

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

Burcu KARATAŞ

**BASKİL (ELAZIĞ) DOLAYLARINDAKİ TÜTÜN TEPELERİ
Fe-OKSİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASI VE OLUŞUM
KOŞULLARININ İNCELENMESİ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA-2020

ÖZ

DOKTORA TEZİ

BASKİL (ELAZIĞ) DOLAYLARINDAKİ TÜTÜN TEPELERİ Fe-OKSİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASI VE OLUŞUM KOŞULLARININ İNCELENMESİ

Burcu KARATAŞ

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

Danışman : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
Yıl: 2020, Sayfa: 191
Jüri : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Tolga OYMAN
: Doç. Dr. Yusuf URAS
: Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU

İnceleme alanı Doğu Toroslarda, Malatya-Elazığ arasında yer alan Baskil bölgesindeki Tütün Tepelerinde bulunmaktadır. Cevherleşme, Geç Kretase yaşlı Bilaser Tepe magmatitlerince kesilen Baskil magmatitleri ile ilişkilidir. Çalışma alanında sodik-kalsik alterasyon, potasik ve serizitik alterasyonlar belirlenmiştir. Sodik-kalsik alterasyon zonunun ilk kez bu çalışma ile belirlenmesiyle cevherleşmeler Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları açısından değerlendirilmiştir. Bölgedeki cevherleşme, Koniasiyen-Santoniyen yaşlı (82-86 My), kalkalkalen karakterde ve I-tipinde Baskil Magmatitleri ile sonrasında gelişen daha genç (73-74 My) ve okyanusal yay ile Toros platformunun çarpışması sonrası genişlemeli bir ortamı temsil eden Kampaniyen yaşlı Bilaser Tepe Magmatitleri ile ilişkilidir. Bu cevherleşmeler diyoritlerde gelişmiş sodik-kalsik alterasyon içerisinde yoğun manyetit saçınımları ile ender olarak manyetit damarları şeklindedir.

Mineral parajenezinde manyetit, molibdenit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, galen, hematit, malakit ve azurit saptanmıştır. Manyetitlerde Ti içeriği % 0,13-0,64 olarak belirlenmiştir. Fe ort. % 20,13 şeklindedir. Kuvarslarda ölçülen sıvı kapanımlarda oluşum sıcaklıkları ortalama 320,3 °C ve tuzluluk ortalama olarak % 11.32 NaCl eşdeğeridir. Bu cevherleşmelere ait izotop analiz sonuçları $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirit}} = 6-8,9$; $\delta^{34}\text{S}_{\text{k.pirit}} = 3,8-5,5$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{kuvars}} = 10,8-13,2$ ve $\delta\text{D} = -37- -53$ aralığında belirlenmiştir. Tütün Tepeleri cevherleşmelerinde belirlenen alterasyon tipleri, litolojik özellikleri, mineral birlikteliği, manyetitlerdeki düşük Ti içeriği, cevher ve yan kayaçların ana-iz element içerikleri, oluşum sıcaklıkları, tuzluluk, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop değerleri birlikte değerlendirildiğinde Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları ile büyük benzerlikler bulunduğu saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: IOCG yatakları, Fe-oksit cevherleşme, Sıvı kapanım, Baskil, izotop.

ABSTRACT

PhD THESIS

THE GEOCHEMISTRY AND THE FORMATION CONDITION OF THE TÜTÜN HILLS Fe-OXIDE MINERALIZATION AROUND BASKİL (ELAZIĞ)

Burcu KARATAŞ

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

Supervisor : Assoc.Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ
Year: 2020, Page: 191

Jury : Assoc. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Tolga OYMAN
: Assoc. Prof. Dr. Yusuf URAS
: Assoc. Prof. Dr. Tamer RIZAOĞLU

The study area is located at Tütün Tepeleri in the Baskil region between Malatya and Elazığ, in the Eastern Tauride Mountains. Mineralization is related to Baskil magmatites intruded by the Late Cretaceous Bilaser Tepe magmatites. In the study area, sodic-calcic alteration, potassic and sericitic alterations were determined. The mineralization was evaluated in terms of Fe-Oxide-Cu-Au (IOCG) deposits by determining the sodic-calcic alteration zone for the first time in this study. The mineralizations in the region are related to the Campanian aged Bilaser Tepe Magmatics, representing divergent environment formed in a post-collisional setting that occurred between the calcalkalen in character and I-type, Coniasian-Santonian aged Baskil Granitoid together with laterely formed younger oceanic arc and Taurid platform. These mineralizations are dominant magnetite scatters within the sodic-calcic alterations formed in the diorites with rare magnetite veins.

In mineral paragenesis; magnetite, molybdenite, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, hematite, malachite and azurite were determined. Ti content in magnetites was measured as 0.13-0.64%. Average Fe is 20.13%. Average formation temperatures as well as salinity of liquid inclusions in quartz minerals are of 320.3°C and 11.32% NaCl. The isotope analysis results of these mineralizations were determined in the range of $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirit}} = 6-8.9$; $\delta^{34}\text{S}_{\text{k,pirit}} = 3.8-5.5$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} = 10.8-13.2$ and $\delta\text{D} = -37 / -53$. When alteration types determined, lithological properties, mineral association, low Ti content in magnetites, main-trace element contents of ore and side rocks, formation temperatures, salinity, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$ and δD isotope values are evaluated together for Tütün Tepeleri mineralizations, it can be concluded that it has a great similarities to Fe-Oxide-Cu-Au (IOCG) deposits in general.

Key Words: IOCG ore bodies, Fe-oxide mineralization, liquid inclusion, Baskil, isotope.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Bu tez çalışması, Doğu Toros Orojenik Kuşağında yer alan Baskil bölgesinde bulunan Tütün Tepeleri Fe-oksit cevherleşmeleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Önceki çalışmalarda porfiri tip cevherleşme olarak tanımlanan bu cevherleşmeler gerek arazi gözlemleri gerekse bölgede sodik-kalsik alterasyonun belirlenmesi ve yapılan analizlerin değerlendirilmesi sonucunda farklı bir yataklanma türü olan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatağına büyük benzerlikler sunduğu görülmüştür. Ayrıca bu çalışma Türkiye’de porfiri ya da skarn olarak bilinen Fe-oksit cevherleşmelerinin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları açısından tekrar değerlendirilmesinin gerekliliği açısından önem arz etmektedir.

Bu amaçla, bölgedeki kayaçlardan ve sondaj karotlarından 205 adet cevher ve yan kayaç örneği derlenmiştir. Bu örnekler üzerinde cevherleşmelerin oluşum sıcaklıkları ve oluşum ortamlarını belirlemek amacıyla sıvı kapanım ve izotop analizleri, minerallerin kimyasını ortaya koymak amacıyla mikroprob analizleri, alterasyon tiplerinin belirlenmesi amacıyla XRD analizleri ve yan kayaçların ayrıntılı incelenmesi için ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleriyle birlikte ince kesitler üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

Cevherleşmelerin ilişkili olduğu plütonik kayaçlar, Baskil Magmatitleri ve Bilaser Tepe Magmatitleri olmak üzere iki ana küttleden oluşmaktadır. Çalışma alanında bulunan plütonik kayaçlar; K-G yönlü sıkışmanın egemen olduğu süreçte Doğu Toros Kuşağında, okyanusal kabuğun Anadolu levhası altına yitimi, her iki levhaya ait kabuğun intrüzyonu ve kısmi ergimesi ile yay üzerinde ve de kıtasal kabuk üzerinde gelişen Koniasiyen-Santoniye yaşlı (82-86 My), kalkalkalen kimyasal özelliklere sahip ve I-tipinde, Baskil Magmatitleri ile sonrasında gelişen daha genç (73-74 My) ve okyanusal yay ile Toros platformunun çarpışması sonrası genişlemeli bir ortamı temsil eden Kampaniyen yaşlı Bilaser Tepe Magmatitleri (intrüzipler) içerisinde yer almaktadır. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının oluşabileceği tektonik ortamlar arasında geç-tektonik veya post-tektonik

ortamların olması, bölgedeki cevherleşmelerin, Geç Kretase yaşlı Bilaser Tepe magmatitlerince kesilen Baskil magmatitleri ile ilişkili olup asıl cevherleşmenin gelişini sağlayan Bilaser Tepe magmatitlerinin çarpışma sonrası genişlemeli bir ortamı temsil etmesi bu açıdan oldukça önemlidir. Çalışma alanında ana kayacı temsil eden Baskil Magmatitleri diyorit, gabro ve tonalit ile temsil edilirken; intrüzif kayaları oluşturan Bilaser Tepe Magmatitleri ise; kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, monzosiye nit, monzonit, aplit ve diyoritporfir ile temsil edilmektedir.

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarında sodik-kalsik alterasyonun yanı sıra potasik ve serizitik alterasyonlarda yaygın gözlenir. Bu yataklar için sodik-kalsik alterasyonun bulunması ayırt edici önemli bir özelliktir.

Çalışma alanında; sodik-kalsik (tremolit-aktinolit, albit, epidot, klorit, manyetit), potasik (biyotit, kuvars, klorit, K-feldispat, anhidrit) ve serizitik (serizit, karbonat, kuvars, klorit, illit) alterasyonlar bulunmaktadır. Sodik-kalsik alterasyon, bölgede $>1 \text{ km}^2$ den daha yaygın, 500 m kalınlıklara ulaşır ve tıpkı dünyadaki benzerleri gibi potasik alterasyonlar tarafından yer yer üzerlenmektedir.

Fe-oksit cevherleşmeleri, yaygın olarak diyoritlerde gelişen sodik-kalsik alterasyon içerisinde, ender manyetit damarları ile yoğun manyetit saçınımları şeklindedir. Bu alterasyonda yoğun olarak bulunan manyetitler $\sim\% 10, 4$ ve ~ 58 milyon ton Fe (toplam) içeriğiyle önem arz etmektedir.

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar manyetit ve/veya hematitlerce zengindir. Manyetitler düşük Ti içeriği ile karakteristik olup düşük Ti içeriği bu yatakların ayırt edilmesi açısından oldukça önemlidir ($\text{TiO}_2 < \%1,198$). Çalışma alanında seçili manyetitlerde yapılan analizler sonucu Ti içeriği $\% 0,13-0,64$ arasında belirlenmiş ve bu değer Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara uyum göstermektedir.

Cevher parajenezinde manyetit, molibdenit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, galen, hematit, malakit ve azurit bulunmaktadır. Piritlerdeki Co/Ni oranı cevherleşmenin ortam koşullarını anlayabilmek için indikatör olarak kullanılabilir. Co/Ni oranının <1 'den küçük olması genellikle sedimanter

kökeni, bu oranın >1 'in üzerinde çıkması ise hidrotermal kökeni göstermektedir. Zn/Cd oranları da aynı şekilde ortam yorumlamalarında kullanılmakta olup bu değer; volkano-tortul yataklarda 417-531 arasında, magmatik hidrotermal yataklarda 104-214 arasında ve karbonat ilişkili tabakaya uyumlu yataklarda, metamorfe olmuş tortul yataklarda ve stratiform yataklarda ise 252-330 arasında değişmektedir.

Mineral kimyası analizlerine göre çalışma alanına ait piritlerin Co/Ni içerikleri ortalama 1,66 ve sfaleritlerin Zn/Cd oranları ortalama 202,82 olarak belirlenmiştir. Bu oranlara göre cevherleşmelerin magmatik hidrotermal kökenli oldukları söylenebilmektedir. Kükürt izotop analizi sonuçları da (‰ 3,8-8,9) cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin magmatik bir kaynaktan geldiğini desteklemektedir.

Cevherleşmenin analiz sonuçlarına göre; Cu ortalaması % 0,22, Pb 31,6-5000 ppm, Zn 27-42400 ppm, Ag 1-19,6 ppm, Au 32-337 ppb, Fe ortalaması % 20,13 şeklindedir ve bu değerler Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar ile benzerlik sunmaktadır.

Kuvarslarda ölçülen sıvı kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları $207,8^{\circ}\text{C}$ ila 392°C arasında değişmekte olup ortalama $320,3^{\circ}\text{C}$ dir. Tuzluluk miktarları ise % 5,90-23,80 NaCl (ort. % 11,32 NaCl eşd.) arasında olduğu belirlenmiştir. Porfiri yataklarda sıcaklık değerleri $300-700^{\circ}\text{C}$ arasında, tuzluluk değerleri ise % 30-50 NaCl eşd. arasındadır. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarda ise sıcaklık değerleri $200-500^{\circ}\text{C}$ arasında, tuzluluk değerleri ise % 20-60 NaCl eşd. arasında olduğu bilinmektedir. Tütün Tepeleri cevherleşmelerinin önceki çalışmalarda porfiri tip yatak olarak belirlenmesi üzerine bu kıyaslamaya gidilmiş ve sonuçların Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları ile uyumlu olduğu görülmüştür. Sodik-kalsik alterasyonun çalışma alanında belirlenmesi, mineral birlikteliği, manyetitlerdeki düşük Ti içeriğine karşın zengin manyetit içerikleri ve yapılan tüm analizlerin değerlendirilmesiyle birlikte; Tütün tepeleri cevherleşmelerinin, Bilaser Tepe magmatitlerince (kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, diyoritporfir,

aplit monzonit ve monzosiyenit) kesilen Geç Kretase yaşı Baskil magmatitlerine ait diyorit, gabro ve tonalit bileşimli kayalarla ilişkili magmatik-hidrotermal kaynaklı Fe-oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarıyla benzerlik sunduğu görölmektedir.



TEŞEKKÜR

Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı'nda yapmış olduğum Doktora Tez çalışmamda; tez süresi boyunca yapıcı öneri ve eleştirileri ile beni yönlendiren ve çalışmanın tamamlanmasında büyük pay sahibi olan danışman hocam Sayın Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ'a, şükranlarımı sunarım. Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen ve her türlü desteği sağlayan MTA Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü'nde görevli Dr. Nail YILDIRIM'a teşekkürlerimi sunarım.

Tez İzleme Komitesi ve jüri üyeleri; Prof. Dr. Osman PARLAK, Prof. Dr. Fevzi ÖNER, Prof. Dr. Tolga OYMAN, Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU ve Doç. Dr. Yusuf URAS'a katkılarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Dokuz Eylül Üniversitesi'nde sıvı kapanım çalışmalarında laboratuvar imkanlarını sağlayan ve laboratuvarında yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Tolga OYMAN'a teşekkür ederim. Münih (Almanya)'de mineral kimyası çalışmalarında bana yardımcı olan Dr. Melanie Kaliwoda' ya ve mineral kimyası analizlerinin değerlendirilmesi aşamasında yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. İbrahim UYSAL'a teşekkür ederim.

Sağladığı olanaklardan dolayı Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ'e ve tez çalışmalarım sırasında akademik anlamda benden yardımlarını esirgemeyen bölüm öğretim üyeleri ve çalışanlarına teşekkür ederim. Yardımlarıyla tezimin tamamlanmasında payı olan Dr. Semiha İLHAN' a ve Arş.Gör. Emine ŞEKER ZOR'a teşekkürlerimi sunarım.

Bütün eğitim hayatım boyunca maddi manevi desteklerini esirgemeyen annem Ayşe GÖREN, babam Ruhi Mustafa GÖREN ve kardeşim Özlem GÖREN'e sonsuz teşekkürlerimi ve şükranlarımı sunarım.

Hayatımı kolaylaştıran ve bana her daim destek olan sevgili eşim İnş. Müh. Ahmet KARATAŞ'a ve hayatımın anlamı canım kızım Masal KARATAŞ'a sonsuz teşekkürlerimi ve şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT.....	II
TEŞEKKÜR.....	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
ÇİZELGELER DİZİNİ	XII
ŞEKİLLER DİZİNİ	XIV
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
3. MATERYAL VE METOT	21
3.1. Materyal.....	21
3.1.1. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) Yatakların Genel Özellikleri.....	21
3.1.2. Torid-Anatolid Bloğunun jeodinamik evrimi.....	25
3.1.3. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Jeolojisi.....	27
3.2. Metot.....	38
3.2.1. Arazi Çalışmaları.....	38
3.2.2. Laboratuvar Çalışmaları	39
3.2.2.1. İnce kesit ve parlak kesitlerin hazırlanması.....	39
3.2.2.2. Kimyasal analiz için örneklerin hazırlanması	40
3.2.2.3. ICP-AES ve ICP-MS Analiz yöntemleri	40
3.2.2.4. Sıvı Kapanım Analiz Yöntemi	41
3.2.2.5. X-Işını Difraktometresi (XRD)	45
3.2.2.6. Mineral Kimyası Analiz Yöntemi	45
3.2.2.7. Duraylı İzotop Analizleri.....	46
3.2.3. Büro Çalışmaları	51
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	53
4.1. Bölgesel jeoloji	53
4.2. Çalışma alanının jeolojisi	56

4.2.1.Stratigrafi.....	56
4.2.2. Yapısal Jeoloji.....	62
4.3. Plütonik Kayaçların Petrografisi.....	62
4.3.1. Baskil Magmatitleri (Ana Kayaç)	62
4.3.2. Bilaser Tepe Magmatitleri (İntrüzif Kayaç).....	65
4.4. Plütonik Kayaç Jeokimyası.....	70
4.5. Cevherleşme	83
4.5.1. Tütün Tepeleri Cevherleşmeleri.....	83
4.5.2. XRD (X-Ray Diffraction) Analizi.....	92
4.5.3. Cevherleşmenin Alterasyon Tipleri.....	93
4.5.4. Cevher Petrografisi.....	101
4.5.5. Mineral Kimyası.....	104
4.6. Cevherleşmelerin Jeokimyasal Özellikleri	108
4.6.1. Cevher Örneklerinin ana ve iz Element Jeokimyası.....	108
4.6.2. Duraylı İzotop Analizleri.....	110
4.6.2.1. $\delta^{34}\text{S}$ İzotop Analizi	110
4.6.2.2. $\delta^{18}\text{O}$ İzotop Analizi.....	112
4.6.2.3. H İzotop Analizi	114
4.6.3. Sıvı Kapanım Analizleri.....	116
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	127
5. 1. Tartışma	127
5.1.1. Yaş.....	127
5.1.2. Tektonik Çevre ve Yapısal kontrol	127
5.1.3. Alterasyon	131
5.1.4. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) Yatakların Benzer Yataklarla Karşılaştırılması	132
5.1.5. Cevherleşme	135
5.1.6. Sıvıların Kaynağı.....	140
5.1.7. Tütün Tepeleri Cevherleşmelerinin Oluşum Modeli.....	142

5.2. Sonuçlar	145
KAYNAKLAR	147
ÖZGEÇMİŞ	173
EKLER.....	174





ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1.	Plütonik kayaların ana oksit element içerikleri.....	71
Çizelge 4.2.	Plütonik kayaların iz element içerikleri	72
Çizelge 4.3.	Çalışma alanında gözlenen kayaların örnek numaraları ve simgeleri	73
Çizelge 4.4.	Çalışma alanına ait yan kayaç örneklerinin nadir toprak element içerikleri (ppm).....	78
Çizelge 4.5.	XRD analiz sonuçları.....	92
Çizelge 4.6.	Cevher örneklerine ait iz element analiz sonuçları	109
Çizelge 4.7.	Manyetitler üzerinde yapılan ICP-MS analiz sonuçları	110
Çizelge 4.8.	Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin sülfür izotop verileri (per mil).....	111
Çizelge 4.9.	Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin oksijen izotop verileri (per mil)	113
Çizelge 4.10.	Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin hidrojen izotop verileri (per mil).....	114
Çizelge 4.11.	Sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	118
Çizelge 4.12.	Au içeriğinin kaynamaya göre değişimi	124
Çizelge 5.1.	Porfiri Cu-Au yatakları ve Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının genel özellikleri.....	134
Çizelge 5.2.	Farklı bölgelerdeki Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının oluşum sıcaklığı, tuzluluk, Cu, Au, Ag ve $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri	138
Çizelge 5.3.	Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar için alternatif jenetik modellerin özellikleri.....	141



ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 3.1.	Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların oluşum ortamları	24
Şekil 3.2.	Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen tektonik birimler	28
Şekil 3.3.	Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının yapısal modeli.....	29
Şekil 3.4.	Birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların oluşumu	43
Şekil 4.1.	Türkiye'nin tektonik birlikleri	53
Şekil 4.2.	(a) Torosların konumu ve Türkiye'de bazı ana tektonik yapılar, (b) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının genelleştirilmiş jeoloji haritası, (c) Malatya-Elazığ-Adıyaman arasında yüzeyleyen birimleri gösterir jeoloji haritası.....	55
Şekil 4.3.	Çalışma alanı ve çevresinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası	56
Şekil 4.4.	Çalışma alanının ve çevresinin genelleştirilmiş litostratigrafik kesiti (ölçeksiz),.....	58
Şekil 4.5.	Tütün Tepeleri cevherleşme alanından genel görünüm (Bakış kuzeye)	60
Şekil 4.6.	Çalışma alanı ve yakın çevresinin 1/10.000 ölçekli yarı detay maden jeoloji haritası	61
Şekil 4.7.	Gabro kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü	63
Şekil 4.8.	Diyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüleri.....	64
Şekil 4.9.	Tonalit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü.....	65
Şekil 4.10.	Granit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü	66
Şekil 4.11.	Granodiyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü.....	67
Şekil 4.12.	Aplit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü	68
Şekil 4.13.	Diyoritporfir kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü.....	69
Şekil 4.14.	Kuvarslı diyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü.....	70
Şekil 4.15.	Magmatik kayalara ait AFM diyagramı	74

Şekil 4.16. SiO ₂ ve Zr/TiO ₂ *0.0001 oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı	74
Şekil 4.17. Çalışma alanındaki kayaçların Zr'a karşı ana oksit element Harker diyagramları	76
Şekil 4.18. Çalışma alanındaki kayaçlara ait bazı iz element (Rb, Y, Nb, V, Co) içeriklerinin Zr içeriğine göre değişim diyagramları.....	77
Şekil 4.19. Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (NTE) diyagramı ...	79
Şekil 4.20. Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerin okyanus ortası sırtı granitlerine (OOSG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı	80
Şekil 4.21. Çalışma alanındaki kayaçların bazı element (Zr, Nb, Ce, Y, Zn) içeriklerinin Ga/Al'a karşı değişim diyagramları.....	81
Şekil 4.22. Çalışma alanındaki kayaçların Nb-Y, Ta-Yb, Ta-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı	82
Şekil 4.23. Tütün Tepeleri cevherleşme alanının yarı detay maden jeoloji haritası	84
Şekil 4.24. Tütün Tepeleri cevherleşmelerinden görünüm.....	85
Şekil 4.25. Çalışma alanında belirlenen alterasyonlara ait parlatılmış el örnekleri r.	86
Şekil 4.26. Sodik-kalsik alterasyon zonuna ait (epidot-klorit-albit-manyetit) ince ve parlak kesit görüntüleri	87
Şekil 4.27. Tütün Tepeleri cevherleşmeleri ve bunların güneyinde yer alan dasitporfirlerle ilişkili profiri tip cevherleşmerden geçen jeolojik en kesit	88
Şekil 4.28. Tütün Tepeleri cevherleşmelerden geçen jeolojik kesit	89
Şekil 4.29. Karot numunelerinde izlenen cevherleşme görüntüleri.....	90

Şekil 4.30. (a, b, c, d, e, f); Potasik alterasyon zonunda izlenen geç evre sülfid cevherleşme ürünü kuvars–molibdenit (B-tipi) damarları, (g. h, i, j, k, l); Potasik alterasyon zonunda izlenen geç evre sülfid cevherleşme ürünü kuvars–pirit± kalkopirit±arsenopirit (D-tipi) damarları.....	91
Şekil 4.31. Çalışma alanı ve yakın çevresini kapsayan alterasyonlar ve gerçekleştirilen sondajların uydu görüntüsü.....	93
Şekil 4.32. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının alterasyon karakteristiklerini gösteren şematik kesit	94
Şekil 4.33. (a) IOCG yataklarının alterasyon (sodik-kalsik) karakteristiklerini gösteren şematik kesit (b) albitleşme, (c) birbirini kesen tremolit-aktinolit damarları (d) birbirine paralel gelişmiş tremolit-aktinolit damarları ve albitleşme.	95
Şekil 4.34. Sodik-kalsik alterasyona ait ince ve parlak kesit görüntüleri	96
Şekil 4.35. (a) IOCG yataklarının alterasyon (potasik) karakteristiklerini gösteren şematik kesit (b) biyotitleşme, (c) sodik-kalsik alterasyonu (tremolit-aktinolit damarlarını) üzerleyen potasik (biyotitleşme) alterasyon, (d) K-feldispat damarları.	97
Şekil 4.36. Potasik alterasyona ait ince kesit görüntüleri	98
Şekil 4.37. (a) IOCG yataklarının alterasyon (serizitik) karakteristiklerini gösteren şematik kesit (b) hematit-serizit, (c) hematit damarları, (d) K-feldispat damarları	98
Şekil 4.38. Serizitik alterasyona ait ince ve parlak kesit görüntüleri.....	99
Şekil 4.39. XRD tanımlama diyagramları	100
Şekil 4.40. Cevherli örneklerin mikroskop görüntüleri	103
Şekil 4.41. Çalışma alanına ait Fe-Oksit cevherleşmelerinde gözlenen minerallerin parajenetik dizisi	104
Şekil 4.42. BSE (back-scattered emission) görüntüleri	106

Şekil 4.43. Hidrotermal yataklardaki sülfür taşıyıcı mineraller için $\delta^{34}\text{S}$ değerleri	112
Şekil 4.44. Oksijen izotop kaynakları	114
Şekil 4.45. Doğal hidrojen izotop kaynakları	115
Şekil 4.46. Magmatik, metamorfik ve meteorik suların oksijen-hidrojen izotop değerleri.....	115
Şekil 4.47. Sondaj derinliklerine göre sıvı kapanım ölçüm sonuçları	116
Şekil 4.48. Kuvars damarlarında gözlenen iki fazlı kapanımlar.....	117
Şekil 4.49. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık dağılımları.....	119
Şekil 4.50. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan ölçülen ilk buz ergime (T_{mf}) sıcaklıkları ile bu kapanımların T_m -ice sıcaklıklarından hesaplanan tuzluluk miktarları arasındaki ilişkisi..	121
Şekil 4.51. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen son buz ergime sıcaklık dağılımları (T_m -ice).....	123
Şekil 4.52. Gazca zengin ve gazca fakir kapanımların birarada bulunduğu kesite ait görüntü	124
Şekil 4.53. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımların tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları (T_h) değişimi	125
Şekil 4.54. Arsenopiritlerde sıcaklık hesabı.	126
Şekil 5.1. Dumanlılar ve ark., (2005) çalışması ve Tütün Tepeleri çalışmasına ait Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerinin Rb-Y+Nb diyagramına göre karşılaştırılması	129
Şekil 5.2. a) R1-R2 diyagramı b) Bilaser Tepe magmatitlerine ait örneklerin SiO_2 (%) – Rb/Zr (ppm) diyagramı	130
Şekil 5.3. And kuşağındaki bazı Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar ve Türkiye’de bulunan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara ait kayalar, alterasyonlar ve oluşan mineraller.	131

Şekil 5.4.	(a) Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının alterasyon (sodik-kalsik) karakteristiklerini gösteren şematik kesit (b) albitleşme, (c) birbirini kesen tremolit-aktinolit damarları (d) birbirine paralel gelişmiş tremolit-aktinolit damarları ve albitleşme	132
Şekil 5.5.	S-zengin magmatik-hidrotermal Porfiri Cu±Mo±Au yataklar ile S-fakir magmatik-hidrotermal Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) ve sistemler arasındaki ilişki.	135
Şekil 5.6.	a) Ca+Al+Mn karşılık Ti+V ayrım diyagramı b) Ni/(Cr+Mn) karşılık Ti+V ayrım diyagramı.....	136
Şekil 5.7.	Porfiri ve Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların ayırtman diyagramı.	136
Şekil 5.8.	Farklı bölgelerde bulunan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının $\delta^{18}\text{O}$ sıcaklık değerleri	139
Şekil 5.9.	IOCG sistemleri için muhtemel akışkan kaynaklarını, yollarını ve alterasyonların dağılımını gösteren alternatif hidrotermal kökenleri ve gelişimleri	140
Şekil 5.10.	Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au cevherleşmelerinin oluşum modeli.....	143



1. GİRİŞ

Yerkabuğunun belirli kısımlarının jeolojik zaman içerisinde tekrarlanan çarpışmaları sonucunda, dağ kuşaklarını meydana getirdiği bilinmektedir. Bu dağ kuşaklarından Alp-Himalaya orojenik sistemi içinde önemli bir konuma sahip olan Anadolu yarımadası, D-B uzanımlı tektonik kuşaklar arasında (Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımlar) Tetis (Paleotetis ve Neotetis) okyanusal basenlerin kalıntılarını içerir (Ketin, 1983; Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Robertson ve ark., 2007; Okay, 2008; Parlak ve ark., 2009, Robertson ve ark., 2016a, b).

Alp-Himalaya metalojenik kuşağının bir parçası olan Doğu Toroslar, Türkiye'deki madencilik bölgeleri açısından en önemli kuşaklardan biridir ve volkanojenik masif sülfür (VMS), hidrotermal damar tip, epitermal, Fe-oksit-Cu-Au (IOCG), skarn ve porfiri tip yatakları barındırmaktadır. Bölgenin jeolojik özellikleri Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının gelişimi için verimli alanlar oluşturmaktadır (Kuşcu ve ark., 2002, 2003, 2007a, b, 2011, 2013; Yılmaz ve ark., 2003; Helvacı, 1984).

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları için sıg-orta kabuklu intra-kratonik havzalar, yay-ıç, yay-ardı ve kıta kenarı ortamları, geç-tektonik veya post-tektonik ortamlar potansiyel olarak kabul edilmektedir. Bu yataklar yapısal, stratigrafik kontrollü ve büyük hacimli Na-Ca-K metasomatizması sergilerler. Cevherleşme çoğunlukla hidrotermal kökenli breşler, damarlar, saçınımlar ve masif mercer halindedir (Barton, 2014). Fe-oksit (manyetit/hematit) miktarı $>10\%$ ve TiO_2 içeriği $<1,198\%$, sülfürce fakir, yüksek Cu, Au, NTE, P, U, Ag ve Co içerirler.

Dünyada bilinen önemli Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) metalojenik bölgeleri hem duraylı Pre-Kambriyen kalkanlarında hemde aktif genişlemeli plaka kenarlarında oluşur (Sillitoe, 2003). Dünya örnekleri arasında Olympic Dam, Ernest Henry, Cloncurry (Avustralya); Manto Verde, Tropezon, Candelaria (Şili); Salobo, Carajas (Brezilya); Mina Justa (Peru) önemli Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG)

yataklara örnektir. Türkiye’de ise Hasacelebi (Malatya), Divriği (Sivas) ve şamlı (Balıkesir) bilinen bazı Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklanmalarına örnek verilebilir (Kuşcu ve ark., 2002; Yılmazer ve ark., 2003; Kuşcu ve ark., 2007 a, b, c, 2010, 2013).

Elazığ-Baskil bölgesindeki çalışmalar çoğunlukla Baskil Magmatitleri ile ilişkili mineralizasyonların jeolojisi, minerolojisi, petrografisi, cevherleşmelerin kökeni ve jeokimyası gibi çalışmaları kapsamaktadır (Rızaoğlu, 2006; Dumanlılar ve ark., 2005; Yiğit, 2009; Kuşcu ve ark., 2007, 2013).

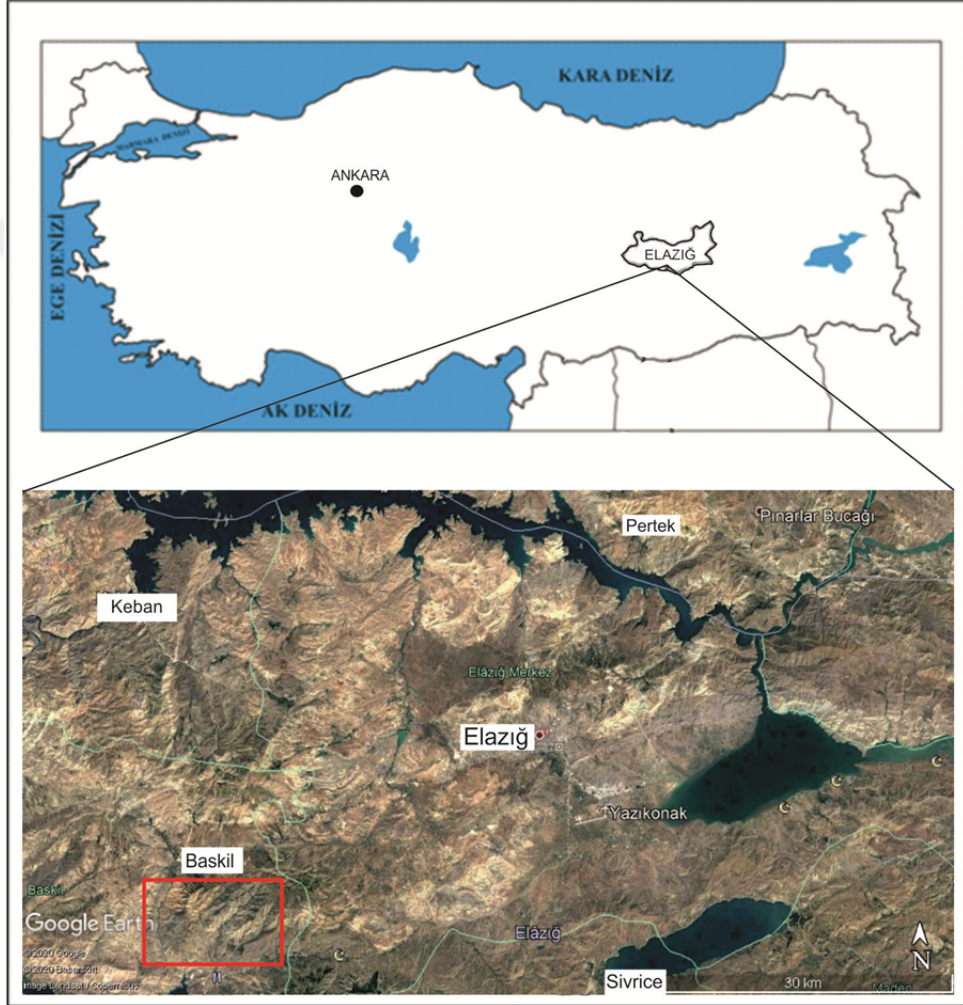
Doğu Toros Orojenik Kuşağında yer alan çalışma alanı; Elazığ-Baskil bölgesini kapsamaktadır (şekil 1.1). Elazığ K41-K42-L41 paftaları içinde yer alan çalışma alanı Elazığ’a 53 km, Baskil’e 20 km uzaklıkta bulunmaktadır. Bölgedeki cevherleşmeler, Geç Kretase yaşlı Bilaser Tepe magmatitlerince (kuvars diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, monzonit, monzosiyenit, diyoritporfir ve aplit) kesilen Baskil magmatitleri (diyorit, gabro ve tonalit) ile ilişkilidir. Fe-oksit cevherleşmeleri, yaygın olarak diyoritlerde gelişmiş sodik-kalsik alterasyon (tremolit-aktinolit-epidot-klorit-albit-manyetit) içerisindeki ender manyetit damarları ile yoğun manyetit saçınımları şeklindeidir.

Çalışma alanındaki cevherleşmeler (geç evre sülfid damarları) yaygın olarak kuvarslı diyoritlerde izlenen potasik alterasyon zonuna karşılık gelir ve bu sebeple daha çok porfiri tip cevherleşmelerle karıştırılmaktadır. Bu cevherleşmede S içeriği düşüktür ve manyetitçe zengin sodik-kalsik alterasyonlarda izlenmektedir. Manyetite zengin bu kısımlar düşük Ti içeriğine sahiptir.

nceki çalışmalarda porfiri tip olarak adlandırılan bu cevherleşmeler (Dumanlılar ve ark., 2005; Kuşcu ve ark., 2011, 2013) arazi gözlemleri ve yapılan analizlerin değerlendirilmesiyle birlikte, Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tip yatak olabileceği açısından tekrar değerlendirilmiştir.

Bu amaçla; cevher ve yankayaç örnekleri üzerinde, minerallerin kimyasal bileşimlerini ortaya koymak amacıyla mikroprob analizleri, cevherleşmelerin oluşum sıcaklıkları ve oluşum ortamlarını belirlemek amacıyla sıvı kapanım ve

izotop analizleri, alterasyon tiplerinin belirlenmesi amacıyla XRD analizleri ve yan kayaçların ayrıntılı incelenmesi için ana, iz ve nadir toprak element analizleriyle birlikte ince kesitler üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası



2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Yazgan (1984a), Doğu Toros bölgesinin jeodinamik evrimi başlıklı çalışmasında bu bölgenin petrolojik ve tektonik özelliklerini ve levha tektoniğini esas alarak 7 adet tektonik birlik ayırt etmiştir. Arap platformu ve Munzur napları arasında yer alan birimlerden oluşan bu tektonik birlikleri Kıvrımlı Arap platformu, Pütürge bindirme kuşağı, Pütürge metamorfikleri ve volkanosedimanter örtü kayaları (Maden Kompleksi), İspendere ve Kömürhan metaofiyolitleri, Baskil magmatik kayaları ve onların sedimanter örtü birimleri, Keban ve Malatya napları ile Munzur napları şeklinde gruplandırmıştır. Kömürhan ve İspendere ofiyolitlerinin kuzeyde Baskil yay magmatikleri ve güneyde Maden kompleksinin yer aldığı Hazar Gölü'ne doğru D-KD uzanımlı, kuzeye dalımlı tektonik bir dilim olarak yereldiğini belirten yazar; Kömürhan ofiyoliti'nin tüm benzerlikleriyle Guleman ofiyolitinin batı uzantısı olmasına rağmen İspendere ve Kömürhan ofiyolitlerinin tektonik ortamlarının farklı olduğunu ve bu birimlerin Baskil magmatik yayına ait kayalarla kesilmesi ve kısmi ergime göstermeleriyle farklılıklar arzettiğini ifade etmiştir.

Asutay (1985), Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi konulu doktora tezinde, inceleme alanı ve yakın çevresinde temeli rejyonal ve kontakt metamorfiklerle temsil edilen Keban metamorfiklerinin teşkil ettiğini ve bunların kalkıştı ve mermerlerden oluşan bir litolojiye sahip olduğunu belirtmiştir. Çalışma alanındaki çökel istifin Orta Paleosen (Tanesiye)'den başladığını belirten çalışmacı Pliyo-Kuvaternere kadar izlenen ve Kuşçular konglomerası, Seske formasyonu ve Kırkgeçit formasyonundan ibaret çökel kaya istifinin genellikle konglomera, karbonat kayası ve filiş türü oluşuklar sunduğunu belirtmiştir. Yazar, çalışma alanında gözlenen Baskil magmatitlerinin derinlik, damar ve yüzey kayalarından oluşmuş bir topluluk olduğunu, bu topluluk içinde Baskil graniti olarak adlandırdığı derinlik kayalarının diyorit, monzonitik ve tonalitik kaya türlerini içerdiğini ve bunların

bazik ve asidik damar kayaçları tarafından sıkça kesildiğini belirtmiştir. Baskil magmatitleri üzerinde jeokimyasal çalışmalar yapan araştırmacı Baskil granitinin I tipi, kalkalkalen karakterde ve büyük bir ihtimalle Arap platformu ve Keban levhası arasında yer alan bir okyanus kabuğunun kuzeye doğru Keban levhası altına dalmasıyla oluşan kıta kenarı magmatizmasının özelliklerini sergileyen, düzenli bir diferansiasyonun ürünü bir granit olduğunu belirtmiştir.

Sungurlu ve ark., (1985), Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisi konulu çalışmalarında inceleme alanı ve yakın çevresinde tektonik hareketlerin üç farklı dönemde gerçekleşmiş fazlar halinde olduğunu belirtmişlerdir. Birinci fazın Geç Kretase sonunda etkili olduğunu ve Kretase öncesi birimlerin Kretase birimleri üzerine sürüklendiğini belirterek bunun kanıtı olarak Malatya metamorfitlerinin altında Harami formasyonunun, Pütürge metamorfitlerinin altında da Hazar formasyonunun bulunduğunu belirtmişlerdir. İkinci fazın Orta Eosen sonunda geliştiğini ve Paleozoyik'ten önce bu döneme kadar çökelen bütün birimlerin Orta Eosen birimleri üzerine itildiklerini belirtmiştir. Üçüncü fazın ise zaman olarak Alt Miyosen sonrasına rastladığını belirten çalışmacılar bu fazın bölgenin bugünkü çatısını oluşturduğunu ifade etmişlerdir.

Yazgan ve Chessex (1991), Güneydoğu Toridlerin jeolojisi ve tektonik evrimi ile ilgili araştırmalarında, Doğu Toros tektoniğinin Keban ve Arap mikrolevhaları arasında Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen zaman aralığında meydana gelen yay-kıta çarpışması ile alakalı olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar yapmış oldukları geniş arazi gözlemlerine dayanarak Toros kuşağını Arap platformu, Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri, Kömürhan suture zone, Baskil batoliti ve Keban platformu olmak üzere beş birliğe ayırmışlardır. Baskil batolitinin Neotetis'in güney kolunun Keban platformunun altına kuzeye doğru dalımı ile oluşan Koniasiyen-Santoniyen yaşlı bir magmatik yayı temsil eden kalkalkalen karakterde magmatik kayaçlardan oluştuğunu belirten çalışmacılar radyometrik, jeokimyasal ve stratigrafik çalışmalar sonucunda ofiyolit yerleşimini 2 ana evreli evrim modeli ile açıklamışlardır. Birinci evrede ofiyolit naplarının yay-

kıta çarpışması öncesi pasif kıta kenarı üzerine tektonizma ve metamorfizma eşliğinde sıcak olarak bindirdiklerini, ikinci evrede ise metamorfizmaya uğrayan pasif kıta kenarının ofiyolitik örtüsü ile birlikte eski listrik açılma fayları boyunca yükselmeye başladığını, bindirme ve yatık kıvrımların ofiyolitik örtünün soğuk çekim kaymalarıyla Arap kıtası ön çukur çökel havzası içerisinde en güney konumuna taşınmalarını sağladıklarını belirtmişlerdir.

Herece ve ark., (1992), Baskil granitoyidi ve Kömürhan ofiyoliti üzerinde yaptıkları çalışmada, Kömürhan ofiyolitinin altta foliasyonlu diyoritler ve üstünde de kısmi ergimeyi gösteren amfibolitlerin bulunduğunu belirtmişler ve amfibolitler içerisinde tektonik dilimler halinde yeşil şist-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş harzburjit, verlit ve piroksenitlerin varlığını saptamışlardır. Yazarlar ayrıca yönelmeli fabrik (directional-fabric) doku gösteren granodiyoritlerin ultramafik kaya topluluklarıyla sin-kinematik (syn-kinematic) olarak geliştiklerini belirtmişlerdir ve granodiyoritlerdeki biyotitlerden 85 ± 3 my, pegmatittik granofirlerdeki muskovitlerden $78,5 \pm 2,5$ m.y K/Ar yaşı elde etmişlerdir. Elde edilen veriler ışığında metaofiyolitlere sokulum yapan granitoyidlerle Baskil granitoyidlerinin eş zamanlı bir oluşuma sahip olduğunu belirtmişlerdir. Baskil magmatik kayalarının granodiyorit, tonalit, kuvars-monzonit, monzodiyorit, diyorit ve gabrodan oluştuğunu belirten yazarlar alkali eğilimli kalk-alkali karaktere sahip olduklarını ve And tipi ada yayı veya ince kıtasal kabuk ve de kısmen okyanusal kabukta gelişen bir ada yayı ürünü olduklarını tespit etmişlerdir.

Yılmaz (1993), Toros ve Arap platformları arasında kıtasal çarpışmanın sonucunda Güneydoğu Anadolu orojeninin, doğu-batı uzanımlı Arap platformu, yığılma prizması zonu ve nap zonu olmak üzere üç zona ayrılabilirliğini belirtmişlerdir. Bu zonlardan Arap platformunun Erken Kambriyen-Orta Miyosen zaman aralığında çökelmiş olduğu ve çoğunlukla denizel sedimanlardan oluştuğunu; yığılma prizması zonunun nap zonu ile Arap platformu arasında sıkışmış dar bir kuşaktan oluştuğunu, nap zonunun ise en yüksek yapısal seviyeleri temsil ettiğini belirtmişler. Ayrıca nap zonunu da alt nap ve üst nap olmak üzere iki

gruba ayırmışlardır. Alt napın çok fazlı metamorfik ofiyolitik kayaçlarla ve Maden grubuyla üst napın ise Bitlis ve Pütürge metamorfikleri ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Tüfekçi ve Dumanlılar (1994a, 1994b), MTA tarafından GAP Maden Aramaları Projesi kapsamında başlatılan ve Baskil Magmatitlerinde yapılan genel jeokimyasal prospeksiyon çalışmaları sonucunda Cu, Pb, Zn, As anomalileri belirlemişlerdir. I-Porfiri tipteki Cu-Mo mineralizasyonları (Topaluşağı ve Sıtuşağı- Baskil, Kız Mehmet-İspendere), II- Baskil Magmatitleri içerisinde Au, Cu ve Fe içeren hidrotermal kuvars damarları (Nazaruşağı-Baskil) olmak üzere iki grup içerisinde toplamışlardır. Aynı çalışmada Baskil Magmatitlerinin çok fazlı olduğunu, son faza ait asidik kayaçların, porfiri tip Cu-Mo cevherleşmesini oluşturan alterasyon ve mineralizasyonu sağladığını belirtilmiştir.

Bingöl ve Beyarslan (1996), Elazığ magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi konulu çalışmalarında, Elazığ çevresinde geniş yayılım sunan Geç Kretase yaşlı Elazığ magmatitleri; diyorit, monzodiyorit, kuvars diyorit ve tonalitten oluşan derinlik kayaçları; bazaltik yastık lavlar, lav akıntıları, andezitler ve andezitik piroklastiklerden oluşan yüzey kayaçları ile bütün bu birimleri kesen granitik bileşimli plütonik kayaçlar, volkanik kayaçlar ve volkanosedimanlardan oluşan geniş kaya grubu spektrumuna sahip magmatiklerden oluştuklarını belirtmişlerdir. Elazığ magmatitlerine ait derinlik kayaçlarının Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitlerinde kestiğini belirten çalışmacılar birimin Üst Triyas'ta açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalımı ve üstteki levhada meydana gelen okyanus içi dalma batma zonu (Suprasubduction zone) üzerinde oluşan Kömürhan ofiyoliti üzerinde meydana gelen kalkalkalen seriye ait adayı ürettiğini ifade etmişlerdir.

Gerçek (1996), Nazaruşağı (Baskil) hidrotermal kuvars damarlarında bulunan cevherleşmeleri incelemiş ve bu cevherleşmelerin 345° yönlü ve KB-GD doğrultulu sıkışmanın etkisiyle gelişmiş makaslama kırıklarına yerleştiğini belirtmiştir. Kuvars damarlarında birincil cevher mineralleri olarak kalkopirit, pirit,

bizmut mineralleri, sfalerit ve altın olduğunu tespit eden araştırmacı bu hidrotermal oluşukların epitermal sisteme ait olduğunu savunmuştur.

Hitzman (2000), Genel olarak manyetit-apatit yataklarının, belirli bir bölgedeki bakır taşıyıcı yataklardan daha önce oluştuğunu belirtmiştir. Manyetit-apatit yatakları, bölgeden bölgeye ve jeolojik zaman zarfında gözle görülür derecede benzer mineralizasyon stilleri gösterirken, demir oksit-Cu-Au yatakların çok daha çeşitli olduğunu savunmuştur. Demir-oksit-Cu-Au yatakları, Erken Proterozoikten Pliyosen'e kadar Post Arkeen kayalarda bulunduğunu söylemiştir. Bu yatakların büyük çoğunluğunu oluşturan üç tektonik ortamın ise: (a) kıta içi orojenik çöküş (b) kıta içi anorojenik magmatizma ve (c) yitimle ilişkili kıtasal kenar boyunca olduğunu söylemiştir. Bu ortamların muhtemelen manto altında yüksek ısı akışı ve göreceli olarak oksitlenen kaynak kayalarla (taban bazaltları, sedimentler ve/veya magmalar) ilişkili önemli magmatik aktiviteye sahiptir. Manyetit-apatit yatakları doğrudan magmatik sokulumlarla ilişkili olmasına rağmen, Fe-Oksit-Cu-Au yatakların magmatik sokulumlarla doğrudan mekansal bir ilişkisi olduğuna değinmektedir. Demir-Oksit-Cu-Au yatakları yüksek-düşük açılı faylar boyunca yerleşmekte olduğunu belirten yazar Demir-Oksit-Cu-Au cevherleşmelerinin; 1) magnetit-apatitin oluşumuna neden olan benzer bir sıvının önemli ölçüde soğumasıyla 2) magnetit-apatitin oluşumuna neden olan benzer bir sıvının daha soğuk, bakır-altın ve nispeten sülfat bakımından zengin bir meteorik veya "havza" türemesiyle oluşan sıvı ile etkileşimiyle veya 3) manyetit-apatit oluşumuyla ilgili olmayan ancak muhtemelen daha soğuk ve sülfat içeren, ayrıca oksitlenen ve tuzlu bir akışkan ile oluşmakta olduğunu belirterek 3 şekilde oluştuğunu varsaymaktadır.

Parlak ve Kozlu (2000), Yüksekova ofiyoliti'nin özelliklerini ve onu kesen granit intrüzyonu konulu araştırmalarında, Yüksekova ofiyolitinin eksiksiz bir ofiyolit istifi sunduğunu tesbit etmişlerdir. Tabanda ultramafik ve mafik kümülatlar yeraldığını bunların üzerine izotropik gabroların ve onlarla birincil ilişkili olan levha daykları geldiğini belirtmişlerdir. En üstte ise volkanikler,

piroklastikler ve volkanojenik kumtaşlarının geldiğini söyleyen çalışmacılar ayrıca bölgede hem temel kayaçlarını hem de Yüksekova ofiyoliti'ni kesen 75-51 my yaşlı granitik bir intrüzyonun gözlemlendiğini ifade etmişlerdir.

Türkyılmaz ve Şaşmaz (2000), Cansızlımık-Galuşağı ve Topalkem (Baskil) arasındaki bölgenin toprak jeokimyasını Cu, Pb, Zn ve As element analizleri üzerinde incelemişlerdir. Baskil magmatitleri içindeki cevherleşmelerin hem dasit, tonalit ve granodiyorit bileşimli kayaçların içerisindeki kırık ve dokanaklarda hem de çevrelerindeki diyorit ve andezitik kayaçlar içindeki kırıklarda fazlalaştığını saptamışlardır. Elazığ ve Baskil magmatitleri içerisinde bulunan cevherleşmelerin oluşumu ile de büyük uyumluluk sunduğunu belirtmişlerdir.

Beyarslan ve ark., (2001), Kömürhan ofiyoliti ve metaofiyoliti ile Elazığ magmatitlerinin petrografik ve petrolojik incelemesini yapmış oldukları çalışmalarında Kömürhan ofiyolitinin; ofiyolit, metaofiyolit ve bunlarla birarada bulunan kalk-alkali magmatik topluluklarla karakterize edildiğini bildirmişlerdir. Ayrıca ofiyolitlerle metaofiyolitlerin tektonik bir dokanağa sahip olduğunu, Elazığ magmatikleri'ne ait volkanitlerin ofiyolitler üzerine bindirmeli bir dokanak ilişkisiyle geldiğini ve Elazığ magmatitleri'nin derinlik kayaçlarının ise ofiyolitlerle intrüzif dokanak ilişkisine sahip olduğunu ifade etmişlerdir.

Türkmen ve ark., (2001), Elazığ bölgesinin Eosen stratigrafisi ile ilgili yapmış oldukları çalışmalarında arazi verileri ve paleontolojik veriler ışığında daha önceki bütün çalışmalarda belirtilenin tersine Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu ile Orta Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonları arasındaki dokanağın uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmacılar Kırkgeçit formasyonunun bazı yerlerde Tersiyer öncesi magmatik ve metamorfik birimlerin üzerine direkt olarak geldiğini ve tabanında Seske formasyonuna rastlanmadığını belirterek bu durumun bölgenin Eosen'deki topografya ve tektonik özellikleri ile ilişkili olarak Neotetis'in zamanla derinleştiğini, bazı alanların ise Geç Paleosen- Erken Eosen sürecinde

kara halinde kalmasının bir sonucu olduğunu belirterek yapmış oldukları ölçülü kesitlerdeki fasiyes ilişkilerini desteklediğini ifade etmişlerdir.

Kuşcu ve ark., (2002), Sivas-Divriği Bölgesi Skarn Tipi Demir Oksit yataklarını inceledikleri çalışmalarında, Fe-Oksit-Cu-Au yatak tipini Türkiye’de ilk olarak tanımlamışlardır. Araştırmacılar bu bölgede alterasyon zonlarını detaylı inceleyerek cevherleşme ile ilişkisini ortaya koymuşlardır. Bu bölgede daha önceden yapılan çalışmalarda metasomatizmanın sodik-kalsik alterasyon ile ilgili olduğunu ve önceki çalışmalarda pirometazomatik ve skarn tip olarak bilinen A-B kafa demir cevherleşmelerinin alterasyon ürünleri ile cevherleşme oluşumları açısından Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) türü cevherleşme olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Ayrıca araştırmacılar Fe-Oksit-Cu-Au türü yatakların altın ve bakır açısından önem arz ettiğini vurgulamışlardır.

Akgül ve ark., (2003), Baskil bölgesinde yer alan plütonik kayaların ve bunlarla ilgili altınlı kuvars damarlarının jeolojik ortamı, mineralojisi ve jeokimyası konusunda çalışmalar yapmışlardır. Altınlı kuvars damarlarının Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı granitoidler içinde yer aldıklarını ifade etmişlerdir. Baskil granitoidini Elazığ magmatik kompleksi adı altında inceleyen çalışmacılar bölgede yer alan volkanik, subvolkanik ve piroklastik kayalarında bu gruba dahil olduklarını belirtmişlerdir. Bölgede temeli amfibolit, kalkşist, kalkfillit, metakonglomera ve mermerlerden oluşan Keban metamorfitlelerinin oluşturduğunu tesbit etmişlerdir. Bunların Elazığ magmatik kompleksi ile olan dokanaklarının hem tektonik hemde intrüzif olduğunu belirtmişlerdir. Elazığ magmatik kompleksine ait kayaçların kumlu kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu ve konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşı seviyelerinden yapıları Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından üzerlendiklerini ifade etmişlerdir. Plütonik kayaçların gabro, diyorit, granodiyorit, tonalit ve granitlerden oluştuğunu belirten çalışmacılar Elazığ magmatik kompleksinin bir yay magmatizması ürünü olarak Tetis okyanusunun kapanması döneminde güney-kuzey yönlü dalma batmanın sonucu olarak oluşan

dalma batmayla eş yaşlı bir intrüzyonun karakteristik özelliklerini yansıttığını belirtmişlerdir.

Parlak ve ark., (2004), Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeyleyen Göksun Ofiyoliti ve ofiyoliti kesen çarpışmayla eş yaşlı granitlerin petrolojisi ve tektonik ortamına ilişkin çalışmalarında Göksun Ofiyoliti'nin Neotetis'in güney kolunda kuzeyde Malatya-Keban platformları ile güneyde Arap platformu arasında okyanus içi dalma-batma zonu üzerindeki kısımda (suprasubduction zone) Geç Kretase'de gelişmiş eksiksiz bir ofiyolitik seriden oluştuğunu belirtmişlerdir. Baskil magmatik yayı ile Göksun ofiyolitinden derlenen jeolojik, jeokronolojik ve petrolojik verilerin ikili dalma-batma modelini desteklediğini tespit etmişlerdir. Bunlardan birincisinin Malatya-Keban platformları arasında yer aldığını ve Baskil magmatik yayını oluşturduğunu, ikincisinin ise daha güneyde okyanusal basen içinde yer alıp Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman Ofiyolitleri'ni oluşturduğunu ifade etmişlerdir.

Dumanlılar ve ark., (2005), Doğu Toros Orojenik kuşağı içerisinde yer alan bölgede yaptığı çalışmada Geç Kretase yaşlı Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitleri ile Pliyosen yaşlı genç çökellerin yüzeylettiğini belirtmişlerdir. Petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucu, Baskil Magmatitlerinin volkanik ada yayı, Bilaser Tepe Magmatitlerinin ise çarpışma sonrası granitoidler olduğunu söylemişlerdir. Çalışma alanında Bilaser Tepe Magmatitlerine bağlı gelişmiş farklı iki tip cevherleşmeden bahsetmişlerdir. Birinci tip, Bilaser Tepe Magmatitlerinin granodiyorit, granitporfir ve dasitporfir fazı ve bunların dokanağındaki Baskil Magmatitlerine ait diyoritlerin içinde gelişmiş porfiri Cu cevherleşmesi; İkinci tip cevherleşme ise Bilaser Tepe Magmatitlerine ait granitler içerisinde bulunan Au-Cu içeren kuvars damarlarıdır. Birinci tip cevherleşmede, potasik, serizitik, kuvars-serizit-karbonat ve propilitik olmak üzere dört alterasyon oluşumu belirlemişlerdir. Cevherleşme genellikle serizitik ve kuvars-serizit-karbonat alterasyonun baskın olduğu alanlarda kuvars-karbonat damarlarında, çatlak-kırıklarda sıvama ve kayaç içinde saçınımlı olarak bulunduğunu söylemişlerdir. Ana cevher minerallerinin

pirit, arsenopirit, kalkopirit ve bizmutin olduğunu, granitler içerisindeki ikinci tip cevherleşmeyi oluşturan kuvars damarları pirit, kalkopirit ve çok az miktarda altın içerdiğini ve damarların çevresinde ise killeşme ve silisleşme olduğunu gözlemlemişlerdir.

Kuşcu ve ark., (2005), ‘Orta ve Batı Anadolu’daki bazı Skarn-tipi Fe-Oksit yataklarının Fe-Oksit-Cu-Au (DOBA) potansiyeli’ başlıklı çalışmada bu bölgelerde bulunan diğer yataklarla karşılaştırmış ve skarn tip olarak bilinen bir çok yatağın aslında DOBA yatağı olabileceği üzerinde durmuşlardır. Yazarlar bu çalışmada DOBA yataklarının karakteristik özelliklerini detaylı bir şekilde açıklayarak; bu tür yatakların zengin demir oksit mineral içeriği ve düşük sülfid mineral içerikleri ile karakterize olduklarını belirtmişlerdir. Bu yatakların yapısal kontrollü yataklar olduğunu belirten yazarlar ayrıca cevherleşmeyi meydana getiren akışkanların magmatik ve değişik ortamlarda sedimanter kayaç kökenli meteorik suların oluşturduğu hibrid akışkanlar veya evaporitik sedimanlardan kaynaklanan tuzlu sular olduğunu belirtmişlerdir.

Sezerer Kuru ve ark., (2006), Hasançelebi (Malatya) demir oksit yataklarının oluşum koşullarını incelediği çalışmada yatağın oluşumunda etkili olan çözeltilerin sıcaklığı, tuzluluğu ve kaynağını ortaya koymaya çalışmıştır. Yazarlar bu doğrultuda cevherleşmeyi barındıran metazomatik zonlar içindeki skapolit, flogopit, flüorit, kalsit ve barit gibi minerallerde mikrotermometrik analizler yaparak alterasyon ve oluşum koşullarını belirlemeye çalışmışlardır. Bölgedeki metazomatik zonlarda porfiri tip cevherleşmeler gözlenmediği, tipik bir skarn parajenezlerinin de bulunmadığını belirterek, flogopitlerin her iki sistemin de bazı ortak özelliklerini taşıyan Fe-Oksit-Cu-Au sistemlerinde oluşması gerektiğini öne sürmüşlerdir.

Rızaoğlu (2006), Doğu Anadolu bölgesinde Baskil-Sivrice (Elazığ) arasında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerden Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde alt nap alanında bulunan Kömürhan Ofiyolitinin ve onu kesen Baskil Granitoidinin petrografisi, jeokimyası ve jeokronolojisi üzerine doktora

tezi yapmıştır. Yazar, Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitinin Hazar Gölü'nün batısında yüzlek vermekte olup doğusunda bulunan Guleman Ofiyoliti ve batısında yer alan İspendere ofiyoliti ile kökensel ilişkiye sahip olduğu, kuzeyde Malatya-Keban platformu tarafından tektonik dokanakla üzerlendiğini ve Baskil granitoyidi tarafından intruzif dokanakla kesildiğini belirtmektedir. Güneyde ise Kömürhan ofiyoliti Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi'ne bindirmektedir. Kömürhan ofiyoliti üzerinde yaptığı saha çalışmalarında araştırmacı ofiyolitinin tam bir okyanusal kabuk kesiti sunmakta olduğunu ve tabandan tavana doğru tektonitler, kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi ve volkanitlerden oluştuğunu belirtmiştir. Tektonitlerin taban kısmında okyanus içi dalma-batma sırasında amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ince bir metamorfik dilim gözlemlendiğini ve ofiyolitik birimlerde yapılan tüm kayaç ve mineral kimyası analizlerinin, Kömürhan ofiyolitinin okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu gösterdiğini belirtmiştir. Yazar Kömürhan ofiyoliti ile intruzif dokanak ilişkisine sahip Baskil granitoidinin felsik ve mafik magmatik kayaçlar olmak üzere iki farklı gruba ait derinlik ve yarı derinlik kayaçları ile temsil edildiğini belirtmektedir. Baskil granitoidinin jeokimyasal açıdan I-tipi, kalkalkalen plütonların karakteristik özelliklerine sahip olduğunu ve Baskil granitoidine ait kayaçların tüm kayaç ve mineral kimyası analizlerinin bu magmatik birimin volkanik yay tektonik ortamında oluştuğuna işaret ettiğini ifade etmiştir.

