

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜ**

TEZLİ YÜKSEK LİSANS

AhmedouMOHAMDY

**TÜRKOĞLU (KAHRAMANMARAŞ) DOLAYLARINDAKİ
DEMİR CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASAL,
MİNERALOGİK VE KÖKENSEL İNCELENMESİ**

JEOLJİ BÖLÜMÜ

ADANA-2017

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜ**

**TÜRKOĞLU (KAHRAMANMARAŞ) DOLAYLARINDAKİ DEMİR
CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASAL, MİNERALOJİK VE
KÖKENSEL İNCELENMESİ**

Ahmedou MOHMADY

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez / /2017 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

.....
Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
DANIŞMAN

.....
Prof. Dr. Osman PARLAK
ÜYE

.....
Doç. Dr. Yusuf URAS
ÜYE

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

**Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü**

**Bu Çalışma Ç. Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No:MMF2011D11**

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

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**TÜRKOĞLU (KAHRAMANMARAŞ) DOLAYLARINDAKİ DEMİR
CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASAL, MİNERALOJİK VE
KÖKENSEL İNCELENMESİ**

Ahmedou MOHMADY

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Danışman : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
Yıl: 2017, Sayfa: 69
Jüri : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Prof.Dr Osman PARLAK
: Doç.Dr Yusuf URAS

Türkoğlu (Kahramanmaraş) Fe cevherleşmesi bölgede yüzeyleyen ofiyolitlere bağlı serpantinize harzburjit ve serpantinitlerle birlikte bulunmaktadır. Cevher mikroskopi incelemeleri sonucunda manyetit, hematit, Limonit, götit ve altın mineralleri saptanmıştır. SiO₂ değerleri 86,47 ile 2,91 arasında değişirken ortalaması % 47,38dir. MgO % 29,6 ile 0,05 arasında değmekte olup, ortalaması % 5,38dir. Si /Mg oranlarının ortlaması 4,8 olup, Fe₂O₃ oranı % 4,27-89,1 arasında bulunmaktadır. XRD analizi sonucunda ise kuvars, montmorillonit, Notronit, kaolinit gibi kil mineralleri saptanmıştır. Ni değerlerinin bulunmasında cevherşmenin lateritik Fe-Nisınıfalamasında Tip C sınıfında oluştuğunu göstermektedir. Jeolojik, petrografik ve jeokimyasal verilere göre bölgedeki cevherleşmenin ofiyolitik kayalara ait Harzburjitlerin ayrışması sonucu oluşan lateritleşmeye bağlı Fe cevherleşmesidir. Ni cevherleşmesi açısından yüksek değerler saptanmış ancak yaygın ekonomik sonuçlar sınırlı kalmıştır.

Anahtar Kelimeler: Demir yatakları, Türkoğlu (Kahramanmaraş), Laterit, Mineroloji, jeokimya

ABSTRACT

MSc THESIS

PETROGRAFICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF IRON DEPOSITS IN THE REGION OF TÜRKÖĞLU(KAHRAMANMARAŞ)

Ahmedou MOHMADY

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

Supervisor : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
Year: 2017, Pages: 69
Jury : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Prof.Dr Osman PARLAK
: Doç.Dr Yusuf URAS

Türkoğlu (Kahramanmaraş) Fe mineralization is accompanied by serpentized harzburgites and serpentinites bound to ophiolites which are exposed to the region. As a result of ore microscopy examinations, magnetite, hematite, limonite, goethite and gold minerals were determined. SiO₂ values ranged from 86,47 to 2,91, with an average of 47,38 %. Mg is between 29,6 % and 0,05 % with an average of 5,3 %. The mean Si / Mg ratio was 4.8 and the Fe content 4,27-89,1 %. As a result of XRD analysis, clay minerals such as quartz, montmorillonite, Notronite and kaolinite were determined. The presence of Ni indicates that the ore is formed in the type C class in the later Fe-Ni class. According to the geological, petrographical and geochemical data, the mineralization of the region is due to the lateritization of the Fe mineralization resulting from the decomposition of the Harzburgites belonging to the ophiolitic rocks. Higher values were determined for Ni mineralization, but widespread economic results were limited.

Key Words: İron deposits, Türkoğlu(Kahramanmaraş), Laterite, Mineralogy , geochemistry

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan çalışma alanı Kahramanmaraş iline 30 km uzaklıktaki Türkoğlu ilçesinde bulunmaktadır. İnceleme alanı ve çevresinde stratigrafi, kaya türü, metamorfizma ve yapısal özellikleri açısından birbirlerinden farklı kaya birimi toplulukları bulunur. Çalışma alanında; Uludaz napı, Bahçe napı ile Amanos fiyoliti yer alır.

Türkoğlu (Kahramanmaraş) Fe cevherleşmesi bölgede yüzeyleyen ofiyolitlere bağlı serpantinize harzburjit ve serpantinitlerle birlikte bulunmaktadır. Cevher mikroskopi incelemeleri sonucunda manyetit, hematit, Limonit, götit ve altın mineralleri saptanmıştır. Örnekler üzerinde yapılan XRD çalışmaları sonucunda Manyetit, götit, kuvars, montmorillonit, Notronite, kaolinit mineralleri saptanmıştır. Cevher örneklerinde üzerinde SEM çalışmaları ve EDX analizleri yapılmıştır. Yapılan nokta analizleri sonucunda Cr, Fe, Ni değerleri elde edilmiştir. Si değerleri 16,03 ile 0,97 arasında değişirken ortalaması % 16 dir. Mg % 17,76 ile 0,12 arasında değmekte olup, ortalaması % 3,23tür. Si /Mg oranlarının ortlaması 4,8 olup, Fe oranı % 3-62 arasında bulunmaktadır. Ni değerlerinin bulunmasında cevherleşmenin lateritik Fe-Ni sınıflamasında Tip C sınıfında oluştuğunu göstermektedir. Fe/Mn oranları 2038-17,54 aralığında olduğu belirlenmiştir. Fe/Mn oranı geniş bir aralıkta değişmesinin ve çok küçük ya da çok büyük değerler vermesinin eksalatif sedimanter yataklarını işaret etmektedir. Jeolojik, petrografik ve jeokimyasal verilere göre bölgedeki cevherleşmenin ofiyolitik kayalara ait Harzburjitlerin ayrışması sonucu oluşan lateritleşemeye bağlı Fe cevherleşmesidir. Çalışılan Lateritte LREE/HREE (208.2/50.52) oranı 4.121dir. Negatif Eu anolalisi ise 0.342 olması ultramafik kayaların kaynak kaya olacağı söylenebilir.

TEŞEKKÜR

Çalışmamın her aşamasında yardımlarını esirgemeyerek; yapıcı ve yönlendirici fikirleri ile bana daima yol gösteren ve sabırla beni teşvik ederek sonuca ulaşmamda büyük pay sahibi olan danışman hocam Sayın Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans döneminde ve her zaman bana yön veren, sayın Prof. Dr. Osman PARLAK'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Bölüm başkanımız Sayın Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ çalışmamın gerçekleşmesi için sağladığı katkılardan dolayı teşekkür ederim.

Tezim süresince bana destek veren Araştırman görevliler. Burcu GÖREN KARATAŞ ve Nusret NURLU tez düzeltme desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Parlak kesit çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLUNA teşekkür ederim.

Öte yandan bana hiç yabancılık çektirmeyen jeoloji mühendisliği Bölümü akademik ve idari personeline de bu 3 yılı aşkın süreçte bana yardımcı olmalarından dolayı şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT.....	II
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET	III
TEŞEKKÜR.....	V
İÇİNDEKİLER	VI
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	X
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanı	1
1.2. Çalışma amacı.....	2
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
2.1. Bölge ile ilgili yapılan çalışmalar	5
2.2. Önemli Demir Yatak Tipleri.....	7
2.2.1. Ultramafik Kayaçlarla Bağlantılı Demir Yatakları	8
2.2.2. Gabro ve Anortozitlerle İlişkili Fe-Ti Yatakları	8
2.2.3. Granitoyitlerle İlişkili Demir Yatakları.....	8
2.2.4. Volkano-Sedimanter Demir Yatakları	9
2.2.5. Kimyasal Kalıntı Tipi (Lateritik) Demir Yatakları	9
2.2.6. Sünger - Bataklık Tipi Demir Yatakları	9
2.2.7. Oolitik Demir Yatakları	10
2.2.8. Bantlı Demir Yatakları.....	10
2.2.9. Plaser Tipi Demir Yatakları	10
2.2.10. Metamorfik Demir Yatakları.....	10
2.2.11. Kontakt Metasomatik (Pirometasomatik) Yataklar.....	11
2.2.12. Lateritik (Alterasyon) Fe Yatakları	11
3. MATERYAL VE METOD	13
3.1. Materyal.....	13

3.1.1. Saha Çalışmaları	13
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	17
4.1. Bölge genel jeolojisi	17
4.2. Stratigrafi	17
4.2.1. Uludaz Napı	20
4.2.1.1. Doluca formasyonu	20
4.2.1.2. Türkoğlu formasyonu	20
4.2.1.3. İmalı Formasyonu.....	22
4.2.2. Amanos Ofiyoliti.....	23
4.2.3. Alınan kayaç örnekleri üzerinde yapılan Petrografik incelemeler ...	24
4.2.4. Bahçe Napı	28
4.2.5. Alüvyon.....	29
4.3. Türkoğlu Demir Cevherleşmesinin XRD analizi.....	29
4.4. Cevherleşme	32
4.4.1. Cevher Mikroskopisi :	35
4.5. SEM EDX Analizi	39
4.6. Demir Cevherleşmenin Kimyasal Özellikleri	44
4.6.1. Nadir Toprak Elementler.....	52
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	55
5.1. Tartışma.....	55
6. Sonuçlar.....	57
KAYNAKLAR	59
ÖZGEÇMİŞ	69

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1. XRD analizi sonucunda saptanan mineraller.....	30
Çizelge 4.2. Demir cevherleşmesine ait ana element içerikler	47
Çizelge 4.3. Fe cevherleşmesine ait örneklerin iz element içerikler.....	48
Çizelge 4.4. Nadir Toprak Element değerleri	54





ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.	3
Şekil 3.1. Çalışma alanında bulunan cevherleşmeye ait görünüm.....	14
Şekil 3.2. Çalışma alanındaki örnek alma lokasyonları	15
Şekil 4.1. Bölgenin Jeoloji haritası (Usta ve ark. 2015 den alınmıştır).	19
Şekil 4.2. Türkoğlu formasyonu ile ofiyolitik istif arasındaki dokanak.....	21
Şekil 4.3.Kayaç, kalsit ve opak minerallerden oluşan kalkışist özelliğidir (Ca :kalsit). Kayaç içerisinde %90-92 oranında rekristalize kalsit mineraline rastlanmıştır	22
Şekil 4.4. Ofiyolitik birimin alt üst dokanak ilişkisini gösterir kesit (Usta ve ark. 2015'den alınmıştır).	24
Şekil4.5. T2 örneğine ait petrografik inceleme sonucunda kayaç Serpantinize harzburjit (Opx: orta piroksen Ser: serpantinleşme).....	25
Şekil 4.6. T14 örneğine ait minerolojik petrografik inceleme kayaç Harzburjit (Opx: orta piroksen Ser: Serpantinleşme, Cr Krom).....	27
Şekil 4.7. T34 örneğine ait petrografik inceleme kayaç serpantinleşmiş	28
Şekil 4.8. T13-T2 Numunesi XRD pigleri.....	30
Şekil 4.9. T34 Numunesi XRD pigleri	31
Şekil 4.10. T67 Numunesi XRD pigleri	31
Şekil 4.11. Cevherleşmesini oluşumunu gösteren laterit kesiti (Tufan, 2014' den değiştirilerek alınmıştır.).....	33
Şekil 4.12. Düzensiz olarak işletilen demir cevherleşmesinde görünüm	34
Şekil 4.13. Cevherleşme içerisinde gözlenen hematitli, limonitli seviyel	34
Şekil 4.14. Cevher zonu-yan kayaç arasında gözlenen oluşan ezilme zonları ve cevherleşme	35
Şekil 4.15. Yarı öz şekilli taneler halinde gözlemlenen Manyetit minerali(m: manyetit, L: Limonit)	36

Şekil 4.16. Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde ince taneli özşekilsiz hematit (he, beyaz), manyetit (ma, pembemsi ton, az miktarda).Parlakkesit No. 48, //N,.....	36
Şekil 4.17. Parlakkesit No. 48, //N, Limonit (lim, kırmızımsı iç yansımali lepidokrokit) içerisinde ince öz şekilsiz ve çubuksu hematit (he, beyaz).	37
Şekil 4.18. Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde böbreğimsi, ritmik aralanmalı götit.....	38
Şekil 4.19. Limonit (lim, kırmızımsı iç yansımali lepidokrokit) içerisinde nabit altın (Au, parlak sarı).....	38
Şekil 4.20. Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde nabit altın (Au, parlak sarı).....	39
Şekil 4.21. 9 nolu örnek üzerinde yapılan EDX analiz ile elde edilen Fe, Ni anomalileri.....	40
Şekil 4.22. 19 nolu örnek üzerinde yapılan EDX analiz ile elde edilen Fe, Ni anomalileri.....	41
Şekil 4.23. Mineral üzerinde yapılan EDX Analizlerinde % Cr, Mg değerleri.....	42
Şekil 4.24. 16 numaralı örenk üzerinde yapılan EDX sonucunda elde edilen % Cu değerleri.....	43
Şekil 4.25. Türkoğlu lateritik profil için üçgen diyagram olan $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ (wt%) (Schellmann (1983).	45
Şekil 4.26. Derinliğe bağlı $Fe_2O_3-SiO_2, MgO$ ve Al_2O_3 arasındaki ilişkiyi gösteren diyagam.....	46
Şekil 4.27. Fe-Ni arasındaki korelasyon ilişkisini gösteren diyagram	49
Şekil 4.28. Fe-Ni derinliğe bağlı olarak değişimi gösteren diyagram.	50
Şekil 4.29. Derinliğe bağlı olarak Co-Ni ppm elemntlerinin değişim grafiği	52
Şekil 4.30. Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş NTE diyagramı	54

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanı

Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan çalışma alanı Kahramanmaraş iline 30 km uzaklıktaki Türkoğlu ilçesinde bulunmaktadır Şekil (1.1).

İnceleme alanı ve çevresinde stratigrafive yapısal özellikleri açısından birbirlerinden farklı kayaç toplulukları bulunmaktadır. Çalışma bölgesinde; Uludaz napı, Bahçe napı, Amanos ofiyoliti, Kabaktepe napı ve Bozkır birliği yer alır. Düşük dereceli metamorfizma özellikleri sunan İfrakambriyen-Geç Kretase yaşlı Uludaz napı, Kambriyen-Geç Kretase yaşlı sığ ve derin denizel çökel kayalardan oluşan Bahçe napı, Jura-Geç Kretase yaşlı derin deniz çökellerinden oluşan Kabaktepe napı, Geç Kretase yerleşim yaşlı Amanos ofiyolit napı (Amanos ofiyolitli karışığı ve Amanos ofiyoliti) bulunmaktadır.

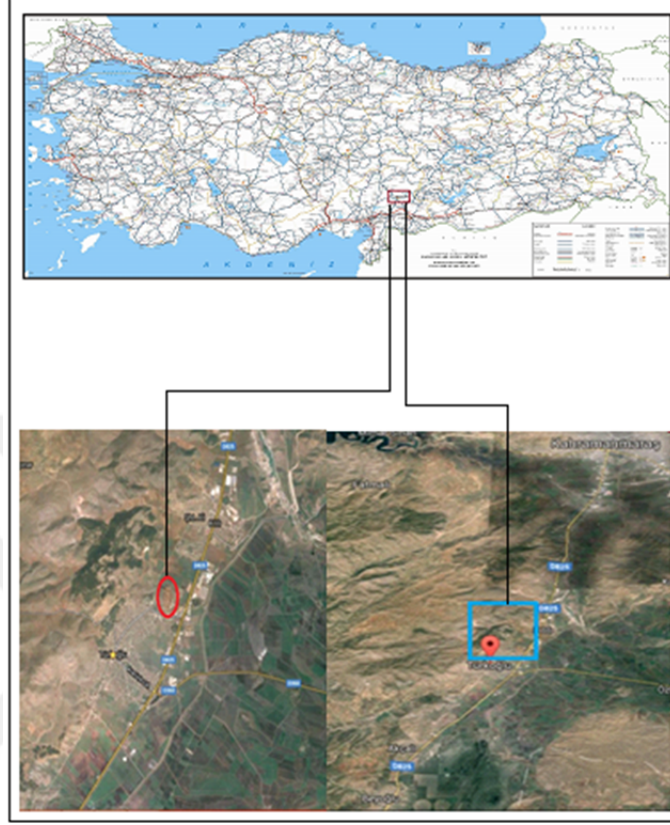
İnceleme alanı ve çevresinde Alt Paleozoyikten yaşlı birimlerden Miyosen yaşlı birimlere kadar farklı kayaç grupları yaygın bir şekilde çökelmiştir. Amanos dağ kuşağının gidişine uygun, büyük bir antiklinalin çekirdeğinde, Paleozoyik yaşlı birimler yüzeylenmektedir. Bölge Mesozoyikte kalın platform karbonat çökelleriyle temsil edilirken, karbonat çökeli Alt Maestrihtiyene kadar sürmüştür. Alt Maestrihtiyenden sonra platform üzerine Koçali karmaşığı (ofiyolitik melanj karakterli) yerleşmiş, bu da platform karbonatlarının içinde bindirmelerin oluşmasına neden olmuştur. Miyosen, Eosen sonunda yükselen bölge yeni bir transgresyonun başlangıcını oluşturmuştur. Çalışma alanı Miyosen sonunda yükselerek bugünkü konumunu kazanmıştır. Arap levhasının Anadolu levhasına bindirmesi ile başlayan güneydoğu bölgesindeki K - G sıkışma rejimi ofiyolitik karmaşığın bölgeye yerleşmesini sağlamıştır. Bölgedeki yoğun tektonizma platform birimleri içinde bindirmelere neden olmuştur (Demirkol 1988).

Lateritleşme, nemli-yağışlı tropikal iklimler altında oluşan bir ayrışma işlemidir. Ortamın jeokimyasal özelliklerine göre çözünme kabiliyeti yüksek olan Na, K, Mg, Ca, Si gibi elementlerin bozuşma sırasında ortamı terk etmesi ve daha az

çözünebilen Fe, Al gibi elementlerin birikimine neden olmaktadır. Bu oluşumların birincil olanları, Fe, Mn, ve/veya fosfat, Pt, U'un yanısıra, boksit, Ni-Co lateritler ve saprolitik Au yataklarıdır (Tufan 2014).

