Maltman, 1978). Ayrıca bazı örneklerde ağ dokusu ile birlikte ribbon dokusu da izlenmektedir.

Piroksenlerin alterasyonuna bağlı olarak bastit mineralleri oluşmuştur. Bu mineraller ortopiroksenlerin yerini pseodomorf olarak almışlardır (Şekil.4.19). Ayrıca piroksen ve olivinlerin serpantinleşmesi sırasında demir oksitler açığa çıkmıştır ve ağ dokulu serpantinitlerdeki çatlaklara uygun olarak izlenmektedir.

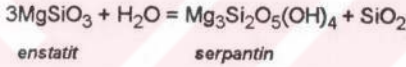
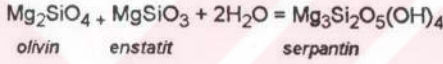
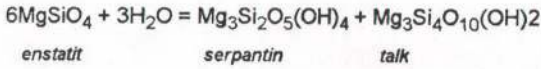
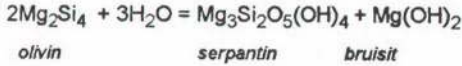


Şekil. 4.18. Serpantin mineralinin mikroskopta görünümü. bs: bastit, Ç.N. X 32



Şekil. 4.19. Serpantinitlerdeki lizardit ve krizotilin mikroskopta görünümü. Ç. N. X 32

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



## 5. PETROLOJİ

İnceleme alanında bulunan bazik ve ultrabazik kayaların jeokimyasal özelliklerini ve oluşum ortamlarını belirlemek amacı ile, alterasyonun az olduğu değişik türdeki kayalardan 15 örneğin ana oksit ve iz element analizleri Edinburgh Üniversitesi Laboratuvarlarında yapılmıştır. Seçilen örnekler öğütülerek <200 mesh boyutuna getirilmiştir. Daha sonra ana oksit analizlerinde örnekler, flax maddesi ile eritilerek cam diskler şeklinde hazırlanmıştır. İz element analizleri için ise preslenmiş toz pelletler kullanılmıştır. Hazırlanan bu örnekler X ışınları Flüoresans yöntemi ile analiz edilmiştir.

Kimyasal analiz sonuçları değerlendirilirken, analizi yapılan örnekler kendi aralarında alt gruplara ayrılmıştır. Bu kayalardaki ana oksit ve iz element verileri hem gruplar içerisinde hem de diğer gruplar ile değerlendirilerek sonuçlar literatürde oluşum ortamları belirlenmiş kayaç grupları ile birlikte irdelenmiştir.

### 5.1. Ana Oksit Kimyası

İncelenen örneklerde 10 adet ana oksit analizi ve kayalar içerisindeki uçucuların miktarı tesbit edilmiştir. Bunların kayaç gruplarına göre değişimleri incelendiğinde peridotitik kayalardan bazaltik kayalara doğru  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  değerlerinde artma buna karşılık  $\text{MgO}$  ve uçucularda azalma görülmüştür.  $\text{FeO}$  (toplam demir) ve  $\text{MnO}$  değerlerinde ise belirgin bir değişim izlenmemiştir (Tablo 5.1).

**$\text{SiO}_2$  içeriği :**Bu oksit kimyasal analizi yapılan örneklerde % 37.85- 50.62 arasında değişmektedir.  $\text{SiO}_2$  içeriği peridotitik kayalarda ortalama % 41.67, gabrolarda % 48.31 hornblendli gabrolarda % 38.89 diyoritlerde ve diyabazlarda % 49.68 ve bazaltlarda 48.47 dir.  $\text{SiO}_2$  miktarındaki bu değişim, peridotitik kayalarda bulunan olivin ve piroksen gibi minerallerin magmanın farklılaşması sonucu azalması ve plajiyoklas ve amfibol gibi minerallerin ortaya çıkması ile açıklanabilir.

Tablo. 5.1. Kulp Ofiyolitine ait kayaların ana oksit içerikleri

|       | PERİDOTİT |       |       |       | GABRO  |       | H. GABRO |        | DIYORİT |        |       |        | DIYABAZ |        | BAZALT |  |
|-------|-----------|-------|-------|-------|--------|-------|----------|--------|---------|--------|-------|--------|---------|--------|--------|--|
|       | 136       | 158   | 178   | 211   | 139    | 190   | 24       | 26     | 4       | 141    | 149   | 148    | 197     | 124    | 195    |  |
| SiO2  | 40.50     | 41.02 | 42.27 | 42.86 | 48.54  | 48.09 | 39.94    | 37.85  | 50.46   | 50.62  | 46.36 | 50.39  | 48.96   | 48.70  | 48.25  |  |
| Al2O3 | 3.20      | 3.37  | 4.17  | 5.23  | 18.87  | 17.23 | 10.40    | 11.60  | 17.32   | 16.47  | 14.18 | 16.05  | 16.85   | 20.69  | 20.37  |  |
| FeO*  | 8.08      | 8.21  | 8.79  | 8.42  | 4.90   | 8.83  | 16.35    | 20.16  | 7.63    | 9.23   | 9.06  | 9.38   | 8.56    | 6.59   | 6.75   |  |
| MgO   | 36.17     | 34.90 | 34.22 | 31.67 | 11.26  | 7.40  | 11.44    | 6.91   | 9.16    | 8.02   | 12.86 | 6.35   | 7.61    | 5.08   | 6.03   |  |
| CaO   | 2.58      | 2.00  | 3.28  | 3.77  | 8.49   | 8.24  | 14.95    | 14.00  | 9.33    | 9.00   | 12.05 | 9.04   | 8.78    | 9.56   | 9.10   |  |
| Na2O  | 0.07      | 0.10  | 0.04  | 0.10  | 2.38   | 4.30  | 1.34     | 1.65   | 3.60    | 3.79   | 2.24  | 4.97   | 4.48    | 4.18   | 3.76   |  |
| K2O   | 0.027     | 0.012 | 0.036 | 0.033 | 1.93   | 0.63  | 0.334    | 0.772  | 0.176   | 0.306  | 0.291 | 0.36   | 0.648   | 0.926  | 1.07   |  |
| TiO2  | 0.106     | 0.138 | 0.203 | 0.267 | 0.380  | 1.79  | 2.87     | 5.80   | 0.937   | 0.940  | 0.845 | 1.77   | 1.44    | 1.32   | 1.22   |  |
| MnO   | 0.113     | 0.121 | 0.137 | 0.133 | 0.092  | 0.149 | 0.240    | 0.309  | 0.144   | 0.161  | 0.153 | 0.171  | 0.166   | 0.120  | 0.132  |  |
| P2O5  | 0.010     | 0.013 | 0.015 | 0.017 | 0.014  | 0.316 | 0.173    | 0.932  | 0.132   | 0.081  | 0.026 | 0.238  | 0.235   | 0.205  | 0.217  |  |
| LOI   | 8.69      | 9.60  | 6.34  | 7.31  | 3.90   | 2.40  | 1.28     | 0.78   | 1.88    | 1.38   | 1.22  | 1.45   | 2.08    | 3.27   | 2.98   |  |
| TOP   | 99.43     | 99.34 | 99.43 | 99.82 | 100.66 | 99.40 | 99.32    | 100.76 | 100.75  | 100.26 | 99.28 | 100.21 | 99.54   | 100.61 | 99.92  |  |

**Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği :** Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> miktarı % 3.2- 20.69 arasında değişmektedir. Peridotitik kayalarda ortalama % 3.99, gabrolarda % 18.00, hornblendli gabrolarda % 11.00, diyoritlerde % 15.99, diyabazlarda %16.45 ve bazaltlarda % 20.53 dir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> kayaç yapıcı mineraller içerisinde feldspat ve amfibollerde yüksek oranda bulunmaktadır. Peridotitik kayaçlardan bazaltlara doğru bu oksitte görülen artış plajiyoklas ve amfibol minerallerinde görülen artmanın bir sonucudur.

**FeO içeriği :** FeO içeriği % 4.95-20.96 arasında değişmektedir. Peridotitik kayalarda ortalama % 8.37, gabrolarda % 6.86, hornblendli gabrolarda %18.25, diyoritlerde %8.42, diyabazlarda % 8.97 ve bazaltlarda %6.67 dir. Fe kayaç yapıcı minerallerden olivin, piroksen ve amfibolin bileşimine girmektedir. hornblendli gabrolarda FeO miktarının yüksek olması bu kayaç içerisinde bulunan kahverengi hornblendin demir içeriğinin yüksek olması ile ilişkilidir. Bazaltik kayalarda Fe içeren minerallerin azalması sonucu FeO miktarı daha düşük değerlerde görülmektedir.

**MgO içeriği :** MgO miktarı analizi yapılan örneklerde % 5.08-36.17 arasında değişmektedir. Bu değer peridotitik kayalarda ortalama % 34.24, gabrolarda %9.33, hornblendli gabrolarda % 9.17, diyoritlerde % 10.01, diyabazlarda % 6.98 ve bazaltlarda % 5.55 dir. Peridotitik kayalarda MgO miktarının yüksek olması bu kayalarda bulunan olivin ve piroksen gibi minerallerin fazla olması ve bunları MgO' ca zengin olmaları sonucudur.

**CaO içeriği :** CaO kayaç yapıcı minerallerden piroksen amfibol ve feldspatların bileşiminde bulunmaktadır. İnceleme alanındaki magmatik kayalarda tobloda da görüldüğü gibi % 2.00- 14.95 arasında değişmektedir. CaO miktarı peridotitik kayalarda ortalama % 2.90, gabrolarda % 8.38, hornblendli gabrolarda %14.47, diyoritlerde % 10.12, diyabazlarda % 8.91 ve bazaltlarda % 9.33'dür. Bu oksit değeri amfibol ve plajiyoklas minerallerinin çok olduğu kayalarda artmakta, piroksen ve olivin gibi minerallerin arttığı kayalarda ise azalmaktadır.

**Na<sub>2</sub>O içeriği :** Ofiyolit birimine ait kayaçlardaki Na<sub>2</sub>O miktarı % 0.10- 1.06 arasındadır. Peridotitik kayaçlarda ortalama % 0.08, bazaltlarda ise % 3.98 dir. Na<sub>2</sub>O ile CaO plajiyoklaslarda her oranda birbirinin yerini alabilmektedir. İncelenen örneklerde Na<sub>2</sub>O içeriği magma farklılaşmasının son evresini oluşturan bazaltlarda en yüksek değere çıkmaktadır.

**K<sub>2</sub>O içeriği :** Analizi yapılan kayaçlarda K<sub>2</sub>O miktarı % 0.01- 1.92 arasında değişmektedir. K<sub>2</sub>O feldspatlarda Na<sub>2</sub>O 'in yerini almaktadır ve bu oksit değeri incelenen örneklerde plajiyoklas miktarı ile artmaktadır.

**TiO<sub>2</sub> içeriği:** TiO<sub>2</sub> miktarı peridotitik kayaçlarda ortalama % 0.18 ile en düşük değerde bulunmaktadır. Bu değer gabrolarda % 1.08, hornblendli gabrolarda % 4.33, diyoritlerde %1.08, diyabazlarda % 0.91 ve bazaltlarda %1.27 dir. TiO<sub>2</sub> peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlara doğru bir artış göstermektedir. Hornblendli gabrolarda titan içeriği anormal derecede yüksektir. Bu kayaçlardan yapılan parlak kesitler cevher mikroskopunda incelenmiş ve örneklerin bol miktarda titan mineralleri (İlmenit, ilmeno-manyetit ) içerdikleri belirlenmiştir.

**MnO içeriği :** Kulp Ofiyoliti'ne ait kayaçlarda MnO miktarında önemli bir değişim görülmemektedir. Bu değer peridotitlerde ortalama % 0.1 gabrolarda % 0.12, diyoritlerde % 0.15 diyabazlarda %0.17 ve bazaltlarda ise % 0.13'dir.

**P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> içeriği :**Bu oksit değerinde peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlara doğru bir artış olduğu belirlenmiştir. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ultrabazik kayaçlarda % 0.01 - 0.017, gabrolarda % 0.014- 0.316, hornblendli gabrolarda %0.173-0.932, diyoritlerde % 0.026- 0.132, diyabazlarda % 0.235-0.238 ve bazaltlarda % 0.205-0.217 arasında değişmektedir.

**Uçucular :** Peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlara doğru bir azalma göstermektedir. Serpantinleşmenin fazla olarak izlendiği ultrabazik kayaçlarda en yüksek değerdedir ve altersasyonun azalması ile bu değer düşmektedir.

## 5.2. İz Element Kimyası

Kulp Ofiyolitine ait analizi yapılan kayalarda her örneğe ait 17 iz elementin analizi yapılmıştır. Bu analizlerin sonuçlarına göre peridotitik kayalardan bazaltik kayalara doğru bazı elementlerde artış bazı elementlerde ise azalma görülmektedir (Tablo. 5.2).Azalma gösteren elementler Ni, Cr artış gösteren elementler ise V, Sc, Sr, Zr, Ba, Ce, Nd ve Y 'dır. Diğer elementlerde ise düzenli bir değişim görülmemektedir.

**Ni içeriği :** Ni miktarı peridotitik kayalardan bazaltik kayalara doğru düzenli bir azalma göstermektedir. Bu değer; peridotitik kayalarda 1610- 1879 ppm, gabro ve hornblendli gabrolarda 60- 267 ppm, diyoritlerde 113-191 ppm, diyabazlarda 45- 145 ppm ve bazaltlarda 87- 99 ppm arasında değişmektedir.

Ni kayaç yapıcı minerallerden olivinlerin kristal yapısına girmektedir ve bu mineralin bolluğu ile doğru orantılı olarak artmakta veya azalmaktadır.

**Cr içeriği :** Cr , kayaç yapıcı minerallerden kilinopiroksenlerin kristal yapısına girmektedir ve bazen de kayaç içerisinde küçük kromit kristalleri şeklinde de bulunmaktadır. İnceleme alanındaki örneklerde Cr miktarı peridotitik kayalardan bazaltik kayalara doğru bir azalma göstermektedir. Cr miktarı; peridotitik kayalarda 2037- 2437 ppm, gabro ve hornblendli gabrolarda 401- 1181 ppm, diyoritlerde 242- 485 ppm, diyabazlarda 202- 362 ppm ve bazaltlarda 350- 511 ppm arasında değişmektedir.

**V içeriği :** Analizi yapılan örneklerde V miktarında düzenli bir değişim görülmemektedir. V içeriği hornblend gabrolarda en yüksek değere çıkmaktadır. Bu element; peridotitik kayalarda ortalama 75 ppm, gabrolarda 315 ppm, hornblendli gabrolarda 387 ppm, diyoritlerde 285 ppm, diyabazlarda 205 ppm ve bazaltlarda 164 ppm dir.

**Sc içeriği :** Bu element; peridotitik kayalarda ortalama 14 ppm, gabrolarda 36 ppm, hornblendli gabrolarda 52 ppm, diyoritlerde 42 ppm, diyabazlarda 36 ppm ve bazaltlarda 28 ppm dir. Sc, peridotitlerde en düşük değerlerde bulunurken hornblendli gabrolarda en yüksek değerlerde bulunmaktadır ve bazaltik kayalara doğru, bu element miktarında bir azalma görülmektedir.

Tablo. 5.2 Kulp Ofiyolit'ine ait kayaçların iz element içerikleri

|    | PERIDOTİT |      |      |      | GABRO |     | H. GABRO |     | DIYORİT |     | DIYABAZ |     | BAZALT |     |
|----|-----------|------|------|------|-------|-----|----------|-----|---------|-----|---------|-----|--------|-----|
|    | 136       | 158  | 178  | 211  | 139   | 190 | 24       | 26  | 4       | 141 | 148     | 197 | 124    | 195 |
| Ni | 1879      | 1817 | 1772 | 1610 | 211   | 63  | 267      | 60  | 191     | 113 | 149     | 145 | 87     | 99  |
| Cr | 2037      | 2300 | 2437 | 2226 | 489   | 425 | 1188     | 401 | 486     | 285 | 242     | 362 | 350    | 511 |
| V  | 58        | 69   | 90   | 97   | 411   | 220 | 359      | 415 | 295     | 300 | 271     | 191 | 164    | 164 |
| Sc | 11        | 13   | 17   | 16   | 36    | 36  | 63       | 40  | 40      | 50  | 36      | 35  | 25     | 30  |
| Cu | 26        | 26   | 33   | 35   | 42    | 2   | 54       | 20  | 11      | 82  | 50      | 43  | 38     | 3   |
| Zn | 41        | 41   | 48   | 45   | 21    | 73  | 113      | 135 | 61      | 75  | 69      | 63  | 54     | 47  |
| Sr | 17        | 9    | 15   | 23   | 794   | 477 | 147      | 148 | 258     | 198 | 227     | 349 | 267    | 527 |
| Rb | 1         |      |      |      | 21    | 6   | 1        | 6   | 1       | 2   | 3       | 3   | 17     | 6   |
| Zr | 3         | 6    | 8    | 13   | 61    | 207 | 110      | 169 | 49      | 55  | 204     | 166 | 146    | 152 |
| Nb | 2         | 2    | 1    | 2    | 1     | 10  | 13       | 38  | 4       | 4   | 13      | 7   | 6      | 7   |
| Ba | 3         |      | 3    |      | 324   | 107 | 79       | 215 | 38      | 39  | 11      | 109 | 139    | 36  |
| Tb | 1         | 1    | 2    | 3    |       |     |          | 1   | 0       | 1   | 4       | 1   | 0      | 0   |
| Th | 2         | 3    | 1    | 0    |       |     |          |     |         |     | 2       |     |        |     |
| La | 9         | 0    |      | 1    |       | 9   |          | 13  | 3       | 2   | 4       | 9   | 7      | 6   |
| Ce | 1         | 0    | 4    | 2    | 3     | 28  | 9        | 53  | 8       | 9   | 16      | 31  | 22     | 15  |
| Nd |           |      | 1    | 1    | 2     | 18  | 17       | 42  | 7       | 7   | 11      | 18  | 15     | 14  |
| Y  | 2         | 4    | 5    | 6    | 10    | 33  | 28       | 34  | 16      | 20  | 11      | 33  | 26     | 27  |

**Cu içeriği :** Cu miktarı farklı kayaç gruplarında düzenli bir değişim göstermemektedir. Cu; peridotitik kayaçlarda ortalama 30 ppm, gabrolarda 22 ppm, hornblendli gabrolarda 38 ppm, diyoritlerde 31 ppm, diyabazlarda 47 ppm ve bazaltlarda 21 ppm dir.

**Zn içeriği :** Hornblendli gabrolardaki Zn değeri dikkate alınmadığı zaman bu element miktarında peridotitlerden bazaltlara doğru bir artış görülmektedir. Bu element içeriği; Peridotitik kayaçlarda ortalama 44 ppm, gabrolarda 47 ppm, hornblendli gabrolarda 124 ppm, diyoritlerde 68 ppm, diyabazlarda 66 ppm ve bazaltlarda 51 ppm dir.

**Sr içeriği :** Bu element miktarında peridotitlerden bazaltlara doğru belirgin bir artış görülmektedir. Sr miktarı; peridotitik kayaçlarda ortalama 16 ppm, gabrolarda 635 ppm, hornblendli gabrolarda 148 ppm, diyoritlerde 228 ppm, diyabazlarda 552 ppm ve bazaltlarda 367 ppm dir. Sr iyon yarıçapının benzerliği nedeni ile Ca' un yerine geçmektedir. Analizi yapılan örneklerde Sr miktarı Ca miktarı ile artmaktadır. Gabrolarda bu elementin yüksek değerde bulunması bu kayaçların aşırı derecede alterasyona uğraması ile ilgilidir.

**Rb içeriği :** Rb analizi yapılan kayaçlarda çok düşük değerlerde bulunmaktadır ve düzenli bir değişim göstermemektedir. Ancak K miktarının yüksek olduğu kayaçlarda Rb miktarıda artmaktadır.