Kuşcu ve ark., (2007), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde, Geç Kretase'den Orta Eosen'e kadar olan süreçte kalkalkaliden alkaliye kadar magmatik kayaçların yer aldığını belirtmişlerdir. Baskil magmatitlerinin, Geç Kretase (83-79 my.) deki yitimle ilişkili yay tipi bir magmatizmanın ürünü olduğunu ifade etmişlerdir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında kalkalkali ve alkali kayaçlarla ilişkili olarak gelişmiş Divriği (Sivas) ve Hasançelebi (Malatya) demir yataklarının Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tipinde bir yataklanma olduğunu ifade etmişlerdir.

Rızaoğlu ve ark., (2009), Doğu Anadolu'da Elazığ bölgesinde yüzeyleyen Baskil granitoidinin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini araştırmışlardır. Baskil granitoidinin mafik ve felsik derinlik ve yarı derinlik kayalarını içerdiğini ve petrografik olarak granit, granodiyorit, tonalit, kuvarsmonzonit, aplit, granofir, granodiyorit porfir, gabro, diyorit, kuvars-diyorit, diyabaz, mikrodiorit, kuvars mikrodiorit, diyorit porfir, kuvarslı diyorit porfir ve orbiküler gabro'dan oluştuğunu belirtmektedirler. Birim üzerinde yapılan jeokimyasal analizler, birimin I-tipi, metalüminus karakterden peralüminus karaktere değişen, kalk-alkalen karakterli olduğuna işaret etmektedir. Tüm kaya jeokimyası ve biyotit mineral kimyası birimin volkanik yay ortamında geliştiğini göstermektedir. Araştırmacılar, Baskil granitoidinden alınan örnekler üzerinde yapılan biyotit $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ yaşları $81,9 \pm 0,7$ My ile $81,5 \pm 0,8$ My arasında değişen, hornblend minerallerinden $84,0 \pm 0,7$ My ile $81,5 \pm 1,1$ My arasında değişen soğuma yaşları tespit etmişlerdir.

Kuşcu ve ark., (2010), Orta ve Doğu Anadolu bölgelerinde yüzeyleyen granitoidler üzerinde yaptığı jeokimyasal ve jeokronoloji çalışması ile Toros platformunun iki tarafında bulunan Kuzey ve Güney Neotetis okyanusal basenlerinin kapanması ile buna bağlı gelişen çarpışma ve çarpışma sonrası tektonizmayı tartışmıştır. Orta - Doğu Anadolu bölgesinin evriminde güneyden (Baskil-83 My) kuzeye (Divriği, Keban-69 My) doğru gençleşerek gelişen magmatizmanın varlığı bulunmaktadır. Bölgenin evrim süreci içerisinde gelişen magmatizma iki farklı magma kaynağından beslenmiştir; (i) manto kaması ve dalan okyanusal levhanın beslediği yay magmatizması, (ii) dalma-batmanın etkilediği metasomatize litosferik manto ve kıta içi magmatizmasından beslenen magmatizma. Yazarlar, Baskil granitoidine ait örnekler üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmaların birimin yay magmatizması ürünü olduğunu gösterdiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Güneydoğu Anadolu bölgesinde magmatizma yay magmatizmasından orta kabuk magmatizmasına kadar değiştiğini belirtmişlerdir. Baskil granitoidine ait örneklerinde yapılan hornblend $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ yaşları $81,1 \pm 0,7$ My ile $79,43 \pm 0,58$ My arasında, biyotit $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ yaş $82,90 \pm 0,43$ My ve

K-feldispat yaşı $72,26 \pm 0,62$ My hesaplamışlardır. Baskil granitoidinin kuzeyinde Keban granitoidinin kristallenme yaşını $69,9 \pm 0,5$ My ve soğuma yaşlarını $74,08 \pm 0,5$ My (biyotit $40\text{Ar}/39\text{Ar}$) ve $71,85 \pm 0,5$ My (K-feldispat $40\text{Ar}/39\text{Ar}$) olarak hesaplanmışlardır.

Karaoğlu (2012), Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağındaki ofiyolitik ve granitik kayaçların jeokronolojisini incelediği doktora çalışmasında bu kuşak boyunca bulunan magmatik/metamorfik birimlerin oluşum, soğuma ve yüzeyleme yaşlarını jeotermokronoloji yöntemleri ile hesaplamıştır. Yazar, bu kuşak boyunca yüzeyleyen birimlerin kristallenme yaşlarını iki grupta toplayarak Kızıldağ ofiyolitinin kristallenme yaşının kuşak boyunca gözlenen diğer (Göksun, İspendere ve Kömürhan) ofiyolitik birimlerden daha yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Esence ve Baskil granitoidlerinin soğumasının kristallenme yaşlarının aynı olduğunu saptamıştır.

Kuşçu ve ark., (2013), Nazaruşağı-Topalkem (Baskil/Elazığ) bölgesinde Geç Kretase yaşlı volkanik yay ile ilişkili cevherleşmelerin porfiri tip Cu-Au cevherleşmeleri olduğunu ve bu cevherleşmelerin granidiorit, granidioritporfir, dasitporfirlerle ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Granidiorit ve dasitporfirlerde gözlenen potasik alterasyonun hidrotermal biyotit-kuars ve aktinolit-kuars birlikteliği, propilitik alterasyon zonunun epidot, klorit, karbonat, manyetit birlikteliği sunduğunu ve potasik alterasyonu kuvars-serizit-pirit damarlarını propilitik alterasyon tarafından çevrelendiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Nazaruşağı-Topalkem porfiri tip Cu-Au cevherleşesindeki K-feldispatlarda $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma yöntemiyle $74,2 \pm 0,4$ My yaşlarını hesaplamışlardır.

Yılmaz ve ark., (2014), Türkiye'nin batısındaki birkaç demir (+Cu $\pm$ Au) yatağından biri olan Şamlı (Balıkesir) Fe-oksit Cu ($\pm$ Au) yatağının çok fazla Şamlı plütonunun porfirik kayaları ve Karakaya Kompleksinin metapelitik-metadiabazik kayaçlarla ilişkili olduğunu söylemişlerdir. Bölgede i) erken manyetit ve sülfür ve ii) geç hematit-götit nabit bakır ($\pm$ Au) mineralizasyonu olarak art arda

iki mineralizasyon gerçekleştiğini belirterek mineralleşmeyle ilişkili alterasyonları dört ayrı mineralojik topluluk ile karakterize etmişlerdir. Bunlar kronolojik olarak, (1) plajiyoklaz-erken piroksen ($\pm$ skapolit), (2) granat-geç piroksen, (3) klorit-epidot ve (4) kalsedon-kalsit alterasyonlarıdır. Alterasyon ve magmatik kayalardan elde edilen jeokimyasal, izotopik (Sr, Nd, O, S) ve jeokronolojik (Ar-Ar) verileri çok fazlı Şamlı plütону ile Fe-oksit-Cu ($\pm$ Au) mineralizasyonunu kontrol eden hidrotermal sistem arasında geçici ve genetik bir bağlantı olduğunu belirtmektedirler. Porfiritik intrüzyonları ile Şamlı cevherleşmesinin, yaygın Ca-‘ca zengin alterasyonu (kalsik plajiyoklaz, andraditik granat, diopsidik piroksen, skapolit ve epidot) ile yakın mekansal ve zamansal ilişkileri tipik Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklardaki kalsik topluluklara benzer özellikler olarak kabul etmektedirler. Ek olarak; manyetit / hematitlerdeki düşük-Ti ($\leq$ % 0,5) içeriği, yüksek Cu, ortalama Au (8.82 ppm'e kadar) ilişkileri, mineralizasyonun yapısal kontrolü ve litolojik kontrolleri, yataklardaki düşük S-sülfid içeriği (kalkopirit>pirit) ve cevherleşmeye neden olan magmanın, sıkışma rejimi sonucunda kıtasal litoseferik mantodan yitim zonuna dönüşen bir ortamdan türemiş olması, Şamlı yatağı için Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tipi mineralizasyon lehine özellikler olarak kabul etmektedirler.

Li ve ark., (2015), Yay magmatizmasıyla ilişkili diyorit porfirlerde gelişmiş Lamandau (Endonezya) bölgesi Fe-Oksit-Cu-Au yatakları üzerinde ayrıntılı olarak çalışmışlardır. Fe-Oksit-Cu-Au yatakların yanısıra epitermal yataklarında bulunduğu bölgede araştırmacılar, magmanın oksijen fügasitesinin yüksek olduğunu ve böylece Cu, Au ve diğer cevher yapıcı elementlerin çökelimine uygun bir ortam olduğunu belirtmişlerdir. Lamandau Fe-Oksit-Cu-Au yatağında bulunan manyetitlerde düşük NTE içeriği belirlemişler ve NTE ile Cu arasında pozitif korelasyon, NTE ile Fe arasında ise negatif korelasyon olduğunu belirtmişlerdir. Bu korelasyona göre Cu' ın Fe'den önce oluştuğunu belirtmişlerdir.

Zhu (2016), Au dağılımının cevher jenezi için önemli olduğunu ve Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının ekonomik Au içerebileceğini belirtmiştir. Au'ca

zengin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının bulunabilmesi için 2 önemli kriter olarak 1- Au-zengin yankayaçlar 2-düşük sıcaklıklı yataklar olduğunu belirtmiş ve Au-zengin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların kaynak kayaçlarının önceden zenginleşmiş olması gerektiğini eklemiştir. Araştırmacı, Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların magmatik kayaçlarla mekânsal olmayan fakat zamansal ilişkilerinin olduğunu dahası bu yatakların bir veya daha fazla sıvı/akışkan tarafından (magmatik-hidrotermal akışkanlar, basen çözeltileri ve metamorfik-hidrotermal akışkanlar) oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca Soğuk magmatik olmayan akışkanlar ve sıcak derin magmatik kaynak (ve/veya metamorfik) akışkanları içeren en az iki sıvının karışmasıyla oluştuğunu ve sonuç olarak; soğuma, sıvı-kayaç kesişimi ve sıvı karışması bu yataklarda Au çökeliminin 3 ana kontrolü olduğunu belirtmiştir.

Camprubi ve ark., (2017), Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının ortak özelliklerinin; Cevher kütlesi çoğunlukla faylarla kontrol edilmesi, Bölgesel Na(±Ca) alterasyonların bulunması, Manyetitlerin düşük Ti içermesi, Alterasyon zonlarda ayrıca yerel alterasyonların bulunması ve hidrotermal breşler içermesi şeklinde belirlemişlerdir. Bu çalışmada araştırmacılar ayrıca sülfürün kaynağını araştırmışlar ve kaynağın basen çözeltileri ve deniz suyundan, formasyon suyu ve metamorfik akışkanlardan veya metasedimanter birimlerin magmatik asimilasyonu tarafından olabileceğini belirtmişlerdir.

Li ve ark., (2018), Mina Justa (Peru) Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatağında yaptıkları çalışmalarında 6 adet hidrotermal cevherleşme evresi tanımlamışlardır. Bu evreler, 1.evre; albit-aktinolit, 2.evre; K-Feldispat-manyetit alterasyonu, 3.evre; prizmatik aktinolit, 4.evre; speküler hematit, 5. evre; Manyetit-pirit-K-Feldispat, 6.evre; Kalkopirit-bornit-kalkosit şeklindedir. 5. Evrede oluşan piritler üzerinde yapılan analizlerde ³⁴S: -0,5-6,4 ‰ olarak belirlemişlerdir ve bununda sülfürün çoğunlukla magmatik ve harici akışkanların etki ettiği şeklinde yorumlamışlardır. Sonuç olarak araştırmacılar; Basen çözeltilerinin fazla Cu içermediklerini ve muhtemelen Cu kaynaklarının magmatik akışkanlardan kaynaklı olabileceğini yani

reaksiyon sırasında cevher oluşturan akışkanların, metaller ve sülfür Cu' ca zengin yankayaçtan sızmış olabileceklerini öne sürmüşlerdir.

Yıldırım ve ark., (2019), Elazığ-Baskil bölgesinde yaptıkları çalışmalarında Baskil bölgesinin Alp-Himalaya metalojenik provensinin bir parçası olan Toros orojenik kuşağı içerisinde bulunduğunu ve bu kuşağın farklı mineralleşme tiplerine (porfiri, skarn, VMS, damar tipi, IOCG) ev sahipliği yaptığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, bu yatak türlerinden özellikle IOCG (Fe-Oksit-Cu-Au) yatağı üzerinde detaylı çalışmalar yapmışlardır. Yazarlar bu cevherleşmenin Torid Platformu içerisindeki Geç Kretase yaşlı Baskil ve Bilaser Tepe magmatitleriyle ilişkili olup, bu yatağın ekonomik potansiyel oluşturma eğiliminde olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Baskil bölgesinde yer alan Beyaz Sırtı Fe oksit-Cu kuvars damarlarının granitik kütle içerisinde yer aldığını ve bu damarların manyetit-hematit-pirit ve daha az kalkopirit içerdiğini belirtmişlerdir.



3. MATERYAL VE METOT

3.1. Materyal

Tez çalışmasında kullanılan ana materyaller; Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait kayaç ve cevher örnekleridir. Baskil-Elazığ bölgesinde yer alan çalışma alanında yoğun alterasyonların bulunması sebebiyle yüzeyde cevherleşme net bir şekilde gözlenmemektedir. Bu sebeple, tez çalışmasında kullanılan cevher ve kayaç örneklemeleri (Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitleri'ne ait) MTA tarafından yapılan sondaj karotlarından gerçekleştirilmiştir. Böylece mineralizasyon ve eşlik eden alterasyonların derinlik boyutları da belirlenmiştir. Örnekler GS-19, GS-22, GS-23, GS-24 ve GS-25 olmak üzere 5 farklı sondaj kuyusundan cevher ve kayaç örneği olmak üzere toplamda 205 örnek alınmıştır. Kayaç örnekleri; diyorit, gabro, tonalit, granit, granodiyorit, kuvarslı diyorit, tonalitporfir, aplit, diyoritporfir, monzonit ve monzosiyenitten; cevher örnekleri ise manyetit, molibdenit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit ve galenden oluşmaktadır.

3.1.1. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) Yatakların Genel Özellikleri

Fe-Oksit-Cu-Au (Demir-Oksit-Bakır-Altın: IOCG) tipi yataklar genellikle manyetit ve hematitlerce (demir oksit) zengin, düşük Ti ve düşük sülfid mineral içerikli bir yatak türüdür. Manyetit diğer porfiri sistemlerde olduğu gibi ilk evrelerde oluşan ürünler olarak düşük sülfidasyon ve yüksek sıcaklık koşullarında oluşur. Sülfidler ise daha sonraki evrelerde (geç evre) ve daha düşük sıcaklık koşullarında manyetit fazını ornatacak şekilde gelişim gösterirler. Çoğunlukla yaygın sodik-kalsik ve potasik alterasyonlar içerisinde yer alır (Pollard, 2001). Sodik-kalsik alterasyon yüksek sıcaklıklarda gerçekleşmektedir. Potasik alterasyon ise, daha düşük sıcaklık ve basınç koşullarında gerçekleşir. Cu ve Au son evrede breşik zonlar içerisinde yaygın serizitik, potasik ve karbonat alterasyonları ile birlikte gelişmektedir. Cevherleşmeler yapısal unsurları takip eder ve Fe plütonlara

yakın; Cu ve Au ise daha uzaklarda, sığ derinliklerde zenginleşmektedir. Yapısal unsurlar genellikle doğrultu atımlı faylardır. Cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağı ile ilgili birçok model öne sürülmüş fakat bunlardan en çok kabul göreni; magmatik ve değişik ortamlarda sedimanter kayaç kökenli meteorik suların oluşturduğu hibrid akışkanlar veya tamamen plüton intrüzyonunun gerçekleştiği sedimanter ortamda varolan evaporitik sedimanlardan kaynaklanan tuzlu sulardır. Hitzman ve ark. (1992)'de bu yatakların Kiruna tipi (manyetit-apatit) yataklarla benzediğini öne sürmüştür. Ancak son yıllarda yapılan çalışmalarda Fe-Oksit-Cu-Au yatakların porfiri tip gibi değişik alterasyon ve cevherleşme özellikleri taşıması bu iki yatak arasındaki en büyük farkı ortaya koymuştur. Bu yatakların büyük hacimli magmatik faaliyetlerin, yüksek ısı ve okside kaynak kayaçların (sedimanlar ve magma) bulunduğu bölgeler olmak üzere 3 değişik ortamda oluştuğu öne sürülmüştür. Bunlar;

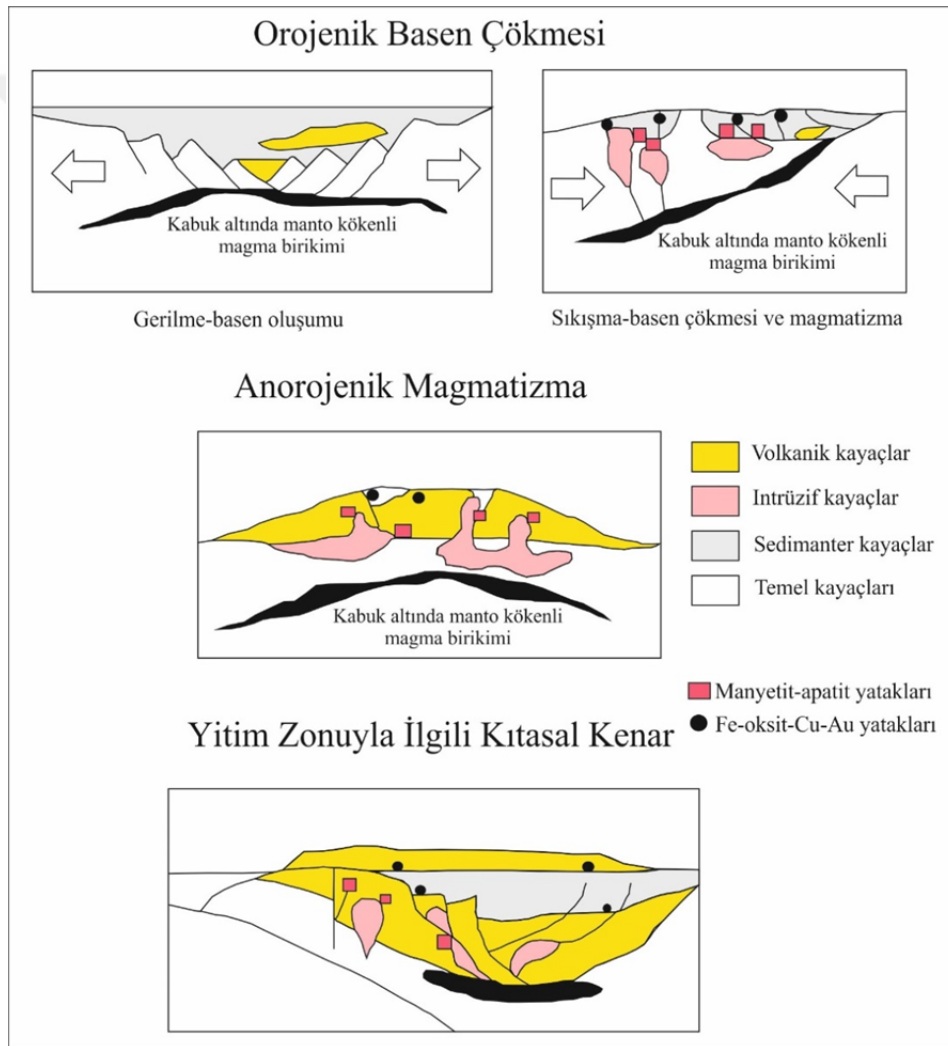
Orojenik çökme ile ilgili yataklar: Bu ortam sedimanter kayaç ve mafik volkanik kayaçların kıtasal rift ya da riftleşen kıtasal kenar ortamlarını kapsar. Bu ortamlarda önemli olan nokta tüm kayaçların yüksek oksidasyon durumunda olması ve aynı zamanda evaporitleri de içermesidir. Orojenik çökme, manto kökenli mafik magmanın kıtasal kabuk altında birikmesine eşlik eden bölgesel sıkışma sonucu oluşur (Şekil 3.1). Magmadan gelen yüksek ısı ve çökmeden kaynaklanan jeotermal gradyan ısı, basen içindeki sedimanter ve volkanik kayaçların yeşilist-granülit fasiyesi metamorfizmasının yanında kabuksal ergime ve ortaç-felsik magmatik kayaçlarla birlikte manto-kökenli mafik intrüzif kayaçların oluşmasına sebep olur. Bu ortamlarda çökme ile ilgili deformasyonlar düşük dereceliden yüksek dereceli metamorfizmaya geçişin gözlendiği deformasyonlardır. Bu deformasyonlara kabuk bölgelerinde oluşan magma oluşumları da eşlik edebilir. Bu ortamlarda magma oluşumu kabuğun altında manto kökenli bir magmanın birikmesi ile tetiklenir. Bu olay, çoğunlukla kabuk ölçeğinde hidrotermal akışkan döngülerine sebep olan yüksek ısı akışkanlarına sebep olur. Büyük ölçekli hidrotermal döngülerde bulunan ilk akışkanlar çoğunlukla

sedimanter kayaçların metamorfizması sonucu ortaya çıkan metamorfik akışkanlardır. Bu ilk akışkanlar sedimanter ortamlarda zenginleştiklerinden evaporitlerin çözünmesinden kaynaklı yüksek tuzluluğa sahiptirler (Barton ve ark., 1998; Barton ve Johnson, 1996; Hitzman, 2000). Daha sonra gözlenen akışkanlar ise hem magmadan salgılanan hem de daha sığ derinliklerdeki meteorik suların karışımıyla oluşan hibrid akışkanlardır (Hitzman ve ark., 1992; Pollard, 2000). Bu geç evre çözeltileri, metamorfizma sırasında metamorfik mineraller içinde hapsedilen klorun salgılanması ve kıtasal kabuk kökenli yüksek tuzluluğa sahip sular sayesinde tuzluluklarını korurlar. Bu ortamda oluşan yataklara örnek olarak; Cluncurry (Avustralya), Grenville (Kanada) ve Lufilian (Güney Afrika) verilmektedir.

Anorojenik magmatizma ile ilgili yataklar: Riftleşmenin başlangıcında ya da yitim zonlarıyla ilgisi olmayan çoğu ortamda ve kıtasal ortamlarda magmatizma gelişmektedir. Bu ortamlar; volkanik kayaçları, düşük hacimli mafik bileşimli plütonik ve büyük hacimli felsik bileşimli kayaçları oluşturabilmektedirler. Bu oluşan kayaçların bileşimleri riyolitten granite ve bazalttan gabroya kadar değişebilmektedir. Bu ortamın plütonik kayaçları kalk-alkalen ya da alkalen özellikler taşımakta ve çoğunlukla siyenit ile temsil edilmektedir. Bu ortamlarda oluşan volkanikler, manto kökenli mafik bir magmanın kıtasal kabuk altına yerleşmesi sebebiyle oluşan kıtasal kabuk ergimesiyle oluşmaktadır. Bu tip mafik magma; yeni başlayan bir riftleşme, kıtasal kabuk altındaki hareketli mantodan kaynaklanan sıcak nokta ya da düşük açılı bir yitim zonuyla oluşabilir (Hitzman, 2000). Bu yataklara en iyi örnek Kiruna tipi (manyetit-apatit) yataklarıdır. Bu ortamlarda oluşan yataklara örnek olarak; Misuri (ABD), Great Bear (Kanada), Kiruna (İsveç), Gawler (Avustralya) verilebilir.

Yitim Zonu-Kıta Kenar Zonu boyunca oluşan genleşme ile ilgili yataklar: Bu yataklar yitim zonlarının aktif olarak geliştiği kıtasal kenarlarda bulunan volkanik bölgelerde gözlenirler (Şekil 3.1). Bu ortamlarda yay altında genleşme rejiminin gelişmesi çok sık rastlanan bir durumdur. Genleşmenin sebebi; yitim

açısının düşük olmasından, yitim zonları sonucu oluşan doğrultu atımlı fayların oluşmasından ya da yitim sırasındaki duraksamalardan kaynaklanabilir. Bu yaylar, kalın karasal volkaniklerle temsil edilirler ve sıkı denizel ya da karasal sedimanter kayaçlar (tuzlu evaporitik kayaçlar) tarafından doldurulan açılma rift basenleri veya çöküntü basenlerini içerirler. Bu ortamda oluşan yataklara örnek olarak Kuzey Şili magmatizması ile ilgili yataklar verilebilir (Ullrich ve Clarke, 1998).



Şekil 3.1. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının oluşum ortamları (Hitzman, 2000)

3.1.2. Torid-Anatolid Bloğunun jeodinamik evrimi

Çok sayıda bloğun kaynaşarak oluşturduğu Anatolid-Torid kıtacığı güney Türkiye'yi oluşturur ve Pontidler'in aksine bu bloktaki kıtasal parçaların Paleozoyik stratigrafileri, Geç Ordovisyen'deki yaygın buzullaşma gibi ortak karakteristikler de içerecek şekilde, Arap Plakasına benzeşim gösterir (Monod ve diğ., 2003). Geç Kretase ve Paleosen'deki dalma-batma, üzerleme ve kıta-kıta çarpışması olayları boyunca Anatolid-Torid kıtası "taban bloğu" konumundadır ve bu nedenle Alpin deformasyon ve bölgesel metamorfizma olaylarına Pontidler'den çok daha fazla maruz kalmıştır. Orta Kretase boyunca çok büyük ofiyolit kütleleri ve bunların tabanındaki ofiyolitik melanj tektonik dilimleri Anatolid- Torid bloğu üzerine yerleşmişlerdir. Anatolid-Torid bloğunun kuzey kenarı, bu okyanusal bindirme dilimlerinin altında 70 km'lik derinliğe karşılık gelen yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizmasına maruz kalmıştır. Bu ofiyolit ve ofiyolitik melanja ait bindirme dilimlerinin erozyonal kalıntıları, Anatolid-Torid'lerin uzanımı boyunca her yerde gözlenir. Bu kuşaktaki ofiyolitik melanjlara yaygınca melanj olarak adlandırmalarına karşın, bunlarda genellikle her şeyi kuşatan bir matriks yoktur ve bunlar daha çok ileri derecede makaslanmış şekilde Kretase yaşlı yığılma kompleksleri halindedirler. Paleosen'de kıta-kıta çarpışmasının başlaması ile birlikte Anatolid-Torid kıtası kendi içinde dilimlenerek güney - güneydoğuya eğimli bindirme yığınları oluşturmuştur. Batı Türkiye'de sıkışma Erken-Orta Miyosen'e kadar devam eder, doğu Anadolu'da ise halen devam etmektedir. Kuzeyde bindirme dilimlerinin alt bölümleri bölgesel metamorfizmaya uğramışken güneydeki bindirmelerin üst bölümleri büyük örtü napıları halindedir.

Anatolid-Torid zonu değişik metamorfik, yapısal ve stratigrafik özellikler gösterse de, bazı stratigrafik unsurlar bu blokların tümünde ortaktır ve bu nedenle Anatolid-Torid bloğu tek bir paleocoğrafik birlik olarak ayırt edilmiştir. Bu unsurlar başlıca Geç Prekambriyen kristalin temeli, karışık kırıntılı-karbonat Paleozoyik istif ve kalın Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı karbonat istifidir. Diğer yandan, Pontidler için karakteristik olan Variscan deformasyon veya

metamorfizma olayları ile Triyas yaşlı dalma-batma/yığışım birimleri Anatolid-Torid bloğunda gözlenmemiştir. Mesozoyik boyunca Anatolid-Torid bloğu, birkaç bin metre kalınlıkta sığ denizel karbonatlarının çökeldiği geniş bir karbonat platformu durumundadır, bu nedenle bu birliğe aynı zamanda “Anatolid-Torid Platformu” adı da uygulanmıştır.

Toroslar çok sayıda bindirme dilimi içerir; her bindirme dilimi genellikle sedimater kayalar içerirler. Diğer taraftan, en üstteki bindirme dilimi Toroslarda çok geniş izole kütleler oluşturan ofiyolitlerden ve/veya ofiyolitik melanjlardan oluşur (Gutnic ve diğ., 1979; Özgül, 1984). Bindirmeler Geç Kretase’de, Eosen’de ve Erken Miyosen’de oluşmuş olup güneye doğru gençleşme gösterir. İlk sıkışma olayları Orta Kretase’de ofiyolitlerin Anatolid–Torid kıtası üzerine bindirmeleri ile başlar. Bindirme olayları yukarıda da özetlendiği gibi Anatolid-Toridlerin kuzey kenarının oldukça derin dalma-batması ve yüksek basınç metamorfizma geçirmesi ve Tavşanlı zonunun oluşumu ile ilgilidir. Ofiyolit üzerlemesinin dış kesimleri Toridler’in Kretase yaşlı sedimater kayaları üzerinde yer alır.

Geç Paleosen - Erken Eosen döneminde Anatolid-Torid bloğu ile Pontidler arasındaki kıta-kıta çarpışması, Toroslardaki kıvrım ve bindirmelerle temsil edilen ikinci faz sıkışma olaylarına neden olur. Eosen döneminde bölgedeki ana olaylar, Likya Napları’nın Menderes Masifi üzerine bindirmesi ve bunun sonucu olarak da Menderes Masifinin bölgesel metamorfizma geçirmesidir. Günümüzde Orta ve Doğu Toroslar’da gözlenen nap yapılarının çoğu Eosen boyunca bölgeye yerleşmiştir. Erken Miyosen’de Likya Napları güneydoğuya doğru Beydağı Otoktonu üzerine bindirmiştir. Bu bindirme dilimlerinin bindirme yönleri, Antalya körfezi çevresindeki Antalya naplarının geniş ölçüde kuzeye bindirdiği kabulü bir istisna olarak kabul edildiğinde, genellikle kuzeyden güneye doğrudur. Antalya Naplarının genellikle Anatolid-Toridlerin güney pasif kıta kenarını temsil ettiği kabul edilir. Bu naplar, Antalya körfezinin batısında, Neotetis’in Güney Kolunun ürünü olarak yorumlanan Tekirova ofiyolitleri tarafından tektonik olarak üzerlenir. Antalya körfezinin doğusunda ise mavi şist ve eklojitler içeren metamorfik Alanya

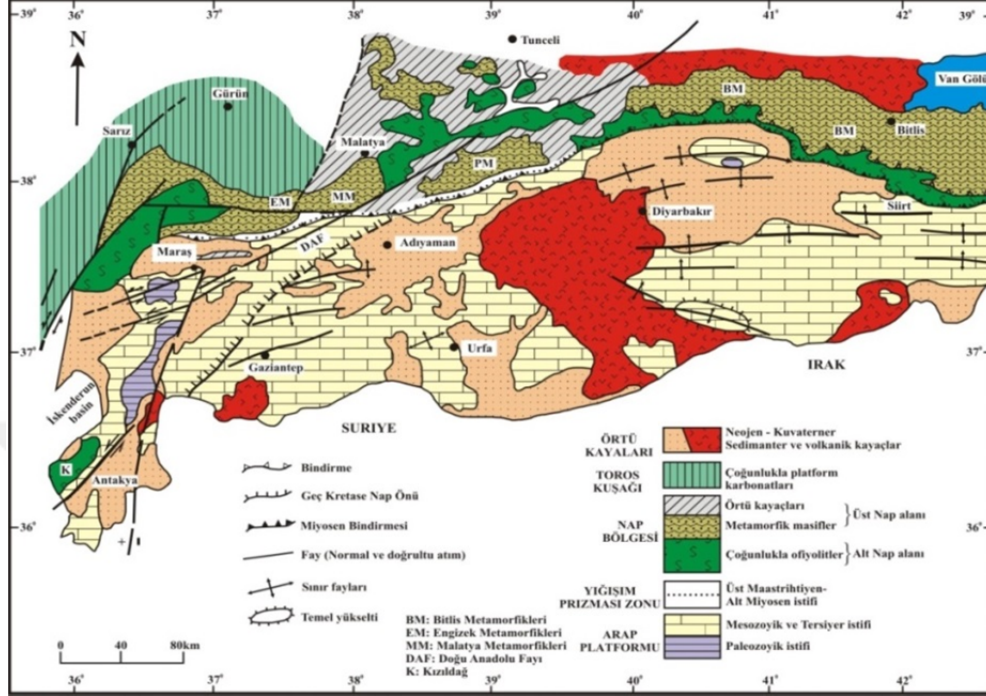
napları, Antalya naplarını tektonik olarak üzerler. Toroslar'daki diğer önemli metamorfik masif ise Güneydoğu Anadolu'daki Bitlis Masifi'dir.

3.1.3. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Jeolojisi

Çalışma alanının Güneydoğu Anadolu bölgesinde, Malatya-Elazığ arasında yer alan Baskil civarında yer alması sebebiyle Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağının jeolojisi hakkında özet bir bilgi verilecektir.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, kuzeyde Toros, güneyde ise Arap platformu ile sınırlanmış olan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanmasıyla oluşan jeolojik olaylar sonucunda gelişmiştir ve napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında Arap levhasına doğru hareketini içermektedir (Yıldırım ve Yılmaz, 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Robertson ve ark., 2012, 2013).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı yaklaşık D-B uzanımlı ve kuzeye eğimli ana bindirme düzlemleri ile birbirlerinden ayrılan üç tektonik birlikten oluşmaktadır (Yılmaz, 1990, 1993; Yılmaz ve ark., 1993). Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru Nap Zonu, Yığışım Prizması ve Arap Platformu'dur (Şekil 3.2).



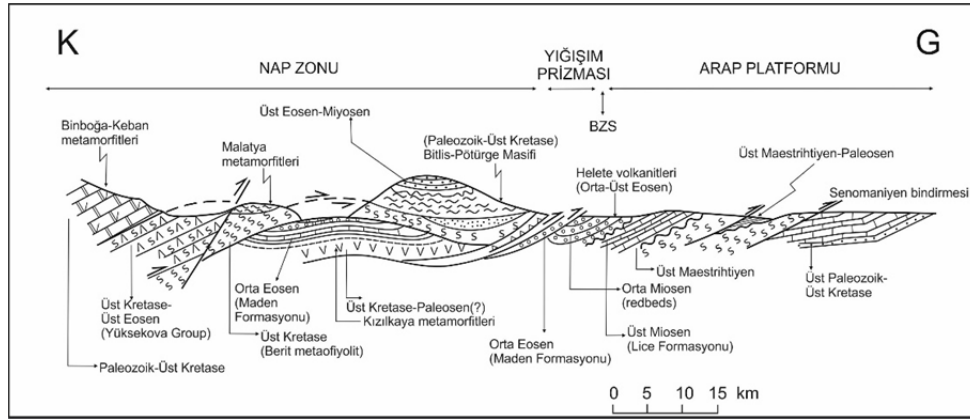
Şekil 3.2. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen tektonik birimler (Yılmaz, 1993).

Nap Zonu: Nap Zonu alt ve üst nap olmak üzere iki büyük tektonik birlikten oluşmaktadır. Alt nap; tabanda bulunur ve genellikle ofiyolitik kayalar ve Maden Karmaşığı (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) ile temsil edilmektedir. Üst nap ise tavan kısımda bulunur ve Güneydoğu Anadolu'daki metamorfik masiflerden (Malatya, Keban, Engizek) oluşmaktadır (Yılmaz, 1991, 1993; Yılmaz ve ark., 1993) (Şekil 3.3). Nap zonuna ait tektonostratigrafik/magmatik (metamorfik masifler ve ofiyolitler) birimler bölgede yaygın bulunan granitoidler tarafından kesilmektedir.

Yığışım Prizması (Ekay Zonu): Kuzeyde Nap zonu ve güneyde Arap platformu çökelleri ile sınırlanan ekay zonu diğer birimlerden bindirmeli dokanak ilişkisi ile ayrılmakta ve doğu-batı yönlü dar bir kuşak boyunca gözlenmektedir (Şekil 3.3). Yığışım Prizması, Geç Kretase-Alt Miyosen zaman aralığında çökelmiş stratigrafi birimlerinin sıkışma rejiminin sonucunda bindirmeli dokanak ilişkisi ile

temsil edilir ve yoğun tektonizma sebebiyle normal stratigrafik dizilimi kaybolmuştur. Yığışım Prizması batıda onlarca kilometre genişliğinde bir dağ silsilesi ile temsil edilen Misis-Andırın kuşağına uzanır. Misis-Andırın kuşağında bulunan kaya birimlerinin yığışım zonu içinde bulunduğu çoğu araştırmacı tarafından ortaya konmuştur (Yılmaz ve ark., 1987, 1993; Yılmaz, 1993; Robertson ve ark., 2004, 2006). Bu durumda Misis-Andırın kuşağının yığışım zonunun batıya doğru bir uzantısı olduğu ve Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı meydana getiren kıta-kıta çarpışması esnasında batıya doğru ilerlediğini belirtmektedir (Yılmaz, 1991).

Arap platformu: Arap platformuna ait birimler Pan-Afrikan temel üzerinde Alt Paleozoyik'ten günümüze kadar kesiklik olmadan çökelmişlerdir. Bu birimler tektonizmadan çok fazla etkilenmemişlerdir. Fakat kuzeye doğru gidildikçe Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağına sınır bölgelerde kıvrımlanma ve bindirmeler görülmektedir (Şekil 3.3) (Yılmaz, 1993; Robertson ve ark., 2004; Garfunkel, 2004).



Şekil 3.3. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının yapısal modeli (Yılmaz, 1993).

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın Geç Kretase evriminde çok önemli yer tutan tektonomagmatik /

stratigrafik birimler sırasıyla; metamorfik masifler, ofiyolitler, granitoidler ve volkanik yay birimlerinden oluşmaktadır.

Metamorfik Masifler

Pütürge Metamorfikleri; Pütürge Metamorfik Masifi, Malatya'nın güneydoğusundan başlayarak Sivrice (Elazığ)-Çüngüş (Diyarbakır) arasında yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönlü geniş bir alanda uzanan 130-140 km uzunluğunda bir masiftir. Pütürge Metamorfikleri, Maden Karmaşığı ve Kömürhan Ofiyoliti üzerinde tektonik klip şeklinde bulunur ve Malatya Metamorfikleri tarafından üzerlenmektedir.

Perinçek (1978) birimi alt ve üst metamorfikler olarak ikiye ayırmıştır. Alt metamorfikler; mikaşist, kuvars mikaşist, mermer, kalkışist, metabazik ve metapelitten oluşurken, Üst metamorfikler ise metapelit, mikaşist, kuvars mikaşist ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Birimin yaşı olarak Prekambriyen-Geç Triyas zaman aralığında çökeldiği belirtilmektedir (Yazgan ve ark., 1987, Yazgan ve Chessex 1991). Çağlayan ve ark., (1984); birimin Prekambriyen granitleri tarafından kesilen bir metamorfik çekirdek ve bunu örten Paleozoyik- Mesozoyik sedimanter kaya kütlelerinden oluştuğunu belirtmiştir. Metamorfik kayalar üzerinde K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinine göre masifin metamorfizma yaşının ise Geç Kretase, özellikle Kampaniyen yaşlı olduğu ifade edilmektedir (Yazgan 1981, 1983, 1984; Yılmaz ve ark., 1992; Yazgan, 1987).

Malatya Metamorfikleri; Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde geniş yayılımlar sunan Malatya metamorfiklerine Keban metamorfikleri arasındaki benzerliklerden ötürü Keban-Malatya metamorfikleri ismi de verilmiştir (Yazgan ve ark., 1983; Asutay, 1985;). Perinçek ve Kozlu (1984), yaptıkları fosil çalışmalarında Malatya metamorfiklerinin alt seviyeleri fosil içermemekle birlikte üst seviyelere doğru Geç Permiyen yaşını vermişlerdir.

Perinçek (1978), bölgede yaptığı doktora tezi çalışmasında, Malatya metamorfiklerini alt ve üst metamorfikler olarak ikiye ayırmıştır. Alt

metamorfikler; mikaşist, albitli hornblendli epidotlu şist, kuvarslı, muskovitli şist, fillit ve mermerden oluşmaktadır. Üst metamorfikler ise kireçtaşı-mermer-kalkşist ile temsil edilen kuvarslı kloritli epidotlu şist, fillit ve pelitik şistlerden oluşmaktadır. Malatya metamorfiklerinin kıtasal kökenli çökel kayaçların metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğu düşünülmektedir (Önal, 1995) ve Permien yaşta olduğu belirtilmiştir (Blumenthal, 1938; Arni, 1940; Stchepinsky, 1940; Tolun, 1955; Sungurlu, 1972; Yiğitbaş 1989).

Keban Metamorfikleri; Kalk-şist ve mermerlerden oluşan Keban metamorfikleri Paleozoyik/Mesozoyik yaşlıdır ve tektono-magmatik birimlerin üst seviyelerinde allokon kütleler halinde bulunmaktadır. Bazı araştırmacılar birimin düşük derecede metamorfizma geçirmiş mermer, şist, sleyt, siyah fillit ve ender olarak meta-konglomeraları içerdiğini belirtmişlerdir (Akgül, 1987; Turan ve Bingöl, 1991; Asutay, 1988; Yılmaz ve ark. 1993). Keban metamorfikleri, Geç Kretase yaşlı Baskil granitoyidi ile tektonik ve yer yer intrüzif dokanak ilişkisi göstermektedir. Birimin yaşı için Kipman (1981) fosiller üzerinde yaptığı çalışmalarda Permo-Karbonifer yaşını önermiştir (Bingöl 1984: Herece ve ark 1992'den). Özgül ve Turşucu (1984) rekristalize kireçtaşlarında Permien ve Geç Triyas'tan Kretase'ye kadar uzanan paleontolojik yaş bulguları saptamışlardır (Herece ve ark, 1992). Yılmaz ve ark., (1993) Malatya-Keban platformu için Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen metamorfizma yaşı önermişlerdir. Keban metamorfiklerindeki metamorfizma Yazgan (1984b)'a göre yay magmatizmasına bağlı olarak gelişmiştir, Bingöl (1984) ise amfibolitlerde kısmi ergime saptamışlardır.

Ofiyolitler;

Kızıldağ Ofiyoliti; Amanos Dağlarının güneybatıdaki en son bölümü olan Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşmaktadır. Yapısal olarak KB doğrultulu büyük açılı Tahtaköprü Fayı ile iki farklı masife ayrılan Kızıldağ ofiyoliti, tabandan tavana doğru tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar,

izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanlardan oluşan çok iyi korunmuş tam bir ofiyolit istifi sunmaktadır (Selçuk, 1981; Bağcı ve ark., 2005, 2008). Kızıldağ ofiyoliti, Arap platformu üzerine bindirmeli dokanak ile gelmektedir (Dilek ve Thy, 2009). Kızıldağ ofiyolitinin, Neotetis'in güney kolunun okyanus içi yay-önü ortamında gelişen yayılma sırasında oluştuğu araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Deloleye ve ark., 1980; Dilek ve Eddy; 1992; Dilek ve Thy, 1998; Dilek ve Flower, 2003; Bağcı, 2004; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Dilek ve Thy, 2009; Parlak ve ark., 2009). Kızıldağ ofiyolitinin oluşum yaşı, plajiyogranitlerde U-Pb yöntemi ile zirkonlardan yapılan analizler sonucunda 91-92 My olarak hesaplanmıştır (Dilek ve Thy, 2009).

Göksun Ofiyoliti; Göksun ofiyolitine ait kayaçlar, Kahramanmaraş'ın 90 km kuzeyinde Göksun ile Afşin ilçeleri arasında yer almaktadır. Birim kuzeyden ve güneyden Malatya metamorfikleri tarafından üzerlenir ve KD-GB doğrultulu tektonik pencere içerisinde yüzlekler vermektedir. Güney kısmında kalan ofiyolitik birim granülit/eklojit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır (Yiğitbaş, 1989; Yılmaz ve ark., 1993; Genç ve ark., 1993; Parlak ve ark., 2002; Robertson ve ark., 2007; Parlak ve ark., 2009). Göksun-Sürgü fayının kuzeyindeki kısmı ise metamorfizmaya uğramamış ve tam bir ofiyolitik istif sunmaktadır (Yılmaz ve ark., 1993; Parlak ve ark., 2004, Robertson ve ark., 2007; Parlak ve ark., 2009). Malatya metamorfikleri tarafından tektonik olarak üzerlenmekte olan birim alttan üstte doğru ultramafik kümülatlar, mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi plajiyogranit ve volkano-sedimanter birimlerden oluşmaktadır (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Rızaoğlu ve ark., 2005; Parlak, 2006; Parlak ve ark., 2009). Göksun ofiyolitinin yaşı volkano-sedimanter birimler içerisindeki pelajik kireçtaşı seviyelerinde bulunan mikrofosillerden yapılan yaşlandırma ile Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak belirlenmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Robertson ve ark., 2006).

Berit Metaofiyoliti; Berit metaofiyoliti, Malatya metamorfik birimi ile Maden Grubu arasında Doğanşehir (Malatya) bölgesinin güneybatısında yer

almaktadır. Bu bölgedeki metaofiyolitik kayaçlar, Göksun-Sürgü Fay Zonu' nun güneyinde bulunan Berit metaofiyolitinin doğu uzantısını temsil eder. Birim iki ana tektonik dilimden oluşmaktadır. Alt dilim, en altta som levhalanmış metadiyabazlardan ve bunu tektonik dokanakla örten gabro kökenli kayalardan meydana gelmektedir. Üst dilim ise, alttan üste doğru, ultramafik kümülat kayaları ve bunlarla normal ilişkili gabro kökenli kayalardan meydana gelmektedir (Genç ve ark., 1993). Berit metaofiyoliti; piroksenit, piroksen granulit, granatlı amfibolit, amfibolit, granatlı amfibollü metagabro, amfibol şist, plajiyoklas amfibol şist, epidot plajiyoklas amfibol şist, metaperidotit, granatlı metagabro ve metavolkanik birimlerden oluşmaktadır (Yiğitbaş, 1989; Genç ve ark., 1993; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Karaoğlu, 2005; Parlak ve ark., 2009). Göksun ofiyoliti ile tektonik dokanak ilişkili bulunan Berit metaofiyoliti, volkanosedimanter seviyelerinden yapılan fosil yaşlandırması ile Geç Kretase yaşı Berit metaofiyoliti içinde kullanılmıştır (Yiğitbaş, 1989; Yılmaz ve ark., 1993; Parlak, 2006; Robertson ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Ancak, Berit metaofiyoliti içerisinde yer alan granulit fasiyesi kayaları üzerinde gerçekleştirilen Sm-Nd tarihlendirme çalışmaları ile Erken Eosen (50-52 My) yüksek sıcaklık (YS)/yüksek basınç (YB) (13-15 kbar / $> 900^{\circ}\text{C}$) metamorfizma yaşı elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2013).

İspendere Ofiyoliti; Tam bir ofiyolitik istif sunan İspendere ofiyoliti D-B uzanımlı olup, batıdan doğuya doğru tektonitler, ultramafikler, mafik kümülatlar, levha dayk kompleksi, plajiyogranit-volkanik, volkanosedimanter birimlerden oluşmaktadır (Parlak ve ark., 2009, 2013; Nurlu, 2009). İspendere ofiyoliti Maden kompleksi üzerine bindirmeli dokanak ilişkisi ile gelmektedir. Birim mafik ve felsik derinlik-yarı derinlik kayaç gruplarından oluşan Baskil magmatikleri tarafından intrüzif olarak kesilmektedir. İspendere ofiyolitini oluşturan kaya birimleri, dunit (serpantinize ve saçınımlı kromitler içermekte), verlit sil ve daykları, gabro, diyabaz, plajiyogranit ile bazalt, andezit ve riolitten oluşan volkanik kaya gruplarından oluşmaktadır. İspendere ofiyolitinin yaşı, birim

içerisinde yeralan volkanoklastik birimlerden elde edilen fosiller yardımıyla Geç Kampaniyen–Erken Maastrichtiyen olarak tespit edilmiştir (Yazgan ve Chessex, 1991). Ayrıca ofiyolitik birim kuşak boyunca gözlenen diğer ofiyolitik birimler ile deneştirilerek Jura-Kretase yaşı verilmiştir. Karaoğlu ve ark., (2013) tarafından gabroyik kayalar üzerinde gerçekleştirilen U-Pb zirkon ve Sm-Nd tarihlendirmeleri ile sırayla 84.5 ± 3.9 ve 85.1 ± 7.1 my (Geç Kretase) kristallenme yaşları elde edilmiştir.

Kömürhan Ofiyoliti; Birimi Yazgan (1981), Kömürhan ofiyoliti olarak adlandırılmıştır. Kömürhan ofiyolitine ait kayalar Kömürhan köprüsü civarından başlayarak Sivrice (Elazığ) batısına kadar devam eder. Kömürhan ofiyoliti, doğuda Guleman ofiyoliti ve batıda ise İspendere ofiyoliti ile deneştirilebilir (Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991, Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Kömürhan ofiyolitinin oluşumu Geç Kretase’de güneyde Arap platformu ve kuzeyde Malatya-Keban platformu arasında kuzeye dalımlı okyanus içi dalma batma zonunda gelişen toleyitik karakterli yay magmatizması şeklindedir (Beyarslan ve Bingöl, 2000; Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Kömürhan ofiyoliti; Kömürhan köprüsü güneyinde Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine bindirmeli dokanak ilişkisi sunarken, tavanda ise Geç Paleosen–Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Aynı zamanda Kömürhan ofiyoliti bölgede Geç Kretase yaşlı Elazığ Mağmatitleri (Baskil granitoyidi) tarafından da kesilmektedir.

Bu ofiyolitik birim, tabandan tavana doğru ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayaları (metamorphic sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz daykları, levha dayk kompleksi ve volkano-sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Ofiyolit tabanı metamorfik kayalarının dışında gabroyik kayalarda da inceleme alanının batısından itibaren yer yer minerallerde yönlenme şeklinde mikroskopik metamorfizma etkileri bulunmaktadır (Rızaoğlu, 2006). Karaoğlu ve ark., (2013) tarafından gabroyik kayalar üzerinde gerçekleştirilen U-Pb zirkon tarihlendirmesi

ile 87.2 ± 3.1 my (Geç Kretase) kristallenme yaşları elde edilmiştir. Ayrıca Kömürhan ofiyolitinin volkanik kayalar (riyolit) üzerinde gerçekleştirilen U-Pb zircon tarihlendirmesi ile 74.6 ± 4.4 my kristallenme yaşı elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2013)

Maden Karmaşığı; Bölgelere göre farklı litolojik özellikler gösteren Maden Karmaşığı, ilk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından adlandırılmış olup Elazığ'ın Maden ilçesinde ve çevresinde tip kesiti gözlenmektedir. Daha önce farklı araştırmacılar tarafından farklı isim ve tanımlamada incelenmiş olan Maden Karmaşığı, Robertson ve ark. (2006) tarafından Maden Grubu olarak incelenmiş ve birimin, Pütürge ve Bitlis metamorfiklerini uyumsuz olarak üzerlediğini ve yeşil şist ve prehnit-pumpellyit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş olan volkano-sedimanter kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Tavan dokanağında ise Maden karmaşığı Kömürhan, Göksun veya Guleman ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.

Yılmaz ve ark. (1993), Maden karmaşığı içerisindeki Nummulitli kireçtaşlarından yaptıkları yaş tayini analizlerinde birimin yaşını Orta Eosen olarak belirlemiştir. Araştırmacılar, Maden Karmaşığı'nın oluşum ortamını Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında kuzeyde metamorfik istiflerle güneyde yer alan andezitik volkanik kuşak arasında açılıp kapanan bir havza olarak tanımlamışlardır. Maden Karmaşığı'nın içerisinde ofiyolit kayaç topluluklarının bulunmaması Maden karmaşığının geliştiği havzanın bir embriyonik okyanus haline geldiğini ve ancak ofiyolitik kayaç topluluklarını oluşturamadan kapandığını göstermektedir (Yılmaz ve ark., 1993).

Robertson ve ark., (2006) Maden Karmaşığının Erken-Orta Eosen zaman aralığında oluşmaya başladığını belirtmişlerdir. Helete volkanikleri ve Maden Grubunun yitimi üzerleyen Toros kıtası üzerinde oluştukları ve bu oluşumun yitime bağlı genleşme (subduction roll-back, transtension) sonucunda olduğudur (Robertson ve ark., 2006). Oluşumunun ise Berit Sedimanter volkanik birimin kısmi erozyonu sonucu oluştuğu şeklinde belirtmektedirler. Maden Karmaşığı yarı

pelajik karbonat birikimleriyle sığ denizden açık denize değişen ortamların depolanma ve volkanizma izlerini taşıdığını, türbiditik akıntı ve kütle akış birikimlerini içeren klastik sedimanların varlığı eş yaşlı genişlemeli faylar tarafından başlatılmış olan topografik olarak belirgin havzayı gösterdiğini belirtmektedirler.

Özçelik (1985) ve Yıldırım (2010), yaptıkları araştırmalarda jeokimyasal ve jeolojik bulgular, Maden Karmaşığı'nın Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden marjinal baseninin okyanusal kabuğu üzerinde gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan evrimleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu belirtmişlerdir.

Granitoyidler;

Güneydoğu Anadolu'da Neotetis'in kapanmasıyla ilişkili granitoyidler Geç Kretase-Eosen yaşlı olup Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) ve Baskil (Elazığ) olmak üzere üç bölgede yüzlek vermektedir. Granitoyidler bölgede; metamorfik platform karbonatları (Malatya-Keban metamorfikleri), ofiyolitler (Göksun-Berit-İspendere ve Kömürhan) ve volkanik yay birimleri (Elazığ magmatikleri) ile intrüzif dokanak ilişkisi sunmaktadırlar (Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve ark., 1993; Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006, 2009; Karaoğlu ve ark., 2013).

Esence (Kahramanmaraş) Granitoyidi; Kahramanmaraş ili kuzeyinde Göksun ve Afşin ilçeleri arasında KD-GB doğrultulu tektonik pencere içerisinde yüzlekler vermektedir. Esence granitoyidi; granit, granodiyorit ve kuvarşlı monzodiyoritten oluşmaktadır (Parlak, 2006). Esence granitoyidi, Neotetis'in güney kolunun Toros aktif kıta kenarının altına dalması ile oluşan dalma-batma zonunda gelişen volkanik yay ortamında oluşmuştur. Birimin metalüministan peralüminus karaktere geçiş göstermesi manto kaynaklı magmanın kıtasal kabuktan kirlendiğine işaret eder (Parlak, 2006). Esence granitoyidi üzerinde K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş tayinleri neticesinde amfibollerden 85.76 ± 3.17 My ve

biyotitlerden 70.05 ± 1.75 ile 80.42 ± 2.00 My soğuma yaşları elde edilmiştir (Parlak, 2006). Son yıllarda gerçekleştirilen U-Pb zirkon tarihlendirmeleri ile Esence granitoidinin kristallenme yaşı 83.4 ± 1.4 – 81.0 ± 2.1 my olarak tespit edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016). Ayrıca Esence granitoidinin soğuma yaşının tespiti için gerçekleştirilen Ar-Ar tarihlendirilmesi sonucunda amfibol minerallerinde 85.76 ± 3.17 – 83.4 ± 1.6 my, biyotit minerallerinde 80.42 ± 2.0 – 79.5 ± 0.35 my, K-Feldispat minerallerinde 74.13 ± 0.78 – 74.11 ± 0.29 my yaşları elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016). Esence granitoidinde gerçekleştirilen Apatit Fizyon İzi tarihlendirmesi ile 32.59 ± 4.06 – 29.13 ± 3.74 my soğuma yaşları elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016).

Doğanşehir (Malatya) Granitoidi; Malatya ili Doğanşehir ilçesi batısında Kapıdere-Gövdeli bölgesinden başlayarak güneyde Sürgü fayı ile sınırlı, kuzeyde ise Polat bölgesinin kuzeydoğusunda sınırlanan bir sokulum şeklindedir. Malatya metamorfikleri ile tektonik ve intrüzif dokanak ilişkisine sahip olan Doğanşehir granitoidi; granit, granodiyorit, tonalit, diyorit, gabro, mikrodiorit, diyoritporfir, tonalitporfir, aplit, lamprofir ve andezit bileşenli kayalar içermektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Önal, 1995; Karaoğlu, 2005). Doğanşehir granitoidi, Neo-Tetis'in güney kolunun kuzeye Toros platformunun altına dalması ile oluşan dalma-batma zonunda kıta-kıta çarpışmasından önce oluştuğu bilinmektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve ark., 1993; Yılmaz, 1993; Robertson, 2002, 2004; Karaoğlu, 2005; Robertson ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Birimin yaşı ise Baskil ve Esence granitoidi ile birlikte oluştuğu düşünüldüğü için Geç Kretase olarak kabul edilmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1986; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve ark., 1993; Yılmaz, 1993; Robertson, 2002, 2004; Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2005; Karaoğlu, 2005; Robertson ve ark., 2006; Parlak, 2006). Ancak son yıllarda gerçekleştirilen U-Pb zirkon tarihlendirmeleri ile Doğanşehir (Malatya) granitoidinin kristallenme yaşı 54 ± 1.2 – 45.7 ± 1.0 (Eosen) my olarak tespit edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016). Ayrıca Doğanşehir granitoidinin soğuma

yaşının tespiti için gerçekleştirilen Ar-Ar tarihlendirmesi sonucunda amfibol minerallerinde 54.01 ± 0.99 - 50.3 ± 5.2 my, biyotit minerallerinde 48.38 ± 0.3 my, yaşları elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016). Doğanşehir granitoidinde gerçekleştirilen Apatiy Fizyon İzi tarihlendirilmesi ile 52.83 ± 5.66 - 16.84 ± 2.42 my soğuma yaşları elde edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016).

Baskil (Elazığ) Granitoidi; Birim başlıca mafik ve felsik kaya gruplarından oluşan derinlik ve yarı derinlik kayaçları ile temsil edilmektedir (Rızaoğlu ve ark., 2009). Felsik Plütonik kayaçlar granit, granodiyorit, tonalit ve monzonit kaya grubundan oluşurken Felsik yarı derinlik kayaçları ise aplit, granofir, granit porfir ve granodiyorit porfirden oluşmaktadır. Mafik plütonik kayaçlar gabro ve diyoritten oluşurken yarı derinlik kayaçları; diyabaz, mikrodiorit, kuvarslı mikrodiorit, diyorit porfir ve kuvarslı diyorit porfirlerden oluşmaktadır. Baskil granitoidinin oluşum ortamının Neotetis'in güney kolunun kuzeye dalımıyla Toros aktif kıta kenarının altına dalması ile And tipi aktif kıta kenarında I-tipi kalkalkalen karakterli magmadan türediği bilinmektedir (Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Rızaoğlu, 2006; Robertson ve ark., 2006). Son yıllarda gerçekleştirilen U-Pb zirkon tarihlendirmeleri ile Baskil granitoidinin kristallenme yaşı $88,0 \pm 1,7$ - $83,1 \pm 1,6$ my olarak tespit edilmiştir (Karaoğlu ve ark., 2016). Rızaoğlu ve ark., (2006) ise granitik kayaçlarda yaptığı Ar-Ar tarihlendirme yöntemiyle 85 My olarak hesaplamıştır.

3.2. Metot

3.2.1. Arazi Çalışmaları

2013 Şubat ayında başlayan ve yaz dönemleri içerisinde devam ettirilen arazi çalışmaları 2015 Nisan ayında tamamlanmıştır. Arazi çalışmaları, cevherleşmelerin oluşum özelliklerinin belirlenmesi, cevher-yan kayaç ilişkilerinin ve özelliklerinin incelenmesi, yankayaçların jeolojik, mineralojik, stratigrafik ve yapısal özelliklerinin araştırılmasına yönelik olarak yapılmıştır. Ayrıca yapılan

sondajlardan alınan örneklemelerle çalışma detaylandırılmıştır. Bu çalışmalar sırasında jeolog pusulası, çekiç, lup ve GPS (Global Positioning System) cihazından yararlanılmıştır. Bölgedeki kayaç birimlerinden ve cevher örneklerinden petrografik ve jeokimyasal analizler için örneklemeler yapılmıştır. Örnek alımı esnasında örneklerin makroskobik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

3.2.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.2.2.1. İnce kesit ve parlak kesitlerin hazırlanması

Mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi için 32 adet ince kesit hazırlanmıştır. İnce kesiti hazırlanacak kayaç örneğinden 0,5x2x4 cm boyutlarında plakalar kesilmiştir. Elde edilen bu plakaların pürüzlülüğü giderilmiş ve 0,1x2,5x5 cm boyutundaki cam üzerine epoksi ile yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapıştırılmış levha aşındırıcı tozlar kullanılarak yaklaşık 0,3 mm kalınlığa kadar inceltirilmiştir.

Cevher parajenezini görmek amacı ile cevherli örneklerden 40 adet parlak kesit hazırlanmıştır. Örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilmiş ve 0,1 mikron alüminyum oksit tozu ile uygun yüzeyleri parlatılmıştır.

Hazırlanan ince ve parlak kesitler Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Laboratuvarı'nda ayrıntılı olarak incelenmiştir. İnce kesitler polarizan mikroskopta incelenerek dokusal, mineralojik özellikler ve alterasyon mineralojisi açısından tanımlamaları yapılmıştır. Cevher örneklerinden hazırlanan parlak kesitler ise üstten aydınlatmalı mikroskop ile incelenerek mineral parajenezi ve dizilimi belirlenmiştir.

Sıvı kapanım kesitleri kuvars minerallerince zengin kısımlardan kesilen plakalardan hazırlanmıştır. Parlak kesitlerde olduğu gibi bir yüzeyi parlatılan kesitler, soğuk yapıştırıcı kullanılarak (Entellan) parlatılan yüzey cama gelecek şekilde yapıştırılmıştır. Sağlamlaşması için yaklaşık bir gün bekledikten sonra kesilerek kabası alınmış, daha sonra silisyum karpit tozu kullanılarak kaba ve ince aşındırma işlemlerine tabi tutulmuştur. Yaklaşık 100 µm kalınlığa kadar aşındırılan

kesitler, alüminyum oksit tozu kullanılarak her iki yüzeyi parlatılmıştır. Sıvı kapanım kesitleri Çukurova Üniversitesi Laboratuvarında hazırlanmıştır.

