

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

Semiha İLHAN

**KOÇALI KARMAŞIĞINDA (ADİYAMAN) GÖZLENEN MASİF SÜLFİD
YATAKLARININ KÖKENİ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2013

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KOÇALI KARMAŞIĞINDA (ADİYAMAN) GÖZLENEN MASİF SÜLFİD
YATAKLARININ KÖKENİ**

Semiha İLHAN

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez 27/03/2013 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri tarafından
Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

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

.....
Prof. Dr. Fikret İŞLER
ÜYE

.....
Prof. Dr. Mesut ANIL
ÜYE

.....
Prof. Dr. Osman PARLAK
II. DANIŞMAN

.....
Prof. Dr. Fevzi ÖNER
ÜYE

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

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

**Bu Çalışma Ç. Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: MMF2009D9**

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

ÖZ

DOKTORA TEZİ

KOÇALI KARMAŞIĞINDA (ADİYAMAN) GÖZLENEN MASİF SÜLFİD YATAKLARININ KÖKENİ

Semiha İLHAN

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman : Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Yıl 2013, Sayfa: 247
Jüri : Prof. Dr. Fikret İŞLER
: Prof. Dr. Mesut ANIL
: Prof .Dr. Osman PARLAK (II.Danışman)
: Prof. Dr. Fevzi ÖNER

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, kuzeyde Toros ve güneyde ise Arap platformları ile sınırlanan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanması sırasındaki jeolojik olayların neticesinde gelişmiştir. Bu orojenik kuşakta yer alan Koçali Karmaşığı içerisinde Cu-Fe-Zn sülfid cevherleşmelerine rastlanılmaktadır. Bu çalışmada, Koçali Karmaşığı içerisinde yer alan masif sülfid yataklarının kökeni ele alınmıştır. Bu kapsamda, cevherleşmeler üzerinde tüm kayaç jeokimyası, mineral kimyası, izotop jeokimyası ve sıvı kapanım analizleri gerçekleştirilmiştir.

Koçali Karmaşığında gözlenen cevherleşmeler, parçalanmış ve tektonik olarak dilimlenmiş bir ofiyolit bloğunda bulunan levha dayk karmaşığı ve yastık lavlar içerisinde ağsal, saçınımlı ve masif halde pirit-kalkopirit şeklinde görülür. Pirit ve kalkopirit dışında pirotin, bornit, idait, dijenit, spekülait, kalkozin, kovellin, fahlerz ve sfalerit; gang olarak da kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Cevherleşmedeki sülfürün kaynağı $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizi sonucunda magmatik olarak belirlenmiştir. Jeokimyasal analizler sonucunda da cevherleşmeyi barındıran bazaltik anakayacın yitim ile ilişkili bir tektonik ortamda oluştuğu ve cevherleşmenin düşük sıcaklıklı bir hidrotermal aktivite tarafından izlenen bir hidrotermal evre sonucunda gerçekleştiği belirlenmiştir. Arazi, petrografi ve sıvı kapanım çalışmalarının sonucunda da Koçali Karmaşığında gözlenen Cu-Fe-Zn cevherleşmelerinin oluşum itibarıyla "Kıbrıs-tipi" bir yatak olarak sınıflandırılabileceği ortaya konmuştur.

Anahtar kelimeler: Güneydoğu Anadolu, Koçali Karmaşığı, Kıbrıs tipi Masif sülfid, mineral kimyası, sülfür izotopu.

ABSTRACT

PhD THESIS

THE ORIGIN OF MASSIVE SULFIDE DEPOSITS WITHIN THE KOÇALI COMPLEX (ADIYAMAN)

Semiha İLHAN

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

Supervisor	: Assist. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ Year 2013, Pages:247
Jury	: Prof. Dr. Fikret İŞLER : Prof. Dr. Mesut ANIL : Prof. Dr. Osman PARLAK (II. Supervisor) : Prof. Dr. Fevzi ÖNER

The Southeast Anatolian Orogenic Belt was developed as a result of geological processes related to the closure of the southern branch of the Neotethyan ocean during Late Cretaceous-Miocene time period between Taurid Platform to the north and Arabian Platform to the south. The Koçali Complex within this orogenic belt, The Cu-Fe-Zn sulphide mineralizations developed. This study aim to find out the origin of the massive sulphide deposits. In this context, the whole rock geochemistry, the mineral geochemistry, isotope geochemistry and fluid inclusion studies had been performed on the samples from these mineralizations.

The mineralizations within the Koçali Complex are observed as massive, disseminated and stockwork pyrite-chalcopyrite mineralizations in the sheeted dike complex and pillow lavas belong to fragmented and tectonically sliced ophiolite block. The mineral paragenesis consist of pyrrhotite, bornite, idaite, digenite, specularite, chalcocite, covellite, fahlerz and sphalerite other than pyrite and chalcopyrite. The gang minerals are quartz and calcite. The origin of the sulphur in the mineralizations has a magmatic affinity according to the $\delta^{34}\text{S}$ isotope analyses. The geochemical analyses show that the basaltic host rock is formed in a tectonic setting related to subduction and the mineralizations formed as a result of a hydrothermal phase identified as low-temperature hydrothermal activity. The field, petrographical and fluid inclusion evidences show that the Cu-Fe-Zn mineralizations within the Koçali Complex are related to Cyprus-type massive sulphide deposits.

Keywords: South Anatolia, Koçali Complex, Cyprus type massive sulfide, microprobe, sulphur isotop.