**Zr içeriği :** Bu element miktarında peridotitik kayaçlardan çok düşük değerlerde bulunurken diğer kayaçlarda yüksek değerlerde bulunmaktadır. Zr miktarı; peridotitik kayaçlarda ortalama 8 ppm, gabrolarda 134 ppm, Hornblendli gabrolarda 140 ppm, diyoritlerde 53 ppm, diyabazlarda 185 ppm ve bazaltlarda 149 ppm dir.

**Nb içeriği :** Nb düzenli bir değişim görülmemekle birlikte peridotitik kayaçlarda en düşük degerlerde bulunmaktadır ve bazaltlara doğru küçük bir artış izlenmektedir.

**Ba içeriği :** Bu element peridotitik kayaçlarda en düşük ve gabrolarda en yüksek değerlerde bulunmaktadır. Ba miktarı; peridotitlerde ortalama 2 ppm, gabrolarda 215 ppm, hornblendli gabrolarda 147 ppm, diyoritlerde 26 ppm, diyabazlarda 105 ppm ve bazaltlarda 87 ppm dir.

**Tb ve Th içeriği :** Bu elementler analizi yapılan kayaçlarda çok düşük değerlerde bulunmaktadır. Hatta bazı örneklerde bu elementler tesbit edilememiştir.

**La içeriği :** Bu element örneklerde çok düşük değerlerde bulunmaktadır. Ancak bu element miktarında peridotitlerden bazaltlara doğru çok küçük bir artma görülmektedir.

**Ce içeriği :** Ce miktarı peridotitik kayaçlarda ortalama 2 ppm, gabrolarda 16 ppm, hornblendli gabrolarda 16 ppm, diyoritlerde 11 ppm, diyabazlarda 27 ppm ve bazaltlarda 17 ppm dir. Bu element miktarında farklılaşmaya bağlı olarak bir artış görülmektedir.

**Nd içeriği :** Nd miktarı; peridotitik kayaçlarda ortalama 1 ppm, gabrolarda 10 ppm, hornblendli gabrolarda 30 ppm, diyoritlerde 8 ppm, diyabazlarda 17 ppm ve bazaltlarda 13 ppm dir. Bu element miktarında da peridotitlerden bazaltlara doğru küçük bir artış izlenmektedir.

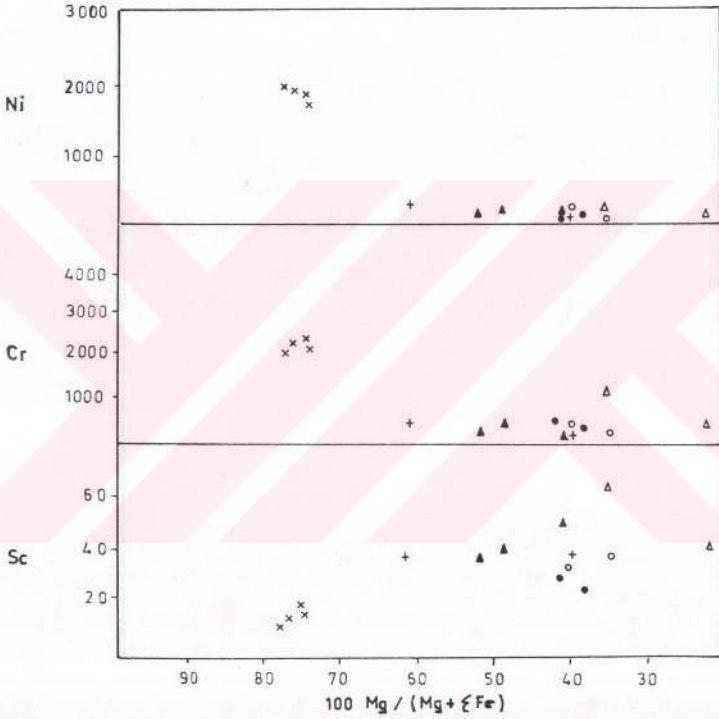
**Y içeriği :** Bu element peridotitik kayaçlarda ortalama 4 ppm, gabrolarda 22 ppm, hornblendli gabrolarda 32 ppm, diyoritlerde 16 ppm, diyabazlarda 30 ppm ve bazaltlarda 25 ppm dir. Y miktarında da peridotitik kayaçlardan bazaltik kayalara doğru düzenli olmayan bir artış görülmektedir.

### 5.3. Jeokimyasal Yorum

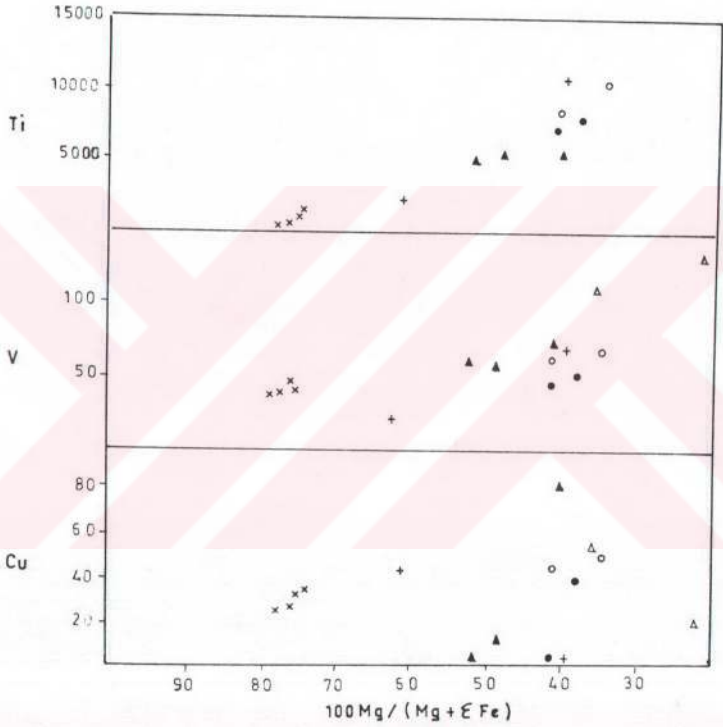
Kulp Ofiyolitine ait farklı kayaç gruplarındaki elementlerin değişimini belirlemek amacı ile çeşitli değişim diyagramlarının kullanılmıştır. Burada; Ni,Cr,Sc' un  $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  göre değişimi ( Şekil. 5.1), Ti,V,Cu' ın  $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  göre değişimi ( Şekil. 5.2), Ti - V değişimi, ve  $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$  değişimi incelenmiştir. Ni, Cr miktarı  $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  miktarı ile artarken Sc, Ti, V, Cu miktarı  $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  miktarı ile azalmaktadır. Ti miktarı V miktarı ile ( Şekil. 5.3),  $\text{TiO}_2$  miktarı da  $\text{P}_2\text{O}_5$  miktarı ile ( Şekil. 5.4) artmaktadır.

Çalışma alanında görülen bazik ve ultrabazik kayaçların oluşum ortamını belirlemek amacı ile bu kayaçların göstermiş olduğu petrografik ve kimyasal özellikler; tektonik ortamları bilinen kayaç grupları ile karşılaştırılmış ve birlikte tartışılmıştır ( Coleman 1977, Dewey ve Kidd 1977, Jaques ve Chappell 1980, Harper 1984, Siroky vd. 1985, Girardeu ve Mercier 1988 ).

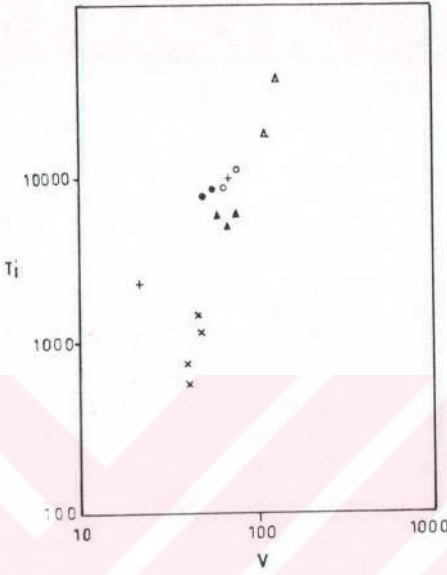
Yapılan bu karşılaştırma sonucunda çalışma alanındaki bazik ve ultrabazik kayaçların okyanus ortası sırtlarda oluşmuş okyanusal litosfere ait kayaçlar olduğu ( ofiyolit grubu kayaçlar) ve daha sonraki tektonik hareketler ile kıtasal kabuk üzerine yerleştiği belirlenmiştir.



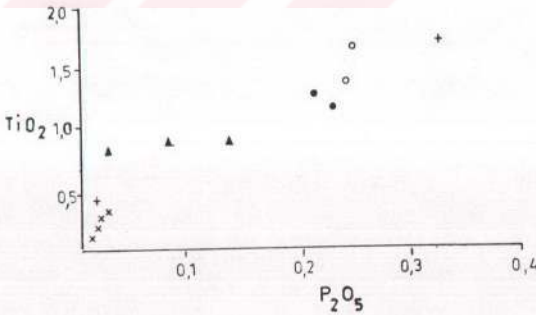
**Şekil. 5.1.** Kulp Ofiyolitine ait kayalarındaki ana ve iz elementlerin Ni, Cr, Sc -  $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  diyagramındaki dağılımı. (x) peridotitik kayalar, (+) gabro (Δ) hornblendli gabro, (▲) diyorit, (o) diyabaz, (●) bazalt (Jaques ve Chappel 1980).



**Şekil. 5.2.** Kulp Ofiyolitine ait kayalarındaki ana ve iz elementlerin Ti, V, Cu -  $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  diyagramındaki dağılımı. (x) peridotitik kayalar, (+) gabro (Δ) hornblendli gabro, (▲) diyorit, (o) diyabaz, (●) bazalt (Jaques ve Chappel 1980).



Şekil. 5.3. Kulp Ofiyoliti'ne ait kayalardaki Ti, V elementinin değişim diyagramındaki dağılımı. (x) peridotitik kayalar, (+) gabro (Δ) hornblendli gabro, (◻) diyorit, (◐) diyabaz, (●) bazalt. (Jaques ve Chappel 1980).



Şekil. 5.4. Kulp Ofiyoliti'ne ait kayalardaki TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> elementinin değişim diyagramındaki dağılımı. (x) peridotitik kayalar, (+) gabro (Δ) hornblendli gabro, (◻) diyorit, (◐) diyabaz, (●) bazalt. (Jaques ve Chappel 1980).

## 6. BAZİK VE ULTRABAZİK KAYAÇLARLA İLİŞKİLİ CEVHERLEŞMELER

İnceleme alanında üç değişik cevherleşme görülmektedir. Bunlar; krom cevherleşmesi, süfurlü cevherleşmeler ve bindirme zonundaki cevherleşmelerdir. Bu çalışmada cevherleşmelerin özellikleri ayrı ayrı anlatılacaktır.

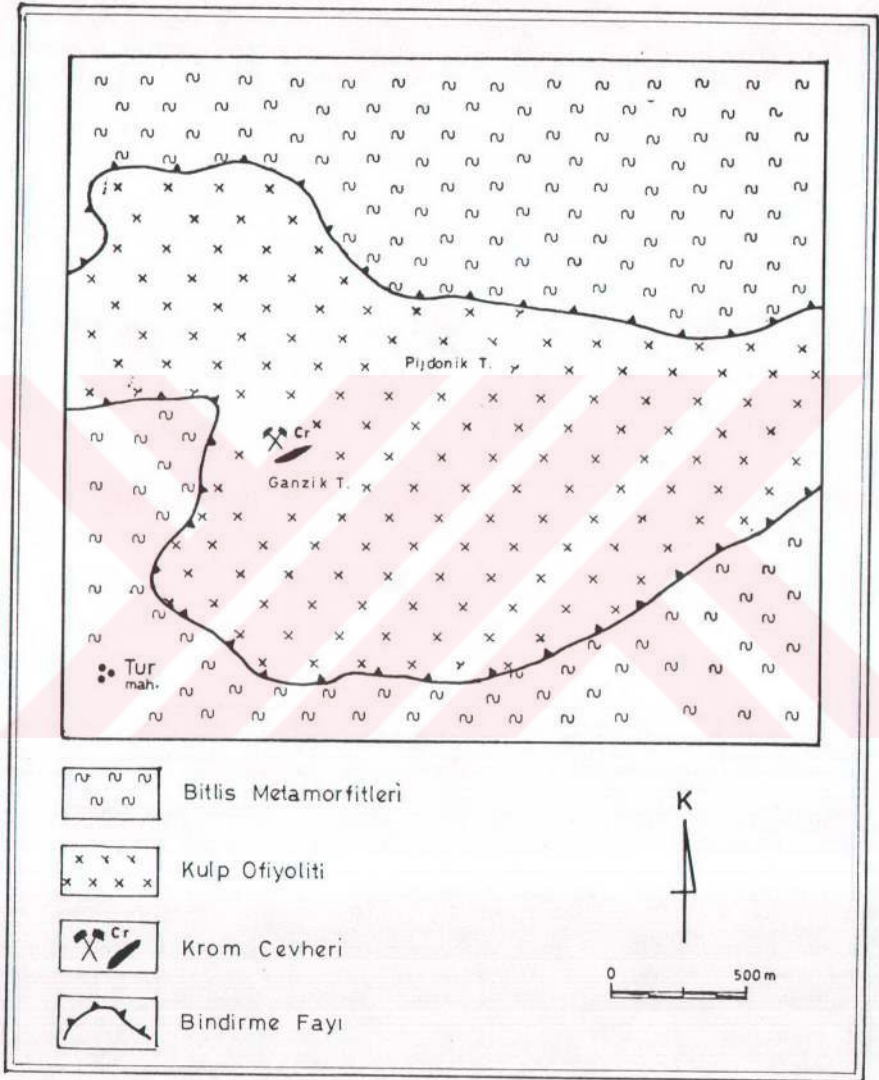
### 6.1. Krom Cevherleşmesi

#### 6.1.1 Saha özellikleri

Krom cevherleşmesi İslamköy'ün yaklaşık 2 km kuzeydoğusunda yer alan Ganzik Tepe'nin kuzey yamacında bulunmaktadır (Şekil. 6.1). Cevherleşme aşırı derecede serpantinleşmiş dünitler içerisinde yer almaktadır. Dünitler arazide açık sarı ve yeşilimsi sarı renklerde görülmektedir. Cevherli kütle düzensiz bir görünüme sahiptir. Ancak bir bütün olarak düşünüldüğünde KD-GB doğrultulu ve  $25-30^\circ$  ile GD' ya eğimlidirler (Şekil.6.2).



Şekil. 6.2. Krom cevherleşmesinin arazideki görünümü. Bakış, Ganzik Tepe'nin kuzey yamacından güneye doğrudur.



Şekil. 6.1. Krom cevherleşmesinin arazideki konumunu gösterir harita.

Cevherli kütlenin kalınlığı 30-70 cm arasında değişmektedir. Krom cevheri uç kısımlara doğru incelmekte ve merceksel bir geometri sunmaktadır. Krom cevherleşmesi siyah renkli ve masif bir görünüme sahiptir. Kromit kristalleri 0.5 mm'den 3 mm'ye kadar değişmektedir. Bazı örneklerde kromit kristalleri arasında açık beyaz renkli brusit mineralleri saptanmıştır. Cevherli kütlenin dış zonlarında masif kromitler azalmakta ve saçınımlı kromitlere geçmektedir. Kromit cevherinden uzaklaştıkça yan kayaç içerisinde saçınımlı olarak bulunan kromit miktarında bir azalma görülmektedir. Cevherin boyutları hakkında kesin bir veri olmamakla birlikte açılan yarmada yaklaşık 50 metre uzunluğa sahiptir. Ancak cevherli kütlenin yan kayaç içerisinde de devam ettiği düşünüldüğü zaman cevherin uzunluğunun 50 metreden daha uzun olduğu söylenebilir. Cevherin genişliği ise açılan yarmada 10-15 m civarında izlenmektedir. Ancak cevherli kütle derine doğrudan devam etmektedir.

#### 6.1.2. Mineralojik ve dokusal özellikler

Krom cevherleşmesinin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek amacı ile cevherli kütleden, çıkarılan cevherin toplandığı stoktan ve yan kayaçtan sistematik olarak örnekler alınmıştır. Alınan bu örneklerden parlak ve ince kesitler yapılmış, bu kesitler cevher mikroskopi ve polarizan mikroskopta incelenerek cevherin mineralojik ve dokusal özellikleri saptanmıştır.

Yapılan bu incelemelere göre ana cevher minerali kromittir ve mineral kenar ve çatlakları boyunca krom spinel ve hematite dönüşmüştür. Az miktarda ise pentlandit, millerit, hezlavodit, ilmenit, ve rutil saptanmıştır.

**Kromit ( $\text{Cr}_2\text{FeO}_4$ ):** İri kristaller şeklinde görülen kromit öz şekilsiz ve kenarları yuvarlaklaşmış olarak bulunmaktadır. Bu mineral açık gri rengi ve yüksek röliye ile ayırt edilmektedir (Şekil. 6.3). Kromitlerde tektonizmanın etkisi belirgin bir şekilde izlenmektedir ve bu durum kristallerde bir uzama ve parçalanmaya sebep olmuştur. Kromit kristallerinde meydana gelen parçalanma nedeni ile kataklastik doku oluşmuştur. Bu mineralde meydana gelen çatlaklar boyunca ve kristal kenarlarında hematit ve krom spinele dönüşümler izlenmektedir (Ramdohr, 1980). Bu durum serpantinleşmenin yaygın olduğu yan kayaçta masif kromitlere göre daha belirgin olarak görülmektedir. Bu mineraller mikroskopta, kromit mineralinden daha açık renkli olması, yüksek reflektivitesi ve düşük röliye ile ayırt edilmektedir (Şekil. 6.4, 6.5).



Şekil. 6.3. Kataklasma sonucu kromit kristallerindeki parçalanma ve uzamanın görünümü. cr: kromit, T.N. X 200

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 mikroskopik çalışmalarda; demirce zenginleşmenin kuvvetli kataklasma geçiren örneklerde daha yaygın olduğu, bazı kristallerde çatlaklar boyunca dönüşmelerin görüldüğü ve serpantinleşmenin daha yaygın izlendiği saçınmlı kromitlerde dönüşümün daha fazla olduğu görülmüştür. Yukarıda belirtilen veriler dikkate alındığında kromitlerde görülen demirce zenginleşmede serpantinleşme sırasındaki birincil alterasyonun etkili olduğu düşünülmektedir.



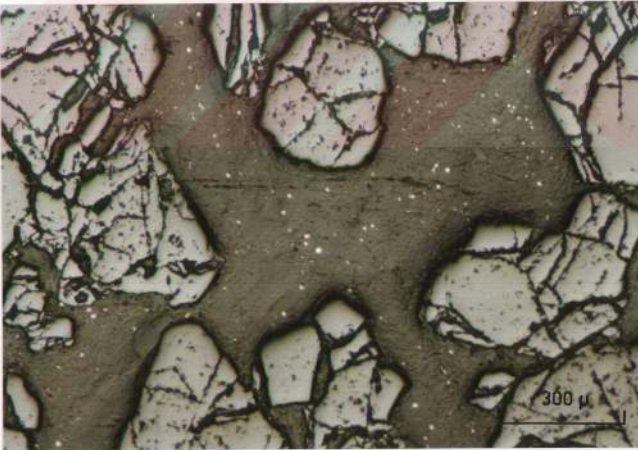
**Şekil. 6.4.** Kromitlerin (mavimsi gri) kenarları boyunca hematite (açık gri) dönüşmelerin mikroskopta görünümü. T.N. X 100



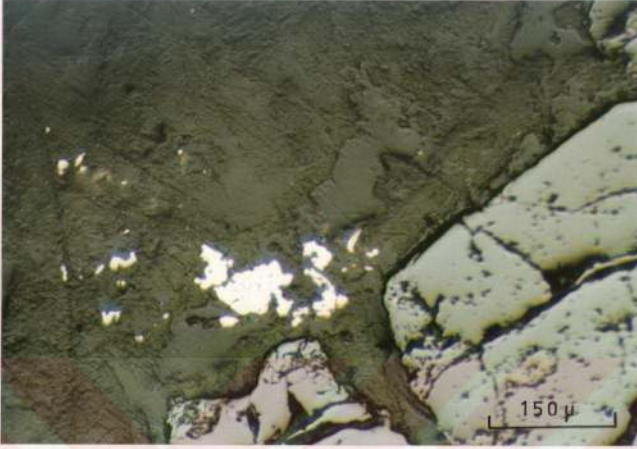
**Şekil. 6.5.** Kromitlerin ( Mavimsi gri) çatlakları boyunca hematite (açık gri) dönüşmesi T.N. X 200

**Pentlandit ( $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ ):** Krom cevherleşmesi içerisinde en bol izlenen nikel mineralidir. Büyüklüğü 10-15  $\mu$  ile 100  $\mu$  arasında değişen bu mineral öz şekilsiz olarak bulunmaktadır. Genellikle gang minerali içerisinde küçük taneler şeklinde bazen de iri taneler şeklinde saçınımlı olarak izlenmektedir. Pentlandit minerali daha az olarakda kromit kristalinin içerisinde ve çatlaklarında görülmektedirler. Açık krem, beyaz renklerde görülen bu mineral reflektivitesinin yüksek olması ile ayırt edilmektedir (Şekil. 6.6, 6.7).