3.2.2.2. Kimyasal analiz için örneklerin hazırlanması

Ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri için alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kırma-Öğütme Laboratuvarı ve Jeokimya Laboratuvarı'nda seçilmiş 300-400 gr kayaç örnekleri çeneli kırıcıdan geçirildikten sonra, agat havanda 77 mikron tane boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyreklemeye yöntemiyle toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır.

3.2.2.3. ICP-AES ve ICP-MS Analiz yöntemleri

İnceleme alanından derlenen kayaç örneklerinden 15 adet örnek üzerinde ana oksit, iz ve nadir toprak element analizi gerçekleştirilmiştir. Ayrıca 3 adet seçili saf manyetit örneği üzerinde de aynı analiz gerçekleştirilmiştir. Analizler ve örnekleri analize hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) işlemleri ACTLAB Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) analitik kimya laboratuvarında yapılmıştır. Örneklerin ana element oksitlerinin analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma)-Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element oksit analizleri için 0,2 gr örnek 1,5 LiBO₂'de eritilmiş ve %5'lik 100 ml HNO₃ içinde çözündürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir. İz ve nadir toprak element (NTE) analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemiyle 0,25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu analiz yönteminde numuneler atomlaştırılır, iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner ve ark., 1990). Örnekler, C içeriklerinin uçurulması için 200°C'de 100 ml

HClO₄-HNO₃-HCl-HF çözeltisinde gaz çıkışı sonlanıncaya kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml kral suyu (HNO₃+HCl) ile sulandırılarak seyreltildikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir.

3.2.2.4. Sıvı Kapanım Analiz Yöntemi

Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Kesit laboratuvarında 10 adet iki tarafı parlatılmış kesit hazırlandıktan sonra Dokuz Eylül Üniversitesi Sıvı kapanım laboratuvarında Prof. Dr. Tolga OYMAN danışmanlığında 50X objektif'e sahip Leica DM LP mikroskop üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma/soğutma tablasından oluşan bir sistemle sıvı kapanım ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Linkam THMSG600 model tabla bugün en çok kullanılan ısıtma/soğutma tablasıdır. THMS600 yüksek ısıtma/soğutma oranları ve 0,1°C hassasiyet ve duraylılık gerektiren birçok uygulamada kullanılmaktadır. THMS600, 600°C ye kadar ısıtma ve -196°C ye kadar dondurma işlemleri için uygun bir tabladır. Tabla TMS94 programlanabilen kontrol ünitesine bağlıdır. Sıvı kapanımlarına ait dijital imajlar PixeLink PL-A662 dijital kamera ile görüntülenmektedir.

Mineraller, kristallenme süreci içinde büyümenin herhangi bir nedenle durması, yön değiştirmesi veya yavaşlaması gibi sebeplerle, oluştukları ortamın özelliklerini yansıtan büyüme düzensizlikleri içerirler. Kristalin birim hücre yapısındaki bu düzensizlikler büyümenin yeniden başlamasıyla gelişerek kristal içinde boşluklar oluşur. Mineralleri oluşturan çözeltilerin bir kısmının bu boşluklarda kalarak günümüze kadar korunmasıyla “sıvı kapanımlar” oluşur (Wilkinson, 2001). Sıvı kapanımlar, kristallerin oluşumu sırasında veya mineralin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış sıvı damlacıklarıdır. Oluşumlarından sonra sıvı kapanımla dışarıdaki sistem arasında madde alışverişi olmadığı için kapanımlar olduğu sistemin temsilcisi kabul edilir. Birçok araştırmacı tarafından geliştirilen yöntemlerle günümüzde sıvı kapanımların oluşum sıcaklığı, basıncı, oluşum derinliği ve kimyasal bileşimleri gibi

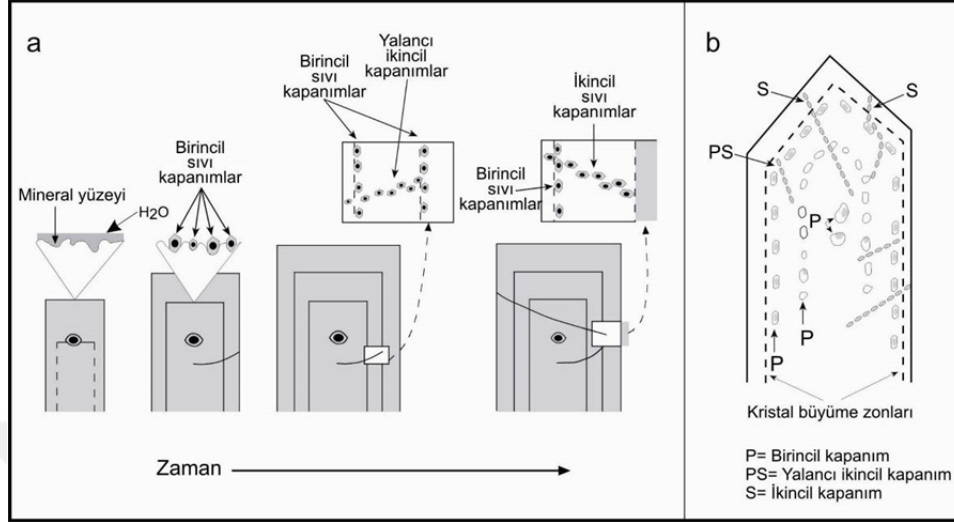
parametreler ölçülebilmektedir. Bundan dolayı sıvı kapanım çalışmaları, maden yataklarının oluşum şartlarının ve kökenlerinin belirlenmesine önemli ölçüde katkı sağlamaktadır.

Sıvı kapanımların büyüklüğü, tek bir su molekülünden birkaç mm boyutuna kadar değişebilir. Ortalama boyutu ise 0,01 mm dir (Roedder, 1979). Doğada hatasız olarak oluşan mineral bulunmadığından bütün mineraller sıvı kapanım içerebilir. Sıvı kapanım çalışmalarında yeterli düzeyde ışığı geçiren kuvars, kalsit, dolomit ve florit gibi mineraller tercih edilirken, son yıllarda kızılötesi mikroskobunun geliştirilmesiyle birlikte ışığı geçirmeyen volframit, molibdenit, hematit, tetrahedrit- tennantit, pirit ve sfalerit gibi mineraller üzerinde de sıvı kapanım çalışmaları yapılmaya başlanmıştır (Wilkinson, 2001)

Sıvı kapanımların kökensel özellikleri göz önüne alınarak yapılan sınıflamada; birincil kapanımlar, ikincil kapanımlar ve yalancı ikincil (pseudosecondary) kapanımlar şeklinde sınıflandırılmıştır (Roedder, 1976) (Şekil 3.4).

Birincil kapanımlar, mineralin kristallenmesi sürecinde meydana gelmiş sıvı kapanımlardır. Bu tür sıvı kapanımların dağılımı ve boyutları, içinde bulunduğu bütün mineraller için karakteristiktir. Mineralin büyüme zonlarına paralel olmasıyla ayırt edilir. İçinde bulunduğu minerallerin oluşum koşullarını karakterize etmektedir.

İkincil kapanımlar, içinde bulunduğu mineralin kristallenmesinden sonra herhangi bir zamanda gelişmiş olan kırık ve çatlaklarda kapanlanmış sıvı kapanımlardır. Kırıkların sonradan dolmasıyla oluştuğundan, hem mineralin büyüme zonlarını hemde mineralin kenarlarını kesmesiyle ayırt edilir. Yalancı ikincil kapanımlar ise mikro kırıklar boyunca veya mineralin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişebilir. Bu ayrım basit olarak yapılmıştır. Bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi, ya da ikincil mi olduğunu ayırt etmek bazen oldukça zordur. Ölçümlerde birincil ve yalancı ikincil kapanımlar kullanılır. Yalancı ikincil kapanımların oluşumları birincil kapanımlardan sonra, ikincil kapanımlardan öncedir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların oluşumu (a: Bodnar, 2003; b: Shepherd ve ark., 1985)

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre yapılan sınıflamada ise; Shepherd ve ark. [1985] tarafından 6 farklı tipte sınıflandırılmıştır. Bunlar;

1. **Monofaz sıvı kapanımlar (L):** Tamamen sıvı faz (liquide-L) ile doludur.
2. **İki fazlı kapanımlar (L+V):** Sıvı faz (liquide-L) ve az miktarda gaz fazı (vapour-V) ile doludur.
3. **İki fazlı kapanımlar (V+L):** Kapanımda, gaz fazı (vapour-V) sıvı faza göre (Liquide-L) toplam hacmin %50' den daha fazlasını doldurur (L+V).
4. **Monofaz gaz kapanımlar (V):** Tamamen düşük yoğunluklu gaz (vapour-V) faz ile doludur (genellikle H₂O, CH₄, CO₂ karışımı).
5. **Katı faz içeren multifaz kapanımlar (S+L+/-V):** Yavru (daughter) mineral olarak bilinen kristal içerirler. Bunlar genellikle halit (NaCl) ve silvit (KCl) dir. Fakat sülfidler gibi çeşitli kristaller de kapanım içinde bulunabilir.

- 6. Karışmaz iki sıvı fazlı kapanımlar (L1+L2+/-V):** Karışmaz iki farklı sıvı faz içerirler. Bunlardan biri genellikle H_2O ’ca zengin, diğeri de CO_2 ’ce zengin sıvı fazlardır.

Sıvı kapanımlar üzerinde ölçümler, özel olarak tasarlanmış mikroskoplar yardımıyla, ısıtma ve soğutma olarak tanımlanan iki aşamada gerçekleştirilir. Bu ölçümler esnasında sıvı kapanıma ait elde edilen veriler şunlardır:

İlk Ergime Sıcaklığı (T_{mf}): Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanım ısıtılmaya başlandığında buz ergimesinin ilk fark edildiği sıcaklıktır. Bu sıcaklık farklı yazarlar tarafından “Ötektik Sıcaklığı (T_e)” olarak da tanımlanır. Su ve tuzdan oluşan sıvı kapanımlarda içerdiği tuz bileşimine bağlı olarak sıvı kapanımların ilk ergimeye başlaması farklılık göstereceğinden, ilk ergime sıcaklığı ölçülerek sıvı kapanımlarda bulunan tuzun türünü ($NaCl$, KCl ve $CaCl_2$ gibi) belirlemek mümkündür. Ergimenin ilk başladığı anı gözlemlemek oldukça zor olduğundan ilk ergime sıcaklığının küçük boyutlu kapanımlarda ölçülmesi hem oldukça zor, hem de yanlış ölçüme sebep olabilir.

Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}): Sıvıca zengin kapanımlarda, son buz kristalinin tamamen ergidiği sıcaklık değeridir. Ölçülen son buz ergime sıcaklığı sadece sıvı ve gaz içeren sıvı kapanımların tuzluluğunu hesaplamada kullanılır. Eğer sistemde CO_2 veya CH_4 varsa ve soğutma sırasında klatreyt oluşumu gerçekleşmişse bu durumda son buz ergime sıcaklığı düşük ölçüleceğinden tuzluluk miktarının gerçekte olduğundan daha düşük hesaplanmasına neden olabilir. Bu durumun nedeni kapanım içinde bulunan CO_2 veya CH_4 ’ün suyla reaksiyona girerek klatreyt (gaz hidrat: $CO_2 \cdot 5.75H_2O$) oluşumuna neden olmasıdır. Gaz hidrat oluşumu sırasında kapanım içindeki su miktarı azalacağından geriye kalan su içindeki tuzluluk miktarı artacaktır (Collins, 1979).

Homojenleşme Sıcaklığı (T_h): Isıtma aşamasında sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazına homojenleşinceye kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık, homojenleşme sıcaklığı (T_h) olarak tanımlanır. Ölçülen homojenleşme

sıcaklığı, atmosfer basıncı koşullarındaki en düşük sıcaklıktır. Bu nedenle, sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekir.

3.2.2.5. X-Işını Difraktometresi (XRD)

XRD, optik mikroskopi yöntemleri ile belirlenemeyecek kadar küçük tane boyutuna sahip minerallerin kristal yapı özelliklerine göre tanımlanmasında kullanılan bir tekniktir. Bu teknikte incelenecek olan numune ideal tane boyutuna gelene kadar öğütülerek toz hale getirilmekte ve XRD analiz cihazları ile analiz edilmektedir. X-Işını Kırınım yöntemi (XRD), her bir kristalin fazın kendine özgü atomik dizilimlerine bağlı olarak, X-ışınlarını karakteristik bir düzen içerisinde kırması esasına dayanır. Her bir kristalin faz için bu kırınım profilleri bir nevi parmak izi gibi o kristali tanımlar. X-Işını Kırınım analiz metodu, analiz sırasında numuneyi tahrip etmeden ve çok az miktardaki numunelerin dahi analizlerinin yapılmasını sağlar. X-Işını Kırınım cihazıyla kayaçların, kristalin malzemelerin, ince filmlerin ve polimerlerin nitel ve nicel incelemeleri yapılabilir. Cihaz Rigaku Ultima-IV X-Işını Kırınım Cihazıdır.

Çalışma alanında alterasyon tipi belirleyebilmek amacıyla Alterasyon alanlarını temsil eden 3 farklı sondaj kuyusundan toplamda 15 adet XRD örneği analiz edilmiştir. XRD Analizleri Ömer Halis Demir Üniversitesi merkez laboratuvarında Dr. Öğr. Üyesi Murat ÇİFLİKLİ danışmanlığında yapılmıştır.

3.2.2.6. Mineral Kimyası Analiz Yöntemi

Elektron mikroprob analizi (EPMA); herhangi bir katı materyalin, çok küçük alanlarının mineral kompozisyonunu öğrenmek için kullanılan bir analitik analiz yöntemidir. Örnekler standart 27 x 46 mm dikdörtgen kesitler veya 1 inç çapında yuvarlak kesitler halinde hazırlanır. Hızlandırılmış elektronların ışınları elektromagnetik lensler kullanılarak örneğin yüzeyine odaklanır ve bu enerjik elektronlar örneğin küçük bir hacmi (tipik olarak 1-9 mikron) içerisine karakteristik X-ışınlarını üretirler ve bombardıman edilirler. Karakteristik X-ışınları dalga

boyuyla tespit edilir ve bunların yoğunlukları konsantrasyonlarını belirlemek amacıyla analiz edilir. Bütün elementler (H, He ve Li hariç) tespit edilir. Çünkü her bir elementin belirli bir X-ışınları yayılımı vardır. Bu analitik teknik yüksek çözünürlüğe ve hassasiyete sahiptir.

Mineral kimyası analizi yapılacak örnekler daha önce yapılan parlak kesitler üzerinden seçilmiş ve İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü'nde mineral kimyası için hazırlanmak üzere gönderilmiştir. Analiz yapmadan önce her örneğin mineralojik ve dokusal özellikleri cevher mikroskobu yardımıyla farklı büyütmeli objektifler kullanılarak detaylı bir şekilde incelenmiştir. Daha sonra, her örnekteki analiz yapılması planlanan pirit, kalkopirit, arsenopirit, sfalerit ve galen minerallerinin bileşimindeki kimyasal değişimleri belirlemek amacıyla örnekler üzerinde profil hatları boyunca koordinatlar alınmıştır. Örneklerin yüzeyi alkolle iyice temizlendikten sonra karbonla kaplanmış, analiz yapılınca kadar, nemden etkilenmemesi için özel kaplarda saklanmıştır. Örnekler mikroprob aletine yerleştirildikten sonra, kayıtlı olan koordinatlar ve görüntüler kullanılarak mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir.

Mikroprob analizleri için hazırlanan 12 adet cevher örneğinden 301 nokta üzerinde, Ludwig-Maximillan Üniversitesi (Münih, Almanya)'nde Dr. Melanie Kaliwoda danışmanlığında analiz edilmiştir.

3.2.2.7. Duraylı İzotop Analizleri

İzotop; proton sayıları aynı, nötron sayıları farklı elementlerdir. Elementlerin proton sayıları değişmez fakat nötron sayıları ve atom ağırlıkları değişebilir. Bir elementin izotopları doğal olarak oluşabileceği gibi yapay olarak da elde edilebilmektedir. Elementlerin izotoplarına ait atomlar zamanla parçalanarak veya başka bir elementin atomuna dönüşerek yok oluyor ise radyoaktif (kararsız izotoplar), zamanla yok olmuyor ise kararlı (duraylı) izotoplar olarak tanımlanırlar. Son yıllarda duraylı izotoplarda yapılan çalışmalar ile cevher taşıyan çözeltilerin ve

cevher oluşum süreçlerinin anlaşılmasına büyük katkılar sağlanmıştır. Bu sebeple maden yataklarının kökeninin oluşumunun anlaşılmasına önemli katkı sağlamıştır. Bir elementin izotop oranı belli ortamlar için yaklaşık değerlere sahiptir. Bu referans değerlere göre izotopik oranlar belirlenirse cevherleşmenin kökeni bulunabilir. Duraylı izotop jeokimyasında; H, C, N, O, ve S gibi elementler önemli bileşenleridir. İzotoplar, doğrudan doğruya hem sıvı hem de sıvı-katı etkileşimlerine açıklık getiren, jeolojik olarak önemli sıvıların ana bileşenleridir. Ayrıca, duraylı izotoplar bir elementin kaynağı, bir bileşiğin oluşum sıcaklığı, ya da jeolojik süreçlerin reaksiyon mekanizmasını belirlemek için de kullanılmaktadır (Rollinson, 1993). Bu izotoplardan H ve O izotopları hidrotermal çözeltileri oluşturan suyun, S izotopları sülfürlü ve sülfatlı minerallerin bileşiminde bulunan kükürtün, C izotopları ise karbonatlı minerallerin yapısında bulunan karbonat ile sıvı kapanım içinde bulunan CO₂ ve CH₄ gibi gazlarda bulunan karbonun kökenlerinin belirlenmesinde önem arz etmektedir. Bu elementlerin izotoplarının ortalama oransal bollukları bazı yöntemlerle hesaplanmıştır. Doğal olaylar sonucunda bu ortalama değerlere göre ortam için karakteristik olan farklılaşmalar (buharlaşma-yoğunlaşma, çözülme-çökelme, fotosentez ve mikroorganizmalarca kullanılma, absorblanma, yayılma-difüzyon, kimyasal reaksiyonlar) gelişmekte ve bu farklılıklardan yola çıkılarak ortam analizleri ile köken yorumlamaları yapılmaya çalışılmaktadır. İzotopsal farklılaşmaya neden olan önemli doğal olaylar arasında; ve mineraller arasında paylaşılma gibi olaylar sayılabilir.

$\delta^{34}\text{S}$ izotop analizi;

4 adet (2 pirit + 2 kalkopirit) örneği üzerinde de $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizleri ACTLAB'da yaptırılmıştır. Örnekler saf BaSO₄ ve saf sülfür örnekleri, vakumun ~ 10⁻³ torr altında SO₂ gazı için yakılmıştır. SO₂, VG 602 İzotop Oranı Kütle Spektrometresinin iyon kaynağı için vakum hattına doğru direkt olarak giriş yapar. SO₂ için nicel olarak yanması, V₂O₅ ve SiO₂'in 100 mg karışımı (1:1) ile örneğin 5 mg karıştırılması ile elde edilir. Söz konusu reaksiyon, bir kuvars cam tepkime

tüpü içinde 7 dakika süre boyunca 950 °C 'de yapılmaktadır. Saf bakır talaşı SO₂' nin SO₃'e dönüşümü sağlamak için bir katalizör olarak kullanılır. Analizler sırasında standart olarak kullanılan baryum sülfat ve gümüş sülfatın kükürt izotop bileşimleri $\delta^{34}\text{SCDT} = +20,33 \text{ ‰}$ ve $\delta^{34}\text{SVCDT} = +3,96 \text{ ‰}$ şeklindedir. Analizler sırasında standart örneklerde yapılan ölçümler, baryum sülfatta + 0,5 ‰ ve gümüş sülfatta -0,3‰ hassasiyetle analizlerin yapıldığını göstermiştir. Laboratuar tarafından kullanılan standartlar (deniz suyu ve balık) her bir örnek takımından önce ve sonra analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçlar aletsel sapmaların giderilmesinde ve verilerin normalize 4BaSO₄.BaSO edilmesinde kullanılmıştır. Tüm sonuçlar CDT standardına kıyasla 2,5 numaralı formülle ifade edilmiştir. Analizlerde kesinlik ve tekrarlanabilirlik 0,2 ‰ dir (n= 10 içsel laboratuar standardı).

Duraylı İzotop çalışmalarında yaygın olarak kullanılan kükürtün (S) atom numarası 16'dır. Kükürtün, atom ağırlıkları 32 - 36 arasında değişen ³²S, ³³S, ³⁴S ve ³⁶S şeklinde dört önemli izotopu bulunmaktadır. Bu izotopların doğadaki ortalama bollukları ise % 95,02, % 0,75, % 4,21 ve % 0,02 şeklinde olup, ³²S ve ³⁴S izotopları daha yaygın olarak bulunduğu için, S izotop çalışmalarında bu iki izotop kullanılmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979; Akçay, 2002; Demir, 2010). S izotop analizlerinde standart örnek olarak, Canyon Diablo Meteoritinin bileşiminde bulunan S'ün ³⁴S/³²S oranı kullanılmaktadır. Duraylı izotop oranı olarak standart permil (bindebir) kullanılır ve δ ile ifade edilir (White, 2005).

Kükürt izotop bileşimi $\delta^{34}\text{S}$ şeklinde gösterilmekte ve aşağıdaki formülle hesaplanmaktadır;

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{[(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{örnek}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{standart}}]}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{standart}}} \times 1000$$

Yeryüzünün sülfür kaynağı iki tanedir ve bunun biri olan manto, ilksel olarak indirgenmiş S'e sahip ve $\delta^{34}\text{S}$ değeri sıfıra yakındır. Diğer önemli sülfür

kaynağı ise deniz suyudur (modern denizsuyu). Burada sülfür SO_4^{-2} olarak bulunur ve $\delta^{34}\text{S}$ değeri + 20 dir. Kıtasal kabuğun metamorfik, magmatik, ve sedimanter kayaçlar içinde sülfür bu iki değerden ya daha büyük ya da daha küçük $\delta^{34}\text{S}$ değerlere sahiptir. Bunların hepsi cevherlerdeki sülfürün kaynağı olabilir ve daha fazla ayırılma sülfürün taşıma ve depolanması sırasında oluşabilir (White, 2005).

S izotopları üzerine en kullanışlı ve en kapsamlı çalışmalardan biri Ohmoto ve Rye'nin (1979) çalışmasıdır. Bu çalışmada, cevherleşmelerin bulunduğu yataklarda S-izotop uygulamaları geniş bir şekilde anlatılmıştır. S izotopları, sıcaklığın belirlenmesi ve sülfür depolanma sistemi aynı zamanda bu yataklarda kükürt kaynağı için kullanılmıştır. Pirit ve kalkopiritlerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ içerikleri bazı araştırmacılar tarafından belirlenmiş jeolojik ortam, cevher ve kayaç tiplerine ait izotop verileri ile karşılaştırılmıştır (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon ve ark., 2002).

$\delta^{18}\text{O}$ İzotop analizi;

Oksijen izotop analizi için 2 adet kuvars örneği ActLabs Int. (Kanada) laboratuvarlarına analiz için hazırlanmıştır. ActLabs analiz yöntemi, Clayton ve Mayeda (1963)' te açıklanan prosedürleri izleyerek Silikat ve Oksit örnekler 650 $^{\circ}\text{C}$ de Nikel bombaları içinde BrF_5 ile çözeltisi hazırlanır. Flor ile reaksiyon sonucu mineral içindeki O, O_2 ye çevrilir ve hemen akabinde sıcak bir C çubuğu kullanılarak CO_2 ye dönüştürülür. Tüm reaksiyon adımları kantitatif olarak ölçülmektedir. Tüm veriler V-SMOW uluslararası standardından sapma olarak binde (per mil) türünden standart delta notasyonu olarak hazırlanmıştır (Notasyon $\delta^{18}\text{O} = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{sample}}/^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{V-SMOW}} - 1)10^3)$). Analizlerin tekrar üretilebilirliği $\pm 0.19\text{‰}$ (1σ) olarak laboratuvarın iç standardı olan beyaz kristal standart (WCS) kullanılan tekrarlı analizler ile hesaplanmıştır. ActLabs laboratuvarının uluslararası NBS 28 standart ölçümleri $9,61 \pm 0,10\text{‰}$ (1σ) ölçülmüştür.

Doğada en fazla bulunan element oksijendir ve oksijenli bileşikler geniş sıcaklık aralıklarında duraylı kalabildikleri için jeokimyada en kullanışlı elementtir. Oksijenin; ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O olmak üzere 3 duraylı izotopu vardır (Rosman ve Taylor, 1998). Doğadaki tüm oksijenin % 99,757'sini ^{16}O , % 0,038'ini ^{17}O ve % 0,205'ini ^{18}O oluşturur. İzotop analizlerinde bu üç izotoptan en bol bulunan ^{16}O ve ^{18}O izotopları kullanılır ve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı ölçülür. Oksijen izotopları mineralleri oluşturan çözeltilerdeki suyun kökeninin araştırılmasında kullanılır. Oksijen izotopu için önerilen ve en yaygın kullanılan uluslararası standartlar, Ortalama okyanus suyu (SMOW) ve PeeDee Belemnite (PDB) standartlarıdır. PDB standartı şu anda tüketilmiş olup, halen kullanılan laboratuvarlar da vardır. Bu iki standartın birbirine dönüşümleri mümkündür.

H İzotop analizi;

Hidrojen izotop analizleri için, kuvars ekstraksiyon kabı içinde bekletilen 1,0-0,02 g ağırlığındaki örnekler bir platin kap içine yerleştirilir. Kap ve içerisinde bulunan örnek, yüzey ve absorb suyunu kaybetmesi için 4 saat boyunca 120°C sıcaklıkta vakumlanır. Örnek, daha sonra 20 dakika boyunca 1400°C 'de ısıtılır ve -196°C sıcaklıkta kapanlanarak tutulur. Hemen hemen tüm hidrojen su olarak serbest kalır, ancak bu uygulama sırasında ortaya çıkan veya serbest kalan az miktarda hidrokarbon veya moleküler hidrojen, kapan içinde aynı zamanda toplanan H_2O ve CO_2 'i oluşturmak için 550°C 'de tüm CuO 'i okside etmektedir. Örneklerdeki toplam hidrojen miktarını temsil eden su, dondurma teknikleri ile diğer gazlardan ayrılır. Kömür üzerinde toplanan su, 196°C ' de H_2 üretmek için 900°C ' de uranyum ile reaksiyona sokulur. H_2 miktarı manometrik olarak ölçülür. Su içeriği analizi $\pm 0,2$ ağırlık yüzdesi kadar tekrarlanabilir.

Bünyesinde H elementi barındıran mineraller (Özellikle sulu silikatlar) son derece boldur. Ek olarak, hidrotermal çözeltilerin etkileşimi sonucu oluşan alterasyon mineralleri arasında da bu tür mineraller bulunmaktadır. Cevher ve yan kayalarda yoğun bulunan serizit ve klorit örnek olarak verilebilmektedir. Hidrojen

izotop analizi için kullanabilecek mineraller klorit, serizit, muskovit, serpantin ve talktır. Hidrojen izotop bileşimi belirlenmek istenen OH iyonu bulunduran mineralleri içinde bulundukları kayaktan ayırmak gerekmektedir. Bu sebeple kayaç öğütülerek gerekli tane boyutuna getirildikten sonra ağır sıvılar ve manyetik ayırıcılar kullanılarak mineral ayrımı yapılmalıdır. Ayrılan mineraldeki OH iyonu H₂ gazı olarak elde edilir (Savin ve Epstein, 1970). Daha sonra H₂ gazı bakır oksit ile reaksiyona sokularak H₂O' ya çevrilmelidir. Elde ettiğimiz H₂O yaklaşık 750 °C' de uranyum üzerinden geçirilerek H₂ gazına çevrilir. Bu gaz, H ve D izotoplarının bolluklarını belirlemek için kütle spektrometresiyle analiz edilir. Analiz edilen mineralin H izotop bileşiminde SMOW standardı kullanılır ve şu şekilde hesaplanır:

$$D = \left(\frac{\left(\frac{D}{H}\right)_{\text{mineral}} - \left(\frac{D}{H}\right)_{\text{SMOW}}}{\left(\frac{D}{H}\right)_{\text{SMOW}}} \right) * 1000$$

3.2.3. Büro Çalışmaları

Elde edilen tüm jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler literatür bilgisiyle deneştirilerek Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün tez yazım kurallarına uygun olarak tez yazımı tamamlanmıştır.

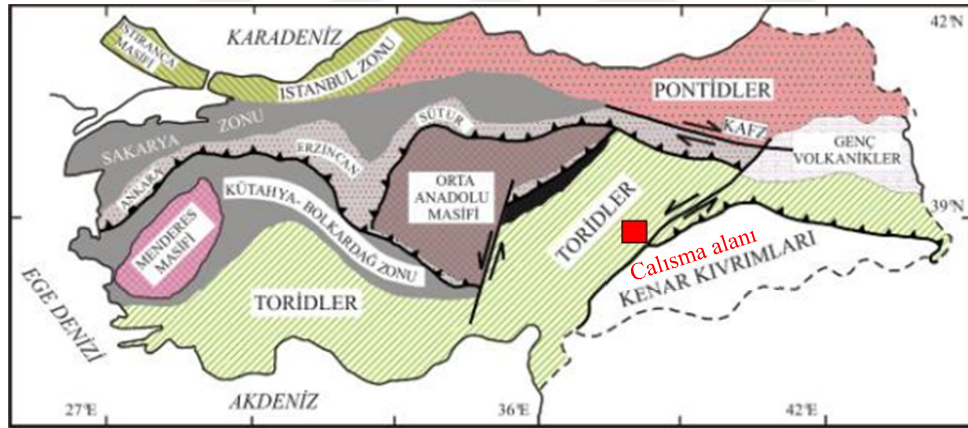


4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Bölgesel jeoloji

Doğu Toroslarda, Malatya-Elazığ arasında Baskil bölgesinde yer alan çalışma alanında magmatitlere bağlı olarak meydana gelen cevherleşmelerin ve alterasyonların anlaşılabilmesi için bu bölgenin jeolojisinin ve jeodinamik evriminin bilinmesi gerekmektedir.

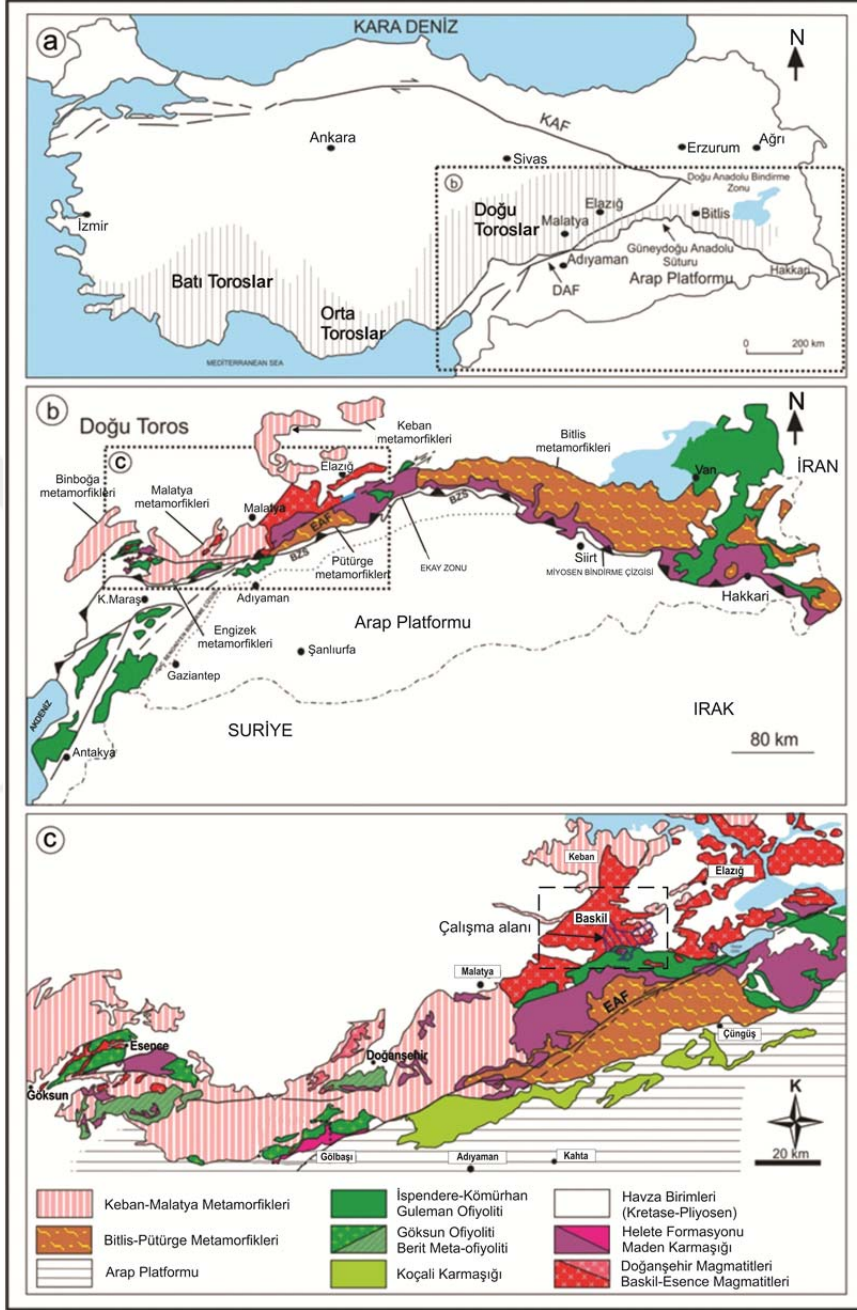
Ketin (1983), dağ kuşaklarının orojenik gelişimlerini esas alarak Türkiye'yi dört tektonik birliğe ayırmıştır (Şekil 4.1). Bunlar kuzeyden güneye doğru; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımları bölgesidir. Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini konu alan çalışmasına göre inceleme alanı Anatolid-Torid bloğu içerisinde yer almaktadır.



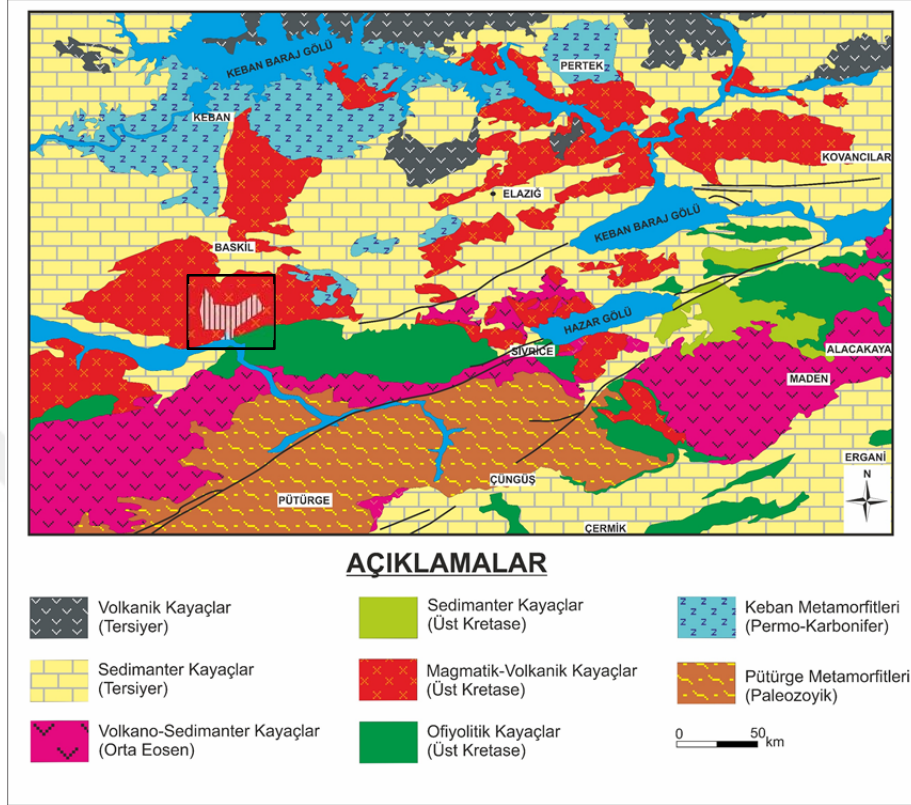
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1983).

Alp Himalaya Dağ Oluşum Kuşağının devamı olan Toroslar; Batı, Orta ve Doğu Toroslar olmak üzere üç bölgeye ayrılmaktadır. Çalışma alanını içine alan (Şekil 4.2). Doğu Toroslar, Hatay'dan başlayarak Hakkâri'ye kadar bir yay çizerek uzanır. Coğrafi, jeolojik ve tektono-stratigrafik özelliklerin gözönüne alınmasıyla Doğu Toroslar Sarız Adana hattı boyunca uzanan Ecemiş Fayı'nın doğusundan başlar. Bu dağ silsilesi Arap levhasının kuzey sınırını çevreleyerek İran'da Zagros silsilesi ile birleşmektedir (Yazgan ve ark., 1987).

Doğu Toroslar, birçok önemli tektono-stratigrafik/tektono-magmatik birimleri kapsar ve şiddetli kırılma, kıvrılma, ekaylanma ve şariyaj hareketlerinden etkilenmiştir. Bu bölgede, Permo-Triyas yaşlı metamorfik kayalar ve kıtasal-yay, çarpışma-sonrası ve levha-içi magmatitler temel kayaları oluşturur. Bu birimler, Tersiyer yaşlı sedimanter, volkano-sedimanter ve volkanik kayalarla örtülür (Şekil 4.2c, 4.3). Bu birimler Keban Metamorfitleri, Baskil Magmatitleri, Kömürhan-İspendere Ofiyolitleri ve Maden Kompleksidir (Şekil 4.3). İnceleme alanı ve yakın çevresinde bu birimlerden başka, Paleosen yaşlı Seske formasyonuna ait kireçtaşları; Kırkgeçit formasyonuna ait Eosen yaşlı konglomera; Kuvaterner yaşlı alüvyonlar mostra vermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.2. (a) Torosların konumu ve Türkiye’de bazı ana tektonik yapılar, (b) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının genelleştirilmiş jeoloji haritası, (c) Malatya-Elazığ-Adıyaman arasında yüzeyleyen birimleri gösterir jeoloji haritası (Yıldırım, 2017).



Şekil 4.3. Çalışma alanı ve çevresinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 2002; Yıldırım ve ark., 2019).

4.2. Çalışma alanının jeolojisi

4.2.1. Stratigrafi

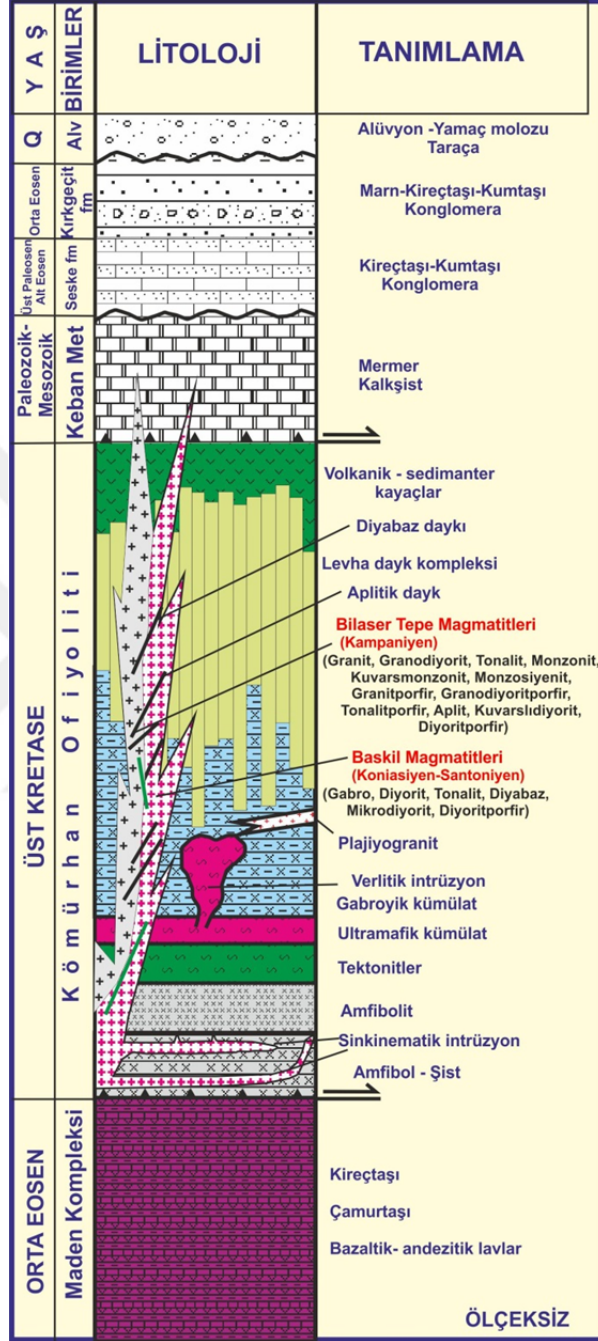
Çalışma alanı ve yakın çevresinde Paleozoyik-Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı litostratigrafik birimler ayırt edilmiştir (Şekil 4.4). Bunlar sırasıyla; temeli oluşturan Permo-Triyas/Permo-Karbonifer Keban metamorfite; Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığı ve üzerine bindirmeli bir dokanak ilişkisi ile yerleşen Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyoliti yer almaktadır. Mafik ve felsik derinlik-yarı derinlik kayalarından oluşan Geç Kretase yaşlı Baskil magmatitleri ve Bilaser Tepe Magmatitleri (Şekil 4.4) Keban metamorfite ile Kömürhan ofiyolitlerini intrüzif dokanakla kesmektedir. Altta daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz bir

dokanak ilişkisi ile Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske Formasyonu gelmektedir. İnceleme alanının doğu ucunda bu birim üzerine uyumlu dokanakla gelen Orta Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu yer alır. İnceleme alanında yer alan tüm bu birimleri uyumsuz olarak üzerleyen Kuvaterner yaşlı alüvyon, yamaç molozları ve taraçalardır (Şekil 4.4).

İnceleme alanında yer alan magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaç topluluklarının jeolojik özellikleri aşağıda verilmektedir.

Keban Metamorfitleri:

İnceleme alanında temeli oluşturan Permo-Triyas/Permo-Karbonifer yaşlı Keban metamorfitleri, ilk defa Özgül (1976) tarafından Karbonifer-Triyas yaşı verilerek Alanya Birliği içerisinde adlandırılmıştır. Kalk-şist ve mermerlerden oluşan Keban metamorfitlerini bazı araştırmacılar, düşük derecede metamorfizma geçirmiş mermer, şist, sleyt, siyah fillit ve ender olarak meta-konglomeraları içerdiğini belirtmişlerdir (Akgül, 1987; Turan ve Bingöl, 1991; Asutay, 1988; Yılmaz ve ark., 1993). Birim, çalışma alanının doğusunda Bulutlu, Karaali ve Çalica köyleri civarlarında yüzeylemektedir (Şekil 4.3). Keban metamorfitleri bölgede yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin üst seviyelerinde allohton kütleler halinde izlenmekte olup Baskil magmatitleri ile çoğunlukla intrüzif, bazen de tektonik dokanak ilişkisine sahiptir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Çalışma alanının ve çevresinin genelleştirilmiş litostratigrafik kesiti (ölçeksiz), (Rızaoğlu ve ark., 2006'dan değiştirilerek).

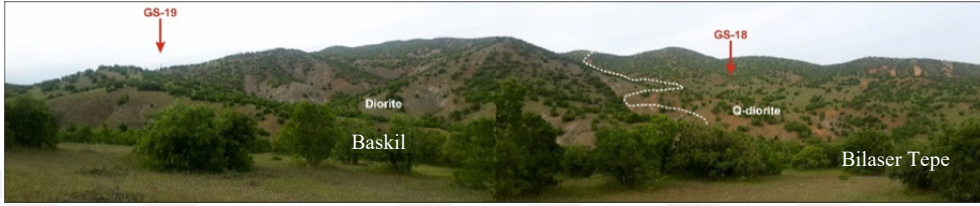
Kömürhan Ofiyoliti:

Kömürhan ofiyoliti, çalışma alanının güneyinde Kömürhan köprüsü güneyinde Maden Kompleksi üzerine bindirmeli dokanak ilişkisi ile gelmektedir. Tavanda ise Seske formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Kömürhan ofiyoliti bölgede geniş yayılımlar sunan Baskil Magmatitleri tarafından da kesilmektedir (Şekil 4.4). Bu ofiyolitik birim tabandan tavana doğru ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçları (metamorphic-sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz daykları, levha dayk kompleksi ve volkano-sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Üst kesimlere doğru gabroyik kayaçlar içerisine sokulum yapmış Baskil magmatitlerine ait granitik sokulumlar izlenmektedir. Çalışma alanının güney kesimlerinde izlenen volkanoklastik (aglomera, volkanik kumtaşı, çamurtaşı, kalkarenit) kayaçlar, gabroların üzerinde kuzeye dalımlı bir tektonik dokanakla gelirken dasitik kayaçlarca kesilmektedir.

Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitleri:

Çalışma alanındaki plütonik kayaçlar; Baskil Magmatitleri (ana kayaç) ve Bilaser Tepe Magmatitleri (intrüzifler) olarak iki ana kütteden oluşmaktadır (Şekil 4.4). Baskil magmatitleri için çoğu araştırmacılar Doğu Anadolu genelinde Yüksekova formasyonu, ya da Elazığ Karmaşığı adı kullanılmıştır. Ancak karmaşıktan ziyade düzenli bir magmasal istif sunması nedeniyle Yazgan ve Asutay (1983) tarafından verilen “Baskil Magmatitleri” adı yaygın olarak kullanılmaktadır. Magmatizma bazik evre ile başlamakta ve bunu takip eden evrelerde asidik bileşime geçmektedir (Akgül ve Bingöl, 1997; Dumanlılar ve ark., 2005). Önceki çalışmalarda Baskil Magmatitlerinin içerisindeki son fazlar olarak değerlendirilen granitik kayaçlar, Dumanlılar (2002)’ye göre ayrı bir evre olarak Bilaser Tepe Magmatitleri olarak adlandırılmıştır (Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009’ da bir önceki görüştedir). Bilaser Tepe Magmatitleri, Baskil Magmatitleriyle intrüzif ilişkili olarak değerlendirilir. Çalışma alanı içerisinde

Baskil Magmatitleri, Bilaser Tepe magmatitlerince kesilir (Şekil 4.5). İnceleme alanında Baskil Magmatitleri; diyorit, tonalit ve gabrodan oluşurken, Bilaser Tepe Magmatitleri ise kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, aplit, monzonit, tonalitporfir, diyoritporfir ve monzosiyenitten oluşmaktadır (Şekil 4.6).



Şekil 4.5. Tütün Tepeleri cevherleşme alanından genel görünüm (Bakış kuzeye)

Seske Formasyonu:

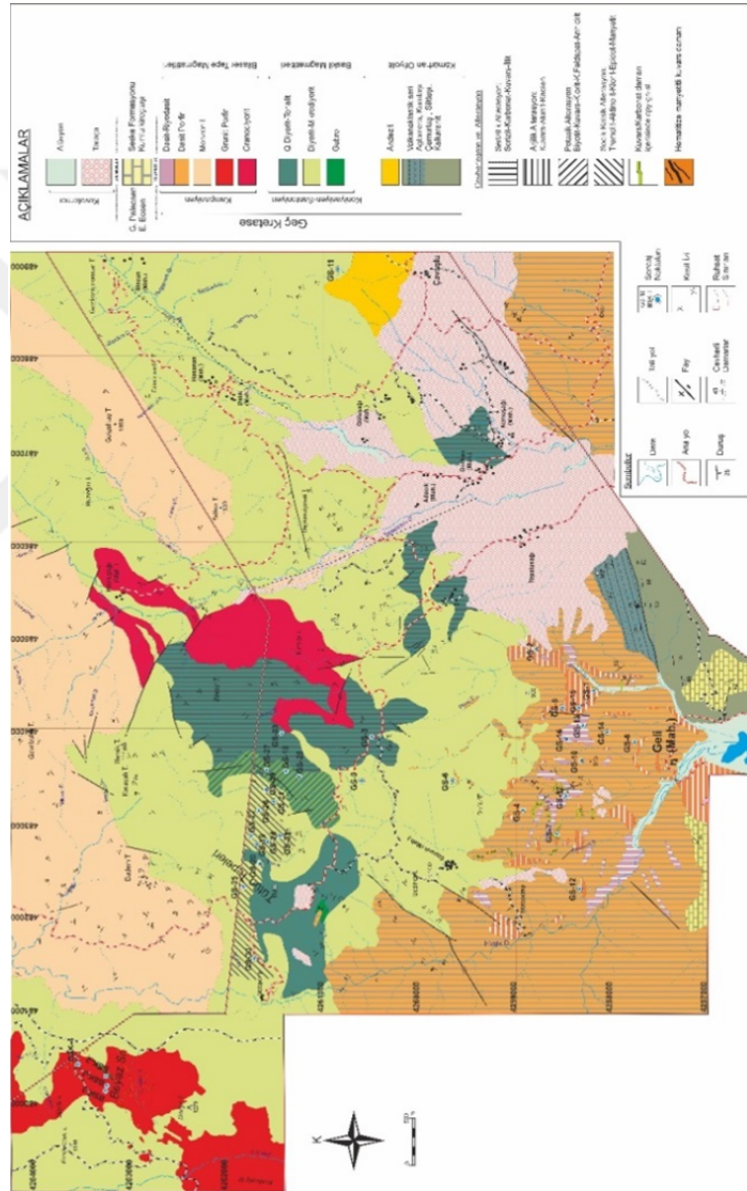
Elazığ yöresinde oldukça geniş yayılım gösteren formasyon Erdoğan (1975) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 4.3). Kireçtaşlarından oluşan birim çalışma alanının güney batısında yüzeylemektedir (Şekil 4.4,4.6). Baskil Magmatitleri üzerinde izlenen bu birim; genelde orta-kalın tabakalanmalı, açık gri, sarımsı boz renklerde gözlenir. Üst kısımları yer yer boşluklar içerir ve bol mikrofosillidir. Mikroskop altında, mikritik bir çamur içerisinde kavkı parçaları ve fosil içeren biyomikrit görünümündedir. Derlenen fosillere dayanarak birime Orta Paleosen-Erken Eosen yaşı verilmiştir (Turan, 1984; Asutay, 1985).

Kırkgeçit Formasyonu:

Kırkgeçit formasyonu ilk kez Perinçek (1979) tarafından Van iline bağlı Kırkgeçit köyü yakınlarında tanımlanmıştır. Çalışma alanının doğu ucunda Seske formasyonunun üzerinde, dar bir alanda yüzeylemektedir (Şekil 4.3). Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, marnlardan oluşan bir litolojiye sahiptir. Yeşilimsi ayrışma rengi ve oldukça yumuşak bir topografya sunmasıyla karakteristiktir. Birime, Avşar (1983, 1996), Orta-Üst Eosen, Türkmen ve ark., (2001) ise birimden derledikleri bentik ve planktik foraminifer topluluğuna göre Orta Eosen yaşını vermişlerdir.

Kuvaterner:

İnceleme alanında Kuvaterner çökelleri; alüvyon, yamaç molozu, ve taraçalarla temsil edilmekte olup, bölgede alüvyonlar ve taraçalar büyük yayılım sunmaktadır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Çalışma alanı ve yakın çevresinin 1/10.000 ölçekli yarı detay maden jeoloji haritası (Yıldırım ve ark., 2019)

4.2.2. Yapısal Jeoloji

Çalışma alanı ve yakın çevresi tektonik açıdan oldukça aktif bir bölgede bulunmaktadır. Dünyanın önemli kıta içi aktif transform faylarından olan Doğu Anadolu Fayı (DAF) çalışma bölgesinin hemen güneydoğusunda yer almaktadır (Şekil 4.3). Doğu Anadolu Fayının etkisiyle inceleme alanı içerisinde çok sayıda ikincil kırık ve faylanmalara rastlanmaktadır. Bölgede yüzeyleyen sedimanter birimlerde kırıklı yapıların yanısıra, deformasyonun göstergesi olarak kıvrımlanmalar da izlenmektedir (Rızaoğlu ve ark., 2005).

4.3. Plütonik Kayaçların Petrografisi

Yoğun alterasyonların gözlendiği çalışma alanında cevherleşmeler yüzeyde mostra vermediği için örneklemeler Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yapılan sondajlardan elde edilen karotlardan alınmıştır. Farklı sondaj kuyuları ve farklı seviyelerdeki karotlardan alınan kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla ince kesitler hazırlanmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir. Geç Kretase yaşlı Baskil ve Bilaser Tepe magmatitleriyle ilişkili örnekler üzerinde yapılan petrografik çalışmalar sonucu Baskil Magmatitlerinden (Ana Kayaç); diyorit, gabro ve tonalit; Bilaser Tepe magmatitlerinden (İntrüzifler); kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, monzonit, monzosiyenit, aplit, tonalitporfir ve diyoritporfir kayaçları ayırt edilmiştir.

Baskil ve Bilaser Tepe magmatitlerine ait kayaçlardan hazırlanan ince kesitlerin detaylı incelemesi aşağıda sunulmuştur.

4.3.1. Baskil Magmatitleri (Ana Kayaç)

Gabro

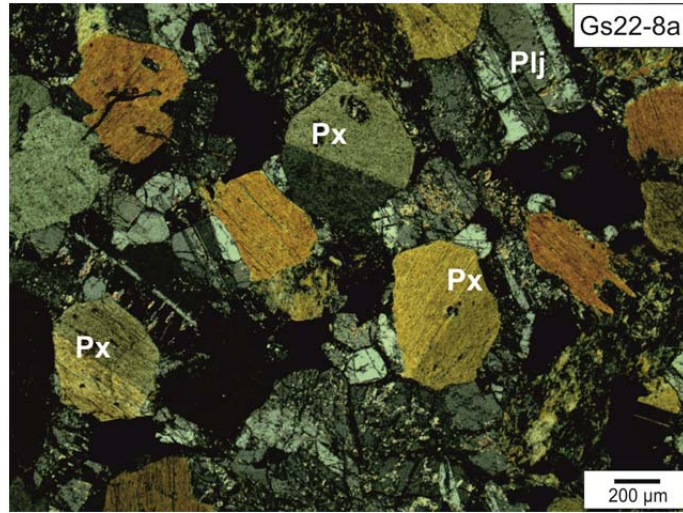
Doku: Ofitik

İçindeki Mineraller:

Piroksen: Otomorf olarak gözlenen piroksen mineralleri çift nikolde ikinci ve üçüncü sıranın renklerinde görülmekte olup, boyutları 700-900 mikron arasında değişmektedir. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 15-20 oranında bulunmaktadır. Sekizgen kesitleri çok iyi gözlenen piroksenler, h'100 ikizlenmesi de göstermektedir (Şekil 4.7). Piroksen mineralleri (klinopiroksen) plajiyoklas minerallerinin arasında gelişmiştir.

Plajiyoklas: Plajiyoklaslar çift nikolde beyaz ve gri tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Tek nikolde ise pleokroizma göstermemekte olup otomorf olarak bulunmaktadır. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 55-60 oranında bulunmaktadır. Plajiyoklas mineralleri 300-600 mikron boyutlarında oldukça iyi gelişmiş polisentetik ikizlenmeye sahiptir. Ayrıca plajiyoklaslarda kaolenleşme ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.7).

Opak mineraller: Kesit genelinde siyah renkte gözlenen opak mineralleri manyetit oluşturmaktadır. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 2-3 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.7. Gabro kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (Px: piroksen, Plj: plajiyoklas).

Diyorit

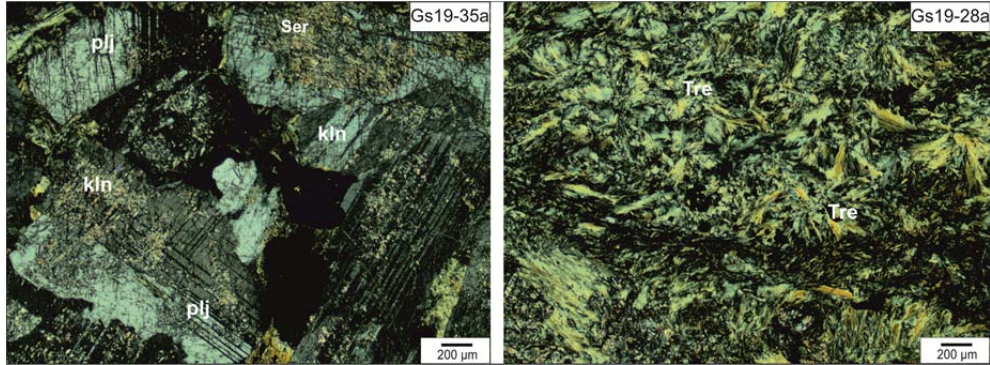
Doku: Granüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Plajiyoklas mineralleri, çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup tek nikolde pleokroizma göstermemektedir. 500-900 mikron boyutlarında gözlenen plajiyoklas mineralleri subtomorf-otomorf olarak bulunmaktadır. Kesit içerisinde yaklaşık olarak % 40-50 oranında bulunur ve belirgin polisentetik ikizlenme göstermektedir. Ayrıca plajiyoklas minerallerinde serizitleşmeler ve kaolenleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.8-a).

Tremolit: Yaygın bulunan mineraller Gs19-28a numaralı örnekte gözlenen tremolit ve hornblend türü amfibol grubu minerallerdir (Şekil 4.8-b).

Opak mineraller: Siyah renkli gözlenen mineraller çoğunlukla manyetit olup kesitte %10 civarında bulunmaktadır (Şekil 4.8-a).



Şekil 4.8. Diyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüleri (Tre: Tremolit, plj: plajiyoklas, kln: kaolenleşme, ser: serizitleşme).

Tonalit

Doku: Granüler

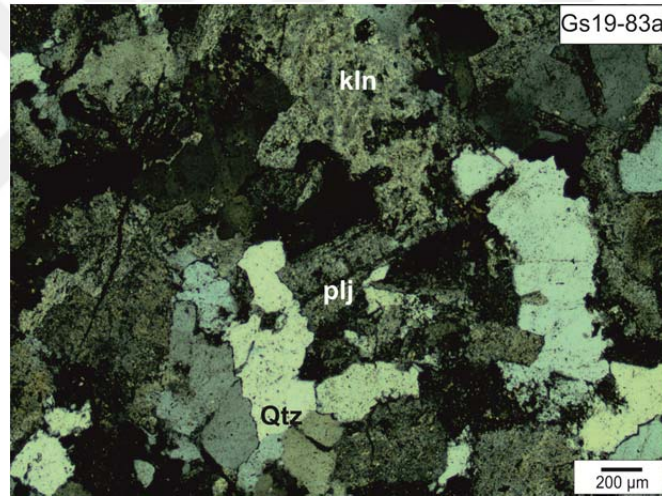
İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kuvars minerallerinde, çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri sunmakta olup tek nikolde ise pleokroizma

göstermemektedir. Kuvars mineralleri ksenomorf taneler halinde gözlenir ve 700-900 mikron arasında değişen boyutlara sahiptir (Şekil 4.9). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 30-35 oranında bulunmaktadır.

Plajiyoklas: Bu mineral çift nikolde siyah ve gri tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir (Şekil 4.9). Plajiyoklas mineralleri subtomorf olarak bulunurken tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir. Boyutları 400-600 mikron arasında değişmektedir. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 60-65 oranında bulunmaktadır.

K-Feldispat: Bu mineraller kayaç içerisinde kaolenleşmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.9).



Şekil 4.9. Tonalit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (Qtz: kuvars, plj: plajiyoklas, kln: kaolenleşme).

4.3.2. Bilaser Tepe Magmatitleri (İntrüzif Kayaç)

Granit

Doku: Granüler

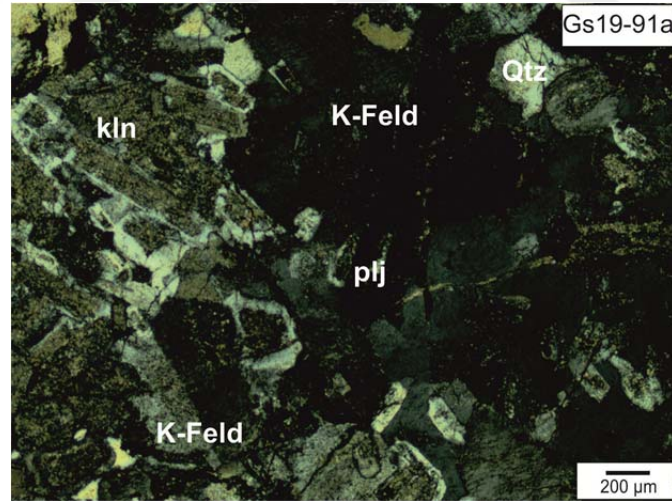
İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kuvars minerallerinde, çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup tek nikolde ise pleokroizma

göstermemektedir. Kuvars mineralleri ksenomorftur ve 300-600 mikron arasında değişen kristal boyutlarına sahiptir (Şekil 4.10). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 20-60 oranında bulunmaktadır.

K-Feldispat: K-Feldispat mineralleri çift nikolde gri ve beyazın tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir. Otomorf olarak bulunan K-Feldispat mineralinde karlspat ikizlenmesi belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Gs19-91a numaralı örnekte bulunan K-feldispat minerali içerisinde küçük plajiyoklaslar gözlenir ve bu plajiyoklaslar kaolenleşmiş şekilde bulunmaktadır (Şekil 4.10).