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 Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ' a, teşekkürlerimi sunarım. Tezin başlangıcından bu güne kadar olan bu süreçte yardımlarını esirgemeyen ikinci danışmanım olan Sayın Prof. Dr. Osman PARLAK' a teşekkürü bir borç bilirim. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, Tez İzleme Komitesi üyeleri Prof. Dr. Fikret İŞLER' e ve Prof. Dr. Fevzi ÖNER' e katkılarından dolayı teşekkür ederim. Bu çalışma benimde danışman olarak görev yaptığım MTA Genel Müdürlüğü Maden Etüt ve Arama Dairesince yürütülen “Kıbrıs Tipi VMS Yataklarının Araştırılması” adlı proje kapsamında yürütülmüştür. Bu çerçevede MTA Genel Müdürlüğü'ne ve projede görev alan tüm arkadaşlara içtenlikle teşekkür ederim. Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen, her türlü desteği sağlayan ve büyük bir özveriyle beraber çalıştığımız MTA Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü'nde görevli Jeoloji Yüksek Mühendisi Nail YILDIRIM' a teşekkürlerimi sunarım. Gerek yurtiçi gerek yurtdışında bilgi ve donanımı ile her zaman beni destekleyen ve yönlendiren Sayın Doç Dr. İbrahim UYSAL' a teşekkürlerimi sunarım. Duraylı ve radyojenik izotop çalışması esnasında her türlü desteği sağlama ve uygulamalarda yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Robert MARSCHİK ve Prof. Dr. Stefan HÖLZ' e teşekkür ederim. Viyana (Avusturya)'da mineral kimyası çalışmalarında bana yardımcı olan Prof. Dr. Friedrich KOLLER' e teşekkür ederim. Karadeniz Teknik Üniversitesi' de sıvı kapanım çalışması yaparken laboratuvar imkanlarını sağlayan ve laboratuvarında benimle ilgilenen, yöntemi öğreten ve bu konuda yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Miğraç AKÇAY' a teşekkür ederim. Karadeniz Teknik Üniversitesi laboratuvarlarında yaptığımız cevher mikroskobu çalışmalarında bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Mithat VICİL' a teşekkür ederim. Tez çalışmam sırasında akademik anlamda benden yardımlarını esirgemeyen değerli bölüm öğretim elemanlarına ve çalışanlarına teşekkür ederim. Yardımlarıyla tezimin tamamlanmasında payı olan Dr. Fatih KARAOĞLAN, Arş.Gör. Burcu GÖREN ve Arş.Gör. Emine ŞEKER' e teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak bütün eğitim hayatım boyunca maddi manevi desteklerini esirgemeyen annem babam ve tüm aileme sonsuz teşekkürlerimi ve şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT	II
TEŞEKKÜR.....	III
İÇİNDEKİLER	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	7
3. MATERYAL VE METOD	19
3.1. Materyal	19
3.1.1. Ofiyolit ve Ofiyolitlerle ilişkili cevherleşmeler.....	19
3.1.1.1. Volkanik Masif Sülfid yatakları	21
3.1.1.1 (1). Kıbrıs Tipi Masif Sülfid Yatakları.....	26
3.2. Metod	29
3.2.1. Arazi çalışmaları	30
3.2.2. Laboratuar çalışmaları	30
3.2.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması	30
3.2.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması.. ..	31
3.2.3. Analitik Yöntemler	31
3.2.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri	31
3.2.3.2. Sıvı kapanım analiz yöntemi	32
3.2.3.3. Mineral Kimyası Analiz Yöntemi.....	33
3.2.3.4. Duraylı İzotop Analizleri.....	34
3.2.2.5. Radyojenik İzotop Analiz	35
3.2.4. Büro Çalışmaları	36
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	37
4.1. Bölgesel Jeoloji.....	37
4.2. Stratigrafi.....	42
4.2.1. Alt Allohton Seri	44

4.2.1.1. Koçali Karmaşığı	44
4.2.2. Üst Otokton Seri.....	51
4.2.2.1. Terbüzek Formasyonu	51
4.2.2.2. Besni Formasyonu	52
4.2.2.3. Germav Formasyonu	54
4.2.2.4. Gercüş Formasyonu	55
4.2.2.5. Hoya Formasyonu.....	57
4.2.2.6.. Fırat Formasyonu	57
4.2.2.7. Lice Formasyonu	58
4.2.2.8. Yamaç Molozu	60
4.2.2.9. Alüvyon	61
4.2.3. Üst Allohton Seri.....	61
4.2.3.1. Pütürge Metamorfiti	61
4.2.3.2. Malatya Metamorfiti	63
4.2.3.3. Kömürhan Ofiyoliti.....	64
4.2.3.4. Maden Karmaşığı.....	65
4.2.3.5. Damar kayaçları	67
4.2.3.6. Çüngüş Formasyonu	67
4.3. Yapısal Jeoloji	69
4.4. Petrografi	71
4.4.1. Koçali Melanjı (Konak-Tarasa Formasyonları).....	71
4.4.1.1. Bazalt	71
4.4.1.2. Tekil Diyabaz Daykları	76
4.4.2. Koçali Ofiyoliti (Kale Formasyonu).....	78
4.4.2.1. Levha Dayk Karmaşığı (Diyabaz)	78
4.5. Cevherleşme Alanlarının Maden Jeolojisi ve Mineralojisi	81
4.5.1. Sincik-Ormanbaşı Tepe Cevherleşmeleri	81
4.5.2. Koçali- Havşa Dere- Bezardağı Cevherleşmeleri	89
4.5.3. Tut İncekoz Cevherleşmeleri	102
4.6. Mineral Birliktelikleri ve Oluşum Sırası	110
4.6.1. Sincik-Ormanbaşı Tepe Cevherleşmeleri.....	110

4.6.2. Koçali- Havşa Dere- Bezardağı Cevherleşmeleri.....	120
4.6.3. Tut İncekoz Cevherleşmeleri.....	129
4.7. Cevherleşmelerin Jeokimyasal Özellikleri	136
4.7.1. Ana Oksit ve Nadir Toprak Jeokimyası	136
4.7.2. İzotop Jeokimyası	147
4.7.2.1. $\delta^{34}\text{S}$ İzotop analizleri	149
4.7.2.2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ İzotop analizleri	153
4.7.2.3. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ İzotop analizleri.....	157
4.7.3. Sıvı Kapanım Analizleri.....	161
4.7.3.1. Sıvı Kapanım Petrografisi.....	164
4.7.3.1.(1) Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (Th).....	165
4.7.3.1.(2) İlk Ergime Sıcaklığı Ölçümleri (T _{fm}).....	166
4.7.3.1.(3) Son Buz Ergime Sıcaklığı (T _{m-ice})	168
4.7.3.2. Tuzluluk ve Homojenleşme.....	169
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	171
5.1. Tartışma	171
5.2. Sonuçlar	181
KAYNAKLAR	185
ÖZGEÇMİŞ	215
EKLER.....	216

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 3.1. Masif Sülfür Yataklarının Sınıflandırılması	25
Çizelge3.2. Kükürt izotop ölçümü için kullanılan standartlar	34
Çizelge4.1. Koçali Karmaşığında bulunan cevherleşmelere ait ortalama ana oksit değerleri	137
Çizelge4.2. Koçali Karmaşığında gözlenen cevherleşmelere ait element korelasyonları	139
Çizelge4.3. Koçali Karmaşığında alınan örneklerin sülfür izotop verileri	152
Çizelge4.4. Koçali Karmaşığında alınan örneklerin stronsiyom izotop verileri .	156
Çizelge4.5. Koçali Karmaşığında alınan örneklerin kurşun izotop verileri.....	158