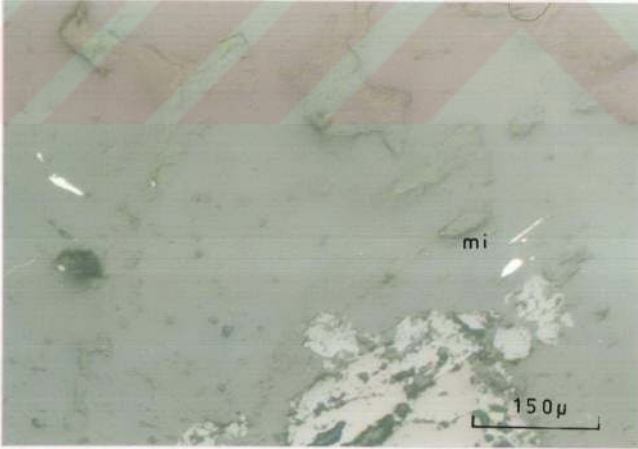
**Millerit ( $\text{NiS}$ ):** Serpantin minerali içerisinde öz şekilsiz küçük kristaller şeklinde ve yarı öz şekilli iğnemi bir biçimde izlenen bu mineral, yüksek reflektivitesi, açık beyaz rengi ve özellikle de kuvvetli anizotropisi ile diğer nikel minerallerinden ayırt edilmektedir (Şekil. 6.8). Millerit minerallerinin bazıları pentlanditlerin dönüşümü sonucu oluşan ikincil minerallerdir. Picot ve Johan (1982), iğnemi şekilde bulunan minerallerin çoğunlukla ikincil olduklarını belirtmektedirler.



Şekil. 6.6. Kromit cevherleşmesinde gang minerali içerisinde saçınımlı olarak görülen pentlandit (açık beyaz) minerali. T.N. X 100



**Şekil. 6.7.** Krom cevherleşmesi içerisinde görülen iri kristalli pentlandit (açık beyaz) minerali. T.N. X 200



**Şekil. 6.8.** Krom cevherleşmesi içerisinde iğne şeklinde izlenen milleritin mikroskopta görünümü. T.N. X 200

**Hezlavodit (  $Ni_3S_2$  ) :** Yüksek reflektiviteye sahip olan bu mineral gang içerisinde öz şekilsiz küçük taneler biçiminde görülmektedir. Tane boyları 10-15 u civarında bulunmaktadır. Bu mineralde yer yer kenarları boyunca millerite dönüşümler izlenmektedir.

**İlmenit (  $FeTiO_3$  ):** İlmenit yapılan mikroskopik çalışmalarda diğer minerallere göre daha az miktarda görülmektedir. Serpantinleşmiş gang mineralleri içerisinde izlenen bu mineral öz şekilsiz tane ve çubuklar şeklinde bulunmaktadır. Tek nikolde kromitten daha açık renkli olması ve röliyefinin düşük olması ile ayırt edilmektedir. Tane şeklinde görülen bazı ilmenit kristallerde polisentetik ikizler görülmektedir.

**Rutil (  $TiO_2$  ) :** Bu mineral krom cevherleşmesi içerisinde çok az olarak görülmektedir. Yapılan mikroskopik çalışmalarda yalnız bir örnekte rutile rastlanmıştır. Bu mineral mikroskopta, açık gri renkli, düşük röliyefi ve ışınal bir dizilimde görülmektedir.

### 6.1.3. Krom cevherleşmesinin kimyasal özellikleri

İnceleme alanında bulunan krom cevherleşmesinin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile cevherli kütle ve stoktan alınan örneklerden 10 adeti öğütülerek <200 mesh boyutunda toz haline getirilmiştir. Daha sonra bu örnekler, preslenmiş pelletler şeklinde hazırlanarak Elazığ Ferro-krom Tesislerinde X ışınları floresans yöntemi ile analiz edilmiştir ( Tablo 6.1).

Yapılan analiz sonucunda  $Cr_2O_3$  miktarı % 34.40 - 44.65 arasında değişmektedir ve ortalama tenör % 40.00  $Cr_2O_3$  olarak tesbit edilmiştir. Demir miktarı  $Fe^{+2}$  ve  $Fe^{+3}$  değerleri olarak hesaplanamamış, toplam demir ( $FeO^*$ )olarak değerlendirilmiştir.  $FeO^*$  miktarı % 14.50 - 23.85 arasında değişmektedir ve ortalama % 19.92 değerine sahiptir.  $MgO$  miktarı bölgede görülen cevherleşmede oldukça yüksek bir değere sahiptir. Bu değer analizi yapılan örneklerde % 12.70 - 19.30 arasında değişmektedir ve ortalama % 16.36' dır. Kromitler içerisinde ortalama %19.92 olarak bulunan  $Al_2O_3$  miktarı % 17.16 - 23.85 arasında değişmektedir.  $SiO_2$  ortalama % 5.83,  $CaO$  ise ortalama olarak % 0.35 belirlenmiştir. Krom cevherleşmesinin kökenini belirlemek amacı ile hem Podiform tip hem de Bushweld tipi yataklardaki kromitlerin kimyasal özellikleri araştırılmış ve inceleme alanındaki örneklerin analiz sonuçları ile karşılaştırılmıştır.

Tablo 6.1. Kulp Ofiyolitine ait krom örneklerin kimyasal analiz sonuçları.

|                                                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | ORTALAMA |
|----------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                 | 39.20 | 34.40 | 44.65 | 40.30 | 40.00 | 38.60 | 40.70 | 35.50 | 44.30 | 42.60 | 39.99    |
| FeO                                                            | 15.40 | 16.75 | 15.80 | 15.50 | 15.45 | 15.40 | 14.50 | 15.60 | 15.00 | 15.50 | 15.49    |
| SiO <sub>2</sub>                                               | 7.20  | 7.50  | 4.15  | 5.40  | 5.50  | 8.50  | 6.40  | 6.70  | 2.00  | 5.00  | 5.83     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                 | 17.10 | 19.85 | 18.70 | 20.80 | 20.50 | 17.40 | 20.30 | 21.30 | 23.85 | 19.40 | 19.92    |
| MgO                                                            | 18.85 | 19.30 | 14.25 | 15.60 | 15.90 | 18.00 | 14.70 | 19.00 | 12.70 | 15.30 | 16.36    |
| CaO                                                            | 0.15  | 0.10  | 0.45  | 0.30  | 0.65  | 0.15  | 1.25  | 0.20  | 0.15  | 0.15  | 0.35     |
| MgO/FeO                                                        | 1.22  | 1.15  | 0.91  | 1.01  | 1.03  | 1.19  | 1.01  | 1.22  | 0.85  | 0.99  | 1.06     |
| Cr                                                             | 26.82 | 23.53 | 30.55 | 27.81 | 27.37 | 26.41 | 27.85 | 24.08 | 30.31 | 29.15 | 27.38    |
| Fe                                                             | 11.98 | 13.03 | 12.29 | 12.06 | 12.02 | 11.98 | 11.28 | 12.13 | 11.67 | 12.06 | 12.05    |
| Cr/Fe                                                          | 2.24  | 1.81  | 2.49  | 2.31  | 2.28  | 2.20  | 2.47  | 1.98  | 2.58  | 2.31  | 2.26     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.44  | 0.57  | 0.42  | 0.52  | 0.51  | 0.45  | 0.50  | 0.60  | 0.54  | 0.45  | 0.50     |

Alpin tipi kromitler, Bushweld tipi kromitlere göre daha yüksek MgO / FeO oranına sahiptirler. Alpin tipte bu oran 1:1 ile 7:3 arasında değişirken, Bushweld tipi kromitlerde 3:5 ile 1:1 arasında değişmektedir (Stanton, 1972, Craig ve Vaughan, 1981). İnceleme alanındaki kromitlerde  $Fe^{+2}$  ve  $Fe^{+3}$  ayrı ayrı olarak saptanamamıştır. Analiz sonucu bulunan toplam demir miktarı  $Fe^{+2}$  olarak kabul edilse bile MgO / FeO miktarı Bushweld tipi yataklardaki en yüksek değer olan 1:1 'in üzerine çıkmaktadır.

Cr / Fe oranı Alpin tipi kromitlerde 1.5 ile 4.5 arasında değişmektedir ve ortalama değer 2.5 'dir. Bu oran tabakalı kromitlerde 0.75 ile 1.75 arasında değişmektedir. İnceleme alanındaki kromitlerde Cr / Fe oranı 1.81 ile 2.58 arasında değişmektedir ve ortalama 2.26 dir.

$Al_2O_3$  /  $Cr_2O_3$  değeri Alpin tipi kromitlerde tabakalı intrüzyonlardaki kromitlerden daha yüksek olma eğilimindedir. Çalışma alanındaki kromitlerde  $Al_2O_3$  /  $Cr_2O_3$  miktarı 0.42 - 0.60 arasında değişmektedir.

#### 6.1.4. Krom cevherleşmesinin kökeni

Krom cevherleşmesinin oluşum ortamı hakkında sonuca varabilmek için arazi gözlemleri, mikroskopik gözlemler ve krom örneklerine ait analiz sonuçları birlikte değerlendirilmiştir.

Krom cevherleşmesi Kulp Ofiyoliti'ne ait tektonit birimi içerisinde yer almaktadır. Yapılan arazi çalışmaları ve mikroskopik çalışmalar kromitlerin dünitler içerisinde bulunduğunu göstermektedir.

Kromit örneklerinden yapılan parlak kesitlerin cevher mikroskopunda incelenmesi sonucu bu minerallerin tektonizmadan oldukça etkilendiği, kırılma ve parçalanmalar sonucu kataklastik doku kazandığı ve bazı kristallerde ise uzamaların meydana geldiği belirlenmiştir.

Kimyasal analiz sonuçları ise bu cevherleşmede MgO / FeO, Cr / Fe ve  $Al_2O_3$  /  $Cr_2O_3$  oranının yüksek olduğunu göstermektedir.

Bölgedeki cevherleşme üzerinde yapılan gerek arazi incelemeleri ve gereksede mikroskopik ve kimyasal incelemelerin sonuçları buradaki kromitlerin Podiform Tipi bir cevherleşme olduğunu göstermektedir.

Krom yatakları bir magmadan fraksiyonel kristelleşme sonucu oluşmaktadır (Evans, 1980). Alpin Tipi (Podiform Tipi) krom yatakları, uzaklaşan levha sınırlarında okyanusal litosfer içerisinde oluşmakta ve sonraki orojenez sırasında kıtasal kabuğun içerisine yerleşmektedir (Edwards ve Atkinson, 1986).

Dickey (1975), podiform krom yataklarının kümülatlar içerisinde kristalleştiğini ileri sürmektedir. Yataklar tabakalı intrüzyonlardakinin tersine hareketli küçük magma ceplerinde oluşmuş ve daha sonra yoğunluk farkı nedeni ile alttaki kalıntı tektonitler içerisine yerçekimi ile taşınmıştır.

Sawkins (1984), yukarıda açıklanan görüşün podiform krom cevherlerinin, ofiyolit birimine ait harzburgitlerin en üst kısmında bulunma eğilimini açıkladığını belirtmektedir.

Lego vd. (1982), ise tektonize peridotitlerin içerisindeki kromit kütlelerinin oluşumu için başka bir görüş ileri sürmüşlerdir. Bu görüşe göre; magma basınca yukarıya doğru dayklar şeklinde yükselmekte ve dayklardaki konvektif akımlar kromit tanelerinin hareketlerini ve büyümelerini sağlamaktadır. Daha sonra kromitçe zengin dayklar plastik deformasyon sonucu yukarılarda tutulmaktadır.

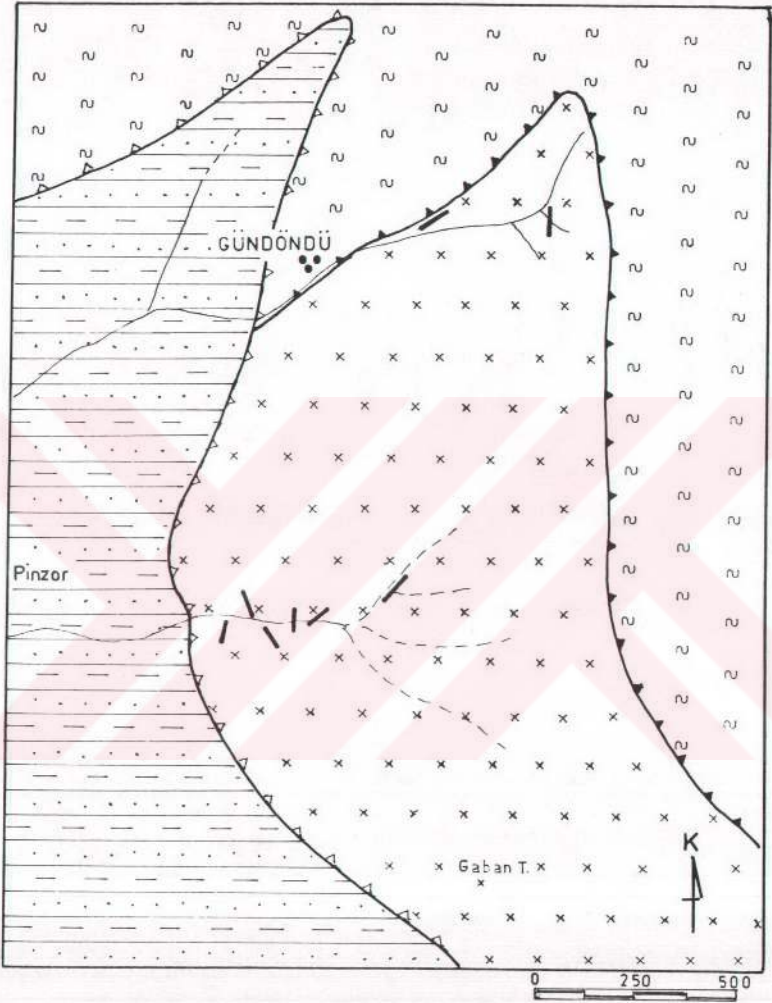
## 6.2. Sülfürlü Cevherleşmeler

### 6.2.1. Saha özellikleri

İnceleme alanında görülen cevherleşmeler düzensiz damarlar şeklinde olup ileri derecede serpantinleşmiş peridotitik kayalar içerisinde yer almaktadır. Bu cevherleşmeler iki farklı bölgede görülmektedir. Bunlar; Gündöndü Mahallesi'nin doğusunda yer alan damar şeklindeki cevherleşmeler (Gündöndü Cevherleşmesi) ve Pinzor Mevii'nin güneyinde yer alan derenin içerisinde bulunan cevherleşmelerdir (Pinzor Cevherleşmesi) (Şekil. 6.9).

**Gündöndü Cevherleşmesi:** Burada görülen damarların kalınlıkları birkaç cm' den 50 cm' ye kadar değişmektedir. Bu cevherleşmede izlenen en önemli damar Gündöndü Mahallesi'nin yaklaşık 300 m kuzeydoğusunda görülmektedir. Yüzeyde limonit ve az olarak da götüt minerallerinin bulunduğu oksitlenmiş bir zon şeklinde izlenmektedir (Şekil. 6.10). Bu damarda iç kısımlara doğru gidildiği zaman kalkopirit, pirit, pirotin mineralleri görülmektedir. Kalkopirit en çok izlenen cevher mineralidir ve masif bir görünüme sahiptir. Damarın kalınlığı 30- 50 cm arasında değişmektedir ve duruşu K45°D 35°KB olarak belirlenmiştir. Gündöndü bölgesinde görülen ikinci önemli damar, Gündöndü Mahallesi'nin yaklaşık 600 m kuzeydoğusunda ve dere içerisinde bulunmaktadır. Bu damarın mineralojik özellikleri önceki damara benzemekle birlikte burada pirotin miktarında bir artış görülmektedir. Bu damarın devamlılığı çak net izlenememekle birlikte yaklaşık K-G duruşludur. Gündöndü Cevherleşmesinde bu iki önemli cevherli damarın dışında kalınlıkları birkaç cm olan limonitleşmiş damarlarda görülmüştür. Fakat bu damarlarda birincil cevher mineralleri belirlenememiştir.

**Pinzor Cevherleşmesi:** Bu cevherleşme Pinzor Mevkii'nin güneydoğusunda bulunan dere içerisinde izlenmektedir. Burada önemli sayılabilecek altı cevherli damar belirlenmiştir. Cevherli damarların kalınlıkları 15- 20 cm ile 1 m arasında değişmektedir ve yüzeyde genellikle limonitleşmiş olarak izlenmektedirler. Bu damarlar batıdan doğuya doğru numaralandırılmıştır (Şekil. 6.9).



Bitlis Metamorphitleri



Kretase sonrası bindirme fayı



Kulp Ofiyoliti



A.Miyosen sonrası bindirme fayı



Lice Formasyonu



Cevherli damarlar

Şekil. 6.9. Sulfürlü damarların konumlarını gösteren harita

1 Nolu damar derenin saç yamacında gör÷lmektedir. Damar K10°D 45° GB duruşludur ve kalkopirit, pirit, pirotin mimeralleri izlenmektedir. Kalkopirit bu damardada baskın olmasına karşın G÷nd÷nd÷ Cevherleşmesine g÷re daha az miktarda bulunmaktadır. Bu damar 20- 30 cm kalınlığa sahiptir.

2 Nolu damar derenin sol yamacında gör÷lmektedir. K22°B 59° GB duruşlu olan bu damar d÷zensiz bir gör÷n÷me sahiptir ( şekil. 6.11). Bu damar 1 Nolu damara benzer mineralojik özellikler göstermektedir.

3 Nolu damar K46°B 25°KD duruşludur ve 50- 100 cm kalınlığa sahiptir. Bu damar yüzeyde oldukça limonitleşmiştir ve bu nedenle sarımsı, kırmızımsı renkte gör÷lmektedir ( şekil. 6.12).

4 ve 5 Nolu damarlar benzer özellikler göstermektedir. 4 nolu damar K5°D58° KB ve 5 nolu damar K70°D 65° KB duruşludur. Bu damarlar dere içerisinde izlenmektedir.Suyun devamlı akması sonucu cevherli damarlarda oksitlenmeler gör÷lmemekte ve birincil cevher mineralleri izlenmektedir ( şekil. 6.13). Her iki damarda da en çok izlenen mineral pirotindir. 5 nolu damarda pirotinler nod÷ler doku göstermektedir.