Plajiyoklas: Kesit genelinde plajiyoklas minerali otomorf olup zonlu yapı göstermektedir. Bu mineral çift nikolde siyah ve gri tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir. Plajiyoklaslar 200-400 mikron arasında değişen boyutlara sahiptir. Plajiyoklas minerallerinde yer yer alterasyon izlerine rastlanmaktadır.



Şekil 4.10. Granit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (K-Feld.:potasyum feldispat, plj: plajiyoklas, Qtz: kuvars, kln: kaolenleşme).

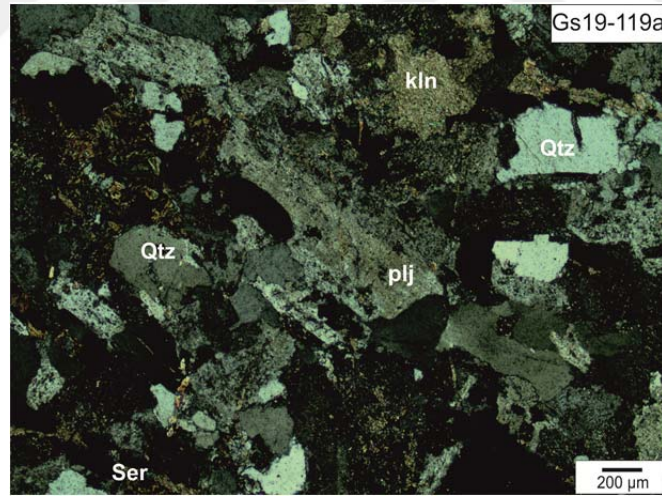
Granodiyorit

Doku: Granüler

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Ksenomorf olarak gözlenen kuvars mineralleri 150-350 mikron arasında değişen boyutlara sahiptir. Kuvars mineralleri, çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri görülmekte olup tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir (Şekil 4.11). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 30-40 oranında bulunmaktadır.

Plajiyoklas: Bu mineral çift nikolde siyah ve gri tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir. Plajiyoklaslar 250-450 mikron arasında değişen boyutlara sahip olup otomorf taneler halinde bulunmaktadır. Polisentetik ikizlenme gözlenen örnekte plajiyoklaslarda kaolenleşmeler ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.11).



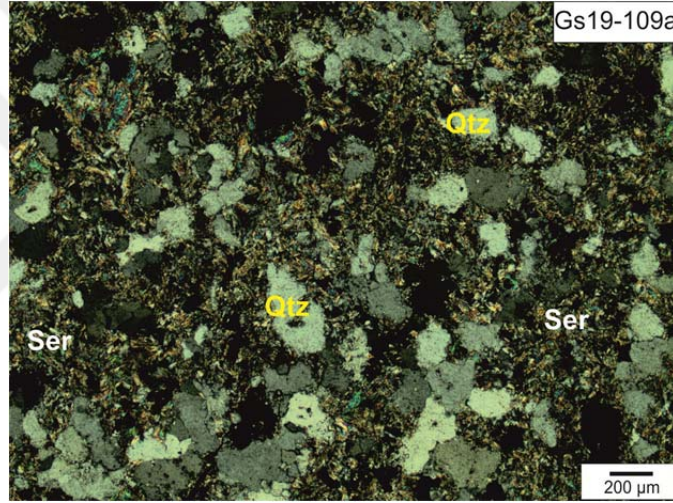
Şekil 4.11. Granodiyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (plj: plajiyoklas, Qtz: kuvars, kln: kaolenleşme, ser: serizitleşme).

Aplit

Doku: Aplitik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Ksenomorf olarak gözlenen kuvars mineralleri çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup, tek nikolde pleokroizma göstermemektedir. Kuvars minerallerinin boyutları 150- 250 mikron arasında değişmektedir. Kuvars harici tüm mineraller aşırı serizitleşmeye uğramıştır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Aplit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (Qtz: kuvars, ser: serizitleşme).

Diyoritporfir

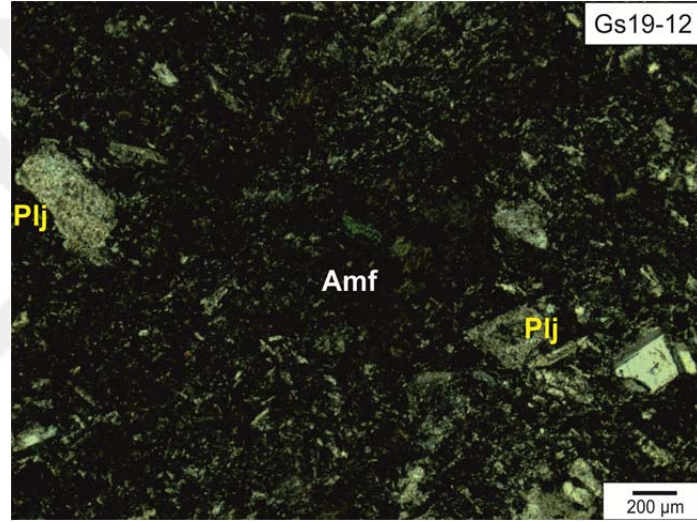
Doku: Mikrolitik-porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Fenokristaller halinde görülen plajiyoklas mineralleri otomorf olarak gözlenir. Çift nikolde gri ve siyahın tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup, tek nikolde ise pleokroizma göstermemektedir. Ortalama olarak 300-500 mikron arası boyutlara sahip olup polisentetik ikizlenme belirgin bir

şekilde görülmemektedir (Şekil 4.13). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 50-55 oranında bulunmaktadır.

Hornblend: Kesit içerisinde amfibol minerallerinden hornblend gözlenmiştir. Hornblend minerali çift nikolde sarı ve kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup, tek nikolde ise yeşilin tonlarında pleokroizma göstermektedir. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 20-25 oranında bulunmaktadır. Örnek içerisinde ksenomorf olarak bulunmaktadır (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. Diyoritporfir kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (Amf: amfibol, plj: plajiyoklas).

Kuvarşlı Diorit

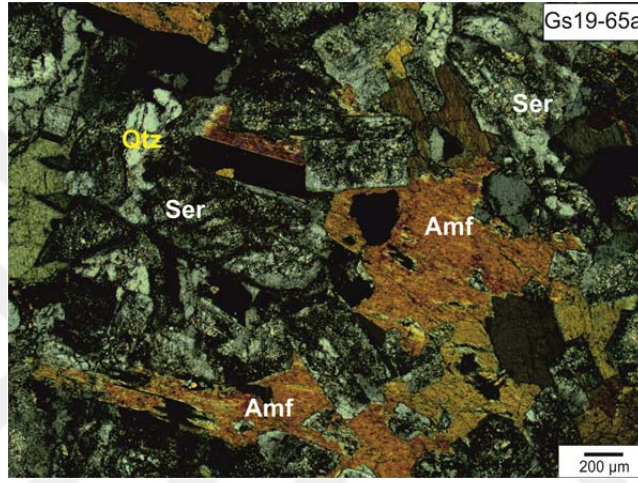
Doku: Granüler

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kuvars mineralleri çift nikolde siyah ve grinin tonlarında polarizasyon renkleri göstermekte olup tek nikolde pleokroizma göstermemektedir. Ksenomorf olarak gözlenen kuvars minerallerinin boyutları 100-200 mikron arasında değişmektedir (Şekil 4.14). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 10-15 oranında bulunmaktadır.

Plajiyoklas: Plajiyoklaslarda çok yaygın serizitleşmeler gözlenmektedir.

Amfibol: Hornblend türü amfiboller tek nikolde yeşilin tonlarında net pleokroizma göstermektedir. Çift nikolde ise kahverengi tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedir. Amfiboller ksenomorf olarak bulunurlar. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 30-35 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.14. Kuvarslı diyorit kayacına ait ince kesit çift nikol görüntüsü (Qtz: kuvars, ser: serizitleşme, Amf: amfibol).

4.4. Plütonik Kayaç Jeokimyası

Çalışma alanında gözlenen magmatik kayalara (Baskil ve Bilaser tepe Magmatitleri) ait ana oksit element içerikleri Çizelge 4.1‘ de, iz element içerikleri ise Çizelge 4.2‘ de verilmiştir.

Çizelge 4.1. Plütonik kayaların ana oksit element içerikleri

Örnek No		Kayaç Tanımı	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI
Baskıl Magmatitleri (Ana Kaya)	GS19-4	Diyorit	42,5	15,2	13,2	0,15	6,96	10,8	2,85	0,3	0,8	0,03	7,3
	GS19-63	Diyorit	40,6	14,2	12,4	0,18	7,6	9,9	1,87	0,2	0,7	0,04	10,2
	GS19-67	Diyorit	45,8	18,1	13,6	0,17	5,95	9,3	2	1,2	0,9	0,03	2,5
	GS19-69	Diyorit	47,6	18,1	13,5	0,17	5,63	7,8	1,57	2,1	0,8	0,03	2,6
Bilaser Tepe Magmatitleri (İntrüzi)	GS19-13	Kuvarslıdyorit	58,1	17,8	5,1	0,09	3,91	8,3	4	0,35	0,4	0,08	2,5
	GS19-86	Granit	67,4	13,1	7,3	0,01	0,86	0,2	0,1	3,9	0,3	0,07	5,4
	GS19-91	Granit	69,4	14,5	2,6	0,03	0,51	1,8	2,66	4,6	0,2	0,04	3
	GS19-93	Granodiyorit	68,8	16,3	2,6	0,04	1,13	1,1	0,78	3,7	0,2	0,07	5,6
	GS19-99	Granodiyorit	69,4	15,6	2,8	0,04	0,68	1,5	3,56	4,7	0,2	0,06	1,4
	GS19-113	Granit	68,7	14,0	4,8	0,02	1,05	1,1	0,75	3,3	0,2	0,06	4,6
	GS19-119	Granodiyorit	71,7	14,8	2,8	0,02	0,75	1,6	5	2,2	0,2	0,05	1,6
	GS22-12	Tonalitporfir	68,6	15,3	3,7	0,03	1,12	2,1	6,06	1,5	0,2	0,06	1,6
	GS22-19	Monzosiyenit	66,5	15,4	5,1	0,07	1,52	2,4	3,81	3,6	0,3	0,09	1,9
	GS22-48	Monzonit	73,1	14,0	2,4	0,03	0,8	1,9	4,41	2,2	0,2	0,05	1,6
	GS23-7	Monzonit	71,0	13,8	1,8	0,05	0,47	1,71	3,07	4,1	0,1	0,03	2,9

Çizelge 4.2. Plütonik kayaçların iz element içerikleri

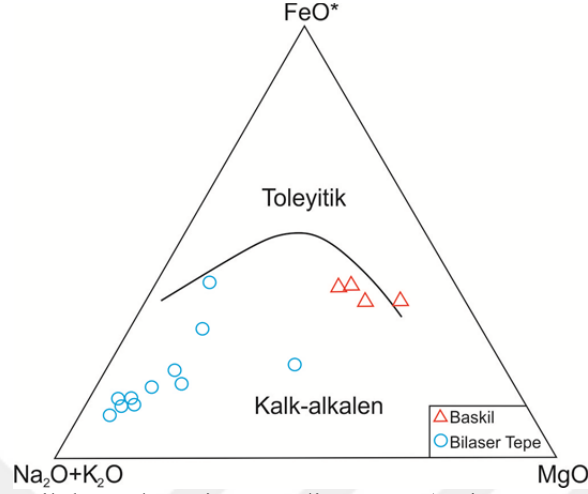
Örnek No		Kayaç tanımı	Zr ppm	Co ppm	V ppm	Rb ppm	Y ppm	Nb ppm	Ba ppm	Th ppm	Ta ppm	Hf ppm	Ga ppm	Zn ppm
Baskıl Magmatitleri (Ana Kaya)	GS19-4	Diyorit	22	28	481	13	12,4	0,9	29	0,33	0,23	0,7	14	60
	GS19-63	Diyorit	25	28	479	7	18,2	1	31	0,32	0,23	1	13	1930
	GS19-67	Diyorit	28	53	476	60	14,6	0,9	39	0,31	0,24	0,9	17	80
	GS19-69	Diyorit	28	25	385	174	13,5	1,9	68	0,61	0,24	1	19	70
Bilaser Tepe Magmatitleri (İntrüzif)	GS19-13	Kuvarshıdyorit	107	11	156	15	21,2	12,1	47	3,67	0,92	2,7	16	40
	GS19-86	Granit	240	8	22	305	21	15,1	101	19,7	1,32	5,3	17	30
	GS19-91	Granit	153	6	16	153	14,2	9,9	302	14,9	1,01	3,5	15	30
	GS19-93	Granodiyorit	204	1	19	224	22,1	14,5	61	24,1	1,52	5	17	40
	GS19-99	Granodiyorit	215	4	18	183	18,1	11,5	346	17,3	1,14	5	16	30
	GS19-113	Granit	212	4	22	232	17,8	13,5	62	14,3	1,65	4,8	17	190
	GS19-119	Granodiyorit	198	3	17	80	20	12,5	132	17,4	1,12	4,5	15	40
	GS22-12	Tonalitporfir	185	7	29	58	20,1	16,8	305	19,3	1,48	3,9	15	30
	GS22-19	Monzosiyenit	176	7	46	109	22,6	14,7	295	15,9	1,28	4,2	17	30
	GS22-48	Monzonit	183	3	17	92	17,2	14,1	195	15,7	1,29	4,1	15	30
	GS23-7	Monzonit	217	3	5	139	18,6	11,8	374	22,4	1,65	5	16	40

Magmatik kayaçların tektonik olarak oluştukları ortam ve türedikleri magmaların karakterini belirlemek amacıyla Baskil Magmatitleri ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait kayaçlardan ana oksit ve iz elementler kullanılarak diyagramlar hazırlanmıştır. Ayırtman diyagramlarında kullanılan simge ve örnek numaraları Çizelge 4.3’de verilmektedir.

Çizelge 4.3. Çalışma alanında gözlenen kayaçların örnek numaraları ve simgeleri

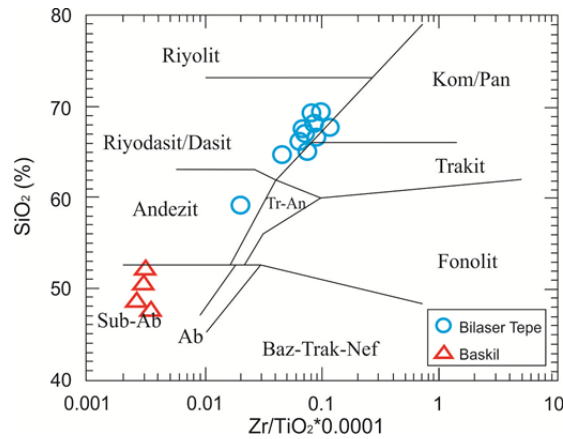
	Örnek No	Simge
Baskil Magmatitleri	Gs19-4, Gs19-63, Gs19-67, Gs19-69	
Bilaser Tepe Magmatitleri	Gs19-86, Gs19-91, Gs19-93, Gs19-99, Gs19-113, Gs19-13 Gs19-119, Gs22-12, Gs22-19, Gs22-48, Gs23-7 Gs19-13	

Cevherleşmenin içinde yer aldığı yan kayaçları oluşturan magmanın karakterini belirlemek amacıyla Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen $\text{FeO}^*-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ (AFM) diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.15). Bu diyagram toleyitik ve kalkalkalen magmaları birbirinden ayırmaktadır. Baskil Magmatitlerine ait örnekler $\text{FeO}-\text{MgO}$ ’ca zengin olduğu için toleyit-kalkalkalen sınırına yakındır. Bilaser tepe Magmatitlerine ait örneklerin ise artan bir şekilde $\text{FeO}-\text{MgO}$ bakımından fakirleştiği ve kalk-alkalen alanda yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.15). Baskil magmatitleri ve Bilaser Tepe magmatitleri kalkalkalen magmadan türedikleri anlaşılmaktadır.



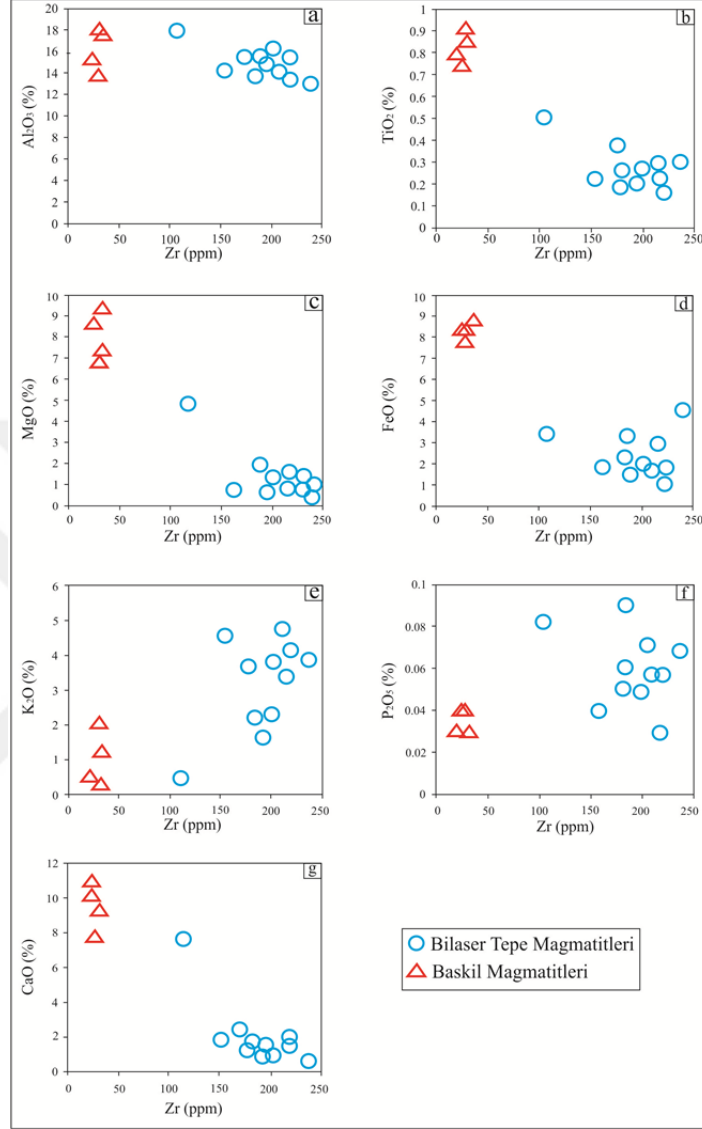
Şekil 4.15. Magmatik kayalara ait AFM diyagramı (Irvine ve Barager, 1971).

Çalışma alanındaki kayaçların jeokimyasal açıdan sınıflaması Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen SiO_2 - $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ diyagramına göre yapılmıştır (Şekil 4.16). Bu diyagrama göre inceleme alanından alınan örneklerden Baskil Magmatitlerine ait kayaçlar sub-alkalen bazalt alanında, Bilaser Tepe Magmatitlerine ait kayaçlar genel olarak riyodasit-dasit ve andezit alanında yoğunlaşmaktadır (Şekil 4.16).



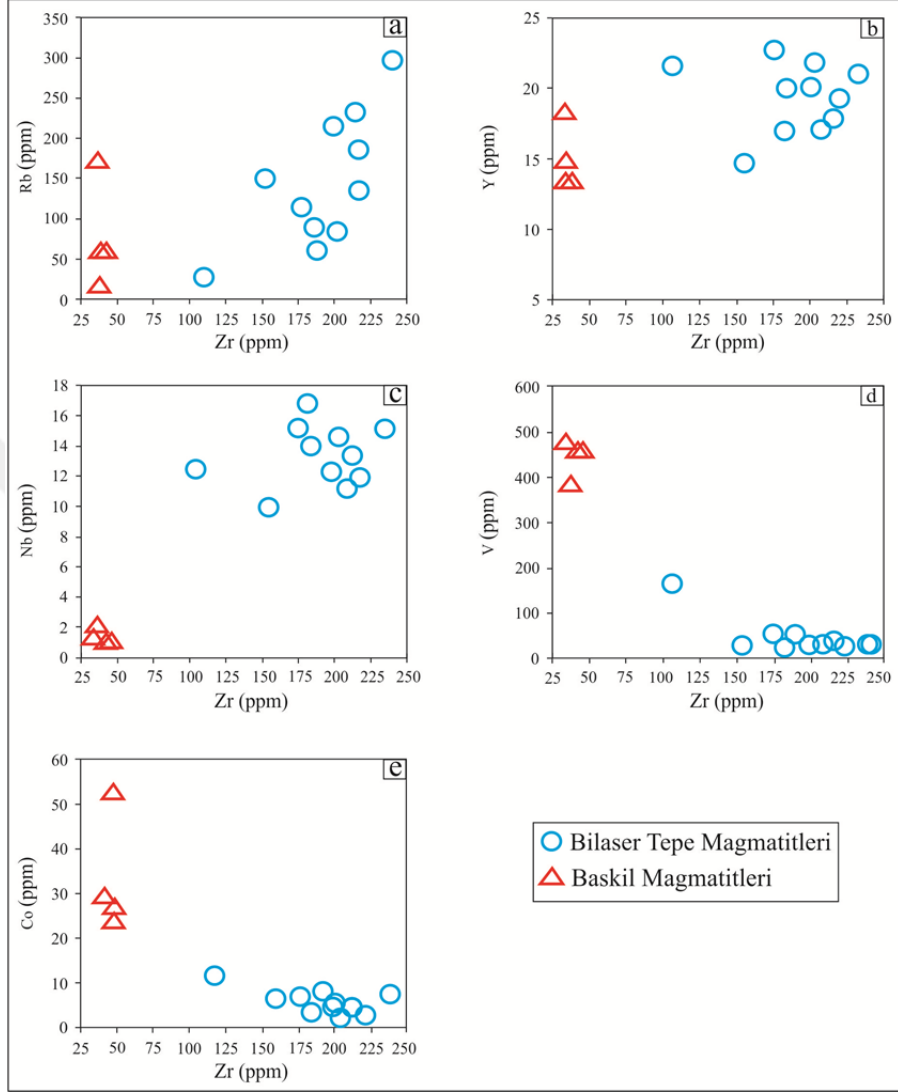
Şekil 4.16. SiO_2 ve $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

Çalışma alanındaki kayaçlar alterasyon sebebiyle yüksek SiO_2 içeriğine sahiptirler (Çizelge 4.1). Bu nedenle Harker (1909) diyagramlarında differansiyasyon indeksini temsilen Zr içeriği kullanılmıştır. Artan Zr içeriğine karşı Al_2O_3 içeriğinin azalması feldispat ve mika gibi alüminyumlu silikatların fraksiyonlanmasına işaret etmektedir (Şekil 4.17-a). Aynı şekilde FeO ve TiO_2 içeriklerindeki Zr azalımının piroksen ve Fe-Ti oksit minerallerinin fraksiyonlanmasına (Şekil 4.17-b,d), CaO içeriğindeki Zr azalımın kalsik plajiyoklas fraksiyonlanmasına (Şekil 4.17-g), MgO içeriğindeki Zr azalımın ise klinopiroksen fraksiyonlanmasına (Şekil 4.17-c) işaret ettiği söylenebilmektedir. K_2O ve P_2O_5 içeriklerinde gözlenen Zr artışının K-feldispatların fraksiyonlaşması ile ilgili olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.17-e,f). Bu özelliklere dayanarak And-tipi kıta kenarında Neotetisin kuzey kolunun kuzeye yitimi ile çalışılan kayaçların fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak aynı tür magmadan türedikleri söylenebilir.



Şekil 4.17. Çalışma alanındaki kayaçların Zr'a karşı ana oksit element Harker diyagramları

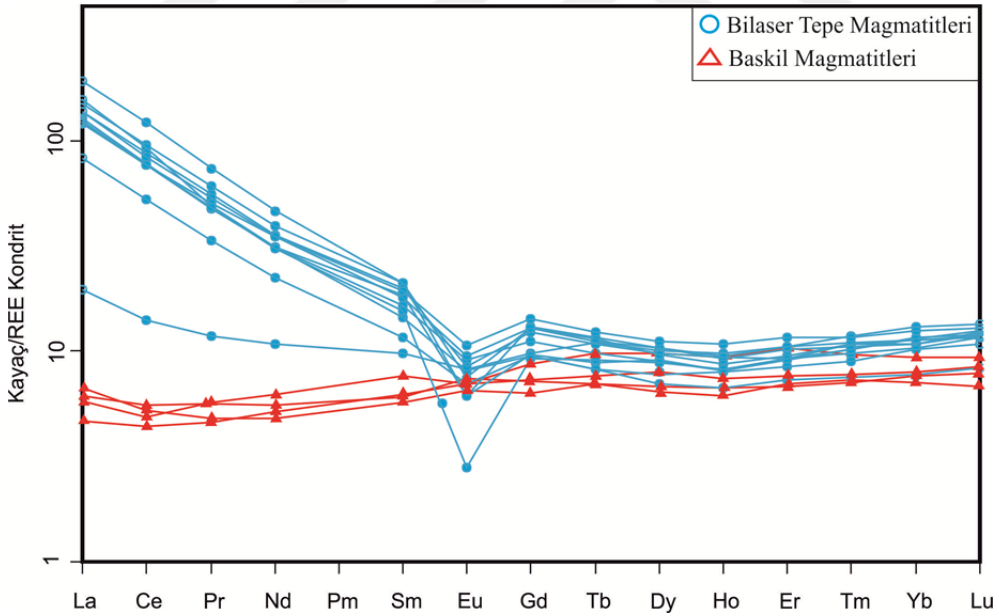
Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerinin, iz element içeriklerinin Zr içeriğine karşı değişim diyagramları Şekil 4.18'de verilmiştir. Buna göre Rb, Y ve Nb içerikleri artan Zr içeriğine karşılık olarak artış gösterirken, Co ve V içeriklerinin ise azalış sunduğu görülmektedir.



Şekil 4.18. Çalışma alanındaki kayalara ait bazı iz element (Rb, Y, Nb, V, Co) içeriklerinin Zr içeriğine göre değişim diyagramları.

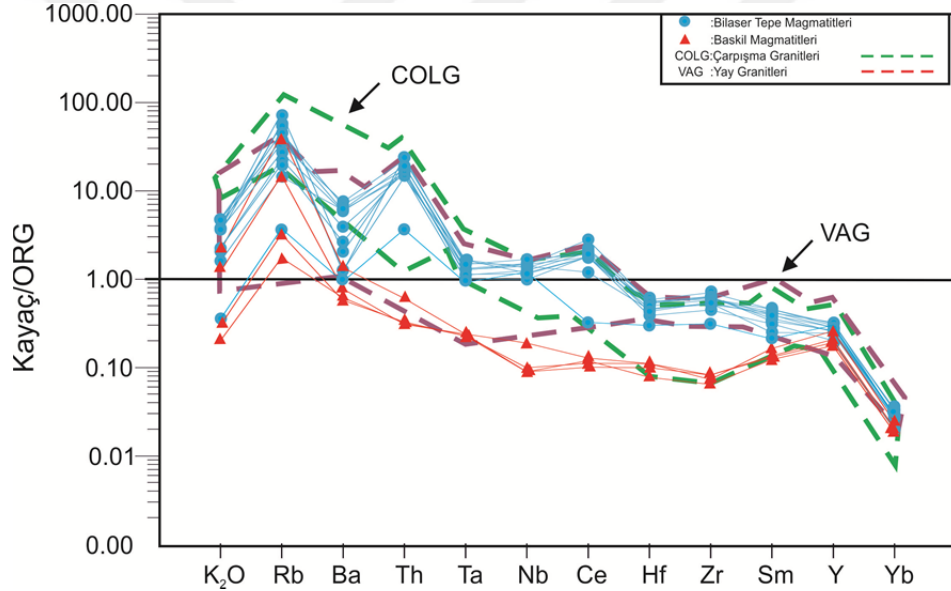
Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerinden alınan örneklerin nadir toprak element (NTE) içerikleri Çizelge 4.4.'de verilmiştir. Dağılım profillerinde tüm hesaplamalarda kullanılan değerler Sun ve McDonough (1989) kondrit değerlerine göre normalize edilmiş ve grafiksel olarak nadir toprak elementleri (NTE) diyagramında sunulmuştur.

Kondrite göre normalize edilen örnekler hafif nadir toprak element (HNTE) bakımından Bilaser Tepe Magmatitlerine ait kayaçlarda zenginleşme $[(La/Sm)_N=15,75-23,20]$, Baskil Magmatitlerinde ise fakirleşme $[(La/Sm)_N=1,26-2]$ gösterirken; ağır nadir toprak elementleri (ANTE) bakımından ise hem Baskil hem Bilaser Tepe Magmatitlerinde yatay ve yataya yakın bir yönelim görülmektedir (Şekil 4.19). HNTE lerde zenginleşme çarpışma ortamını, ANTE lerde fakirleşme volkanik yay ortamını göstermektedir. Bu durum Baskil Magmatitlerinin yay ortamı, Bilaser Tepe Magmatitlerinin ise Çarpışma sonrası genişlemeli bir ortamı temsil etmesi ile uyum göstermektedir. Eu elementinin özellikle Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerde negatif anomali göstermektedir. Bunun sebebi feldispat fraksiyonlanması veya kaynak kayacın kısmi ergimesi sırasında feldispat mineralinin kaynakta alıkonması şeklinde açıklanmaktadır (Rollinson, 1993).



Şekil 4.19. Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (NTE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

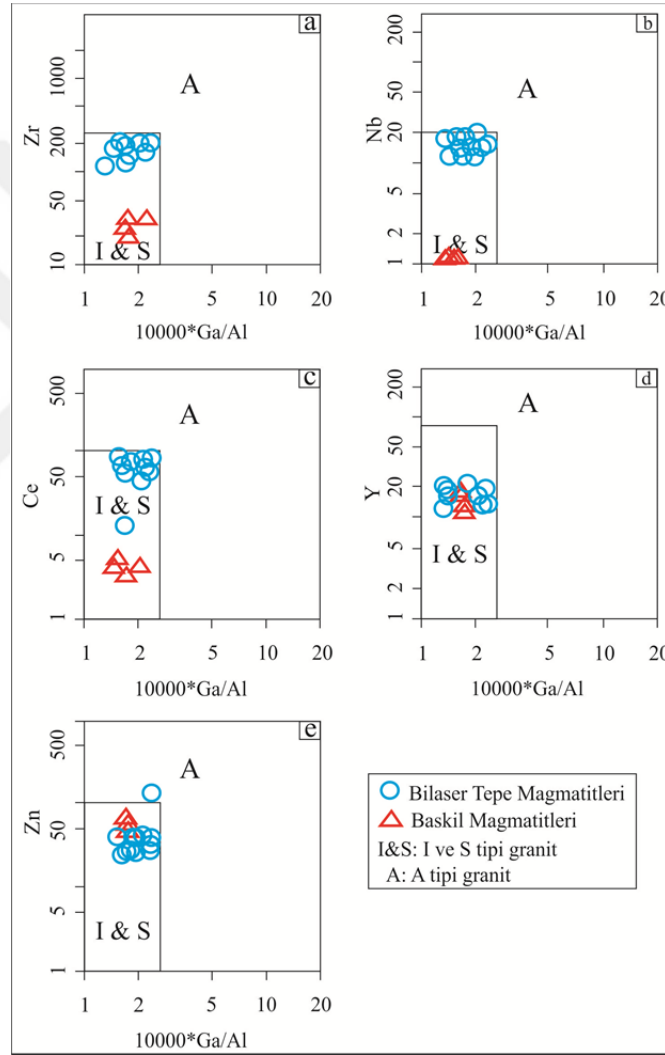
Okyanus Ortası Sırtı Granitlerine (OOSG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.20’de gösterilmektedir (Pearce ve ark., 1984). Bilaser Tepe Magmatitleri Rb ve Th bakımından zenginleşme gösterirken, Baskil Magmatitlerinde ise Ta ve Yb bakımından fakirleşme görülmektedir (Şekil 4.20). Baskil Magmatitlerine ait örnekler VAG (Yay granitleri) alanında, Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örnekler ise COLG (çarpışma granitleri) alanında yoğunlaşmaktadır. Bu diyagrama göre, Bilaser Tepe Magmatitlerinin çarpışma sonrası bir ortamda, Baskil Magmatitleri ise volkanik yay ortamında oluştuğu desteklenmektedir.



Şekil 4.20. Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerin okyanus ortası sırtı granitlerine (OOSG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (OOSG değerleri Pearce ve ark., 1984’den alınmıştır).

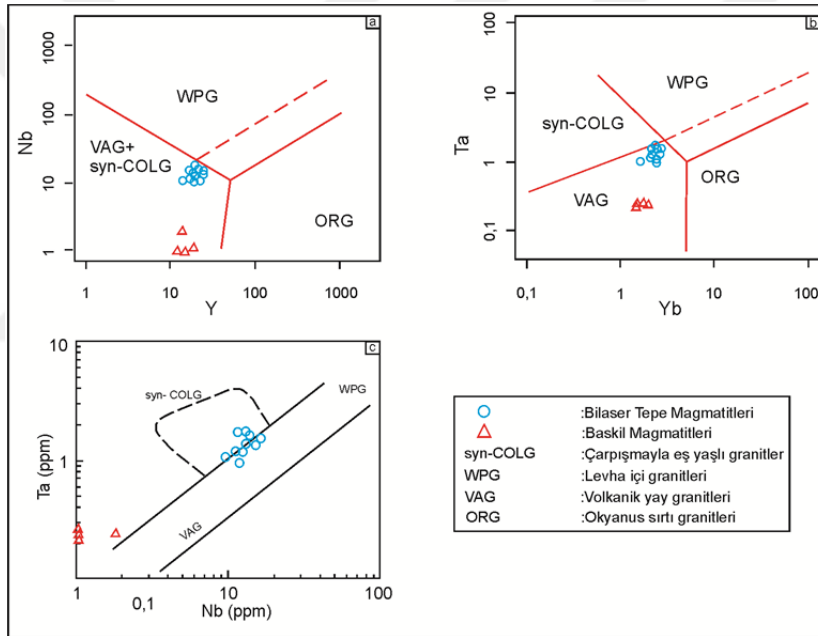
Granitik magmaların kökenlerini yorumlamada kullanılan Whalen ve ark. (1987) tarafından geliştirilen Ga/Al' a karşı Zr, Nb, Ce, Y, Zn gibi alterasyona dayaylı element diyagramlarında, I (magmatik) ve S (sedimanter) tipi granitler ile A (alkali) tipi granitler birbirinden kolaylıkla ayrılmaktadırlar. Baskil ve Bilaser

Tepe Magmatitleri bu diyagram üzerinde değerlendirildiğinde I&S tipi granitler alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.21). Whalen ve ark., (1987) yaptığı çalışmada S-tipi granitleri iki mikalı granitler olarak tanımlanmışlardır. Buna göre çalışma alanındaki granitlerin muskovit içermemeleri sebebiyle I-tipi granitlere daha çok benzerlik gösterdikleri söylenebilmektedir.



Şekil 4.21. Çalışma alanındaki kayaçların bazı element (Zr, Nb, Ce, Y, Zn) içeriklerinin Ga/Al 'a karşı değişim diyagramları (Whalen ve ark., 1987).

Pearce ve ark. (1984) yaptığı çalışmasında Log Rb-LogY+Nb, Log Nb-Log Y, Log Rb- Log Ta+Yb, Log Ta-Log Yb diyagramları ile volkanik yay (VAG), çarpışma ile eş yaşlı (syn-COLG), levha içi (WPG) ve okyanus ortası sırtı granitlerini (OOSG) birbirinden ayırt edebilmektedir (Şekil 4.22). İnceleme alanına ait örnekler bu diyagramlara aktarıldığında Baskil Magmatitleri volkanik yay granitleri (VAG) alanında yoğunlaşırken Bilaser Tepe Magmatitlerinin ise yay ortamından farklı ve çarpışma ile eş yaşlı granit alanına doğru yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.22).



Şekil 4.22. Çalışma alanındaki kayaçların Nb-Y, Ta-Yb, Ta-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı (Pearce ve ark., 1984; Harris ve ark., 1986).

Granitoyitik kayaçların metamorfik masifler (Malatya-Keban platformu), ofiyolitler (Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman) ve ofiyolit tabanı metamorfitlerini kesmesi bu birimlerin Geç Kretase'de granitoyid yerleşmesinden önce biraraya geldiğinin önemli bir kanıtıdır (Yazgan ve Chessex, 1991). Bölgede yüzeyleyen granitoyidlerin hem Malatya-Keban platformu hem de ofiyolitleri

kesmeleri, ofiyolit ve platform karbonatlarının daha önce tektonik olarak biraraya geldiklerini işaret etmektedir.

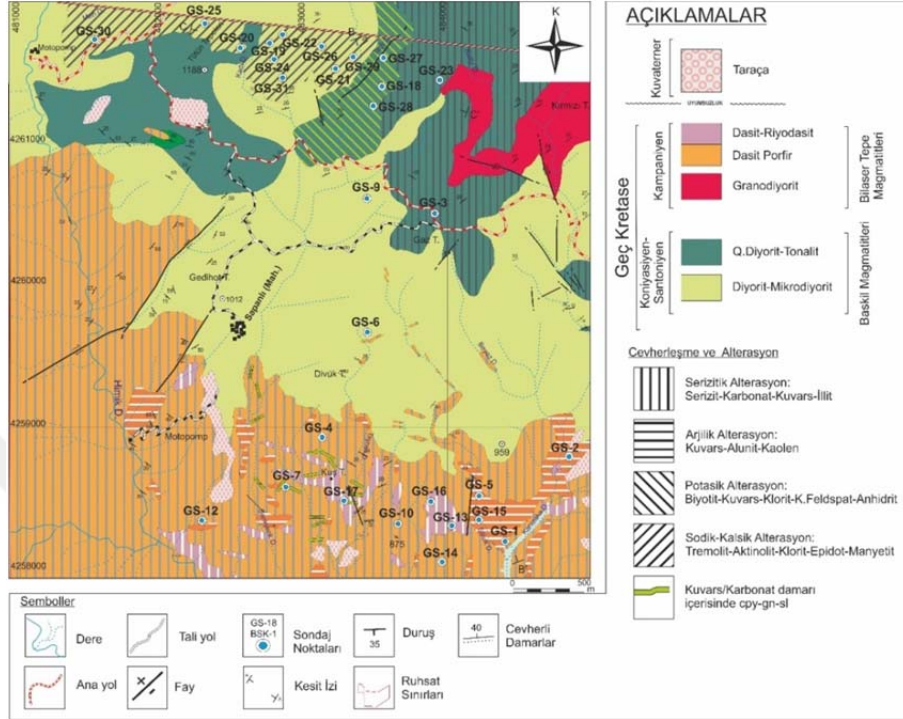
Baskil magmatitlerine ait kayaçlar mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bakımından I-tipi kalk-alkalen volkanik yay granitlerine büyük benzerlikler sunmaktadır. Bilaser Tepe magmatitlerine ait kayaçlar ise çarpışma sonrası genişlemeli bir ortamı belirtmektedir. Çalışma alanındaki kayaçların Neotetis okyanusunun güney kolunun Geç Kretase'de kuzeye doğru Toros aktif kıta kenarı (And-tipi) altına dalmasına bağlı olarak oluştuğu araştırmacılar tarafından ileri sürülmektedir (Robertson ve ark., 2007; Rızaoğlu ve ark., 2009).

4.5. Cevherleşme

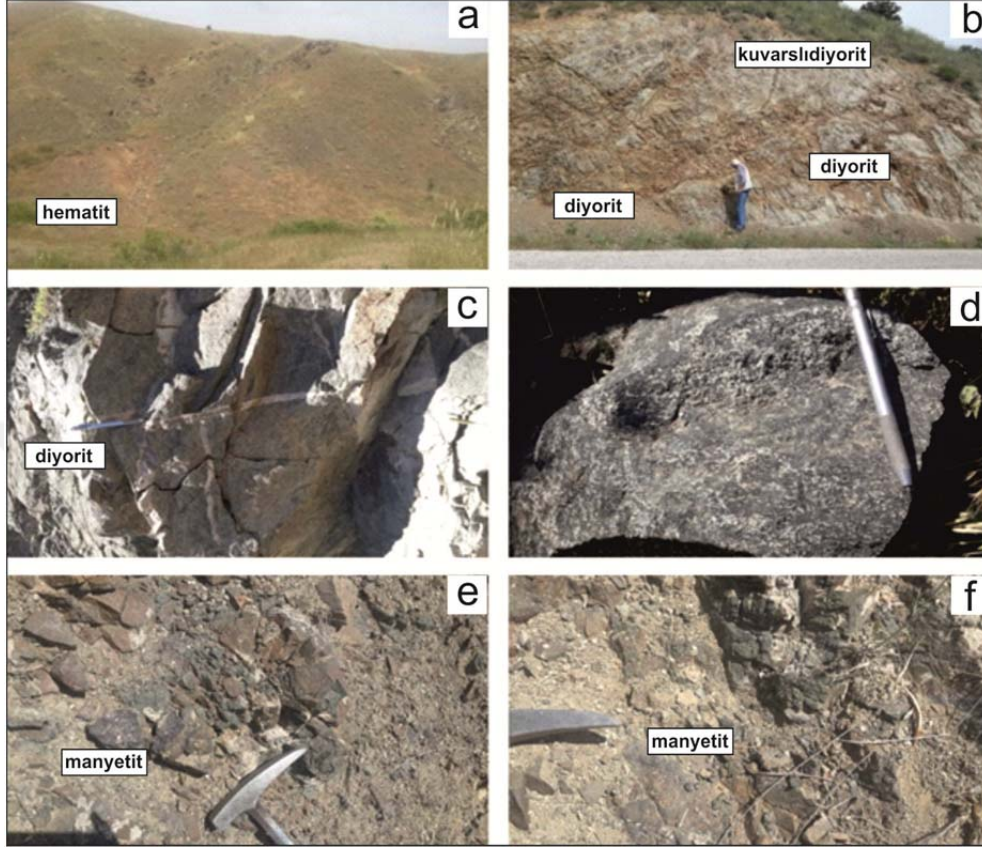
4.5.1. Tütün Tepeleri Cevherleşmeleri

Bölgedeki cevherleşme; Baskil magmatitlerine ait diyorit, gabro ve tonalit bileşimli kayaçları kesen Bilaser Tepe magmatitleri (kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, aplit, diyoritporfir, monzonit ve monzosiyenit) ile ilişkili Fe-oksit cevherleşmeleridir (Şekil 4.23-24). Fe-oksit cevherleşmeleri, yaygın olarak diyoritlerde gelişmiş sodik-kalsik alterasyon (tremolit-aktinolit-epidot-klorit-albit-manyetit) içerisindeki ender manyetit damarları ile yoğun manyetit saçınımları şeklindedir (Şekil 4.25-26).

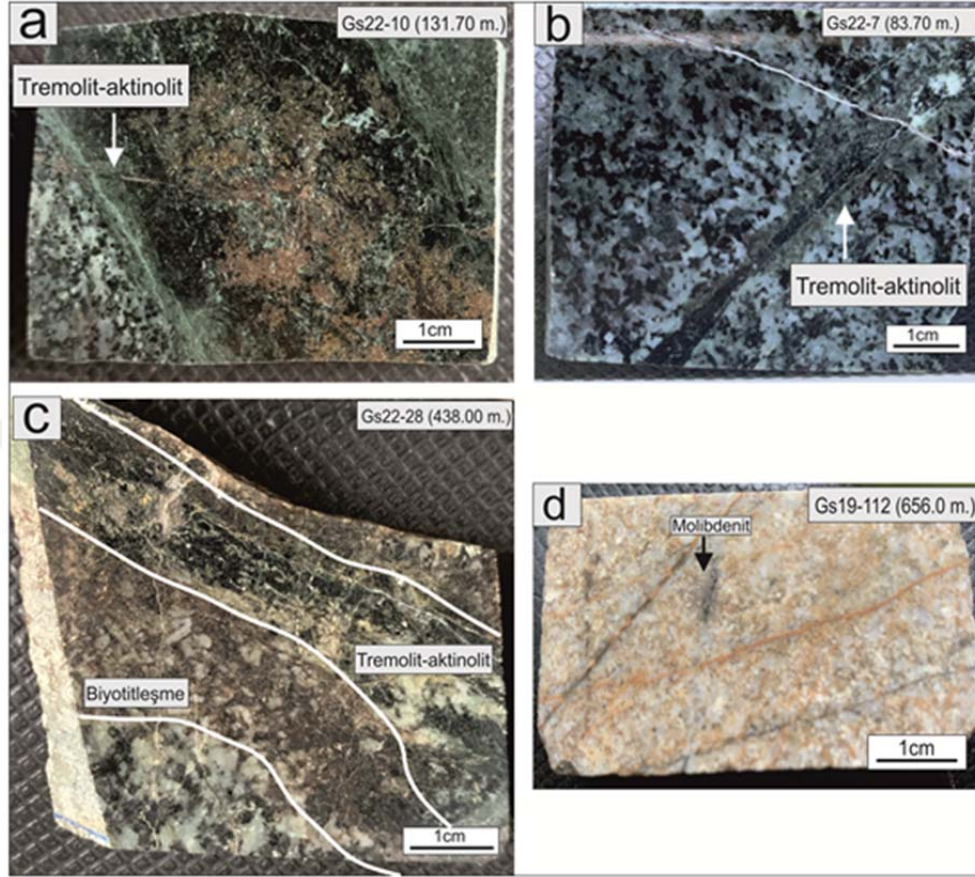
Geç evrede gelişen potasik alterasyon (biyotit-kuvars-klorit-K-feldispat-anhidrit) daha çok kuvarslı diyoritlerde izlenmesine karşın, yer yer sodik-kalsik alterasyonu maskeler (Şekil 4.25-26). Sahada dar alanlarda izlenen serizitik alterasyon ise önceki alterasyonları üzerler ve serizit-karbonat-kuvars-klorit-hematit birlikteliği sunar (Şekil 4.25-26).



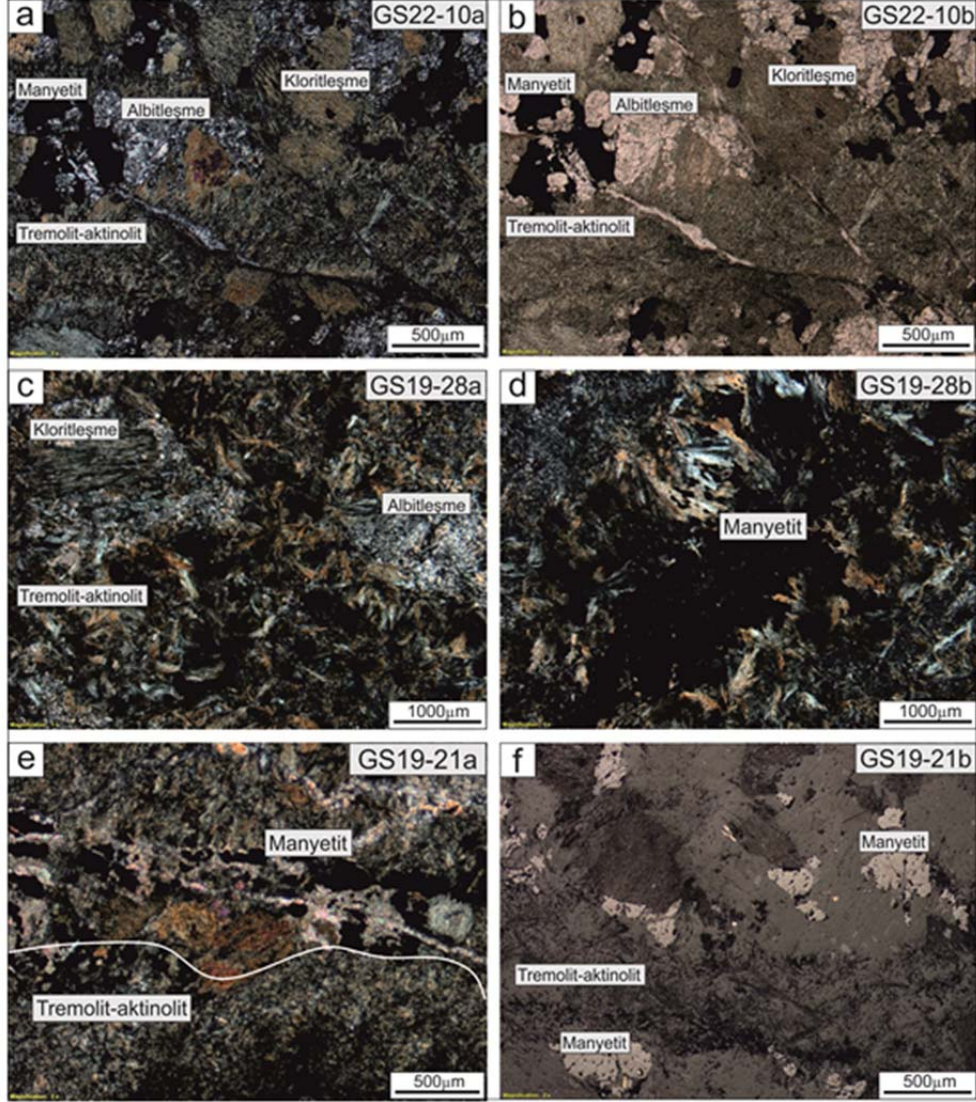
Şekil 4.23. Tütün Tepeleri cevherleşme alanının yarı detay maden jeoloji haritası (Yıldırım ve ark., 2019).



Şekil 4.24. Tütün Tepeleri cevherleşmelerinden görünüm (a- Oksidasyon zonunda izlenen hematitler, b-Diioritleri kesen Kuvarslı diioritler, c-İnce taneli diioritik kayaç, d-Sodik-kalsik alterasyon içinde izlenen albitleşme ve manyetit saçınımları, e ve f- Sodik-kalsik alterasyon içinde manyetitçe zengin seviyeler)

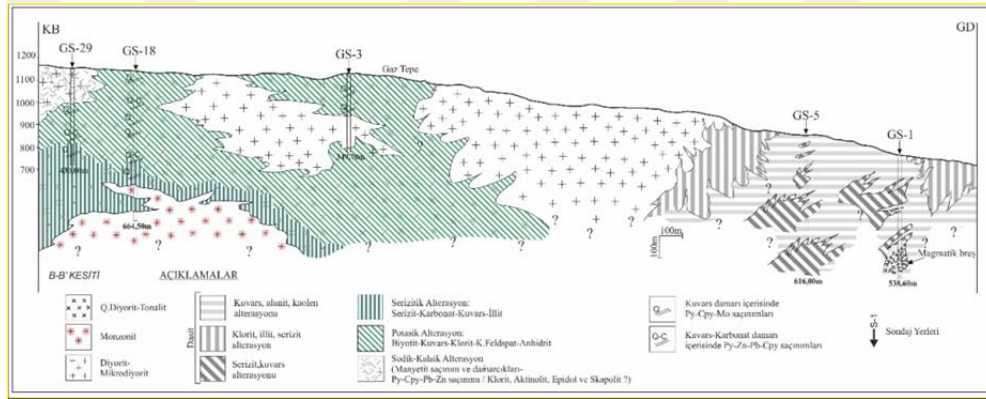


Şekil 4.25. Çalışma alanında belirlenen alterasyonlara ait parlatılmış el örnekleri a- Sodik-kalsik alterasyonda izlenen tremolit aktinolit damarları içerisinde pirit ve kalkopirit saçınımları ile yer yer manyetitler, b- Sodik-kalsik alterasyona ait tremolit-aktinolit damarlarında yaygın manyetitler, c- sodik-kalsik alterasyonda bulunan tremolit-aktinolitler ve onları üzerleyen potasik alterasyonda gözlenen biyotitleşmeler, d- serizitik alterasyona ait karbonat damarları ve kuvars damarlarında ender molibdenit saçınımları ile yaygın serizitleşmeler.



Şekil 4.26. Sodik-kalsik alterasyon zonuna ait (epidot-klorit-albit-manyetit) ince ve parlak kesit görüntüleri a- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, b- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit tek nikol görüntüsü, c- tremolit-aktinolit damarı ile kloritleşme ve albitleşmelere ait ince kesit çift nikol görüntüsü, d- tremolit-aktinolit damarı ve yaygın manyetitler, e- tremolit-aktinolitler ile birlikte manyetit gelişimlerine ait ince kesit çift nikol görüntüsü, f- tremolit-aktinolitler ile birlikte manyetit gelişimlerine ait parlak kesit görüntüsü.

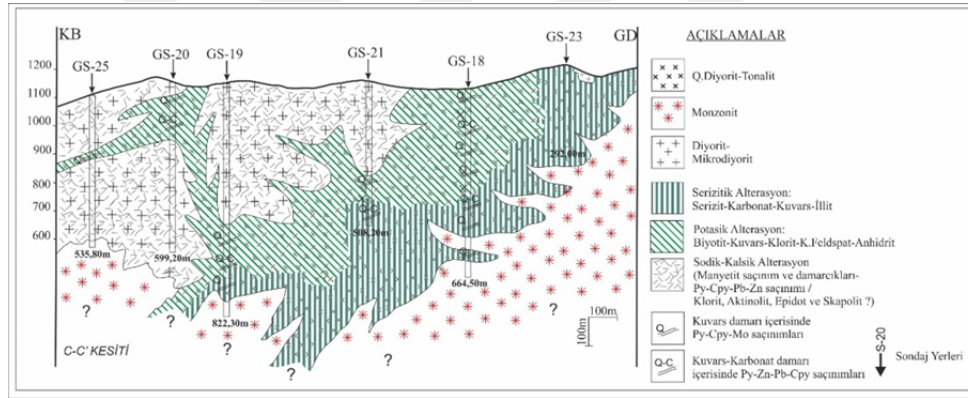
Yapılan sondajlar; sodik-kalsik alterasyonun yaygın olarak izlendiği diyoritlerle başlamakta (yaklaşık 0 ila 400-500 m ye kadar derinliklerde; Şekil 4.27-28) daha sonra bu kayalar potasik alterasyonun yaygın olduğu kuvars diyorit/tonalitlerce kesilmektedir (yaklaşık 400 ila 827 m arası). Temelde ise daha çok asidik bileşimli granit ve monzonit türünde kayaların yer aldığı ve diyorit, kuvarşlı diyorit ve tonalit bileşimli kayaları kestiği görülmüştür. Tüm magmatik kayalar son evre ürünü olan dasitik kayalarca (maksimum birkaç m kalınlık) kesilmektedir (Şekil 4.27).



Şekil 4.27. Tütün Tepeleri cevherleşmeleri ve bunların güneyinde yer alan dasitporfirlerle ilişkili profiri tip cevherleşmerden geçen jeolojik en kesit (Yıldırım ve ark., 2019).

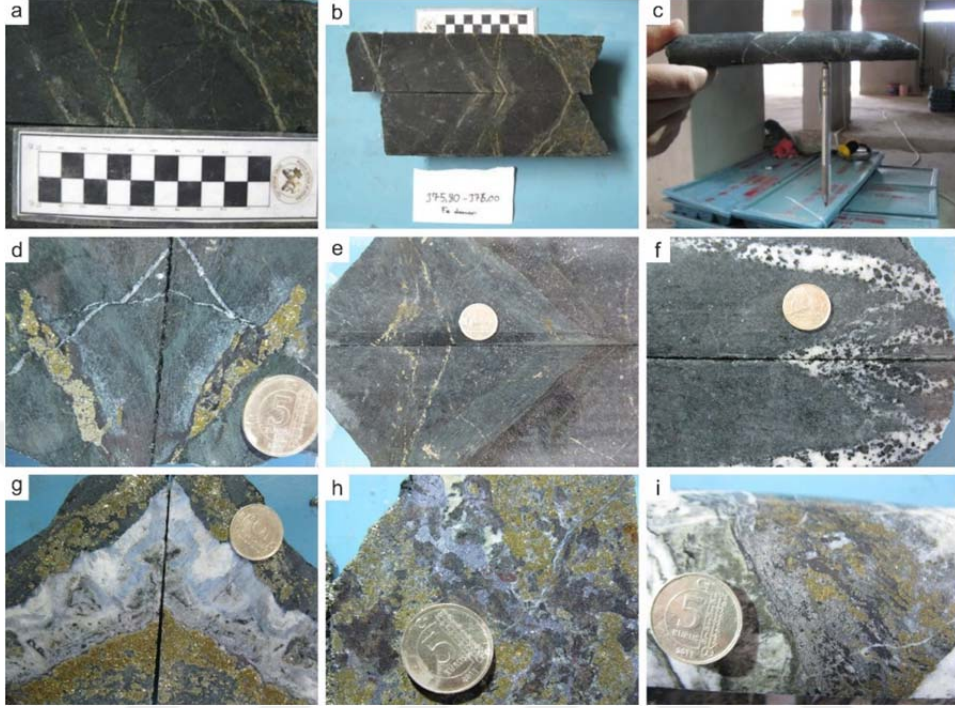
Çalışma alanındaki cevherleşmeler diyoritlerde gelişmiş sodik-kalsik alterasyon zonu içerisinde gözlenir. Bu cevherleşme porfiri yataklardaki potasik alterasyon zonuna karşılık gelir (geç evre sülfid damarları) ve daha çok porfiri tip cevherleşmelerle karıştırılmaktadır. Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının porfiri yataklarla geçişli olması bu durumu desteklemektedir. Bu sebeple Porfiri yataklardaki alterasyonlarda gözlenen M-tipi (aktinolit-manyetit), D-tipi (kuvars – pirit ± kalkopirit ± arsenopirit) ve B-tipi (kuvars – molibdenit ± pirit ± kalkopirit) damar terimleri bu çalışmada kullanılmıştır (Sillitoe, 2010).

Diyoritik kayalarda yaygın olarak izlenen sodik-kalsik alterasyonun kalınlığı yer yer 500 m ye ulaşabilmektedir (Şekil 4.28). Tremolit-aktinolit en yaygın alterasyon mineralleridir, bunlara albit, klorit ve epidot eşlik eder. M-tipi (aktinolit-manyetit) damarlar bu zonda karakteristiktir. Bu alterasyon zonu içerisinde manyetit saçınımları, kümelenme ve damarcıkları izlenmektedir. Sondajlarda manyetit damarlarının 10 cm'ye kadar ulaştığı gözlenmekte olup bu zonlarda Fe konsantrasyonları oldukça yüksektir (max. % 47,7 Fe). Sodik-kalsik alterasyon zonu bazı seviyelerde geç evre sülfidlerince kesilmektedir. Bu sülfidler daha çok karbonat-kuars damarları (2 cm - 50 cm kalınlıklarda) boyunca gelişmiş ve pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ve arsenopirit minerallerinden bir veya birkaçını içerebilmektedir. Bu damarlar ekonomik olarak önemsiz görülmektedir.



Şekil 4.28. Tütün Tepeleri cevherleşmelerden geçen jeolojik kesit (Yıldırım ve ark., 2019).

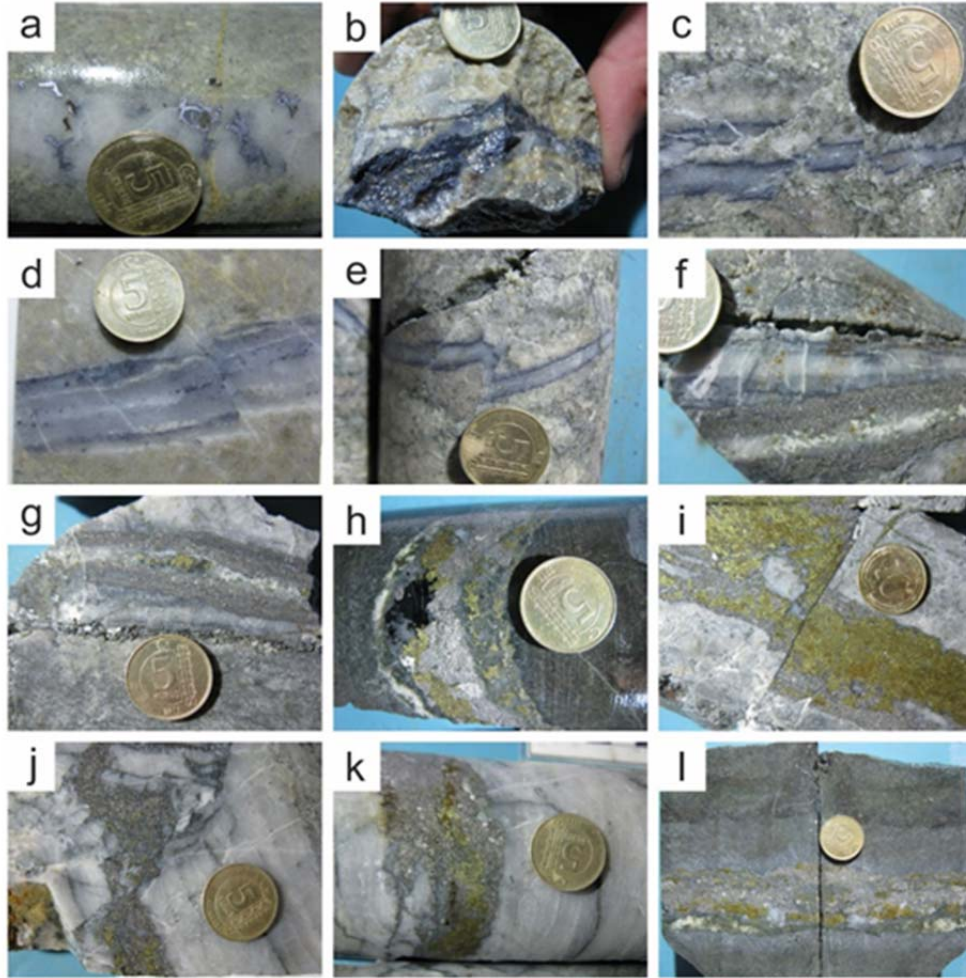
Tütün Tepeleri Fe-oksit cevherleşmesi; >%10 demir-oksit (baskın manyetit) ile karakterize edilir ve çok az hematit içerir. Sodik-kalsik alterasyonda cevher minerali olarak yaygın manyetit (Şekil 4.29-a-c), ender sülfid (pirit-arsenopirit-kalkopirit-sfalerit-galen) mineralleri (Şekil 4.29-d,e) izlenirken, M-tipi (aktinolit-manyetit), (Şekil 4.29-f) damarlar bu zonda karakteristiktir. Karbonat ve kuvars damarları, özellikle paragenetik olarak geç evre sülfitlerle (pirit-kalkopirit-sfalerit-galenit) birlikte yaygın olarak bulunur (Şekil 4.29-g-i).