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 3.1. TAG (Trans-Atlantic Geotraverse) boyunca Atlantik ortası sırtta gelişen ve klasik bir VMS yatağını şematize eden güncel sülfid yatağın görünümü.....	22
Şekil 3.2. Levha tektoniğindeki konumlarına göre masif sülfid yatakları	24
Şekil 3.3. Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yataklarının şematik kesiti	27
Şekil 3.4. Ofiyolitik istif içerisinde yer alan ana cevherleşmeler	29
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri	37
Şekil 4.2. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri.....	38
Şekil.4.3. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen tektonik birimler	40
Şekil 4.4. GD Anadolu Orojenik Kuşağının yapısal modeli.....	41
Şekil 4.5. Kuzeydeki kenet zonundan, güneyde arap platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap Plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi enkesiti	43
Şekil 4.6. Çalışma alanının yer aldığı bölgenin tektonostratigrafik dikme kesiti..	45
Şekil 4.7. İnceleme alanı ve çevresinin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası	46
Şekil 4.8. Koçali karmaşığı üzerine gelen üst allokton seriye ait Malatya Metamorfikleri ve Kömürhan Ofiyoliti	48
Şekil 4.9. Koçali Karmaşığına ait birimlerin tektonik ilişkileri.....	49
Şekil 4.10. Koçali karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Terbüzek Formasyonu	52
Şekil 4.11. Koçali karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Besni Formasyonu	53
Şekil 4.12. Yaylakonak batısında vadi boyunca izlenen Germav Formasyonu....	55
Şekil 4.13. Gercüş Formasyonunda yüzeysel koşullarda gelişmiş erime yapıları ...	56
Şekil 4.14. Hoya Formasyonu ve içerisinde açılmış mermer ocağı	58
Şekil 4.15. Lice Formasyonu, Fırat Formasyonu ilişkisi	59
Şekil 4.16. Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Lice Formasyonundan görünüm	60
Şekil 4.17. Pütürge Metamorfiklerine ait serisitşist ve onu kesen tonalit daykları...	62

Şekil 4.18. Ekay zonu içerisindeki Malatya Metamorfiti ve diğer birimlerin ilişkisi	64
Şekil 4.19. Karadere Formasyonuna ait yastık lavlardan görünüm	68
Şekil 4.20. Pütürge Metamorfitlerini kesen tonalit daykısı	68
Şekil 4.21. Üstte Maden Karmaşığı ve altındaki Çüngüş Formasyonu arasındaki tektonik ilişki	69
Şekil 4.22. İnceleme alanında ki yastık yapılı bazaltlardan görünüm.....	72
Şekil 4.23. İnceleme alanında spilitik bazalt ve pelajik kireçtaşları arasındaki tektonik ilişki	73
Şekil 4.24. Fenokristal boyutunda ve uzun, prizmatik mikrolitler şeklindeki plajiyoklas kristallerinin oluşturduğu mikroporfirik ve mikrolitik doku.....	73
Şekil 4.25. Bazaltik kayalarındaki mikrolitik dokunun mikroskopta görünümü	74
Şekil 4.26. Bazaltlarda gözlenen intergranüler doku ve gaz boşluklarını dolduran ikincil kalsit mineralinin mikroskopta görünümü.....	75
Şekil 4.27. Plajiyoklazlarda gelişmiş karbonatlaşmanın mikroskopta görünümü	75
Şekil 4.28. Spilitik bazaltları kesen tekil diyabaz daykısı	76
Şekil 4.29. Diyabaz dayklarındaki plajiyoklazların kenar kısımlarında izlenen karbonatlaşma.....	77
Şekil 4.30. Diyabaz dayklarında izlenen intergranüler doku	78
Şekil 4.31. Levha dayk karmaşığı yakın görünüm	79
Şekil 4.32. Levha dayklarında izlenen kloritşemeden görünüm.....	80
Şekil 4.33. Levha dayklarında izlenen intergranüler doku	80
Şekil 4.34. İnceleme alanı yer bulduru haritası	82
Şekil 4.35. İnceleme alanı ve çevresinin jeoloji haritası.....	83
Şekil 4.36. Koçali Karmaşığı, Lice ve Fırat Formasyonlarının ilişkisi	84
Şekil 4.37. Koçali Karmaşığına ait spilitleşmiş altere yastık lavlar	85
Şekil 4.38. Üstte demir şapka, altta serpantin dilimi içerisinde ikincil olarak gelişmiş azurit-malahit oluşumları.....	85
Şekil 4.39 a) Yüzeydeki oksidasyon zonunda gelişmiş nabit bakır saçınımları b) Oksidasyon zonunda izlenen malahit-azurit ve kalkozin oluşumları .	86

Şekil 4.40. a) Demir şapkalar da gelişmiş böbreğimsi doku (götüt) b) demir şapka da gelişmiş, pirit-silis damarları ve boşluklu doku.....	86
Şekil 4.41. Koçali Karmaşığına ait kıltaşı-marn içerisinde izlenen bakırlı mangan nodülleri	87
Şekil 4.42. AS-2 no.lu sondajda kesilen (a) masif cevher, (b) yarılanmış bu cevherin yakın görünümü	87
Şekil 4.43. AS-9 no.lu sondajda kesilen (a) demir şapka, (b) devamında yer yer ezik masif cevherlerin görünümü.....	87
Şekil 4.44. Cevherleşme sahasındaki sondajları gösteren panel diyagram.....	88
Şekil 4.45. Cevherleşme alanı içerisinde görülen alterasyonlardan görünüm.....	89
Şekil 4.46. İnceleme alanı yer bulduru haritası	89
Şekil 4.47. İnceleme alanı ve çevresinin detay maden jeoloji haritası, Havşa Dere Cevherleşmesi; b) Feyzikaya Pınarı Batısındaki Cevherleşme; c) Kevrikevır Tepe Doğu ve Batısındaki Cevherleşmeleri	91
Şekil 4.48. Cevherleşme alanında ki pelajik sedimanlar ile volkanitlerle temsil edilen Konak-Tarasa Formasyonları ile bu birimlerin üzerine üzerine uyumsuzluka gelen Germav-Gercüş ve Midyat Formasyonu....	92
Şekil 4.49. a) Havşa dere cevherleşme alanı içerisinde izlenen derin deniz sedimanları ile spilitik baaltların tektonik ardalanması b).Dut dere de çamurtaşı-radyolarit-pelajik kireçtaşlarının ilişkisi.....	92
Şekil 4.50. a) Kara dere de korunmuş yastık lavların görünümü b)Yastık lavların iç yapısından görünüm	93
Şekil 4.51. a) Havşa dere de ki cevherleşmenin genel görünümü b) Aletere bazaltlar içerisindeki stokvork cevherleşme ve pirit cebi	94
Şekil 4.52. Havşa dere içerisinde massif pirit cebinin görünümü ve güncel alunit-kükürt oluşumları.....	94
Şekil 4.53. a)Stokvork cevherin yakın görünüm, b) Stokvork cevher içerisinde izlenen pirit-kalkopirit-bornit ve dişli kuvarslar	95
Şekil 4.54. Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisindeki kalsit-silis damarcıkları içerisinde yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit ...	96