1.2. Çalışma amacı

Bu Çalışmanın amacı Türkoğlu (Kahramanmaraş) ilçesi sınırları içerisinde bulunan ofiyolitik kayaçların lateritik ayrışması sonucu oluşan Fe cevherleşmesinin, jeokimyasal, mineralojik ve kökenselel incelenmesinin araştırılmasıdır. Bu kapsamda çalışma alanından bölgeyi temsil edecek örnekler sistematik olarak alınmıştır. Petrografik ve mineralojik analizler için hazırlanan ince ve parlak kesitler mikroskopta (cevher mikroskopisi) incelenerek mineral tayinleri yapılmış ve cevherleşmesinin parajenezi belirlenmeye çalışılmıştır. Acme (Kanada) laboratuvarlarında Kimyasal analizleri, Çümerlab da SEM ve EDX analizleri gerçekleştirilmiştir. Mineralojik, ve Jeokimyasal veriler değerlendirilerek cevherleşmenin kökenine yönelik yorumlar yapılmıştır.



Şekil 1.1. Türkoğlu (Kahramanmaraş) civarındaki çalışma alanının yer bulduru haritası.



2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Bölge ile ilgili yapılan çalışmalar

Tolun (1956), Bölgede bulunan ultrabazik ve volkanik kayalar ile büyük fayların bulunmasına dayanarak, Kahramanmaraş havzasını “Orojenik Fasiyesli Fliş Zonu” olarak yorumlamıştır. Miyosen sonrasındaki epirojenik hareketlerle Türkoğlu, Narlı ve Pazarcık graben zonlarının oluştuğunu, Sakçagöz-Pazarcık arasında bulunan ovaların ise Eosen kireçtaşlarının batıya doğru kademeli olarak inmesiyle gelişen çöküntü havzalarının ortasındaki alüvyonların birikmesiyle geliştiğini belirtmiştir.

Yalçın (1979), DAF'nın, Türkoğlu-Karağaç (K.Maraş) arasındaki bölgeyi ilk kez haritalayan yazar, genel olarak bölgede K68D doğrultulu bir dizi kırık sisteminin bulunduğunu, buna paralel ikincil kırıkların geliştiğini belirtmiştir. Sol yönlü olan fayın atımının, 1750 – 2000 m'ye arasında olduğunu ifade etmiştir. Ölü Deniz Fayı ile Doğu Anadolu Fayı'nın kökensel ilişkisinin bulunmadığını ve birbirini dar açılı ile kesen iki ayrı sistem olabileceğini belirtmiştir.

Perinçek ve Eren (1990), Doğu Anadolu Fayı'nın, bir kolunun Türkoğlu yakınlarında sola doğru hareket ederek, güneybatıya doğru yönelip Antakya'ya doğru devam ettiğini belirtmişlerdir.

Perinçek ve Çemen (1990), Doğu Anadolu ve Ölü Deniz fay sistemlerinin üç alanda birbirleri ile birleştiklerini (Hazar, Narlı ve Amik yörelerinde), Doğu Anadolu Fayı'nın Türkoğlu civarında kollara ayrılarak Hatay grabenini kuzeyden sınırladığını, Türkoğlu, İslahiye ve Antakya yerleşim alanları yakınından geçen bu kolların Amanos Fayı nedeni ile birbirleriyle irtibatlı olduğunu ve Ölü Deniz Fay Zonu'nun, Gaziantep-Narlı arasından geçerek Narlı kuzeyinde Doğu Anadolu Fayı'na bağlandığını belirtmişlerdir.

Derman ve ark. (1996), Kahramanmaraş civarındaki Miyosen Havzasında sedimantasyon ile tektonik arasındaki ilişkiyi incelemişlerdir. Havzanın oluşumu sırasında her tektonik hareketin sedimantasyon üzerinde bir izinin bulunduğunu ve

Güneydoğu Anadolu Miyosen çukurluğunun bir parçası konumunda bulunduğunu belirtmişlerdir. Basenin doğu kısmının, batı kısmına nazaran erken kapandığını, daha sonraları basenin devamlı şekilde doğudan batıya Akdeniz Miyosen Baseni'ne doğru doldurularak, kapandığını öne sürmüşlerdir.

Türkunal (1996), Maraş-Antakya tektonik çukurunun ofiyolitleri ile kuzeyde bulunan Engizek dağlarının metamorfikleri arasında kalan “Maraş Bölgesi”nin çoğunlukla sıkışmaya bağlı Tersiyer çökeller ile örtülü olduğunu belirtmiştir. Pliyosen yaşlı çökellerin kıvrımlanarak deforme olmasına bağlı olarak, bölgedeki tektonik yapıların Pliyosen'den sonra etkin olduğunu ve Geç Alpin hareketlerine bağlı olarak belirtilen alanda doğu-batı uzantılı, birbirine paralel, silindir biçimli antiklinallerle birlikte, çoğu düz tabanlı senklinallerin oluştuğunu belirtmiştir. Bu tektonik çizgilerin Neojenden beri var olduğunu ve K.Maraş havzasında birleştiğini ve ayrıca bu sisteme göre levha hareketlerinin Neojen havzalarının açılışını, kapanışını ve gelişimini kontrol ettiğini söylemiştir.

Kozlu (1997), Orta Miyosen denizinin bu havzaları (Kahramanmaraş, Misis-Andırın ve İskenderun) kapladığını ve tüm havza boyunca genişlediğini belirtmiştir., Bitlis kuşağı, Engizek kıvrımı ve Doğu Anadolu Fayı tarafından Anadolu-Arap levha sınırının Tektonik çizgiler tarafından paylaşıldığını, bu tektonik yapının Neojenden itibaren var olduğunu belirtmiştir. Tektonik çizgilerin K.Maraş havzasında birleştiğini ve ayrıca bu sisteme göre levha hareketlerinin Neojen havzalarının açılışını, kapanışını ve gelişimini kontrol ettiğini söylemiştir.

Gül (2000), Kahramanmaraş'ın kuzeyinde yaptığı doktora çalışmasında Bostanlı-Çuhadarlı, Yenicekale-Alikayası-Beşen, Sürgü faylarının alt kuşakları kısıtladığını, Doğu Anadolu Fayının ise Alt-Orta Miyosen K.Maraş havzasındaki ana levhaları kısıtladığını belirtmiştir.

Robertson ve Ünlügenç (2001), Adana-K.Maraş-Lice basenin; Afrika-Arap levha birleşimine bağlı olarak gelişmiş ön saha havzaları olduğunu belirtmişlerdir.

Gül (2004), Doktora tezi kapsamında yaptığı çalışmada bölgeyi Tekir, Çukurhisar, Tanır-Kapıkaya ve Fırnız sistemi olarak 4 ayrı sistem olarak ayırtlamıştır. Çukurhisar ve Tekir sistemleri derin deniz kanallarından oluştuğunu, belirtmiştir. Havzanın kuzeybatısındaki bu sistemlerin Arap-Anadolu plakaları arasındaki sıkışmaya bağlı olarak gelişmiş bindirmelerin etkisiyle geliştiğini, dar uzunlamasına sınırlı bindirme sistemleri olduğunu belirtmiştir. TanırKapıkaya sisteminin Tekir sisteminin güneyinde sınırlama olmadan geliştiğini, başlangıçta daha çok kumlu az miktarda konglomeratik kanal çökelleriyle başlayan sistem güneye doğru incelererek kumtaşı kiltası ardalanmalarını geçiş gösterdiğini belirtmiştir. Diğer sistemlerden farklı olarak Fırnız sisteminin havza kenarında yamaç ortamında çökelmiş moloz akıntıları ve göçme çökelleri içerdiğini ifade etmiştir.

Usta ve ark. (2015) Kahramanmaraş-Osmaniye-Gaziantep arasında yüzeylenen orta ve kuzey Amanos Dağları'nın stratigrafisinin belirlenmesine çalışılmıştır. Çalışma bölgesinde yüzeylenen tektonostratigrafik birlikleri, İfrakambriyen-Geç Kretase yaşlı düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Uludaz napı; Kambriyen-Geç Kretase yaşlı Bahçe napı; Jura-Geç Kretase yaşlı Kabaktepe napı; Orta-Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı Bozkır birliği (Sumaklı karışığı, Gülbahar ve Domuzdağ napı) ve Geç Kretase yerleşim yaşlı Amanos ofiyoliti (Akçalı-Bozkaya ofiyolitli karışığı ve Amanos ofiyoliti) olarak sınıflandırmışlardır.

2.2. Önemli Demir Yatak Tipleri

Demir; O, Si ve Al'dan sonra % 5.4'lük bir bolluk ortalamasıyla yer kabuğunun dördüncü yaygın elementidir. Kayalardaki Fe oranı; % 8.6 ile Bazaltda en yüksek, % 4.7 ileşeyilde, % 2.7 ile granitte, % 0.4 ile kireçtaşında en düşük değerdedir. Erken kristalizasyon döneminde, ilk kristalleşen silikatların yapısında yer alan +2 değerli demir, ender olarak da olsa oksitler halinde maden yatağı meydana getirebilmektedir (AŞKIN 2011).

Demir yatakları ; Ultramafik Kayaçlarla İlişkili Demir Yatakları, Gabro ve Anortozitlerle İlişkili Fe-Ti Yatakları, Granitoyitlerle İlişkili Demir Yatakları, Volkano-Sedimanter Demir Yatakları, Kimyasal Kalıntı Tipi (Lateritik) Demir Yatakları, Sünger / Batakılık Tipi Demir Yatakları, Oolitik (Iron stone) Demir Yatakları Bantlı Demir Yatakları, Plaser Tipi Demir Yatakları, Metamorfik Demir Yataklarıdır.

2.2.1. Ultramafik Kayaçlarla İlişkili Demir Yatakları

Bu tip demir yataklarının tabakalı ultramafik masifler içindedir. Tip kesitlerinde özellikle orta ve üst seviyelerindeki gabro, anortozit ve ferrodioritik kesimleri manyetit bantları içermektedir. Bu manyetit yataklarının, ilişkili oldukları masiflerin oluşumu sırasında kristallenme ile ayrışım süreçleri ile oluştuğu düşünülmektedir.

2.2.2. Gabro ve Anortozitlerle İlişkili Fe-Ti Yatakları

Tabakalı ultramafik masifler dışında kalan bazı gabroyik ve anortozitik masifler içinde de manyetit ve titanomanyetit yatakları gözlenmektedir. Oluşumları kalkalkali-asitik bileşimli diyoritik bir magmanın enjeksiyonu sırasında bol bulunan plajiyoklazların, kristallenme sonucu anortozitik kayaçları oluşturduğu, bu sırada artık olarak ayrımlanan demirce zengin eriyiklerin ise demir ve titan yataklarını oluşturmaktadır.

2.2.3. Granitoyitlerle İlişkili Demir Yatakları

Birbirine yaklaşan ve dalma batmanın gerçekleştiği yerlerdeki magmatik veya magmatik kayaçlardan türeyen sedimantların erimesi ve katılması ile oluşan I tipi granitoyitler bağlı olarak oluşurlar. Granitoyitik sokulumların kenar kesimlerinde veya granatoyit ile çevre kayaçların dokanakları boyunca dike yakın eğimli, mercerler veya stoklar şeklinde gözlenmektedir. Oksitli demir mineralleri yanında en belirgin özellikleri önemli miktarda apatit içermeleridir. Bu yatakların

oluşumu tartışmalı olup, bir kısım araştırmacılar geç kristallenme ile ayrışım yatakları olduklarını düşünürken, bir kısmı pnömatolitik çözeltilerden itibaren oluşmuş, kontak metasomatik ve skarn tipi yataklar olduklarını düşünmektedirler.

2.2.4. Volkano-Sedimanter Demir Yatakları

Bu yataklar, volkanosedimanter kayaçlar içinde yer yer sinjenetik masif cevher mercikleri, bantları ve tabakaları, yer yer ise epijenetik boşluk dolguları ve cevher damarları şeklinde gözlenmektedirler. Cevherleşmelerde doğrudan hidrotermal çözeltilerden itibaren oluşmuş birincil cevher zonu ve bu oluşumlardan dalga ve akıntı etkisiyle türemiş kırıntuların yeniden çökmesi şeklinde oluşmuş ikincil cevher zonu olmak üzere iki farklı tipte cevherleşme gözlenmektedir. Cevher mineralleri hematit, manyetit, siderit, limonit, spekülarittir.

2.2.5. Kimyasal Kalıntı Tipi (Lateritik) Demir Yatakları

Bu yataklar demirce zengin silikatlı minerallerden oluşan mafik ve özellikle ultramafik kayaçların yüzeysel koşullarının etkisiyle bozunması sırasında ortamın Eh-Ph koşullarına bağlı olarak demir dışındaki bileşenler ortamdaki yıkanıp giderken, demirin bozunma bölgesinde hidroksitli ve oksitli mineraller şeklinde zenginleşmesi sonucu oluşmuş yataklardır. Bu yataklarda cevher mineralleri limonit veya limonitten itibaren oluşmuş hematit şeklindedir. Alt seviyelerde nikel zenginleşmesi de görülebilir.

2.2.6. Sünger - Bataklık Tipi Demir Yatakları

Lateritik demir yataklarının oluşumu ile ilgili asitik pH koşullarında demirin hareketliliği yüksek olup, kayaçların bozunması sırasında su içinde çözümlü iyonlar şeklinde bozunma bölgesinden uzaklaşmaktadır. Sünger tipi demir yatakları bu şekilde su içinde çözülmüş demir iyonlarının ya yeraltı su seviyesine kadar veya yakındaki bir sulu ortamın kenarına kadar taşınması ve ortamda Ph'ın

bazikleşmesi veya Eh'in yükselmesi sonucu çökelerek zenginleşmeleri şeklinde oluşmuş yataklardır

2.2.7. Oolitik Demir Yatakları

Genellikle Paleozoyik ve Mesozoyik yaşadılar. Hiçbir metamorfizma izine sahip değillerdir. Kıyı fasiyesleri ile ilişkileri sıklıdır. Paleozoyik yataklarda hematitin, genç yataklarda ise hidroksitlerin üstünlüğü evrimin yaşın bir fonksiyonu olarak geliştiğini göstermektedir. Oolitik yataklar genellikle hemen hemen bütün dünyayı ilgilendiren bir yayılma gösterirler. Ve büyük transgresyonlara eşlik ederler. Oolitik yataklar; Hematitli minetler: Clinton tipi. Mineralleri oksit ve hematittir. Paleozoyik yaşadılar. Limonitli minetler: Lorraine tipi. Esas mineral götittir. Mesozoyik ve daha genç yaşadılar.

2.2.8. Bantlı Demir Yatakları

Bu yataklanmalarda cevher mineralleri hematit, manyetit ve az miktarda siderittir. Oluşum ortamları yer yer açık denizden bir bariyerle ayrılmış, yarı kapalı sığ denizel ortam, yer yer ise açık deniz ortamıdır.

2.2.9. Plaser Tipi Demir Yatakları

Kayaçların fiziksel olarak parçalanmaları veya yüzeysel koşullarda bozunmaları sırasında taneler şeklinde açığa çıkan manyetit kristallerinden oluşmaktadır. Sahil kumları içinde yoğun zenginleşmeler görülmektedir. Türkiye'de Divriği bölgesindeki, C plaseri ve Karadeniz sahilindeki demir oluşumları bu tipin örneklerindedir.

2.2.10. Metamorfik Demir Yatakları

Metamorfik demir yatakları bilinen en eski yataklardır. Bu yataklar az veya çok metamorfize olmuş Prekambriyen yaşlı Fe yataklarıdır. Metamorfik demir yataklarına; İtabiritik yataklar, kuvars bantlı cevher, takonit, gibi adlandırılmalar

yapılmaktadır. Dünya Fe rezervlerinin % 60'ını kapsamaktadırlar. Silisli Fe yatakları metamorfizma geçirmişler ise itabiritik demir yataklarını oluştururlar. Bu yataklar silis yönünden zengindirler ve ince taneli bir yapıya sahiptirler. İtabiritler genellikle bir kuvars mozayığı şeklinde rekristalize olmuşlardır. İnce tabakalı ve olijistli (Fe mikası) kuvarsitler veya manyetitli kuvarsitler bu şekilde bulunurlar

2.2.11. Kontakt Metasomatik (Pirometasomatik) Yataklar

Kontakt metazomatik yataklarda demir yatakları olarak en önemli cevher mineralleri manyetit olup, hematite daha az rastlanır. Hematit magnetitin martitleşmesi ile oluşur. Bunun yanında başta pirit olmak üzere pirotin, kalkopirit, sfalerit gibi sülfür mineralleri ile skarn mineralleri olarak isimlendirilen çeşitli Ca-silikatlar (hornblend, tremolit/aktinolit, diyopsit, granat, vezüviyan, vollastonit vb.) ve kalsit, ayrıca refakat minerali olarak nadiren apatit minerali bulunur.

2.2.12. Lateritik (Alterasyon) Fe Yatakları

Kimyasal ayrışma ile demir büyük oranda ana kayalık içerisinde kalır. Ortamda bulunan oksijenden dolayı hidroksitlerin ayrılması veya muhtemelen Fe⁺³ oksidasyonu söz konusudur. Bu süreçte götit veya hematit meydana gelir. Götit ve hematit zayıf asidik ortamdan alkalen ortama kadar çözülmeden kalır. Artan pH değerlerinde ve tropik iklimlerde daha önceden uzaklaşmış olan K, Ca, Na, Mg elementleri yanında silis (SiO₂) de çözülür ve geriye Fe₂O₃, H₂O ve Al₂O₃.₃H₂O'dan oluşan bir karışım kalır ki, bu oluşuma laterit denir. Fe'ce zengin olanına Fe'li lateritler, Al'ca zengin olanına boksit denir. Bazik ve ultrabazik kayalar (Dunitler, Harzburjit, serpantin) Al bakımından fakir ama Fe ve Mg bakımından zengin kayalardır. Bu tür kayalarda tabanda montmorillonit, yeryüzüne yakın kısımlarda ise kaolin oluşur. Normal olarak montmorillonitin üstünde Al₂O₃ ve Fe₂O₃'ce zengin bir zon gelir. İtabiritler Fe tenörü % 30-40 arasında olup bol kuvars kapsarlar. Tropikal iklimlerde bu SiO₂'nin çözülüp taşınmasıyla Fe'ce zenginleşme meydana gelir. Tenör, % 50-55 Fe, % 1 Cr, yüksek Ni ve Ti.