Şekil 4.29. Karot numunelerinde izlenen cevherleşme görüntüleri (a, b, c) yoğun manyetit saçınım ve damarcıklarını kesen geç evre sülfid (baskın pirit) damarları, (d) sodik-kalsik alterasyon zonunda tremolit-aktinolit-manyetit (M-tipi) damarları ve bunları kesen geç evre sülfitleri, (e) hibritik alterasyon zonunda tremolit-aktinolit-manyetit (M-tipi) damarları ve bunları üzerleyen biyotitleşme, (f) Sodik-kalsik alterasyon içindeki albitleşme, (g, h, i) geç evre kuvars-karbonat damarlarında gelişen sülfitler (pirit, galenit, sfalerit).

Potasik alterasyon zonunda ise geç evre sülfid cevherleşmesine ait mineraller olan; kuvars – molibdenit $\pm$ pirit $\pm$ kalkopirit damarları (B-tipi; Şekil 4.30-a-f) ile kuvars – pirit $\pm$ kalkopirit $\pm$ arsenopirit (D-tipi; Şekil 4.30-g-l) damarları ve ender manyetit saçınımları bulunur. Bu damarlar, yaygın olarak izlenen anhidrit haleleriyle karakteristiktir. Serizitik alterasyon içerisinde ise hematit minerali karakteristiktir. Potasik alterasyonda manyetitlerle birlikte pirit, K-feldispat, serizit, tremolit, aktinolit ve albit bulunmaktadır. Karbonat ve kuvars damarları, özellikle parajenetik olarak Cu sülfidlerle birlikte yaygın olarak bulunur.

Tütün Tepeleri cevherleşmelerindeki kuvars + pirit $\pm$ kalkopirit $\pm$ arsenopirit $\pm$ molibdenit birlikteliği içeren damarlar kısır porfiri tip cevherleşmeyi yansıtmaktadır (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. (a, b, c, d, e, f); Potasik alterasyon zonunda izlenen geç evre sülfid cevherleşme ürünü kuvars–molibdenit (B-tipi) damarları, (g, h, i, j, k, l); Potasik alterasyon zonunda izlenen geç evre sülfid cevherleşme ürünü kuvars–pirit $\pm$ kalkopirit $\pm$ arsenopirit (D-tipi) damarları

4.5.2. XRD (X-Ray Diffraction) Analizi

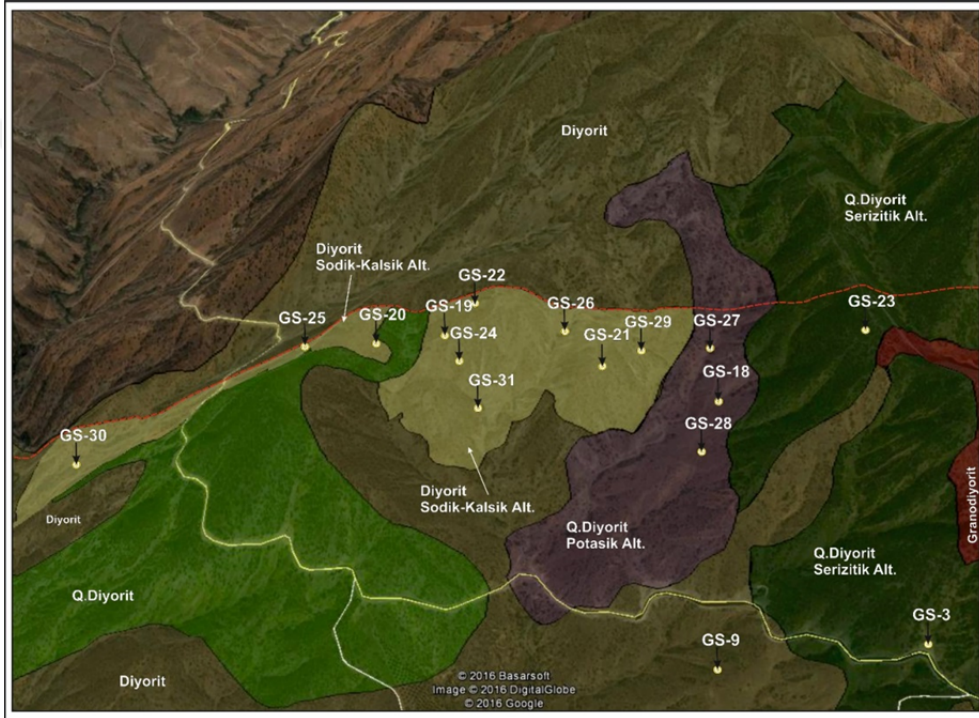
Çalışma alanında alterasyon tipini belirleyebilmek amacıyla 3 farklı sondaj kuyusundan GS19-18, GS19-55, GS19-77, GS19-86, GS19-93, GS19-109, GS19-127, GS19-134, GS22-21, GS22-45, GS23-1, GS23-4, GS23-8, GS23-9 nolu örneklerden toplamda 14 adet örnek XRD yöntemi ile analiz edilmiştir. Analiz sonuçları diyagramlar üzerinde gösterilmiş ve Ek-1’ de sunulmuştur. XRD analiz sonuçlarına göre, amfibol grubu minerallerden tremolit, aktinolit, glokofan, hornblend; kil grubu minerallerden montmorillonit; Feldispat grubundan sanidin, anortit, albit, andezin ve diğer minerallerden klorit, apatit, kuvars, ankerit, analbit, muskovit, pirit, prehnit ve manyetit mineralleri bulunmaktadır (Çizelge 4.5). Kalsiyumca zengin amfibollerin önemli bir üyesi olan tremolit $[(Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5[Si_4O_{12}]_2(OH,F)_2]$ ve yine kalsiyumca zengin olan amfibol grubu aktinolit $[(Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_4O_{12}]_2(OH,F)_2]$ çalışma alanındaki cevherleşmelerin kaynağının ve yatak tipinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

Çizelge 4.5. XRD analiz sonuçları

Majör	Minör
Amfibol	Tremolit- Aktinolit- Glokofan- Hornblend
Feldispat grubu	Albit- Andezin- Anortit- Sanidin
Kil grubu	Montmorillonit
Diğer mineraller	Klorit- Analbit- Ankerit- Muskovit- Apatit- Manyetit- Pirit- Kuvars- Prehnit

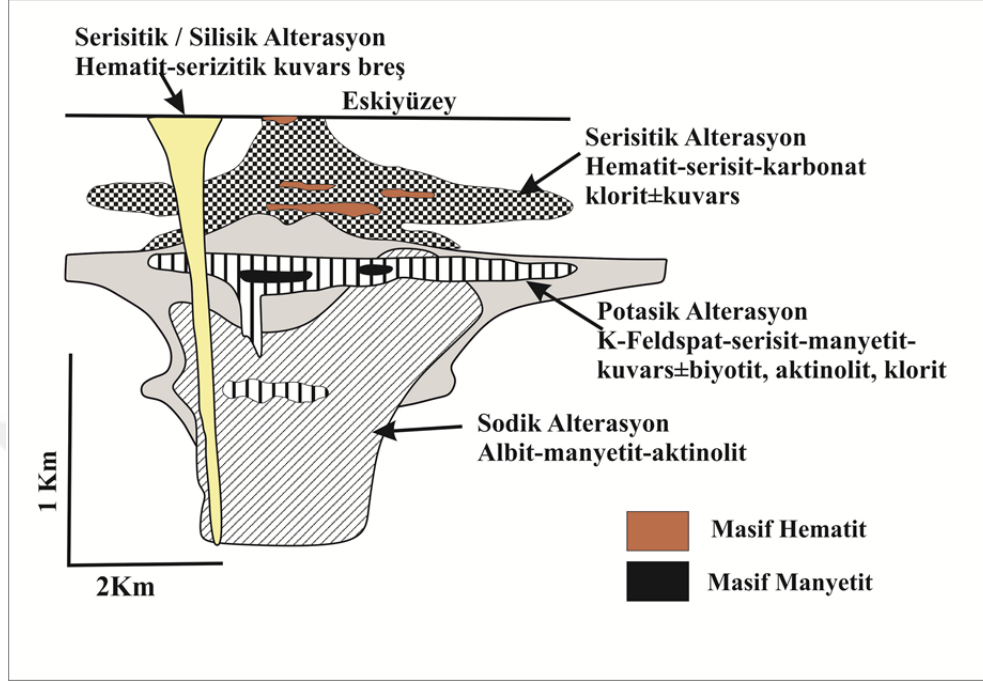
4.5.3. Cevherleşmenin Alterasyon Tipleri

Tütün Tepeleri Fe-oksit cevherleşmelerinde izlenen alterasyon tipleri; sodik-kalsik alterasyon (tremolit-aktinolit, albit, epidot, klorit, manyetit), potasik alterasyon (biyotit, kuvars, klorit, K-feldispat, anhidrit) ve serizitik alterasyondur (serizit, karbonat, kuvars, klorit, illit) (Şekil 4. 31).



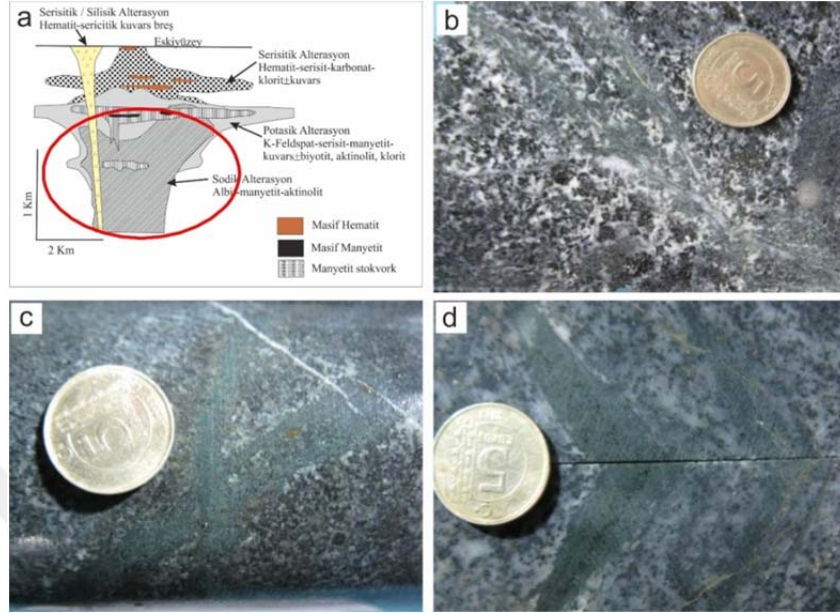
Şekil 4.31. Çalışma alanı ve yakın çevresini kapsayan alterasyonlar ve gerçekleştirilen sondajların uydu görüntüsü (Yıldırım ve ark., 2019).

Hitzman ve ark., (1992) tarafından hazırlanan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının alterasyon karektersitiklerini gösteren şematik kesit Şekil 4.32’ de verilmiş olup, çalışma alanında belirlenen sodik-kalsik, potasik ve serizitik alterasyon başlıkları altında ayrıntılı incelenecektir.

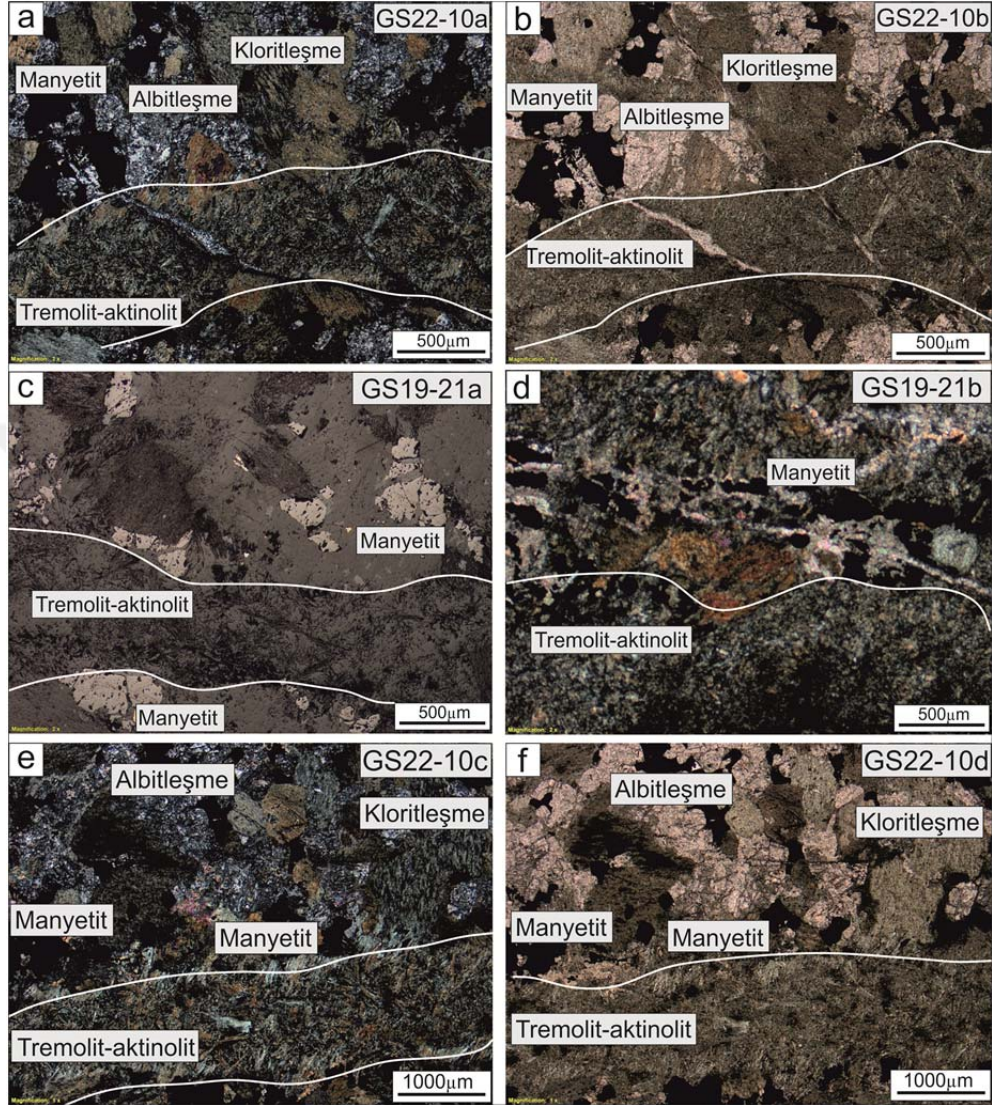


Şekil 4.32. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının alterasyon karektersitiklerini gösteren şematik kesit (Hitzman ve ark., 1992)

Sodik-kalsik alterasyon: Yaygın olarak diyoritlerde gelişmiş bölgesel ölçekli (>1 km) sodik-kalsik alterasyon; tremolit-aktinolit, albit, epidot, klorit ve manyetitle karakterize edilir. Alterasyon mineralojisi yan kaya kontrollüdür ve Tütün Tepelerindeki mafik bileşimli kayalardan ötürü skapolitlerin yerine tremolit-aktinolit ve albit gelişmiştir. Bu alterasyon zonu içerisinde, manyetit damarları ve manyetit saçınımları yaygındır (Şekil 4.33-a). Sodik-kalsik alterasyonda belirlenen tremolit-aktinolit el örneklerinde görülmektedir (Şekil 4.33-b-c-d). Ayrıca Sodik-kalsik alterasyona ait ince ve parlak kesit incelemeleri Şekil 4.34'te ayrıntılı olarak verilmiştir.

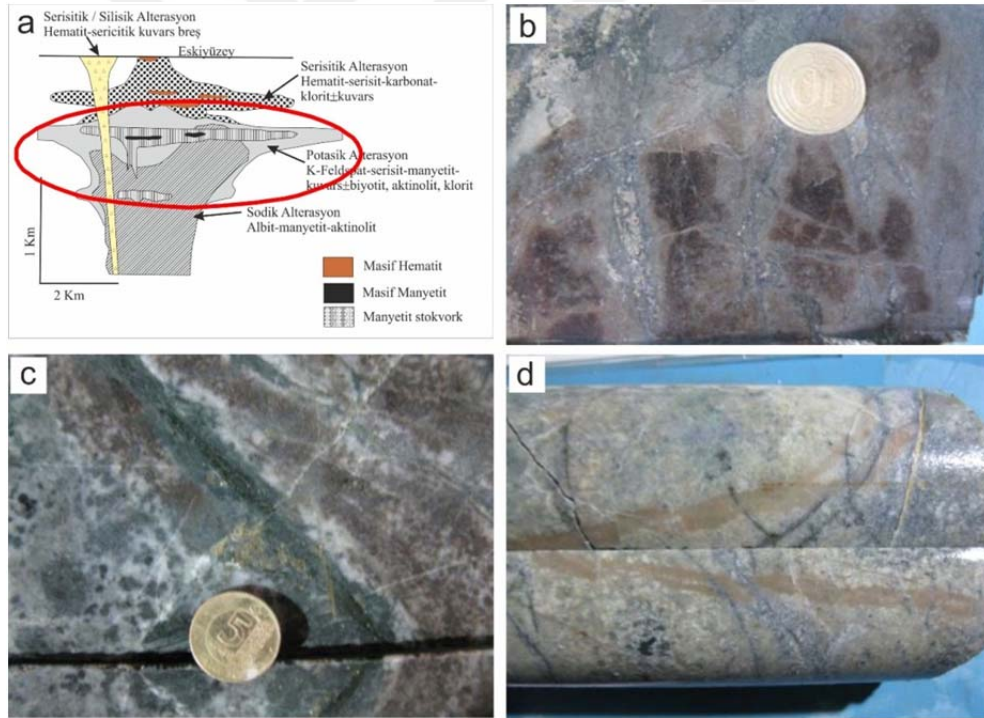


Şekil 4.33. (a) IOCG yataklarının alterasyon (sodik-kalsik) karakteristiklerini gösteren şematik kesit (Hitzman ve ark., 1992), (b) albitleşme, (c) birbirini kesen tremolit-aktinolit damarları (d) birbirine paralel gelişmiş tremolit-aktinolit damarları ve albitleşme.

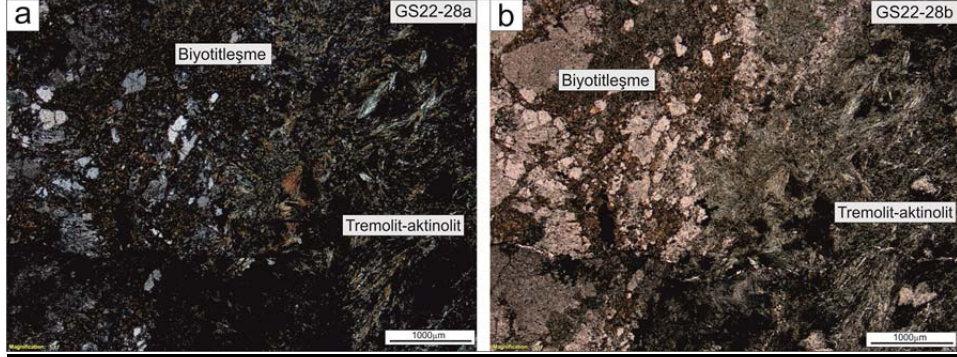


Şekil 4.34. Sodik-kalsik alterasyona ait ince ve parlak kesit görüntüleri a- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, b- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, c- tremolit-aktinolit damarı ve manyetit saçınımlarına ait parlak kesit görüntüsü, d- tremolit-aktinolit damarı ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, e- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, f- tremolit-aktinolit damarı ile albitleşme, kloritleşme ve manyetit saçınımlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü,

Potasik alterasyon: Geç evrede gelişen potasik alterasyon (biyotit, kuvars, klorit, K-feldispat, anhidrit) sodik-kalsik alterasyonu keser ve yerini alır. Bu alterasyon damar-stokvork şeklinde değil daha çok yan kayayı bütünüyle etkilemiştir. Mafik bileşimli ana kayaktan ötürü ortoklaz yerine biyotit yaygındır (Şekil 35-a,b). Bazı seviyelerde de K-feldispat damarları izlenmektedir (Şekil 4.35-d). Potasik alterasyon daha çok kuvars diyoritlerde izlenmesine karşın, yer yer de diyoritlerde sodik-kalsik alterasyonu örter. Bu durum hibrid potasik-kalsik (biyotit, aktinolit, manyetit) alterasyon birlikteliğine yol açmıştır (Şekil 4.35-c). Ayrıca potasik alterasyona ait ince kesit incelemeleri Şekil 4.36'da ayrıntılı olarak verilmiştir.

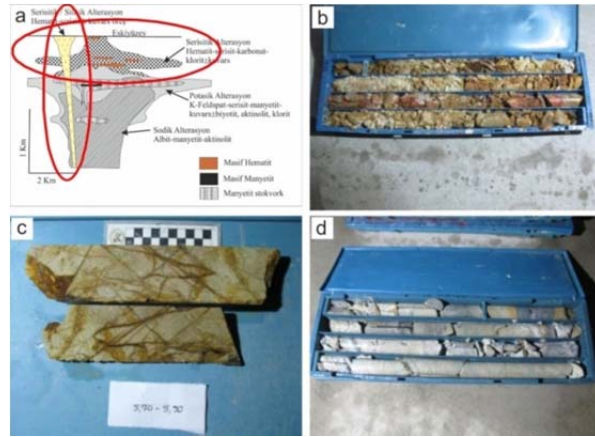


Şekil 4.35. (a) IOCG yataklarının alterasyon (potasik) karektersitiklerini gösteren şematik kesit (Hitzman ve ark., 1992), (b) biyotitleşme, (c) sodik-kalsik alterasyonu (tremolit-aktinolit damarlarını) üzerleyen potasik (biyotitleşme) alterasyon, (d) K-feldispat damarları.

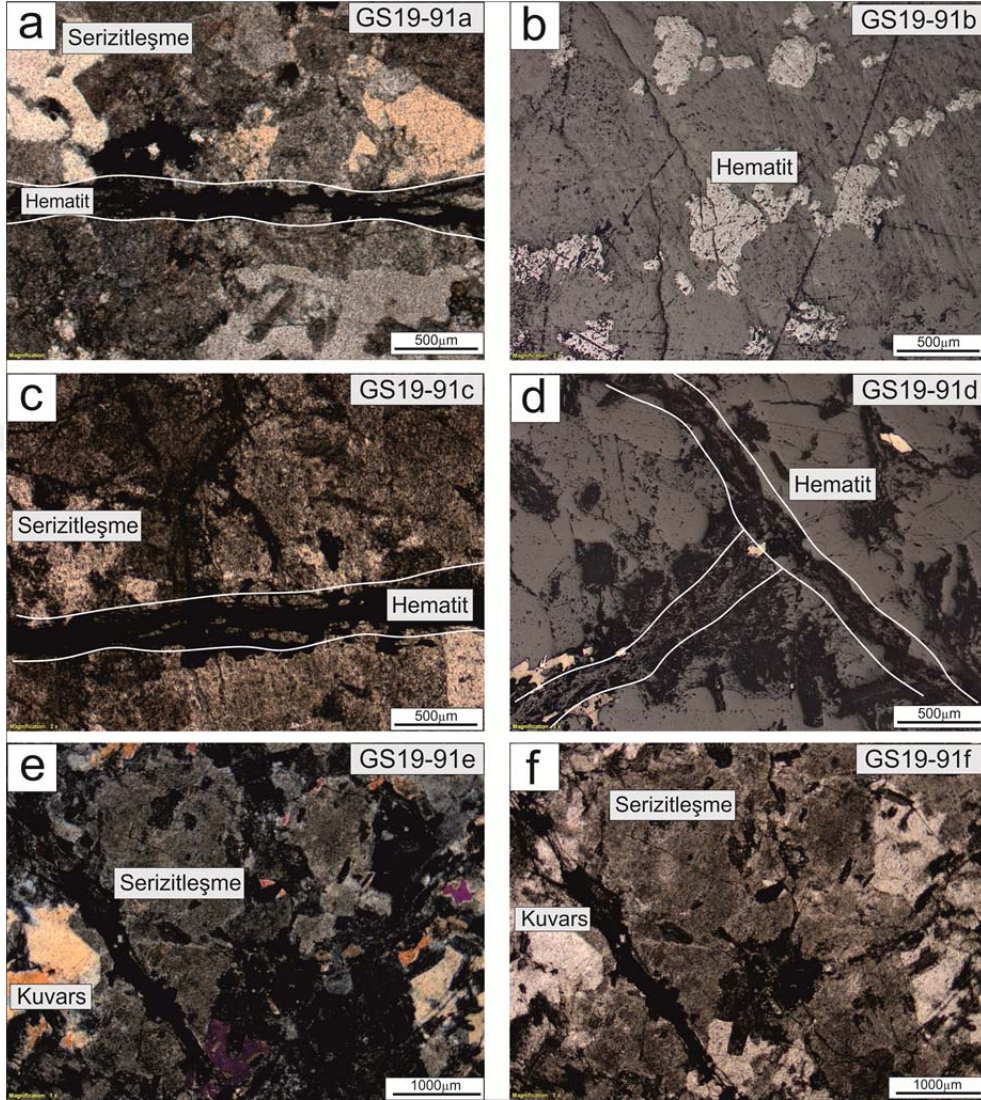


Şekil 4.36. Potasik alterasyona ait ince kesit görüntüleri a- sodik-kalsik alterasyon zonuna ait tremolit-aktinolit damarlarını üzerleyen potasik (biyotitleşme) alterasyon (çift nikol), b- sodik-kalsik alterasyon zonuna ait tremolit-aktinolit damarlarını üzerleyen potasik (biyotitleşme) alterasyon (tek nikol).

Serizitik alterasyon: Dar alanlarda izlenen serizitik alterasyon önceki alterasyonları üzerler ve serizit, karbonat, kuvars, klorit, hematit birlikteliği sunar. Genellikle üst seviyeleri oluşturur ve az miktarda cevher (daha çok hematit) içerir (Şekil 4.37). Bu alterasyon epitermal alterasyonlara benzerlik göstermektedir. Serizitik alterasyona ait ince ve parlak kesit incelemeleri Şekil 4.38’de ayrıntılı olarak verilmiştir.

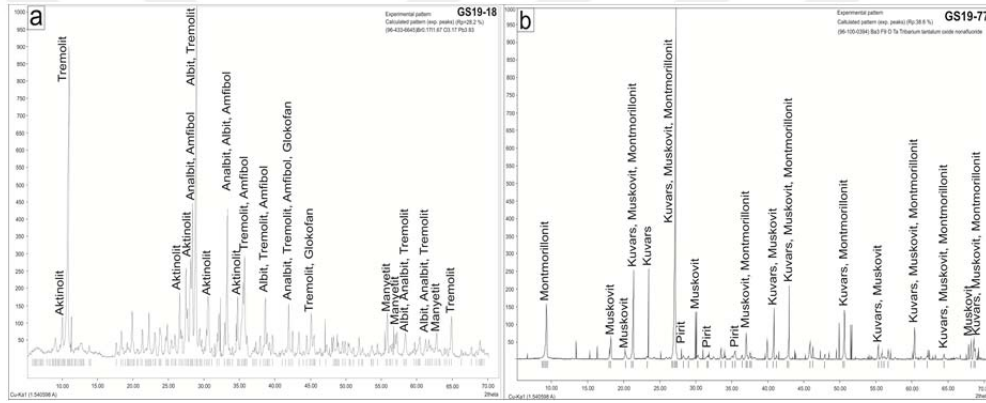


Şekil 4.37. (a) IOCG yataklarının alterasyon (serizitik) karektersitiklerini gösteren şematik kesit (Hitzman ve ark., 1992), (b) hematit-serizit, (c) hematit damarları, (d) K-feldispat damarları



Şekil 4.38. Serizitk alterasyona ait ince ve parlak kesit görüntüleri a- Yoğun serizitleşme ve hematit damarlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, b- hematitlere ait parlak kesit görüntüsü, c- hematit damarları ve serizitleşmelere ait ince kesit tek nikol görüntüsü, d- hematit damarlarına ait parlak kesit görüntüsü, e-yoğun serizitleşmeler ve hematit damarlarına ait ince kesit çift nikol görüntüsü, f- yoğun serizitleşmeler ve hematit damarlarına ait ince kesit tek nikol görüntüsü.

Önceki çalışmalarda porfiri tip yataklanma olarak tanımlanan Tütün Tepeleri cevherleşmeleri, arazi gözlemleri ve XRD analizlerinin yorumlanmasıyla birlikte yatağın porfiri yataktan farklı bir oluşuma sahip olabileceğini göstermiştir. XRD analizleri (Şekil 4.39) ve mikroskopik çalışmalar aktinolit-klorit-manyetit birlikteliği, yüksek Fe-oksit içeren sodik-kalsik ve potasik alterasyonu tanımlamıştır. Buna göre zengin manyetit ve kısır porfiri cevher içerikleriyle cevherleşmenin Fe-Oksit-Bakır-Altın (IOCG) yataklarıyla benzerlikler gösterdiği saptanmıştır.



Şekil 4.39. XRD tanımlama diyagramları (a) sodik-kalsik alterasyon (b) potasik alterasyon

4.5.4. Cevher Petrografisi

Çalışma alanında sondaj karotlarından alınan örneklerin mikroskobik incelemeleri sonucunda manyetit, molibdenit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, galen, hematit, az miktarda da malakit ve azurit oluşumları izlenmiştir (Şekil 4.40).

Manyetit; Manyetitler en baskın mineral olup genellikle iri taneli, öz şekilli-yarı özşekilli olarak bulunurlar. Tane büyüklükleri oldukça değişkendir (15->600 mikron). Manyetitler, kalkopiritler tarafından ornatılmıştır (Şekil 4. 40-a). Tane aralarında gang minerali yer alır ve bazı manyetitler kenar ve çatlakları boyunca kısmen martitleşerek hematite dönüşmüştür (Şekil 4. 40-b).

Molibdenit; Eser miktarda gözlenen molibdenitlerin tane büyüklükleri 80-100 mikron arasında değişmektedir. Daha çok levha, çubuk şeklinde olup yer yer bükülmüş levhalar halindedir (Şekil 4. 40-c). Çoğunlukla kuvars damarları boyunca gelişmişlerdir.

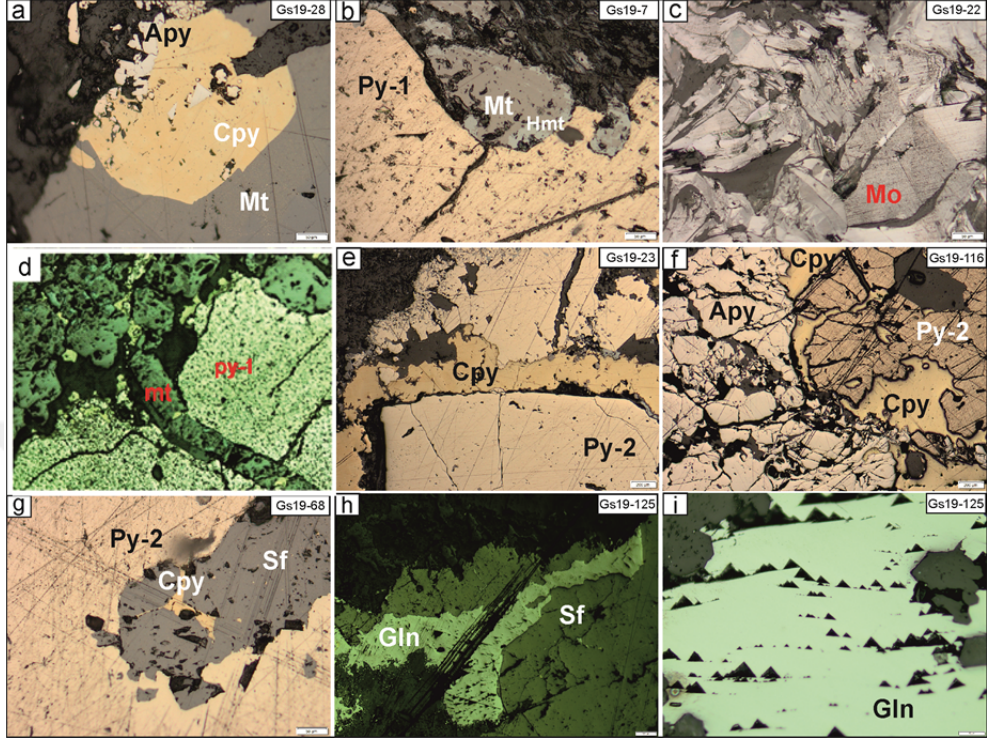
Pirit; Cevherleşmelerde yaygın gözlenen minerallerden biri pirittir. Piritler farklı iki evreyi temsil etmektedir. Pirit 1, magmatik ayrışma evresinde oluşmuş, iri tanelidir ve daha sonraki minerallerce ornatılmış / kesilmiş haldedir (Şekil 4. 40-d). Pirit 2 ise çoğunlukla kalkopirit ve arsenopiritlerle düzensiz bir ilişkiye sahiptir. Piritlerde gözlenen en yaygın doku türleri ise ornatım ve kataklastik dokudur. Kesitlerin çoğunda piritler özşekilli-yarı özşekillidir (Şekil 4. 40-e).

Arsenopirit; Çoğunlukla özşekilsiz ve/veya yarı öz şekilli olan arsenopiritler serbest taneler halinde olup pirit 2 ve kalkopirit ile kenetli şekilde izlenmektedir (Şekil 4.40-f,a). Beyaz-yeşilimsi renklerde gözlenen arsenopiritler güçlü kırmızımsı anizotropiye sahiptirler. Paleokrizmaları zayıftır. Arsenopritler, çubuk şeklinde lata halinde görünüm sunmaktadır (Şekil 4.40-f). Tane büyüklükleri 5-600 mikron boyutları arasında değişmektedir. Bazı kesitlerde arsenopiritlerin çatlakları boyunca kalkopirit mineralleri izlenir. Çoğunlukla kuvars damarları boyunca gelişmişlerdir.

Kalkopirit; Kalkopiritler genellikle özşekilsizdir. Serbest taneler halinde ve/veya pirit 2 ile birlikte gözlenmektedir. Yer yer de kalkopiritler arsenopiritlerin kenar ve çatlaklarında görülmektedir (Şekil 4. 40-f,a). İçerisinde kolloform kapanım halinde sfalerit mineralleri izlenir. Ayrıca manyetitlerin boşluklarını doldurmuş ve ornatmıştır (Şekil 4.40-a). Kalkopirit, pirit 2'yi kuşatarak çatlakları boyunca yerleşmiş ve dolayısıyla piritten sonra oluşmuştur (Şekil 4. 40-e).

Sfalerit; Sfalerit kahvems gri renkli olup, düzensiz şekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Çoğunlukla galen minerallerine eşlik etmekle birlikte kalkopiritlerin bulunduğu örneklerde de gözlenmektedir (Şekil 4.40-g,h). Mikroskopta gri renkte görülen sfaleritler, sarımsı kahverengi iç yansıma gösterirler.

Galen; Galen gri beyaz rengiyle kolaylıkla tanınabilir. Özşekilli olduğu kesitlerde karakteristik üçgen yapıları çok iyi gelişmiştir (Şekil 4.40-i). Bazı örneklerde galenler kırılmaksızın deformasyona uğramış, bunun sonucu olarak da mineral içinde bükülmeler gelişmiştir. Ramdohr (1984)'a göre bu durum mineralin sertliğiyle ilişkili olup, sertliği yüksek mineraller basınca maruz kaldıklarında kırılırken, sertliği düşük mineraller bükülmeye uğramaktadırlar. Çoğunlukla karbonat-kuvars damarları boyunca gelişmişlerdir.



Şekil 4.40. Cevherli örneklerin mikroskop görüntüleri (a) manyetit içerisinde yerleşmiş kalkopirit ve arsenopirit (Cpy: kalkopirit Apy: arsenopirit, Mt: manyetit), (b) pirit-1'i ornatmış manyetit ve manyetitlerin hematite dönüşümü (Py-1: pirit 1, Mt: manyetit, Hmt: hematit), (c) bükülmüş levha halinde izlenen molibdenit (Mo: molibdenit), (d) Pirit-1 kesen manyetit damarı (Py-1: pirit 1, Mt: manyetit), (e) Daha önce oluşan pirit-2 ve kalkopirit ilişkisi (Cpy: kalkopirit, Py-2: pirit 2), (f) kataklastik doku gösteren pirit 2 ve arsenopiritlerin çatlaklarına yerleşen kalkopiritler (Cpy: kalkopirit, Py-2: pirit 2, Apy: arsenopirit), (g) pirit-2 kalkopirit ve daha sonra yerleşen sfaleritler (Cpy: kalkopirit, Py-2: pirit 2, Sf: sfalerit), (h) kalkopirit kapanımları içeren sfalerit ve daha sonra oluşan öz şekilli galen (Gln: galen, Sf: sfalerit) (i) karakteristik üçgen yapıları gösteren galen (Gln: galen).

Mineral birlikteliği hazırlanırken belirlenen mineral bollukları çizgi kalınlıklarındaki farklılıklarla temsil edilmiştir. Buna göre mineral oluşum sırası, manyetit, molibdenit, pirit1, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, galen şeklindedir. Ayrıca oksidasyon zonunda hematit, az miktarda da malakit ve azurit oluşumları izlenmiştir (Şekil 4.41).

Evre	Sodik-kalsik Alterasyon	Potasik Alterasyon	Serizitik Alterasyon	Geç Evre Sülfid Evresi	Süperjen Evre
Mineral	207,8-392°C Kuvars 270-377°C Arsenopirit	238-290°C Kuvars 263-288°C Arsenopirit	213-276°C Kuvars		
Kuvars	=====				
Biyotit	=====				
Albit	=====				
Aktinolit	=====				
Tremolit	=====				
Manyetit	=====				
Klorit	=====				
Serizit	=====				
K-Feldispat	=====				
Molibdenit	=====				
Pirit 1	=====				
Pirit	=====				
Arsenopirit	=====				
Kalkopirit	=====				
Sfalerit	=====				
Galen	=====				
Hematit				=====	
Malakit				=====	
Azurit				=====	

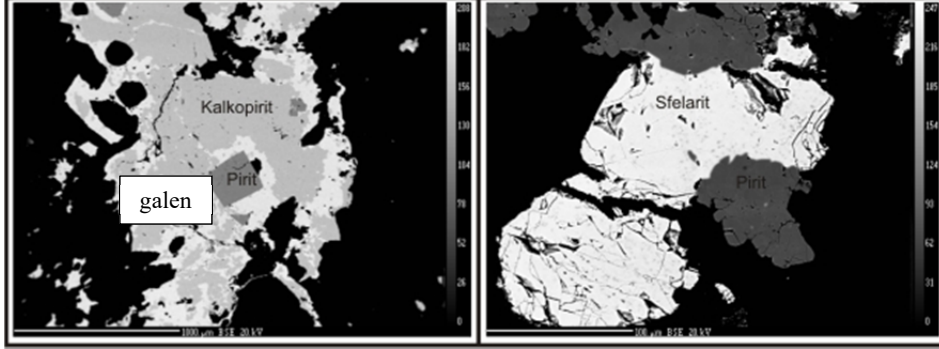
Şekil 4.41. Çalışma alanına ait Fe-Oksit cevherleşmelerinde gözlenen minerallerin parajenetik dizisi

4.5.5. Mineral Kimyası

Çalışma alanından alınan cevher minerallerinin kimyasal özelliklerini belirlemek, kökensel özelliklerini araştırmak ve bileşimindeki değişimleri incelemek üzere cevher örneklerinden alınan 12 tane iki yüzeyi parlatılmış örnekler üzerinde toplam 301 noktadan mineral kimyası analizi yapılmıştır. Analiz sırasında mineraller üzerinde noktaları belirleme aşamasından görüntüler Şekil 4.42’de verilmiştir. Cevherler üzerinde yapılan mikroprob analizinde ölçülen değerler o elementin atom ağırlığına bölünmüş, sonra bu değerler tam sayıya tamamlanarak hesaplanmıştır. Sonuçlar Ek-2’ de verilmiştir.

Pirit;

Pirit, kalkopirit, galen, arsenopirit ve sfaleritlerin stokiyometrik bileşimli olduğu ve piritlerin 0,974 ağı. % Fe ve 2,018 ağı. % S ortalama içeriğine sahip oldukları belirlenmiştir. Analiz sonuçlarına göre piritler için oluşturulan formül $Fe_{0,93-0,99}S_{1,98-2,02}$ şeklindedir. Pirit, kimyasal bileşimleri ve dokusal özellikleri ile oluşumu sırasında ve sonrasında geçirdiği süreçleri yansıtan önemli bir mineraldir. Araştırmacıların çoğu piritlere ait Co/Ni oranını cevherleşmenin ortam koşullarını anlayabilmek için indikatör olarak kullanmaktadır (Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Bralía ve ark., 1979; Walshe ve Solomon, 1981; Raymond, 1996; Kant ve ark., 2012). Ayrıca Co/Ni oranı ilk oluşum sıcaklığını ve bundan bağımsız olarak metamorfizma derecesini de yansıtmaktadır. Co/Ni oranının <1 küçük olması genellikle sedimanter kökene işaret ederken, bu oranın 1'in üzerinde çıkması hidrotermal kökeni göstermektedir. Çok değişken olan Co ve Ni oranları hidrotermal mineralizasyonun bir sonucu olarak değerlendirilmektedir. Co' ın Ni'e göre kabuktaki bolluğunun az olması sebebiyle nadiren bağımsız mineraller olarak oluşabilmektedirler. Pirit, yüksek oranda Ni ve muhtemelen düşük Co/Ni oranları içeren erken magmatik sıvılardan türemiştir. Yani, hidrotermal piritlerde Co/Ni oranları yüksek olabilmekte ve genellikle 1 den büyük olmaktadır (Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Bralía ve ark., 1979; Walshe ve Solomon, 1981; Raymond, 1996; Kant ve ark., 2012). Çalışma alanından alınan cevher örneklerindeki piritlerin, Co/Ni oranları ise ortalama olarak 1,66 olarak hesaplanmış ve bu değer hidrotermal kökeni işaret etmektedir.



Şekil 4.42. BSE (back-scattered emission) görüntüleri

Arsenopirit;

Toplamda 35 noktada analiz edilen arsenopiritler ise $\text{Fe}_{0,94-1,00}\text{As}_{0,85-1,00}\text{S}_{0,98-1,18}$ formülü ile temsil edilmektedir.

Kalkopirit;

Kalkopiritler ağırlıkça; 1,078 ağı. % Cu, 0,878 ağı. % Fe ve 1,977 ağı. % S içermektedir. Kalkopiritler için hesaplanan formül $\text{Cu}_{0,92-1,08}\text{Fe}_{0,924-0,975}\text{S}_{1,970-2,038}$ şeklindedir.

Sfalerit;

Parajenezde pirit ve kalkopirite göre daha az gözlenen sfaleritler demir içerikleri bakımından fakir olup ortalama olarak 0,058 ağı. % Fe, 0,921 ağı. % Zn, 1,005 ağı. % S bileşimine sahiptir ve sfaleritler için hesaplanan formül $\text{Zn}_{0,81-0,99}\text{Fe}_{0,02-0,15}\text{S}_{0,99-1,01}$ şeklindedir.

Sfalerit, cevherleşmenin oluşum şartlarını ve kökeninin belirlenmesinde kullanılan önemli bir mineraldir. (Craig ve Vaughan, 1994; Cook, 1996; Holten ve ark., 2000; L'Heureux ve Jamtveit, 2002; Palero ve Martin-Izard, 2005). Dibeneditto ve ark., (2005)'e göre ise sfaleritin bileşiminde gözlenen değişiklikler mineralin oluşum sonrası dengelenme koşullarından çok, ilk oluşum sırasındaki kimyasal bileşimi yansıtır. Bu sebeple sfalerit minerallerinin herhangi bir element

bakımından zonlanma göstermemesi, bu mineralin kristallenme sürecinde ortamın fizikokimyasal şartlarının değişmediğini göstermektedir (Demir, 2010).

Başka araştırmacılar Jonasson ve Sangster, 1978; Xuexin, 1984; Brill, 1989; Zaw ve Large, 1996; Xu, 1998; Gottesman ve Kampe, 2007; Demir, 2010'ın sfaleritlerin mineral kimyası üzerine yaptıkları çalışmalarda ise, bu mineralin Cd içeriği ve Zn/Cd oranının yatak tipini belirlemede kullanılabileceğini ileri sürmektedirler. Birçok araştırmacı da bu konu ile ilgili çeşitli sınıflama yapmıştır. Ancak Jonasson ve Sangster (1978) ve Xuexin (1984)'e göre; Zn/Cd oranının volkano-tortul yataklarda 417-531 arasında değiştiğini, buna karşın, magmatik hidrotermal yataklarda bu oran en düşük değere sahip olduğunu ve 104-214 arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Bu oranın karbonat ilişkili tabakaya uyumlu yataklarda, metamorfe olmuş tortul yataklarda ve stratiform yataklarda ise 252-330 arasında değiştiğini ileri sürmüşlerdir.

Çalışma alanındaki sfaleritlerde yapılan ölçümlerde ise Zn/Cd oranı ortalama 202,82 değerine sahiptir. Bu orana göre yöredeki cevherleşmeleri oluşturan sıvılarda magmatik hidrotermal katkıların bulunduğunu söylemek mümkündür.

Galen;

$Pb_{0,97-1,01}S_{0,97-0,99}$ formülü ile temsil edilen galen minerallerinde ana oksit elementlerden Pb ve S haricinde Bi, Sb, Ag, Hg, Au, Cu ve Zn içerikleri araştırılmış ve analiz sonuçlarına göre 0-0,17 ağı. % arasında Au, 0-0,15 ağı.% arasında Ag ve 0-0,11 ağı.% arasında Sb belirlenmiştir. Bu elementlerin yanısıra galenler çok düşük iz element içeriklerine sahiptirler. Amcoff'a (1984) göre eğer galenler 390 °C'nin altındaki sıcaklıklarda kristallenirse yüksek oranda Ag içermesinin mümkün olmadığını belirtmiştir. Araştırmacıya göre galenlerin yüksek Ag içermesi, oluşum sıcaklığının haricinde önemli ölçüde Bi veya Sb içermesiyle ilgili olup, bu elementlerin mineralin bünyesinde varolması Ag'nin galenler içerisinde çözünürlüğünü büyük ölçüde artırmaktadır. Bu durumda cevherleşmede

bulunan galenlerin Ag içeriğinin bu derece düşük oluşu, yukarıda yapılan açıklamaya göre oluşum sıcaklığının düşüklüğünden ziyade, hidrotermal çözeltilerin bileşiminde Ag'nin çözünürlüğünü artıracak düzeyde Bi ve Sb bulunmamasından kaynaklanabilir.

4.6. Cevherleşmelerin Jeokimyasal Özellikleri

Tütün Tepeleri cevherleşmelerinin jeokimyasal özelliklerini, cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağını ve bu cevherleşmenin yatak tipini belirleyebilmek amacıyla iz element, izotop ve sıvı kapanım analizleri gerçekleştirilmiştir. Yatak tipini belirleyebilmek amacıyla cevherli örnekler ve seçili manyetitler üzerinde ana ve iz element analizleri; hidrotermal çözeltileri oluşturan suyun kökenini belirlemek için H ve O izotop analizi; sülfürlü ve sülfatlı minerallerin bileşiminde bulunan kükürtün kaynağının belirlenmesi için S izotop analizleri ve cevherleşmenin oluşum sıcaklığı ve tuzluluk miktarını belirleyebilmek amacıyla sıvı kapanım analizleri yapılmıştır. Bu bölümde yapılan tüm analizler detaylı olarak değerlendirilerek yorumlanmıştır.

4.6.1. Cevher Örneklerinin ana ve iz Element Jeokimyası

İnceleme alanında sondajlardan derlenen cevher örnekleri üzerinde iz element analizleri ICP-MS (ACTLABS, Kanada) yöntemiyle analiz edilmiş ve analiz sonuçları Çizelge 4.6' de verilmiştir.

Çizelge 4.6. Cevher örneklerine ait iz element analiz sonuçları

	Au	Ag	Fe	Ni	Co	V	U	Cu	Pb	Cd	Mo	As	Zn	S
Örnek No	ppb	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
GS19-6	65	11,3	30,4	170	343	836	< 0.1	4900	51,3	0,9	< 1	703	186	15,4
GS19-10	58	14,9	25,6	13	95	190	1,2	1460	2240	8	3	627	2800	> 20.0
GS19-22	45	8,4	11,3	21,7	53	264	0,2	760	4790	17,9	2	553	5760	3,77
GS19-29	32	2,06	47,7	49,6	73	1870	1,2	980	52	0,2	< 1	53,9	93,7	2,66
GS19-31	64	14,9	15,6	10,6	48	57	< 0.1	1950	> 5000	155	5	3700	42400	18,1
GS19-34	97	9,97	28,5	36,3	146	105	0,2	982	> 5000	56,8	4	5360	17900	> 20.0
GS19-58	40	1,1	11,6	85,7	196	103	2,7	3820	55,3	0,6	37	192	169	12,9
GS19-68	40	0,97	14,1	22,5	24	154	0,4	2340	46,1	0,3	2	120	247	5,73
GS19-78	40	0,92	5,91	2,1	144	17	4,3	1630	33,7	0,2	1	32300	73,1	4,18
GS19-129	40	2,68	6,62	1,9	27	18	< 0.1	2650	610	6,7	35	36300	1560	4,92
GS22-6	60	1,6	27,9	38,3	117	257	0,9	696	289	0,9	3	1110	155	> 20.0
GS22-11	93	19,6	34,2	32,4	212	66	< 0.1	3290	> 5000	84,4	1	3440	21000	> 20.0
GS22-22	40	6,04	20,7	50,9	136	203	3,6	2670	73	0,1	5	298	117	> 20.0
GS22-25	40	1,55	18	116	234	190	0,1	4010	42,3	0,3	16	58,7	123	12,9
GS22-31	337	1,97	19,7	18,2	112	99	0,2	2400	150	4,5	77	20800	829	18,1
GSS22-47	40	1,23	4,24	1,1	61	11	4,8	654	31,6	< 0.1	8	4440	27	3,7

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları açısından Fe, Cu, Ag, Au, Co, Ni, V, U ve NTE içerikleri büyük önem arz etmektedir. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları, dünyada Au için önemli bir yataklanma türüdür. Ancak çoğu Fe-Oksit-Cu-Au yatakları düşük Au içeriği ile karakterize edilirler (0,01 g/ton-1,41 g/ton ortalama 0,41 g/ton) (Zhu, 2016). Çalışma alanından alınan örneklerin Au içeriği ise 0,03-0,337 g/ton arasında ve ortalama 0,07 g/ton dur.

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları düşük sülfür içeriğine sahiptirler (Barton ve Johnson, 2004). Cevherleşme alanında ortalama sülfür içeriği düşük olup % 8,2 olarak hesaplanmıştır. Sülfür hesaplamaları sülfürlü minerallerdeki yapı ile olan bağından faydalanarak molekül ağırlıkları yardımıyla hesaplanmıştır. Düşük sülfürün sebebi hidrotermal toplulukta anhidritin bulunması ve manyetit bolluğundan kaynaklanabilmektedir (Tornos ve ark., 2010). Bazı kaynaklarda Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının Fe içeriğinin % 15-35 arasında, Cu içeriğinin ise % 0,5-1,5 arasında düşük değerlerde bulunacağı ifade edilmiştir (Niiranen, 2005). Çalışma alanında yapılan analizlerde Fe içeriği ortalama % 20,13'tür. Cu içeriği ise düşük olup % 0,06-0,4 arasında ve ortalama olarak % 0,22 tür. Bu değerler Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının değerleriyle yaklaşık olarak benzerlik sunmaktadır.

Seçilmiş saf manyetit örnekleri üzerinde ayrıca 3 adet ana oksit ve iz element analizleri ICP-MS (ACTLABS, Kanada) yöntemiyle analiz edilmiş ve analiz sonuçları Çizelge 4.7' de sunulmuştur.

Çizelge 4.7. Manyetitler üzerinde yapılan ICP-MS analiz sonuçları.

	Fe (%)	Ti (%)	Ca (%)	Al (%)	P (%)	Au (ppb)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Cr (ppm)
GS22-2	36,9	0,13	2,75	5,1	0,07	2	0,1	20,3	150	14,5	27	611	11
GS22-6	12,9	0,48	7,35	8,22	0,002	2	0,05	38,1	676	7,1	35,4	1070	30
GS25-3	22,1	0,64	5,51	7,62	0,002	2	0,2	223	863	105	121	2540	147

Çalışma alanında belirlenen sodik-kalsik alterasyonda (tremolit-aktinolit-albit-epidot-klorit-manyetit) yoğun olarak bulunan manyetitler üzerinde yapılan analiz sonuçları cevherleşmenin kaynağını belirlemede önemli rol oynamaktadır. Manyetitlerde Ti içeriği bu yataklar için oldukça önemlidir. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar için Ti içeriği düşük ve $Ti < \%1,198$ olmalıdır (Chai ve ark., 2014). Çalışma alanına ait örneklerdeki manyetitlerin Ti içeriği %0,13-0,64 arasındadır. Bu yataklar için ayırtman V içeriği hidrotermal manyetit yataklarda düşük olup ortalama 10,2 ppm dir. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarda ise bu değer daha yüksektir (Rajabzadeh ve Rasti, 2017). Seçili manyetitler üzerinde yapılan analizler sonucunda içerisinde V içeriği 150-863ppm arasında belirlenmiştir. Yine manyetitlerde yapılan analizlerde Ni/Co içerikleri bu yatakları skarn yataklardan ayırmak için kullanılır. Skarn yataklarda Ni/Co oranı >2 olmalıdır. Çalışma alanına ait örneklerde ise Ni/Co içeriği 0,2-0,87 arasındadır (Li ve ark., 2015).

4.6.2. Duraylı İzotop Analizleri

4.6.2.1. $\delta^{34}S$ İzotop Analizi

İnceleme alanından alınan sondaj örneklerinden 4 adet pirit ve kalkopirit örneği seçilerek $\delta^{34}S$ izotop analizleri ACTLAB'da yaptırılmış ve sonuçlar Çizelge 4.8' de sunulmuştur.

Çizelge 4.8. Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin sülfür izotop verileri (per mil)

Cevherleşme Alanı	Örnek No	Mineral	Açıklama	$\delta^{34}\text{S}$ V-CDT	Örnekleme Tipi
Tütün Tepeleri	GS17-73	pirit	masif	8,9	sondaj
	GS19-41	pirit	masif	6	sondaj
	GS22-5	kalkopirit	masif	3,8	sondaj
	GS19-43	kalkopirit	masif	5,5	sondaj

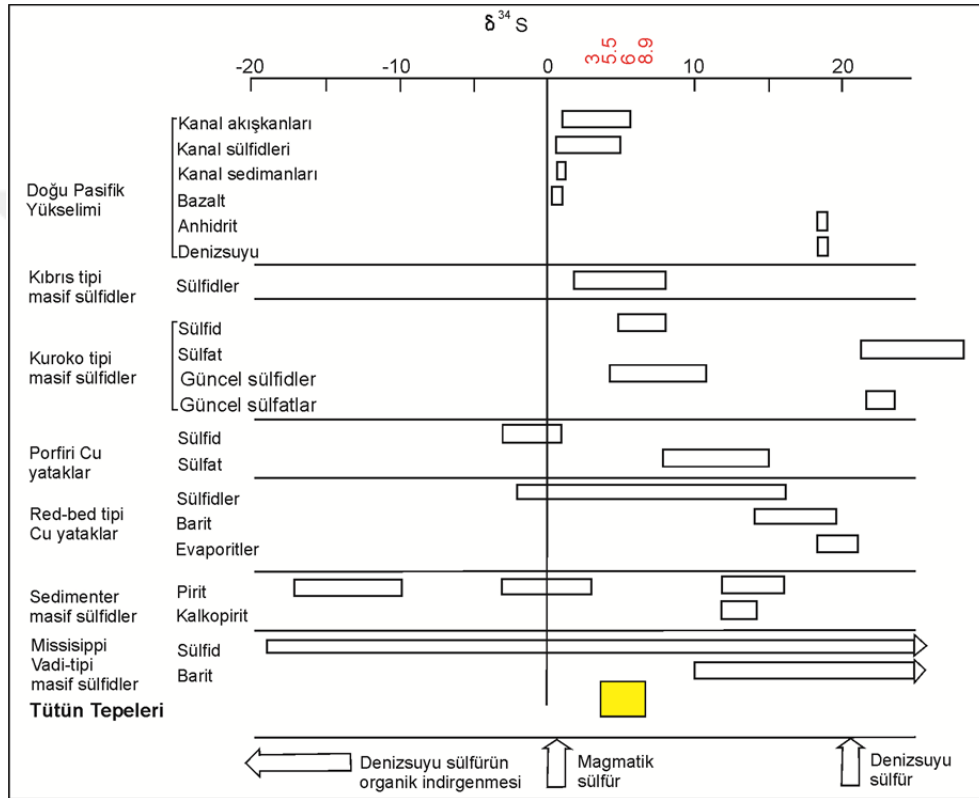
2 adet pirit ve 2 adet kalkopirit örneği üzerinden yapılan $\delta^{34}\text{S}$ izotop analiz sonuçlarına göre değerler piritlerde 6-8,9 ‰, kalkopiritlerde 3,8–5,5 ‰ arasında çok dar bir alanda değişiklik sunmaktadır (Çizelge 4.8).

Ohmoto ve Rye (1979), mantodan itibaren kıtasal kabuğun, çok geniş bir aralıkta izotopik farklılaşmaya maruz kaldığını, kıtasal kabuğun ve asidik kayaçların $\delta^{34}\text{S}$ bileşiminin ± 3 olduğunu belirtmişlerdir. Mafik ve ultramafik kayaçların $\delta^{34}\text{S}$ değerleri de üst mantonun bileşimine uygun olarak -1 ile +3 arasında değişiklik göstermektedir. Ancak Sasaki ve Ishihara (1979), mafik kayaçlarda $\delta^{34}\text{S}$ değerinin normal olmayan bir şekilde artış veya azalış gösterebileceğini belirtmişlerdir. Bu artış veya azalma ile ilgili Ohmoto ve Rye'a (1979) mantonun bileşimindeki farklılıktan ziyade, sedimanter kökenli sülfürlerin karışmasının bir sebebi olabileceği görüşünü savunmuşlardır.

Elde edilen bu izotop sonuçları $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerine göre sınıflandırılan diyagrama yerleştirilerek farklı yataklarla karşılaştırılma yapılmıştır (Şekil 4.39). Bu karşılaştırma daha önce porfiri tip yatak olarak değerlendirilen bu yatağın, porfiri yatakların kükürt izotop değerlerine uymadığı görülmüştür.

Ohmoto ve Rye (1979) sülfürlü minerallerin bileşiminde yer alan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ± 0 'a yakın ve dar bir aralıkta değişiyor olmasının sebebini cevher minerallerinin oluşumunu sağlayan hidrotermal çözeltiler içindeki kükürtün magmatik kökenli olması şeklinde açıklamışlardır. Başka bir araştırmacı Hoefs (2004); bazik magmatik kayaçların $\delta^{34}\text{S}$ bileşimleri daima ± 0 'ın üzerinde ve yine

sıfıra yakın olduğunu belirtmiştir. Buna göre çalışma alanındaki cevherleşmelerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri cevher minerallerinin oluşumunu sağlayan hidrotermal çözeltiler içindeki kükürtün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir (Ohmoto ve Rye, 1979; Hoefs, 2004) (Şekil 4.43).



Şekil 4.43. Hidrotermal yataklardaki sülfür taşıyıcı mineraller için $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (Ohmoto ve Rye, 1979).

4.6.2.2. $\delta^{18}\text{O}$ İzotop Analizi

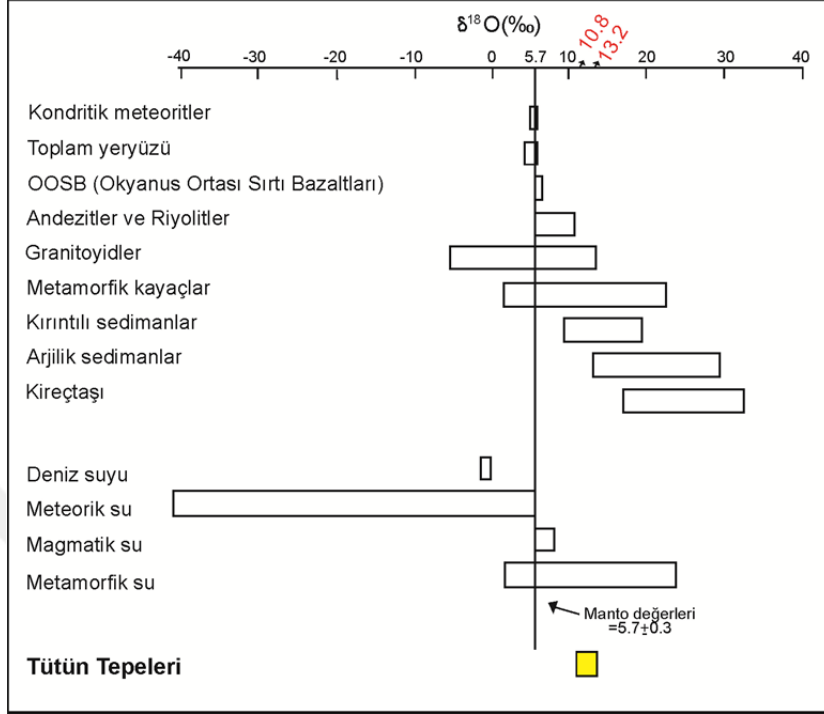
Oksijen izotop analizi için 2 adet kuvars örneği ActLabs Int. (Kanada) laboratuvarlarına analizi yaptırılmış ve sonuçlar Çizelge 4.9' da sunulmuştur.