Şekil 4.55. Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisindeki silis damarcıkları içerisine yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit	97
Şekil 4.56. Havşa dere stockwork zonda gelişmiş hidrotermal breş dokularından görünüm	97
Şekil 4.57. Feyzikaya pınarı cevherleşmelerinden görünüm	98
Şekil 4.58. Feyzikaya pınarı kuzeyinde ki Mn cevherleşmelerinden görünüm a) Stratobond Mn cevherleşmesi b) Stratiform Mn cevherleşmesi	99
Şekil 4.59. Kevrikevır Tepede cevherleşmelerinden görünüm a) Koçali Karmaşığında ait spilitik bazalt-çamurtaş-radyolaritler üzerine uyumsuzlukla gelen Gercüş ve Hoya Formasyonları b) Cevherleşme alanı içerisinde izlenen massif pirit merceği üzerine tektonik olarak gelen pelajik sedimanlar (çamurtaş-radyolarit)	100
Şekil 4.60. Cevherleşme alanı içerisinde yüzeysel koşullarda gelişmiş oksidasyon zonundan (limonit-hematit) görünümler	100
Şekil 4.61. Kevrikevır Tepede ki stokvork cevher içerisinde izlenen pirit-kalkopirit ve kuvarslar	101
Şekil 4.62 Kevrikevır Tepede ki masif pirit merceği içerisindeki breşik yapı	101
Şekil 4.63 Kevrikevır Tepede ki cevherleşme alanı içerisinde güncel azurit-malahit-kükürt oluşumlarından görünüm	102
Şekil 4.64. İnceleme alanı yer bulduru haritası	103
Şekil 4.65. İnceleme alanının yarı detay maden jeoloji haritası ve jeoloji kesiti ...	104
Şekil 4.66. Cevherleşme alanından genel görünüm	105
Şekil 4.67. Levha dayklarında izlenen soğuma yapıları	105
Şekil 4.68. Talus breşi ve içerisindeki cevher çakıllarından görünüm	106
Şekil 4.69. a) Levha dayk karmaşığında ait diyabazların kırık zonuna yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit b) Levha dayk karmaşığında ait diyabazların çıkış kanallarına yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit	107
Şekil 4.70. Dayk çıkış kanalına yerleşmiş breşik yapı (a) yüzey ve (b) karot örneği	107
Şekil 4.71. Levha dayk karmaşığında ait diyabazlarda izlenen alterasyon zonu ile kırık zonlarına yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit	108

Şekil 4.72.	Kırık zonuna yerleşmiş kalkozin-kovellin ve ikincil malahit	109
Şekil 4.73.	Karot örneklerinde izlenen pirit-kalkopirit ile kuvars-kalsit damarları	109
Şekil 4.74.	Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması	111
Şekil 4.75.	Masif pirit cevheri içerisinde izlenen özşekilli piritler ve boşluklar dolduran özşekilsiz sfalerit ve kalkopiritler.....	112
Şekil 4.76.	a) Masif pirit cevherinde izlenen kataklastik doku b) Masif cevherdeki piritlerde gelişen zonlu doku	113
Şekil 4.77.	Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan piritlerdeki Fe-Zn ve Fe-Cu ilişkisi	114
Şekil 4.78.	Masif pirit cevheri içerisindeki kalkopiritlerin kırık-çatlakları boyunca ikincil olarak gelişmiş kalkozin-kovellin oluşumları	115
Şekil 4.79.	Sincik –Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan kalkopiritlerdeki Fe-Cu ilişkisi.....	116
Şekil 4.80.	a) Masif pirit cevheri içerisindeki pirit ve kalkopiritlerin kırık- çatlakları boyunca gelişmiş sfalerit b) Piriti ornatarak oluşan pirotin..	117
Şekil 4.81.	Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan sfaleritlerdeki Zn-Fe, Zn-Cu, Zn-Cd ilişkisi.....	119
Şekil 4.82.	Koçali-Havşa dere- Bezardağı cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması.....	120
Şekil 4.83.	(a)Masif cevher içerisindeki özşekilli pirit, (b) kataklastik doku gösteren piritler içerisinde kalkopiritler oluşumları	121
Şekil 4.84.	Koçali cevherleşmelerinden alınan piritlerdeki Fe-Zn, Fe-Cu ve Fe-As ilişkisi.....	122
Şekil 4.85.	(a) Masif cevher içerisindeki özşekilli pirit, kalkopirit ve kalkopiritleri ornatan bornitler (b) kataklastik doku gösteren piritler arasında ornatarak oluşan kalkopiritler ve sfalerit oluşumları..	123
Şekil 4.86.	(a) Kalkopiritler, kalkopiritleri ornatan bornitler ve kenarları boyunca oluşan kovellinler (b) sfalerit içindeki kalkopirit ayrılımları .	124
Şekil 4.87.	Koçali cevherlerinden alınan kalkopiritlerdeki Cu-Fe ve Cu-As ilişkisi.....	125

Şekil 4.88. Koçali cevherlerinden alınan bornitlerde Cu-Fe ve Cu-Zn ilişkisi	126
Şekil 4.89. (a) Kovelinle birlikte bulunan film şeklindeki dijenit (b) sfalerit içindeki kalkopirit ayrılımları	127
Şekil 4.90. (a) Pirit içerisindeki sfalerit ornatımı, (b) pirit çatlaklarına dolmuş kalkopirit, bornit ve fahlerz (c) cevherleşme içerisindeki spekülerit minerali, (d) pirit içerisinde spekülerit kapanımları	128
Şekil 4.91. Koçali cevherlerinden alınan sfaleritlerdeki Zn-Fe, Zn-Cu, Zn-Cd ilişkisi	130
Şekil 4.92. Tut-İncekoz cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması	131
Şekil 4.93. a) Özşekilli pirit, (b) bol kırıklı ve çatlaklı piritler, (c) kırıklı ve çatlaklı pirit ve aralarını doldurmuş kalkopiritler, (d) pirit içerisinde kalkopirit ornatımları ve kovellin	131
Şekil 4.94. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait piritlerdeki Fe-Cu dağılımları	132
Şekil 4.95. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait kalkopiritlerdeki Fe-Cu dağılımları	133
Şekil 4.96. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait bornitlerdeki Fe-Cu dağılımları ...	134
Şekil 4.97. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait dijenitlerdeki Fe-Cu dağılımları ...	135
Şekil 4.98. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait kovellinlerde Fe-Cu dağılımları ...	136
Şekil 4.99. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Ti içerikleri	138
Şekil 4.100. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Ni içerikleri	142
Şekil 4.101. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Co içerikleri	143
Şekil 4.102. Franklin ve diğ. (1981) tarafından kullanılan ve Large (1992) tarafından yeniden düzenlenilen Zn-Pb-Cu içeren ana metal sınıflandırılması (a) Sincik cevherleşmeleri, (b) Koçali cevherleşmeleri, (c) Tut cevherleşmeleri.	144
Şekil 4.103. Volkanik Masif sülfid yatakları için Au-Ag-(Cu+Zn+Pb)' ne bağlı olarak sülfid içeriklerinin sınıflandırılması	145
Şekil 4.104. Volkanik Masif sülfid yatakları için cevherleşmelerin mantoya göre normalize Pb-Ag-Au-Zn-Cu dağılımı, (a) Sincik cevherleşmeleri, (b) Koçali cevherleşmeleri, (c) Tut cevherleşmeleri	146