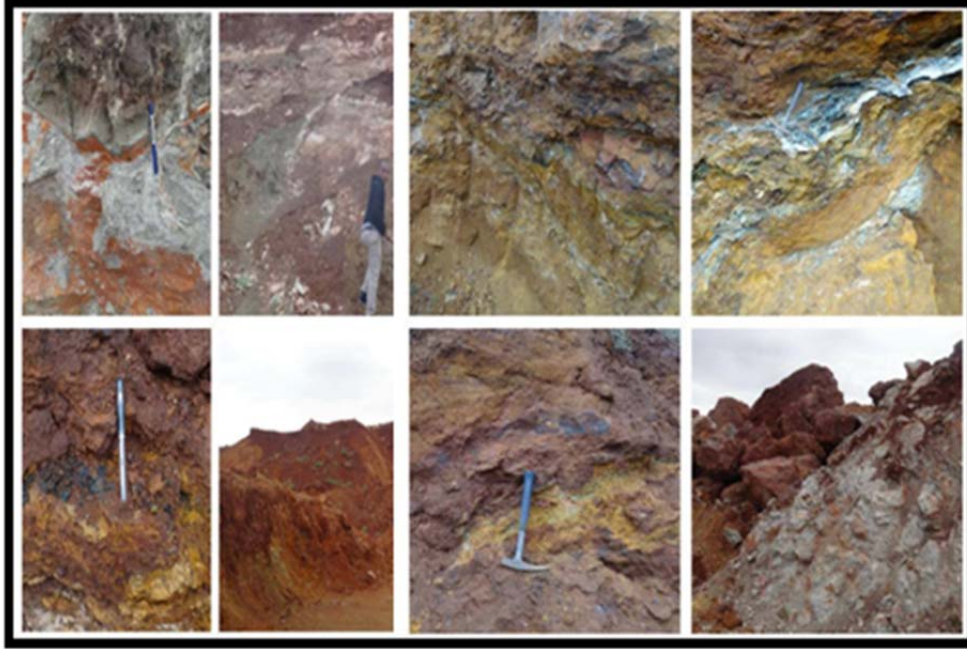
3. MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

3.1.1. Saha Çalışmaları

Türkoğlu (Kahramanmaraş) dolaylarındaki Demir Cevherleşmesinin yerleşimi, yankayaçla olan ilişkileri, arazideki konumları ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir. Bölgenin jeolojisini belirlemede MTA genel müdürlüğünce yapılan Jeoloji haritası temel alınmıştır. Bölgedeki cevherleşmeler ofiyolitik istife ait serpantinleşmiş harburjit ve serpantinlerin içerisinde yer almaktadır(Şekil 3.1). Başlıca cevher mineralleri olarak hematit, limonit gözlenmektedir. Laboratuvar çalışmalarında değerlendirilmek üzere mümkün olduğunca cevherleşmeden sistematik olarak 70 adet örnekleme yapılmıştır (Şekil 3.2.)

Bölgedeki cevherleşme Ofiyolitler ile kireçtaşları arasında yer almakta olup, cevherleşmenin yan kayacı aşırı serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardan oluşmaktadır. Çalışma alanında bulunan Fe cevherleşmelerinin jeokimyasal ve kökensel özelliklerin araştırıldığı detaylı bir araştırma bulunmamaktadır. Bu amaçla cevherleşmeler ayrıntılı bir şekilde incelenerek, cevher ve yan kayaç örnekleri üzerinde ana oksit ve iz element analizleri, nadir toprak analizleri yapılarak analiz sonuçlarının arazi gözlemleriyle birlikte değerlendirip yorumlanması sonucu cevherleşmenin oluşum özelliklerinin ve kökeninin saptanması hedeflenmiştir.



Şekil 3.1. Çalışma alanında bulunan cevherleşmeye ait görünüm



Şekil 3.2. Çalışma alanındaki örnek alma lokasyonları

3.2. Metod

Cevherleşmeden ve yan kayalardan örnekler alınmış, bu örnekler üzerinde petrografik incelemeler ve cevher parajenezini saptamak üzere parlatma kesitler ve ince kesitler Çukurova Üniversitesi Jeoloji mühendisliği kesit laboratuvarlarında hazırlanmıştır. Cevher mikroskopisi ile saptanamayan bazı minerallerin kimyasal içeriklerini saptamak için ÇUMERLAB’da FEI Quanta 650 Field Emission SEM marka cihazla SEM ve EDX analizleri, cevher minerallerini teyid etmek ve içerisindeki kil mineralleri saptamak için ise XRD analizleri yapılmıştır. Ayrıca yankayaç ve cevherleşmenin oluşum ortamlarını belirlemek ve yankayaçla olan ilişkilerini ortaya koymak için Acme (Kanada) laboratuvarlarında ana, iz ve nadir toprak element analizleri, yaptırılmıştır.



4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Çalışma alanı Kahramanmaraş iline 30 km uzaklıktaki Türkoğlu ilçesinde bulunmaktadır.

4.1. Bölge genel jeolojisi

Güney Doğu Anadolu Bindirme Zonu'nun (Emre ve ark, 2013) batı sınırı ile Karasu-Hatay Grabeni (Yalçın, 1980) arasında kalan, Doğu Anadolu Fayımında içene alan Amanos Dağları, Doğu Toroslar'ın batı bölümünü oluşturur. Amanos Dağları'nın büyük bölümünü kapsayan, benzer litolojik ve stratigrafik özellikler sunan düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Uludaznapı; İnfrakambriyen-Tersiyer aralığının Permien dışında tüm sistemlerini temsil eden sığ denizel karbonat ve kırıntılı kaya türlerini içerir. İnceleme alanının KB'sında, Gülbahar napı (Bedi ve ark, 2009.,2012) ve Sumaklı karışığı tarafından tektonik olarak üzerlenir.

Geç Kretase yaşlı Sumaklı karışığı, Uludaz napını Geç Miyosen sonrası hareketlerle üzerlemiştir. Uludaz napı tarafından Geç Kretase sonrası üzerlenen Bahçenapı, Kambriyen-Kretase aralığında çökelmiş sığ denizel kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşur. Geç Bajosiyen-Titonyen (Dogger-Malm) yaşlı Kabak tepe napı derin deniz çökellerinden, Geç Kretase yerleşim yaşlı Amanos ofiyoliti; peridotit, harzburjit, dunit, serpantinit, piroksenitve gabrolardan oluşur (Usta ve ark, 2015)(Şekil 4.1).

4.2. Stratigrafi

İnceleme alanı ve çevresinde stratigrafi, kaya türü, metamorfizma ve yapısal özellikleri açısından birbirlerinden farklı kaya birimi toplulukları bulunur. Çalışma alanında;Uludaznapı, Bahçe napı ile Amanos ofiyoliti yer alır. Düşük

dereceli metamorfizma 6zellikleri sunan İnfrahambriyen-Geç Kretase yaşlı Uludaz napı, Geç Kretase yerleşim yaşlı Amanos ofiyoliti genel olarak tanıtılacaktır.



4.2.1. Uludaz Napı

Uludaz napı, İfrakambriyen-Geç Kretase yaşta metakarbonat, metapelitik ve metakırıntılı kayaları kapsar. Kendi içerisinde önemli ölçüde dilimlenen Uludaz napı en önemli ayırtman özelliğinden birisi Permiyen çökellerinin olmamasıdır. Rekristalize kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, çörtlü mermer ve kalkşist ara seviyeleri içeren ve genellikle bazik bileşimli şist, metaçakıltaşı ve kuvarşistlerden oluşan, yer yer de bloklı görünüm arz eden Geç Kretase yaşlı İmalı formasyonu Uludaz napının örtüsü niteliğindedir (Usta ve ark, 2015).

4.2.1.1. Doluca formasyonu

Doluca formasyonu, başlıca metaçamurtaşı ara katkılı stramatolitli dolomit ve dolomitik kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Bunlar yer yer ince seviyeler halinde kuvarşist ara katkılıdır. Doluca formasyonu, altta Hacılar formasyonu ile üstte ise Türkoğlu formasyonu ile uyumludur. Türkoğlu ilçesinin yakın kuzeyinde Geç Kretase yaşlı İmalı formasyonu tarafından açısız uyumsuz olarak örtülür. Birim, litolojik özellikleri ve içerisindeki fosil topluluğuna göre duraylı sığ karbonat şelfi ile yer yer ince kırıntılıların da eşlik ettiği sığ denizel ortamda çökeldiği belirtilen birimin yaşı Orta-Geç Triyas olarak belirtilmiştir (Usta ve ark, 2015).

4.2.1.2. Türkoğlu formasyonu

Uludaz napı içerisinde yer alan formasyon altta dolomitik kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, üstte çörtlü kalkşist, metaçamurtaşı ve kırıntı ara katkılı rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Türkoğlu formasyonu tabanında çalışma alanı dışında gözlenen Doluca formasyonu ile uyumlu, yer yer normal faylıdır. Formasyonun üstünde ise İmalı formasyonu ile uyumsuzdur. İmalı köyünün kuzeyinde Akaçlı-Bozkaya ofiyolitli karışığı üzerine tektonik dokanakla gelirken, Kuvaterner çökelleri birimi açısız uyumsuz olarak örter. (Şekil 4.2) Bölgenin tektonizmadan fazlaca etkilenmesi nedeni ile formasyon alttan üste

düzenli bir istiflenme sunmaz. Türkoğlu formasyonu için Liyas (Erken Jura)-Geç Kretase yaşı verilmiştir (Usta ve ark, 2015).



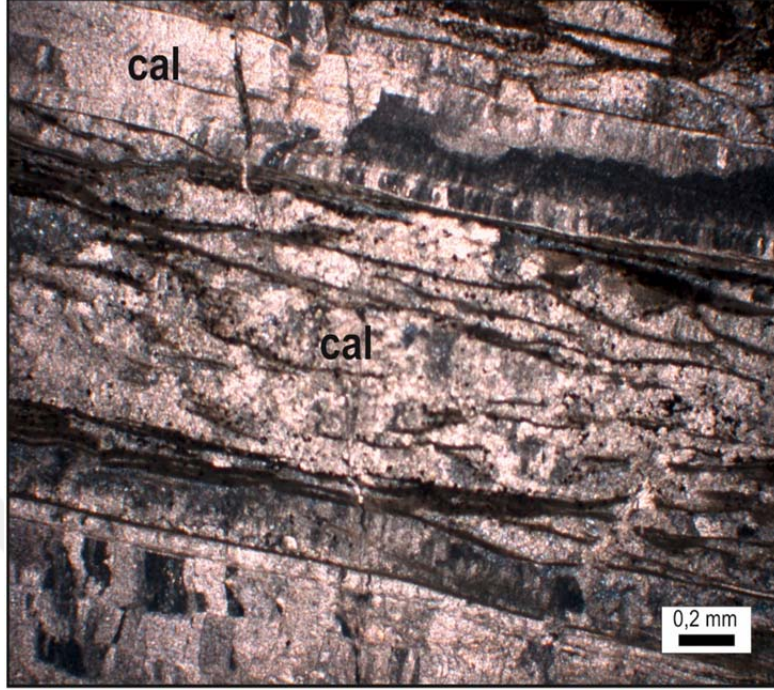
Şekil 4.2. Türkoğlu formasyonu ile ofiyolitik istif arasındaki dokanak

Alınan T32 örneğinin Petroğrafik inceleme sonucunda kayacın Netablastik doku gösteren kalsit ve opak minerallerden oluşan kalkşist özelliğindedir (Şekil 4.2.).

Mineraller

Kalsit: Kayaç içerisinde % 90-92 oranında rekristalize kalsit mineraline rastlanmıştır. Kalsit mineralleri tek nikelde renksiz orta röliyefleri ve çift nikelde ikinci sıranın soluk renkleri ile karakteristiktirler. Kayaç içerisinde gözlenen kalsit kristallerinin bir kısmı ise damar dolgusu şeklinde gözlenmiştir (Şekil4.3)

Opak Mineral: Kayaç içerisinde dağınık vaziyette %3-4 oranında opak mineral gözlenmiştir.



Şekil 4.3. Kayaç, kalsit ve opak minerallerden oluşan kalkşist özelliğindedir (Ca : kalsit). Kayaç içerisinde % 90-92 oranında rekristalize kalsit mineraline rastlanmıştır

4.2.1.3. İmalı Formasyonu

İmalı formasyonu başlıca metaçakıltası, metakumtaşı, metasilttaşı, metaçamurtaşı yer yer bloklu metaçamurtaşı ve rekristalize kireçtaşı-mermerlerden oluşmaktadır. Formasyonun içerisinde farklı stratigrafik düzeylerde yer alan ve 30 m civarında kalınlık sunan rekristalize kireçtaşı ve mermerler *Mermer üyesi* (Kim) olarak, 20 m'ye yakın kalınlık sunan metabazitler ise *Diyabaz üyesi* (Kid) olarak bulunmaktadır (Usta ve ark, 2015). Metaçamurtaşı ve metasilttaşları genel olarak kahve, kırmızı, yeşilimsi kahve, alacalı renkli, oldukça kıvrımlı, ince-orta yapraklı, metakumtaşı ara katlıdır. Üstte ise bordo, kahve, yeşil renkli oldukça kıvrımlı ve kırıklı metaçamurtaşı ara katlı silisifiye olmuş mermer yer alır. Türkoğlu formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmesi, Geç Kretase yaşlı olduğu düşünülen

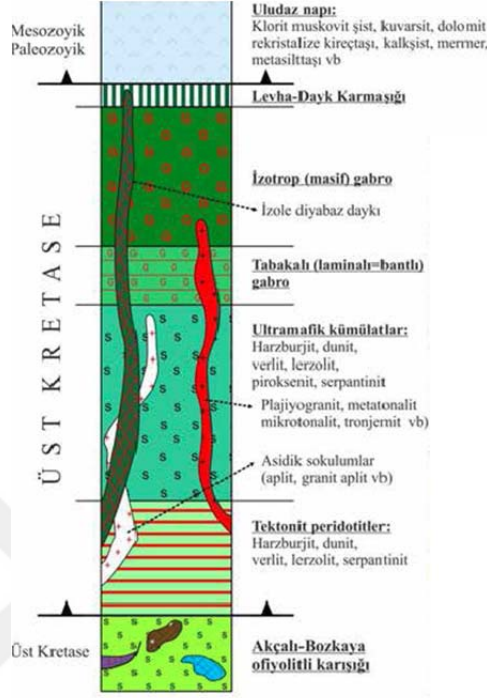
metadiyabazlar tarafından kesilmesi nedeni ile formasyona daha önceki araştırmacılar tarafından Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı verilmiştir.

4.2.2. Amanos Ofiyoliti

Bölgedeki Ofiyolitik kayalar tektonit, mafik ve ultramafik kümülatlardan oluşmaktadır. Amanos ofiyoliti, Uludaz napı tarafından tektonik olarak üzerlenir. Bahçe napı ile Akçalı-Bozkaya ofiyolitli karışığını Geç Kretase sonu hareketlerle üzerleyen birim yer yer de Bahçe napının üzerinde tektonik olarak bulunur. Geç Maastrichtiyen-Kuvaterner aralığındaki çökeller tarafından da açısal uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.4).

Bölgedeki tektonitler genelde peridotit, harzburjit, dünit, serpantinitleşmiş, harzburjit ve dunitlerden oluşur. Çalışma alanında yüzeyleyen ultrabazik kayalardan en yaygın harzburjitlerdir. Dünitler bu bölgede daha çok ardalımalı ince bandlar, düzensiz şekilli kümeler halinde bulunur.

Serpantinitlerde, ağ dokusu gelişmiştir. Düşük dereceli metamorfizma koşullarından etkilenen serpantinitlerde plastik deformasyon neticesinde oluşan foliasyon ve line asyon gibi yapısal özellikler de gözlenir.



Şekil 4.4. Ofiyolitik birimin alt üst dokanak ilişkisini gösterir kesit (Usta ve ark. 2015'den alınmıştır).

4.2.3. Alınan kayaç örnekleri üzerinde yapılan Petrografik incelemeler

T2-T14 örnekleri Serpantinize Harzburjit

Doku: Taneli elek dokusu göstermektedir

İçindeki mineraller

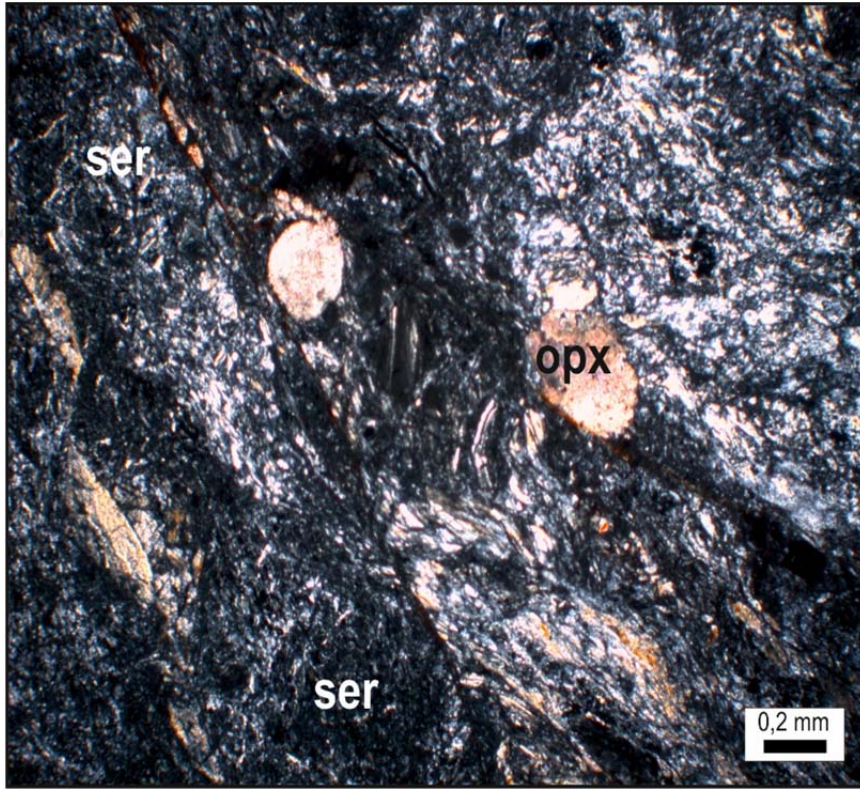
Olivin: Kayaç içerisinde hakim minerali temsil eden olivin kristalleri yüksek röliyefleri, kırıklı çatlaklı dokusu, çift nikolde ikinci sıranın canlı girişim renkleri ile karakteristiktirler. Kayaç içerisindeki olivin kristallerinin hemen hepsi serpantinleşmiştir (Şekil 4.5).

Ortopiroksen: Kayaç içerisinde % 30-35 mertebesinde izlenen ortopiroksenler sarının ve grinin tonlarında polarize olmaları, subtomorfoksenomorf yapıları ve dik sönme göstermeleri ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmı

çatlaklarından itibaren serpantinleşme ve opaklaşma sunmaktadır. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile rahatlıkla ayırtılana bilmektedirler (Şekil 4.5).

Serpantin Grubu Mineraller: Kayaç içerisindeki olivinlerin ve ortopiroksenlerin kırık çatlaklarından itibaren sulu ortamda bozularak lizardit, krizotil, bastit türü serpantin minerallerine dönüşümü ile meydana gelmişlerdir. Düşük rölyefleri, birinci sıranın gri tonlarında girişim renkleri ve elek dokuyu oluşturmaları ile tipiktirler (Şekil 4.5).

Opak Mineral: Olivinlerin kırık çatlaklarından itibaren ikincil olarak oluşmuş manyetit olabilecekleri tahmin edilen minerallerin yanı sıra tek nikelde kiremit kırmızı pleokrizma sunan kromit oluşumlarıda bulunmaktadır(Şekil 4.5).