6 Nolu damar K50°D 45° KB duruşludur ve oksitlenmiş olarak izlenmektedir. Asıl cevher minerali kalkopirit, pirit, ve pirotindir. İkincil olarak limonit, malahit ve azurit mineralleri gör÷lmektedir.



**Şekil. 6.10.** Gündöndü Mahallesi'nin 300 m KD' sundaki limonitleşmiş cevherli damarın görünümü. Bakış yönü batıya doğrudur.



**Şekil. 6.11.** Pinzor bölgesinde, ultrabazik kayaların çatlaklarındaki düzensiz cevherli damarların görünümü. Bakış yönü kuzeye doğrudur.



Şekil. 6.12. Pinzor bölgesindeki limonitleşmiş cevher damarının ( 3 nolu damar) görünümü. Bakış yönü GD' ya doğrudur.



Şekil. 6.13. Pinzor bölgesinde 4 nolu damarda pirotin mineralinin görünümü. Bakış yönü doğuya doğrudur

### 6.2.2. Mineralojik ve dokusal özellikler

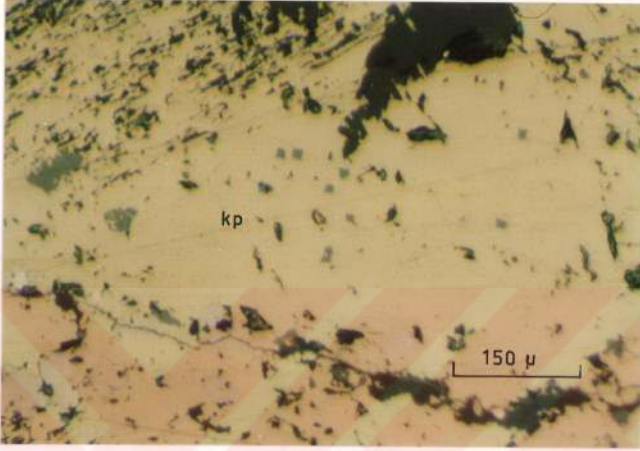
İnceleme alanında görülen sülfürlü cevherleşmelerin mineralojisini, minerallerin birbiri ile olan ilişkilerini ve dokusal özelliklerini belirlemek amacı ile cevherli damarlardan alınan örneklerden 150 adet parlak kesit 20 adet de ince parlak kesitler hazırlanarak cevher mikroskopi ve polarizan mikroskopta incelenmiştir.

Sülfürlü cevherleşmeler genelde masif cevher şeklindedir. Gang mineralleri genelde % 10- 15 ' i geçmemektedir. Ana bileşen kalkopirit olup, pirit ve pirotin yer yer baskın mineral olarak görülebilmektedir. Bu ana cevher mineralleri dışında manyetit, muşketovit, sfalerit, pentlandit, linneit, valeriit, ilmenit, kromit ve ikincil olarak markasit, limonit mineralleri belirlenmiştir.

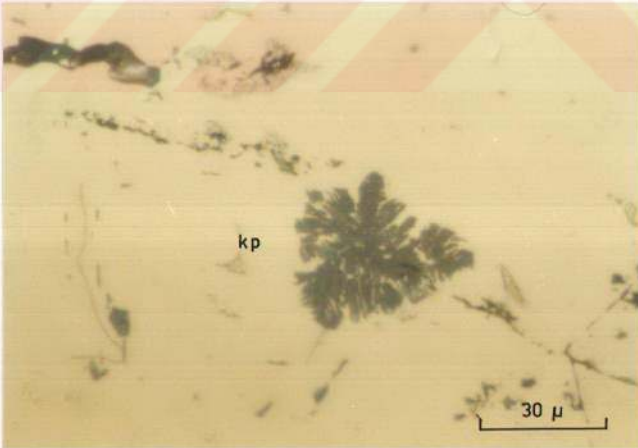
İncelenen örneklerde ornatma dokuları, ayrılma dokuları ve kataklastik dokular görülmektedir. Ayrıca kalkopirit ve pirotin minerallerinde mikrokıvrımların varlığı da belirlenmiştir. Az olarak da mirmekitik doku ve jel (koloidal) doku görülmektedir.

**Kalkopirit ( $\text{CuFeS}_2$ ) :** Kalkopirit, çalışma alanındaki hemen hemen bütün damarlarda görülmektedir ve en çok izlenen cevher mineralidir. Bu mineral tüm cevher minerallerinin yaklaşık yarısını oluşturmaktadır. Kalkopiritler çoğunlukla öz şekilsiz, bazen de yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır. Tane boyutları çok küçükten 1-2 mm' ye kadar değişmektedir. Kalkopiritler daha yaşlı olan kataklastik piritlerin çatlak ve aralarını doldurmuşlardır. Bu durumda kalkopirite pirotin, daha az olarak da sfalerit eşlik etmektedir. Kalkopiritler içerisinde yıldız ve kar tanesi şeklinde sfalerit ayrılmaları görülmektedir ( Şekil.6.14, 6.15). Kar tanesi şeklinde görülen sfalerit ayrılmaları kalkopiritler içerisinde belirli bir yönde dizilimler göstermektedir. Yine kalkopiritler içerisinde kristalografik yönlerde gelişmiş çubuklar şeklinde sfalerit ayrılmaları da görülmektedir ( Şekil. 6.16). Kalkopiritler içerisinde görülen sfalerit ayrılmaları cevherleşmenin yüksek ısılarla oluştuğunu belirtmektedir ( Ramdohr, 1980). Bu mineraller içerisinde kapantı şeklinde öz biçimsiz pirit kristalleri belirlenmiştir.

Yapılan mikroskopik incelemelerde kalkopiritlerin iki farklı zamanda oluştuğu saptanmıştır. Bunlar sfalerit ile eş yaşlı kalkopiritler ve sfaleritlerden daha yaşlı kalkopiritlerdir. Sfalerit ile eş yaşlı kalkopiritler içerisinde sfalerit ayrılmaları görülmektedir.



Şekil. 6.14. Kalkopiritler içerisinde görülen sfalerit yıldızları ( koyu gri). T.N. X 200



Şekil. 6.15. Kalkopiritler içerisinde görülen kar tanesi şeklindeki sfalerit ayrılmaları. T.N. X 1000

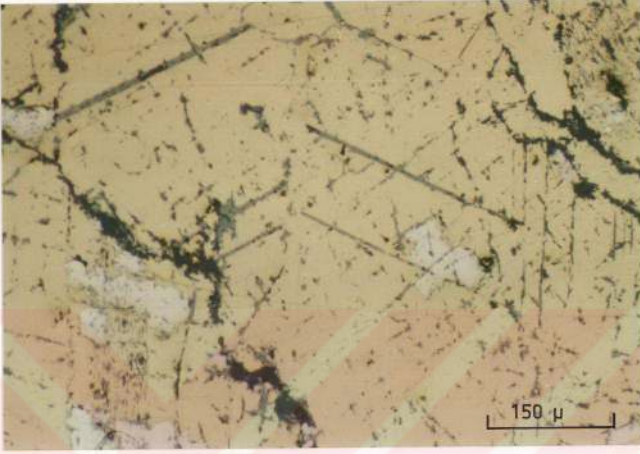
Kalkopiritler genellikle silikatları ornatarak onların kristal şekillerini almışlardır. Yapılan ince parlak kesitlerde ornatılan mineralleri serpantinleşmiş piroksen oldukları saptanmıştır. Bazı kesitlerde bu minerallerin iç kısımlarında kalıntı halinde serpantinleşmemiş piroksen kristalleri de görülmüştür.

Kalkopiritler, silikatları dilinim ve çatlakları boyunca ornatmışlardır. Ornatmanın tam gerçekleşmediği minerallerde silikat minerallerine ait dilinim ve şekil gibi kristalografik özellikler çok güzel görülmektedirler ( Şekil. 6.18). Burada kalkopirit kristalleri lameller şeklinde uzanmakta ve bazen de kristaller birbiri ile açı yapacak şekilde bulunmaktadır ( Şekil. 6.19, 6.20).

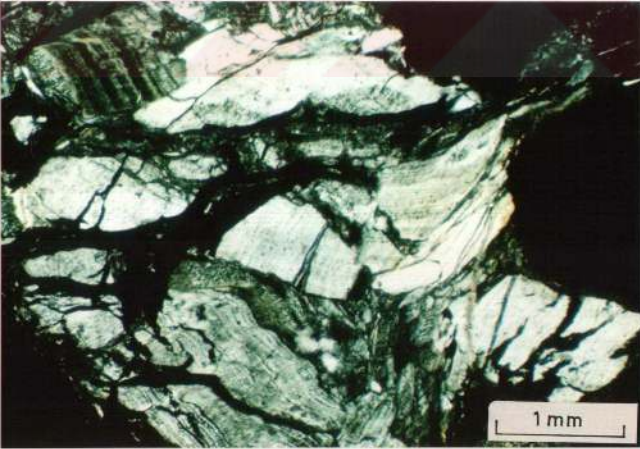
Kalkopiritler içerisinde az olarak kalkopirit ve pirotinin oluşturduğu mirmekitik doku görülmektedir. Burada küçük kurtçuklar şeklinde görülen piritler kalkopiritler içerisinde düzensiz olarak bulunmaktadır ( Şekil. 6.21, 6.22). Bu dokuda pirit ve kalkopiritler benzer optik oryantasyonlar göstermektedir.

Bazı kalkopirit kristallerinde, geçirmiş oldukları tektonizma nedeni ile kataklastik doku oluşmuştur ( Şekil. 6.23). Diğer bazı kalkopirit kristallerinde ise kırılma ve mikrokıvrımlanmalar izlenmektedir. Bu kıvrımlanmalar genellikle kalkopiritlerde görülürken benzer şekildeki izoklinal kıvrımlar ve bükülmeler daha az oranda da pirotinlerde görülmektedir ( Şekil. 6.24, 6.25).

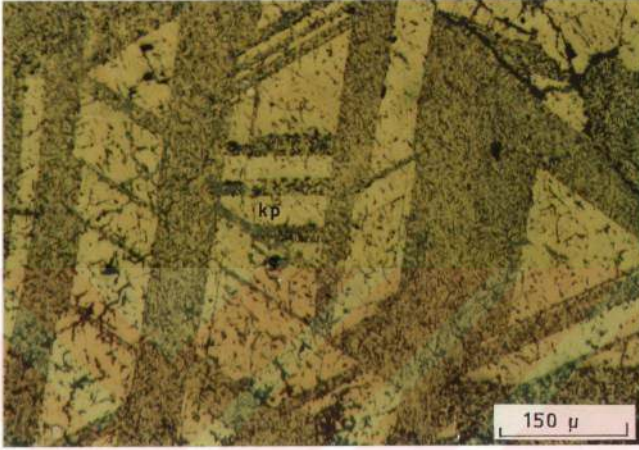
Kalkopiritlerin silikatları tamamen veya büyük çoğunlukla ornatıldığı minerallerde, kalkopiritler plastik özellik göstermesi sonucunda kırık ve çatlaklar oluşmuştur. Ornatmanın daha az olduğu ve silikat mineraline ait dilinimlerin izlendiği örneklerde kalkopiritler elastik davranış göstermektedir. Burada kırık ve çatlakların yerine kıvrımlanmalar ve bükülmeler izlenmektedir ( Şekil. 6.26 ).



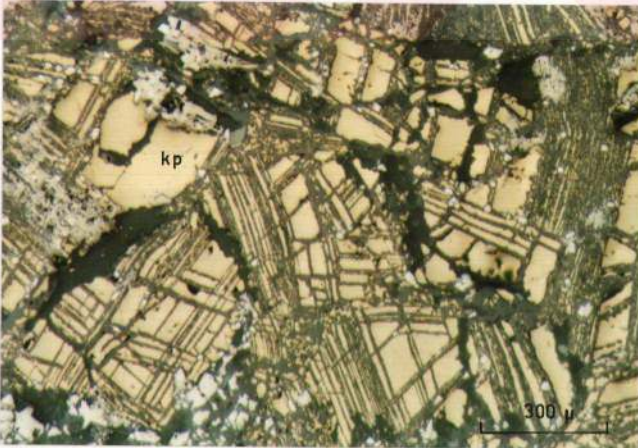
Şekil. 6.16. Kalkopiritler içerisinde lameller şeklinde görülen sfalerit ayrılmaları T.N. X 100



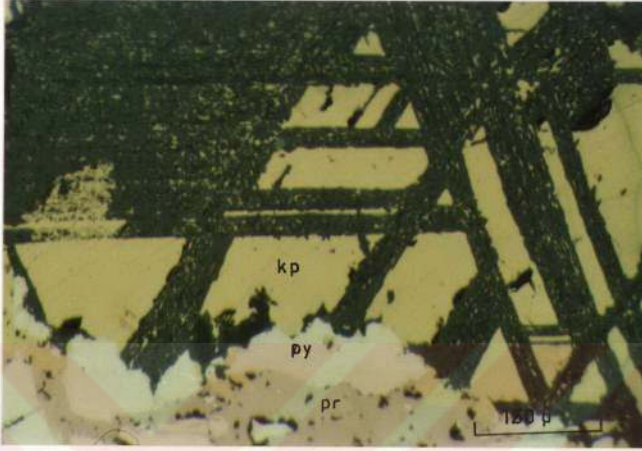
Şekil .6.17. Cevher minerallerinin ornattığı serpantinleşmiş piroksenlerin polarizon mikroskopta görünümü Ç.N X 32



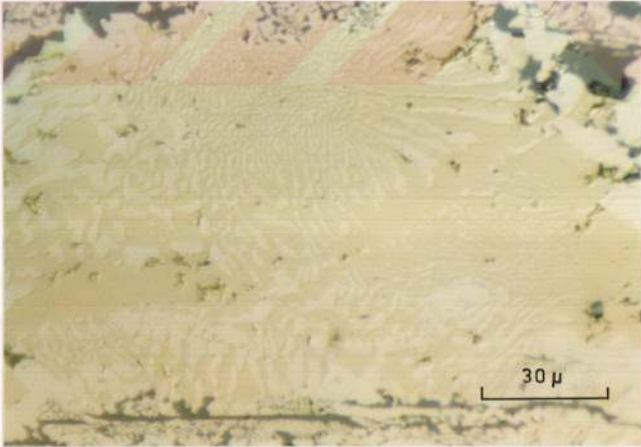
Şekil. 6.18. Kalkopiritlerin piroksenleri ornatması ve lamelli dokunun mikroskopta görünümü. T.N. X 200



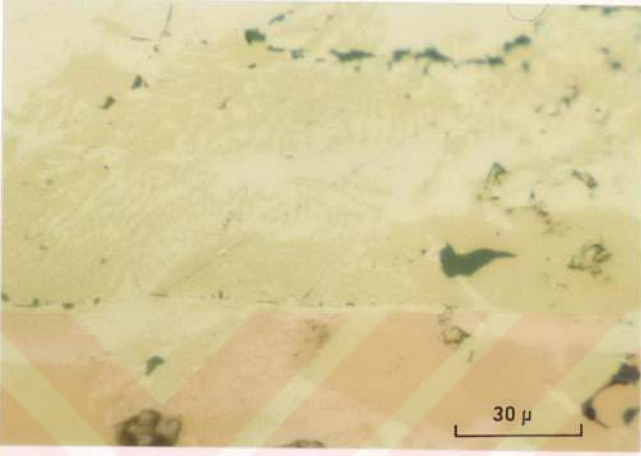
Şekil. 6.19. Kalkopiritlerin silikatları ornatmasının mikroskopta görünümü. T.N. X 100



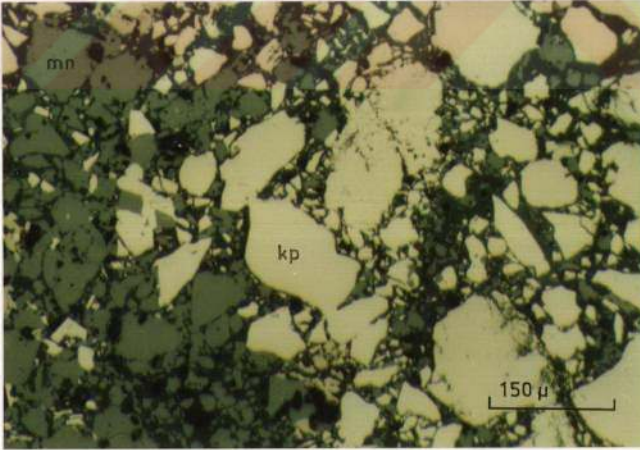
**Şekil. 6.20.** Kalkopiritlerdeki ornatma dokusunun mikroskopta görünümü. T.N. X 200  
kp : kalkopirit, Py : pirit, Pr : pirotin



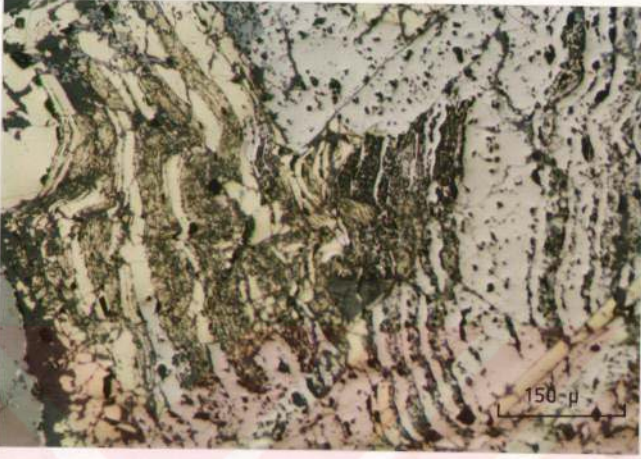
**Şekil. 6.21.** Kalkopirit ve piritlerin oluştuğu mirmekitik dokunun mikroskopta görünümü. T.N X 1000



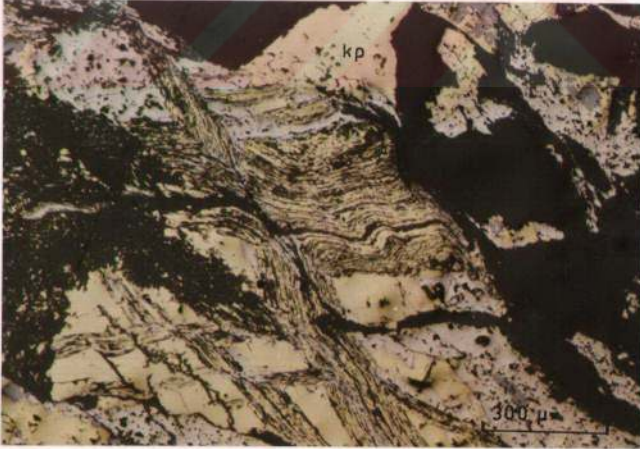
Şekil. 6.22. Kalkopirit ve piritlerin oluşturduğu mirmekitik dokunun mikroskopta görünümü. T.N. X1000



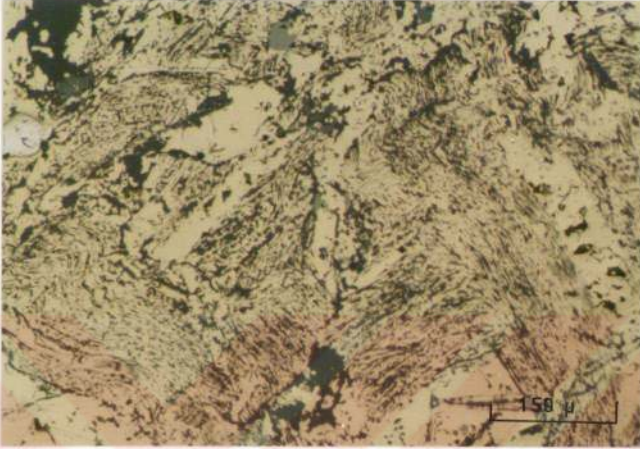
Şekil. 6.23. Kalkopirit (kp) ve manyetite (mn) kataklastik dokunun görünümü. T N. X200



Şekil. 6.24. Kalkopirit (kp) ve pirotinlerde ( pr) oluşan kırılma ve bükülmelerin mikroskopta görünümü. T.N. X 200



Şekil. 6.25. Kalkopiritlerde oluşmuş izoklinal kıvrımların mikroskopta görünümü. T N. X 100



**Şekil. 6.26.** Kalkopiritlede kırılma , bükülme ve kıvrımlanmaların mikroskorta görünümü. T.N. X 200 ( Burada; kısmen ornatılmış silikat minerallerine ait kalkopiritlede kıvrımlanmalar görülürken, silikatlerin tamamen ornatıldığı örneklerde kırılmanın görülmesi cevherleşmenin tektonizmadan önce oluştuğunu göstermektedir.)