Şekil 4.105. Koçali Karmaşığında bulunan cevherleşmelerine ait örneklerin kondridite normalleştirilmiş NTE çoklu element dağılımları a) Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmeleri, (b) Koçali-Bezardağı cevherleşmeleri, (c) Tut-İncekoz cevherleşmeleri	147
Şekil 4.106. Çeşitli jeolojik ortamlarda $\delta^{34}\text{S}$ bollukları	150
Şekil 4.107. Masif sülfid yataklardaki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri	153
Şekil 4.108. Yeryuvarındaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ içeriğinin gelişim evresi	155
Şekil 4.109. Okyanusal bazaltların çeşitli tiplerinde ölçülmüş izotop oranlarının histogramı	157
Şekil 4.110. Ölçülen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'e karşılık $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarının grafiksel gösterimi.....	159
Şekil 4.111. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'e karşılık $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarındaki değişimin farklı kaynak alanların izotopsal bileşimiyle karşılaştırılması.....	160
Şekil 4.112. Birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların oluşumu.....	162
Şekil 4.113. Kuvars damarlarında gözlenen bazı İki fazlı kapanımlar (L+V).....	165
Şekil 4.114. Kuvars minerallerinde bulunan birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık dağılımları.....	166
Şekil 4.115. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen ilk ergime sıcaklık dağılımları.....	167
Şekil 4.116. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan ölçülen Tfm sıcaklıkları ile bu kapanımların Tm-ice sıcaklıklarından hesaplanan tuzluluk miktarları arasındaki ilişkisi	168
Şekil 4.117. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen son buz ergime sıcaklık dağılımları	169
Şekil 4.118. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımların Tuzluluk ve Homojenleşme sıcaklıkları değişimi	170
Şekil 5.1. Kuzeydeki kenet zonundan, güneyde Arap Platformunun kuzeyine, GD Anadoludaki Arap Plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi enine kesiti	174
Şekil 5.2. Koçali Karmaşığı içerisindeki VMS cevherleşmelerinin şematik stratigrafisi	176

1. GİRİŞ

Masif Sülfid Yatakları (Volcanic Massive Sulfide=VMS) volkanik aktiviteler ile ilişkili oluşan cevherleşmelerdir. Bu volkanik aktiviteler asidikten baziğe değişen karakter ve okyanus tabanı volkanizmasından tüflere kadar değişen yapıya sahiptirler. VMS yatakları Zn, Cu, Pb, Ag ve Au cevherlerinin ana kaynağı olup, bunlarla birlikte Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga ve Ge cevherlerini de içerirler. Bazı VMS yatakları As, Sb ve Hg cevherlerini de içermektedirler. VMS yatakları yapısal olarak; cevherin büyük kısmını (>40%), kuvars ve tali fillosilikatları barındıran, tepe şekilliden düzlemsele kadar değişen şekillerde tabaka yapılı esas gövde ve demir oksit mineraller ve altere silikatları barındıran yan kayaçtan oluşur (Galley ve diğ., 2006). Bu tabakalı cevherleşmeler genellikle, ağsal damarları veya saçınımlı sülfidler tarafından diskordan veya yarı-konkordan şekilde örtülür (Tatsumi ve Watanabe, 1971; Whitford ve diğ., 1989; Mcphie & Allen,1992; Syme & Bailes, 1993; Galley ve diğ., 1995; Stolz, 1995; Robinson ve diğ., 1996; Allen ve diğ., 1997; Brauhart ve diğ., 1998; Brauhart , 1999; Barrie ve Hannington, 1999a, Galley ve diğ., 2006).

Dünya genelinde incelen Masif Sülfid Yatakları 5 tipte sınıflandırılmıştır. Bunlar, (i) Demir-Bakır tipi VMS yatakları; Prekambriyen kalkanlardaki ofiyolitik serilere bağlı oluşurlar; (ii) Kıbrıs Tipi VMS yatakları, kıtasal kabuğun üzerine bindirmiş okyanusal kabuğun Alpin tipi ofiyolitlerin bünyesindeki volkaniklerle ilişkilidir, (iii) Besshi Tipi VMS yatakları, adayaylarının başlangıç evresinde hendek ve yay gerisi sulu ortamlarda oluşan kalk-alkalen volkanizma ile ilişkilidir; (iv) Kuroko Tipi VMS yatakları; yay gerisinde oluşan riftler ile ilişkili olup ada yayı oluşumunun daha geç evrelerinde asidik volkanizma ile ilişkilidir, (v) Primitif Tip VMS yatakları, dalma-batma zonlarında oluşan ada yayı veya kıtasal volkanik yay bölgeleri ile ilişkilidir (Höy,1995).

Kıbrıs Tipi VMS yataklarının oluşumu, modern okyanusal kabuklarda yapılan çalışmalar ile açıkça ortaya konmuş ve literatürde yaygın olarak kabul görmüştür. Buna göre, Kıbrıs Tipi VMS yatakların oluşumunda, eski okyanusal kabukların okyanus ortası sırtlarında gelişen aktif hidrotermal kanallar ve siyah bacalar etkilidir

(Hutchinson, 1965; Panayiotou, 1969; Constantinou ve Govett, 1972, 1973; Searle, 1972; Constantinou, 1977; Hannington ve diğ, 1999a). Yüksek rezervli ve tipik VMS mineralizasyonunun oluşumu için gerekli ofiyolit alanları, orta hızlıdan hızlıya kadar değişen yayılma merkezine sahip olanlardır (Harper, 1984; Cann ve Strens, 1989; Galley ve Koski, 1999). Yayılma hızlarındaki değişim, yüksek magmatik aktivite ile bağlantılı ani değişen termal gradyana sahip volkanik kütleler ile deniz suyunun etkileşimi ve deniz suyunun kabuğun derinliklerine kadar etki etmesini sağlayan belirli fayların oluşumu sırasında gelişen magmatik evrelerin değişimine ortam sağlar (Harper, 1988). Tipik bir Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yatağındaki cevherleşmeler alt yastık lav ile üst yastık lav arasında yer alır. Alttaki silisli cevher zonu ile üstteki okr (hidrate demir oksit) seviyesi arasına dizilmiş çeşitli miktarlarda markazit ve daha az kalkopirit ve sfelarit içeren masif pirit zonundan oluşmaktadır (Constantinou, 1980). Bunların altında başlıca kloritleşmiş bazalt breşlerini çimentolayan kuvars ve kuvars sülfid damarları ve yastıkları kesen kırıklarda ağsal (stringer) zonları vardır. Altere olmuş yastık lavların içinde disemine sülfidler mevcuttur. Okr seviyeleri kuvars ve götit ile daha az miktarlarda illit ve jarositten meydana gelir ve deniz suyuna temas eden sülfid cevherlerinin denizaltı oksidatif yüzeysel bozunması ile sonuçlandıkları şeklinde yorumlanmaktadır (Constantinou ve Govett, 1972).