Çizelge 4.9. Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin oksijen izotop verileri (per mil)

Cevherleşme Alanı	Örnek No	Mineral	Açıklama	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW	Örnekleme Tipi
Tütün Tepeleri	GS22-26	kuvars	masif	10,8	sondaj
	GS22-46	kuvars	masif	13,2	sondaj

Güncel deniz suyunun oksijen izotop bileşimi $\text{‰ } 0 \pm 1$ (‰)dir (Taylor, 1974). Magmatik (hidrotermal) sulara ^{18}O değeri $+5,5 - +10,1$ (‰), metamorfik sulara ^{18}O değeri $+5 - +25$ (‰) tir. Tatlı su (deniz suyu dışındaki tüm sular) için ise bu değer -10 ile -50 (‰) arasında değişmektedir. Deniz suyunda kireçtaşları çökelerken ağır izotopları bünyesine alarak onlarla birlikte çöktüğü için yüksek değerlere sahiptir. Bu değerler $+25$ ile $+34$ (‰) arasındadır. Çalışma alanından alınan seçili kuvars örneklerinin analiz sonuçları değerlendirildiğinde cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin magmatik (hidrotermal) kökenli olduğu belirlenmiştir. Bilindiği gibi sadece izotop analiz sonuçları cevherleşmenin kökeni hakkında bilgi vermemektedir. İzotop analiz sonuçlarını diğer analiz sonuçları ile destekleyip arazinin jeolojisi ve tektonik yapısı ile birlikte yorumlamak gerekmektedir.

Taylor (1974) oksijen izotop kaynaklarına göre hazırladığı diyagramda yine analiz sonuçlarında cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağının metamorfik alanına denk geldiği görülmektedir (Şekil 4.44).



Şekil 4.44. Oksijen izotop kaynakları (Taylor, 1974)

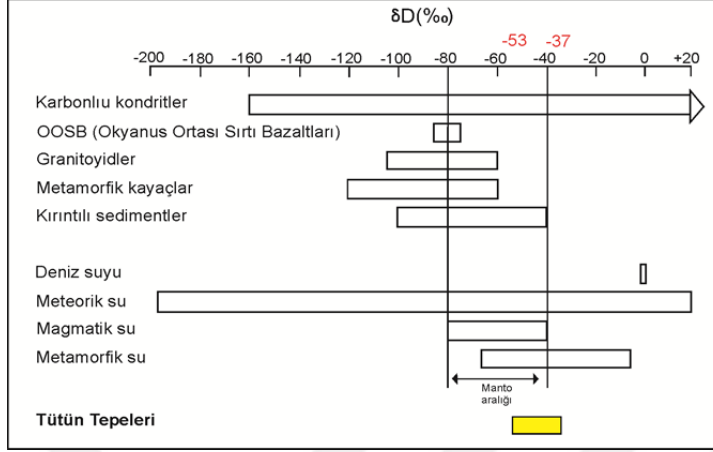
4.6.2.3. H İzotop Analizi

2 adet serizit örneği ActLabs Int. (Kanada) laboratuarlarına analizi yapılmış ve sonuçlar Çizelge 4.10'de sunulmuştur.

Çizelge 4.10. Çalışma alanındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin hidrojen izotop verileri (per mil)

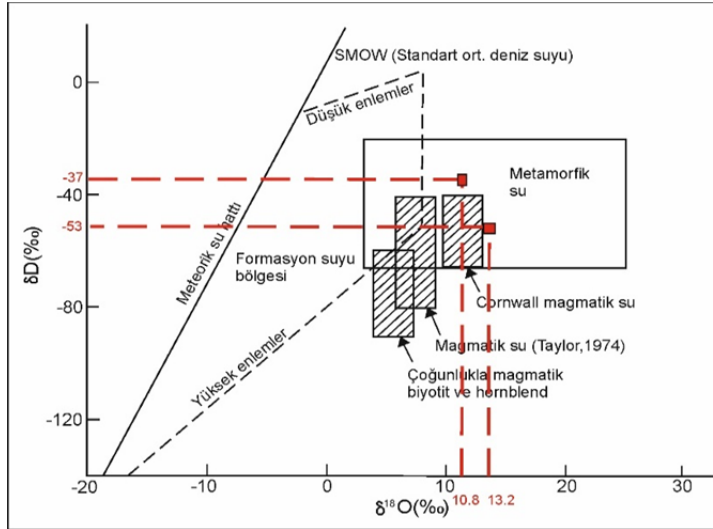
Cevherleşme Alanı	Örnek No	Mineral	Açıklama	dD SMOW	Örnekleme Tipi
Tütün Tepeleri	GS22-26	serizit	masif	-37	sondaj
	GS22-46	serizit	masif	-53	sondaj

Hidrojen izotop analiz sonuçları değerlendirilmek üzere hidrojen izotop kaynakları diyagramına yerleştirildiğinde değerler magmatik kaynak alanına düşmektedir (Şekil 4.45).



Şekil 4.45. Doğal hidrojen izotop kaynakları (Taylor, 1974)

Hem oksijen hem hidrojen izotop analiz sonuçları; magmatik, metamorfik ve meteorik suların oksijen izotop değerleri diyagramında birlikte değerlendirilmiştir (Şekil 4.46). Diyagramda örnekler metamorfik su alanında görülmekte fakat örneklerin magmatik alana yakınlığı ile cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin magmatik kaynaklı olduğu şeklinde yorumlanmaktadır.

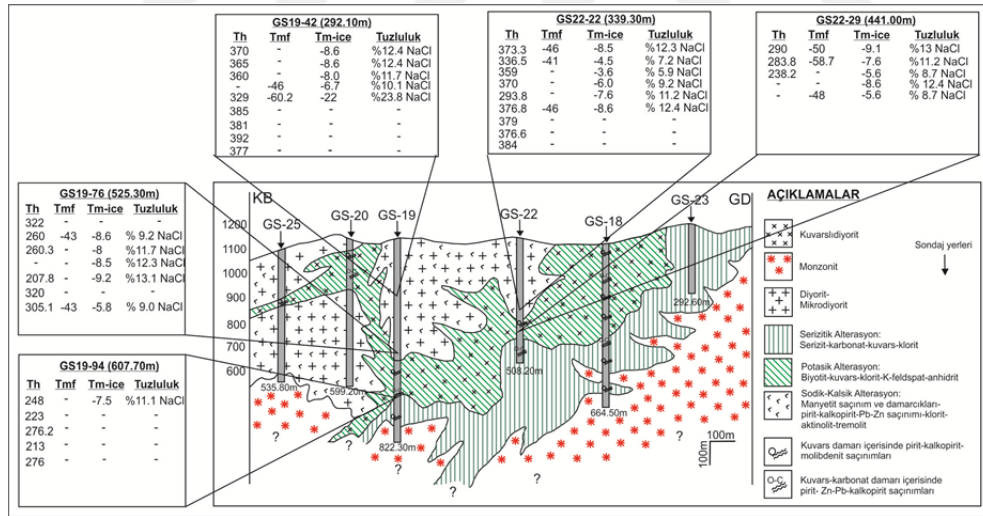


Şekil 4.46. Magmatik, metamorfik ve meteorik suların oksijen-hidrojen izotop değerleri (Taylor, 1974).

Kükürt, oksijen ve hidrojen izotop sonuçları birlikte değerlendirildiğinde cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağının magmatik olduğu görülmektedir.

4.6.3. Sıvı Kapanım Analizleri

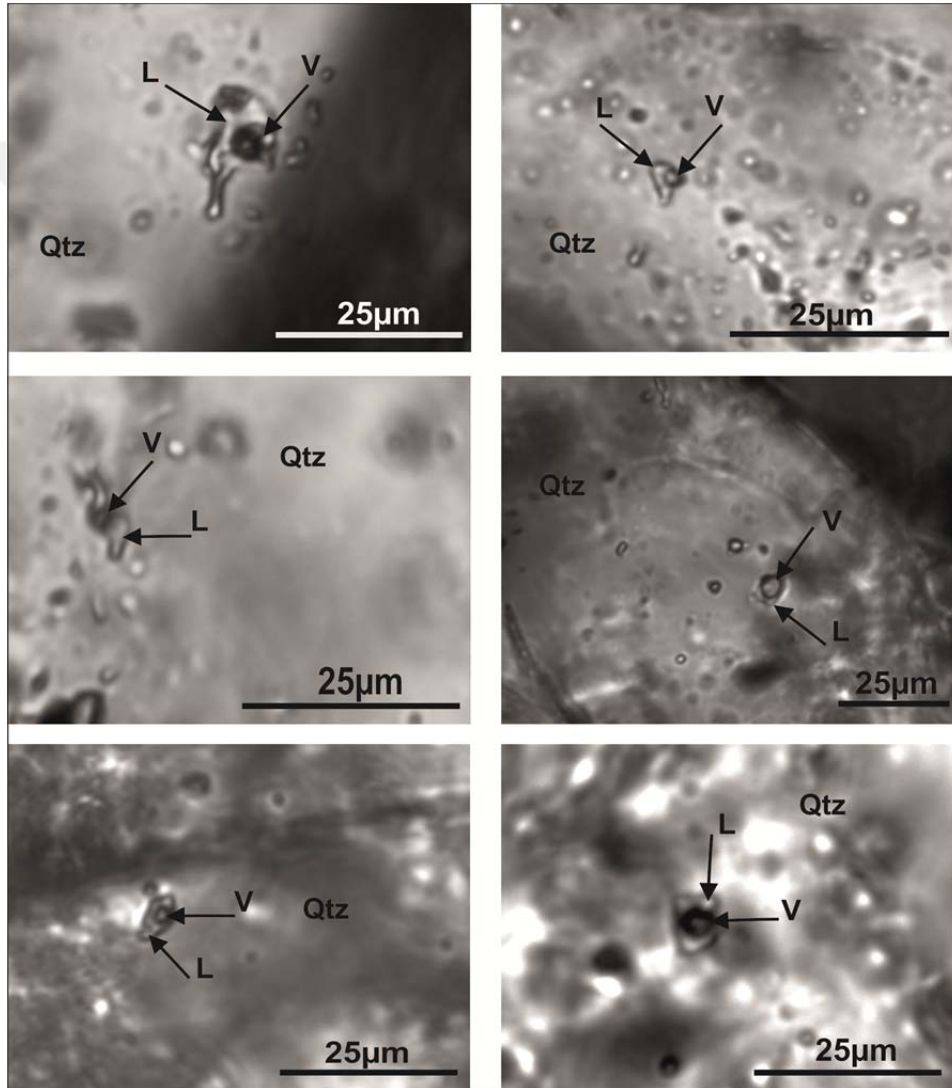
Çalışma alanına ait cevherleşmelerde sıvı kapanım ölçümleri kuvars örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerden 10 adet iki yüzeyi parlatılmış sıvı kapanım kesitleri hazırlanmış ancak 5 tanesinde sıvı kapanıma rastlanmıştır. Cevher minerallerinin kuvars damarlarıyla birlikte bulunması nedeniyle, sıvı kapanım çalışması için hazırlanan örnekler cevherli kuvars damarlarından seçilmiştir. Hazırlanan kesitlerde tespit edilen sıvı kapanımlar Roedder (1984) ve Shepherd ve ark., (1985)'e göre incelenmiş ve kapanım özellikleri belirlenerek, bu kapanımların ilk ergime, son ergime ve homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür. Ölçülen değerler kesit üzerinde sondaj derinliklerine göre Şekil 4.47'de verilmiştir.



Şekil 4.47. Sondaj derinliklerine göre sıvı kapanım ölçüm sonuçları

Kuvars örnekleri, beyaz renkli ve öz şekilsiz kuvarslardan oluşmaktadır. Kuvars kristallerinde gözlenen kapanımlar, birincil ve ikincil kapanımlar şeklindedir. Bütün ölçümler iki fazlı (sıvı ve gaz içeren) kapanımlardan yapılmıştır.

Kuvarslarda iki fazlı ve genellikle 2-10 μm boyutlu birincil sıvı kapanımlarının yanında, kırık hatları boyunca dizilmiş farklı oranlarda sıvı-gaz içeren ve genellikle düzensiz şekilli ikincil kapanımlar da bulunmaktadır. Bazı kapanımların boyutlarının oldukça küçük olması nedeniyle ilk ergime ve son buz ergime sıcaklıkları ölçülememiştir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48. Kuvars damarlarında gözlenen iki fazlı kapanımlar (L: sıvı, V:gaz, Qtz: Kuvars)

Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan yapılan sıcaklık ölçümleri, homojenleşme sıcaklığı (Th), ilk buz ergime sıcaklığı (Tmf) ve son buz ergime sıcaklığını (Tm-ice) kapsamaktadır. Ölçümü yapılan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığı, ilk buz ergime sıcaklığı, son buz ergime sıcaklığı ve tuzluluk yüzdeleri ayrıntılı bir şekilde Çizelge 4.11' de sunulmuştur.

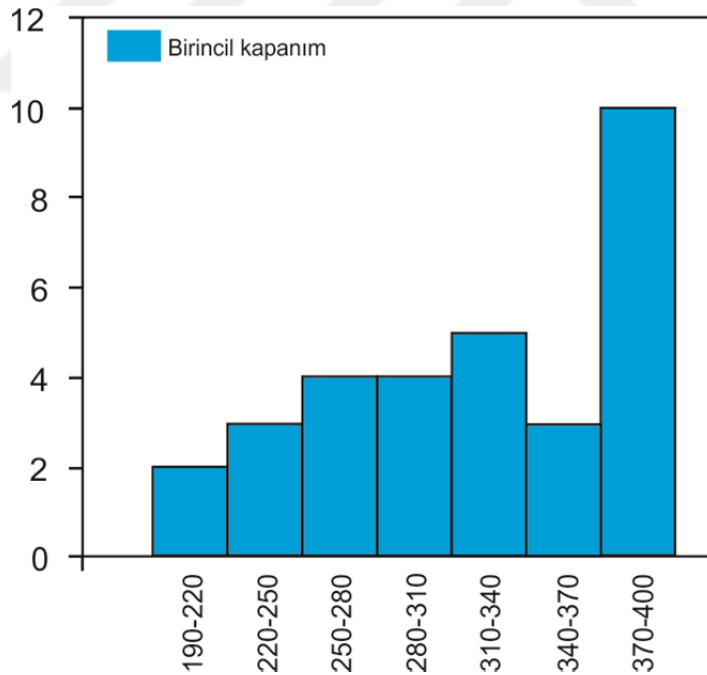
Çizelge 4.11. Sıvı kapanım ölçüm sonuçları

Homojenleşme sıcaklığı (Th)	İlk ergime sıcaklığı (Tmf)	Son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice)	Tuzluluk (% NaCl)
373,3	-46	-8,5	12,3
305,1	-43	-5,8	9
336,5	-41	-4,5	7,2
359	-	-3,6	5,9
370	-	-6	9,2
293,8	-	-7,6	11,2
376,8	-46	-8,6	12,4
260	-43	-6	9,2
260,3	-	-8	11,7
-	-	-8,5	12,3
-	-	-8,6	12,4
207,8	-	-9,2	13,1
248	-	-7,5	11,1
290	-50	-9,1	13
370	-	-8,6	12,4
365	-	-8,6	12,4
360	-	-8	11,7
-	-46	-6,7	10,1
329	-60,2	-22	23,8
283,8	-58,7	-7,6	11,2
-	-48	-5,6	8,7
238,2	-	-5,6	8,7

Bu ölçümlerin yanısıra boyutları küçük olan bazı kapanımlarda sadece homojenleşme sıcaklığı (Th) ölçülmüştür. Bunlar; 379 °C, 376,6 °C, 385 °C, 381 °C, 377 °C, 392 °C, 384 °C, 322 °C, 223 °C, 276,2 °C, 320 °C, 276 °C ve 213 °C'dir.

a) Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (Th)

Kuvars örnekleri üzerinde homojenleşme sıcaklıkları birincil kapanımlarda ölçülmüştür. Birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları 207,8 °C ila 392 °C arasında değişmekte olup ortalama 320,3 °C dir. (Şekil 4.49, Çizelge 4.11). Petrografik çalışmalar sırasında sıvı kapanımlar şekilleri, boyutları, sıvı-gaz oranları ve oda sıcaklığında sahip oldukları faz bileşenleri açısından birinci ve ikinci evrede oluşunlar şeklinde ayıramamıştır. Ancak homojenleşme sıcaklıklarının frekans dağılım grafiğine aktarılması sonucu, cevher oluşumunun tek evrede gerçekleştiği saptanmıştır.



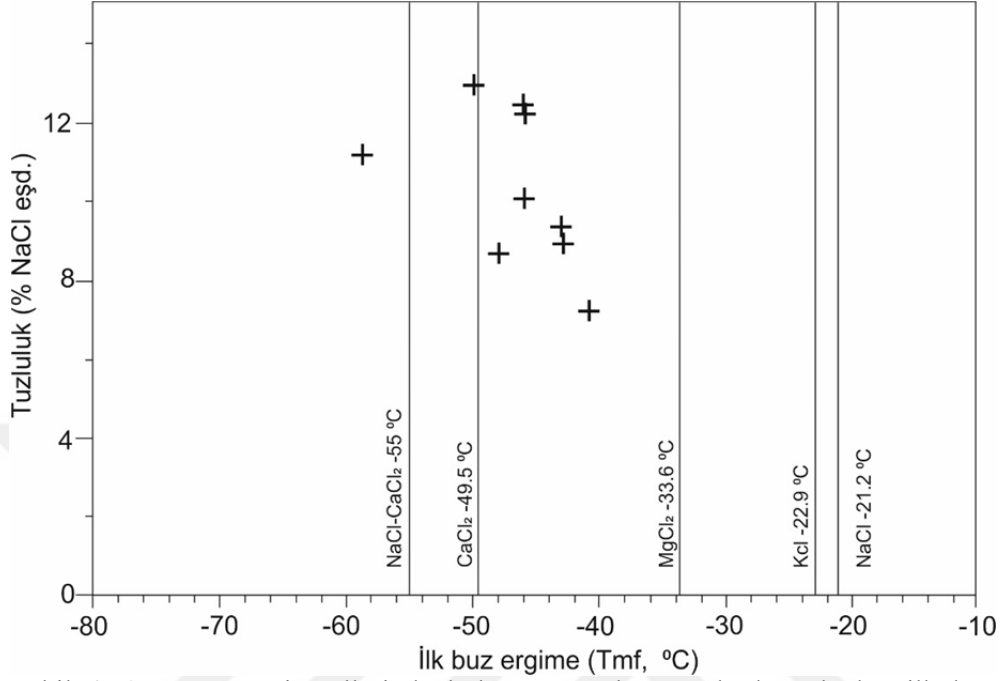
Şekil 4.49. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık dağılımları

b) İlk Ergime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{mf})

Sıvı kapanımların ilk buz ergime sıcaklıklarını ölçerek, bileşiminde ne tür tuzların bulunduğunu belirlemek mümkündür. Bileşiminde tek bir tuz türü bulunan kapanımların T_{mf} sıcaklıkları, bulunan tuz türünün karakteristik sıcaklığını verecektir. Buna göre NaCl-H₂O, KCl-H₂O, MgCl₂-H₂O ve CaCl₂-H₂O gibi bileşime sahip sıvı kapanımların T_{mf} sıcaklıkları sırasıyla -21,2, -22,9, -33,6 ve -49,5 °C şeklinde olacaktır. Eğer sıvı kapanımların bileşiminde, yukarıda bahsedilen tuz türlerinden bir kaçını aynı anda bulunuyorsa ilk ergime sıcaklıkları verilen değerler arasında değişim gösterecektir (Borisenko, 1977; Shepherd ve ark, 1985; Demir, 2010).

Kuvars minerallerinde ilk ergime sıcaklığı ölçümleri yalnızca birincil kapanımlarda ölçülebilmektedir. İkincil kapanımların çok küçük olması nedeniyle ilk ergime sıcaklıkları ölçülememiştir. Ölçülebilen ilk ergime sıcaklıkları -41 °C ila -60,2 °C arasında değişmekte ve ortalama -48,19 °C dur. (Çizelge 4.11).

Ölçülen T_{mf} sıcaklıkları ve bu sıcaklıklara göre belirlenen sıvı kapanımların bileşiminin **NaCl-CaCl₂-MgCl-H₂O** sisteminde olduğu söylenebilir (Şekil 4.50). Ancak içerdiği katyon türlerindeki çeşitliliğine rağmen, sıvı kapanımların içerisinde kristallenen herhangi bir tuz bulunmadığından bu kapanımların **H₂O-NaCl** sisteminde olduğu kabul edilmiştir.



Şekil 4.50. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan ölçülen ilk buz ergime (Tmf) sıcaklıkları ile bu kapanımların Tm-ice sıcaklıklarından hesaplanan tuzluluk miktarları arasındaki ilişkisi

(c) Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice)

Son buz kristalinin ergime sıcaklığı (Tm-ice), bileşiminde sıvı ve gaz bulunan kapanımların, tamamen dondurulduktan sonra ısıtılması esnasında ölçülen sıcaklıkların tuzluluk miktarının % olarak hesaplanmasına olanak sağlamaktadır. Kapanımların bileşiminde bulunan tuz bileşenleri, kapanımların donma sıcaklığını saf suya göre düşüreceğinden Tm-ice değerleri sıfırın altında olacaktır. Bu kurala göre, sıvı kapanımların bileşimindeki tuz miktarı arttıkça, Tm-ice değerleri düşecektir. Sıvı kapanımların tuz miktarı ile ergime sıcaklıkları arasındaki bu ilişkiden yararlanarak kapanımların tuzluluklarını hesaplamak mümkündür (Demir, 2010).

Son buz ergime sıcaklıkları kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarı sistemde katı tuz kristalinin bulunmadığı durumlarda kullanılan yöntem olup, buna

göre sıvı kapanım içinde bulunabilecek tuz miktarı en fazla % 23,2 NaCl eşdeğeri olacaktır. Eğer tuz miktarı bu değerden fazla ise bu durumda tuz kristalleneceğinden katı tuz kristalini kapanım içinde görmemiz gerekecektir. Kapanım içinde katı tuz kristalinin bulunması durumunda çözelti tuzluluğu tuz kristalinin ergime derecesine göre hesaplanmaktadır.

Sıvı kapanımların tuzluluk miktarlarını hesaplamak üzere Potter ve ark., (1978), Bodnar (1993) ve Bodnar ve Vityk (1994) tarafından önerilen eşitliklerin dışında, Brown (1989) tarafından geliştirilen “Flinco” ve “Bulk” adlı bilgisayar programları da kullanılmaktadır. Potter ve ark., (1978) ve Bodnar (1993) tarafından geliştirilen eşitlikler sırasıyla aşağıdaki bağıntılarda verilmiştir.

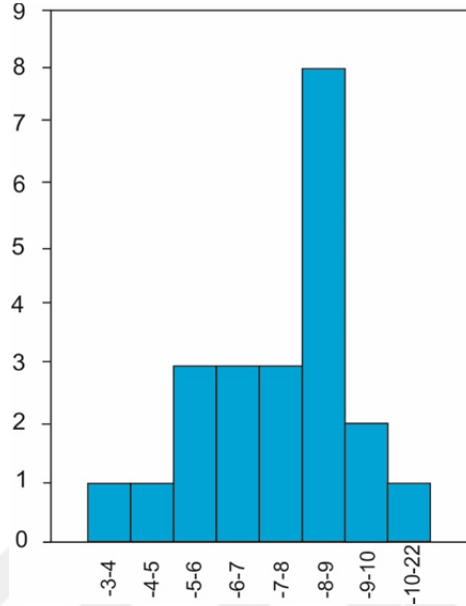
Tuzluluk: $1,76958T_m - 4,2384 \times 10^{-2}T_m^2 + 5,2778 \times 10^{-4}T_m^3$ (Potter ve ark., 1978)

Tuzluluk: $1,78T_m - 0,0442T_m^2 + 0,000557T_m^3$ (Bodnar, 1993)

Shepherd ve ark.,(1985), Bodnar, (1993) ve Wilkinson, (2001)’e göre sıvı kapanımların bileşiminde en yaygın olarak bulunan tuz türü NaCl olduğundan, kapanımların tuzluluğu NaCl eşdeğeri olarak verilmektedir. Kapanımların bileşiminde NaCl’nin dışında diğer tuz türleri bulunsan bile dondurma-ısıtma yöntemiyle belirlenen tuzluluk miktarında yapılabilecek hata miktarı % 5’i geçmeyecektir (Shepherd ve ark., 1985). Bundan dolayı bu çalışmada, sıvı kapanımların tuzluluğu NaCl eşdeğeri olarak verilmiştir.

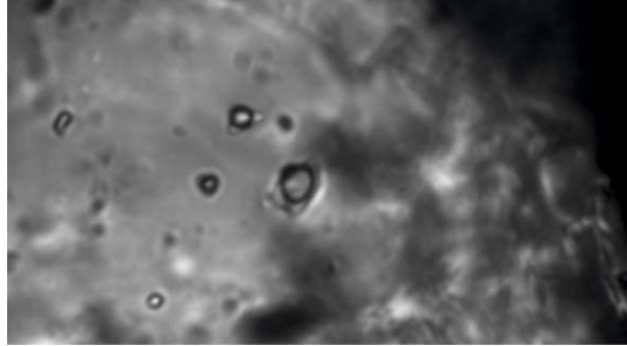
Son buz ergime sıcaklıkları, kuvars örneklerinde sadece birincil kapanımlarda ölçülebilmektedir. Kapanım boyutları çok küçük olanlarda ise son buz ergime sıcaklığı ölçülememiştir. Ölçülebilen sıcaklıklarda -22,0 °C ila -3,6 °C arasında değişmekte ve ortalama -7,9 °C dir (Şekil 4.51; Çizelge 4.11).

Ölçülen T_m -ice değerleri kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarları da % 5,90-23,80 NaCl (ort. % 11.32 NaCl eşd.) eşdeğeri arasında olduğu belirlenmiştir (Çizelge 4.11).



Şekil 4.51. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen son buz ergime sıcaklık dağılımları (Tm-ice).

Bazı kesitlerde sıvıca zengin ve sıvı faza homojenleşen kapanımların yanında gaz faza homojenleşen kapanımların da bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 4.52). Bu durum Roedder (1984) ve Shepherd ve ark.,(1985)'e göre kaynama belirtisi olarak kabul edilmektedir. Ancak kaynamanın kesin olarak olduğunu söyleyebilmek için bu iki farklı tip kapanımın kesit içinde aynı alanda birlikte bulunması, aynı bileşimlerde olması, sıvı faza homojenleşmenin ve gaz faza homojenleşmenin yakın sıcaklık değerlerinde olması ve benzer doluluklarda olması gibi kriterler de gereklidir (Pichavant ve ark., 1982; Ramboz ve ark., 1982).



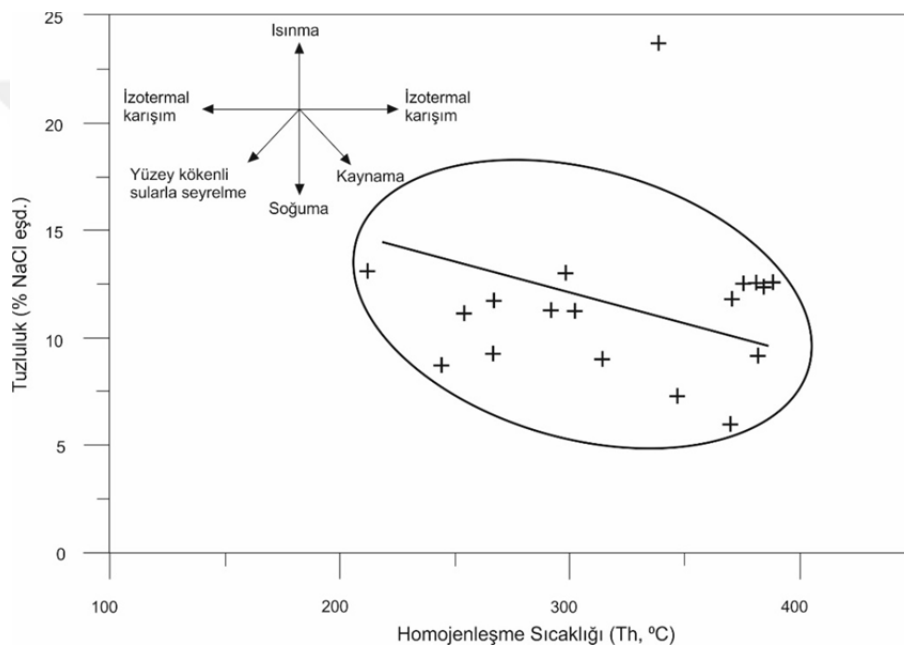
Şekil 4.52. Gazca zengin ve gazca fakir kapanımların birarada bulunduğu kesite ait görüntü

Bunların dışında kaynamanın kesin olup olmadığını anlayabilmek için gazca zengin ve gazca fakir kapanımların birarada olduğu örneklerde cevher tenörlerindeki değişim incelenmiş ve inceleme sonucunda bu örnekte (GS22-31) Au içeriğinin arttığı gözlemlenmiştir (Çizelge 4.12)

Çizelge 4.12. Au içeriğinin kaynamaya göre değişimi

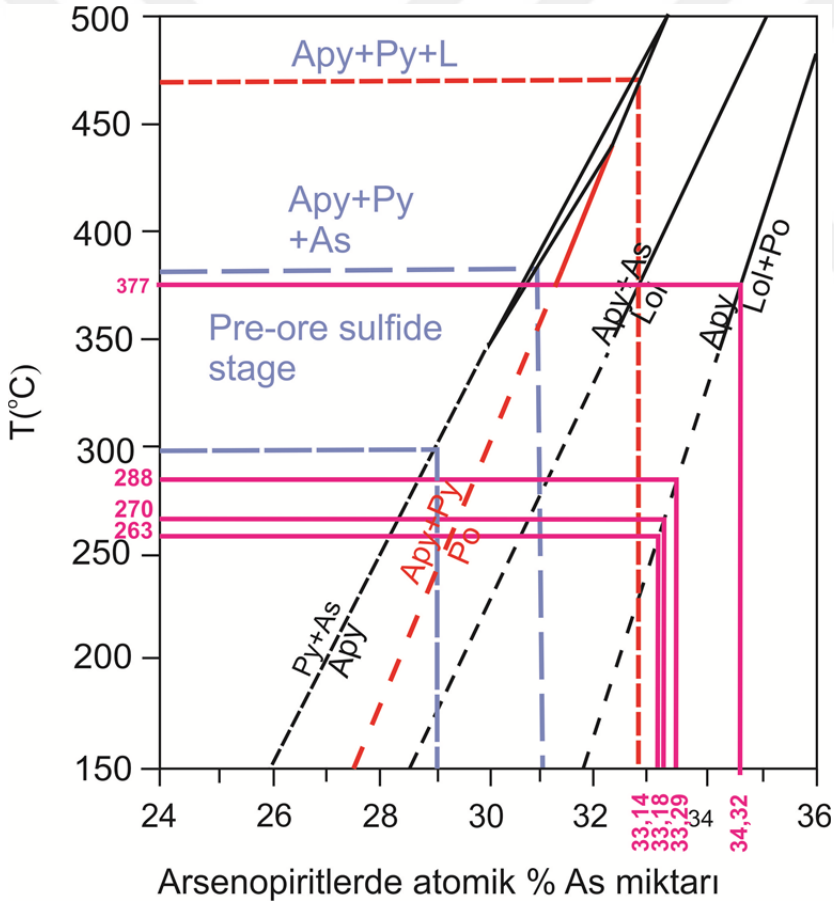
Örnek No	Au (ppb)
GS19-6	65
GS19-10	58
GS19-22	45
GS19-29	32
GS19-31	64
GS19-34	97
GS19-58	< 2
GS19-68	< 2
GS19-78	< 2
GS19-129	< 2
GS22-6	60
GS22-11	93
GS22-22	7
GS22-25	< 2
GS22-31	337
GSS22-47	< 2

Kuvarslarda bulunan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığına karşılık tuzluluk grafiğinde tek grup olduğu görülmektedir (Şekil 4.53). Homojenleşme sıcaklıklarının dağılım grafiklerinden, cevher oluşumunun tek evrede gerçekleştiği, bu evredeki cevherleşme ortamında etkili olan çözeltinin tuzluluğunun ve sıcaklığının yüksek olduğu belirlenmiştir. Kaynamanın gerçekleştiği Şekil 4.53'te de görülmektedir.



Şekil 4.53. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımların tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları (Th) değişimi (Shepherd ve ark., 1985).

Cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin oluşum sıcaklıklarını belirlemek amacıyla yapılan sıvı kapanım analizlerini desteklemek amacıyla arsenopiritlerin kimyası üzerinde yapılan mikroprob analiz sonuçlarından faydalanarak oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır (Şekil 4.54). Arsenopiritlerde atomik % As miktarı hesaplandıktan sonra sıcaklığa izdüşürülerek belirlenen oluşum sıcaklıkları 263 ile 377 °C arasındadır. Sodik-kalsik alterasyon zonuna ait arsenopiritlerde bu sıcaklık değeri 270-377 °C; potasik alterasyon zonuna ait arsenopiritlerde ise 263-288 °C arasındadır.



Şekil 4.54. Arsenopiritlerde sıcaklık hesabı.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5. 1. Tartışma

İlk olarak Avustralya’da (1975) Olympic Dam Cu-U-Au-Ag yatağının keşfedilmesinin ardından yeni bir tür olan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının varlığı tartışılmaya başlamıştır. 1983 yılında yeraltı galerilerinde Fe-oksitce zengin hidrotermal breşler içerisinde cevher kütlelerinin bulunması bu yatak türünün varlığına dair şüphelerin ortadan kaldırılmasına katkı sağlamıştır. Bu konuda yapılan en önemli çalışma Hitzman ve ark. (1992) tarafından yapılmıştır. Türkiye’de ise Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının varlığı yakın zaman öncesinde tartışılmaya başlanmış ve Skarn tip ya da porfiri tip yatakların birçoğunun aslında Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatağı olabileceği Kuşcu ve ark.,(2005) çalışmasında ortaya konmuştur. Bu yatakların karakteristik genel özellikleri ile Tütün Tepeleri Fe-Oksit cevherleşmelerinin bu yataklar açısından değerlendirilmesi aşağıda detaylı olarak tartışılmıştır.

5.1.1. Yaş

Hitzman ve ark.,(1992)’de bu yatakların Proterozoyik yaşlı jeolojik ortamlarda oluştuğunu önerirken, Barton ve Johnson (1996) ise bunun aksine büyük yatakların çoğunlukla Fanerozoik (genellikle Mesozoik ve Senozoik) yaşlı bölgelerde bulunduğunu belirtmişlerdir. Corriveau (2007)’ye göre ise bu yataklar için belirgin bir yaş aralığı bulunmamaktadır. Tütün Tepeleri cevherleşmelerinin içerisinde bulunduğu kayaçlar ise Geç Kretase yaşlıdır (Bilaser Tepe Magmatitleri; Kampaniyen, Baskil Magmatitleri; Koniasiyen-Santoniyen).

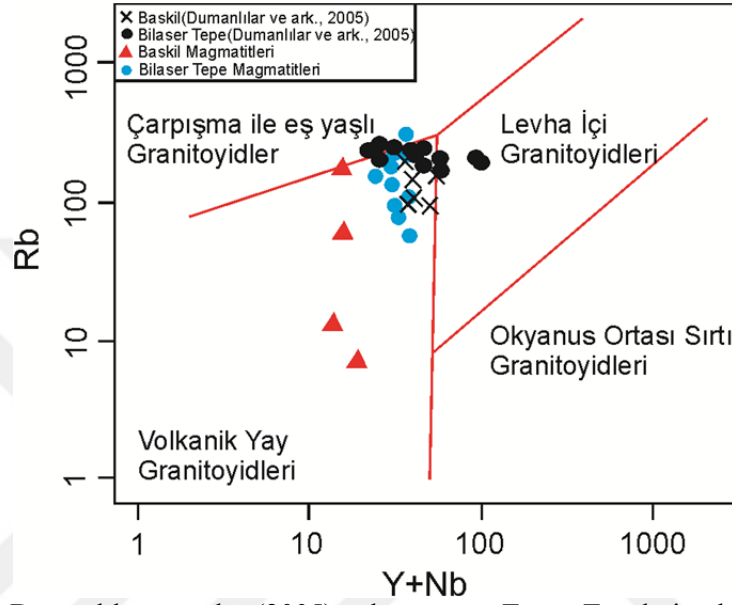
5.1.2. Tektonik Çevre ve Yapısal kontrol

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar belirgin yapısal kontrole sahiptir ve oluşabilecekleri tektonik ortamlar; sığ-orta kabuklu intra-kratonik havzalar, yay-içi, yay-ardı ve kıta kenarı ortamları, geç-tektonik veya post-tektonik ortamlardır.

Çalışma alanında bulunan plütonik kayalar; Doğu Toros Kuşağında, K-G yönlü sıkışmanın hakim olduğu süreçte okyanusal kabuğun Anadolu levhası altında yitimi, her iki levhaya ait kabuğun kısmi ergimesi ve intrüzyonu ile yay üzerinde ve de kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş Koniasiyen-Santoniyen yaşlı (82-86 my), I-tipinde, kalkalkalen kimyasal özelliklere sahip Baskil Magmatitleri ile sonrasında gelişen daha genç (73-74 My) ve çarpışma sonrası genişlemeli bir ortamı temsil eden Kampaniyen yaşlı Bilaser Tepe Magmatitleri (intrüzifler) içerisinde yer almaktadır (Dumanlılar ve ark., 2005). Çalışma alanında ana kayacı temsil eden Baskil Magmatitleri diyorit, gabro ve tonalit ile temsil edilirken; intrüzif kayaları oluşturan Bilaser Tepe Magmatitleri ise; kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, monzosiyenit, monzonit, aplit ve diyoritporfir ile temsil edilmektedir.

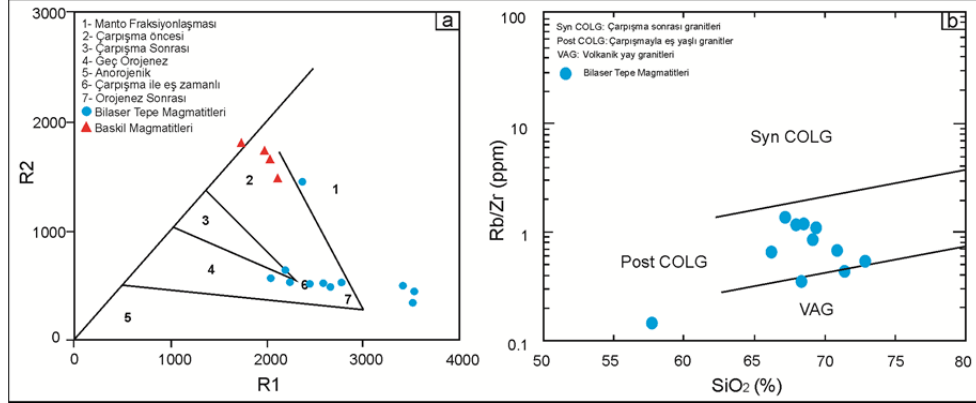
Dumanlılar ve ark.,(2005), Bilaser Tepe magmatitleri ile Baskil Magmatitlerini ayırt etmek amacıyla, Pearce ve ark.,(1984) tarafından hazırlanan Y+Nb-Rb köken diyagramını kullanmıştır. Bu diyagrama Tütün Tepelerine ait örnekler de aktarıldığında her iki çalışmadaki verilerin benzer bölgelerde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 5.1). Y+Nb-Rb diyagramına göre; Baskil Magmatitlerine ait örneklerin tamamı volkanik yay granitoyidi alanında yer aldığını, Bilaser Tepe Magmatitlerine ait örneklerin ise hem volkanik yay granitoyiti hem de çarpışma ile eş zamanlı granitoyid ve levha içi granitoyid alanlarının kesişme noktalarına yakın bölgelerde izlenmektedir. Bu durum Pearce ve ark.,(1984) ve Pearce (1996)'ya göre şu şekilde açıklanmaktadır: Çarpışma sonrası granitoyidler (Post-COLG) tektojenetik sınıflamada büyük sorun olarak görülmektedir. Çünkü bu granitoyidler kabuğun alt kesimlerindeki kısmi ergimelerden meydana gelebileceği gibi üst mantodaki kısmi ergimelerden de meydana gelebilmektedir. Ayrıca, çarpışma sonrası magmatizma, bölgede daha önceki zamanlarda gelişmiş olan dalma-batma sürecinin jeokimyasal izlerini (düşük Nb, Ta ve Ti, yüksek Th, U ve Pb gibi) taşıyabileceklerinden, aktif ada yayı ile ilişkili olmamalarına rağmen, iz element özellikleri bakımından yay

magmatizmalarına benzerlik gösterebilirler. Sonuç olarak Dumanlılar ve ark.,(2005), Bilaser Tepe Magmatitlerinin çarpışma sonrası (Post-COLG) kalkalkalin bir plüton olabileceği düşünmektedirler. (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Dumanlılar ve ark., (2005) çalışması ve Tütün Tepeleri çalışmasına ait Baskil ve Bilaser Tepe Magmatitlerinin Rb-Y+Nb diyagramına göre karşılaştırılması (Pearce ve ark., 1984).

Çalışma alanında bulunan Baskil Magmatitleri ve Bilaser Tepe Magmatitlerinin tektonik ortam yorumlamalarına katkı sağlamak için R1 ($4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$)- R2 ($6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$) ve $\text{SiO}_2 - \text{Rb}/\text{Zr}$ diyagramları kullanılmıştır (Şekil 5.2). Şekil 5.2-a' ya göre Bilaser Tepe' ye ait örneklerin bir kısmı çarpışma sonrası ortam bir kısmı da (6 ve 7) çarpışma ile eş yaşı ve orojenez sonrası ortamlara denk gelirken; Baskil'e ait örnekler ise yay ortamına denk gelmektedir. Şekil 5.2-b' de ise Bilaser Tepe'ye ait örnekler Çarpışma sonrası ortama denk gelmektedir. Bu durum Baskil magmatitlerinin ortamının yay ortamı, Bilaser Tepe magmatitlerinin ortamının ise çarpışma sonrası bir ortam olduğu yorumunu desteklemektedir.



Şekil 5.2. a) R1-R2 diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985), b) Bilaser Tepe magmatitlerine ait örneklerin SiO₂ (%) – Rb/Zr (ppm) diyagramı (Pearce ve ark., 1984).

Tütün Tepeleri cevherleşmelerine ait kayaçlar, alterasyonlar ve parajenezdeki mineraller Türkiye'deki ve And Kuşağındaki bazı Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları ile karşılaştırılmıştır (Şekil 5.3).

Cevherleşme; Bilaser Tepe magmatitlerince (kuvarslı diyorit, granit, granodiyorit, aplit, tonalitporfir, diyoritporfir, monzonit ve monzosiyenit) kesilen Geç Kretase yaşlı Baskil magmatitlerine ait diyorit, gabro ve tonalit bileşimli kayaçlarla ilişkilidir. Baskil Magmatitleri çalışma alanında ana kayacı, Bilaser Tepe Magmatitleri ise intrüzif kayaçları oluşturmaktadır. Bu durum Şekil 5.3'e bakıldığında benzer şekilde diğer yataklarda da görülmektedir.

	ANA KAYAÇ	İNTRÜZİF KAYAÇLARLA YAKIN İLİŞKİSİ	CEVHERLE İLİŞKİLİ ALTERASYONLAR	ANA MİNERALLER	İKİNCİL MİNERALLER	KAYNAK
Candelaria- Punta del Cobre	Andezitik ve bazaltik kayalar	Dasit ve diyoritler	Biyotit, K-Feldspat, Aktinolit, Klorit, Albit, Serizit	Manyetit, Hematit, Kalkopirit, Pirit	Mo, Zn, As, HNTE	Marschik and Fontbote, (2001b)
Mantoverde (Şili)	Andezitik kayalar	Diyorit	K-Feldspat, Klorit, Serizit	Hematit, Manyetit, Pirit, Kalkopirit	HNTE	Vila et al., (1996)
Mina Justa	Andezitik kayalar	Dasit ve Andezit	Aktinolit, K-Feldspat, Klorit	Manyetit, Kalkopirit, Bornit, Pirit		Moody et al., (2003)
Coprepampa	Diyorit	Monzonit ve Diyorit	K-Feldspat, Aktinolit	Manyetit, Hematit, Pirit, Kalkopirit	Co, Mo, Zn, Pb	Injoque, (2002)
Raul-Condestable	Andezitik kayalar	Dasit, Diyorit	Albit, Aktinolit	Manyetit, Hematit, Pirit, Kalkopirit	Co, Mo, Zn, Pb, As, HNTE	Vidal et al., (1990)
Divriği A-B Kafa (Sivas)	Monzonit, Monzodiyorit, Diyorit		Erken Skapolit-Garnet-Diyopsit; Orta filogopit-K-Feldspat; Geç Serizit Kuvars-Kalsit	Manyetit, Hematit, Pirit, Kalkopirit	Co, Ni, U, Ba, F, HNTE	Kuşçu ve ark., (2010)
Hasançelebi (Malatya)	Dolerit, Mikrosiyenit porfir, Trakit		Erken Skapolit-Garnet-Diyopsit, Aktinolit; Orta filogopit-K-Feldspat; Geç Serizit-Kuvars-Kalsit- Barit	Manyetit, Hematit, Pirit, Kalkopirit	U, Ba, HNTE, F, Au	Kuşçu ve ark., (2010)
Şamlı (Balıkesir)	Granodiyorit, Granit, Diyorit		Erken Albit- Garnet; Orta K-Feldspat; Geç Epidot- Serizit- Kuvars	Manyetit, Hematit, Pirit, Kalkopirit	Bi, Co, Ni, HNTE, Cu	Kuşçu ve ark., (2010)
Tütün Tepeleri (Elağ)	Gabro, Diyorit, Tonalit	Kuvars Diyorit, Granit, Granodiyorit, Monzonit, Dasit, Diyoritporfir, Tonalitporfir	sodik-kalsik alterasyon (tremolit-aktinolit-epidot-klorit-albit-manyetit); potasik alterasyon (biyotit-kuvars-klorit-K-feldspat-anhidrit); Serizitik alterasyon (serizit, karbonat, kuvars, klorit, hematit)	Manyetit, Pirit, Kalkopirit,	Mo, Zn, Pb, As, HNTE	Bu çalışma

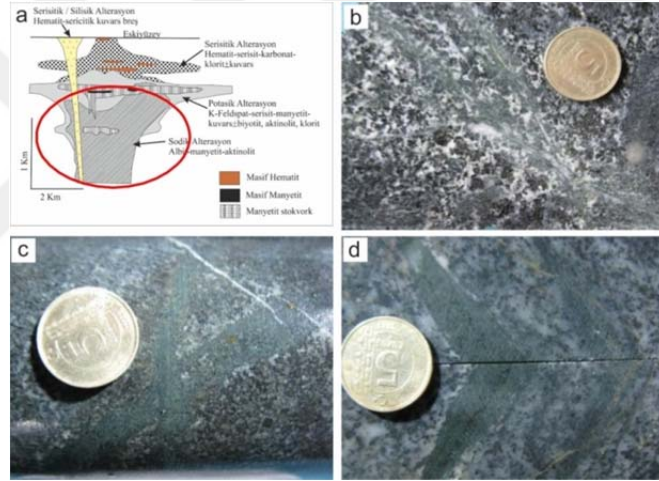
Şekil 5.3. And kuşağındaki bazı Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar ve Türkiye’de bulunan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara ait kayalar, alterasyonlar ve oluşan mineraller.

5.1.3. Alterasyon

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların bağlı olduğu kayalarda karakteristik ve oldukça fazla alterasyonlar gözlenir. Bu alterasyonlar çoğunlukla sodik-kalsik, potasik ve serizitik alterasyonlar olup plütonik kayaların yerleşme ve kristallenme evreleri ile doğrudan ilişkilidirler. Magmatik-hidrotermal sistemlerin ilk evrelerinde ve plütonik kayacın merkezi veya derin kısımlarında yaygın sodik-kalsik alterasyon, daha sığ derinliklerde ya da plütonun dış kesimlerine doğru daha geç evrelerde potasik (K-feldspat) alterasyon gelişimleri veya serizitik alterasyonlar baskındır. Sodik-kalsik alterasyonlar çok geniş alanlar boyunca izlenebilir ve bu yataklar için ayırtman özellik kabul edilmektedir.

Çalışma alanında; sodik-kalsik (tremolit-aktinolit, albit, epidot, klorit, manyetit), potasik (biyotit, kuvars, klorit, K-feldspat, anhidrit) ve serizitik (serizit, karbonat, kuvars, klorit, illit) alterasyonlar bulunmaktadır. Cevherleşme yaygın

olarak diyoritlerde gelişmiş, ilk kez bu çalışma ile belirlenen sodik-kalsik alterasyon içerisindeki ender manyetit damarları ile yoğun manyetit saçınımları şeklinde yer alır (Şekil 5.4) ve yaygın olarak kuvarşlı diyoritlerde izlenen potasik alterasyon zonuna (porfiri yataklardaki) karşılık gelir (geç evre sülfid damarları). Bu sebeple cevherleşme porfiri tip cevherleşmelerle karıştırılmaktadır. Sodik-kalsik alterasyon, bölgede $>1 \text{ km}^2$ den daha yaygın, 500 m kalınlıklara ulaşır ve tıpkı dünyadaki benzerleri gibi geç potasik alterasyonlar tarafından üzerlenmekte ve yer yer maskelenmektedir (Kuşcu ve ark., 2005). Dünya üzerindeki diğer Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara benzerlik göstermektedir (Şekil 5.3, Çizelge 5.2).



Şekil 5.4. (a) Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının alterasyon (sodik-kalsik) karakterisitiklerini gösteren şematik kesit (Hitzman ve ark., 1992), (b) albitleşme, (c) birbirini kesen tremolit-aktinolit damarları (d) birbirine paralel gelişmiş tremolit-aktinolit damarları ve albitleşme

5.1.4. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) Yatakların Benzer Yataklarla Karşılaştırılması

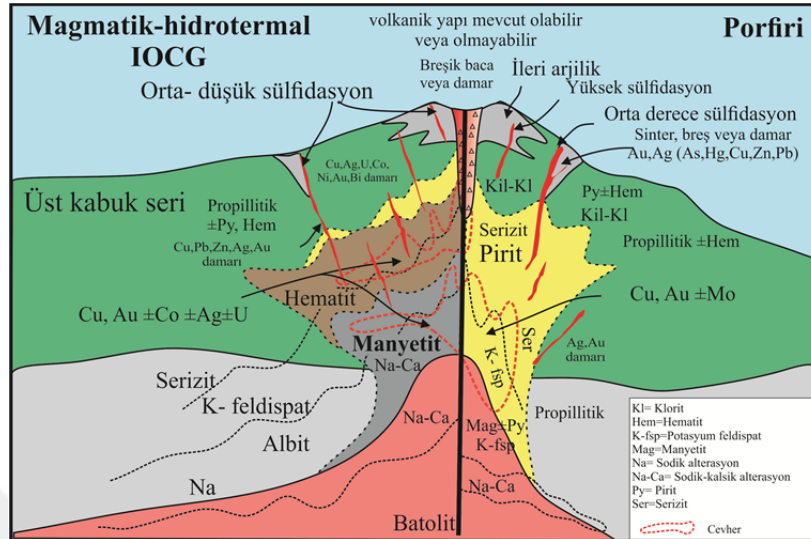
Porfiri yataklar ile Fe-Oksit-Cu-Au yatakları birbirine benzerlik göstermektedirler. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tipi yataklar; S-fakir, Fe-Oksitlerce zengin (manyetit/hematit), düşük Ti içerikli, yaygın sodik-kalsik ve potasik alterasyonlar içerisinde yer alan bir yatak türüdür. Bu yataklar NTE açısından diğer yataklara göre daha zengindir ve Fe, Cu, Au, U ve Co element birlikteliği sunar

(Çizelge 5.1, Şekil 5.5). Porfiri yataklar ise; S ve Fe-Sülfidlerce zengin olup Cu, Mo, Au yanı sıra Ag, Sn, W element birlikteliği gösterir. Porfiri yataklarda akışkanların kaynağı magmatik olup, Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tip yataklarda ise akışkanların kaynağı metamorfik ve kıtasal kaynaktan magmatik-hidrotermal akışkanlara kadar değişiklik gösterir (Şekil 5.9).

İnceleme alanındaki cevherleşmeler Dumanlılar ve ark., (2005) ve Kuşçu ve ark., (2011-2013)'e göre porfiri tip cevherleşme olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki cevherleşmeler (geç evre sülfid damarları) yaygın olarak kuvarslı diyoritlerde izlenen potasik alterasyon zonuna karşılık gelmektedir. Ayrıca bu cevherleşmede S içeriği düşüktür ve manyetitçe zengin sodik-kalsik alterasyon alanları da izlenmektedir. Manyetitçe zengin bu kısımlar düşük Ti içeriğine sahiptir. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları belirleyici özelliklerden olan sodik-kalsik alterasyon bu bölgede belirlenmiştir. Cevherleşmelerin oluşum sıcaklığı ve tuzluluk değerleri porfiri yataklara göre düşük olup Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarına benzemektedir (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.1. Porfiri Cu-Au yatakları ve Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının genel özellikleri (Lowell ve Guilbert, 1970; Porter, 2000; Richards ve Mumin, 2013).

Temel özellikler	<u>Porfiri Yatakları</u>	<u>Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) Yatakları</u>
Birincil element birlikteliği	Cu, Mo, Au	Fe, Cu, Au
İkincil element birlikteliği	Ag, Sn, W	U, NTE, Co, Ag
Sülfür içeriği	Yüksek sülfür ve sülfat	Düşük sülfid
Cevher içeriği	Kalkopirit, bornit, molibdenit, manyetit ve bol miktarda pirit ile birlikte serizit	Manyetit, hematit, kalkopirit, bornit
Tektonik ortam	Yitimle ilgili ada yayı, kıta kenarı	sığ-orta kabuklu intra-kratonik havzalar, yay-ıç, yay-ardı ve kıta kenarı ortamları, geç-tektonik veya post-tektonik ortamlar
Yaş	Arkeenden günümüze, çoğunlukla Mesozoyik-Senozoyik nadiren Pre-Kambriyen	Arkeenden günümüze, Çoğunlukla Pre-Kambriyen fakat önemli olanları Mesozoyik
Ana kayalar	1. Orta seviye porfirik intrüzyonlar 2. Volkanik (Ortaç) ve sedimanter kayalar	1. Granitik intrüzyonlar (mafikten felsik' e kadar) 2. volkanik (Ortaç) ve sedimanter kayalar
Alterasyon	1. Potasik: Biyotit, K-Feldispat, kuvars 2. Fillik: Kuvars, serizit, pirit 3. Propilitik: Epidot, klorit, kalsit 4. Arjilik: Kuvars, kaolinit, klorit	1. Albit, skapolit, amfibol, biyotit, manyetit 2. K-Feldispat, manyetit, hematit, biyotit, kuvars 3. Klorit, muskovit (serizit), kalsit, kuvars
Cevherleşme biçimi	Dissemine, damar ve stokwork şekilde	Dissemine, breş dolgulu, ağsal damar, masif mercekler şeklinde
Cevher akışkan bileşimi	Na ± K, Fe, Ca, Mn + CO ₂ Halit ± kalsit NaCl: 30-50 % Th: 300-700 ⁰ C	Na ± Ca, K, Fe, Mg + CO ₂ Halit ± kalsit, hematit NaCl: 20-60 % Th: 200-500 ⁰ C
Magma tipi	I-tipi	I-tipi, okside A-tipi

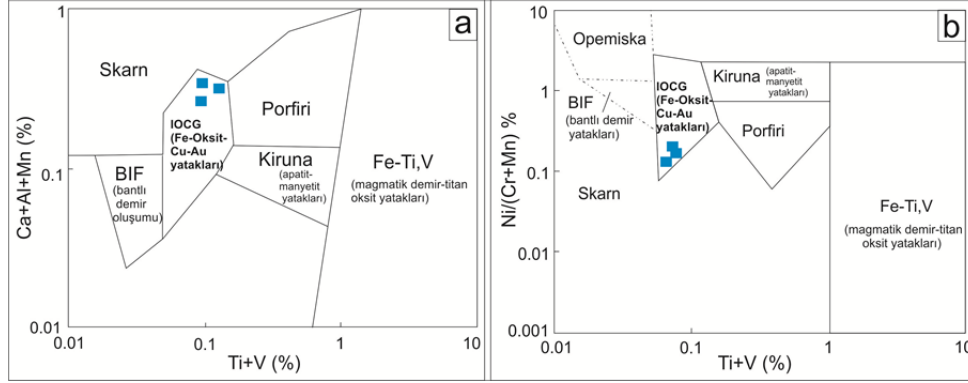


Şekil 5.5. S-zengin magmatik-hidrotermal Porfiri Cu±Mo±Au yataklar ile S-fakir magmatik-hidrotermal Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) ve sistemler arasındaki ilişki. Sillitoe (2010); Richards (2011); Hitzman ve ark., (1992), Williams ve ark., (2005) ve Mumin ve ark., (2010).

5.1.5. Cevherleşme

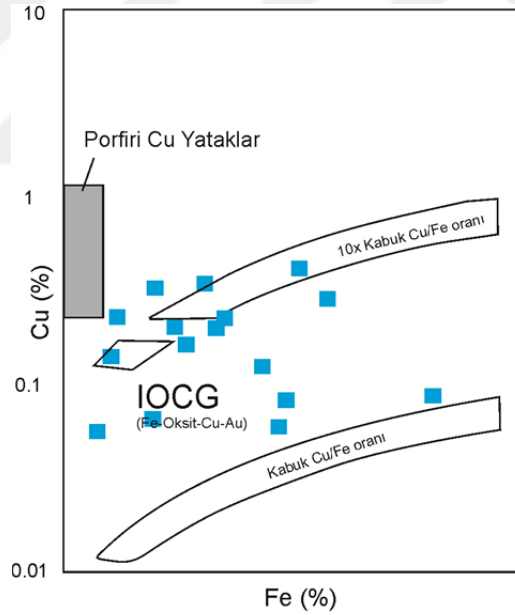
Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar genellikle manyetit ve hematitlerce (demir oksit) zengin bir yatak türüdür ve aynı zamanda manyetitlerde düşük Ti içeriği ($TiO_2 < \%1,98$), bol miktarda Fe içeriği ve nispeten Fe-sülfid eksikliği ile karakteristiktir (Barton ve Johnson, 2004). Manyetitlerde Ti içeriği bu yatakların ayırt edilmesi açısından oldukça önemlidir (Chai ve ark., 2014). Bu yataklar kendine özgü Fe-Oksit (-Cu-Au-NTE-P-Ag-U-Co) içerirler (Hitzman ve ark., 1992).

Çalışma alanına ait manyetitlerin Ti içeriği %0,13-0,64 arasında olup Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara uyum göstermektedir. Bu yatakların tipinin ortaya konulması için $Ca+Al+Mn$ karşılık $Ti+V$ ve $Ni/(Cr+Mn)$ karşılık $Ti+V$ diyagramları kullanılmıştır (Dupuis ve Beadoin, 2011; Monteiro ve ark., 2008). Her iki diyagramda da örnekler Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) alanında yer almaktadır (Şekil 5.6-a,b).



Şekil 5.6. a) Ca+Al+Mn karşılık Ti+V ayırım diyagramı b) $\text{Ni}/(\text{Cr+Mn})$ karşılık Ti+V ayırım diyagramı (Dupuis ve Beadoin, 2011).

Williams ve ark., (2005); Barton, (2014)'e göre Cu/Fe diyagramında da örnekler Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) bölgesinde yer almaktadır (Şekil 5.7).



Şekil 5.7. Porfiri ve Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının ayırtman diyagramı (Williams ve ark., 2005; Barton, 2014).

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tip yataklarda S-fakir hidrotermal sıvıları içerirler (Barton ve Johnson, 2004). Cevherleşme alanında ortalama sülfür içeriği düşük olup % 8,2 olarak hesaplanmıştır. Düşük sülfürün sebebi hidrotermal toplulukta anhidritin bulunması ve manyetit bolluğundan kaynaklanabilmektedir (Tornos ve ark., 2010).

Dünya ve Türkiye üzerindeki önemli Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların oluşum sıcaklıkları, tuzluluk değerleri, Cu, Au, Ag ve izotop içerikleri ile Tütün Tepeleri cevherleşmelerine ait değerler karşılaştırılmıştır (Çizelge 5.2). Tütün Tepeleri cevherleşmesine ait Cu ve Au değerleri düşük olup, Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklara benzerlik göstermektedir (Çizelge 5.2).