**Pirotin (FeS):** Bu mineral bölgede görülen sülfürlü damarların tümünde değişik oranda bulunmaktadır ve kalkopiritten sonra en çok izlenen cevher mineralidir. Kalkopiritin arttığı örneklerde pirotin miktarı azalmakta, kalkopiritin azaldığı örneklerde ise artmaktadır. Pirotinler daha yaşlı olan kataklastik piritlerin çatlaklarını doldurduğu gibi iri taneler şeklinde de bulunmaktadır ( Şekil. 6.27). Bazen de küçük kristallerin bir araya gelmesi ile oluşan kristal toplulukları şeklinde bulunmaktadır. Pirotinler genellikle öz şekilsiz olarak daha az olarak da yarı öz şekilli olarak görülmektedir. Tek nikolde açık pembemsi renklere görülen bu mineral ufak tanelerin kenetlenmiş topluluklarından oluşmuşlardır. Bu taneler çapraz nikolde farklı durumlarda anizotropi göstermesi ile ayırt edilmektedir. Bazı örneklerde silikat minerallerini ornatın lamelli yapılar görülmesine rağmen bu durum kalkopiritlede olduğu gibi fazla değildir.

İncelenen örneklerde hem yüksek sıcaklıklarda oluşan hegzagonal pirotinler hem de daha düşük ısılarda oluşan monoklinik pirotinler görülmektedir. Yüksek ısılarda oluşan hegzagonal pirotinler çapraz nikoide lameller şeklinde anizotropi göstermektedir (Ramdohr, 1980).

Ramdohr (1980), çok yüksek ısılarda S konsantrasyonunun arttığı durumlarda hegzagonal pirotinlerin oluştuğunu 150° C sıcaklıkta hegzagonal kristallerin triolit ve ortaç pirotinlere dönüştüğünü yada Fe konsantrasyonunun azalması ile monoklinik pirotinlerin oluştuğunu belirtmektedir.

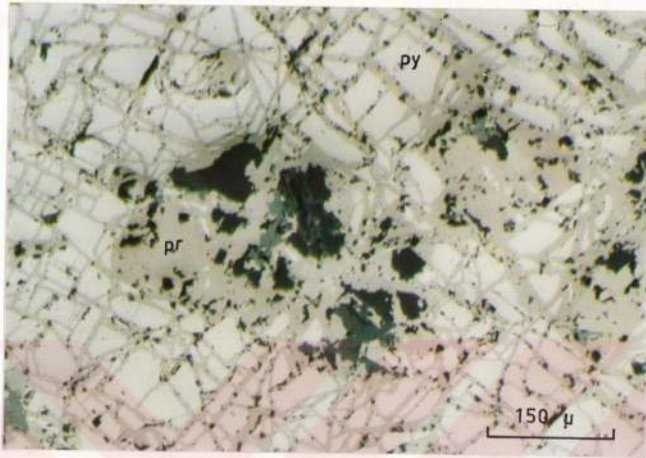
Pirotinler içerisinde kapanım şeklinde pirit ve ayrılım şeklinde pentlandit mineralleri saptanmıştır. Kapanım şeklindeki pirit mineralleri öz şekilsiz küçük kristaller biçimindedir. Pentlandit ayrılımları ise küçük öz şekilsiz taneler şeklinde ve bazen de alev biçiminde görülmektedir.

Kataklastik piritlerin çatlaklarını dolduran pirotinlerin bazılarında ikincil alterasyon sonucu markasit ve limonite dönüşümler görülmektedir. Bu dönüşümlerin tam olarak oluşmadığı örneklerde ise ara ürünler ve bu örneklerde kuş gözü dokusu (Şekil. 6.28) belirlenmiştir (İneson, 1989).

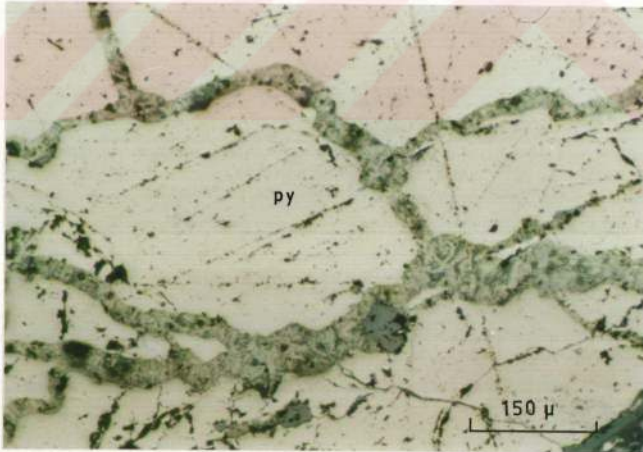
İnce taneli pirotinler yüzeysel işlevler sonucunda pirit + markasitten oluşan bir mineral topluluğuna dönüşmüşlerdir. Burada kısmen limonite dönüşümlerde görülmektedir (Şekil. 6.29). Bu dönüşümler pirotinlerin (0001) oktahedral yüzeyleri boyunca gelişmiştir.

Bazı örneklerde pirit, pirotin ve manyetit iç içe büyümesi ile oluşmuş mirmekitik dokuya benzer bir doku görülmektedir (Şekil. 6.30).

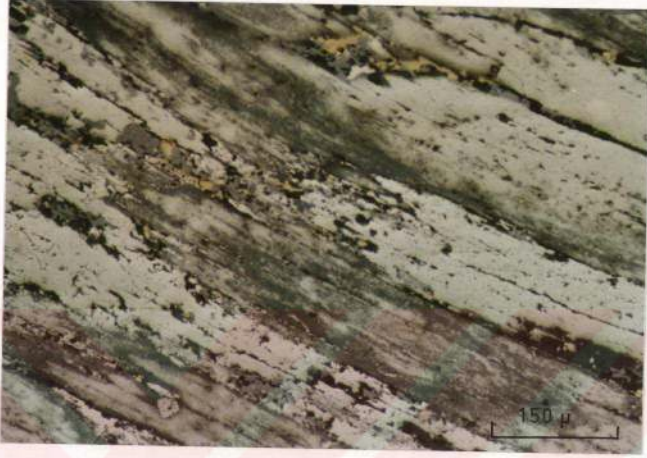
İnceleme alanındaki cevherli damarlarda hegzagonal pirotinlerin görülmesi cevherleşmenin yüksek ısılarda oluştuğunu göstermektedir (Ramdohr, 1980).



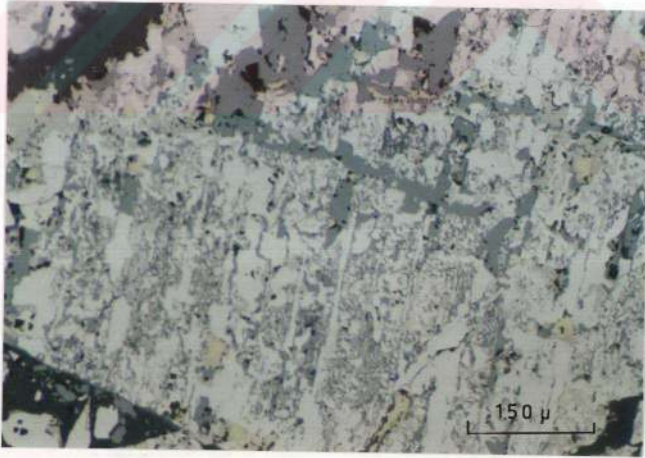
**Şekil. 6.27.** Kataklastik piritlerin çatlaklarını dolduran pirotinlerin (pr) mikroskopta görünümü. T.N. X 100



**Şekil. 6.28.** Pirotinlerin markasite dönüşmesi ile oluşan kuş gözü dokusunun mikroskopta görünümü. T.N. X 200



Şekil. 6.29. Pirotinlerin markasit ve limonite dönüşmesi. T.N. X 200



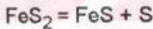
Şekil. 6.30. Pirit, manyetit ve pirotinin iç içe büyümesinin mikroskopta görünümü. T.N. X 200

**Pirit ( $\text{FeS}_2$ )** : Pirit kalkopirit ve pirotinden sonra en çok izlenen cevher mineralidir. Değişik kökende piritler görülmektedir. Bunlar; yaşlı piritler, dönüşüm sonucu oluşan piritler ve jel piritlerdir. Yaşlı piritler en ilk oluşan cevher mineralidir. Bu mineral öz şekilliden yarı öz şekilliye ve öz şekilsiz kadar değişen kristal biçimleri göstermektedir. Öz şekilsiz piritlerde kristal boyutları 2-3 mm' ye kadar çıkmaktadır.

Piritler bazen piroksenleri dilinimleri boyunca ornatarak gelişmişlerdir. Fakat bu durum kalkopiritlerdeki kadar belirgin değildir. Yaşlı piritle oluşumlarından sonra kataklazma geçirerek çatlaklı bir yapı kazanmışlardır. Bu çatlaklar daha sonra oluşan kalkopirit ve pirotin gibi mineraller tarafından doldurulmuştur.

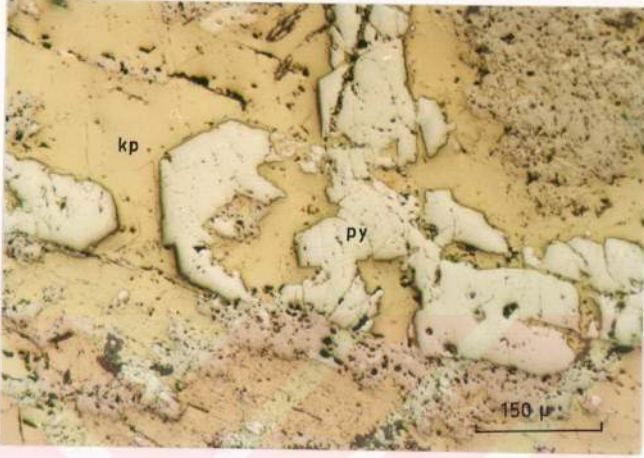
Piritler ilk oluşan mineral oldukları için daha sonra oluşan mineraller tarafından kenar ve çatlakları boyunca ornatılmıştır. Kalkopiritler içerisinde kapanım şeklinde bulunan piritler kalkopiritler tarafından ornatılmış ve belirgin derecede korozyona uğratılmıştır. Burada daha sonra oluşan kalkopiritler demirin bir kısmını piritlerden almıştır. Bu nedenle piritlerde iskelet şeklinde ornatma dokuları gelişmiştir (İneson, 1989). Bu mineral kalkopiritler içerisinde iskelet şeklinde görülmektedir (Şekil. 6.31, 6.32). Bazı piritler sfalerit ve kalkopirit g.b. sülfür minerallerini kesmektedir. Fakat bu mineraller dönüşüm sonucu oluşmuş daha genç piritlerdir.

Bazı örneklerde pirit ve pirotin iç içe izlenmektedir. Kükürt konsantrasyonunu fazla olduğu zaman pirit az olduğu zaman pirotin oluşmaktadır (Ramdohr, 1980).

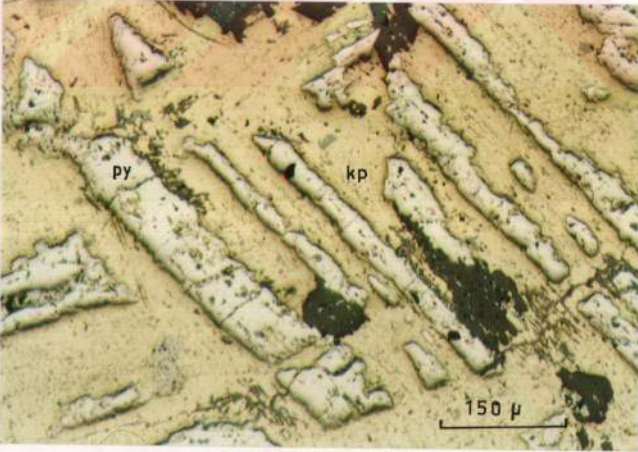


Piritler silikatlar ile olak sınırlarında bazen saç şeklinde keçemsi yüzeyli bir görünüm sunmaktadır (Şekil. 6.33). Gang minerallerinden piritlere doğru gidildiğinde pirit miktarında bir artış görülmekte ve keçemsi yüzey kaybolmaktadır.

Ayrıca bazı örneklerde yüzeysel alterasyon sonucu ikincil piritler oluşmuştur(Şekil.6.34). Bu piritler ile birlikte limonitlerde izlenmektedir.



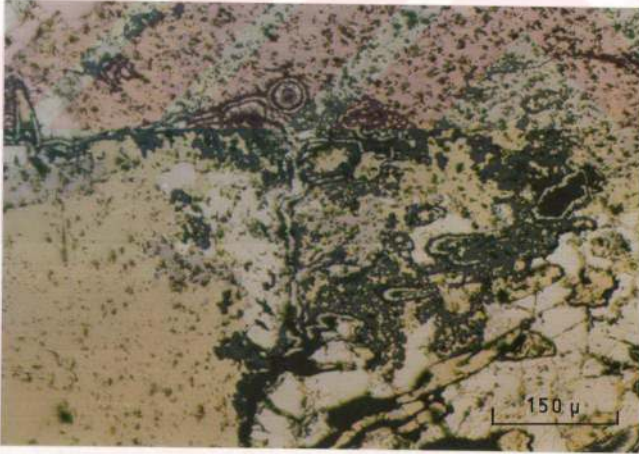
**Şekil. 6.31.** Kalkopiritler (kp) tarafından ornatılan öz şekilli piritlerin (py) mikroskopta görünümü. T.N. X 200



**Şekil. 6.32.** Kalkopiritler (kp) tarafından ornatılan iskelet şeklindeki piritlerin (py) mikroskopta görünümü. T.N. X 200



Şekil. 6.33. Keçemsi yüzeyli piritlerin mikroskopta görünümü. T.N. X 200



Şekil. 6.34. Pirit, kalkopirit ve pirotinli kısımlarda yüzeysel alterasyonun görünümü. T.N. X 200

**Manyetit (  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  ) :** Manyetit, inceleme alanındaki cevherleşmede kalkopirit, pirit ve pirotine göre daha az olarak bulunmaktadır. Manyetitler öz şekilli, yarı öz şekilli ve öz şekilsiz olarak bulunurlar. Kristal boyları değişmekle birlikte ince taneliden 2-3 mm' ye kadar değişmektedir. Değişik türde manyetitler görülmektedir. Bunlar, birincil manyetitler ve pirotinlerin dönüşümü sonucu oluşan ikincil manyetitlerdir.

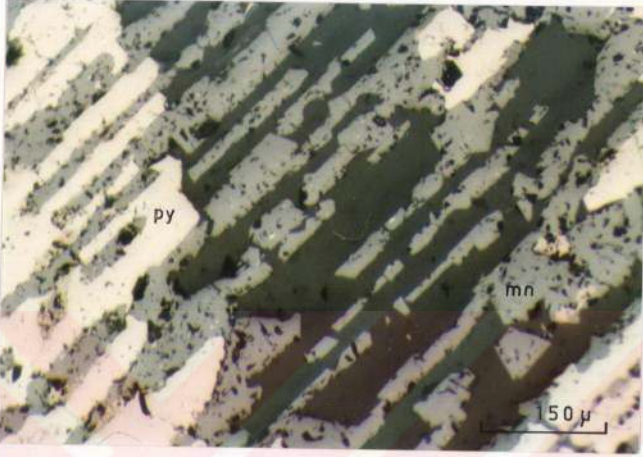
Manyetitler sfaleritlerden daha koyu renkli olması,parlatma sertliğinin yüksek olması ve ayrılım içermemesi ile ayırt edilmektedir. Manyetitlerde yer yer zonlu kristaller de görülmektedir. Ornatma dokusu kalkopiritlerden sonra en iyi manyetitlerde görülmektedir. Piroksenleri ornatarak onların yerini almış olan manyetitlerde lamelli yapılar çok güzel izlenmektedir ( Şekil. 6.35). İncelenen örneklerde 100- 150 u boyutunda öz şekilli manyetit kristalleri ve bu minerallerin etrafından itibaren hematit ve limonite dönüşümler görülmektedir. Bunlar, mikroskopta manyetitlerin etrafında daha koyu renkli bir kuşak şeklinde izlenmektedir ( Şekil. 6.36).

İncelenen örneklerin bazılarında keçemsi yüzeyli manyetitler saptanmıştır. Ancak bu durum piritlerde olduğu gibi fazla yaygın değildir. Pirit manyetit sınırında demir oranının artmasına bağlı olarak pirotinler oluşmuştur.

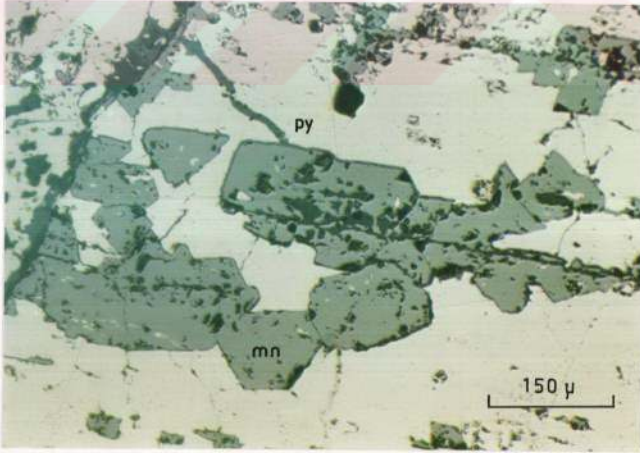
Bazı örneklerde manyetitler tektonizma sonucu parçalanmış ve breşik bir şekil kazanmıştır. Bu tür örneklerde kataklastik doku görülmektedir.

**Muşketovit:** İncelenen örneklerde çok az olarak görülmektedir. Bunlar hematitlerin yerini almış manyetit kristalleridir. Müşketovit minerali ışınsal bir görünüme sahiptir. Burada krisraller bir merkezden dışa doğru ışınsal bir dizilim gösterirler ( Şekil. 6.37).

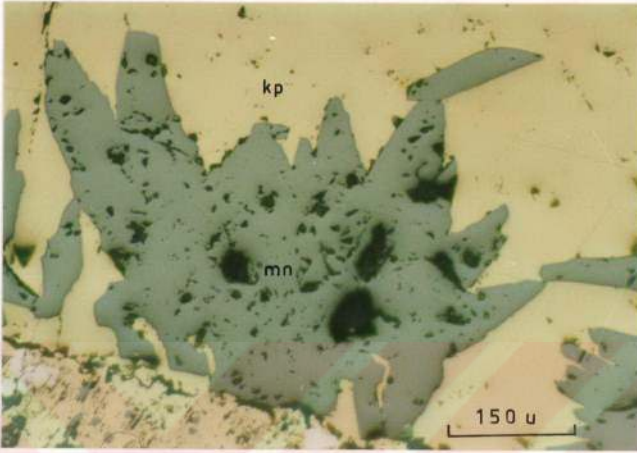
Bu mineral kalkopiritler içerisinde öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır. Tane boyları 100- 150 u dan 400- 500 u a kadar değişmektedir.