Şekil 4.5. T2 örneğine ait petrografik inceleme sonucunda kayaç Serpantinize harzburjit (Opx: orta piroksen Ser: serpantinleşme)

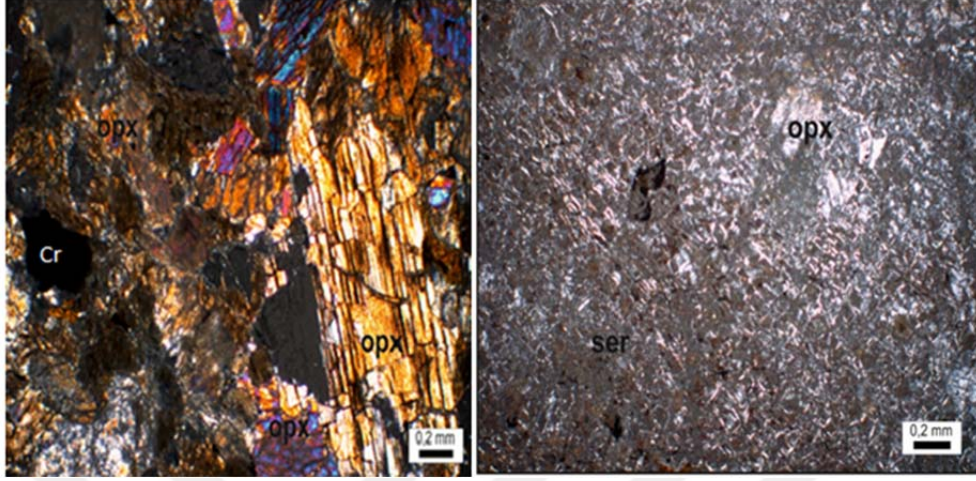
T14 nolu örnek Harzburjıt**Doku: Taneli- Poikilitik****İçindeki Mineraller:**

Olivin: Kayaç içerisinde hakim minerali temsil eden olivin kristalleri yüksek rölyefleri, kırıklı çatlaklı dokusu, çift nikolde ikinci sıranın canlı girişim renkleri ile karakteristiktirler. Yaklaşık olarak % 55-60 oranında izlenen olivinlerin bir kısmı çatlaklarından itibaren opaklaşma göstermektedirler.

Ortopiroksen: Kayaç içerisinde % 35-40 oranında izlenen ortopiroksenler sarının ve grinin tonlarında polarize olmaları, subtomorf-ksenomorf yapıları ve dik sönme göstermeleri ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmı çatlaklarından itibaren serpantinleşme ve opaklaşma sunmaktadır. Tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile rahatlıkla ayırt edilebilmektedirler (Şekil 4.6)

Klinopiroksen: Kayaçta % 1-3 oranında izlenen klinopiroksen kristalleri ksenomorf yapıları ile dikkat çekmekte olup ikinci sıranın canlı girişim renklerinde polarize olmaktadır. Tıpkı ortopiroksenlerde olduğu gibi klinopiroksenlerde tek yönde iyi gelişmiş dilinim izleri sunmaktadırlar. Ojit oldukları düşünülen klinopiroksen mineralleri eğik sönme göstermeleri ile tipiktirler.

Opak Mineral: Kayaçta içerisinde hem kırık ve çatlak dolgusu olarak hem de ilksel olarak gözlenen opak minerallerin manyetit oldukları tahmin edilmektedir. Yaklaşık olarak % 2-3 oranında gözlenen opak minerallerin çok az bir kısmı krom türü minerallerle temsil edilmektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. T14 örneğine ait mineralojik petrografik inceleme kayaç Harzburgit (OpX: orta piroksen Ser:Serpantinleşme,Cr Krom)

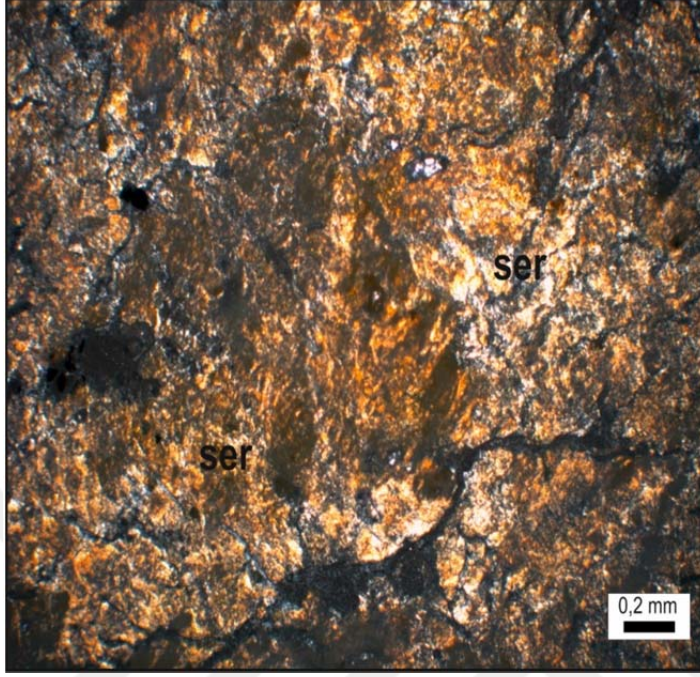
T34 Serpantinit:

Doku: Elek

İçindeki Mineraller:

Serpantin Grubu Mineraller: Kayaç içerisinde olivin ve piroksen mineraller aleyhine özellikle kırık ve çatlaklarında serpantin minerallere rastlanmıştır.

Bastit, lizardit, krizotil, antigorit türü serpantin mineralleri tek nikolde sarımsı pleokroizmaları, düşük rölyefleri, çift nikolde grinin tonlarında girişim renkleri ve tipik ağ- elek dokusu ile karakteristiktirler. Bu minerallerden bastit türü tek yönde iyi gelişmiş dilinim izleri ve grinin tonlarında girişim renkleri ile dikkat çekerken, piroksenlerden itibaren sulu ortamda bozuşma ile oluşmuşlardır. Krizotiller ise kayaçta yer alan olivinlerin çatlaklarından itibaren gelişmiş, lifler halinde dikkat çekmektedirler (Şekil 4.7).



Şekil 4.7. T34 örneğine ait petrografik inceleme kayaç serpantinleşmiş

4.2.4. Bahçe Napı

Kambriyen-Geç Kretase zaman aralığında çökelmiş epimetamorfik kökenli kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşmaktadır. Bu birimlerinin altında ofiyolit kütlelerinin tektonik olarak yer alması, nedeniyle bu kaya topluluğu napolarak tanımlanmıştır. Uludaz napı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Uludaz napı ile Silüriyen dışında stratigrafik ve litolojik benzerlikler sunar. Bahçe napının en belirgin özelliği Permiyen çökellerinin olmamasıdır (Usta ve ark. 2015). Erken Kambriyen yaşlı Zabuk formasyonu; dolomi, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşan Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu; yumrulu görünümlü kalkışit, metasilttaşı, metakumtaşı, metakiltaşı, metaşeyl, metaçamurtaşı ardalanmasından oluşan Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu; kuvarsit, metakumtaşı, metasilttaşı ardalanmasından oluşan Orta-Geç Ordovisiyen yaşlı Kardere formasyonu; çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşından oluşan Silüriyen yaşlı Dedeler formasyonu; şeyl, metakumtaşı, rekristalize kireçtaşı,

kalkışist ve dolomitten oluşan Geç Devoniyen- Karbonifer yaşlı Hasanbeyli formasyonu; *Natica costata*'lı kireçtaşı, marn, silttaşından oluşan Erken Triyas yaşlı Olucak formasyonu; kireçtaşı, dolomitten oluşan Orta- Geç Triyas yaşlı Nurdağı formasyonu; kireçtaşı, dolomitik kireçtaşından oluşan Jura-Kretase yaşlı İslâhiye formasyonu ve bunların örtüsü niteliğindeki kumtaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, çörtlümikritik kireçtaşından oluşan Beyoğlu formasyonu ile temsil edilir (Şekil 4.1).

4.2.5. Alüvyon

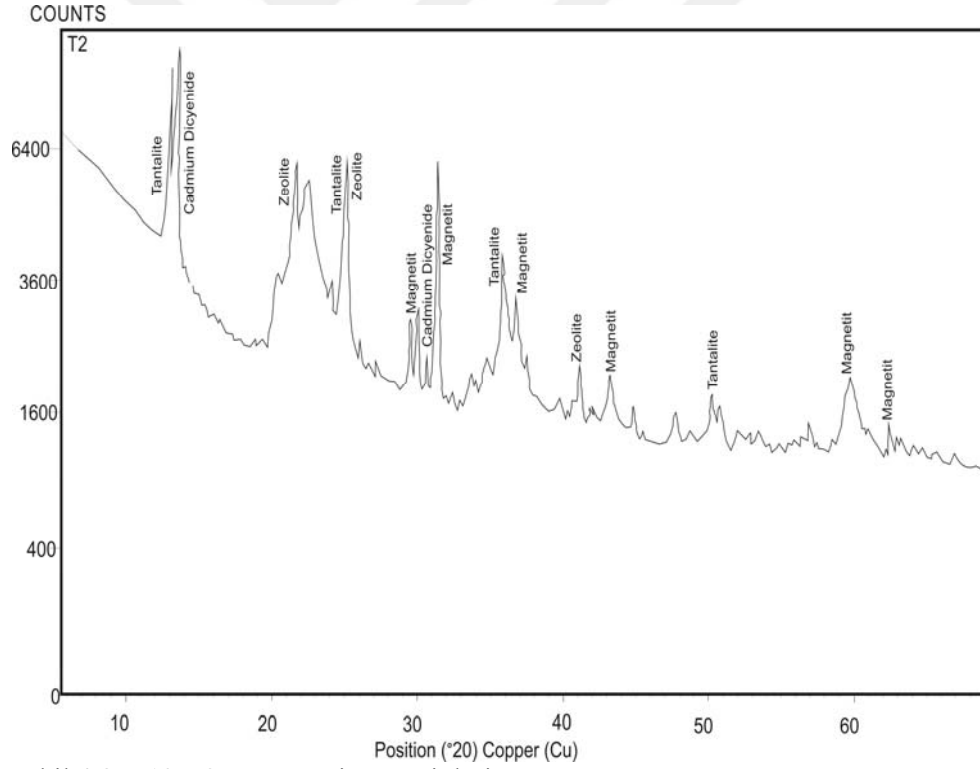
Alüvyon inceleme alanında Aksu çayının oluşturduğu düzlüklerde çökelmiştir. Başlıca çakıl, blok, kum ve siltten oluşan az tutturulmuş bir litoloji göstermektedir. Birim bölgede yeşil-,kırmızı toprak - açık kahverengi – bej renkli, çoğunlukla çakıl, kil ve kum, yer yer ise silt düzeyleri içeren bir litolojiye sahiptir.

4.3. Türkoğlu Demir Cevherleşmesininait XRD analizi

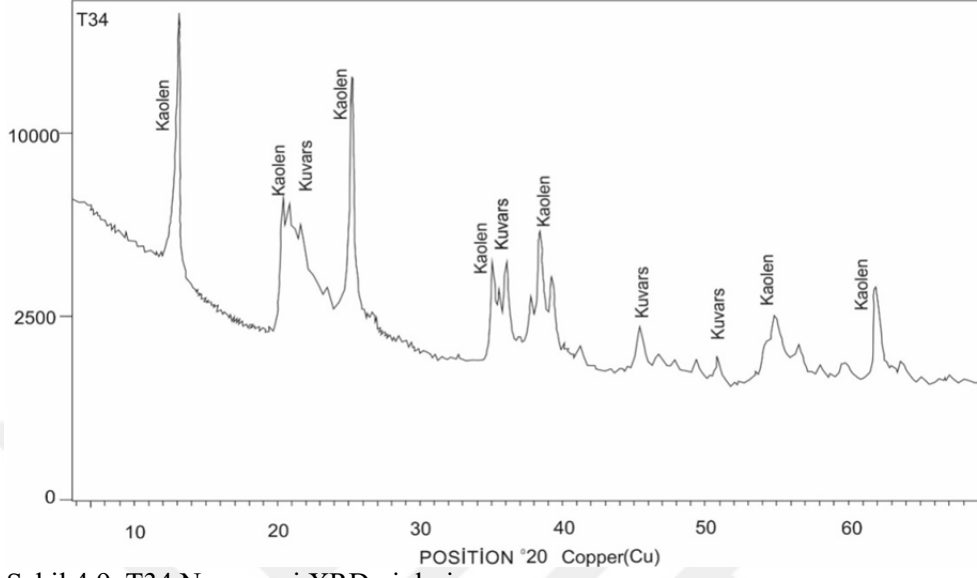
Demir cevherleşmesinin bulunduğu bölgenin tepe noktasından yamaç aşağıya doğru örnekleme yapılmıştır. Seçilen örneklerle lateritik seviyedeki değişimler saptanmaya çalışılmıştır. 5 adet örnek üzerinde yapılanXRD analizi sonucunda belirlenen mineraller çizelge 4.1'de verilmiştir. Ayrışmaya bağlı olarak montmorillonit, Notronite gibi simektit grubu kil minerellari ile kaolinit, manyetit, götit, millerit gibi mineraller saptanmıştır (Şekil 4.8, 4.9,4.10).

Çizelge 4.1. XRD analizi sonucunda saptanan mineraller

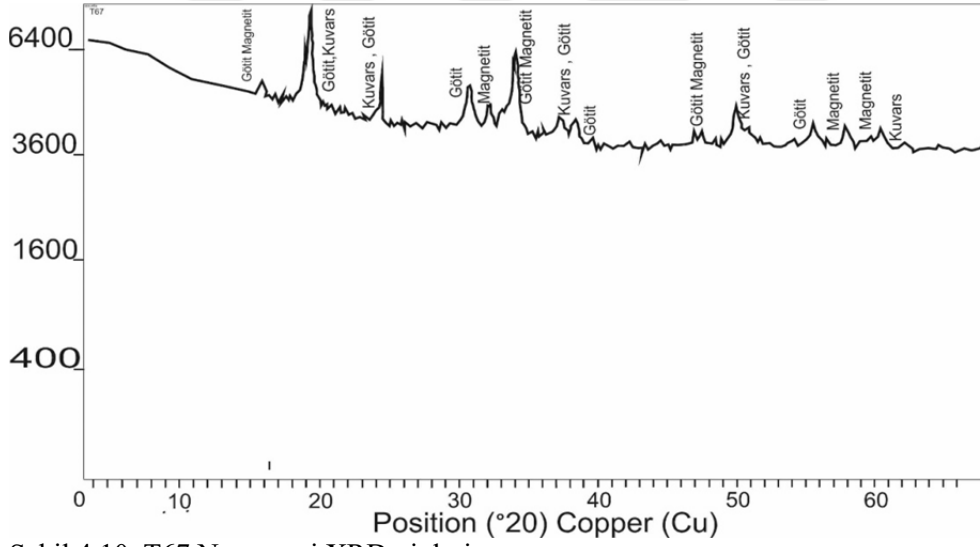
Örnek No	Saptanan Mineraller
T2	Montmorillonit, nontronit, kaolinit, Manyetit, millerit, Zeolit, Tantalit
T13	Kuvars montmorillonit, nontronit, kaolinit
T20	montmorillonit, nontronit, kaolinit, kuvars
T34	Kaolen, kuvars, montmorillonit, nontronit, kaolinit
T67	Manyetit, götit, kuvars, montmorillonit, nontronit, kaolinit



Şekil 4.8. T13-T2 Numunesi XRDpigleri



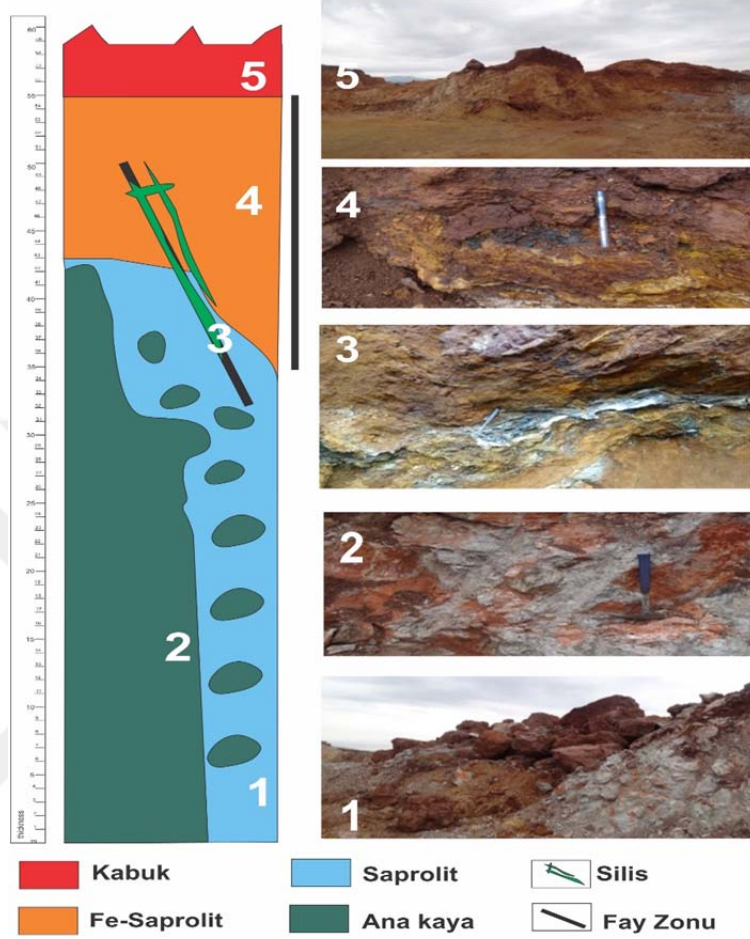
Şekil 4.9. T34 Numunesi XRD pigleri



Şekil 4.10. T67 Numunesi XRD pigleri

4.4. Cevherleşme

Türkoğlu ilçesinin kuzey kesiminde yer alan cevherleşme ofiyolitik istifeye ait harzburjit, serpantize harzburjit ve serpantinitlerle ilişkili olarak yer almaktadır. Cevherleşmenin serpantinize harzburjit, serpantinitlerin ayrışmasına bağlı olarak olduğu ve ayrışma zonuna bağlı olarak silisce zengin kabuk (4.11) alt kısımlarında gelişen Fe sapropolit kısmında limonit, hematit ve götit minerallerine rastlanılmaktadır. Faylanma ile oluşan ezilme zonları ve anakaya zonlarından oluşmaktadır. Cevher kütesinin ayrışma ürünü olarak gelişmesi nedeni ile cevher kütesi düzensiz yer yer aralarında yan kayaç parçalarının da rastlanılmaktadır.



↓ Ni zenginlesme zonu

Şekil 4.11. Cevherleşmenin oluşumunu gösteren laterit kesiti (Tufan, 2014' den değiştirilerek alınmıştır.)