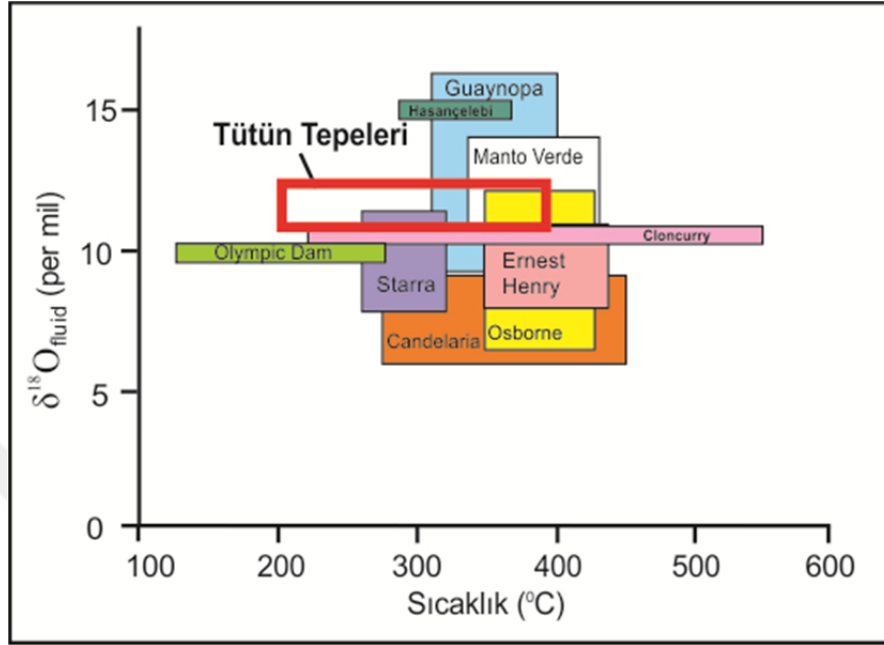
Porfiri yataklarda sıcaklık değerleri 300-700 °C arasında, tuzluluk değerleri ise % 30-50 NaCl eşd. arasındadır. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarda ise sıcaklık değerleri 200-500 °C arasında, tuzluluk değerleri ise % 20-60 NaCl eşd. arasında olduğu bilinmektedir. Sıvı kapanım analiz sonuçlarına göre çalışma alanındaki cevher örneklerinin oluşum sıcaklığı 207,8 °C ila 392 °C arasında (ortalama 320,3 °C), tuzluluk değerleri % 5,90-23,80 NaCl eşd. (ort. % 11,32) arasındadır (Çizelge 5.2). Bu sonuçlara göre oluşum sıcaklığı ve tuzluluk değerleri Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları ile uyumluluk göstermektedir.

Kükürt izotop analizi sonuçları (‰ 3,8-8,9), oksijen izotop analiz sonuçları (‰ 10,8-13,2) ve hidrojen izotop analizi sonuçları (‰ -37 - -53) birlikte değerlendirildiğinde cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin magmatik bir kaynaktan geldiği belirlenmiştir (Şekil 4.43, 4.44, 4.45).

Çizelge 5.2. Farklı bölgelerdeki Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının oluşum sıcaklığı, tuzluluk, Cu, Au, Ag ve $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri (Camprubi ve ark., 2017; Schlegel ve ark., 2017; Chen, 2013; Real ve ark., 2018; Rieger ve ark., 2012; Craveiro ve ark., 2019; Tornos ve ark., 2010; Li ve ark., 2018; Kuşçu ve ark., 2002).

	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Tuzluluk (%)	Cu (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)	S ve O izotop (‰)	Alterasyonlar
Guaynopa (Meksika)	310-400 $^{\circ}\text{C}$	11,1-21	1,54			$\delta^{18}\text{O}=9,61-17,23$	Sodik-kalsik arjilik Potasik
Kuh-e-Zar (İran)	248-491 $^{\circ}\text{C}$	4-19,2	<0,5	3		$\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} = -2,5-0,9$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} = 7,4-7,9$	
Olympic Dam (Avustralya)	130-280 $^{\circ}\text{C}$	7-23	1	0,5	3,5	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sid}} = 14-21$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} = \sim 10$	Potasik
Salobo (Brezilya)	100-500	1-29	0,96	0,52		$\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} = 0-2$	Sodik-kalsik Potasik
Candelaria (Şili)	275-450 $^{\circ}\text{C}$		0,95	0,22	3,1	$\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} = 0-3$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{sid}} = 6-9$	Sodik-kalsik
Ernest Henry (Avustralya)	350-440 $^{\circ}\text{C}$	33-55	1,1	0,54		$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} = -2 - 4$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{sid}} = 8-11$	Sodik-kalsik Potasik
Manto Verde (Şili)	335-435 $^{\circ}\text{C}$	35,7	0,5	0,11	0,3	$\delta^{18}\text{O}_{\text{kuv}}=11,75-13,57$	
Carajas (Brezilya)	150-570 $^{\circ}\text{C}$	10-20	1,4	0,86		$\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}}=0,29-1,56$	
Cloncurry (Avustralya)	220-550 $^{\circ}\text{C}$	5-40	1,28	0,2-12		$\delta^{18}\text{O}_{\text{kal}} = 11$	Sodik-kalsik Potasik
Tropezon (Şili)	328-400 $^{\circ}\text{C}$	25-47					Sodik-kalsik Potasik
Mina Justa (Peru)	88-220 $^{\circ}\text{C}$		0,71	0,03		$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} = -0,5-6,4$	Potasik
Hasançelebi (Malatya)	290-370 $^{\circ}\text{C}$	4,7-13	2,75	2		$\delta^{18}\text{O}_{\text{kuv}}=15,13$	Sodik-kalsik Potasik Serizitik
Divriği (Sivas)			0,5	0,7		$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} = 11,5-17,4$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{kal}}=15,1-26,5$	Sodik-kalsik Potasik Serizitik
Şamlı (Balıkesir)			6,78-7,74	5-8	23,8-66,9	$\delta^{18}\text{O}_{\text{kuv}}=5,94-8,96$ $\delta^{34}\text{S}_{\text{py-cpy}}=0,4-2,6$	
Tütün Tepeleri	207,8-392 $^{\circ}\text{C}$	5,9-23,8	0,22	0,07	6,19	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py-cpy}}=3,8-8,9$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{kuv}}=10,8-13,2$	Sodik-kalsik Potasik Serizitik

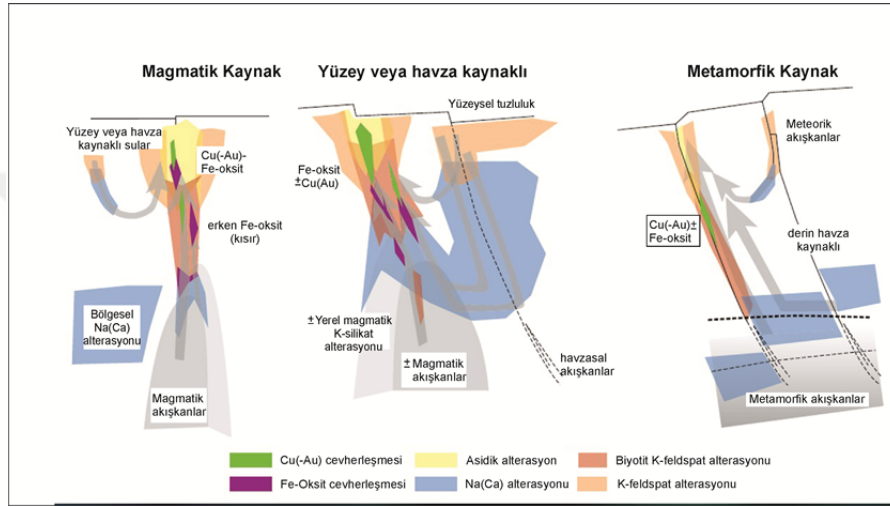
Çalışma alanına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, farklı bölgelerde bulunan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine karşılık sıcaklık değerleri diyagramına (Partington ve Williams, 2000) yerleştirildiğinde; cevherleşmenin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarla uyum içerisinde olduğu görülmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Farklı bölgelerde bulunan Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklarının $\delta^{18}\text{O}$ sıcaklık değerleri (Partington ve Williams, 2000).

5.1.6. Sıvıların Kaynağı

Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakların oluşum modeli magma-türevli, basen-türevli ve metamorfik-türevli olmak üzere üç tip jenetik modelin yanı sıra bu modellerden en az ikisinin karışımı da önerilmektedir (Barton, 2014), (Şekil 5.9).



Şekil 5.9. IOCG sistemleri için muhtemel akışkan kaynaklarını, yollarını ve alterasyonların dağılımını gösteren alternatif hidrotermal kökenleri ve gelişimleri (Barton, 2014).

Magmatik Model; Karakteristik magmaları üreten yaylar (I veya A tipi) veya açılma ortamlarında oluşan magmatik kaynaklı Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar genellikle Na-Ca-K metasomatizması sergiler ve diyorit-granit ile ilişkili kayalara bağlı oluşurlar. Magmadan taşınan tuzlu su yükselmesiyle metalce fakir S ortaya çıkar ve S- fakir bu yataklar oluşur. Magmalar CO₂'ce zengindir (Çizelge 5.3). Basen-türevli ve metamorfik-türevli modeller (Magmatik olmayan) ise Çizelge 5.3' te detaylı olarak verilmiştir.

Çizelge 5.3. Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar için alternatif jenetik modellerin özellikleri

Akışkan Kaynağı	Magmatik	Magmatik olmayan	
		Basen/Yüzey	Metamorfik
Temel süreçler	Magmadan taşınan tuzlu su yükselmesiyle metalce fakir S ortaya çıkar	1. Magmatik olmayan tuzlu suların termal konveksiyonu; metal üreten yan kayaç kesişimini sağlar 2. Soğuma, yan kayaç reaksiyonu veya sıvı karışımı ile ikincil sıvılar metalleri oluşturabilir	1. Gaz salınımı veya diğer sıvı akışkanların reaksiyonu sonucu tuzlu su bileşenlerinin metamorfik salınımı 2. Soğuma, yankayaç reaksiyonu $\pm$ sıvı karışımı
Volkaniklerle ilişkisi	1. Yüksek potasyum, Diyorit-granit 2. Karbonatit ve güçlü alkali bağlantı	1. Farklı volkanik kayaçlar bilinen magmatik olmayan örnekleri 2. Isı kaynağı 3. Materyal kaynağı çoğunlukla jeokimyasını yansıtır	1. Bağlantı yoktur 2. Bazı çevrelerde sıcak kaynaklar olabilir 3. Materyal kaynak olabilir
Feldispatik yankayaçlardaki hidrotermal alterasyon	1. Na(Ca) ve diğer türlerde (K, H ⁺) magmalarla bağlantı 2. Bölgesel Na(Ca) fakat Cu (Au) ile direkt ilişkisi olmayan	1. K (tip 1), H ⁺ $\pm$ Na (Ca) yüzeye çıkma zonunda 2. Na (Ca) $\pm$ K (tip 2) beslenme zonunda	1. İlk K ve H ⁺ alterasyonu yataklarla ilişkilidir. 2. Bölgesel Na (Ca) ilişkisi kaynağı yansıtır.
Fe-oksit ile Cu (Au) ilişkisi	1. Bazı Fe-oksit ile Cu (Au) daha derin veya daha yüksek-T eşdeğer olabilir 2. Kısır Fe oksitler, farklı sıvılardan ve genellikle aynı alandaki eski hidrotermal sistemlerde oluşabilir.		Fe oksit vardır fakat azdır (Bi veya Cl); Fe oksitler çoğunlukla Fe girişinden ziyade mafik minerallerin bozulması ile oluşurlar.
Bölgesel çevre: Derin/yapısal	Sığ-orta kabuk seviyeleri; genellikle bölgesel yapılar boyunca	Çoğunlukla kırılma üst kabukta; bölgesel veya volkanotektonik yapılar tarafından magma kanalında yükselimini sağlar	Majör yapılar üzerinde ya da ona yakın orta-sığ kıtasal seviyeler; yüzey sıvıları sığ seviye gerektirir
Evrensel çevre	Karakteristik magmaları üreten yaylar veya açılma ortamları	Uygun tuzlu su kaynakları bulunan bölgeler (kurak ortamlar veya yaşlı Cl-zengin materyaller)	Cl-zengin, düşük-orta derece kaynak kayaç olan bölgeler; sıkışma ortamı veya ilerleyen metamorfizma
Referans	Hauck (1990), Pollard (2000), Groves ve Vielreicher (2001)	Barton ve Johnson (1996, 2000), Haynes ve ark., (1995), Haynes (2000)	Williams (1994), De Jong ve ark. (1998), Hitzman (2000)

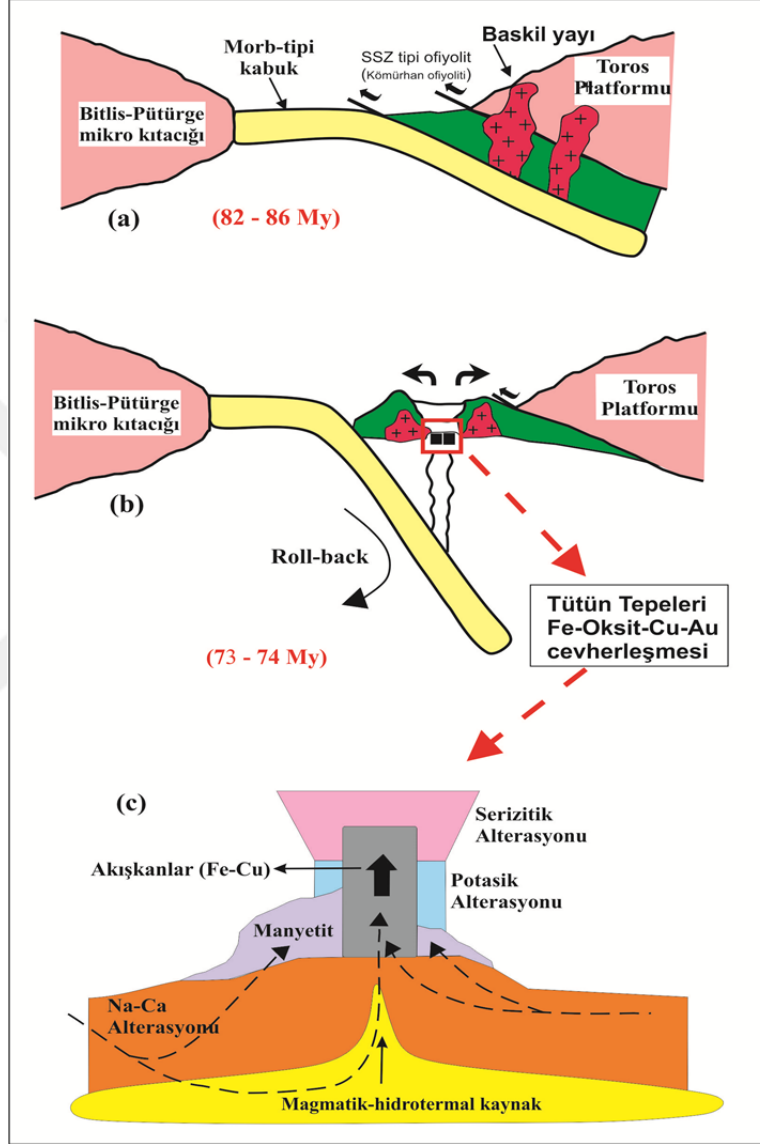
Tütün Tepeleri cevherleşmelerinin mineral kimyası analizlerine göre piritlerdeki Co/Ni oranı (1,66), sfaleritlerin Zn/Cd oranları (202,82) ve kükürt izotoplarına ait ‰ 3,8-8,9 değerleri ile cevherleşmelerin magmatik-hidrotermal kökenli Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tipi yataklanma olduğu belirlenmiştir.

5.1.7. Tütün Tepeleri Cevherleşmelerinin Oluşum Modeli

Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au cevherleşmesi Baskil magmatitleri ve sonrasında gelişen Bilaser Tepe magmatitleri ile ilişkili magmatik-hidrotermal kaynaklı bir cevherleşmedir. Baskil ve Bilaser Tepe magmatitlerinin oluşumu ve bu magmatitlere bağlı cevherleşmelerin gelişimine ait; tez kapsamında gerçekleştirilen saha çalışmaları ve tüm analizlerin birlikte değerlendirilmesi sonucu oluşum modeli hazırlanmıştır (Şekil 5.10).

Doğu Toroslarda, Triyas'daki riftleşme ile Bitlis-Pütürge mikro levhacığı ile Toros platformu (Keban-Malatya levhası) arasında MORB-tipi okyanusal bir kabuk oluşmuştur (Yazgan, 1984; Asutay, 1985) (Şekil 5.10-a). Genişleme rejimi, Alt Turoniyen'den itibaren yerini sıkışma rejimine bırakmış ve kuzeye doğru gelişen yitim (supra-subduction) Kömürhan-İspendere-Guleman ofiyolitlerini oluşturmuştur. İlerleyen aşamalarda, Keban-Malatya mikro kıtasının altına dalarak, Koniasiyen-Santoniyen yaş aralığında yay magmatizmasının (Baskil Magmatitleri) oluşmasına sebep olmuştur (Yazgan, 1981) (Şekil 5.10-a). Daha sonrasında yay magmatizması ile kıta çarpışması gelişmiş ve bu dönemde pasif olan güney kenara ofiyolitik kütleler (İspendere, Kömürhan ve Guleman Ofiyolitleri) yerleşirken, kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak çarpışma granitoidleri (Syn COLG) (Yazgan ve ark., 1987; Herece ve ark., 1992) oluşmuştur. Kampaniyen'de ise Bilaser Tepe Magmatitleri olarak isimlendirilen çarpışma sonrası granitoidleri meydana gelmiştir (Dumanlılar ve ark., 2005). Sonrasında ise Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au cevherleşmesi gelişmiştir (Şekil 5.10-b). Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au cevherleşmesi ise magmatik-hidrotermal kaynaktan Fe-Cu içeren akışkanların

yükselmesi ve oluşan alterasyonlardan sodik-kalsik alterasyonlar içerisinde manyetitlerin gelişmesini içermektedir (Şekil 5.10-c).



Şekil 5.10. Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au cevherleşmelerinin oluşum modeli. a- Baskil yayının oluşumu (Koniasiyen-Santoniyen), b-Roll-back ve Kampaniyen'de açılma sonrası Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au yataklarının gelişimi, c- Tütün Tepeleri Fe-Oksit-Cu-Au yatağının oluşum modeli.

Bu tez çalışmasında daha önce porfiri tip yatak olarak incelenen Tütün Tepeleri cevherleşmelerine farklı bir yaklaşım getirilerek Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) tip yatak önerilmiştir. Türkiye’de Divriği (Sivas) bölgesinde skarn tipi demir-oksit cevherleşmeleri olarak bilinen A-B kafa cevherleşmeleri, Kuşcu ve ark. (2002) tarafından tekrar değerlendirildiğinde manyetit cevherleşmelerinin sodik-kalsik alterasyon zonu içerisinde geliştiği belirtilerek cevherleşme Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatağı olarak tekrar değerlendirmiştir. Aynı şekilde Şamlı (Balıkesir) bölgesinde bulunan skarn tipi Fe-oksit yatağının tekrar değerlendirilmesi için yapılan güncel çalışmalarda (Yılmaz ve ark., 2014), bu bölgenin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatağı olduğu vurgulanmıştır. Buna göre, bu çalışma Türkiye’ de porfiri ya da skarn olarak bilinen Fe-oksit cevherleşmelerinin Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yatakları açısından tekrar değerlendirilmesinin gerekliliği ve Türkiye’ de henüz çok iyi bilinmeyen bu yatak türünün tanınmasını sağlaması açısından önem arz etmektedir.

5.2. Sonuçlar

- Çalışma alanı; kalk-alkali bileşimli, I-tipi karakterli yay ortamında gelişen Baskil magmatitleri ve sonrasında gelişen Bilaser Tepe magmatitlerine ait Kuvarslı diyorit ve granit, monzonit ve tonalitporfir lerin geliştiği çarpışma sonrası genişlemeli bir ortamı temsil etmektedir.
- Tütün Tepeleri cevherleşmelerinde, sodik-kalsik (tremolit-aktinolit, albit, epidot, klorit, manyetit), potasik (biyotit, kuvars, klorit, K-feldispat, anhidrit) ve serizitik (serizit, karbonat, kuvars, klorit, illit) alterasyonlar bulunmaktadır. 1 km² 'lik alanda mostra veren ve yaklaşık 500 m kalınlığa sahip sodik-kalsik alterasyon bölgede ilk kez saptanmıştır. Bu alterasyonda yoğun olarak bulunan manyetitler ~% 10,4 Fe (toplam) içeriğiyle önem arz etmektedir. Ayrıca As-Cu-Pb-Zn-Mo-NTE konsantrasyonları da izlenebilmektedir. Manyetitlerdeki Ti içeriği ise % 0,13-0,64 arasında belirlenmiştir.
- Cevher parajenezinde manyetit, molibdenit, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit ve galen bulunmaktadır. Mineral kimyası analizlerine göre inceleme alanında bulunan cevher minerallerinden piritlerin Co/Ni içerikleri ve sfaleritlerin Zn/Cd oranları ile cevherleşmelerin magmatik hidrotermal kökenli oldukları belirlenmiştir.
- Cevherleşmenin analiz sonuçlarına göre; Cu ort. 0,22 %, Pb 31,6-5000 ppm, Zn 27-42400 ppm, Ag 1-19,6 ppm, Au 32-337 ppb, Fe ort. 20,13 % şeklindedir ve bu değerler Fe-Oksit-Cu-Au (IOCG) yataklar ile benzerdir. Ortalama sülfür içeriği % 8,2 olup oldukça düşüktür.
- İzotop analizi sonuçlarına göre; $^{18}\text{O}_{\text{kuv.}} = +10,8 - +13,2 (\text{‰})$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{py-cpy}} = 3,8-8,9$ ve $\delta\text{D}_{\text{ser.}} = -37 - -53 (\text{‰})$ olarak belirlenmiştir.
- Kuvarslarda ölçülen sıvı kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları 207,8 °C ila 392 °C arasında değişmekte olup ortalama 320,3 °C dir. Tuzluluk miktarları ise % 5,90-23,80 NaCl (ort. % 11,32 NaCl eşd.) arasında olduğu belirlenmiştir.

- Tütün tepeleri cevherleşmeleri, belirgin alterasyon tipleri, litolojik özellikleri, sülfid azlığı, mineral birlikteliği, manyetitlerdeki düşük Ti içeriğine karşın zengin manyetit içerikleriyle; Bilaser Tepe magmatitlerince (kuvarşlı diyorit, granit, granodiyorit, tonalitporfir, diyoritporfir, aplit monzonit ve monzosiyenit) kesilen Geç Kretase yaşlı Baskil magmatitlerine ait diyorit, gabro ve tonalit bileşimli kayaçlarla ilişkili magmatik-hidrotermal kaynaklı Fe-oksit-Cu-Au (IOCG) yatağı şeklinde yorumlanmıştır.

KAYNAKLAR

- Akçay, M., 2002. Jeokimya Temel Kavramlar ve Uygulamaya Aktarımları. Ktü Yayınları, No, 204:506.
- Akgül, B. ve Bingöl, E, A., 1997. Piran Köyü (Keban) Çevresindeki Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrojenetik Özellikleri. Selçuk Üniversitesi. Müh-Mim. Fak. 20. Yıl Jeoloji Semp. Bildirileri 13-14.
- Akgül, B., 1987. Keban Yöresi Metamorfik Kayaçların Petrografik İncelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, (Yayınlanmamış).
- Akgül, M., Bölücek, C., and Sağıroğlu, A., 2003. Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of Plutonic Rocks and Related Auriferous Quartz Veins in the Baskil Region Elazığ, Eastern Turkey. Journal Geological Society of India, 62:343-355.
- Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gündoğdu, M.N., 1997. Petrology and Geochemistry of Lower Pliocene Alkaline Volcanism in the Gölcük Area (Isparta, SW Turkey). Terra Abstracts, Abstracts Supplement, No. 1, Terra Nova, Vol.9.
- Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gündoğdu, M.N., 1998. Petrology and Geochemistry of Potassic Rocks in the Gölcük Area (Isparta, SW Turkey): Genesis of Enriched Alkaline Magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 85(1-4):423-446.
- Amcoff, Ö., 1984. Distribution of Silver in Massive Sulphide Ores. Mineral. Deposita, 19:63-69.
- Arni, P., 1940. Geologische Beobachtungen im Abschnitt den Başor Çay in der südlichen Vor die Bitlis Berrie, Siirt, Maden Tetkik Arama Ens, 544.
- Asutay, H.J., 1983. The Geology Of Baskil (Elazığ) Vicinity and Petrology of Baskil Magmatics. Bulletin of Mineral Research And Exploration, 107:46-72.

- Asutay, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik ve Petrogratik İncelenmesi. Aü Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi Ankara, 156s. (Yayımlanmamış).
- Asutay, H.J., 1988. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Magmatitlerinin Petrolojisi. M.T.A Dergisi, 107:49-72, Ankara.
- Avşar, N., 1983. Elazığ Yakın Kuzeybatısında Stratigrafik ve Mikropaleontolojik Araştırmalar. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 84s. (Yayımlanmamış).
- Avşar, N., 1996. Elazığ (Doğu Türkiye) Yöresinde Bulunan Praebullaeoline Afyonica Sirel ve Acar'lı Üst Eosen Yaşlı İç Platform Çökelleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 118:17-22.
- Bağcı, U., 2004. Kızıldağ (Hatay) ve Antalya Ofiyolitlerindeki Plütonik Kayaların (Ultramafik-Mafik Kümülatlar) Petrojenezi. Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2005. Whole-Rock Mineral Chemistry of Cumulates from the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues for Multiple Magma Generation During Crustal Accretion in the Southern Neotethyan Ocean. Mineralogical Magazine, 69(1): 53-76.
- Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2008. Geochemistry and Tectonic Environment of Diverse Magma Generations Forming the Crustal Units of the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17:43–71.
- Barton, M.D., 2004. Footprints of Fe oxide(-Cu-Au) systems: University of Western Australia Special Publication 33:112–116.
- Barton, M.D., 2014. Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. Treatise on Geochemistry 2nd Edition, 515-541.
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 1996. Evaporitic Source Model for Igneous-Related Fe Oxide-(REE-Cu-Au-U) Mineralization. Geology 24: 259-262.

- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Alternative Brine Sources for Fe-Oxide (-Cu-Au) Systems: Implications for Hydrothermal Alteration and Metals. T.M: Porter (Eds), Hydrothermal Iron Oxide-Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, 1:43-60.
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2004. Footprints of Fe oxide(-Cu-Au) systems: University of Western Australia Special Publication 33:112–116.
- Barton, M.D., Battles, D.A., Bebout, G.E., Capo, R.C., Christensen, J.N., Davis, S.R., Hanson, R.B., Michelsen, C.J., and Trim, H.E., 1998. Mesozoic Contact Metamorphism in the Western United States, *in* Ernst, W.G., ed., Metamorphism and Crustal Evolution, Western Conterminous United States: Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 110-178.
- Batchelor, R.A., and Bowden, P., 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rocks Series Using Multicationic Parameters. Chem. Geol. 48:43-55.
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2000. Petrology of a Supra-Subduction Zone Ophiolite (Elazığ-Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences, 37:1411-1424.
- Beyarslan, M., Erdem, E., ve Kalı, B., 2001. Kömürhan Köprüsü (Elazığ) Civarındaki Ofiyolit ve Metaofiyolit ile Bunları Kesen Granitik Damar Kayaçlarının Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. Geosound, 39:55-68.
- Bingöl, A. F., 1984. Geology Of The Elazığ Area İn The Eastern Taurus Region: İn: O. Tekeli Ve M.C. Göncüoğlu (Eds), Geology Of The Taurus Belt İnt Symp. Roceedings 199- 208.
- Bingöl, A. F., ve Beyarslan, M., 1996. Elazığ Magmatitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, 30. Yıl Sempozyumu, Trabzon, 208-224.

- Blumenthal, M. 1938. Geological Investigation Of Eastern Taurides Among Hekimhan-Hasançelebi-Kangal Towns (Malatya-Sivas Administrative Provinces). Mineral Research And Exploration Institute Of Turkey (Mta) Report No: 570 [Unpublished, İn Turkish].
- Bodnar, R.J., 1993. Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H₂O-NaCl Solution. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 57:683-884.
- Bodnar, R.J., 2003. Introduction to Fluid Inclusions. In I. Samson, A. Anderson and D. Marshall, *Mineral. Assoc. Can. Short Course Series*, 32:1-8.
- Bodnar, R.J., and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of Microthermometric Data for H₂ONaCl Fluid Inclusions. in *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications* (Ed. B. De Vivo Ve M. L. Frezotti), Virginia Tech, 117-130.
- Borisenko, A., 1977. Study of the Salt Composition of Solutions of Gas-Liquid Inclusions in Minerals by the Cryometric Method. *Geologiya I Geofizika*, V. 18(8):16-27.
- Bralia, A., Sabatini, G. and Troja, F., 1979. A Revaluation of the Co/Ni Ratio in Pyrite as Geochemical Tool in Ore Genesis Problems, *Mineral. Deposita*, 14:353-374.
- Brill, B.A., 1989. Deformation Textures and Recrystallisation Microstructures in Deformed Ores from the CSa Mine, Cobar, Australia, *Journ. of Struct. Geol.*, 11:591-601.
- Brown, P.E., 1989. Flinkor: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid-Inclusion Data, *Amer. Mineral.*, 74:1390-1393.
- Camprubí, A., González-Partida, E., López-Martínez, M., Iriondo, A., Alfonso, P., Cienfuegos-Alvarado, E., Gutiérrez-Armendáriz, E., Morales-Puente, P., Canet, C. and González-Ruiz, L. 2017. The Upper Cretaceous Guaynopa IOCG and Guaynopita Porphyry Copper Deposits, Chihuahua, Mexico. *Ore Geology Reviews* 81:1096-1112.

- Chai, F., Yang, F., Liu, F., Santosh, M., Geng, X., Li, Q. and Liu, G., 2014. The Abagong Apatite-Rich Magnetite Deposit In the Chinese Altay Orogenic Belt: A Kiruna-Type Iron Deposit. *Ore Geology Reviews*, 57:482-497.
- Chen, H., 2013. External Sulphur In IOCG Mineralization: Implications on Definition and Classification of the IOCG clan. *Ore Geology Reviews*, 51, 74-78.
- Clayton, R.N., and Mayeda, T., 1963. The Use of Bromine Pentafluoride in the Extraction of Oxygen From Oxides and Silicates for Isotopic Analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27:47-52.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas Hydrates in CO₂ Bearing Fluid Inclusions and the Use of Freezing Data for Estimation of Salinity, *Econ. Geol.*, 74:1435-1444.
- Cook, N.J., 1996. Mineralogy of the Sulphide Deposits at Sulitjelma, Northern Norway, *Ore Geol. Rev.*, 11:303-338.
- Corriveau, L., 2007. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian Perspective. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Goodfellow, W.D. Special Publication no. 5. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. 307-328.
- Craig, J.R., and Vaughan, D.J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*, 2nd.Edition.
- Craveiro, G.S., Villas, R.N.N., and Xavier, R.P., 2019. Mineral Chemistry and Geothermometry of Alteration Zones in the IOCG Cristalino Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 92:481-505.
- Çağlayan, M.A., Önal, R.N., Sengün, M. and Yurtsever, A. 1984. Structural setting of the Bitlis Massive. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 245-254.

- De Jong, G., Rotherham, J., Phillips, G.N., and Williams, P.J., 1998. Mobility of Rare-Earth Elements and Copper During Shear-Zone-Related Retrograde Metamorphism: *Geologie en Mijnbouw*, 76:311-319.
- Delaloye, M., Souza, H. De, Wagner, J.-J., and Hedley, I., 1980. Isotopic Ages on Ophiolites from the Eastern Mediterranean. In: *Ophiolites, Proc. Int. Ophiol. Symposium*, 292-295.
- Demir, Y., 2010. Kabadüz (Ordu, Kd-Türkiye) Yöresi Pb-Zn-Cu Cevherlerinin Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensel İncelenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Dibenedetto, F., Bernardini, G.P., Costagliola, P., Plant, D., and Vaughan, D., 2005. Compositional Zoning in Sphalerite Crystals, *Amer. Mineral.*, 90:1384-1392.
- Dilek, Y., and Flower, M.F.J., 2003. Arc-trench Rollback and Forearc Accretion: 2. A model Template for Ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 218:43-68.
- Dilek, Y., and Eddy, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) Ophiolites as Structural Models for Slow-Spreading Ridge Segments. *Journal of Geology* 100:305-322.
- Dilek, Y., and Thy, P., 1998. Structure, Petrology, and Seafloor Spreading Tectonics of the Kizildag Ophiolite (Turkey). In: *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record*, Edited By R. Mills And K. Harrison, *Geological Society of London Special Publication* 148:43-69.
- Dilek, Y., and Thy, P., 2009. Island Arc Tholeiite to Boninitic Melt Evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) Ophiolite: Model for Multi-Stage Early Arc-Forearc Magmatism In Tethyan Subduction Factories. *Lithos* 113:68-87.
- Dumanlılar, Ö., 2002. Baskil (Elazığ) civarındaki granitoid kayaçlarına bağlı cevherleşmelerin incelenmesi. Doktora Tezi A.Ü. Fen Bilimleri Enst. 196. Ankara (yayımlanmamış).

- Dumanlılar, Ö., Aydal, D., ve Dumanlılar, H., 2005. Baskil (Elazığ) Güneyindeki Cevherleşmelerin Jeolojik ve Mineralojik Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği*, 29(1): 1-20.
- Dumanlılar, Ö., Aydal, D., ve Dumanlılar, H., and Alıcı, P., 2006. Geological and Geochemical Characteristics of Granitoids in the Eastern Tauride Belt, Southeastern Turkey. *International Geology Review*, 48:1-23.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46:319-335.
- Erdoğan, T., 1975. Gölbaşı Yöresinin Jeolojisi. Tpaö Raporu, No: 229 (Yayınlanmamış).
- Field, C.W. and Ficarek, R.H., 1985. Light Stable Isotope Systematics in the Epithermal Environment, In: Berger, B.R. and Bethke, P.M. (Eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews In Economic Geology*, 2:99-128.
- Garfunkel, Z., 2004. Origin of the Eastern Mediterranean Basin: A Evaluation. *Tectonophysics* 391(1-4):11-34.
- Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993. Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 37-52.
- Gerçek, E., 1996. Nazaruşığı (Baskil Elazığ) Hidrotermal Kuvars Damarları ve İlgili Cevherleşmeler. Yüksek Lisans Tezi Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. 51. Elazığ (Yayınlanmamış).
- Gottesman, W. and Kampe, A., 2007. Zn/Cd Ratios In Calcisilicate-Hosted Sphalerite Ores At Tumurtijn-Ovoo, Mongolia, *Chemie Der Erde*, 67:323-328.
- Groves, D.I., and Vielreicher, N.M., 2001. The Phalabowra (Palabora) Carbonatite-Hosted Magnetite-Copper Sulfide Deposit, South Africa: An end Member of the Iron Oxide-Copper-Gold-Rare Earth Element Deposit Group ? *Mineralium Deposita*, 36:189-194.

- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., and Dumont, J.-F., 1979. Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mémoire Société géologique de France no. 137.
- Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks, London, Methuen, 384.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. Geological Society, London, Special Publications. 19:67-81.
- Hauck, S.A., 1990. Petrogenesis and Tectonic Setting of Middle Proterozoic Iron Oxide Rich Ore Deposits- An Ore Deposit Model for Olympic Dam-Type Mineralization. USGS Bulletin 1332:4-39.
- Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T., and Reed, M.H., 1995. Olympic Dam Ore Genesis: A Fluid-Mixing Model: Economic Geology, 90:281-307.
- Haynes, D.W., 2000. Iron Oxide Copper(-Gold) Deposits: Their Position in the Ore Deposit Spectrum and Modes of Origin, *in* Porter, T. M., ed., Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits a Global Perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, 71-90.
- Helvacı, C., 1984. Apatite-rich Iron Deposits of the Avnik (Bingöl) Region, Southeastern Turkey: Economic Geology, 79:354-371.
- Herece, E., Akay, E., Küçümen, E., ve Sanaslan, M., 1992. Elazığ- Sivrice- Palu Dolayının Jeolojisi. MTA raporu, No: 9634.
- Hitzman, M.W., 2000. Iron-Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why. T.M: Porter (Eds), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, Adelaide, Australian Mineral Foundation, 1(9):26.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T., 1992. Geological Characteristics and Tectonic Setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au-Ree) Deposits: Precambrian Research, 58:241-287.
- Hoefs, J., 1987. Stable isotope geochemistry (3rd edition), New York: Springer Verlag, 241.

- Hoefs, J., 2004. Stable Isotope Geochemistry, Fifth Revised and Updated Edition, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 244.
- Holten, T., Jamtveit, B. and Meakins, P., 2000. Noise and Oscillatory Zoning of Minerals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64-11, 1893-1904.
- Injoque, E.J., 2002. Fe oxide-Cu-Au Deposits in Peru: An Integrated View. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, 2. PGC Publishing, Adelaide, 97-113.
- Irvine, T.N., and Baragar W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-48.
- Jenner, G. A., Longerich, H.P., Jackson, S.E. and Fryer, B.J. 1990. Icp-MS-A Powerful Tool for High Precision Trace Element Analysis in Earth Sciences: Evidence From Analysis of Selected USGS Reference Samples. *Chemical Geology*, 83:133-148.
- Jonasson, I.R. and Sangster, D.F., 1978. Zn/Cd Ratios for Sphalerites from Some Canadian Sulfide Ore Samples, *Geol. Surv. Can.*, 78:195-201.
- Kant, W., Warmada, I.W., Idrus, A., Setijadi, L.D. and Watanabe, K., 2012. Ore Mineralogy and Mineral Chemistry of Pyrite, Galena, and Sphalerite at Soripesa Prospect Area, Sumbawa Island, Indonesia, *J. Se Asian Appl. Geol.*, 4(1):1-14.
- Karaoğlu, F., 2005. Güneşli-Beğre (Doğanşehir-Malatya) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petroğrafisi ve Jeokimyası. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Karaoğlu, F., 2012. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağındaki Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana.

- Karaoğlu, F., Parlak O., Hejl E., Neubauer F., Klötzli U., 2016. The Temporal Evolution of the Active Margin Along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): Evidence from U-Pb, Ar-Ar and Fission Track Chronology", *Gondwana Research*, 33:190-208.
- Karaoğlu, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M. and Koller, F., 2013. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) Ophiolite: Implications for the Timing and Duration of Suprasubduction Zone Type Oceanic Crust Formation in the Southern Neotethys. *Geol. Mag.* 150(2):283-299.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. Istanbul Technical University Publication, 1259-595.
- Kipman, E., (1981). Keban Jeolojisi Ve Keban Şaryajı. İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri, 1/2: 75-81.
- Kuşcu, İ., Kuşcu, G. G. and Soylu, M., 2003. Post-Collisional H-Type Granitoid Magmatism in Central Anatolia and Time-Space Relation with Fe-oxide Mineralization. *Mineral Exploration and Sustainable Development*, 1-2.
- Kuşcu, İ., Gencaloğlu-Kuşcu, G., Tosdal, R. M., Ulrich, T. D., and Friedman, R., 2010. Magmatism In The Southeastern Anatolian Orogenic Belt: Transition From Arc To Post-Collisional Setting In An Evolving Orogen. In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (Eds) *Sedimentary Basin Tectonics From The Black Sea And Caucasus To The Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications, 340:437-460.
- Kuşcu, İ., Tosdal, R. M., Kuşcu, G. G., Friedman, R. and Ullrich, T. D., 2013. Late Cretaceous to Middle Eocene Magmatism and Metallogeny of a Portion of the Southeastern Anatolian Orogenic Belt, East-Central Turkey. *Economic Geology*, 4:641-666.

- Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Demirela, G., Gökçe, N., Kuşcu, G., Kaymakçı, N., Gökçe, H., Şalış, B. and Marschik, R., 2007c. Hasacelebi-Hekimhan (Malatya) Bölgeleri Demiroksit Yataklarının Demir Oksit-Bakir-Altın (DOBA) Yatakları Açısından İncelenmesi ve Bakir-Altın Potansiyellerinin Araştırılması: TUBITAK Project-CAYDAG 103Y023, 190. (in Turkish with English abstract).
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E. ve Demirela, G., 2002. Sivas-Divriği Bölgesi Skarn Tipi Demir Oksit Yataklarına Fe-Oksit-Cu-Au (Olympic Dam Tipi) Perspektifinden Yeni Bir Bakış.Türkiye Jeoloji Bülteni. 45(2).
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Gle, N., Bayır, S., Demirela, G., Genalıoğlu Kuşcu, G., Sezerer Kuru, G., and Kaymakçı, N., 2011. U-Pb and 40Ar-39Ar Geochronology and Isotopic Constraints on the Genesis of Copper-Gold-Bearing Iron Oxide Deposits in the Hasacelebi District, Eastern Turkey: Economic Geology, 106:261-288.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E. and Demirela, G., 2007. Iron Oxide Copperi Gold Deposits in Turkish Tethyan Collage. Proceedings of 9th Biennial SGA Meeting, Mineral Exploration and Research: Digging Deeper, Dublin, pp. 853-857.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Demirela, G., Gökçe, H., Marschik, R., Kaymakçı, N. ve Gle, N., 2005. Hasacelebi ve Karakuz (Malatya) Blgeleri Demiroksit Yataklarında Alterasyon Zonlanması. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı, MTA, 11-17 Nisan, 66.
- L'heureux, I. and Jamtveit, B., 2002. A Model for Oscillatory Zoning in Solid Solutions Grown from Aqueous Solutions: Applications to the (Ba, Sr)SO₄ System, Geochim. Cosmochim. Acta, 66:417-429.
- Li, R., Chen, H., Xia, X., Yang, Q., Danyushevsky, L.V. and Lai, C., 2018. Using Integrated In-Situ Sulfide Trace Element Geochemistry and Sulfur Isotopes to Trace Ore-Forming Fluids: Example from the Mina Justa IOCG Deposits (Southern Peru). Ore Geology Reviews, 101:165-179.

- Li, S., Yang, X. and Sun, W., 2015. The Lamandau IOCG Deposit, Southwestern Kalimantan Island, Indonesia: Evidence For Its Formation From Geochronology, Mineralogy and Petrogenesis of Igneous Rocks. *Ore Geology Reviews*, 68:43-58.
- Loftus-Hills, G. and Solomon, M., 1967. Cobalt, Nickel and Selenium in Sulphides As Indicators of Ore Genesis, *Mineral. Deposita*, 2:228-242.
- Lowell, JD. and Guilbert, JM., 1970. Lateral and vertical Alteration–Mineralization in Porphyry Deposits. *Econ. Geol.* 65:378-404.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Econ. Geol.* 96:1799-1826.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J-F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérissé, A., Paris, F., and Robardet, M. 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova*, 15, 249–257.
- Monteiro, LVS., Xavier, RP. and Carvalho, ER., 2008. Spatial and Temporal Zoning of Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Sossego Iron Oxide–Copper–Gold Deposit, Carajas Mineral Province, Brazil: Paragenesis and Stable Isotope Constraints. *Mineralium Deposita* 43:129-159.
- Moody, T.C., Hawkes, N., Ramos, D., Loader, S., Panez, R., Abbott, C., Carbonell, J. and Sillitoe, R.H., 2003. The Marcona iron oxide-copper deposits, Peru. In: *Proc 3rd Congr Int de Prospectores y Exploradores*, Lima, Conferencias, Inst de Ingenieros de Minas del Peru, Lima, CD-ROM, 2.
- MTA, 2002. Türkiye'nin 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Mumin, A.H., Somarin, A.K., Jones, B., Corriveau, L., Ootes, L., and Camier, J., 2010. The IOCG porphyry-Epithermal Continuum of Deposit Types in the Great Bear magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, *in* Corriveau, L., and Mumin, H., eds., *Exploring for Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geological Association of Canada Short Course Notes 20*, p. 59–78.

- Niiranen, T., 2005. Iron-Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland: Case Studies from the Perapohja Schist Belt and the Central Lapland Greenstone Belt. PhD-Thesis, No. 187 Of The Department of Geology, University of Helsinki.
- Nurlu, N., 2009. İspendere (Malatya) Ofiyoliti'nin Kökensel İncelemesi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of Sulphur and Carbon. In: Barnes, H.L., (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: Wiley, 506-567.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen" (Eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth And M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156:475-515.
- Okay, A.I., 2008. Geology Of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, 21:19-42. ore genesis: A fluid mixing model: *Economic Geology*, 90:281-307.
- Önal, A., 1995. Polat-Begre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., Eds., *Geology of the Taurus Belt*, 77-90. Ankara: Mineral Research and Exploration Institute.
- Özçelik, M., 1985. Malatya Güneydoğusundaki Magmatik Kayaçların Jeolojisi Ve Tektonik Ortamına Jeokimyasal Bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 1, 19-35. Ankara.
- Özgül, N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. *Türk. Jeol. Kurumu Bülteni*, 19:65-78.

- Özgül, N., and Turşucu, A., 1984. Stratigraphy of the Mesozoic Carbonate Sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). In: Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C., (eds.), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara-Turkey, 173-180.
- Palero, F.J. and Martín-Izard, A., 2005. Trace Element Contents in Galena and Sphalerite from Ore Deposits of the Alcudia Valley Mineral Field (Eastern Sierra Morena, Spain, Jour. of Geochem. Expl., 86:1-25.
- Parlak, O., 2006. Geodynamic Significance of Granitoid Magmatism in the Southeast Anatolian Orogen: Geochemical and Geochronological Evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) Region. International Journal of Earth Sciences, 95:609-627.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The Suprasubduction Zone Pozantı-Karsanti Ophiolite, Southern Turkey: Evidence For High-Pressure Crystal Fractionation Of Ultramafic Cumulates. Lithos 65, 205-224.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. and Delaloye, M., 2004. Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, Se Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Geological Magazine 141:583-603.
- Parlak, O., Karaoğlu, F., Rızaoğlu, T., Nurlu, N., Bağcı, U., Höck, V., Önal, A., Kürüm, S., Topak, Y., 2013. Petrology of the İspendere Ophiolite from the Southeast Anatolia: Implications for the Late Mesozoic Evolution of the Southern Neotethyan Ocean. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., (eds) Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geology Society, London, Special Publication 372:219-249.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F. and Höck, V., 2009. Tectonic Significance of the Geochemistry and Petrology of Ophiolites in Southeast Anatolia, Turkey, Tectonophysics 473(1-2), 20 July 2009, 173-187.

- Parlak, O., ve Kozlu, H., 2000. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin Genel Özellikleri, Gd Türkiye. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 278-279.
- Partington, G.A., and Williams, P.J., 2000. Proterozoic Lode Gold and (Iron)-Copper-Gold Deposits: Australian and Global Examples Compared: Reviews in Economic Geology, 13:69-101.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks, Episodes, 19, 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, B.W.N. and Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, 25(4):956-983.
- Perinçek, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelenmesi ve petrol olanaklarının araştırılması, İstanbul Üniversitesi Doktora Tezi, 212s.
- Perinçek, D. and Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and Structural Relations of the Units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir Region (Eastern Taurus), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara-Turkey, 181-198.
- Perinçek, D., 1979. Geological Investigation of the Çelikhan-Sincik- Koçali Area (Adıyaman Provinz) İstanbul Üniversitesi Fen. Ed. Mec. Seri: B, 127-147.
- Pichavant, M., Ramboz, C., and Weisbord, A., 1982. Fluid Immiscibility in Natural Processes: Use and Misuse of Fluid Inclusion Data. 1 Phase Equilibria Analysis -A Theoretical And Geometrical Approach, Chem. Geol., 37:1-27.
- Pollard, P.J., 2000. Evidence of a Magmatic Fluid and Metal Source for Fe-Oxide-Cu-Au Mineralization. T.M: Porter (Eds), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, 1:27-42.
- Pollard, P.J., 2001. Sodid (Calcic) Alteration in Fe-Oxide-Cu-Au District: An Origin Via Unmixing of Magmatic H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl Fluids. Mineralium Deposita, 36:93-100.

- Porter, T.M., 2000. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A global Perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, 349.
- Potter, R.W., Clyne M.A. and Brown D.L. 1978. Freezing Point Depression of Aqueous Sodium Chloride Solutions, *Econ. Geol.*, 73:284-285.
- Rajabzadeh, M.A. and Rasti, S., 2017. Investigation on Mineralogy, Geochemistry and Fluid Inclusions of The Goushti Hydrothermal Magnetite Deposit, Fars Province, SW Iran: A Comparison With IOCGs. *Ore Geology Reviews*, 82:93-107.
- Ramboz, C., Pichavant, M. ve Weisbord, A., 1982. Fluid Immiscibility in Natural Processes: Use and Misuse of Fluid Inclusion Data, *Chem. Geol.*, 37:29-48.
- Ramdohr, P., 1984. The Ore Minerals and Their Intergrowths, Pergamon Press, Second Edition, 2 Cilt, Headington Hill Hall, Oxford, 1205 S, England.
- Raymond, O.L., 1996. Pyrite Composition and Ore Genesis in the Prince Lyell Copper Deposit, Mt Lyell Mineral Field, Western Tasmania, Australia, *Ore Geol. Rev.*, 10:231-250.
- Real, I. D., Thompson, J. F. H., and Carriedo, J., 2018. Lithological and Structural Controls on the Genesis of the Candelaria-Punta Del Cobre Iron Oxide Copper Gold District, Northern Chile. *Ore Geology Reviews*, 102:106-153.
- Rızaoğlu, T., 2006. Baskil-Sivrice (Elazığ) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi ve Jeokimyası, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O. and İşler, F., 2005. Geochemistry and Tectonic Significance of Esence Granitoid (Göksun-Kahramanmaraş), SE Turkey. *Yerbilimleri* 26, 1-13.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., and İşler, F., 2004. Geochemistry and Tectonic Setting of the Kömürhan Ophiolite in Southeast Anatolia. *Proceedings of the 5th International Eastern Mediterranean Geology Symposium*, 14-20 April 2004, Thessaloniki, Greece, 285.

- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V. and İşler, F., 2006. Nature and Significance of Late Cretaceous Ophiolitic Rocks and Its Relation to the Baskil Granitoid in Elazığ Region, SE Turkey. Special Publications, Vol. 260. Geological Society, London, 327-350.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E. and Billor, Z., 2009. Andean-Type Active Margin Formation in the Eastern Taurides: Geochemical and Geochronological Evidence From the Baskil Granitoid (Elazığ, SE Turkey). Tectonophysics, 473, 188-207.
- Richards, J.P. and Mumin, H., 2013. Magmatic-hydrothermal Processes within an Evolving Earth: Iron Oxide-Copper-Gold-and Porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au Deposits. The Geological Society of America, 41(7):767-770.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to Hydrothermal Metal Fluxes in Convergent and collided margins: Ore Geology Reviews, 40:1–26.
- Rieger, A.A., Marschik, R. and Anddiaz, M., 2012. The Evolution of the Hydrothermal IOCG System in the Mantoverde District, Northern Chile: New Evidence from Microthermometry And Stable Isotope Geochemistry. Miner Deposita, 47:359-369.
- Rigo De Righi, M. ve Cortesini, A., 1964. Gravity Tectonics In Feethils Structure Belt Of Southeast Turkey: A.A.P.G.Bull., 48, 1911-1937.
- Robertson, A. H. F., 2002. Overview Of The Genesis And Emplacement Of Mesozoic Ophiolites In The Eastern Mediterranean Tethyan Region, Lithos, 65:1-67.
- Robertson A. H. F., 2004. Development Of Concepts Concerning The Genesis And Emplacement Of Tethyan Ophiolites In The Eastern Mediterranean And Oman Regions. Earth Sci. Rev., 66: 331-387.

- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U. C., İnan, N. Taslı, K., and Ustaömer, T., 2007. Late Cretaceous-Mid Tertiary Tectonic Evolution of the Eastern Taurus Mountains and the Southern Tethyan Ocean Evidence from the Elazığ Region, SE Turkey. Geological Society of London, Special Publications.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U. C., İnan, N. Taslı, K., and Ustaömer, T., 2007. Tectonic Evolution of the South Tethyan Ocean: Evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ Region, SE Turkey). from: Ries, A. C., Butler, R. W. H. & Graham R. H. (Eds) Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society, London, Special Publications, 272:231–270.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taslı, K., and İnan, N., 2006. The Berit Transect of the Tauride Thrust Belt, S. Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic Accretionary/Collisional Processes Related to Closure of the Southern Neotethys. Journal of Asian Earth Sciences.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 17 (1), 1–74.
- Robertson, A.H.F., Boulton, S.J., Taslı, K., İnan, N., Yıldırım, N., Yıldız, A. and Parlak, O., 2016a. Late Cretaceous-Miocene Sedimentary Development of the Arabian Continental Margin in SE Turkey (Adıyaman Region): Implications for Regional Palaeogeography and the Closure History of Southern Neotethys. Asian Earth Sci.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Metin, Y., Vergili, Ö., Taslı, K., İnan, N., Soykan, H., 2013. Late Palaeozoic–Cenozoic tectonic development of carbonate platform, margin and oceanic units in the Eastern Taurides, Turkey. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C. (Eds.), Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. London, Special Publications. Geological Society, London, pp. 167–218.

- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaomer, T., 2012. Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria). *Petroleum Geoscience* 18, 381–404.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Yıldırım, N., Dumitrica, P., Taşlı, K., 2016b. Late Triassic Rifting and Jurassic-Cretaceous Passive Margin Development of the Southern Neotethys: Evidence from the Adıyaman Area, SE Turkey *Int. J. Earth Sci.*
- Robertson, A.H.F., Ünlügenç, U.C., İnan, N. and Taşlı, K., 2004. The Misis-Andırın Complex: A Mid-Tertiary Melange Related to Late-Stage Subduction of the Southern Neotethys in S Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 22:413-453.
- Roedder, E., 1976. Fluid Inclusion Evidence on the Genesis of Ores in Sedimentary and Volcanic Rocks. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, 4 (K. H. Wolf, Ed.), Elsevier Sc. Pub. Co. Amsterdam.
- Roedder, E., 1979. Fluid Inclusions as Samples of Ore Fluids. In H.L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd Edition., Wiley Interscience, New York, 684-737.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Rev. İn Mineral.*, 12, 644 S. Mineralogical Society of America, Washington.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific and Technical, John Wiley And Sons, 352.
- Rosman, J.R. and Taylor, P.D., 1998. Isotopic Compositions of the Elements (Technical report): Commission on Atomic Weights and Isotopic Abundances. *Pure Appl Chem* 70:217-235.
- Sasaki, A. and Ishihara, S., 1979. Sulfur Isotopic Composition of the Magnetite-Series and İlmenite-Series Granitoids in Japan, *Cont. To Mineral. And Petrol.*, 68(2):107-115.

- Savin, S. M. and Epstein, S., 1970. The Oxygen Isotopic Compositions of Coarse Grained Sedimentary Rocks and Minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34:323-329.
- Schlegel, T.U., Wagner, T., Boyce, A. and Heinrich, C.A., 2017. A Magmatic Source of Hyrdothermal Sulfur for the Prominent Hill Deposit and Associated Prospects In the Olympic Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Province of South Australia. *Ore Geology Reviews*, 89:1058-1090.
- Selçuk, H., 1981. Etude Géologique de la partie Meridionale du Hatay (Turquie). These de Doctora, Université de Genève, 118.
- Sezerer, K.G., Kuşcu, İ., Şalış, B., Yilmazer, E. ve Demirela, G., 2006. Hasançelebi (Malatya) Demir Oksit Yataklarının Oluşum Koşulları; Mikrotermometrik Bir Yaklaşım. *MTA Dergisi*, 132, 101-111.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. ve Aiderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid İnclusion Studies, Blackie and Son Limited, Glasgow (U.K.), 235.
- Sillitoe, R.H., 2003. IOCG deposits: An Andean view: *Mineralium Deposita*, 38:787-812.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 105, p. 3–41, doi:10.2113/gsecongeo.105.1.3.
- Solomon, M., Tornos, F. and Gaspar, O.C., 2002. Explanation for many of the Unusual Features of the Massive Sulfide Deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Geology* 30:87-90.
- Stchepinsky, V., 1940. Sivas Vilayetinin Merkezi Kismında Bulunan Muhtelif Cevherler Hakkında Rapor. M.T.A. Rep., No. 770 (Unpublished), Ankara.
- Sun, S.S. and Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and İsotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society, London, Special Publications, 42:313-46.
- Sungurlu, O., 1972. Vi. Bölge Gölbaşı–Gerger Arasındaki Sahanın Jeolojisi: Tpaö Rap. No: 802., Ankara (Yayınlanmamış).

- Sungurlu O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., ve Naz, H., 1985. Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi, Türkiye Petrolleri A.O.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75:181-241.
- Tarhan, N., 1986. Doğu Toroslarda Neo-Tetis'in Kapanımına İlişkin Granitoyid Magmalarının Evrimi ve Kökeni. *MTA Dergisi*, 107:95-110.
- Taylor, P.D., 1974. The Application of Oxygen and Hydrogen İsootope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition. *Economic Geology*, 843-883.
- Thompson, M. and Walsh, J.N., 1983. A Handbook of İnductively Coupled Plasma Spectrometry, 16-36.
- Tolun, N., 1955. Besni, Adıyaman, Samsat Arası Bölgelerin Jeolojik Etüdü. Mta Raporu, Ankara.
- Tornos, F., Velasco, F., Barra, F. and Morata, D., 2010. The Tropezón Cu-Mo-(Au) Deposit, Northern Chile: the Missing Link Between IOCG and Porphyry Copper Systems ? *Miner Deposita*, 45:313-321.
- Turan, M., 1984. Baskil-Aydınlı (Elazığ) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği. Doktora Tezi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 180.
- Turan, M., ve Bingöl, A.F., 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası Bölgenin Tektono-Stratigrafik Özellikleri. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana, 213-227.
- Tüfekçi, M.Ş., ve Dumanlılar, Ö., 1994a. Malatya-İspendere ve Elazığ-Baskil-Nazarsağı arasında Görülen Cevherleşmelerin Genel Görünümü ve Maden Jeolojisi Çalışma Raporu: Mta Raporu, No: 9739 (Yayınlanmamış). *Geological Engineering* 29(1) 2005 20 Baskil (Elazığ) Güneyindeki Cevherleşmelerin Jeolojik Ve Mineralojik Özellikleri.
- Tüfekçi, M.Ş., ve Dumanlılar, Ö., 1994b. Malatya-İspendere ve Elazığ-Baskil-Nazarsağı arasında Görülen Cevherleşmelerin Genel Görünümü ve Maden Jeolojisi Çalışma Raporu: Mta Derleme No: 9739. Ankara.

- Türkmen, İ., İnceöz, M., Aksoy, E., ve Kaya, M., 2001. Elazığ Yöresinin Eosen Stratigrafisi ve Paleocoğrafyası ile İlgili Yeni Bulgular. *Yerbilimleri*, 24:81-95.
- Türkyılmaz, B., ve Şaşmaz, A., 2000. Cansızhimik, Galuşıağı ve Topalkem (Baskil Elazığ) Köyleri arasındaki Alanın Toprak Jeokimyası. *Yerbilimleri*, 22:129-136.
- Ullrich, T.D. and Clarke, A.H., 1998. The Candelaria Copper-Gold Deposits, Region In Chile: Paragenesis, Geochronology and Fluid Composition. C.J. Stanley, A.H. Rankin and R.J., Bodnar (Eds) *Mineral Deposits: Process To Processing*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, 201-204.
- Vidal, C.C.E., Injoque-Espinoza, J., Sidder, G.B. and Mukasa, S.B., 1990. Amphibolitic Cu-Fe Skarn Deposits in the Central Coast of Peru. *Econ. Geol.* 85:1447-1461.
- Vila, T., Lindsay, N. and Zamora, R., 1996. Geology of the Mantoverde Copper Deposit, Northern Chile: A Specularite-Rich, Hydrothermal-Tectonic Breccia Related to the Atacama Fault Zone. In: Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. Soc Econ Geol Spec Publ 5:157-169.
- Walshe, J.L., and Solomon, M., 1981. An Investigation into the Environment Offormation of the Volcanic-Hosted Mt Lyell Copper Deposits Using Geology, Mineralogy, Stable İsoptes, and A Six-Component Chlorite Solidsolution Model: *Economic Geology*, 76:246-284.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987. A-Type Granits: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95:407-419.
- White, W.M., 2005. *Geochemistry*. New York: Cornell University Press, 700.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid İnclosures İn Hydrothermal Ore Deposits, *Lithos.* 55:229-272.

- Williams, P., Barton M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., Ad, H., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R., 2005. Iron Oxide Copper–Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds) Economic Geology-100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Littleton, 371-406.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., Haller, A.D., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. Economic Geology 100th Anniversary, 371-405.
- Williams, P.J., 1994. Iron Mobility During Synmetamorphic Alteration in the Selwyn Range Area, NW Queensland: Implications for the Origin of Ironstone-Hosted Au-Cu Deposits: Mineralium Deposita, 29:250–260.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical Geology, 20:325-43.
- Xu, G., 1998. Geochemistry of Sulphide Minerals at Dugal River, NW Queensland, with Reference to Ore Genesis, Mineral. and Petrol., 63(1-2):119-139.
- Xuexin, S., 1984. Minor Elements and Ore Genesis of the Fankou Lead-Zinc Deposit, China, Mineral. Deposita, 19:95-104.
- Yazgan, E. and Chessex, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. Turk Assoc Petrol Geol 3:1-42.
- Yazgan, E., 1981. Doğu Toros’larda Etkin Bir Paleo Kıta Kenarı Etüdü (Geç Kretase-Orta Eosen), Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7:83-104.