Şekil. 6.35. Çubuk şeklindeki manyetitlerin mikroskopta görünümü. Mn: manyetit, py: pirit T.N. X 200



Şekil. 6.36. Öz şekilli manyetitlerin mikroskopta görünümü. Mn: manyetit, py: pirit T.N. X 200



Şekil. 6.37. Muşketovit (mn) mineralinin kalkopirit (kp) içerisinde görünümü.T.N. X 200

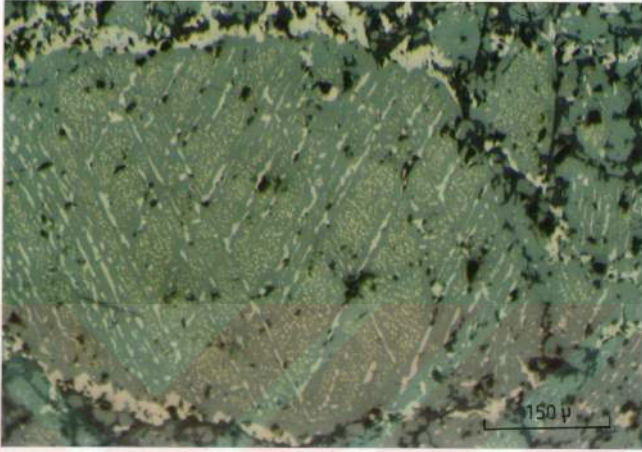
**Sfalerit (  $ZnS$  )** : Sfalerit; incelenen örneklerde kalkopirit, pirit, pirotin ve manyetitten daha az olarak bulunmaktadır. Bu mineral genellikle kalkopiritler içerisinde küçük tane ve yıldızlar şeklinde izlenmektedir. Ancak bazı örneklerde 2-3 mm büyüklüğünde öz şekilsiz kristaller biçiminde de görülmektedir.

Sfaleritler içerisinde çok güzel ayrılmalar izlenmektedir. Bunlar genellikle kalkopirit, daha az olarak pirotin ve çok az olarak da valeriit ayrılmaları içermektedir.

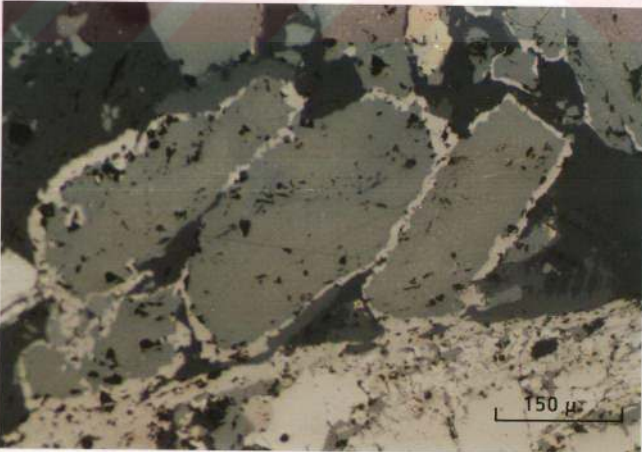
Sfaleritler içerisinde farklı ayrılım dokuları görülmektedir. Kalkopiritler sfaleritler içerisinde genellikle küçük yuvarlak kristaller şeklinde bulunmaktadır (Şekil. 6.38). Bu ayrılım dokusu emülsoyid dokusu olarak adlandırılmaktadır. Pirotin ayrılmaları sfaleritlerin kristalografik yönlerine uygun olarak gelişmiştir ve sfalerit içerisinde çubuklar şeklinde görülmektedir. Bu doku, elek veya ag şeklindeki ayrılım dokusu olarak adlandırılmaktadır (Ineson, 1989). Bazı sfalerit kristallerinde pirotinler dışa atılmıştır. Burada pirotinler sfaleritlerin etrafını çevrelemiş bir şekilde izlenmektedir ( Şekil 6.39).

Sfalerit kristallerinin çatlak ve dilinimleri boyunca meteorik suların hareketi sonucu buralarda limonit birikimleri görülmektedir.

Sfalerit içerisinde kalkopirit ve özelliklede pirotin ayrılmalarının bulunması cevherleşmenin yüksek ısılarda oluştuğunu göstermektedir ( Ramdohr, 1980).



Şekil. 6.38. Sflerit içerisinde kalkopirit (yuvarlak şekilli) ve pirotin (çubuk şekilli) ayrıtımlarının görünümü. T.N. X 200



Şekil. 6.39. Sfleritin kenarları boyunca izlenen pirotin ayrıtımları. T.N. X 200

**Pentlandit (  $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$  )** : Pentlandit ana cevher minerallerinden sonra en çok izlenen bir mineraldir. Genellikle az miktarda ve küçük taneler şeklinde bulunmaktadır. Taneler genellikle öz şekilsiz bazen de yarı öz şekilli olarak görülürler. Pentlanditlerin tane boyları 100- 150  $\mu$ 'a kadar çıkmaktadır. Tek nikelde açık krem renkte izlenen bu mineral kalkopiritten daha açık renkli olması, piritten parlatma sertliğinin dolayısı ile röliyeinin düşük olması ile ayırt edilmektedir.

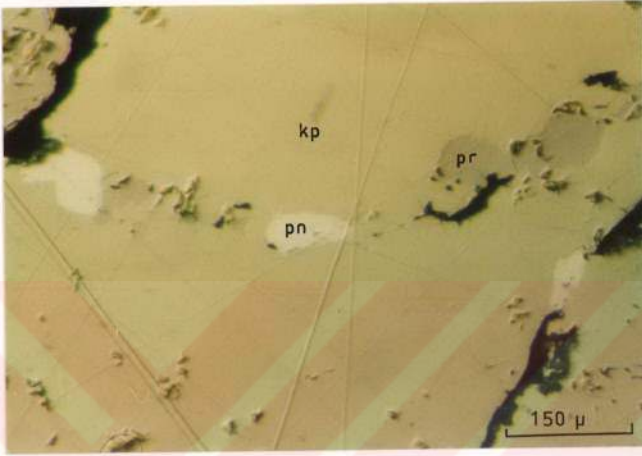
Bu mineral genellikle pirotinler içerisinde, daha az olarak da pirotinin diğer mineraller ile olan sınırında ve bazen de kalkopiritleri içerisinde izlenmektedir. (Şekil. 6.40). Pentlanditler az olarak pirotinler içerisinde ayrılım şeklinde bulunmaktadır. Fe-Ni-S sisteminde pirotin ve pentlandit 600 °C üzerinde tek faz olarak bulunmaktadır ve sıcaklığın düşmesi ile pirotinden pentlandit ayrılımları oluşmaktadır ( Naldret vd. 1967 ).

Bazı pentlandit kristallerinde kenarları boyunca violarit mineraline dönüşümler izlenmektedir.

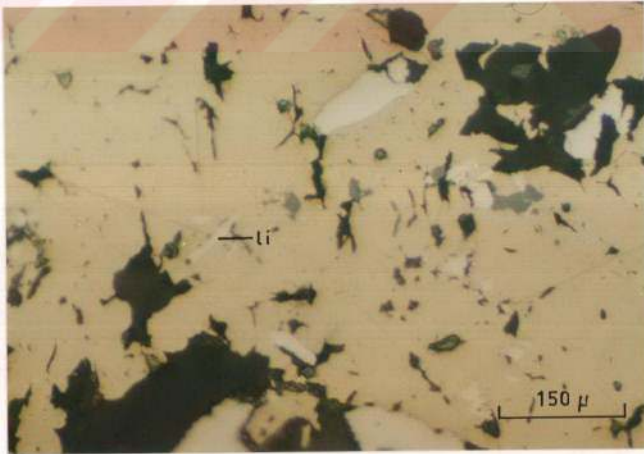
**Linneit (  $(\text{Co},\text{Ni})_3\text{S}_4$  )**: Bu mineral sülfürlü cevherleşmeler içerisinde çok az oranda görülmektedir. Linneit, öz şekilli ve yarı öz şekilli prizmatik biçimde bulunmaktadır ( Şekil. 6.41). Açık beyaz ve krem renkte izlenen bu mineral, kalkopirite göre röliyeinin daha yüksek olması ile ayırt edilmektedir.

**Valeriit (  $\text{CuFeS}_2$  )** : Sülfürlü cevherleşmeler eser miktarda çok küçük öz şekilsiz taneler biçiminde görülmektedir. Genellikle kalkopirit içerisinde daha az olarakda kalkopirit ile diğer minerallerin dokunağında izlenmektedir. İncelenen örneklerde sfalerit içerisinde çok az miktarda emilsoyid şeklinde valeriit ayrılımları da belirlenmiştir. Bu mineral çapraz nikelde kuvvetli anizotropi göstermektedir.

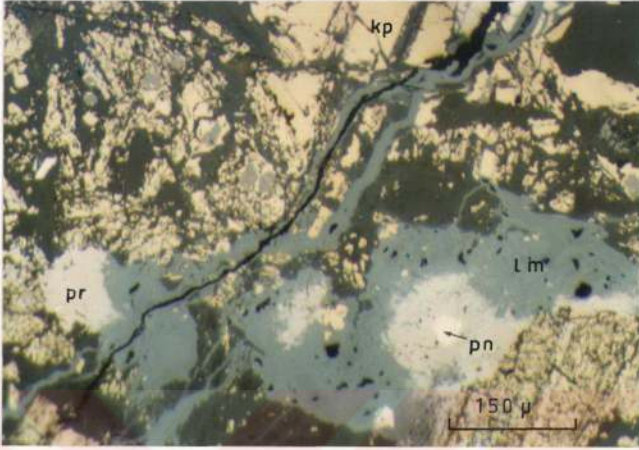
**Limonit (  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  )** : Çalışma alanımda görülen en genç cevher mineralidir. Limonitler yüzeysel alterasyon sonucu oluşmuş ikincil minerallerdir. Örneklerde pirit ve manyetit gibi minerallerin dönüşmesi ile olmuş limonitler bulunduğu gibi, sülfid mineralleri arasındaki çatlakları dolduran limonitler de görülmektedir ( Şekil. 6.42).



Şekil. 6.40. Pentlanditlerin (pn) kalkopirit (kp) ve piritin (pr) ile ilişkisinin mikroskopta görünümü. T.N. X 200



Şekil.6.41. Linneit (li) mineralinin mikroskopta görünümü T.N. X 200



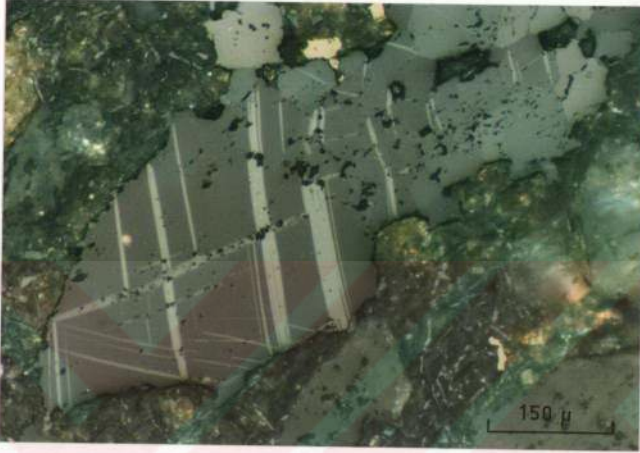
Şekil. 6.42.Sülfürlü cevherleşmelerin çatlakları boyunca oluşmuş ikincil limonit damarları.lm: Limonit, kp: kalkopirit, pr: pirotin, pn: pentlandit. T.N. X 200

**Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ) :** Bu mineral sülfürlü cevherleşmeler ile ilişkili olarak bulunmamaktadır. Silikat mineralleri içerisinde kalıntı kristaller şeklinde görülmektedir. Ilmenitler incelenen örneklerde öz şekilsiz ve yarı öz şekilli olarak izlenmektedir. Bu mineral ince çubuklar şeklinde bulunduğu gibi iri öz şekilsiz kristaller biçiminde de görülmektedir. Ilmenitin tane boyu 50- 100 u'dan 1mm'ye kadar değişmektedir.

İri ilmenit kristallerinde çapraz nikol altında çok iyi gelişmiş ikizler görülmektedir ( Şekil. 6.43). Çubuk şeklinde izlenen ilmenit kristallerinde ise kafes dokusu izlenmektedir ( Şekil.6.44).

Ilmenitler bazı örneklerde kenarları boyunca ve bazen de tamamen rutil ve sfene dönüşmüşlerdir.

**Kromit ( $\text{Cr}_2\text{FeO}_4$ ) :** Bu mineral de ilmenitler gibi sülfürlü cevherleşmelerle ilişkili olarak bulunmamakta, silikatlar içerisinde kalıntı kristal şeklinde görülmektedir. Kromit minerali öz şekilsiz , bazen iskelet, kurt ve solucan şeklinde izlenmektedir. Bu mineral kenarları boyunca korezyona uğramıştır. Genellikle gang mineralleri içerisinde görülen bu mineral daha az olarak da sülfürlü mineraller içerisinde kapantı şeklinde bulunmaktadır. Kromitlerin kenar ve çatlakları boyunca krom spinel ve hematite dönüşümler izlenmektedir.



Şekil. 6.43. Ilmenit kristalindeki ikizlenmenin mikroskopta görünümü. Ç.N. X 200



Şekil. 6.44. Ilmenit mineralindeki kafes dokusunun mikroskopta görünümü, T.N. X 200

### 6.2.3. Sülfürlü Cevherleşmelerin Kimyasal Özellikleri

Bölgede görülen sülfürlü cevherleşmelerinkimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 15 adet örnek C.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında Atomik Absorbsiyon yöntemi ile analiz edilerek bu örneklerin Fe, Cu, Zn, Ni ve Co içerikleri belirlenmiştir ( Tablo 6.2).

**Fe içeriği :** Analizi yapılan örneklerde demir oranı % 27.27 ile %49.23 arasında değişmektedir. Bu element inceleme alanında görülen tüm minerallerin bileşimine girmesine rağmen asıl olarak pirit, pirotin ve manyetitın içerisinde bulunmaktadır.

**Cu içeriği :** Kimyasal analiz sonuçlarına göre Cu miktarı % 0.30 ile 22.50 arasında değişmektedir. Bu element cevher minerallerinden kalkopiritin bileşimine girmektedir. Cu miktarı kalkopiritce zengin örneklerde artarken pirit, pirit, manyetit gibi minerallerin fazla olduğu örneklerde azalmaktadır.

**Zn içeriği :** Bu element analizi yapılan örneklerde genellikle düşük değerlerde izlenmektedir. Ancak bu değer üç örnekte % 1' in üzerine çıkmaktadır. Zn sfaleritin bileşimine girmektedir ve bu elementin bolluğu ile artmaktadır.

**Ni içeriği :** Bu element inceleme alanımdaki örneklerden yapılan analizlerde 492 ppm ile 3362 ppm arasında değişmektedir. Ni pentlandit mineralinin bileşimine girmektedir ve pentlanditce zengin örneklerde bu element miktarıda artmaktadır.

**Co içeriği :** Analizi yapılan örneklerde Co içeriği 218 ppm ile 3364 ppm arasında değişmektedir. Yapılan mikroskopik çalışmalarda Co elementi içeren mineral belirlenememiştir. Ancak  $Ni^{+2}$  (0.77 Å°) ve  $Co^{+2}$  (0.83 Å°) elementleri gerek iyon yarıçaplarının birbirine yakın olması ve gereksede elektron değerlerinin aynı olması nedeni ile kolayca birbirlerinin yerini almaktadırlar. Burada Co elementinin pentlandit ve linneit mineralinin bileşimine girmektedir.

Analizi yapılan örneklerdeki elementlerin birbirleri ile olan ilişkilerinin belirlemek amacı ile Cu-Ni, Cu-Co, Cu-Ni+Co, Zn-Ni, Zn-Co, Zn-Ni+Co, Ni-Co, ve Cu-Zn değişim diyagramları hazırlanmıştır ( Şekil. 6.45, 6.46, 6.47, 6.48).

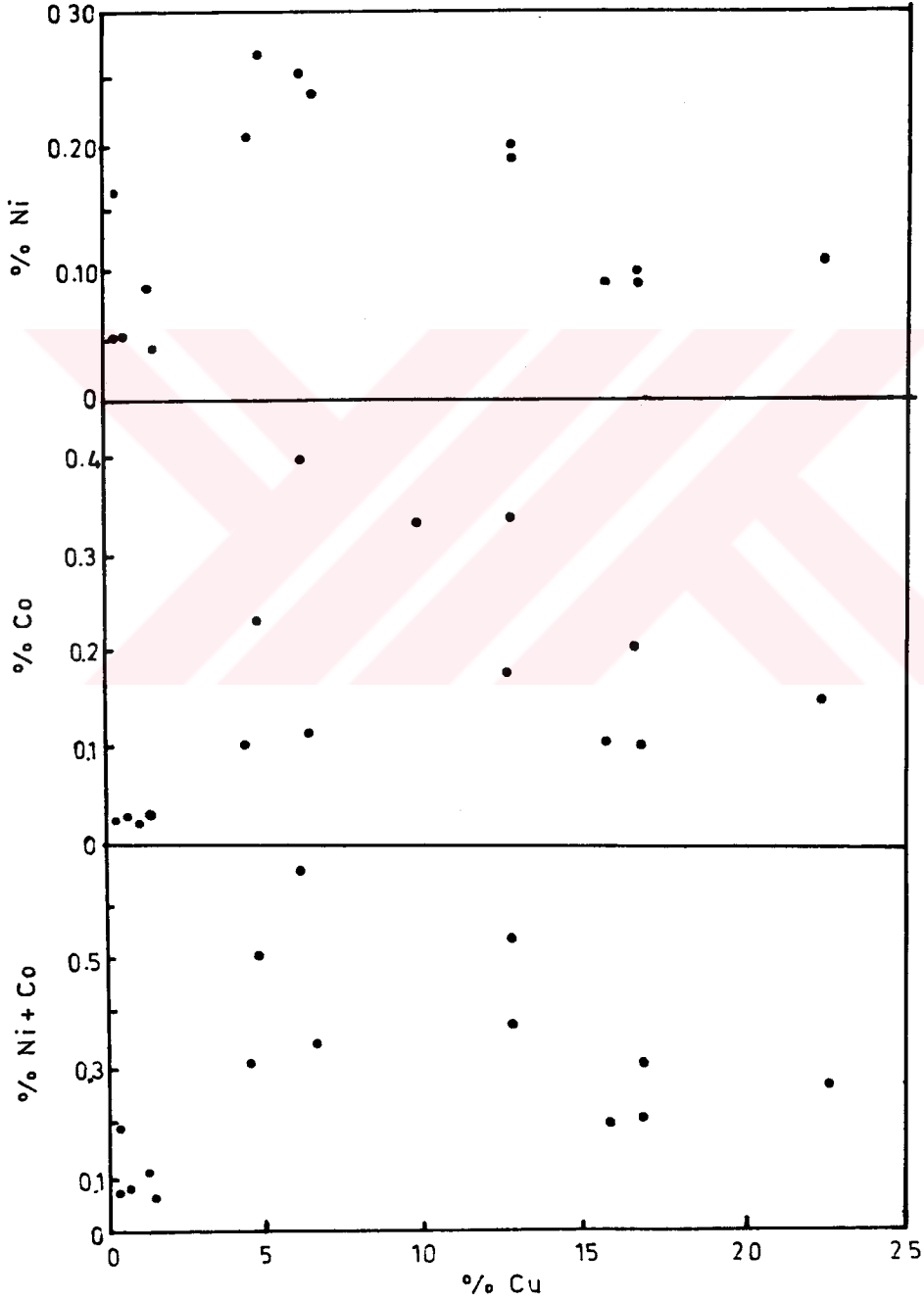
Bu değişim diyagramlarında Ni ile Co arasında düzenli bir ilişkinin olduğu saptanmıştır. Burada Ni miktarının artışı ile doğru orantılı olarak Co miktarı da artmaktadır.