Şekil 4.12. Düzensiz olarak işletilen demir cevherleşmesinde görünüm



Şekil 4.13. Cevherleşme içerisinde gözlenen hematitli, limonitli seviyel

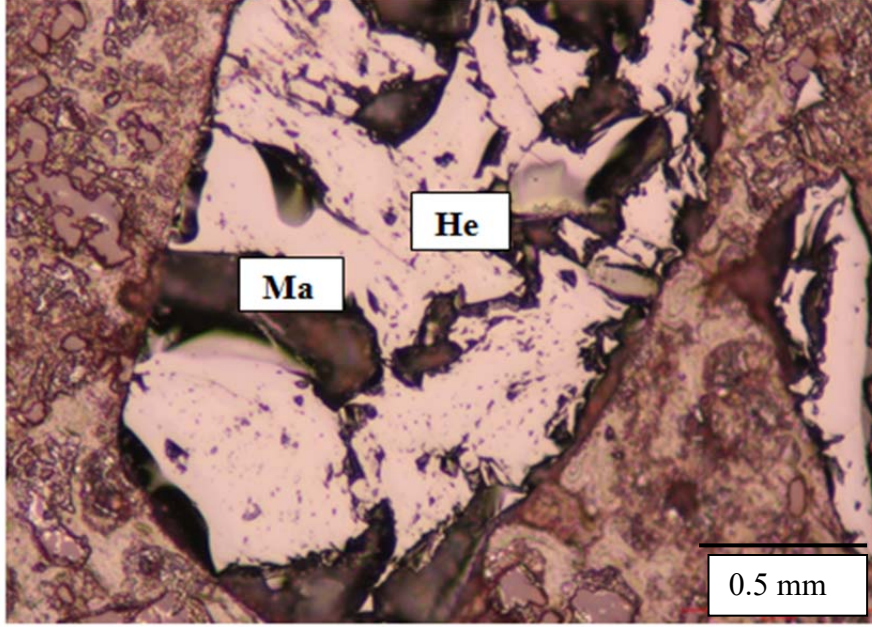


Şekil 4.14. Cevher zonu-yan kayaç arasında gözlenen oluşan ezilme zonları ve cevherleşme

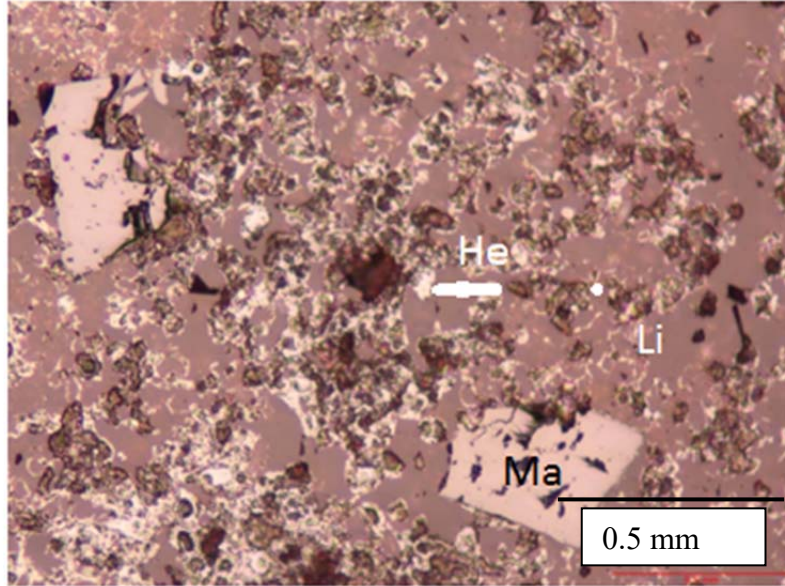
4.4.1. Cevher Mikroskopisi :

Araziden alınan cevher örnekleri üzerinde yapılan parlak kesit çalışmaları sonucunda mineral parajenizinde kromit, manyetit, hematit, götit, limonit mineralleri ile yer yer altın minerali saptanmıştır.

Manyetit: pembemsi gri renk tonunda izotrop olan mineral yarı öz şekilli taneler halinde gözlenmektedir (Şekiller4.15-16).

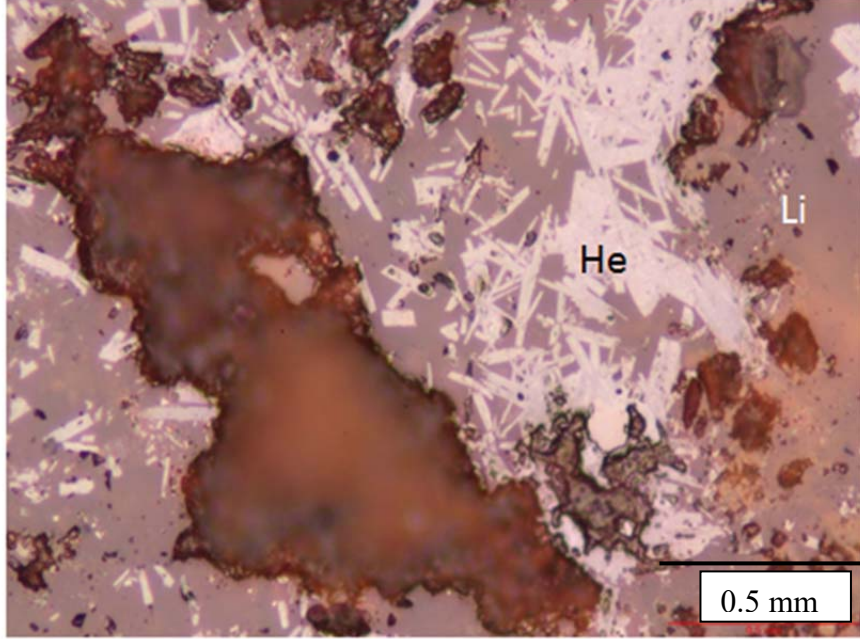


Şekil 4.15.Yarı öz şekilli taneler halinde gözlemlenen Manyetit minerali(m: manyetit, L: Limonit)



Şekil 4.16 Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde ince taneli özşekilsiz hematit (he, beyaz), manyetit (ma, pembemsi ton, az miktarda).

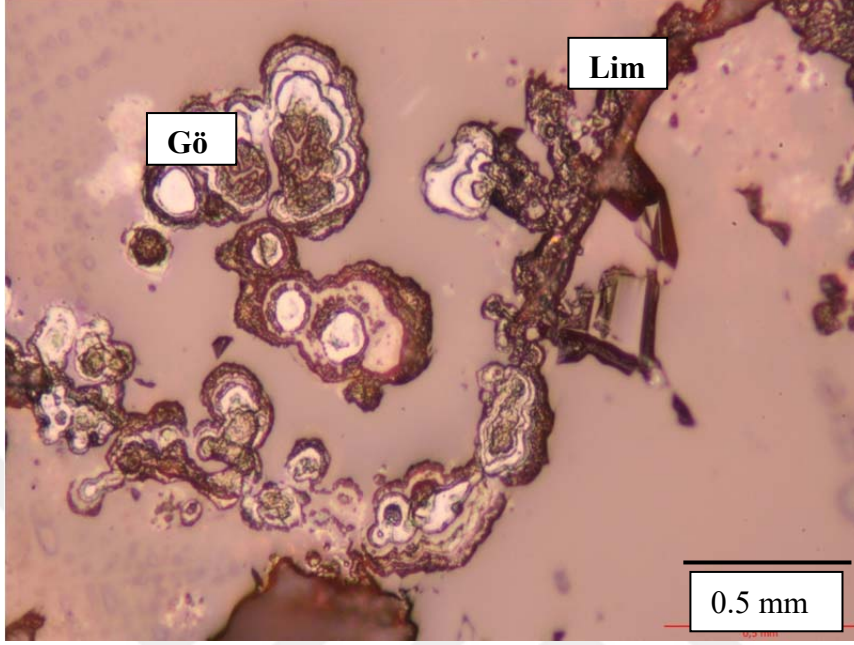
Hematit: Açık gri renkli limonit içerisinde özşekilsiz, ince taneli veya iğnemsî yapıda hematit minerali gözlenmektedir (şekil 4.16, 4.17)



Şekil 4.17. Limonit (lim, kırmızımsı iç yansımali lepidokrokite) içerisinde ince özşekilsiz ve çubuksu hematit (he, beyaz).

Götit: Donukgri-parlak gri renktonlarında, kolloform yapı vey asferolitik yapı yaygındır. Limonitlerin başlıca bileşenidir. Zayıf anizotropi gözlenir. Kahve rengimsi sarı veya kırmızımsı kahve tonlarında iç yansıma gösterir (Şekil 4.18).

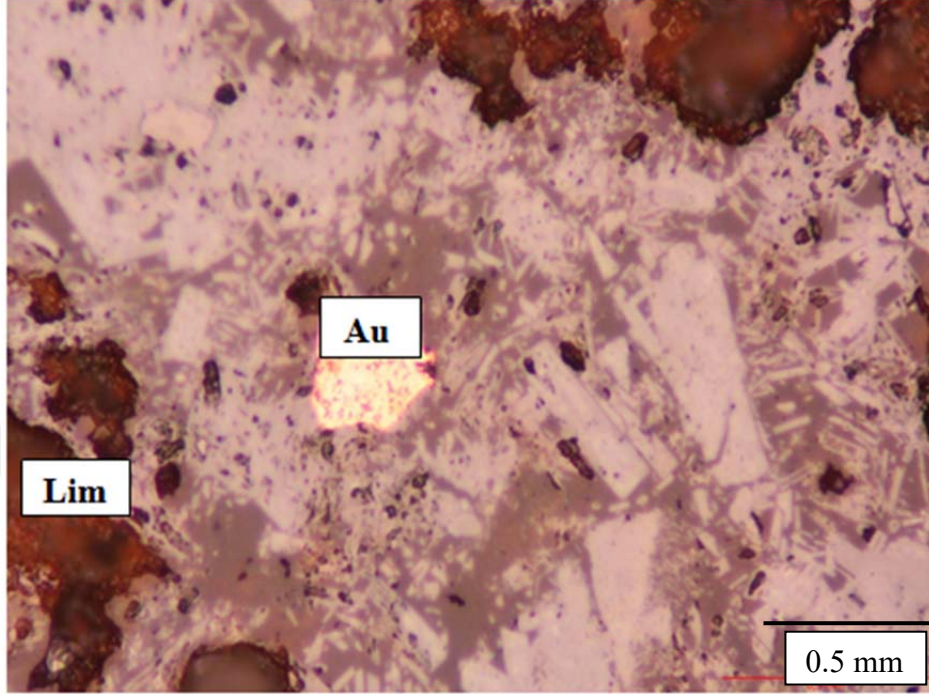
Altın: Parlak altın sarısı rengi özşekilsiz taneler şeklinde limonit içerisinde saptanan altın minerali (Limonit: lim, Altın: Au parlak sarı) (Şekil 4.19-20).



Şekil 4.19. Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde böbreğimsi, ritmik ardalanmalı götit.



Şekil 4.20. Limonit (lim, kırmızımsı iç yansımali lepidokrokit) içerisinde nabit altın (Au, parlak sarı).



Şekil 4. 21.Limonit (lim, lepidokrokit) içerisinde nabit altın (Au, parlak sarı).

4.5. SEM EDX Analizi

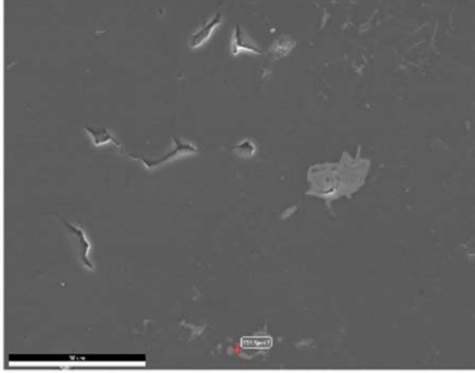
Cevher örneklerinde üzerinde SEM çalışmaları ve EDX analizleri yapılmıştır. Yapılan nokta analizleri sonucunda Cr, Fe, Ni pikleri elde edilmiştir. Lateritizasyon esnasında, Mg, Si ve Ni yüzeyden sızar ve aşağı doğru taşınırlar. Fe^{2+} , Fe^{3+} 'e oksitlenir ve Ni ihtiva eden çözünmeyen Feoksihidroksitler (çoğunlukla götit) olarak sabitlenir. EDX analizlerinde Ni değerlerine limonitler içerisindeki rastlanılması lateritleşme ile uyumludur (Şekil 4.21, 4.23, 4.24)

EDAX TEAM

CUMERLAB

Author: supervisor
Creation: 2/8/2017 11:22:54 AM
Sample Name: CU

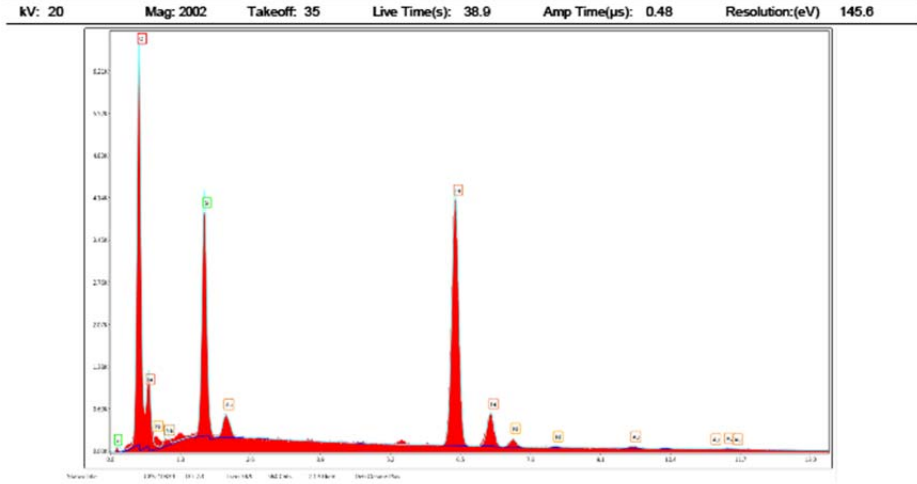
Area 29



eZAF Smart Quant Results

Element	Weight %	Atomic %	Net Int.
O K	33.3	58.93	1569.11
NaK	2.36	2.9	59.3
SiK	12.67	12.78	1106.66
AuM	2.07	0.3	95.83
FeK	47.56	24.11	1713.81
NiK	2.05	0.99	53.41

EDS Spot 2



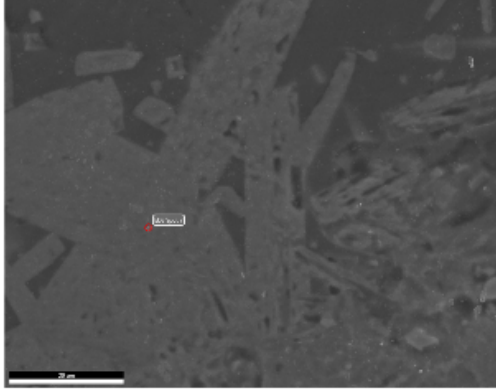
Şekil 4.21. 9 nolu örnek üzerinde yapılan EDX analiz ile elde edilen Fe, Ni anomalileri

EDAX TEAM

CUMERLAB

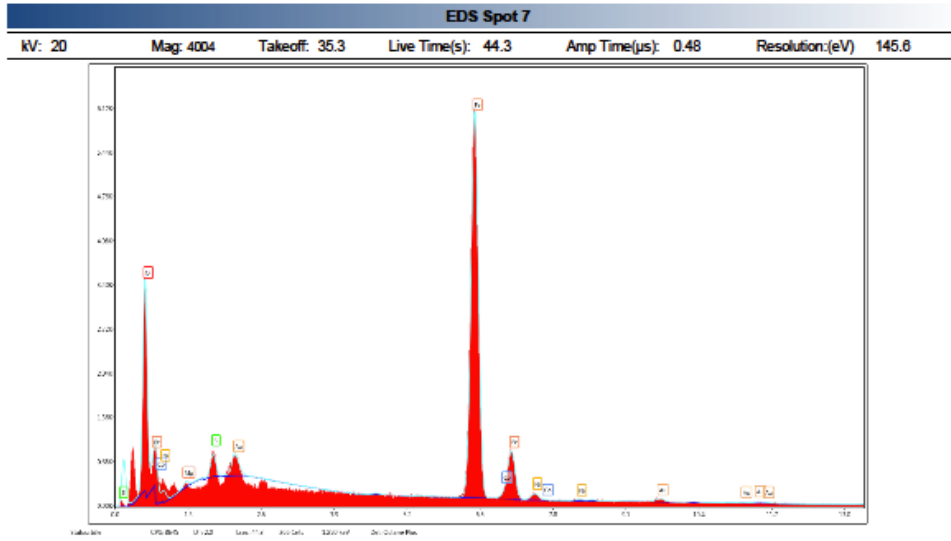
Author: supervisor
Creation: 2/8/2017 10:52:56 AM
Sample Name: CU

Area 26



eZAF Smart Quant Results

Element	Weight %	Atomic %	Net Int.
O K	17.54	42.56	679.48
MnK	0.33	0.63	10.65
SiK	1.36	1.88	81.56
AuM	2.05	0.4	82.19
FeK	75.79	52.69	2170.72
CoK	0.97	0.64	23.45
NiK	1.95	1.29	39.09



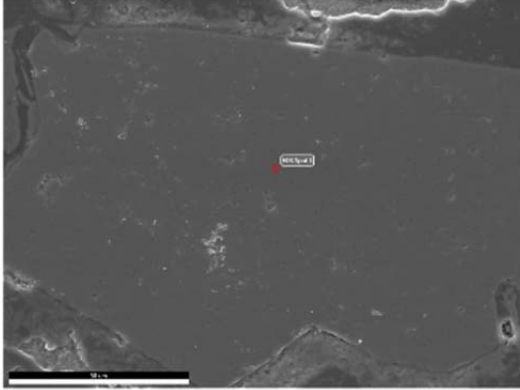
Şekil 4.22. 19 nolu örnek üzerinde yapılan EDX analiz ile elde edilen Fe, Ni anomalileri

EDAX TEAM

CUMERLAB

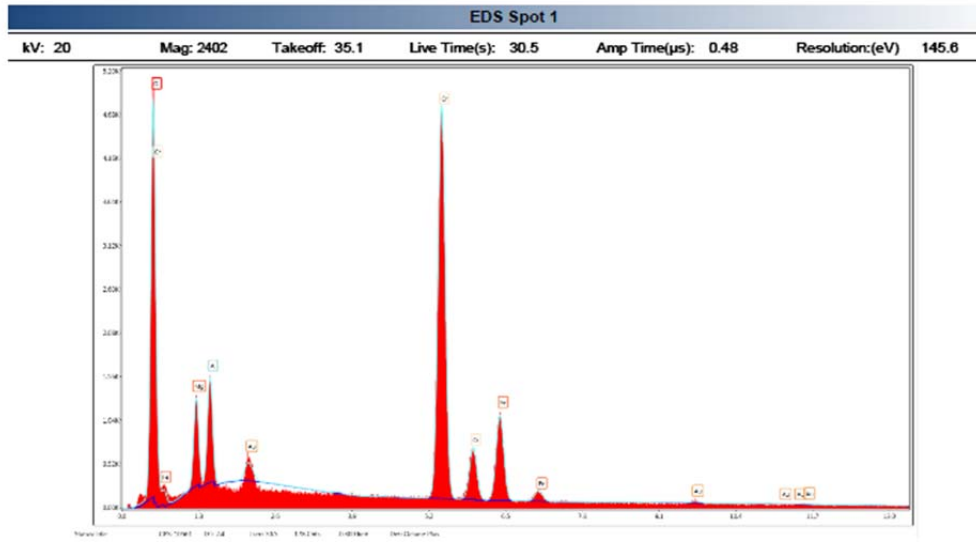
Author: supervisor
 Creation: 2/8/2017 10:28:13 AM
 Sample Name: CU