Ülkemizde, Kuroko ve Kıbrıs tipi yataklanmalar yaygın olarak gözlenmektedir VMS yataklarının genel dağılımına bakıldığında, bu yatakların Doğu Karadeniz ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde bulundukları görülmektedir. Karadeniz bölgesinde bulunan VMS yatakları Geç Kretase–Eosen döneminde güneyde Torid-Anatolid bloğu, kuzeyde Avrasya plakası arasında yer alan Neotetis'in kuzeye dalarak kapanımı ile ilişkili Geç Kretase ve Eosen yaşlı volkanizmalara bağlı olarak oluşmuştur. Bu bölgede bulunan volkanik istif ~3 km kalınlığında olup, tabanda mafik ve ortaç lavlar ve tavanda ise felsik akıntılar ve piroklastikler ile temsil edilmektedir. Doğu Karadeniz bölgesinde yeralan VMS yatakları tavan seviyelerdeki felsik volkanizma içerisinde yer almaktadır (Özgür, 2003; Çiftçi, 2008; Housh ve Çiftçi, 2008). Bu VMS yatakları üç kısımda incelenip üstte (a) siyah cevher zonu: cevher parajenezinde galen + sfelarit + kalkopirit + bornit bulunur. (b) Siyah cevher zonunun altında yer alan masif piritik tabakaları

üzerleyen yeşil cevher zonu: cevher parajenezinde pirit + kalkopirit + sfelarit bulunmakta ve (c) bunları üzerleyen ağsal-stringer cevher zonu: cevher parajenezi çatlak dolgusu şeklinde pirit + kalkopirit bulunmaktadır (Çağatay ve Boyle, 1980; Leitch, 1981, 1990; Özgür, 1985; Aslaner ve diğ., 1995; Çiftçi, 2000; Çiftçi ve diğ., 2005; Çiftçi, 2008; Housh ve Çiftçi, 2008). Bu bölgede Geç Kretase ve Eosen yaşlı, rezervi 0,1–30 Milyon ton arasında değişen 60'ın üzerinde VMS yatağı bulunmaktadır (Housh ve Çiftçi, 2008). Bu VMS yatakları cevher parajenezi, mineral parajenezi ve ana kayaç türüne göre Kuroko tipi (Zn-Pb-Cu) yataklanmalar olup, Pontidlerde yaygın olarak gözlenmektedir (Leitch, 1981, 1990; Aslaner ve diğ., 1995; Çiftçi, 2000; Çiftçi ve diğ., 2005). Karadeniz bölgesinde Küre (Kastamonu) VMS yatakları bunlardan farklılık göstererek mineral parajenezi ve ana kayaç özellikleri bakımından Kıbrıs tipi (Cu-Zn) yataklanma olarak sınıflandırılmıştır (Çağatay, 1993).

Güneydoğu Anadolu bölgesinde gözlenen Masif Sülfid Yatakları ile ilgili yapılan önceki çalışmalara bakıldığında, Erler (1984) tarafından bazı çelişkili veriler olmasına karşın bu cevher yatakları Kıbrıs tipi yataklar olarak sınıflandırılmıştır. Ancak son zamanlarda yapılan çalışmalar ile bölgede felsik volkanizma ile ilişkili (Kuroko tipi) VMS yataklarının varlığı da ortaya konmuştur (Bölücek ve diğ., 2004). Orojenik kuşak boyunca gözlenen bu yataklanmalar iki farklı magmatik aktivite sonucu oluşmuştur. Bunlar, (i) Eosen yay magmatizması ile ilişkili mafik-felsik volkanizma (Maden ve Çüngüş havzalarının açılması ile ilişkili) ve (ii) bu çalışmanın konusu olan, Neotetis'in güney koluna ait okyanusal kabuğun Mesozoyik'te oluşumu sırasında gelişen bazik volkanizma ile ilişkilidirler (Erler, 1984; Bölücek ve diğ., 2004; Rızaoğlu ve diğ., 2006; Parlak ve diğ., 2009). Bölgede Kıbrıs tipi (Madenköy-Siirt, Karadere- Diyarbakır, Kedak-Diyarbakır, Ergani-Diyarbakır, Midyeköy-Diyarbakır) ve Kuroko tipi (Derince-Elazığ ve Helezür-Elazığ) VMS yatakları bulunmaktadır (Erler, 1984; Bölücek ve diğ., 2004).

İnceleme alanı Türkiye'nin tektonik olarak en aktif bölgesi içerisinde yer almaktadır. Bölge Üst Triyas'tan günümüze kadar tektonik hareketlerin etkisiyle birçok değişikliğe uğramıştır. Kuşkusuz bunların en önemlisi ve bu çalışmayı ilgilendireni de Keban ve Pütürge Platformlarının açılması sonucu oluşan Neotetis

Okyanusu'dur. Cevherleşmeleri içeren Koçali Karmaşığı'nın Jura-Alt Kretase döneminde, bir kısım araştırmacı Pütürge ile Keban kıtaları arasında Guleman ve Kömürhan ofiyolitleri ile beraber oluştuğunu öne sürerlerken (Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991), bazı araştırmacılar ise bölgedeki ofiyolit oluşumunun bir tek okyanus kabuğu açılımı ile açıklanamayacağını belirtmektedir (Perinçek ve Özkaya, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Aktaş ve Robertson, 1984; Turan ve diğ., 1995). Bu araştırmacılar Guleman ofiyolitleri ile Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitleri ayrı ayrı levhalar arasında oluştuğunu söylemektedirler. Guleman ofiyolitleri Keban ile Pütürge Metamorfikleri arasında açılan okyanus üzerinde oluşurken, Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitlerin ise Pütürge ile Arap platformu arasındaki okyanusal kabuk üzerinde geliştiğini savunmaktadırlar. Ayrıca Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitik istifini oluşturan okyanusun Neotetis'in güneydeki bir kolu olarak kabul edilmektedir ve Üst Kretase sonunda kuzeye doğru bir yitimle, bu okyanusun kapandığı belirtilmiştir. Bu dönemde okyanus kabuğunun dilimlenmesiyle oluşan Koçali Karmaşığı allohton kütleler halinde Kastel havzasına taşındığı belirtilmektedir (Sungurlu, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yazgan, 1984; İnceöz, 1989; Yazgan ve Chessex, 1991; Polat, 1994; Şaşmaz ve diğ., 1999).

Cevherleşmelerin içerisinde bulunduğu Koçali Karmaşığı bölgede ofiyolitik istifin bütün alt birimlerini içermektedir, ancak ofiyolitlerin yerleşimi itibarıyla allohton konumlu olduğundan bu birimlerin birbirleriyle olan ilişkileri tektoniktir. Çalışma alanında karmaşık spilitik bazalt, diyabaz, serpantin, radyolarit, çamurtaşı kilaşı ve şeyl ile temsil edilmektedir. Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmeler, genellikle aşırı derecede altere olmuş, spilitleşmiş bazik volkanitler içerisinde saçınımlı, ağsal ve masif şekillerde bulunmaktadır. Bu volkanitler, Koçali Melanjının okyanusal kabuk kökenli (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları ve deniz altı dağı volkanitleri) Geç Triyas yaşlı bazik volkanitleridir (Varol ve diğ., 2011, Yıldırım ve diğ., 2012b). Ayrıca okyanus içi yitim zonunda oluşmuş Geç Kretase yaşlı Koçali Ofiyolitine ait levha dayk karmaşığı içerisinde çatlak dolgusu şeklinde gelişmiş Kıbrıs tipi VMS cevherleşmelerinin kök kısmına karşılık gelen cevherleşmeler de mevcuttur. Ayrıca inceleme alanında Koçali Karmaşığı'na özgü okyanusal ortamı karakterize eden bakırlı mangan nodülleri de izlenmektedir.