Tablo. 6.2. Sülfürü cevherleşmelere ait kimyasal analiz sonuçları

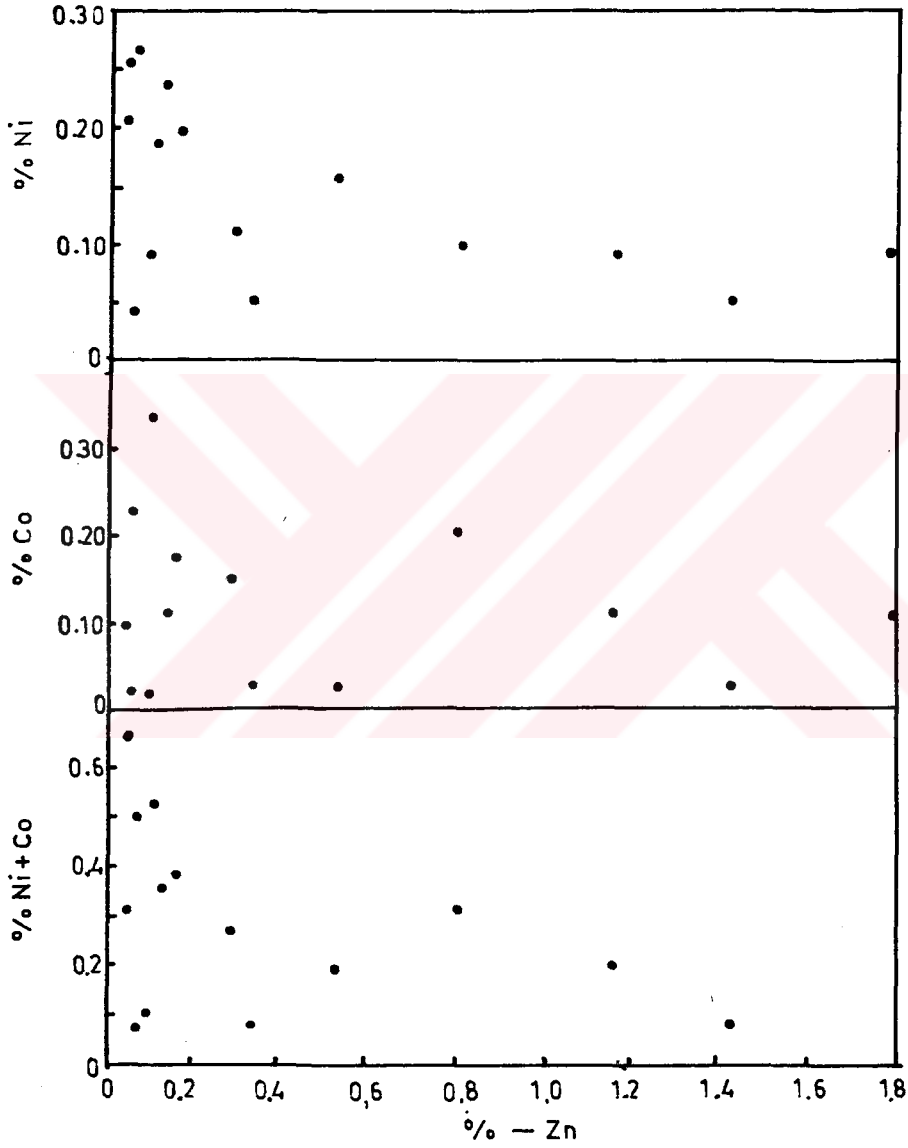
|        | 2     | 90    | 91    | 94    | 103   | 152   | 157   | 166   | 169   | 171   | 185   | 207   | 210   | 216   | 218   |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe %   | 33.10 | 45.85 | 36.94 | 36.06 | 44.14 | 27.27 | 46.68 | 32.55 | 29.91 | 40.74 | 43.98 | 32.25 | 44.99 | 43.29 | 49.23 |
| Cu %   | 4.44  | 6.48  | 12.72 | 22.50 | 0.62  | 15.64 | 0.24  | 16.62 | 16.62 | 0.30  | 12.27 | 1.14  | 1.38  | 6.06  | 4.82  |
| Zn ppm | 396   | 1243  | 1066  | 2842  | 3374  | 11544 | 14208 | 7992  | 17938 | 5292  | 1598  | 888   | 529   | 384   | 645   |
| Ni ppm | 2067  | 3362  | 1870  | 1083  | 492   | 886   | 492   | 984   | 886   | 1575  | 1968  | 886   | 394   | 2559  | 2657  |
| Co ppm | 982   | 1073  | 3364  | 1509  | 236   | 1055  | 218   | 2000  | 1000  | 236   | 1746  | 182   | 236   | 3946  | 2273  |

Cu-Ni, Cu-Co, Zn-Ni ve Zn-Co değişim diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemekle birlikte Cu ve Zn elementinin arttığı örneklerde Ni ve Co elementinin azaldığı görülmektedir. Yani bu elementler arasında ters bir ilişki söz konusudur.

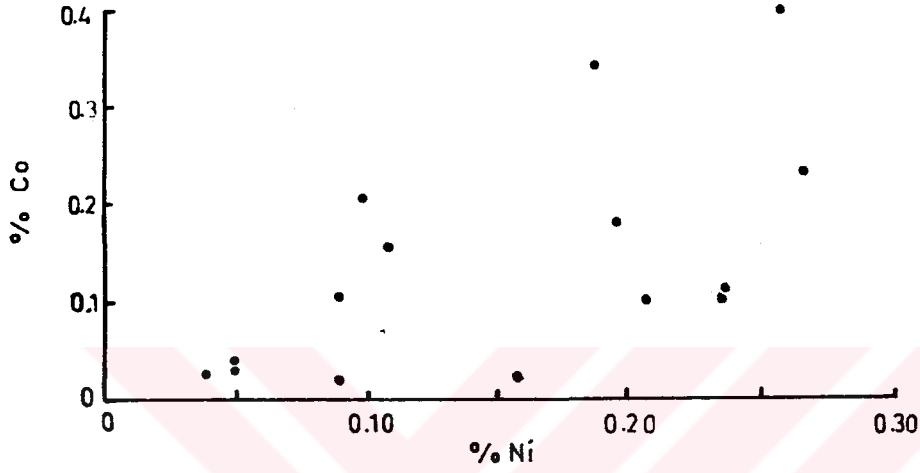
Cu - Ni+Co, Zn - Ni+Co ve Cu-Zn diyagramlarında ise düzenli bir değişim görülmemektedir.



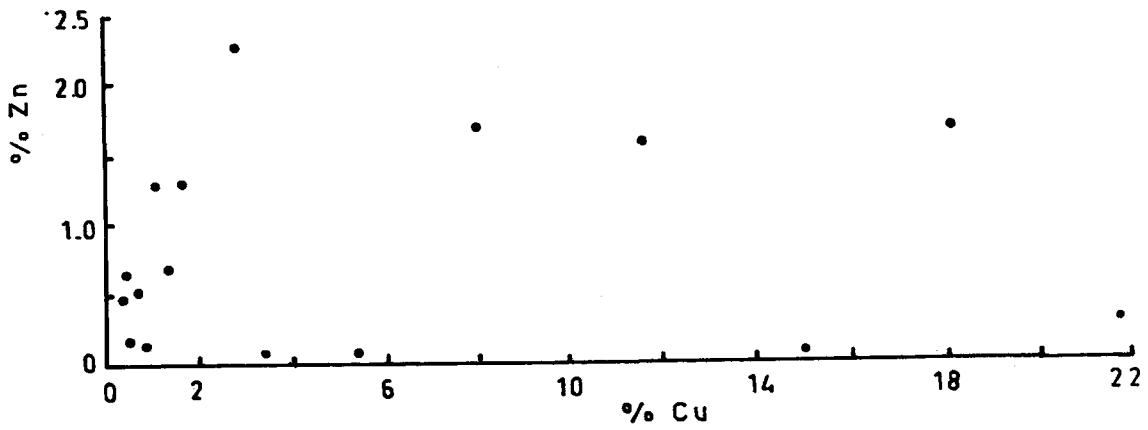
Şekil. 6.45. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Cu-Ni, Cu-Co ve Cu-Ni+Co değişim diyagramı.



Şekil. 6.46. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Zn-Ni, Zn-Co ve Zn-Ni+Co değişim diyagramı.



Şekil. 6.47. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Ni-Co değişim diyagramı.



Şekil. 6.48. Sülfürlü cevherleşmelerdeki örneklerin Cu-Zn değişim diyagramı.

#### 6.2. 4. Sülfürlü Cevherleşmelerin Kökeni

Sülfürlü cevherleşmelerin oluşum ortamını belirlemek amacı ile arazide yapılan gözlemler ve mikroskopik incelemeler birlikte değerlendirilmiştir.

Bu cevherleşmeler arazide olivince zengin dünit, harzburgit ve lerzolit gibi peridotitik kayalar içerisinde bulunmaktadır. Cevherli kütleler bu kayalar içerisinde düzensiz damarlar şeklinde bulunmaktadır.

Mikroskopik çalışmalarda mineral parajenezi kalkopirit , pirit, pirotin, manyetit, sfalerit, pentlandit, linneit ilmenit ve kromit olarak belirlenmiştir ve sülfürlü cevherleşmelerden alınan örneklerin büyük bir çoğunluğunda ornatma dokuları görülmektedir. ayrıca ayrılım dakuları da yaygın olarak izlenmektedir.

Burada sülfürlü cevherleşmelerin oluşum mekanizması ile ilgili üç farklı görüş üzerinde durulmuştur. Bu görüşler :

İnceleme alanındaki sülfürlü cevherleşmeler mineral topluluğu olarak tipik bir Fe-Cu-Ni cevherleşmesi şeklinde görülmektedir. Ancak örneklerde Pt grubu mineraller ve Au içerikleri analiz edilememiştir. Bu tür yatakların yüksek sıcaklıklarda (1000- 1100 °C) oluştuğu değişik araştırmacılar tarafından ( Evans 1980, Gervilla ve Leblanc 1990, Craig ve Vaughan 1981) savunulmaktadır. Bu tür yatakların oluşum mekanizması olarak, silikatlerin kısmen kristalleştikten sonra biriken sülfürlü fazların belirli yerlerde kristalleşmeye başlayarak cevher kütleleri oluşturması şeklinde açıklanmaktadır.

Çalışma alanındaki cevherleşme için bu görüşün dışında hidrotermal oluşum ve serpantinleşmenin bir sonucu olarak cevherleşme olasılıklarıda göz önüne alınmış ve irdelenmiştir.

Hidrotermal oluşum mekanizmasına aykırı olarak birçok saha ve mikroskopik veriler bulunmaktadır. Bunların en önemlileri; hidrotermal çözeltilerin içinde hareket edebileceği devamlılığı fazla tektonik hatların olmayışıdır. Ayrıca bu cevherleşmede mineral topluluğu da hidrotermal tipi yataklara uygun değildir. Hidrotermal yataklarda görülen kabuklanma ve yan kayaç alterasyonu da çalışma alanındaki cevherleşmelerde hiç görülmemektedir. Yukarıda belirlilen nedenlerden dolayı hidrotermal köken bölgedeki cevherleşmelerin oluşum mekanizmasını açıklamak için olanaksız görülmektedir.

Serpantinleşme genelde düşük sıcaklık ve basınç metamorfizması (200 - 300 °C sıcaklık, 500 bar basınç, Jenecky ve Seyfried 1985, Moores 1988 ) ile oluşmaktadır ve serpantinleşme ile ancak manyetit, ilmenit gibi cevher mineralleri oluşmaktadır (Ramdohr 1980).Halbuki çalışılan sülfürlü cevherleşmelerde pirotin - pentlandit, kalkopirit - sfalerit, sfalerit - kalkopirit, sfalerit - pirotin ayrılımları gibi çok yüksek sıcaklık oluşumunu gösteren (Nalderett vd. 1967, Ramdohr 1980, Evans 1980, Craig ve Voughan 1981, Gervilla ve Leblanc 1990) veriler vardır.

Mineral topluluğu, yüksek sıcaklık oluşum verileri ve cevherleşmenin kökeni ile ilgili diğer olasılıklara aykırı veriler nedeniyle çalışılan sülfürlü cevherleşmelerin erken magmatik farklılaşma ürünü oldukları söylenebilir.

Farklılaşma iki şekilde olmaktadır ( Stanton 1972).

1. Sülfid içeren silikat sıvısı ve ayırmışmış sülfid sıvısı birlikte injekte olmakta (yerinde farklılaşma) ve daha sonra farklılaşma olmaktadır. Ayrılan sülfid sıvısı magmanın tabanı veya ara yüzeyleri boyunca yoğunlaşmaktadır.
2. Sülfid ve silikat sıvısı zaman zaman ayrı injekte olmakta ve her ikisinde aynı yolla bölgeye gelmektedir.

İnceleme alanında sülfürlü mineraller silikat minerallerini ornatmış, bilhassa Fe' nin önemli bölümünü silikatlerden almışlardır. Ayrılan sülfürlü fazlar kısmen kristalleşmiş magma içerisinde ayırmışmış ve burada daha önce kristalleşmiş silikatleri ornatarak onların yerini almışlardır. Sülfürlü fazların hareketlendiğini gösteren veriler yoktur. Bu sülfidli fazlar en azından uzun mesafeler katetmemişlerdir.

### 6.3. Bindirme Zonundaki Cevherleşme

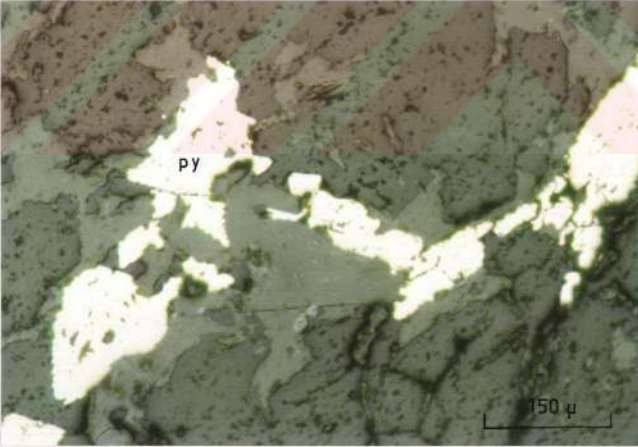
İnceleme alanında görülen bir diğer cevherleşme ise Bitlis Metamorfitleri ile Kulp Ofiyolitinin dokunağında izlenmektedir ve Gündoğdu Mahallesi'nin kuzeydoğusunda görülmektedir. Bu cevherleşmeye ait piritler dere içerisinde oksitlenmemiş ve saçınımlı halde görülürken, dereden uzaklaştıkça cevherleşmeler genellikle limonitleşmiş kütleler şeklinde görülmektedir (Şekil.6.49).

Bindirme zonundaki bu cevherleşme mineral parajenezi bakımından oldukça fakirdir.Pirit en çok izlenen cevher mineralidir ve az olarak da rutil minerali görülmektedir. İkincil olarak ise limonit yer almaktadır..

Piritler iri kristalli ve öz şekilsiz olarak bulunmaktadır. Bu mineral şist ve gnayların şistozite düzlemleri ile uyumlu olarak görülmektedir ( Şekil. 6.50).



**Şekil. 6.49.** Bindirme zonundaki piritli cevherleşmelerin görünümü. Pzb: Bitlis Metamorfittleri, Jkk: Kulp Ofiyoliti, py: piritli zon. Bakış yönü Gündöndü Mah. 1 km KD'sundan batıya doğrudur.



**Şekil. 6.50.** Şistozite düzlemine yerleşmiş piritlerin (py) mikroskopta görünümü. T.N. X 200

Piritler yer yer yüzeysel işlevler sonucu oksitlenerek limonite dönüşmüşlerdir. Bazı örneklerde ise pirit pseodomorfu şeklinde izlenmektedir. Ayrıca çatlaklar boyunca gelişmiş limonit damarları da görülmektedir.

Rutil daha az olarak bulunmaktadır ve şistler içerisinde iğnemi bir görünüm sunarlar.

Bu cevherleşme; metamorfik kayaların Kulp Ofiyoliti üzerine bindirmesi sırasında meydana gelmiştir. Bindirme sonucu oluşan basınç ve sıcaklığa bağlı olarak, bölgedeki kayalar içerisinde yer alan elementler hareketlenerek metamorfik kayaların şistozite düzlemlerine uygun olarak yerleşmişlerdir.

## 7. EKONOMİK JEOLJİ

İnceleme alanında üç değişik cevherleşme görülmektedir. Bunlar; krom cevherleşmesi, sülfürlü cevherleşmeler ve bindirme zonunda görülen cevherleşmelerdir.

Krom cevherleşmesi, Ganzik tepenin kuzey yamacında yer almaktadır. Bölgede görülen krom cevheri 1988 yılında açık işletme yöntemi ile işletilmeye başlanmıştır. Açılan yarmada cevherli kütlenin kalınlığı 30- 70 cm arasında değişmekle birlikte ortalama 50 cm kalınlığa sahiptir veyamaç boyunca da yaklaşık 40- 50 m uzunlukta izlenmektedir. Krom cevheri KD- GB doğrultulu olup 25- 30° ile GD' ya eğimlidir. Masif bir görünüme sahip olan krom cevheri kenar kısımlarında saçınımlı kramite geçmektedir. İşletme sırasında çıkarılan cevher stokundan ve cevherli kütleden alınan analizleri sonucunda  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  tenörünün ortalama % 40 olduğu saptanmıştır.

Arazi çalışmasının yapıldığı 1988- 1989 yıllarında yaklaşık 600- 700 ton krom cevher çıkarılmıştır. Cevherli kütlenin ortalama 50 cm kalınlığa, 40 m' nin üzerinde bir uzunluğa sahip olduğu ve derine doğru devamlılığı düşünülürse 1000 tonun üzerinde bir cevherin olduğu söylenebilir. Ancak krom rezervinin yapılacak yarma, galeri ve sondajlarla belirlenmesi gerekmektedir.

Bölgede işletme açısından çeşitli problemler bulunmaktadır. Bunlar:

1. Cevherin çıkarılmasına açık işletme yöntemi ile başlanılmıştır. Ancak derine doğru ilerledikçe yüzeyden alınan malzeme miktarı artmakta ve bu durum maliyeti artırmaktadır.
2. Bölge Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden birisi olan GD Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle cevherli kütlenin faylarla atılmış olabileceği ve işletme sırasında kaybedilebileceği dikkate alınmalıdır.
3. Cevherin işletilmesi sırasında açık işletme yönteminin terk edilerek galeri işletmeciliğinin yapılması gerekmektedir. Ancak bölgedeki kayaçların çok kırıklı ve çatlaklı olması nedeni ile galerilerin iksa ile kapatılması gerekmektedir. Bu da maliyeti olumsuz yönde etkileyecek bir faktördür.
4. İşletmenin ana yola uzak olması nedeni ile çıkarılan cevher traktörlerle yol kenarına taşınarak stoklanmakta ve burada ikinci bir yükleme işlemi yapılmaktadır. Bu durum da maliyeti olumsuz yönde etkileyen diğer bir faktördür.

Bölgedeki cevherli kütlenin rezervinin tam olarak ortaya çıkarılması ve başka krom cevherinin varlığının araştırılması için yarma, galeri ve sondaj çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

Sülfürlü cevherleşmeler Gündöndü Mahallesi ve Pinzor Mevkii civarında görülmektedir. Cevherleşme düzensiz damarlar şeklinde ve genellikle dere içerisinde izlenmektedir. Cevherli damarların kalınlığı birkaç cm' den 60- 70 cm' ye kadar değişmekle birlikte ortalama 30- 40 cm kalınlığa sahiptir. Bu damarlardan alınan örneklerden yapılan kimyasal analiz sonucu Cu miktarı bazı örneklerde % 20' nin üzerine çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre bu örneklerde % 0.01- 0.04 arasında Ni ve Co elementleri tesbit edilmiştir. Bakır tenörünün yüksek olmasına karşılık arazi gözlemleri sonucu cevherli damarların rezervinin işletme açısından yeterli olmayacağı düşünülmüştür. Ancak yapılan çalışmalarda cevherli damarların dere içerisinde bulunduğu görülmüştür. Bu durum var olan cevherin dere boyunca meydana gelen aşınma ile ortaya çıktığını göstermektedir. Bu nedenle yapılacak ayrıntılı galeri ve yarma çalışmaları ile ultrabazik kayalar içerisinde diğer bölgelerde de benzer cevherleşmelerin bulunabileceği düşünülmektedir.