Area 22



eZAF Smart Quant Results

Element	Weight %	Atomic %	Net Int.
O K	21.87	44.2	1191.75
MgK	6.71	8.92	353.59
AlK	6.47	7.78	429.75
AuM	1.29	0.21	72.29
CrK	47.61	29.61	2311.21
FeK	16.05	9.3	530.74



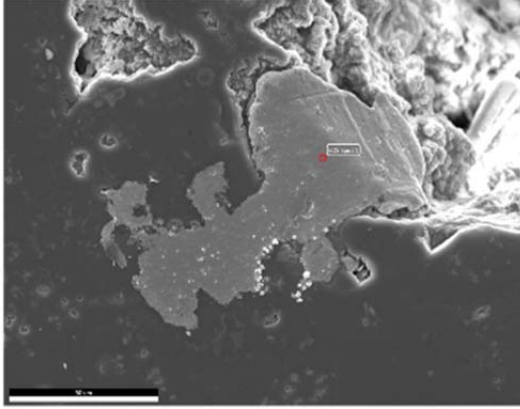
Şekil 4.23. Mineral üzerinde yapılan EDX Analizlerinde % Cr, Mg değerleri

EDAX TEAM

CUMERLAB

Author: supervisor
Creation: 2/8/2017 10:22:52 AM
Sample Name: CU

Area 21

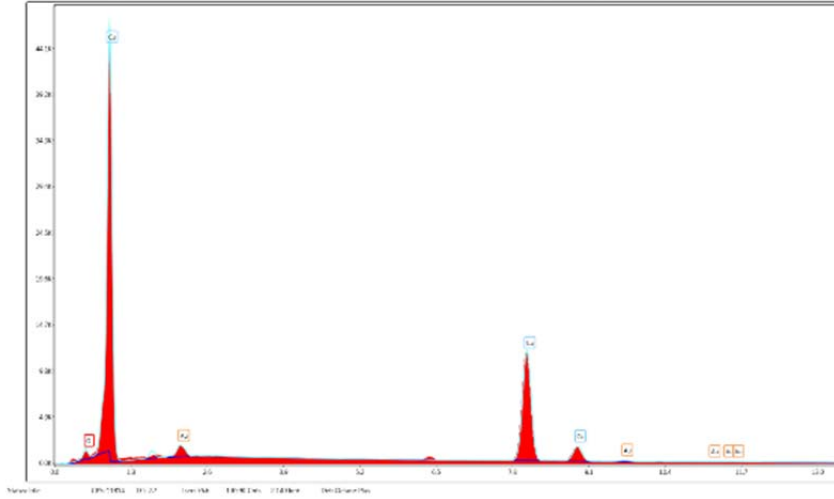


eZAF Smart Quant Results

Element	Weight %	Atomic %	Net Int.
O K	3.05	11.36	137.29
AuM	3.39	1.02	162.81
CuK	93.56	87.62	2679.08

EDS Spot 1

kV: 20 Mag: 2002 Takeoff: 35.1 Live Time(s): 76.6 Amp Time(µs): 0.48 Resolution:(eV) 145.6



Şekil 4.24. 16 numaralı örnek üzerinde yapılan EDX sonucunda elde edilen % Cu değerleri

4.6. Demir Cevherleşmenin Kimyasal Özellikleri

Bozuşma süresince laterit profili içerisinde, birincil olarak bazı elementler ortamdaki uzaklaşırken, bazı elementler (Ni, Mn, Co, Zn, Y) ikincil olarak veya kalıntı şeklinde zengileşirler (Fe, Cr, Al, Ti, Zr, Cu) (Brand ve ark., 1998).

İnceleme alanından alınan 12 örnek üzerinde Acme (Kanada) laboratuvarlarında analiz yaptırılmış ve bu analizin sonuçları çizelge 4.2 ve 4.3’de verilmiştir.

Ana kayaç, drenaj, jeomorfoloji, iklim ve bileşim temel alınarak Fe-Ni-lateritler ile ilgili farklı sınıflamalar literatürde mevcuttur (Brand ve ark. 1998). Fe-Ni lateritler mineralojik özelliklerine göre 3 ana tipte sınıflanabilmektedir (Tardy ve ark, 1995; Tufan 2014)

I. Tip A (Sulu Mg-silikat yataklar): Alt-saprolit zonunda sulu Mg-Ni-silikatlar bakımından zengindir. Sulu Mg-silikat yatakları “garniyerit” şeklinde bilinen Ni-içeren hidrosilikatların ve talk, klorit, sepiyolit, serpantin’in başlıca nikelli türlerinden meydana gelen oldukça değişken bir mineralojiye sahiptir.

II. Tip B (Kil silikat yataklar): Orta-üst saprolit zonunda yaygın olarak Ni-zengin simektit (örneğin; nontronit, saponit) içermektedir. Bu minerallerdeki nikel, % 4’ün üzerinde ortalama konsantrasyon ile oktahedral tabakadaki Fe³⁺’ın yerine geçmekte veya yapısal tabakalar arasında tutunabilmektedir. Genellikle ortalama % 1.21 (% 1-1.5) Ni içerir.

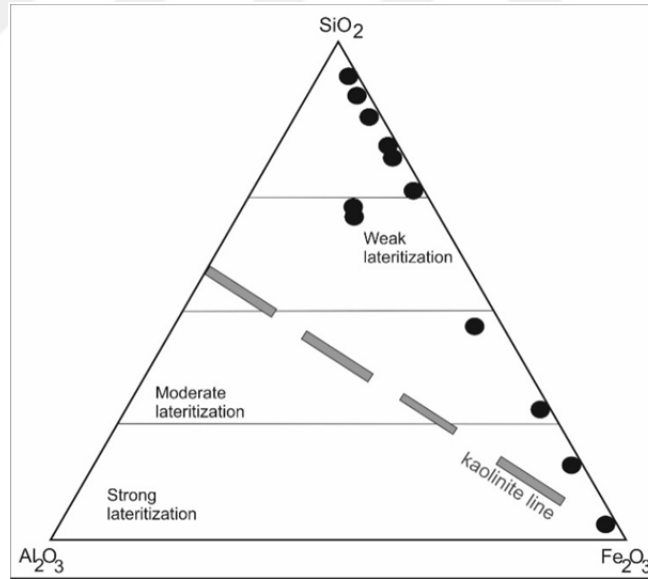
Tip C (Oksit yataklar): Pedolit-saprolit sınırında bir tabakada oluşan Feoksihidroksitler (örn. götit)’den meydana gelir. Literatürde yaygın olarak limonit şeklinde bilinen demir oksitler, bu yataklarda egemendir. Götit ve zayıf kristalleşmiş Fe-oksihidroksitler, bu yataktaki nikel ev sahipliği yapan ana minerallerdir. Cevherli zonda daha az oranda bulunan diğer demir oksitler, düşük Ni içeriklerine sahiptir (Tufan 2014).

Silikat yataklarının her iki tipi de (tip A-B) düşük Si/Mg oranına sahiptir (Tip A: 2-4, Tip B: tipik olarak < 10). Tip A’da demir içeriği % 20’nin altındayken, Tip B’de bu oran % 30’un üzerinde seyretmektedir ve yaklaşık pH 7.6-8.7 civarındadır. Tip C oksit yatakları düşük Si ve Mg, yüksek Fe (> % 40) içeriklerine sahiptir ve pH

5.2-5.7 ile asidiktir. Cr ve Al içerikleri oksit zonunda birikme ile birlikte artmaktadır (Brand ve ark, 1998; Tufan 2014). Sadece Ni, yer yer Co, önemli bir şekilde süperjen fazlarda zenginleşmektedir (Golightly 1981).

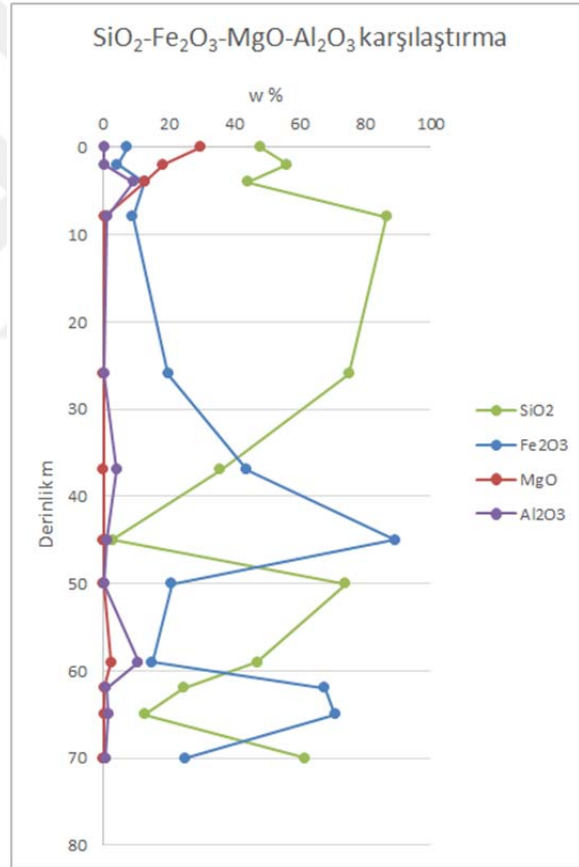
Si değerleri 16,03 ile 0,97 arasında değişirken ortalaması % 16 dir. Mg % 17,76 ile 0,12 arasında değmekte olup, ortalaması % 3,23tür. Si /Mg oranlarının ortalaması 4,8 olup, Fe oranı % 3-62 arasında bulunurken ortalaması % 22,49 dur. Ni değerleri % 1.4 ile 441ppm arasında bulunmaktadır. Ni değerlerinin daha çok limonitlerden elde edilmeside (Şekil. 4.22-23) Tip C sınıfında oluştuğunu göstermektedir. Bu verilere göre ise yaklaşık pH 5.2-5.7 ile asidik olduğu söylenebilir (Tufan,2014).

Schellmann (1983, 1986) sınıflamasına göre, örneklerdeki SiO_2 , Al_2O_3 ve Fe_2O_3 üçgen diyagramında yerleştirildiğinde alınan örneklerin çoğu zayıf laterileşme bölgesi içerisinde kalmıştır (Şekil 4.25).



Şekil 4.25. Türkoğlu lateritik profil için üçgen diyagram olan Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (wt%) (Schellmann (1983).

SiO_2 ve Fe_2O_3 oranlarının derinliğe bağlı olarak değerlendirildiğinde kabuk kısmında bulunan ilk örneklerde Si değerleri yüksek, Fe sapropolit seviyelerinde Fe_2O_3 değeri artarken SiO_2 değerlerinin azalmakta olduğu görülmektedir. Fe_2O_3 ve SiO_2 arasında negatif bir korelasyon gözlenmektedir. MgO ve Al_2O_3 düşük değerlerde bulunmakta olup, derinliğe bağlı olarak azalma devam etmektedir. (Şekil 4.26). $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları lateritlerde düşük değerler (Fe Laterit: 0,05 Al laterit: 0,02) göstermektedir (Grant et al. 1998). Bu araştırmada 0,04 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.26. Derinliğe bağlı Fe_2O_3 - SiO_2 , MgO ve Al_2O_3 arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram

Çizelge 4.2. Demir cevherleşmesine ait ana element içerikler

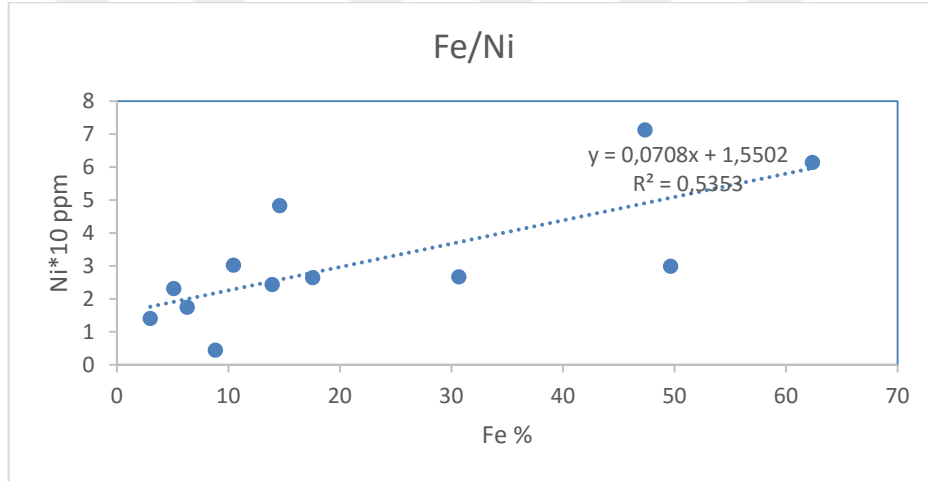
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	LOI	Be	Co	Cs	Ga
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	Ppm
T1	48,1	0,31	7,29	29,60	0,33	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,172	9	2308	13,3	<1	96,6	<0,1	<0,5
T2	56,1	0,21	4,27	18,35	5,24	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,22	0,169	24	1401	14,9	<1	74,9	<0,1	0,5
T7	44,0	9,24	12,63	12,69	12,64	1,14	0,27	2,32	0,36	0,15	0,223	68	441	3,9	<1	66,6	<0,1	14,5
T13	86,5	1,26	9,02	0,22	0,24	<0,01	0,08	0,03	0,09	0,24	0,279	102	1739	1,8	<1	148,9	0,3	2,4
T24	75,2	0,34	19,90	0,19	0,14	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,14	1,492	50	2432	2,2	<1	66,1	<0,1	3,5
T27	35,9	4,11	43,80	0,18	0,20	0,02	0,03	3,76	0,24	0,02	0,434	23	2663	10,7	<1	33,4	0,5	18,1
T39	2,9	1,08	89,10	0,05	0,05	0,03	0,02	<0,01	<0,01	0,07	0,551	14	6140	5,3	3	252,9	0,4	<0,5
T40	74,0	0,27	20,87	0,13	0,05	<0,01	0,02	<0,01	0,01	0,47	0,673	26	4827	2,8	<1	652,4	0,4	0,6
T42	47,2	10,66	14,94	2,54	1,10	<0,01	0,08	0,11	<0,01	0,04	5,217	11	3019	17,5	2	56,1	14,2	15,7
T44	24,6	0,88	67,66	0,23	0,05	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,03	1,881	34	7123	3,6	<1	190,2	2,1	1,3
T49	12,6	1,70	70,94	0,28	0,06	<0,02	0,02	0,03	<0,01	0,04	1,433	7	2983	12,5	<1	93,3	0,7	2
T63	61,68	0,73	25,09	0,20	0,42	0,03	0,04	0,02	<0,01	0,03	0,489	24	2640	10,9	<1	108	1,1	0,9

Çizelge 4.3. Fe cevherleşmesine ait örneklerin iz element içerikler

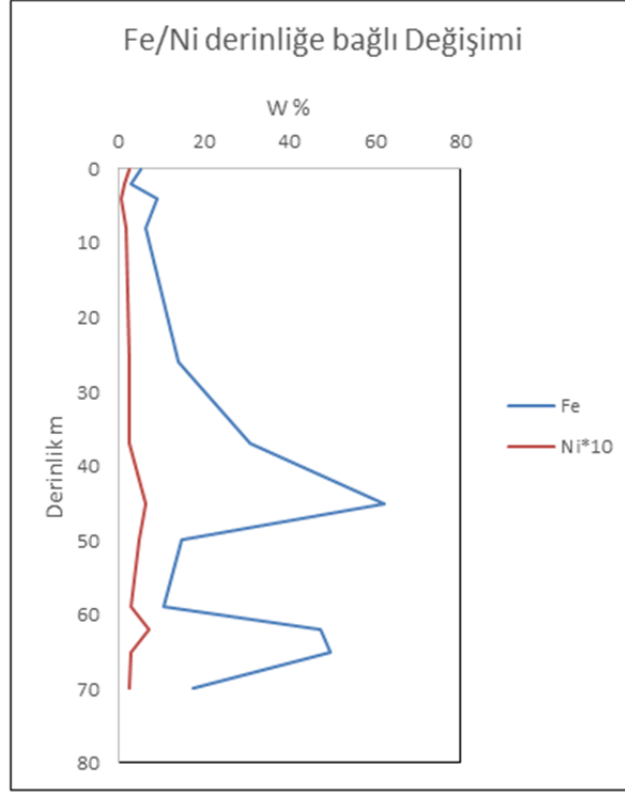
	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T1	<0.1	0,5	0,2	<1	8,1	<0.1	<0.2	<0.1	27	<0.5	5,2	0,5	0,6	0,6	0,07	<0.3	0,07	0,03	0,09	0,01
T2	<0.1	0,6	<0.1	<1	78,8	<0.1	<0.2	<0.1	24	<0.5	3,3	0,5	0,6	0,6	0,11	0,4	0,09	0,02	0,13	0,01
T7	3,5	26,9	1,2	1	325,5	1,6	<0.2	<0.1	238	<0.5	136	16,7	22,2	50	6,2	24,9	5,22	1,59	5,1	0,71
T13	0,3	1,4	3,4	1	7,2	0,1	<0.2	0,2	26	5,3	9,9	2,8	2,2	6,6	0,55	2,3	0,51	0,13	0,53	0,09
T24	<0.1	0,6	1,1	2	11,4	<0.1	<0.2	0,2	51	43	5,5	1,8	0,8	2	0,18	0,9	0,22	0,05	0,29	0,05
T27	3,9	74,5	1,7	9	28,9	5,9	2,3	1,1	866	672,3	130,4	3,3	2,1	5,6	0,73	2,7	0,68	0,19	0,66	0,11
T39	<0.1	0,2	0,9	<1	17,8	<0.1	<0.2	0,5	66	7,9	3,1	14,8	2,8	10,9	1,85	9	2,63	0,83	3,37	0,61
T40	<0.1	0,2	0,6	4	9,6	<0.1	<0.2	0,2	56	24,6	2	11,2	2,3	4,8	0,88	4,5	1,38	0,5	2,38	0,41
T42	<0.1	0,2	8,5	<1	42,2	<0.1	<0.2	<0.1	473	55,5	3,7	1,8	0,7	0,8	0,12	0,4	0,1	0,02	0,17	0,02
T44	<0.1	<0.1	2	1	21,5	<0.1	<0.2	0,8	67	18,1	0,4	10,2	1,3	5,6	1,04	5,4	1,71	0,57	2,59	0,47
T49	<0.1	<0.1	1,5	2	4,9	<0.1	<0.2	<0.1	118	69,3	2,3	2,4	0,7	1	0,24	1,1	0,27	0,1	0,44	0,07
T63	<0.1	0,5	1,4	<1	15,6	<0.1	<0.2	<0.1	35	3,5	4	3,8	0,7	1,2	0,15	0,6	0,19	0,07	0,37	0,05

Alterasyonun kimyasal indeksi CIA = $(Al / Al + Ca + K + Na \times 100)$ (Nesbitt ve Young 1982), hesaplandığında Al lateritte ortalama 84.1 ile yüksek değer gösterirken Fe lateritte düşük değerdedir; ortalama 19.1, kil bazlı minerallerin varlığına bağlı olarak şiddetli derecede kimyasal bozunma olduğunu gösterir (Nyakairu ve Koeberl 2001).