- Yazgan, E., 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Sept-, Ankara, Guide Book for Excursion V.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya-Elazığ Area, Turkey), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara, 199-208.
- Yazgan, E., 1984a. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya-Elazığ area, Turkey), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara, 199-208.
- Yazgan, E., 1984b. A Geotraverse Between the Arabian Platform and Munzur Nappes. In: Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C. (eds.), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, , MTA, Ankara, 17 pp.
- Yazgan, E., 1987. “Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi Ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi.”, MTA Rap. No: 2268, 178s.
- Yazgan, E., Asutay, H.J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E., ve Yıldırım, H., 1987. Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi. MTA Raporu, No:2268.
- Yazgan, E., ve Asutay, H.J., 1983. Baskil Magmasal Kayaçlarına Bağlı Orbiküler Gabro Yuvarlarının Petrografik Özellikleri. 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 69.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H., and Montigny, R., 1983. Le taurus de Malatya (Turquie orientale) element de la suture sud-tethysienne. Bull. Soc. Geol. Fr., 25.
- Yıldırım, E., 2010. Çelikhan-Sincik Arasında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografisi Ve Petrolojisi, Doktora Tezi, Fırat Üni. Fen Bilimleri Ens.
- Yıldırım, E., 2017. Geochemistry, petrography and tectonic significance of the ophiolitic rocks, felsic intrusions and Eocene volcanic rocks of an imbrication zone (Helete area, Southeast Turkey). Journal of African Earth Sciences, 107(2015):89–107.

- Yıldırım, E., Yıldırım, N., Dönmez, C., Kohc, S. and Günay, K., 2019. Mineralogy, Rare Earth Elements Geochemistry and Genesis of the Keban-West Euphrates (Cu-Mo)-Pb-Zn Skarn Deposit (Eastern Taurus metallogenic belt, E Turkey). *Ore Geology Reviews*, 114,103102.
- Yıldırım, M., ve Yılmaz, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu, TPJD Bülteni, C (3/I): 57-73.
- Yıldırım, N., Erdoğan, M., ve Aksoy, T., 2019. Maden Karmaşığı Polimetallik Maden Aramaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yılmaz, Y., 1990. Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and Surrounding Regions, *Royal Soc London Phyl Trans*, A331:611-624.
- Yılmaz, Y., 1991. Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the Surrounding Region. In: Dewey, J.F., Gass, I.G., Curry, G.B., Harris, N.B.W., Şengör, A.M.C., (Eds.), *Allochthonous Terranes*, Cambridge Univ, 155-168.
- Yılmaz, Y., 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen. *Geological Society of America Bulletin* 105:251-71.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C., ve Keskin, M., 1987. Kahramanmaraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları). *Türkiye Petrolleri A. O. Rap*, No: 2028, 218.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu Metamorfik Masiflerinin Kökeni. *Türkiye 9. Petrol Kong. Bild.*, Ankara.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and Their Significance in the Geological Evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, 12, 1280-1297.
- Yılmaz, E., Güleç, N., Kuşcu, İ., ve Lentz, D.R., 2014. Geology, Geochemistry and Geochronology of Fe-Oxide Cu (Au) Mineralization Associated with Şamlı Pluton, Western Turkey. *Ore Geology Reviews* 57:191-215.

- Yılmaz, E., Kuşcu, İ. and Demirela, G., 2003. Divriği A-B Kafa Mineralizations: Alteration Zoning and Zoning Processes; *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 46(1):17-34. (in Turkish with English abstract).
- Yiğit, Ö., 2009. Mineral Deposits of Turkey in Relation to Tethyan Metallogeny: Implications for Future Mineral Exploration, *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, 104:19-51.
- Yiğitbaş, E. and Yılmaz, Y., 1996. Post-Late Cretaceous Strike-Slip Tectonics and Its Implications on the Southeast Anatolian Orogen-Turkey. *International Geology Review*, 38(9):818-831.
- Yiğitbaş, E., 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi, Phd Thesis, İstanbul Univ, İstanbul, Turkey, 347.
- Zaw, K. and Large, R.R., 1996. Petrology and Geochemistry of Sphalerite from the Cambrian Vhms Deposits in the Rosebery- Hercules District, Western Tasmania: Implication for Gold Mineralisation and Devonian Metamorphic Processes, *Mineral. Petrol.*, 57:97-118.
- Zhu, Z., 2016. Gold in Iron Copper-Gold Deposits. *Ore Geology Reviews*, 72:37-42.

ÖZGEÇMİŞ

1985 yılında Mersin’de doğdu. İlkokulu İstanbul Uzun Mehmet İlkokulu’nda, Ortaokulu İstanbul Yamanevler İlköğretim okulu’nda ve Lise eğitimini İstanbul Mevlana Lisesi’nde tamamladı. 2004 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde lisans öğrenimine başladı. 2008 yılı Haziran ayında aynı fakülteden Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2008-2009 öğrenim yılı güz döneminde Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları ve Jeokimya Ana Bilim Dalı’nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 2010 Eylül ayında Çukurova Üniversitesinde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı. 2011 yılında Yüksek Mühendis olarak mezun oldu ve Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları ve Jeokimya Ana Bilim Dalı’nda Doktora öğrenimine başladı. Halen aynı bölümde Araştırma Görevlisi olarak görevine devam etmektedir.

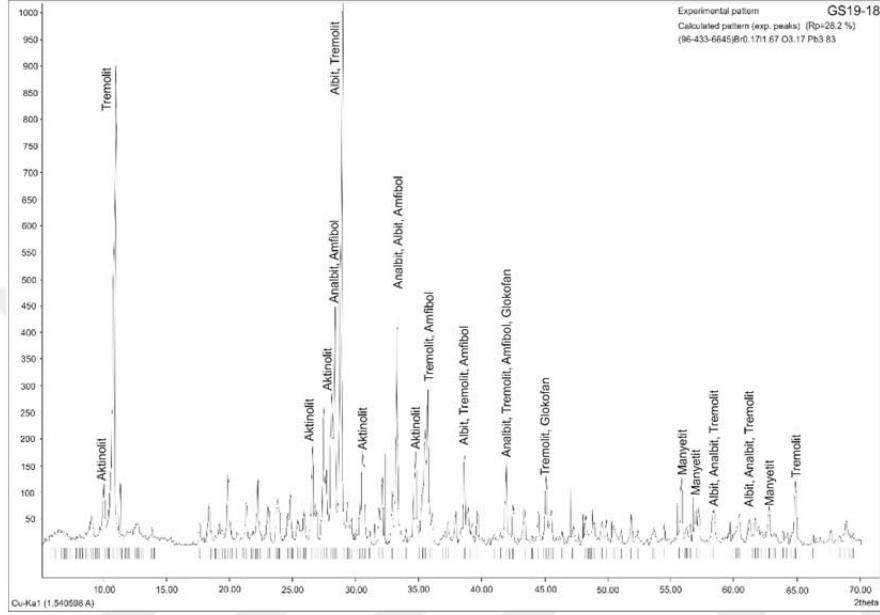


EKLER

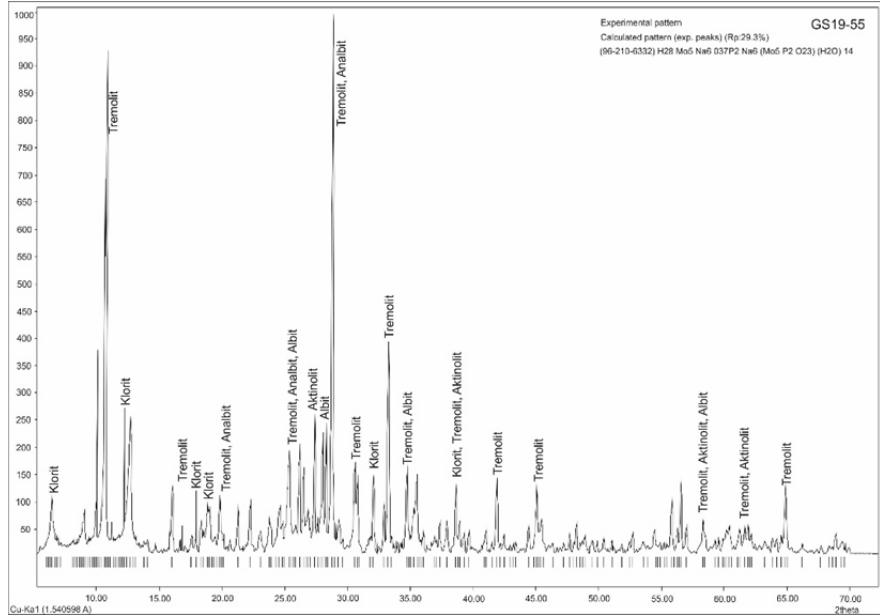


Ek-1. XRD ANALİZ SONUÇLARI

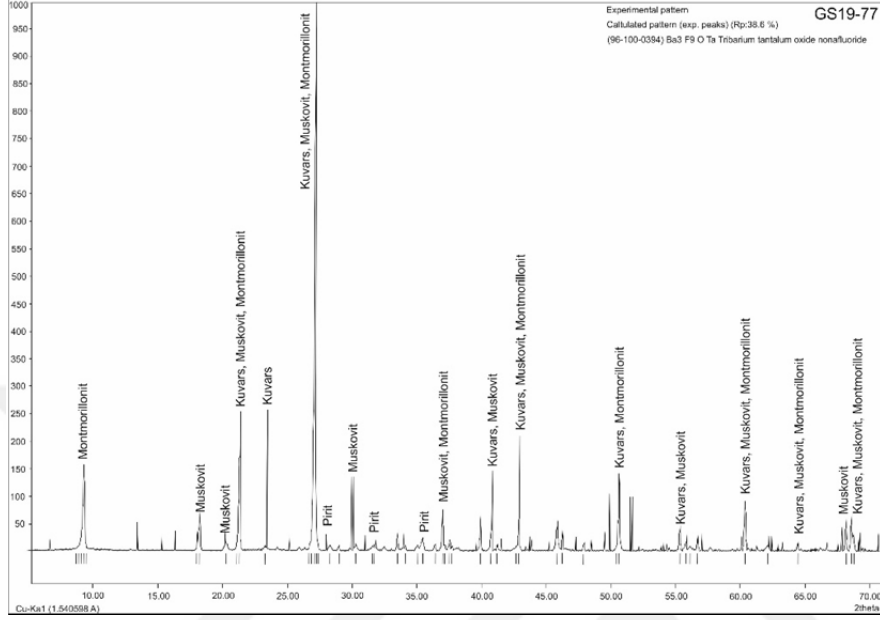
Ek-1.1. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (18 numaralı örnek)



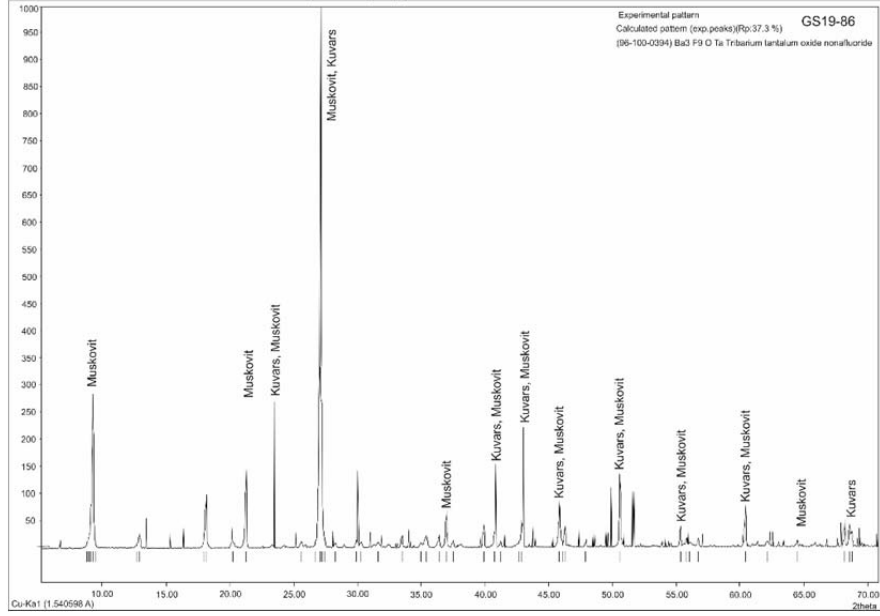
Ek-1. 2. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (55 numaralı örnek).



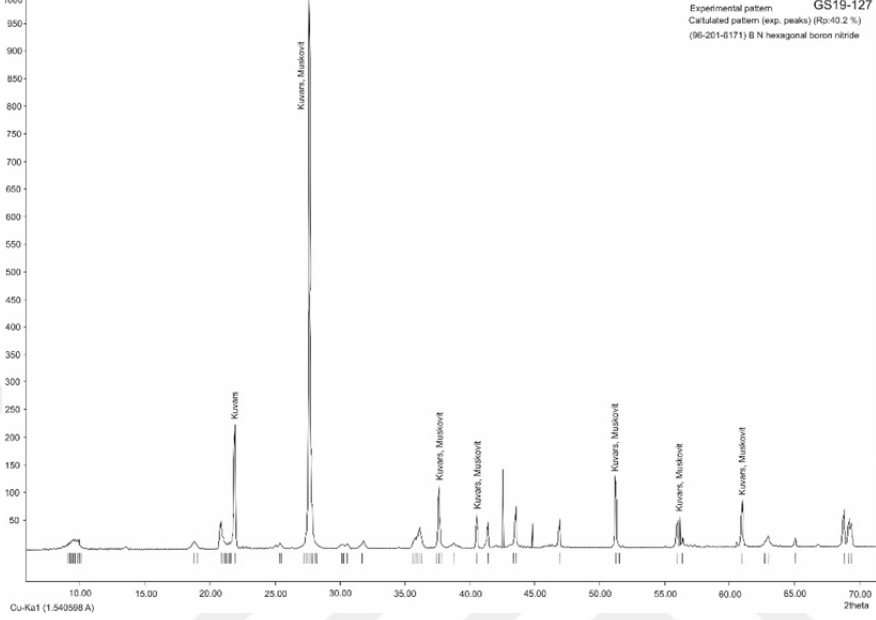
Ek-1. 3. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (77 numaralı örnek).



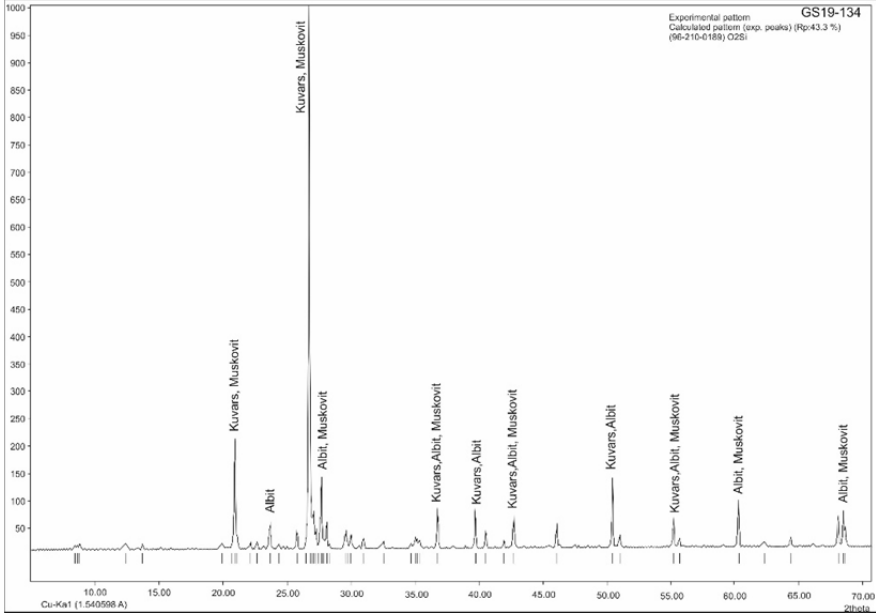
Ek-1. 4. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (86 numaralı örnek).



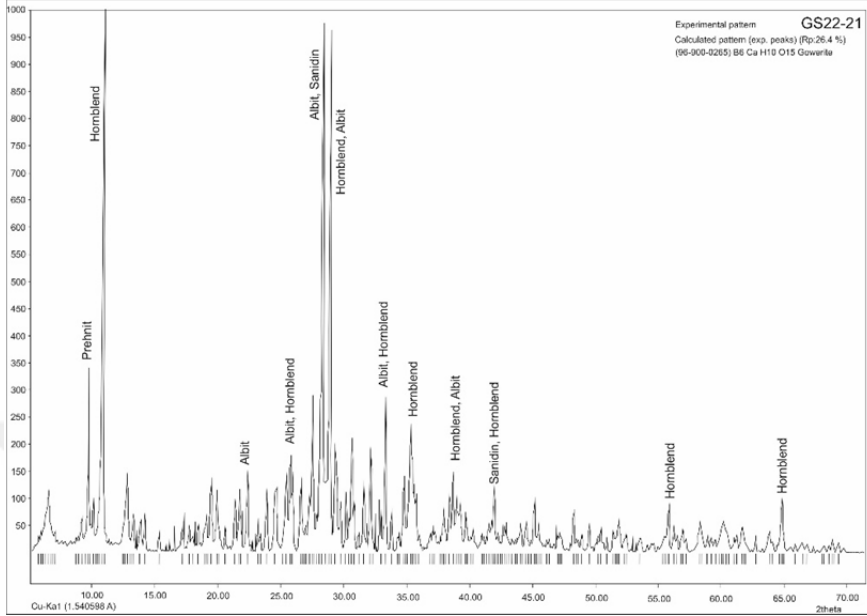
Ek-1. 7. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (127 numaralı örnek).



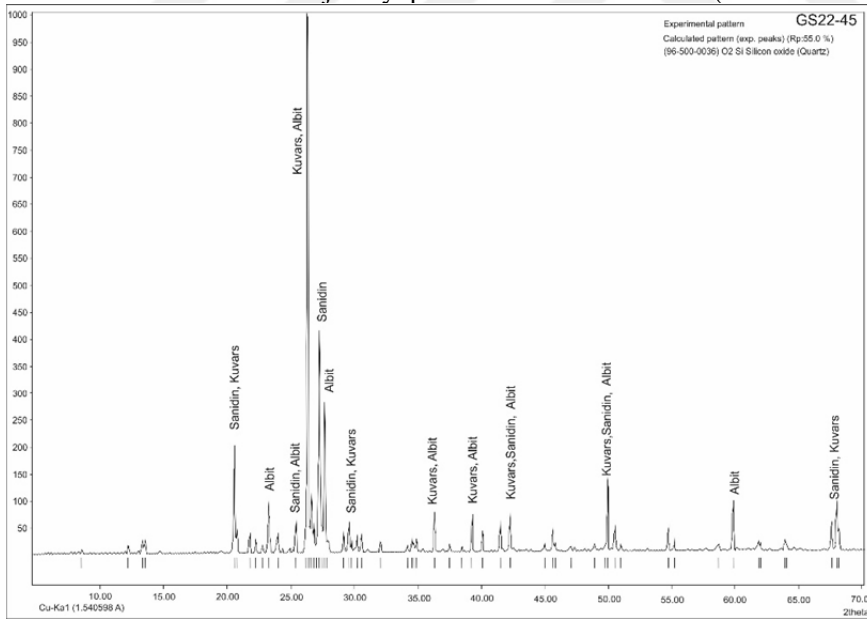
Ek-1. 8. GS19 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (134 numaralı örnek).



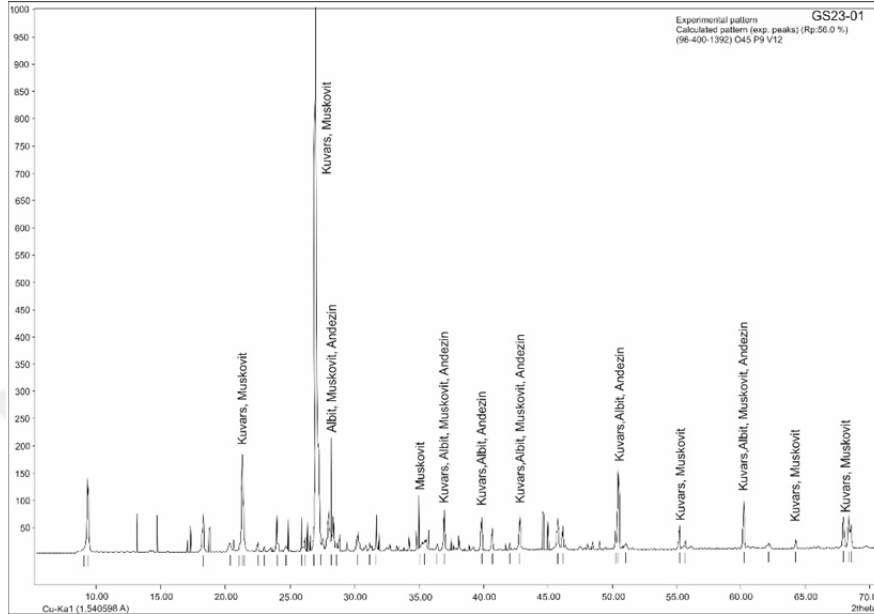
Ek-1. 9. GS22 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (21 numaralı örnek).



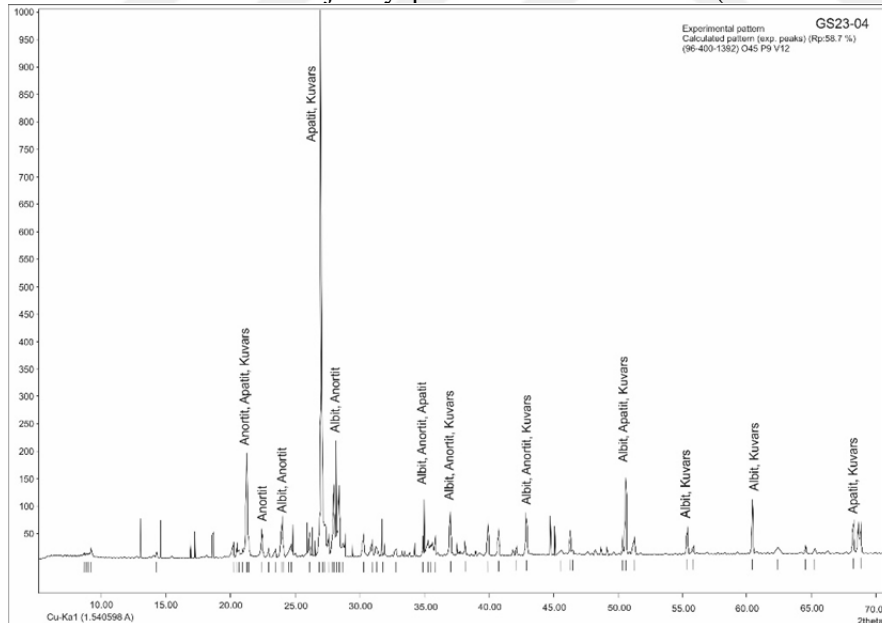
Ek-1. 10. GS22 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (45 numaralı örnek).



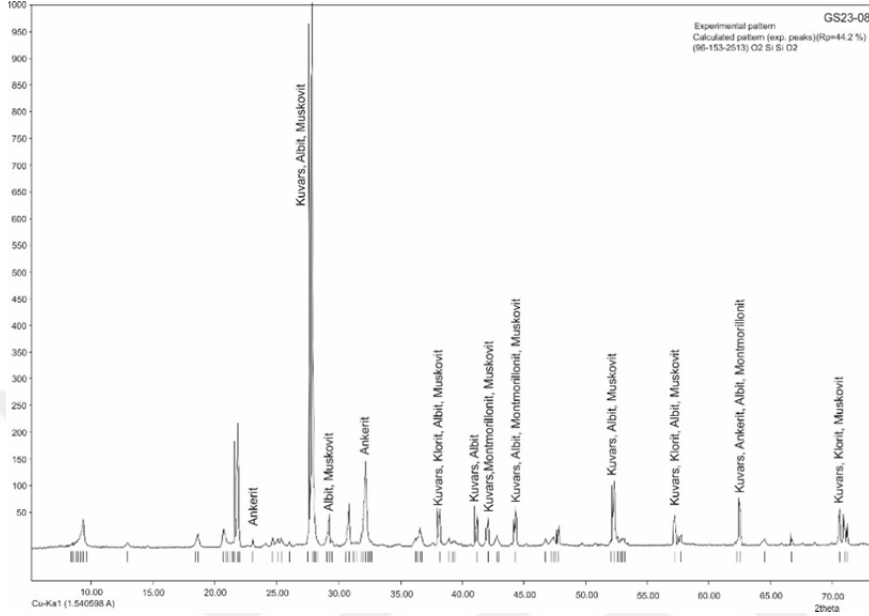
Ek-1. 11. GS23 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (1 numaralı örnek).



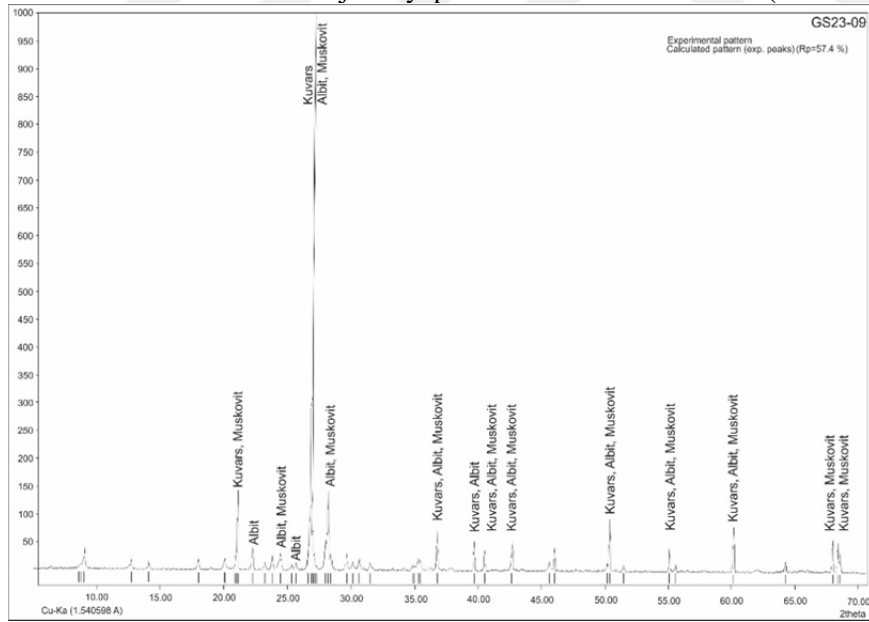
Ek-1. 12. GS23 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (4 numaralı örnek).



Ek-1. 13. GS23 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (8 numaralı örnek).



Ek-1.14. GS23 nolu sondajdan yapılan XRD analiz sonucu (9 numaralı örnek



).

EK-2. MİKROPROB ANALİZ SONUÇLARI

EK-2.1 Pirit mikroprob analiz sonuçları

GS19-S1	S	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Cd	Au	Pb	Ga	Ge	Cr	Mo	Ba	Pt	Total
pirit	53,7351	46,2722	0,0399	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,021	0	0	0,028	100,1
pirit	54,7223	46,5554	0,0714	0,01	0,04	0,012	0	0	0,05	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	101,49
pirit	53,9989	44,4075	0,0397	0,01	0,01	0	0,0275	0	0,08	0	0	0,01	0	0	0,0196	0	0	0	0	98,618
pirit	53,7496	45,7907	0,0353	0	0	0	0,0253	0,012	0,05	0	0	0	0	0	0,017	0	0	0	0,326	100,01
pirit	53,8982	45,6465	0,036	0,08	0,05	0,052	0,0038	0	0,01	0,01	0,04	0,01	0	0	0	0	0	0	0,13	99,962
pirit	54,3198	44,6768	0,0596	0,03	0	0	0	0,003	0,04	0	0,06	0	0	0	0,0045	0,025	0	0	0	99,22
pirit	54,3025	45,8498	0,0306	0,15	0,08	0,037	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	100,47
pirit	53,8727	43,2224	0,0346	0,07	0,03	0	0,0022	0,016	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,169	97,414
pirit	54,0117	45,2737	0,028	0,04	0,04	0,035	0,015	0	0	0	0	0,01	0	0	0,0009	0	0	0	0	99,954
pirit	54,423	45,6339	0,0498	0,09	0	0	0,0262	0	0	0,01	0	0	0	0	0,0223	0	0,028	0	0,482	100,76
pirit	52,4367	42,3609	0,0435	0,08	0	0	0,0114	0,015	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,36	95,363
pirit	54,8018	44,5391	0,0922	0,04	0	0,059	0,0257	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	99,566
pirit	54,116	46,549	0,0793	0,13	0,01	0	0,0134	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,021	0	0	0	100,94
pirit	53,8845	46,3431	0,1074	0,08	0,03	0,01	0,021	0	0	0	0,02	0,04	0	0,0222	0	0	0	0	0,234	100,79
pirit	54,288	45,7114	0,0058	0,02	0	0	0,0136	0	0	0,01	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0,093	100,18
pirit	53,9376	45,3384	0,0544	0,07	0,04	0,01	0,0156	0,017	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	99,5
pirit	53,6565	45,7632	0,0378	0,03	0	0,01	0	0	0,03	0	0	0,04	0	0	0	0,024	0	0	0	99,591
pirit	53,9868	46,2365	0,0152	0	0,01	0	0,017	0	0	0	0	0	0	0,0278	0	0,008	0	0	0,144	100,45
pirit	54,0703	46,1514	0,0373	0	0,04	0,101	0	0	0,05	0,02	0,03	0,03	0	0,0295	0	0,037	0	0	0	100,6
pirit	54,1892	45,1384	0,0253	0,02	0	0	0	0,015	0,01	0	0,02	0,04	0	0	0	0,01	0	0	0	99,457
pirit	54,0478	45,5627	0	0,01	0,01	0	0,0358	0,019	0,04	0	0,01	0,08	0	0,0633	0	0	0	0	0	99,873
pirit	53,2647	44,5247	0,031	0,08	0,01	0	0,0414	0,006	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0,001	0	0	0,178	98,16
pirit	54,5266	47,2219	0,0916	0,08	0,01	0,006	0	0,012	0,03	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,183	102,17
pirit	54,2316	45,7985	0,0262	0	0	0,11	0	0,032	0,02	0	0,01	0,06	0	0,0418	0	0,021	0	0	0,367	100,73
pirit	49,7715	43,5323	0	0	5,96	0	0,0125	0,011	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,011	99,314
pirit	54,1401	46,0607	0,1501	0,26	0	0	0,005	0,038	0,04	0	0	0	0	0	0	0,018	0	0	0	100,71
pirit	53,931	46,461	0,0082	0	0,01	0,006	0,0054	0	0	0	0	0,03	0	0,0508	0	0,023	0	0	0,047	100,58
pirit	54,5181	46,522	0	0	0	0	0,0107	0,007	0	0	0	0	0	0,0695	0	0,013	0	0	0	101,14
pirit	53,9845	46,3737	0,0139	0	0	0	0,0116	0,022	0,02	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,354	100,8
pirit	54,5733	45,2773	0,0889	0,05	0,02	0	0,0149	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,33
pirit	53,592	45,3312	0,1504	0,24	0,01	0,037	0	0,035	0,01	0	0,06	0	0	0,0296	0	0	0	0,01	0,289	99,797
pirit	54,6285	46,3761	0,0719	0,13	0	0,002	0,0002	0,005	0,02	0	0	0	0	0	0,005	0,034	0	0,01	0,229	101,51
pirit	54,3475	45,5308	0,1182	0,34	0	0,049	0,0033	0,037	0	0	0	0,02	0	0	0	0,052	0	0,02	0	100,52

EK-2.1 Pirit mikroprob analiz sonuçları(devamı)

[illegible]

EK-2.1 Pirit mikroprob analiz sonuçları (devamı)

GS19-37	pirit	52,3825	43,5997	0,0035	0	0,17	1,115	1,66	0	0,03	0,13	0	0	0	0,0337	0	0,012	0	0	0	99,137
GS19-27	pirit	53,5746	44,0801	0,0285	0	0	0,289	0,5883	0,0093	0	0	0	0	0	0,0347	0	0,007	0	0	0,212	98,826
	pirit	53,7612	44,4861	0	0	0,01	0,227	0,6343	0,0191	0,09	0	0	0,06	0	0,0779	0	0,014	0	0	0	99,381
	pirit	53,7498	45,4076	0	0	0	0,105	0,019	0,003	0,05	0	0	0	0	0,017	0	0	0	0	0	99,35
	pirit	53,3519	42,6111	0	0	0,03	0,064	0,02	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0,022	0	0	0	96,119
	pirit	53,664	44,241	0,0057	0	0	0,029	0,0839	0,0071	0,07	0,01	0,01	0,05	0	0	0	0,018	0	0,651	98,84	
	pirit	53,5511	43,8082	0	0	0	0,066	0,0195	0	0	0	0	0	0	0	0	0,005	0	0,217	97,667	
	pirit	51,5308	40,5258	0,0201	0	0	0	1,4901	0,0455	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	93,618	
	pirit	53,2024	45,4693	0,0109	0	0,02	0,046	1,1081	0	0	0	0	0	0	0,0506	0	0,003	0	0	99,915	
	pirit	53,5537	44,6849	0,0114	0	0	0	1,213	0,0028	0	0,03	0,01	0,1	0	0	0	0	0	0	99,609	
	pirit	53,8675	44,1534	0,0051	0	0,02	0,047	0	0	0,04	0	0	0,03	0	0	0	0,005	0	0,203	98,369	
	pirit	53,3001	46,0395	0	0	0	0,056	0,4862	0,0203	0,03	0	0	0,06	0	0,0605	0	0,022	0	0,046	100,12	
	pirit	53,8863	46,7534	0	0	0	0	0,1163	0,0176	0,09	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0,027	100,92	
	pirit	53,2313	44,2317	0,0288	0	0,01	0	0,5769	0,017	0	0	0	0	0	0,0614	0	0	0,02	0	98,173	
pirit	53,5584	44,8002	0	0	0,02	0	0,0665	0	0,08	0	0,01	0,02	0	0,1177	0	0,024	0	0,489	99,208		
pirit	53,0944	46,1533	0,0028	0	0	0,008	1,2243	0,0093	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,54		
pirit	53,8027	45,2372	0,0199	0	0	0	0,1128	0,0028	0,04	0	0	0	0	0,0027	0	0,003	0	0,451	99,679		
pirit	53,3573	45,123	0	0,09	0	0	0	0,7321	0,0086	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,275	99,586		
GS19-14	pirit	52,8556	44,3931	0	0	0	0,035	1,0444	0,0171	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,051	98,406	
	pirit	53,6067	44,2608	0	0	0	0	0,2422	0,0097	0,08	0	0,02	0	0	0,0596	0	0	0	0	98,274	
	pirit	53,7964	44,202	0,0153	0	0	0,06	0,1248	0,03	0,07	0,01	0	0	0	0	0,013	0	0	0	98,329	
	pirit	54,0467	44,6146	0,0152	0	0	0	0,042	0	0,04	0,01	0	0	0	0	0	0,018	0	0,654	99,438	
	pirit	50,957	40,0509	0	0	0,03	0	0,0005	0	0,07	0	0	0	0	0,1033	0	0,021	0	0,029	91,26	
GS19-73	pirit	53,2116	44,4588	0,0149	0	0,32	0,016	0,0139	0,0203	0,02	0	0	0	0	0,0879	0	0	0,01	0,272	98,443	
	pirit	52,8161	44,2252	0	0,15	0,078	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	97,277	

EK-2.1 Pirit mikroprob analiz sonuçları (devamı)

GS22-14	Pirit	53,589	44,9248	0,0078	0	0	0	0,0421	0	0,03	0	0,04	0,01	0	0,0569	0	0	0,03	0	98,727
	Pirit	54,0259	44,5601	0	0	0,04	0	0,1417	0,0231	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0,01	0	98,843
	Pirit	53,6576	46,27	0	0	0,04	0	0,3944	0	0,07	0	0	0,04	0	0	0	0,031	0	0	100,5
	Pirit	54,4262	46,3044	0,0415	0	0	0,002	0,1062	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0	0,007	0	0	0,078	101
	Pirit	48,0685	40,9369	0	0	0	0,062	0,4828	0,0146	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0,112	89,701
	Pirit	52,5501	43,3377	0	0	0,01	0,021	0,7939	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0	0,021	0	0	96,79
	Pirit	53,7347	45,5014	0,0263	0	0	0	0,7616	0,0197	0	0	0	0	0	0,0205	0	0	0	0,16	100,23
	Pirit	53,738	45,1357	0	0	0	0,039	0,1449	0,0103	0,07	0	0	0	0	0,0964	0	0,04	0	0	99,278
	Pirit	53,9546	45,5486	0	0	0	0,049	0,1011	0,0207	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,012	0	0	99,984
	Pirit	53,9192	42,4471	0,0088	0	0,03	0	0,001	0,0114	0,03	0	0	0	0	0,034	0	0	0	0,329	96,812
	Pirit	52,4126	43,6093	0,0114	0	0	0	0,9432	0,0294	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,267	97,326
	Pirit	54,2452	44,8622	0	0	0	0	0,1075	0	0	0	0	0,02	0	0,0266	0	0,03	0	0	99,3
	Pirit	53,7812	45,3738	0	0	0	0,021	0,0331	0	0,02	0	0	0,04	0	0,0524	0	0,005	0	0	99,321
	Pirit	53,3855	44,6468	0	0	0	0	1,0398	0,0151	0	0	0	0,03	0	0,0311	0	0	0,01	0,02	99,176
	Pirit	53,9595	45,082	0,0259	0	0,01	0	0,0553	0	0,07	0	0	0,05	0	0,0133	0	0	0	0	99,262
	Pirit	52,4893	43,0816	0,0111	0	0,02	0,081	0,498	0,0168	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	96,238
	Pirit	54,2574	45,4517	0	0	0	0,004	0,356	0	0,05	0	0	0	0	0	0,007	0	0	0	100,13
	Pirit	53,462	44,0124	0	0	0	0,039	0,4571	0	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	97,999
	Pirit	53,7452	43,7907	0,0305	0	0	0	0,0159	0,0095	0,02	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	97,62
	Pirit	54,2242	45,3342	0	0	0,03	0,037	0,2121	0	0	0	0,01	0,02	0	0,0151	0	0,008	0	0,154	100,05
	Pirit	54,7421	45,3303	0,0296	0	0	0	0,4299	0,0015	0,02	0	0,03	0	0	0,042	0	0,005	0	0	100,62
	Pirit	54,2238	46,8553	0	0	0,09	0,074	0,5475	0,0212	0,03	0	0	0,01	0	0	0	0,009	0	0,218	102,08
	Pirit	53,762	45,5243	0,0292	0	0,03	0	0,4696	0,0197	0	0	0	0,07	0	0	0	0,023	0	0,433	100,36
	Pirit	53,588	44,9596	0,0003	0	0	0,099	0,4809	0,0111	0,04	0,04	0,03	0,05	0	0	0	0	0	0	99,287
	Pirit	52,7208	41,319	0	0	0,01	0,136	0,3442	0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,079	94,626
GS19-77	pirit	53,5274	44,234	0	0	0	0	0,0331	0,0185	0,02	0	0	0,09	0	0,0455	0	0,018	0	0,001	97,995
	pirit	52,5707	43,2449	0	0	0	0	0,0364	0,0339	0	0	0	0	0	0,0062	0,007	0,01	0	0,34	96,256
	pirit	53,9804	46,2345	0,0121	0	0	0,045	0,0486	0	0,05	0	0	0	0	0,0471	0	0,031	0	0,089	100,54
	pirit	51,5734	43,8371	0	0	0,02	0,021	0,9848	0	0,04	0	0,01	0,06	0	0	0	0	0	0	96,536

EK-2.2 Kalkopirit mikroprob analiz sonuçları

	S	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Cd	Au	Pb	Ga	Ge	Cr	Mo	Ba	Pt	Total
GSI9-51	kalkopirit	34,9143	29,525	0,0273	0	37,4685	0	0,015	0,0563	0	0	0	0	0,0026	0	0,0276	0	0,013	0	102,0496
	kalkopirit	34,7839	28,746	0,0055	0	36,2762	0	0	0	0	0	0	0	0,0276	0	0	0	0	0	99,8394
	kalkopirit	35,2061	29,1918	0,0365	0	37,3406	0	0	0,1695	0	0	0	0	0	0,0027	0	0	0	0	101,9474
	kalkopirit	35,096	29,2394	0,0156	0	37,2387	0	0	0,0351	0,0121	0	0	0	0	0,0302	0,0175	0	0	0	101,6849
	kalkopirit	35,3234	28,9244	0,0007	0	37,1672	0	0,017	0,0104	0	0	0	0	0,0121	0	0	0	0,015	0,1002	101,5701
	kalkopirit	34,2193	26,9263	0,0064	0	34,292	0,0277	0,0192	0	0,0551	0	0,0052	0	0,0121	0	0	0	0,006	0,6071	96,1863
	kalkopirit	35,0575	28,7059	0	0	36,8734	0	0,0066	0,0259	0,008	0	0,0032	0	0,0121	0	0	0	0,006	0,3196	101,0186
	kalkopirit	35,0435	29,2032	0,008	0	37,5091	0	0	0,0362	0	0,0064	0,0109	0	0	0	0	0,0113	0	0,0962	101,9249
	kalkopirit	34,953	29,7451	0	0	37,4531	0,0074	0,0211	0,0023	0,0322	0	0,0098	0,0268	0	0	0	0	0	0	102,2508
	kalkopirit	35,2491	28,7524	0	0	36,6995	0,0166	0	0,0249	0,0509	0	0,008	0	0,0017	0	0,0189	0	0,011	0	100,8325
GSI9-37	kalkopirit	34,588	28,2242	0	0	36,5644	0,9923	0,0386	0	0,0125	0	0,016	0	0,0369	0	0	0	0,012	0,149	100,634
	kalkopirit	34,8209	28,9781	0	0	36,8716	0,1928	0,0379	0,0014	0,0031	0	0	0	0	0	0,0038	0	0,005	0	100,9145
GSI9-14	kalkopirit	34,6301	28,7462	0,0125	0	37,1096	0	0,0175	0	0	0	0,0173	0,0823	0	0,0526	0	0	0	0	100,6683
	kalkopirit	34,9272	28,1137	0	0	37,0354	0	0,0166	0,0233	0,0241	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,6144
GSI9-73	kalkopirit	33,8834	27,9129	0	0	33,0584	0	0,1174	0,0065	0,061	0	0	0	0	0,0045	0,0426	0	0	0,2834	95,3703
	kalkopirit	35,2557	28,7798	0,0088	0	31,0873	0	0,5195	0	0,0509	0,0075	0	0	0	0,0461	0	0	0	0,1339	95,8896
	kalkopirit	34,8287	28,2337	0	0	36,2879	0	0,0398	0	0,0586	0	0	0	0	0	0,0099	0	0	0,6871	100,1458
	kalkopirit	34,8877	28,9687	0,0041	0	36,4455	0,0406	0	0	0	0,0133	0	0	0	0	0	0	0,025	0	100,3848
	kalkopirit	34,9955	28,6477	0,0247	0	36,25	0	0,0478	0	0,0567	0	0,0423	0	0	0	0	0	0	0,1583	100,2231
	kalkopirit	34,7825	28,4898	0,0137	0	36,9455	0,0369	0,0221	0,0193	0	0,0097	0	0	0	0	0,0151	0	0	0,2313	100,566
	kalkopirit	33,7844	27,9398	0	0	36,7946	0,0055	0,066	0,0454	0	0	0	0	0,0377	0	0,0162	0	0	0	98,6898
	kalkopirit	34,9777	27,9644	0	0	36,4804	0	0	0,0173	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	99,44
	kalkopirit	34,6085	28,5515	0	0	37,0722	0	0,0013	0,0117	0,0235	0,0405	0	0	0,0129	0	0,0238	0	0	0,0193	100,3653
GSI9-77	kalkopirit	34,4311	28,5677	0,0031	0	36,7086	0	0,0053	0	0,0087	0	0,0039	0	0,012	0,0037	0	0	0	0	99,7441
	kalkopirit	34,503	28,8412	0	0	37,1635	0	0,0244	0	0	0	0,0123	0,027	0	0,0471	0	0,005	0	0	100,6235

EK-2.3 Galen mikroprob analiz sonuçları

	S	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Cd	Au	Pb	Ga	Ge	Cr	Mo	Ba	Pt	Total
GS19-37	gülen	13.1881	0.0226	0	0.0034	0	0	0.0118	0	0	0.0544	0.0675	85.8332	0.0146	0	0.0214	0	0	0	99.2169
	gülen	13.1191	0.0135	0	0	0.025	0	0.0097	0	0.0288	0.0616	0.0085	86.7321	0	0	0.0295	0	0	0	100.028
	gülen	13.0352	0.0293	0	0	0	0	0	0	0	0	0	85.9674	0.0444	0	0	0	0	0	99.0764
	gülen	13.1451	0	0	0.0254	0.0104	0.0272	0.0029	0	0	0	0	86.5066	0.0164	0	0	0	0.0025	0	100.701
	gülen	13.2302	0	0	0	0	0.0054	0	0	0.0454	0.0392	0.0369	87.3051	0.0064	0	0	0	0.0081	0	102.5269
	gülen	13.0865	0	0.0252	0.0507	0.0141	1.3147	0	0.0147	0.0082	0	0.0315	86.6212	0.0064	0	0	0	0	0	101.18
	gülen	12.9882	0.037	0	0.0023	0.0414	0.446	0	0.0339	0	0.0068	0	85.7092	0.007	0	0	0	0	0	99.2719
	gülen	13.1437	0	0.033	0	0.0135	0	0	0.0312	0	0	0.0622	86.9379	0	0	0.0158	0	0	0.1832	100.4378
	gülen	13.1493	0.0192	0.0319	0.0303	0	0.0388	0	0	0.0347	0.0161	86.276	0	0	0	0	0	0.3178	0	99.9667
	gülen	12.9291	0	0	0	0.0112	0	0.0235	0.0341	0	0	0.0305	86.5869	0.0386	0	0.0226	0	0	0	99.6765
	gülen	13.1785	0.0067	0	0	0.0039	0	0	0	0	0.0601	0.1769	86.6398	0.1243	0	0	0	0	0.3695	100.4597
	gülen	13.1075	0	0	0.0364	0.0055	0	0.0097	0.0041	0.0051	0.0106	0.0377	85.8552	0.0332	0	0.0372	0	0	0	99.1422
	gülen	13.2324	0	0	0	0.0228	0	0	0	0	0.0607	0	85.7584	0	0	0.0305	0	0	0	99.1049
	gülen	13.1227	0	0	0	0.0392	0.0378	0	0	0	0.0293	0	86.784	0.1076	0	0	0.0121	0	0	99.5773
	gülen	13.1041	0.0218	0	0	0.1285	0	0.0002	0	0	0.046	0	86.047	0.0403	0	0.0237	0	0	0	99.4118
	gülen	13.0044	0	0	0.0189	0	0.1166	0	0	0.0024	0.053	0.0239	86.5756	0	0	0	0.0146	0	0	99.8092
	gülen	13.1699	0	0	0	0.0207	0	0.0144	0	0.0421	0.0475	0	86.0555	0.0831	0	0	0	0	0	99.4604
	gülen	13.1722	0	0	0.0002	0	0.0732	0.0042	0.0041	0.001	0.0606	0	85.9674	0.1177	0	0	0	0	0	99.4007
	gülen	13.0033	0.0142	0	0	0.0026	0	0.0024	0	0.001	0.0778	0	84.9342	0.0547	0	0.0225	0	0	0.3569	98.4697
	gülen	13.2541	0	0.0098	0	0.0156	0.0081	0.0286	0	0	0.0444	0	86.0859	0.0099	0	0.0292	0	0	0	99.4856
	gülen	13.0531	0.0241	0	0	0	0	0.0217	0.0877	0.0391	0.0804	0.0401	85.7265	0.0812	0	0	0	0	0	99.1541
	gülen	12.9343	0	0	0	0.0157	0	0.0366	0.0238	0	0	0.003	85.7721	0	0	0	0	0	0	98.8177
	gülen	13.0602	0	0.0314	0.0223	0	0.0477	0	0.014	0.0538	0	0.0492	86.1946	0.0548	0	0	0	0	0	99.5273
	gülen	13.0818	0	0	0.0471	0.0072	0	0.0109	0	0.0596	0	0.0286	86.1851	0.0679	0	0.0113	0	0	0	99.4995
	gülen	12.9277	0	0	0	0	0	0.0186	0	0	0.0639	0.0157	86.0991	0	0	0	0	0	0	99.1251
	gülen	13.2276	0.0259	0.0496	0.0307	0	0.0497	0	0	0.0242	0.0002	0.0959	86.2322	0	0	0	0	0	0.2969	100.0331
	gülen	13.0503	0	0	0	0.0132	0.0013	0	0	0	0.0323	0.0236	86.2096	0	0	0.0034	0	0	0	99.3338
	gülen	13.0329	0	0	0.0195	0	0	0.0078	0	0	0.0074	0.1231	85.9703	0.1	0	0	0	0	0	99.261
	gülen	12.9801	0	0.0144	0.0182	0	0.034	0	0.0334	0	0.0252	0.0302	85.9105	0	0	0.0101	0	0	0.0231	99.0799
	gülen	13.1404	0	0.0174	0	0.0851	0.023	0	0	0	0.0644	0	86.631	0.0457	0	0	0	0	0	100.0111
	gülen	13.182	0	0.0299	0	0	0.0111	0	0.0103	0	0.0741	0.0032	85.8868	0.0199	0	0.0271	0	0	0	99.2444
	gülen	13.1913	0	0	0.0339	0.0064	0	0.0311	0	0	0	0	86.5878	0.0286	0	0	0	0	0.0099	99.8876
	gülen	12.9337	0	0	0.0539	0.0604	0	0.01251	0	0.0177	0.0365	85.5563	0.0978	0	0	0	0	0	0	98.8817
	gülen	13.0307	0.0266	0.0074	0.0201	0	0.0091	0	0.0107	0.0072	0	0.0602	86.1059	0.1317	0	0	0	0	0	99.4097
	gülen	13.1608	0.0058	0	0.0011	0.0117	0.0743	0	0	0.0092	0.0143	0	85.8601	0	0	0	0	0	0.1651	99.3025
	gülen	12.9385	0	0.0116	0	0	0	0.0079	0	0	0.0601	0.0519	86.8181	0	0	0.0135	0	0	0.1808	100.0885
	gülen	12.9234	0	0	0.0354	0	0	0	0	0	0	0.0341	85.4342	0	0	0.0248	0	0	0	98.4521
	gülen	13.0565	0.0241	0.0031	0	0.0444	0.0208	0	0	0	0.0098	0.0069	86.0942	0.0888	0	0.0056	0	0	0	99.796
	gülen	13.1032	0.0167	0	0	0.0113	0	0.0253	0	0	0.0645	0	86.8179	0.0459	0	0.0236	0	0	0	100.1085
	gülen	13.1504	0.0561	0.0141	0.0109	0	0	0.013	0.0309	0	0.07	0.0064	86.2905	0.1045	0	0	0	0	0.3238	100.0708
	gülen	13.2529	0	0	0.0125	0.0039	0	0	0	0	0.0935	0	86.9669	0	0	0	0	0	0	100.332
	gülen	13.307	0.0259	0.0213	0	0.0195	0	0.0033	0	0.0559	0	0.0266	86.6176	0.0035	0	0.0371	0	0	0.0264	100.1441
	gülen	13.4399	0	0	0	0.0533	0	0	0.0528	0.0809	0.0305	0.0305	87.1084	0.0319	0	0.0202	0	0	0.5087	101.3268
	gülen	13.0253	0.0168	0.0053	0.0143	0.0388	0.1037	0	0.0376	0	0.0025	0.0242	86.5171	0.0498	0	0.0192	0	0	0.5167	100.3713
	gülen	13.2218	0.0117	0.004	0.0111	0	0	0	0	0.0056	0.0427	0.0483	86.6158	0	0	0.0011	0	0.0082	0.2145	100.185
	gülen	12.9066	0	0	0.0137	0	0.0052	0.0023	0	0.0326	0.0318	0.076	86.13	0.0297	0	0.0293	0	0	0	99.5515
	gülen	12.9532	0.025	0	0.001	0	0	0.0125	0	0.0146	0.0948	0	86.2902	0.0783	0	0	0	0	0	99.4696
	gülen	13.0334	0	0.0125	0.0055	0.0109	0	0	0	0	0.0438	0	86.0048	0.096	0	0	0	0	0.1712	99.4161

EK-2.3 Galen mikroprob analiz sonuçları (devamı)

EK-2.4 Sfalerit mikroprob analiz sonuçları

	S	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Cd	Au	Pb	Ga	Ge	Cr	Mo	Ba	Pt	Total
G519-37	Sfalerit	32,6981	0,3841	0	0,0029	0	66,8895	0	0,01	0	0,0017	0,448	0	0	0	0,0065	0	0	0	100,441
	Sfalerit	33,0043	0,1523	0	0,0025	0	67,2315	0	0	0	0,4961	0	0	0	0,018	0,0144	0	0	0	100,9193
	Sfalerit	32,4351	0,3268	0,0026	0,0002	0,0028	66,3387	0	0,011	0	0	0,3754	0,0165	0	0,0122	0	0	0	0	99,5213
	Sfalerit	32,9968	0,23	0	0,0187	67,4514	0	0	0	0	0,3354	0,0094	0	0,0008	0	0	0	0	0	101,0426
	Sfalerit	32,8627	0,2225	0	0	66,9343	0,0024	0	0	0	0,3301	0,0257	0	0	0	0	0	0	0	100,3778
	Sfalerit	32,7097	0,2111	0	0,0232	0	66,506	0	0	0,0355	0,4255	0	0	0	0	0,0274	0	0	0	99,9384
	Sfalerit	32,5357	0,7272	0,0132	0	0,0357	65,7164	0	0	0	0,5973	0,0167	0	0	0	0,0013	0	0	0	99,6438
	Sfalerit	32,9999	0,2627	0	0	0,023	66,9925	0,0046	0	0,0187	0	0,4545	0,0049	0	0	0	0	0	0	100,7609
G519-27	Sfalerit	28,6896	5,4749	0	0,0075	1,7478	42,0627	0	0	0	0,1985	0	2,4934	0,0124	0	0	0	0	0	80,6869
	Sfalerit	33,1591	3,1345	0	0	0,2122	62,3216	0	0,052	0	0,2439	0,0254	0	0	0	0,0465	0	0	0	99,1953
	Sfalerit	32,9714	2,003	0,0239	0,0151	0,0227	63,2978	0,0183	0	0	0,2919	0	0	0	0	0	0	0	0	98,6443
	Sfalerit	33,3429	8,4255	0	0	1,2949	54,1486	0	0	0,0076	0,2111	0	0	0	0,0425	0	0	0	0	97,4734
	Sfalerit	33,5523	8,9244	0	0,0052	1,7489	54,0268	0	0	0	0,236	0	0	0	0,0083	0	0	0	0	98,502
	Sfalerit	33,4431	2,4255	0	0,0033	0,0174	62,5974	0	0,0144	0,0026	0,2845	0	0	0,0008	0,0185	0,0323	0	0	0	98,9114
	Sfalerit	33,3276	4,9153	0,0055	0	4,7746	56,6983	0	0,0393	0	0,2403	0	0	0	0	0,0129	0	0	0	100,0139
	Sfalerit	25,3167	3,8448	0	0,0001	1,0032	48,8665	0	0,0644	0	0,2122	0	0	0,005	0,0564	0	0	0	0	79,3692
	Sfalerit	33,7643	9,2373	0	0	0,8819	55,738	0,025	0	0	0,1668	0	0	0	0	0	0	0	0	99,8135
	Sfalerit	33,6167	7,7457	0	0	0,3025	57,9998	0,0014	0	0,005	0,2883	0	0	0	0	0,0026	0	0	0	99,9622
	Sfalerit	33,0176	2,6185	0	0	0,0447	61,9677	0	0,0072	0,0788	0	0,282	0	0	0,0084	0,0207	0	0	0	98,0457

EK-2.5 Arsenopirit mikroprob analiz sonuçları

	S	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Cd	Au	Pb	Ga	Ge	Cr	Mo	Ba	Pt	Total
GS19-27	arsenopirit	23,2031	32,2042	0,0057	0	0,0013	0,0255	37,8601	0,176	0,013	2,5042	0	0,113	0	0,046	0	0	0	0	96,1525
GS19-14	arsenopirit	20,1291	33,7361	0	0,0451	0,0555	45,0056	0,19	0	0,0127	0	0,004	0	0,032	0	0	0	0	0,342	99,5518
	arsenopirit	20,0808	33,5808	0,0005	0	0,0453	45,5245	0,197	0,001	0,0229	0,0115	0	0	0,068	0,021	0	0,004	0,039	99,5965	
	arsenopirit	19,8401	33,3674	0	0,0027	0,0869	45,6353	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0,0337	0	0	0	99,1663
	arsenopirit	20,1009	33,1638	0,0021	0,0143	0,0352	46,227	0,2129	0,024	0,0215	0,0283	0	0	0	0	0	0	0,204	100,034	
	arsenopirit	20,7384	33,7719	0,0087	0	0	44,3991	0,2031	0,036	0	0	0,044	0	0	0	0,0049	0	0,17	99,3756	
	arsenopirit	20,1615	33,2374	0	0,0503	0,0673	45,3322	0,1708	0	0	0,0265	0	0	0	0	0	0	0,007	0	99,0528
GS19-73	arsenopirit	20,4861	33,5555	0	0	0,0979	43,4179	0,2075	0,068	0	0,0008	0,043	0	0	0,0485	0	0	0	0	97,9255
	arsenopirit	20,7015	34,2158	0	0	0,0355	44,8153	0,2226	0,053	0,0022	0	0	0	0	0,0304	0	0	0	0	100,077
	arsenopirit	20,4715	33,9374	0	0	0	44,1848	0,1916	0,009	0	0,0099	0,059	0	0	0	0	0	0,021	0	98,8848
	arsenopirit	20,0766	33,8455	0,0145	0	0	45,4132	0,204	0,059	0	0	0	0	0,008	0	0,0181	0	0	0	99,6395
	arsenopirit	21,009	33,362	0	0,0184	0	44,0151	0,2567	0,033	0,006	0,0138	0,049	0	0	0	0	0	0,004	0,019	98,7857
	arsenopirit	18,8377	32,7997	0	0	0	44,8717	0,2046	0	2,3804	0	0,059	0	0	0,0036	0	0	0,14	99,2974	
	arsenopirit	20,6971	33,849	0,0058	0,1042	0,005	44,6904	0,2181	0,02	0	0	0,071	0	0,002	0,019	0	0	0,362	100,044	
	arsenopirit	20,644	34,5141	0	0	0	44,7236	0,1997	0,005	0,0305	0	0	0	0,062	0	0	0	0,365	100,544	
	arsenopirit	20,4718	34,0302	0	0	0	44,5804	0,2074	0,018	0,0039	0	0	0	0,029	0	0,006	0	0,037	0,366	99,749
GS19-77	arsenopirit	21,08	34,9213	0,0123	0,0118	0	44,3649	0,201	0	0	0,0032	0,027	0	0	0	0	0	0	0	100,622
	arsenopirit	19,7313	33,1311	0,0246	0,365	0	0,0251	44,8463	0,1858	0,027	0	0,082	0	0,007	0	0,0157	0	0	0,499	98,9385
	arsenopirit	19,9712	33,8205	0	0,422	0,0337	0,0419	45,3382	0,2226	0	0,0048	0	0,059	0	0,006	0	0	0	0	99,9203
	arsenopirit	19,6371	33,6029	0,0506	0,05	0,0188	0,0919	45,6676	0,2666	0,02	0,0101	0	0,044	0	0,007	0	0	0	0,788	100,346
	arsenopirit	19,9438	33,8289	0	0	0	45,6469	0,2722	0	0,0417	0,0073	0	0	0,002	0	0,0193	0	0	0	99,7617
	arsenopirit	20,751	33,7	0,0297	0	0,0403	44,3093	0,2172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	99,0718
	arsenopirit	22,0111	32,6061	0,0012	0,34603	0,0339	39,5681	0,2429	0,041	0,0174	0,0358	0	0	0,018	0	0	0	0,374	98,4096	
	arsenopirit	20,1859	32,4448	0,006	0,0002	0	44,8592	0,1757	0,015	0,0027	0	0	0	0,026	0	0	0	0,055	97,7702	
	arsenopirit	20,437	33,1696	0	0,365	0,0088	0	44,2085	0,2483	0,001	0	0,017	0	0	0	0	0	0,09	98,545	
	arsenopirit	20,0255	33,2453	0	0,222	0	45,5943	0,2988	0,029	0	0	0,025	0	0	0	0,0073	0	0	0	99,4455
	arsenopirit	19,8735	34,365	0	0	0,0023	45,2691	0,2546	0,007	0,0257	0	0,036	0	0,056	0	0,0327	0	0	0	99,9224
	arsenopirit	19,815	33,1144	0,005	0	0,0231	44,4342	0,2235	0	0,0087	0	0,031	0	0	0	0	0	0	0,06	97,7472
	arsenopirit	20,5062	33,6317	0,0025	0,009	0	0,0017	45,1816	0,225	0,122	0,0147	0	0	0	0	0,0157	0	0	0,304	100,014
	arsenopirit	19,8957	33,9366	0	0,332	0,0475	0,0939	44,9596	0,1622	0,002	0,0233	0	0	0,019	0	0	0	0	0	99,4722
	arsenopirit	20,2978	33,3794	0	0,735	0,0212	0,0303	44,9284	0,2228	0	0	0	0,001	0	0	0,0073	0	0,026	0,069	99,7181
arsenopirit	20,0786	33,7164	0	0	0,0227	45,3682	0,2102	0	0	0	0	0	0,012	0	0	0	0	0,12	99,5285	
arsenopirit	19,7124	33,011	0,0394	0	0,0338	44,853	0,2783	0	0	0	0,036	0	0,002	0	0,0205	0	0	0	97,9862	
arsenopirit	20,1941	33,4132	0	0	0,0303	45,0411	0,2156	0,024	0	0	0,017	0	0,008	0	0,0012	0	0	0,496	99,4408	
arsenopirit	20,1844	32,8892	0	0	0,0168	45,1792	0,1819	0	0,0302	0	0	0	0,014	0	0	0	0	0	98,4953	