Cevher mineralleri olarak; pirit, kalkopirit, pirotin, bornit, kalkozin, kovellin, ve sfalerit; gang olarak da kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Sondajlara ait karot örneklerinde cevherli seviyeler genellikle kalkopirit-bornit-sfalerit-pirit-manyetit ile temsil edilmekte olup masif, ağsal, damar-damarcık ve yoğun saçınım şeklinde izlenmektedir. Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayaçlarda kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme, killeşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar izlenmektedir. Bu alterasyon türleri deniz tabanı volkanitlerinde yaygın olarak görülmektedir.

Ülkemizde yeraltı zenginliklerinin araştırılması, bulunması ve işletilmesinin önemi her geçen gün artmaktadır. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan Koçali Karmaşığı içerisindeki okyanusal kabuk malzemesi içinde gözlenen masif sülfid yataklarının kökeni, oluşum mekanizması ve zamanına yönelik herhangi bir çalışmanın bulunmaması, cevherleşmenin mineral parajenezinin bugüne kadar tam olarak saptanamaması, birim içerisindeki rezerv hesabının yapılmamış olması bu çalışmanın önemini ortaya koymaktadır. Bu çalışma ile Güneydoğu Anadolu orojenik kuşak boyunca ilk defa Geç Kretase ofiyolitlerine ait birimlerde Kıbrıs Tipi VMS yatakları hakkında detaylı olarak jeokimya, mineral kimyası, S, Sr ve Pb izotop ve sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışma neticesinde orojenik kuşağın evrimine ilişkin önemli verilere ulaşılmıştır. Ayrıca bu çalışmada elde edilen sonuçlar, orojenik kuşak boyunca yüzeyleyen ofiyolitik birimler ve bu birimleri içeren karmaşıklar içerisinde benzer Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yataklarının bulunabileceğine örnek teşkil etmesi bakımından oldukça önemlidir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölgede şimdiye kadar yapılan çalışmalar ve sonuçları kronolojik olarak kısaca aşağıda belirtilmektedir.

Tolun (1955), Besni, Adıyaman, Samsat bölgelerinin jeolojisini inceleyerek bu bölgenin paleocoğrafik bir sentezini yapmış, Doğu Torosların bu bölümü için önemli sayılabilecek gözlemlerini MTA raporları arasına katmıştır. Bu yazara göre denizaltı volkanik kayalar Senoniyen'i kestiğinden Senoniyen'den daha gençtir. Serpantinitler ofiyolit biriminin temelini oluşturmaktadır. Magmasal aktivite Eosen başında son bulmakta, Orta ve Üst Eosen son volkanik aktiviteden sonra bütün bu orojenik formasyonları transgresif olarak örtmektedir.

Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Güneydoğu Anadolu bölgesi kuzeyinde 3 jeoloji bölgesi ayırmışlardır. 1) Önülke Alanı, 2) Kenar Kıvrımları Kuşağı, 3) Toros Orojenez Kuşağı.

Altınlı (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesinde 1954 yılından başlamak üzere çeşitli zamanlarda sürdürdüğü çalışmalarını değişik raporlarla sunmuş ve 1966 yılında bunların bir özetini MTA dergisinde yayınlamıştır. Bu araştırmacıya göre; çökelme projenik etkinlik, rejyonal ve dinamik metamorfizma, epirojenik hareketler hep tektoniğin denetiminde cereyan etmiştir. Kendisi Güneydoğu Anadolu'da 3 bölge ayırmıştır. 1) Eski masifler, 2) Ortotektonik bölge veya fliş bölgesi, 3) Paratektonik bölge veya kenar kıvrımları bölgesi.

Pişkin (1972), Sincik bucağı yakın güneydoğusundaki Kenar Kıvrımları ile Toros Orojenik Kuşağının sınırında çalışmıştır. Araştırmacıya göre bölgede yüzeyleyen Pütürge Metamorfitleri yeşilsist ve amfibolit fasiyesinde olup asit ve bazik intrüzyonlar tarafından kesilmiştir. Güney yönünde Tersiyer çökelleri üzerine bindirmiştir. Lütesiyen öncesi yaştaki asit ile asit-bazik bileşimli kayalar başlıca monzodiyoritle temsil edilmiştir. Ofiyolitte, gabro, diyabaz ve diyorit türleri vardır. Ultrabazik kayalar, harzburjit, piroksenit ve serpantinitten oluşmaktadır. Kretase ve Alt Eosen olmak üzere iki kez denizaltı volkanizması olası görülmüştür.

Sungurlu (1972), Koçali Karmaşığını, üç ayrı formasyon olarak haritalamış ve adlandırmıştır. Bunlar altta Tarasa, üzerinde Konak ve en üstte Kale

Formasyonlarıdır. Tarasa Formasyonunun volkanitlerden, Konak Formasyonunun sedimentitlerle volkanitlerin ardalanmasından, Kale Formasyonunun da yaygın serpantin, diyorit ve diyabaz topluluğundan oluştuğunu belirtmiştir.

Sungurlu (1974), Gölbaşından Ergani'ye uzanan alanı çalışmıştır. Binik yapılı kenar kıvrımları kuşağında yaygın bulunan allokton öjeosenklin birimleri Koçali birimi ve Karadut birimi olarak haritalayarak isimlendirmiştir. Araştırmacıya göre, kuzeyde Triyas başında açılan jeosenklinde birikmiş Jura ve Kretase yaşlı bu birimler, çekim tektoniği ile bugünkü yerleşim yeri olan Kastel çukuruna yerleşmişlerdir. Bu allokton birimler altında hazne kaya özellikli otokton Mardin Grubu karbonatları bulunur. Kambriyen sonundan başlayarak Güneydoğu Anadolu orta alanındaki yükselim, Kretase'ye dek varlığını sürdürmüştür. Miyosende gelişmiş Lice iç çukurunu kapatan orojenik faz doğuya doğru gençleşmektedir.

Yalçın (1976), Narince-Gerger (Adıyaman) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması konulu doktora tezi kapsamında, Arap platformu çökellerinin detaylı stratigrafik kesitlerini ve Kastel Çanağına çekim kaymalarıyla yerleşen Koçali Ofiyolitleri ve Karadut Flişinin özelliklerini tanımlayarak bu birimlerin daha iyi tanınmasına katkıda bulunmuştur.