Fe ile Ni elementlerinin korelasyonlarına incelendiğinde ise doğrusal bir ilişki bulunurken (Şekil 4.27) derinliğe bağlı olarak cevherleşmenin orta ve alt kesimlerine doğru Fe ve Ni cevherleşmelerinde göreceli olarak artış gözlenmektedir. Bu durum lateritleşme ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 4.28).



Şekil 4.27. Fe-Ni arasındaki korelasyon ilişkisini gösteren diyagram



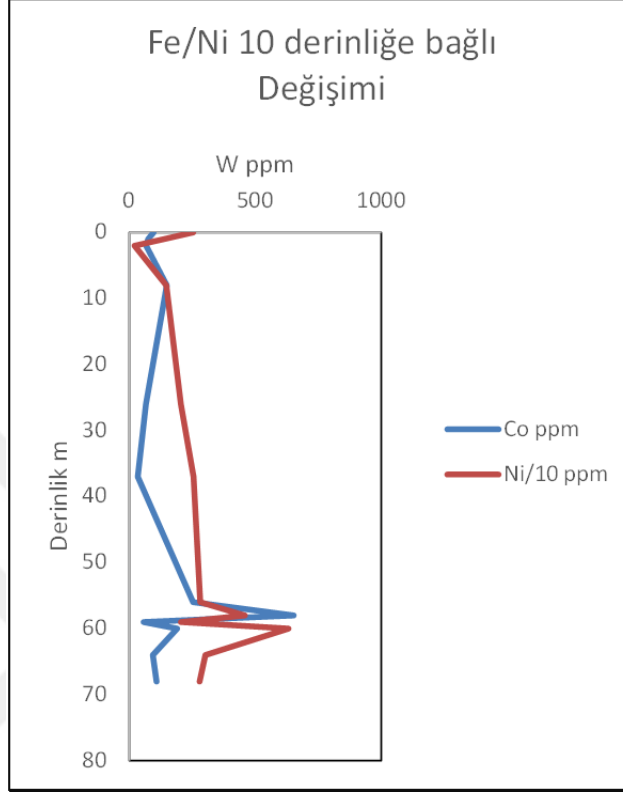
Şekil 4.28. Fe-Ni derinliğe bağlı olarak değişimi gösteren diyagram.

Çalışma alanındaki cevherleşmelerin Fe/Mn oranları 2038-17,54 aralığında olduğu belirlenmiştir (Çizelge 4.2). Yüksek Fe/Mn oranları ($Fe/Mn > 10$) cevherleşmelerin Fe'ce zengin depolanmalar olduğunu açıklar (Crerar *et al.* 1982). Fe/Mn oranı yüksek ve geniş bir aralıkta değişen bu tip depolanmalar hidrotermal çözeltilerden erken ve hızlı çökelme ile oluşmakta, sedimanter yataklarda ise Fe/Mn oranı dar bir aralıkta (yaklaşık 1.0 civarında) değişim göstermektedir (Bonatti *et al.* 1972). Ancak bu oranın geniş bir aralıkta değişmesinin ve çok küçük ya da çok büyük değerler vermesinin eksalatif sedimanter yataklarını işaret edebileceğini belirtmektedir (Rona 1978, Nicholson 1992).

Ni değerleri 7123ppm ile en yüksek, 441ppm ile en düşük değerleri vermektedir. Ortalaması ise 2308 ppm'dir (Çizelge 4.2). Ni değerlerinin yüksek çıktığı T20-T34-

T67 örnekler üzerinde Ni lateritlere yönelik analiz yöntemi ile Acme Laboratuvarlarda da yapılan analizler sonucunda ise Ni değerleri 2613 ppm ile 14526 ppm arasındadır. Bu sonuçlara göre T67 nolu örneğe ait analiz sonucu Ni için işletilebilir sınırdadır. Cevher örnek alma profili boyunca incelendiğinde ise orta ve alt kısımlara doğru bir zenginleşmenin olduğu görülmektedir. Bu sonuçlarda Ni değerleri cevherleşme profiline yerleştiğinde ise bölgedeki kayaçların parçalanması, ayrışması ile oluşan oksit yataklarının tipik özelliği olan Mg'un ortamdan liç olması ile pedolit zonunda Ni ve Fe zenginleşir. Nikel, Fe oksihidroksitlerin suyunu atması ve rekristalize olması ile serbest kalmaktadır ve yavaş yavaş düşey ve yatay yönde aşağıya doğru liç olmaktadır. Saprolit içerisinde Si ve Mg ile birlikte tabanda birikmektedir. Simektit bakımından egemen olan profillerdeki Ni zenginleşmesi tipik olarak pedolit sınırının altındaki saprolit zonunda yüksektir.

Fe lateritlerde içerisinde bulunan Co elementine ait analiz değerleri 33.4 ppm ile 652,4 ppm arasında değişmektedir. Ortalama ise 153.3 ppm'dir. Derinliğe bağlı olarak üst seviyelerde Co ve Ni değerlerinde paralellik görülürken artış ile yaklaşık 10m den sonra azalma Ni ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29. Derinliğe bağlı olarak Co-Ni ppm elemntlerinin değişim grafiği

4.6.1. Nadir Toprak Elementler

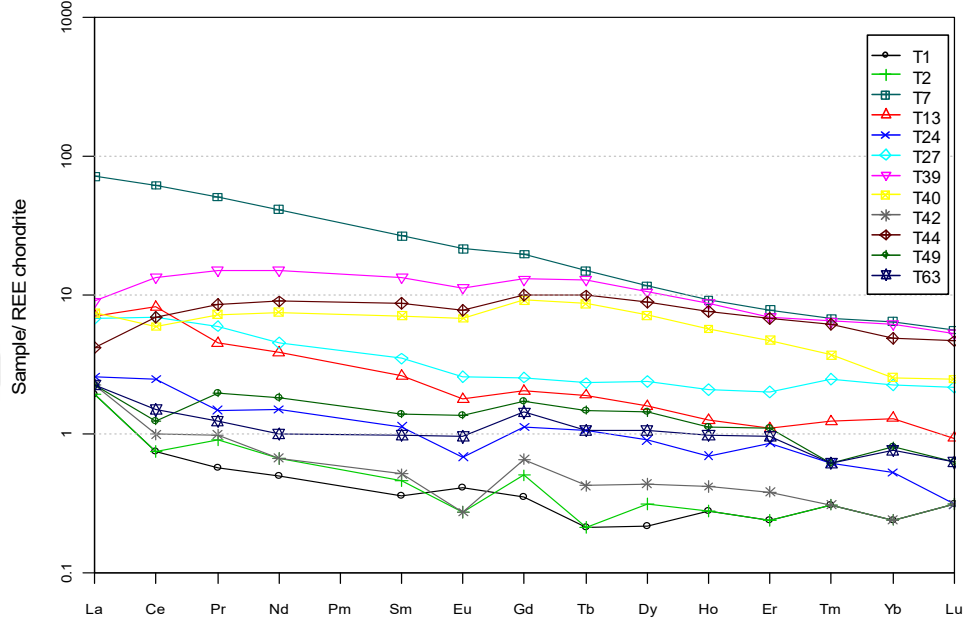
Nadir toprak elementleri (Rare-Earths) kimyasal açıdan skandiyum, yitriyum ve lântanitlerin. İçinde bulunduğu bir gurubu kapsamaktadır. Lantanidler, atom numaraları 57 den 71'e kadar olan ve kimyasal olarak benzer elementlerin oluşturduğu bir guruptur. Atom numarası 39 olan yitriyum ve atom numarası 21 olan skandiyum da lântanitlerle benzer kimyasal özellikleri nedeniyle bu gurubun içine dahil edilmiştir. Bu iki element nadir toprak elementleri ile benzeri yonik çapları ve küçük atomik çapları nedeniyle nadir toprak cevherleşmeleri ile bir arada oluşurlar.

kullanılmaktadır. NTE'ler benzer yüklere sahiptir. (+3), fakat hafif NTE'den (La-Sm) ağır NTE'ye (Eu-Lu) doğru gidildikçe yarı çaplar azalmaktadır.

Kayaçların içerisindeki NTE dağılımları kaynak kayacın ortalama bileşiminin bir göstergesi olabilmektedir. NTE'ler bozunma ve diyajenetik süreçler boyunca çözünürlüklerinin çok düşük olması nedeniyle özellikle kaynak kayaç belirleme çalışmalarında kullanışlıdır. NTE'lerin iki nemli elementi olan Ce ve Eu, özellikle sıvıların kökeni ve depolanma ortamının redokspotansiyellerine yaklaşımda bulunmada kullanılmaktadır. Hafif negatif Ce anomalileri volkanojenik girişin bir göstergesidir (Fleet ve ark, 1976).

Lateritler yüksek HNTE/ANTE oranı göstermektedir (3.41 Fe laterit) ve negatif Eu anomalisi (Al lateritlerde -0.195 ve Fe lateritlerde -0.26), Araştırılan bu lateritlerin türetildiğini Başta felsik ve mafik veya ultra-mafik kaynak kayalarından kaynaklanmaktadır (Taylor and McLennan 1985.) Çalışılan Lateritte LREE/HREE (208.2/50.52) oranı 4.121 dir. Negatif Eu anomalisi ise 0.342 dir. ultra-mafik kaynak kayalarından kaynaklanmakta olduğunu söyleyebilir.

NTE diyagramına göre Eu negatiftir. Gd pozitif gözlenmektedir. Bu yüksek oksidasyon ve yüksek sıcaklık olduğunun muhtemelen sebebidir. NTE ait örümcek ağı dağılımında görülen düşük Eu anomalisi, yüksek O^2 hareketliliğine işaret etmektedir. Yüksek O^2 hareketliliği Eu^{2+} 'yı Eu^{3+} 'ya yükseltiyerek erken fazlara geçmesini sağlar (Shannon, 1976). Erken faz olan hematit/ manyetite derişen Eu^{3+} ile muhtemelen belirgin Eu negatif anomalisi oluşmaktadır (Şekil (4.30))



Şekil 4.30. Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş NTEDiyagramı

Çizelge 4.4. Nadir Toprak Element değerleri

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T1	0,6	0,6	0,07	<0,3	0,07	0,03	0,09	0,01	0,07	<0,02	0,05	<0,01	<0,05	<0,01
T2	0,6	0,6	0,11	0,4	0,09	0,02	0,13	0,01	0,1	0,02	0,05	<0,01	<0,05	<0,01
T7	22,2	50	6,2	24,9	5,22	1,59	5,1	0,71	3,76	0,66	1,64	0,22	1,35	0,18
T13	2,2	6,6	0,55	2,3	0,51	0,13	0,53	0,09	0,51	0,09	0,23	0,04	0,27	0,03
T24	0,8	2	0,18	0,9	0,22	0,05	0,29	0,05	0,29	0,05	0,18	0,02	0,11	0,01
T27	2,1	5,6	0,73	2,7	0,68	0,19	0,66	0,11	0,77	0,15	0,42	0,08	0,47	0,07
T39	2,8	10,9	1,85	9	2,63	0,83	3,37	0,61	3,4	0,63	1,46	0,21	1,3	0,17
T40	2,3	4,8	0,88	4,5	1,38	0,5	2,38	0,41	2,31	0,41	0,99	0,12	0,53	0,08
T42	0,7	0,8	0,12	0,4	0,1	0,02	0,17	0,02	0,14	0,03	0,08	<0,01	<0,05	<0,01
T44	1,3	5,6	1,04	5,4	1,71	0,57	2,59	0,47	2,87	0,55	1,43	0,2	1,02	0,15
T49	0,7	1	0,24	1,1	0,27	0,1	0,44	0,07	0,46	0,08	0,23	0,02	0,17	0,02
T63	0,7	1,2	0,15	0,6	0,19	0,07	0,37	0,05	0,34	0,07	0,2	0,02	0,16	0,02

5. TARTIŞMA

Lateritik Demir-Ni yataklarının oluşması için gerekli olan, farklı oranlarda serpantinleşmiş ve saprolite donuşmuş peridotitik kayalardır. Saprolite dönüşüm sırasında Mg oranında azalma Ni ve Fe içeriğinde ise zenginleşme meydana gelmektedir. Meteorik suların etkisi ile olivin, ortopiroksen ve ender olarak klinopiroksen gibi kayaç yapıcı mineraller hidrolize olarak sulu çözeltiler içerisine karışarak bozunur. Olivin, ortopiroksen ve serpantin ileri evrelerde hidrolize olarak Mg ve Si açığa çıkarır ve götit tarafından ornatılırlar. Bozunmanın ilerlemesi, ilksel dokunun yok olması ile saprolitleşme süreci ve izleyen evrelerde belirgin bir dokusu olmayan masif götitin egemen olması ile sonuçlanır. Mg'un kaybı ve Fe'in kalıntı olarak yığılması lateritin üst seviyelerine doğru Mg'ca tükenme ve Fe'ce zenginleşmesi ile sonuçlanır. Ultramafik kayaçların lateritleşmesi sürecinde en yaygın son ürün oksitlerce baskın lateritlerdir. Silisli lateritlerde SiO₂ içeriği oldukça yüksek olmasına karşın MgO neredeyse tamamen tüketilmiştir. Demir içeriği yüksek lateritler ve demir-nikel lateritler oldukça düşük SiO₂ ve MgO değerlerine sahiptir. Demircce zengin laterit oluşumu sürecinde kayaç silis ve magnezyumca tüketilmiştir. Kil içeriği yüksek lateritlerin MgO içerdiği ve simektit grubu killer ile temsil edildiği gözlenir. Lateritleşmenin başlangıç evrelerine ait ürünlerde demir ve magnezyumun birbirlerini ornatırlar. Bu nedenle demir içeriği yüksek lateritlerde magnezyumun tamamen tüketildiği gözlenir. Çaldağ Fe-Ni ve Co yataklarında Fe₂O₃-SiO₂ oranları silisli lateritlerde, demir içeriği yüksek lateritlerde ve demir-nikel lateritlerde, Fe ve Si arasında negatif bir korelasyon gözlemlenmiştir. Lateritleşmenin son evresinde demir ve silis elementleri arasında yer değiştirirken, örneklerin büyük bir kısmında nikel zenginleşmektedir (Helvacı ve ark, 2013). Türkoğlu lateritik Demir cevherleşmesinde de SiO₂ ve Fe₂O₃ oranlarının lateritleşmeye bağlı olarak değerlendirildiğinde kabuk kısımda bulunan ilk örneklerde SiO₂ değerleri yüksek, Fe sapropolit seviyelerinde Fe₂O₃ değeri artarken SiO₂ değerlerinin azalmakta

olduğu ve Fe_2O_3 ve SiO_2 arasında negatif bir korelasyon gözlenmektedir. Lateritleşmeye uygun olarak MgO ve Al_2O_3 değerleri azalma ve oldukça düşük oranlarda bulunmaktadır (Şekil 4.26)

Çaldağ Fe-Ni yatağını incelediğinde Nikel içeren birincil minerallerin serpantinleşmiş ultramafik kütleler içinde yer almaktadır (Helvacı ve ark, 2013). Çaldağ bölgesinde iki farklı lateritleşme evresinin varlığı saptayarak, nikel ve kobaltın yatak oluşturacak şekilde zenginleşmesini sağladığını belirtmişlerdir. İlk lateritleşme Üst Paleosen-Orta Eosen dönemine karşılık gelmekte ve kolloform yapıları gotit, hematit, limonit, Ni-Co asbolan, Mn oksitler oluşmuştur. Oligosen’de gelişen ikinci lateritleşmede kolloform yapı yanında breşik yapı ve çatlak dolgusu Ni-Co asbolan, takovit, pekorait, Mn oksitler, jips, bravoit, gotit, limonit, pirit ve markasit ile nimit, halosyt ve montmorillonit gibi kil mineralleri oluşmuştur. Türkoğlu Fe cevherleşmesinde de cevherleşme serpantinit ve serpantinleşmiş harzburjitler içerisinde gelişmiştir. Lateritleşmede kromit, manyetit, hematit, kolloform yapıları götit, limonit mineralleri ile montmorillonit, notronit gibi kil minerallerine rastlanılmaktadır. millerit mineraline saptanmıştır. Caldağ bölgesindeki lateritik nikel-kobalt zenginleşmesi farklı zonlardan oluşmaktadır. Bu zonlar; Başlıca serpantinleşmiş ultrabazikler (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co), demirli ve kilce zengin (% 0,02-5,6 Ni; % 0,02-5,2 Co), karbonatlı-jipsli (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) ve silisli laterit(% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) zonlardan oluşmaktadır (Helvacı ve ark, 2013). Türkoğlu bölgesinde ise cevherleşme serpantinleşmiş harzburjit ve demirli ve kilce zengin kısımlardan oluşmaktadır. Ni değerleri % 0.2613 ile % 1.4526 arasında zenginleşmeleri gözlenirken, Co değerleri 33.4 ppm ile 652,4 ppm arasında olup, oldukça düşük oranlarda bulunmaktadır.

6. SONUÇLAR

Türkoğlu (Kahramanmaraş) Fe cevherleşmesi bölgede yüzeyleyen ofiyolitlere bağlıserpantinize harzburjit ve serpantinitlerle birlikte bulunmaktadır. Bu ayrışma zonuna bağlı olarak Silisce zengin kabuk, alt kısımlarında gelişen Fe sapropolit kısmında limonit, hematit ve götit minerallerine rastlanılmaktadır. Cevher kütesinin ayrışma ürünü olarak gelişmesi nedeni ile cevher kütlesi düzensiz yer yer aralarında yan kayaç parçalarında rastlanılmıştır.

Cevher mikroskopi incelemeleri sonucunda manyetit, hematit, Limonit, götit ve altın minerallerine rastlanmıştır. Ayrıca yapılan SEM ve EDX sonuçlarına göre ise limonitik kısımlarda Ni ve Krom pikleri elde edilmiştir.

XRD analizi sonucunda ise manyetit, götit, kuvars, montmorillonit, nontronit, kaolinit ile millerit mineralleri saptanmıştır. Harzburjitik kayaçların ayrışmaya başlaması ile laterit oluşumun başladığını silisce zengin kabuk ve alt kısımlarında gelişen Fe sapropolit kısmında limonit, hematit ve götit minerallerine rastlanılmaktadır.