Ayrıca damar tipi cevherleşmelerde cevherli damarın kalınlığı ve bileşiminde derinlere doğru değişikliklerin olabileceği düşünülmelidir. Bu nedenle bölgede görülen sülfürlü cevherleşmelerin ekonomik potansiyelinin saptanabilmesi için galeri, yarma ve sondaj çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

Bölgede yer alan bindirme zonundaki cevherleşmeler parajenez bakımından oldukça fakirdir ve pirit asıl cevher mineralidir. Ayrıca bu cevherli kütleler küçük kafalar şeklinde bulunmaktadır. Bu nedenle bu cevherleşme ekonomik bir öneme sahip değildir.

## 8. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

"İslamköy ( Kulp- Diyarbakır) Yöresindeki Bazik ve Ultrabazik Kayaçlar ile ilişkili Cevherleşmeler " konulu bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekildedir.

1. İslamköy ve yakın çevresini kapsayan yaklaşık 50 km<sup>2</sup> lik bir alanın 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

2. İnceleme alanında yüzeyleyen stratigrafik birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri belirlenerek, bölgenin tektonostratigrafik kesiti hazırlanmıştır. Bu verilere göre, Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu en altta bulunmaktadır. Jura- Kretase yaşlı Kulp Ofiyoliti Lice formasyonunun üzerine tektonik dokunakla gelmektedir. Paleozoyik yaşlı Bitlis Metamorfittleri ise Kulp Ofiyoliti üzerine tektonik dokunakla gelmektedir.

3. Yapılan çalışmalar sonucunda, bölgede iki farklı zamanda oluşmuş bindirmelerin varlığı belirlenmiştir. Bunlar Üst Kretase sonrası bindirmeleri ve Alt Miyosen sonrası bindirmeleridir. Üst Kretase sonrası Kulp Ofiyolitine ait kayaçlar kıtasal kabuk üzerine itilerek Bitlis Metamorfittleri içerisine yerleşmiştir. Alt Miyosen sonunda bu kayaçlar kuzeyden güneye doğru itilerek Lice formasyonu üzerine yerleşmişlerdir.

Kulp Ofiyolitine ait kayaçlarda görülen makaslama çatlaklarına göre yapılan gül diyağramında bölgenin yaklaşık K - G doğrultusunda sıkıştığı belirlenmiştir.

4. Bitli Metamorfittlerine ait kayaçlar üzerine yapılan ayrıntılı petrografik çalışmalar sonucu bu birimin; gnays, kuvars mika şist amfibolit şist ve mermerlerden meydana geldiği saptanmıştır. Bu kayaçlarda gözlü doku, granolepidoblastik doku, granonematoblastik doku ve heterogranüler doku görülmektedir.

5. Yapılan bu çalışmada bölgede görülen bazik ve ultrabazik kayaçlar ayrıntılı bir şekilde incelenerek bu kayaçların ofiyolit istifine ait kayaçlar olduğu belirlenmiş ve Kulp Ofiyoliti olarak tanımlanmıştır. Arazide ileri derecede serpantinleşmiş ve tektonizmadan etkilenmiş olarak görülen bu kayaçların petrografik incelemeler sonucunda lerzolit, harzburgit, dünit, websterit, gabro, hornblendli gabro, diyorit, diyabaz ve bazalt türünde kayaçlar içerdiği belirlenmiştir.

Lertzolit, harzburgit ve dünit ofiyolit biriminin tabanını oluşturan tektonitlere karşılık gelmektedir. Bu kayaçlarda porfiroklastik doku ve kink-bantlar görülmektedir.

Websterit, gabro, hornblendli gabro, diyorit ve kuvarslı diyorit Kulp Ofiyoliti'ne ait kümülat grubu kayaçları oluşturmaktadır. Bu kayaçlarda mezokümülat doku ve subhedral granüler doku görülmektedir.

Diyabazlar ince taneli plajiyoklas, piroksen ve ikincil minerallerden oluşmuştur. Diyabazlarda intergranüler ve intersertal doku görülmektedir.

Bazaltlar, ofiyolit biriminin en üst seviyesini oluşturmaktadır. Bu kayaçlarda iri plajiyoklas kristalleri içeren vitroporfirik ve mikroporfirik dokular görülmektedir.

6. Kulp Ofiyolitine ait kayaçların jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 15 adet örneğin ana oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. Bu analiz sonuçlarına göre, peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlara doğru  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  değerinde bir artma buna karşılık  $\text{MgO}$  ve uçucularda bir azalma saptanmıştır.

İz elementlerde peridotitik kayaçlardan bazaltik kayaçlar doğru Ni ve Cr miktarında bir azalma V, Sc, Sr, Zr, Ba, Ce, Nd ve Y m.ktarında bir artış görülmüştür. Diğer elementlerde ise düzenli bir değişim izlenememektedir.

7. Çalışma alanında görülen bazik ve ultrabazik kayaçlar ile ilişkili uç farklı cevherleşmenin varlığı belirlenmiştir. Bunlar; krom cevherleşmesi, sülfürlü cevherleşmeler ve bindirme zonundaki cevherleşmelerdir.

8. Krom cevherleşmesi Ganzik Tepe'nin kuzey yamacında bulunmaktadır ve 30-60 cm arasında değişen kalınlığa sahiptir. Masif bir görünüme sahip olan ve kenarlarında saçınımlı kromitlere geçen bu cevherli kütle serpantinleşmiş dünitler içerisinde yer almaktadır. Örneklerin mikroskopta incelenmesi sonucu kromit, pentlandit, millerit, ilmenit ve rutil mineralleri saptanmıştır. Kromitler tektonizma nedeni ile kırıklı ve çatlaklı bir görünüm kazanmıştır ve bu örneklerde kataklastik doku belirlenmiştir.

Krom cevherinin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 10 adet örneğin analizi yapılmıştır.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  miktarı % 34.40 ile 44.65 arasında değişmektedir ve ortalama %40.00'dir. Gerek arazi gözlemleri gerekse de  $\text{MgO} / \text{FeO}$ ,  $\text{Cr} / \text{Fe}$  ve  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Cr}_2\text{O}_3$  değerleri dikkate alındığında bu cevherleşmenin Alpin Tipi bir cevherleşme olduğu görülmektedir.

9. Sülfürlü cevherleşmeler Gündöndü Mahalle'si ve Pinzor Mevkii civarında yer almaktadır. 10- 15 cm ile 60 cm arasında değişen kalınlığa sahip olan bu cevherli damarlar yüzeyde limonitleşmiş bir zon şeklinde görülmektedir. İç

kısımlarda ise asıl cevher mineralleri görülmektedir. Yapılan parlak kesitlerde kalkopirit, pirit, pirotin, manyetit sfalerit, pentlandit, linneit, ilmenit, kromit, markasit ve limonit mineralleri saptanmıştır.

Sülfürlü cevherleşmelerde ornatma dokusu yaygın olarak izlenmektedir. Burada metallerce zengin çözeltiler bazik ve ultrabazik kayalar ornatarak onların yerini almışlardır. Yapılan ince parlak kesitlerde ornatılan minerallerin serpantinleşmiş piroksenler olduğu belirlenmiştir. Ornatma dokusu en fazla kalkopiritlerde daha az olarak da manyetit ve pirotinlerde izlenmektedir. Ornatma silikat minerallerinin dilinimleri boyunca başlamış ve bazı örneklerde silikat minerali tamamen kaybolmuştur. Ayrıca bu cevherleşmede ilk oluşan cevher minerali daha sonra oluşan mineraller tarafından ornatılmıştır. Bu şekilde kalkopiritlerin silikatları ornatması sonucu iskelet şeklinde ornatma dokuları meydana gelmiştir.

Sülfürlü cevherlerde yaygın olarak görülen diğer bir doku ise ayrılma dokusudur. Ayrılma dokuları kalkopirit, sfalerit ve az olarak da pirotinlerde görülmektedir. Kalkopiritler içerisinde yıldız ve kar tanesi şeklinde sfalerit ayrılımları belirlenmiştir. Sfaleritler içerisinde emilsoyid şeklinde kalkopirit, ve sfaleritin kristalografik yönlerine paralel olarak çubuk şeklinde gelişmiş pirotin ayrılımları saptanmıştır. Pirotinler içerisinde ise az oranda alev şeklinde pentlandit ayrılımları görülmüştür. Yukarıda belirtilen mineraller içerisinde ayrılımların görülmesi cevherleşmenin yüksek ısılarda oluştuğunu işaret etmektedir.

Sülfürlü cevherleşmelerin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 15 adet örnekte Fe, Cu, Zn, Ni ve Co elementleri analiz edilmiştir. Analiz sonuçları çeşitli değişim diyagramlarında değerlendirildiğinde bu elementler arasında düzenli bir ilişkinin olmadığı belirlenmiştir. Sadece Ni ve Co arasında doğru orantılı bir değişim söz konusudur. Ayrıca bu elementler Cu ve Zn'nun arttığı örneklerde daha düşük değerlerde bulunmaktadır.

10. Cevherleşmenin oluşum mekanizmasını açıklamak için değişik kökenler üzerinde durulmuş ve elde edilen veriler bu görüşler ile birlikte tartışılmıştır. Cevherleşmenin oluşumu ile ilgili görüşler; magmadan erken kristalleşme ile sülfid silikat sıvısının ayrılması, hidrotermal damar tipi cevherleşme ve serpantinleşme sırasında düşük dereceli metamorfizma ile cevherleşme görüşleridir.

Ancak saha gözlemleri ve mikroskopik çalışmalar inceleme alanındaki cevherleşmede hidrotermal görüş ve serpantinleşme ile ilgili cevherleşme görüşünün geçerli olamayacağını göstermektedir. Mikroskopik çalışmalar (mineral porejeneji ve ayrılma dokuları) cevherleşmenin yüksek sıcaklıklarda magmadan erken farklılaşma ile oluştuğunu ve kısmen kristalleşmiş silikatları ornatıldığını göstermektedir.

## 9. KAYNAKLAR

- BAŞTUĞ, C., 1976, Bitlis Napi'nın stratigrafisi ve Güneydoğu Anadolu Sütür Zonunun evrimi. Yeryuvarı ve İnsan, c.1-3, s.56-61, Ankara
- BEYARSLAN, M., 1991, Ispendere ( Kale- Malatya) Ofiyolitleri'nin petrografik özellikleri. F.Ü. Fen Bil. Enst., 57s. (yayımlanmamış), Elazığ
- BEYARSLAN, M. ve BİNGÖL, A.F. 1992, Petrogafical features of teh Ispendere Ophiolite Kale, malatya, Türkiye Geosaund, v.19, p.59-68
- BİNGÖL, E., 1977, Kümülatların doku yapı ve sınıflaması. Yeryuvarı ve İnsan c.2-2, s.16-22, Ankara
- BİNGÖL, A.F., 1986, New findings on the structural setting of the chromites in the Guleman Ophiolitic massive ( Easteran- Taurus), The Journal of Fırat Üni., v.1-1 p.37-46, Elazığ
- BODİER, F., 1976, Le massif lerzoltigue de Lenzo. Etude structurale et petrologique. Doktora Tezi, 167 p.
- BORAY, A., 1976, Bitlis Metamorfiteri (Masifi) üzerine. Yeryuvarı ve İnsan c. 1-1, s.74-76, Ankara
- COLEMAN, R.G., 1977. Ophiolites. Springer- Verlag, Berlin, 229 s.
- CRAIG, J.R. ve VAUGHAN, D.J., 1981, Ore microscopy and ore petrography. A Willey- Interscience Publ., 406 p. New York
- ÇAĞLAYAN, A.M., İNAL, R.N., ŞENGÜN, M. ve Yurtsever, A., 1984, Structural setting of Bitlis Massif. Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, p.245-254 Ankara
- DEWEY, J.F. ve KİDD, W.S.F., 1977 Geometry of plate accertion. Geo. Soc. America Bull. v.88 p.960-968
- DİCKEY, J.S., 1975 A hypothesis of origin for podiform chromite deposist. Geochim. Cosma. Acta. v.39, p.1061-1074
- ERDOĞAN, B., 1982, Ergani- Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaçlar. T.J.K. Bull., c.25, s.45- 59, Ankara
- ERENDİL, M., 1984, Petrology and structure of the upper crustal units of the Kızıldağ Ophiolite. Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, p.269-284 Ankara
- EDWARDS, R. ve ATKINSON, K., 1986, Ore deposit geology. Chapman and Hall, 443p. London
- EVANS, A.M., 1980. An introduction to ore geology. Blackwell Scientific Publ. 231p. Oxford

- GENÇ, S., 1977, Geological evolution of the southern margin in the Bitlis Massif, Lice- Kulp district SE Turkey, Doktora Tezi (yayımlanmamış) Univ. of Wales, İngiltere
- GENÇ, S., 1981, Bitlis Masifi güneyindeki polifaz metamorfizma ( Lice- Kulp, Diyarbakır). K.T.Ü. Der., c.1-1, s.79-87 ,Trabzon
- GENÇ, S., 1982, Lice- Kulp (Diyarbakır ili, GD Türkiye) yöresinde kıvrım analizleri.K.T.Ü. Der. c.2-1.2, s.97-115,Trabzon
- GENÇ, S., 1983, Lice- Kulp yöresi ( Diyarbakır ili, GD Türkiye) fliş türbiditleri ve çökelme ortamları. Jeo. Müh. Oda. Der.,c.17, s.29-36, Ankara
- 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
- GERVILLA, F. ve LEMBLANC, M., 1990, Magmatic ores in high-temperature Alpine Type Lenz Massifs ( Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). Econ. Geol., v.85, p.112-132
- GIRARDEAU, J. ve MERCIER, J.C.C., 1988, Petrology and texture of the ultramafic rocks of the Xigaze ophiolite ( Tibet) : constraints for mantle structure beneath slow - spreading ridges. Tectonophysics, v.147, p.33- 58
- 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
- HARPER, D., 1984, The ophiolite, northwestern California. Geol. Soc. of American Bull., v.95, p.1009- 1026
- HELVACI, C., 1983, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayaların petrojenezi. T.J.K. Bül., c.26-2, s.117-132, Ankara
- INESON, P.R., 1989, Introduction ore microscopy. Longman Earth Science Series, 181 p. New York
- IRVINE, T.N., 1982, Terminology for layered intrusions. Jour. of Petrol., v.23-2, p.127-162
- JANECKY, ve SEYFRIED., 1986, Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta. v.50, p.1357-1378

- JAUQUES, A.L. ve CHAPPELL, B.W., 1980, Petrology and trace element geochemistry of Papuan Ultramafic Belt. *Contrib., Mineral Petrol.* v.75, p.55-70
- JUTEAU, T., 1979, Ophiolites des Taurides: Essai sur leur histoire océanique. *Révue de Géol. Dynamique et de Géographie physique.* v.21, p.191-214
- KETİN, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. *M.T.A. Der.*, c.66, s.20-32, Ankara
- KETİN, İ., 1977, Türkiye'nin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi. *M.T.A. Der.*, c.88, s.1-4, Ankara
- KISAKÜREK, E. 1988 Feriüş- Şerefoğlu ( Kahraman Maraş) arasının jeolojisi, petrografisi ve krom olanakları. *Ç.Ü. Fen Bil.Enst. Yüksek Lisans Tezi*, 80s. (yayımlanmamış), Adana
- LEGO, B.R., ROBINOWICZ, M., ve NICOLAS, A., 1982, Podiform chromite ore bodies : A Genetic Model. *Jour.of Petro.*, v.23-1, p.103-125
- MALTMAN, A.J., 1978, Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geo. Soc. of American Bull.*, v.89, p.972-980
- MOORES, E.M. ve VINE, F.J., 1988, Alpine serpentinites, ultramafic magmas and ocean- basen evolution: The ideas of H.H. Hess. *Geo. Soc. of America Bull* v.100, p.1205-1212
- NALDRETT, A.J., CRAIG, J.R. ve KULLERUD, G., 1967, The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing of pentlandite exsolution in iron-nickel, sulfide ores. *Econ. Geol.*, v.62, p. 826- 847
- ÖZKAN, Y.Z., 1984, Guleman ( Elazığ) Ofiyolit'lerinin yapısal incelemesi. *M.T.A. Der.* 97-98, s. 78-85, Ankara
- ÖZKAN, Y.Z. ve ÖZTUNALI. Ö., 1984. Petrology of the magmatic rocks of Guleman Ophiolite. *Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, p.285-292, Ankara
- ÖZKAYA, İ., 1975, Sason yöresinin yapısal jeolojisi. *Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Konferansı. Tebliğler M.T.A. yayını*, s.21-30 Ankara
- ÖZKAYA, İ., 1978, Güneydoğu Anadolu Sasan ve Baykan yöresinin stratigrafisi *T.J.K. Bull.*, c.17-1, s.51-71, Ankara
- PENROCE CON. KATILANLARI, 1972, Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25
- PERİNÇEK, D., 1979a., The geology of Hazro- Korudag- Çüngüş- Maden- Ergani- Hazar- Elazığ- Malatya region:. *Guide Book*, T.J.K., Ankara
- PERİNÇEK, D. 1979b., Palu-Karabegan- Elazığ- Sivrice- Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. *T.P.A.O. Rap. No. 1361*, Ankara

- PERİNÇEK, D., 1980, Bitlis Metamorfittlerinde volkanitli Triyas. T.J.K.Büll.,c.23-2 s.201-211, Ankara
- PERİNÇEK, D. ve ÖZKAYA, İ.,1981 . Arabistan Levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. H.Ü. Yerbilimleri, c.8, s.91-101, Ankara
- PERİNÇEK, D. ve KOZLU, H.,1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin- Elbistan, Doğanşehir region ( Eastern- Turkey). Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, p.181-197, Ankara
- PICOT, B. ve JOHAN, Z., 1982. Atlas of ore minerals. Elsevier. 458p Amsterdam
- RAMDOHR, 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergaman press 1207p.
- SAWKINS,F.J., 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, 325p., New York
- SIROKY, F.X., ELTHON, J.F. ve BUTLER, J.C., 1985, Major element variations in the basalts and biabases from the Nort Arm Mountain Massif, bay of island ophiolite: Implication for magma chember processes at mid- ocean ridges. Tectonophysics, v.119, p.41- 61
- SUNGURLU, O., 1979a., GD Anadolu sürüklenim kuşağı Kretase sürüklenmeleri. 33. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özleri s. 119-120, Ankara
- SUNGURLU, O., 1979b., GD Anadolu sürüklenim kuşağı Üst Tersiyer sürüklenmeleri. 33. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özleri s. 121-122 ,Ankara
- STANTON, R.L. 1972, Ore petrology. Mc Graw- Hill Book Company, 713p.
- ŞAROĞLU, F. ve YILMAZ, Y., 1987, Doğanadolu' da Neotektonik dönemindeki jeolojik evrim ve havza modelleri. M.T.A. Der., c.107, s.73-97 Ankara
- ŞENGÖR, A.M.C., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi. Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi. 1, 75s., Ankara
- YARDLY, B.M.D., MAC KENZIE, W.S. ve GULFORD, C., 1990, Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman 120p., New York

- YALÇIN, N., 1985, Kenar Kıvrımları Kuşağı'nın jeolojik evrimine bir yaklaşım. İzdaş, E. ve Nakoman, E., edt. " Ege Bölgesi Jeolojisi VI. Kollokyumu " içinde s.677- 680
- YAZGAN, E., 198,. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. Proceeding of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, p.199-208, Ankara
- YILMAZ, Y., DİLEK, Y. ve IŞIK, H.,1981, Gevaş (Van) Ofiyoliti'nin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu T.J.K. Büll., c.24, s.37-44, Ankara