Si değerleri 16,03 ile 0,97 arasında değişirken ortalaması % 16 dir. Mg % 17,76 ile 0,12 arasında değmekte olup, ortalaması % 3,23tür. Si /Mg oranlarının ortlaması 4,8 olup, Fe oranı % 3-62 arasında bulunurken Ni değerleri gelmeside Tip C sınıfında oluştuğunu göstermektedir. Bu göre ise yaklaşık pH 5.2-5.7 ile asidik bir ortamda oluştuğu söylenebilir.

Schellmann sınıflamasına göre, örneklerdeki SiO₂, Al₂O₃ ve Fe₂O₃ üçgen diyagramında yerleştirildiğinde alınan örneklerin çoğu zayıf laterileşme bölgesi içerisinde kalmıştır.

Fe ile Ni elementlerinin korelasyonlarına bakıldığında ise doğrusal bir ilişki görülürken derinliğe bağlı olarak cevherleşmenin orta ve alt kesimlerine doğru Fe ve Ni cevherleşmelerinde göreceli olarak artış gözlenirken lateritleşme ile uyumluluk göstermektedir.

Fe ile Ni elementlerinin korelasyonları incelendiğinde ise doğrusal bir ilişki görülürken derinliğe bağlı olarak cevherleşmenin orta ve alt kesimlerine doğru Fe ve Ni cevherleşmelerinde göreceli olarak artış gözlenmektedir.

Ni değerleri 7123 ppm ile en yüksek, 441 ppm ile en düşük değerleri vermektedir. Ortalaması ise 2308 ppm'dir. Ni değerlerinin yüksek çıktığı T20-34-67 örnekler üzerinde Ni analizleri sonucunda ise Ni değerleri 2613 ppm ile 14526 ppm arasındadır. Bu sonuçlara göre T67 nolu örneğe ait analiz sonucu Ni için işletilebilir sınırdadır. Cevher örnek alma profili boyunca incelendiğinde ise orta ve alt kısımlara doğru bir zenginleşmenin olduğu görülmektedir.

NTE yapılan örümcek ağı diyagramında ise hafif nadir toprak elementlerde nisbeten azalma gözlenmektedir. NTE dağılımındaki düşük Eu anomalisi yüksek O^2 hareketliliğine işaret etmektedir. Yüksek O^2 hareketliliği Eu^{2+} 'yı Eu^{3+} 'ya yükseltiyerek erken fazlara geçmesini sağlar. Böylece erken faz olan hematit/manyetit derisen Eu^{3+} ile muhtemelen belirgin Eu negatif anomalisi gözlenmiştir. Gd pozitif gözlenmektedir. Bu duruma yüksek oksidasyonun olduğunun göstergesidir.

Sonuç olarak bölgedeki cevherleşme ofiyolitik kayalara ait harzburjitlerin ayrışması sonucu oluşan lateritleşmeye bağlı Fe cevherleşmesidir. Ni cevherleşmesi açısından yüksek değerler saptanmış ancak cevherleşmenin genelinde yaygın olarak bulunamamıştır.

KAYNAKLAR

- Adıgüzel O., Sarı, İ., ve Baysal, M.,1992. K.Maraş-Elbistan-Ericik-Berit dağı demir yatakları maden jeolojisi raporu MTA, no 9295, Ankara.
- Aksay, A., Tekeli, O., Ürgün, B.M. ve Işık, A., 1988. Amanoslar'ın Paleozoyik birimleri ve Mesozoyik Platform Karbonat İstifleri, MTA Rap. No: 8312 (yayımlanmamış).
- Akyıldız, M. ve Ergül, S.,2005. Kızıl (Yahyalı/Kayser) Demir CevherleşmesiJeokimyasal İncelemesi Ç.Ü. Müh.Mim. Fak. Dergisi sayı1.,281-291/20.
- Anıl, M., 1988. Türkoğlu (K.maraş)-Kömürler (G.Antep) arası ofiyolitleri ve bunlara bağlı krom yataklarının jeolojisi ve metalojenezi. Ç.Ü. I. Bilim Kongresi Bildirileri. 343-356.
- Anıl, M., 1989. Türkoğlu-Kömürler-Şerefoğlu-Gaziantep arası ofiyolitlerinin petrografisi ve krom cevherleşmelerinin jeokimyasal incelenmesi C.Ü. Yerbilimleri Dergisi.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili Bazı Gözlem ve Düşünceler, MTA Dergisi, c.78, s. 44-50.
- Aşkın, U., 2011. göksun-kizilöz (kahramanmaraş) demir yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, 79 s.
- Bağcı, U. 2004, Kızıldağ (Hatay) veTekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 255 s. Adana.
- Baydar, O., Yergök, A.F. 1996. Güneydoğu Anadolu-Kenar Kıvrım Kuşağı-Amanos Dağları Kuzeyi ve Doğu Torosların Jeolojisi. Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara, 90s (yayımlanmamış).
- Bedi, Y., Şenel, M., Usta, D., Özkan, M. K. ve Beyazpirinç, M., 2004, Binboğa Dağları'nın Jeolojik Özellikleri ve Batı-Orta Toroslar'daki Benzer Birimler ile Deneştirilmesi, 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri,271-272.

- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Ozkan, M.K., Beyazpirinç, M., Usta, D., Baran, C., 2009, Malatya-Elbistan Dolayının tektono-Stratigrafik Özellikleri: MTA Derleme Rapor No. 11150, 388.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Usta, D. ve Okuyucu, C.,2012, The Presence of the Aladağ and Yahyalı Nappes in the Eastern Taurides (Afşin-Malatya) and their Tectonostratigraphic Characteristics. Paleozoic of Northern Gondwana and Its Petroleum Potential A Field Workshop, 24-27, Kayseri.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H. 2009. Amanoslar bölgesi Paleozoyik kayaçlarının mineralojisi. Yerbilimleri, 30 (1), 11–44 Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi Bülteni, 23/1, 21-30.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M., Elias, M., 1998. Nickel laterites: classification and features. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 81-88.
- Crerar, D.A., Navson, J., Cuyr, M.S., Wrrlnlurs, L. & FercrNson, M.D. 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage. I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. Econ. Geol. 77, 519-540.
- Çoğulu, H. E., 1975. Hatay Ultramafitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi. Proje TBAG-62 (Tübitak), Turkey, 90p. Edwards, R, and Atkinson, K. Ore Deposit Geology., Chapman And Hall Limited, New York, 1986.
- Çoğulu, H.E., Delaloye, M, Vuagnat, M, ve Wagner, J. J, 1976. Some Geochemical, Geochronological And Petrophysical Data On The Ophiolitic Massif The Kızıl Dağ Hatay- Turkey, Compte Rendu Des Seances de la Societe de Physique et D'histoire Naturelle de Geneve, NS, 10, 2-3, 141-150.

- Delaloye, M, Pişkin, Ö., Selçuk, H., Vuagnat, M. ve Wagner, J. J., 1980, Geological Section Through the Hatay Ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. *Ofioliti*, 5 (2/3), 205-216.
- Demirkol, C., 1988, Türkoğlu (K.Maraş) batısında yer alan Amanos dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve tektonik evrimi: *MTA Derg.*, 108, 18-37.
- Derman, A. S., 1999, Proximal Submarine Fan Conglomerate and Valley Fill Pattern. 12. Türkiye Petrol Kongresi Bildirileri, Ankara, s. 207-218.
- Derman, A. S., ve diğ. 1996. Maraş Miyosen Baseninde Sedimentasyon ile Tektonik Arasındaki ilişki. Türkiye 2. Petrol Kongresi, 91-102
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. & Grundvig, S. 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1192–1216.
- Dilek, Y., ve Thy, P., 1998. Structure, Petrology and Seafloor Spreading Tectonics of the Kızıldağ Ophiolite, Turkey. In: *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record* (edited by Mills, R.A. and Harrison, K.), Geological Society, London, Special Publication, 148, 43-69.
- Dizer, A., 1991 Kuzey Kahramanmaraş'ta Langiyen ve Serravaliyen Katlarının Biyostratigrafisi. *Jeoloji Sempozyumu*, S.301, 71-81
- Dubertret, L., 1953; *Geologie des Roches Verles du Nord-Qvest de la Syrie et du Hatay(Turquie)*. *Notes Mem.Mayen Orient* 6, 227s.
- Duman, Y.T., Robertson,A. H. F., Elmacı, H., Kara, K. 2017, Palaeozoic-Recent geological development and uplift of the Amanos Mountains (S Turkey) in the critically located northwesternmost corner of the Arabian continent. *Geodinamica Acta*, 29:1, 103-138,
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H.,Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F., 2013, açıklamaalı türkiye diri fay haritası (ölçe 1:1.250.000), özel yayın serisi: 30, MTA gen. müd. Ankara.

- Erdoğan, T., 1975, VI. Bölge Gölbaşı Dolayının Jeolojisi. TPAO Rapor No: 929, Ankara (yayınlanmamış).
- Erendil, M., 1984, Petrology and structures of the upper crustal units of the Kızıldağ ophiolite. In: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. (eds), Proceedings of International Symposium on the Geology of the Tauride Belt. Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Publications, Ankara, 269–284.
- Eroskay, O., Yılmaz, Y., Gürpınar O., Yalçın, N. ve Gözübol, A. M., 1978, Ceyhan- Berke Rezervuarının Jeolojisi ve Mühendislik
- Helvacı, C., Gündoğan, İ., Oyman, T., Sözbilir, H., Parlak, O., 2013 Çaldağ (Turgutlu-Manisa) Lateritik Ni-Co Yatağının Jeolojisi, Mineralojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. *Yerbilimleri*, 34 (2), 101-132
- Fleet, H.J., Henderson, P., Kepme, D.D.C., 1976, Rare earth element and related chemistry of some drilled Sothern Indian Ocean basalts and volcanogenic sediments. *Jour. Geophysics*, 81, 4257-4268.
- Freyssinet, PH., 2005. Butt, C.R.M., Morris, R.C., Piantone, P. Ore-forming processes related to lateritic weathering, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 681-722,
- Gerth, J., 1990. Unit-cell dimensions of pure and trace metal-associated goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 363-371.
- Golightly, J. P., 1981. Nickeliferious laterite deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 710-735.
- Gözübol, A. M. ve Gürpınar, O., 1980, Kahramanmaraş Kuzeyinin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, 5. Türkiye Petrol Kongresi Bildirileri, Ankara, s. 21-29.
- Grant, M., Young., 1998. WayneHN Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles siliclastic sediments and sedimentary rocks. *J Sediment Res* 68(3):448–455.
- Gül, M., 2004. Kahraman Maraş Havzası Türbidit Sistemlerinin Evrimi, Çukurova Üniversitesi, Doktora tezi, s:300

- Gül, M.A., 2000. Kahramanmaraş Yöresinin Jeolojisi, Hacettepe Üniversitesi, Doktora tezi. 304s.
- Karig, D. E. and Kozlu, H., 1990, Late Palaeogene-Neogene Evolution of the Triple Junction Region, Near Maraş, South Central Turkey. Journal of the Geological Society London, v. 147, p. 1023-1034.
- Kısakürek, E. 1988. Ferhuş-Şerefoğlu (K.maraş) arasının jeolojisi, petrografisi ve krom olanakları. Ç.Ü. Fen Bil. Enst. Master Tezi. 80s.
- Kozlu, H., 1997, Doğu Akdeniz Bölgesinde Yer Alan Neojen Basenlerinin (İskenderun, Misis-Andırın) Tektono-stratigrafi Birimleri ve Bunların Tektonik Gelişimi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 189 s, Adana. Nyakairu GWA, Koeberl C (2001) Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay – rich sediments from central Uganda. *Geochem J* 35:13–28.
- Nicholson , K., 1992 Contrasting mineralogical geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis , *Economic geology*, 87, 1253-1264.
- Nyakairu, GWA., Koeberl C., 2001. Mineralogical and chemical composition.
- Önalın, M., 1986. K.Maraş Tersiyer istifinin sedimentler özellikleri ve Çökeltme Ortamları. İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C.5, 39-78.
- Önalın, M., 1988, Geological evolution of the Kahramanmaraş Tertiary Peripheral Basin, *Geological Bulletin of Turkey*, 31, 1-10.
- Önalın, M., 1988. Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C.31, 1-10
- ÖNEM, Y., 1991. Kahramanmaraş ve Elbistan Sahalarının Hidrokarbon Potansiyeli. *MTA Dergisi*, 113: 153-162.
- Önem, Y., 1991. Kahramanmaraş ve Elbistan sahalarının hidrokarbon potansiyeli. *MTA Dergisi*, 113, 153-162. Özellikleri: *TJK Bülteni*, 21, 51-66.

- Özgül, N. ve Turşucu, A., 1984, Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides): In Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C (Eds), International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 173-180.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş., 1981, Munzur Dağları'nın jeolojisi: MTA Derleme Rapor No:6995 (yayımlanmamış).
- Parrot, J. F., 1973. Petrologie de la Coupe du Djebel Moussa Massif Basique-Ultrabasique du Kızıldağ (Hatay-Turquie). Sci. De la Tere, t XVIII, 2,143-172.
- Perinçek, D. and Çemen, İ., 1990, The Structural Relationship Between the East Anatolian and Dead Sea Fault Zones in Southeastern Turkey. Tectonophysics, v. 172, p. 331-340.
- Perinçek, D. and Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and Structural Relation of the Units in the Afşin-Elbistan-Doğansh ir Region. In: Tekeli, O. And G nc ođlu, C., International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 1983. Miner. Res. Expl. Ins., Ankara, p. 181-198.
- Perinçek, D. ve Eren, A. G., 1990, Dođrultu Atımlı Doğu Anadolu ve  l  Deniz Fay Zonları Etki 197 Alanında Gelişen Amik Havzasının K keni. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildirileri, Ankara, s. 180-192.
- Perinçek, D., 1980. Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Evrimin, Kıta  zerinde  kelen İstifteki Etkileri. Türkiye 5. Petrol Kongresi, s. 77-93.
- Robertson, A. H. F. and oth. 2004, The Misis-Andırın Complex: a Mid-Tertiary Melange Related to Late Stage Subductionat Southern Neotethys in S Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, v. 22, p. 413-453.
- Robertson, A. H. F. and  nl gen , U. C., 2001a, Tectonic Evolution of Neotethys in the Easternmost Mediterranean (an Adana Perspective). Fourth International Turkish Geology Symposium, Adana, p. 14.

- Robertson, A. H. F. and Ünlügenç, U. C., 2001b, Role of the Misis-Andırın Lineament in closure and suturing of the Southern Neotethys Ocean in the Eastern Mediterranean Region, Fourth International Turkish Geology Symposium, Adana, p. 89.
- Robertson, A.H.F. 2000. Mesozoic-Tertiary tectono-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margin in southern Turkey. in tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area (eds: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D. Piper), pp. 97-138. Geological Society of London, Special Publication no. 173.
- Rona., G, 1978. provided a relationship between U and Th that can be used to determine if sedimentation was influenced by hydrothermal processes.
- Sawkins, F.J., Metal Deposits İn Relation To Plate Tectonics, 102-295-
- Schellmann, W., 1983. A new definition of laterite. In Hauser, G. Ed., Natural resources and development, vol. 18. Metzinger, pp. 7-21.
- Schellmann, W., 1986. A new definition of laterite. Geological Survey of India. Memoir 120, 1-7.
- Selçuk, H., 1981, Etude geologique de la partie meridionale du Hatay Turquie These de l'Universite de Geneve Section Siciences de la terre No: 1997, 116 p.
- Selçuk, H., 1985. Kızıldağ-Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik evrimi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Bakanlığı, Rapor No, 1787.
- Stchepinsky, V., 1943, Maraş-Seyhan-Gaziantep-Birecik-Besni Mıntukası Umumi Jeolojisi Hakkında Rapor, MTA Derleme Rapor No: 1446, 20s.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi ve petrol imkanları: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 85-107.
- Tardy, Y., Boeglin, J.L., Novikoff, A., Roquin, C. 1995. Petrological and geochemical.

- Tarhan, N., 1984, Göksun-Afsin-Elbistan Dolayının Jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, c. 19, s. 3-9.
- Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 19, 3-9.
- Tarhan, N., 1985. Elbistan ensimatik adayayı çökel bulguları ve yaşı. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Nisan sayısı, 3-8.
- Tekeli, O. ve Erendil, M., 1984, Kızıldağ ofiyolitinin (Hatay) jeolojisi ve petrolojisi: MTA Derleme Rapor No: 7778 (yayımlanmamış).
- Tinkler, C., Wagner, J. J., Delaloye, M. ve Selçuk, R., 1981. Tectonic History of the Hatay Ophiolites (South Turkey) and their Relation with the Dead Sea Rift. Tectonophysics, 72, 23-41.
- Tufan, E., 2014 Ni-Lateritlerin Oluşumu ve Özellikleri,. *Balıkesir Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 10145 Balıkesir.*
- Usta, D., Ateş, Ş., Beyazpirinç, M., Kanar, F.,2015.Orta ve kuzey amanos dağları'nın (osmaniye - Gaziantep - K.maraş) stratigrafisine ilişkin yeni bulgular, TPJD Bülteni, Cilt 27, Sayı 1, Sayfa 57-98.
- Wopfner , S., A., 1976. Ore Deposits İn The Light Of Paleoclimatology., Handbook Of Strata-Bound And Stratiform Ore Deposits, Vol.3: Supergene And Surficial Ore Deposits, Textures And Fabrics, 43-87, Elsevier Publ. Comp., Nevyork.
- Yalçın, N., 1979, Doğu Anadolu Yarılımasının Türkoğlu-Karaağaç (Kahramanmaraş) Arasındaki Kesiminin Özellikleri ve Bölgedeki Yerleşim Alanlar. E. Altınlı Jeoloji Sempozyumu, İstanbul Üniversitesi. TJK Özel sayı, s. 49-55.
- Yalçın, N., 1980 a, Amanoslar'ın litolojik karakterlerive Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı: Türkiye Jeoloji Kurumu
- yılmaz, E. ve Duran, O., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allokton birimler stratigrafi adlama sözlüğü“Lexicon”, TPAO Eğitim Yayınları, No: 31, 460s.

Yılmaz, Y., Demirkol, Gürpınar, O., Yalçın, N., Yetiş, C., Yiğitbaş, E., Günay, Y. ve Sarıtaş, B., 1984. Amanos Dağlarının Jeolojisi, İstanbul Üniv. Mühendislik Fak. (TPAO raporu no: 1920, 1-4, 591 s. Ankara).

Yılmaz, Y., GÜRPINAR, O., ve YİĞİTBAŞ, E., 1988. Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi. T.P.A.O Bülteni C.1/1, 52-72.





ÖZGEÇMİŞ

1984 yılında Moritanya Maghama ilinde dünyaya geldi. 2008 yılında Garçon1 lisesinde mezun olup Nouakchott üniversitesi Fen ve teknoloji Fakültesinde eğitimi devam etti.

2008-2011 yıllar arasında Nouakchott Üniversitesi Fen ve teknoloji Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde eğitimi bitirdi ve 2013 yılında Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsüne Bağlı olarak Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek lisans eğitimine başladı.