Perinçek (1978), Çelikhan-Sincik-Koçali alanlarının jeolojisi konulu tezinde Yalçın'ın daha doğuda incelediği birimlerin devamını kendi çalışma alanı içerisinde inceleyerek bu bölgenin karmaşık tektoniği içerisinde sağlıklı sonuçların elde edilmesini sağlayarak, bölge genel jeolojisinin anlaşılmasına ışık tutmuştur. Araştırmacı stratigrafik isitifi, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkilerini gözeterek iki ana bölümde sunmuştur. 1-Otokton birimler, 2-Allokton birimler (a-Çekim kayması oluşukları, b-Sürüklenim örtüleri)

Güner (1980), Küre civarındaki masif sülfid yatakların jeolojisini ve jeokimyasal özelliklerini incelemiş, Cevherlerin kökenlerini metazomatik olaylarla açıklamış , tüm cevher kütlelerinin siyah şeyl-bazalt dakanağına yakın bulunduğunu yerleşimlerin ana faylar tarafından kontrol edildiğini, fayların bazaltik diziliminin içindeki zayıf zonlar boyunca cevher taşıyan çözeltilerin yukarı doğru göçlerin saladığını ve yükselen cevher çözeltilerinin bazalt kompleksi içinde yaygın hidrotermal alterasyona nedenolduğunu belirtmiştir.

Perinçek ve Özkaya (1981), Arabistan levhası otokton şelf ve kuzeydeki Toros kuşağı allohton birimlerinin stratigrafik ve yapısal ilişkilerini inceleyerek bölgesel tektonizma içerisindeki konumunu araştırmışlardır. Doğu Anadolu bölgesinin, evriminin, gözlenen ilişkilerin bir tek okyanusal havzanın gelişimi ve kapanımıyla açıklanamayacağını, ancak küçük levhalarla ayrılmış dar okyanusal havzaların gelişimi ve kapanımı ile açıklanabileceğini savunmuşlardır. Bölgenin tektonik evriminde önemli bir rol oynamış mikro levhalardan birinin de güneyde Arabistan kuzeyde Anadolu levhaları arasında yer alan Keban levhacığı olduğunu ifade etmişlerdir.

Yılmaz ve Yiğitbaş (1990), Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisinin anlaşılmasında ofiyolitik ve metamorfik birliklerinin incelenmesinin özel bir önem taşıdığını, bu toplulukların bir orojenik kuşağın gelişimindeki jeolojik-tektonik olayların değerlendirilmesinde önemli ipuçları verdiğini, Güneydoğu Anadolu'da güneyden kuzeye 3 tektonik kuşak ayırt edildiğini, bunların; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olduğunu, bölgenin bu yapısını bir orojenik evrim sonucu kazanmış olduğunu, bu evrim sürecinde başlıca iki deformasyon dönemi tanındığını, bunların ilkinin ofiyolitik napların Arap levhası üzerine kuzeyden ilerlemesi esnasında Üst Kretase' de gelişmiş olduğunu, ikinci deformasyon döneminin ise Eosen'de başlayıp Miyosen'de sona erdiğini, bu dönemde hala varlığını koruyan okyanusal kabuğun giderek yok olduğunu ve sonuçta Güneydoğu Anadolu'nun bugünkü yapısının ortaya çıktığını, bu yapı içerisinde metamorfik birliklerin kuzeyden güneye ilerlemiş olan en üst napları oluşturduğunu, ofiyolitik topluluklar ve metamorfik napların okyanusun yok olduğu dönemde bir nap paketi halinde Arap platformu üzerine bindirdiklerini, bölgenin üst kretase döneminden başlayarak günümüze kadar ana hatlarıyla sıkışma tektoniği etkisinde kalmış olduğunu, bu gelişimin kuzeyden güneye doğru derin denizel bir ortamın giderek küçülmesi ve Miyosen sonunda yok olması şeklinde özetlenebileceğini, kuzeyde yer alan ve güneye ilerlemesine bağlı olarak zaman içerisinde birbirine eklenen tektonik birliklerin oluşturduğu bir mozaik niteliği kazanan bir kıtasal parçanın büyümesi ve güneye doğru bağıl olarak ilerlemesinin bölgenin evrimini denetleyen ana unsur olduğunu belirtmektedir.

Yıldırım ve Yılmaz (1991), Kahramanmaraş kuzeyinde yapmış oldukları “Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu” başlıklı çalışmalarında Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı’nı güneyden kuzeye doğru, Arap otoktonu, Ekay zonu ve Nap bölgesi olmak üzere doğu-batı gidişli üç tektonik kuşağa ayırmışlardır.

Yiğitbaş ve diğ. (1991), Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında güneyden kuzeye üç yapısal kuşak ayırt ettiklerini, bunların; (a) Arap platformu, (b) Bitlis-Pütürge-Engizek-Şaryaj Cephesi (Ekay Zonu), ve (c) Nap Alanı olduğunu, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının batı kesimlerinde yapılan ayrıntılı saha çalışmalarında yeniden tanımlamış oldukları ‘Maden Grubunun’ Nap Alanında yer aldığını ve görünür karmaşık yapısına rağmen iç düzeni tanınabilen bir volkanik-çökel topluluk oluşturduğunu ortaya koyduğunu, Orta Eosen yaşlı Maden Grubunun yaş aralığı, litolojik özellikleri ve stratigrafik diziliminin birlikte değerlendirildiğinde; birimin Orta Eosen başında bir riftleşme ile açılan ve hızla pelajikleşen bir ortamı temsil eden, istifin pelajikleştiği dönemde Maden havzasının kapanmasını sağlayan ofiyolit ve metamorfit naplarının güney yönünde ilerlemeye devam etmesiyle bol olistolit ve olistostromlu düzeylerin gelişmiş olduğunu, napların Maden Grubunu Orta Eosen sonunda aştığını, nitekim tüm istif ve nap dilimlerini ortak olarak örten ilk çökel topluluğun Üst Eosen-Oligosen yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Yılmaz ve diğ. (1992), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı’nda yer alan metamorfik masiflerin gerçekte aynı tektonik birime ve stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoyik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeotektonik evrimini açıklamaya çalışmışlardır. Bu çalışmada Bitlis-Pütürge Metamorfik masiflerinin stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoyik’ten Üst Kretase’ye kadar içerdikleri tüm kayaçların, Üst Kretase’de metamorfizmaya uğramış bir kıta kenarından türediklerini belirtmektedir.

Yiğitbaş ve diğ. (1992), “Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı’nda, Eosen Nap Yerleşmesi” isimli bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı’nda, Arap Platformu üzerine ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak bugüne kadar bilinen iki ana tektonik deformasyon fazının bulunduğunu,

bunların sırası ile Geç Kretase ve Miyosen döneminde etkin olduğunu belirtmektedirler.

Öztürk (1993), Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığında ait Konak Formasyonu içinde, dolotaşı ve radyolaryalı kilitaşı düzeylerinde bulunan manganez nodüllerinin erken diyajenetik evrede oluştuğunu ve oluşumun ana mekanizmasının biyogenik maddelerin Mn, Ba, Ni, Cu gibi elementler tarafından ornatılması şeklinde olduğunu belirtmektedir. Hem nodül oluşumları hem de nodülle birlikte bulunan manganez cevherleşmeleri geç diyajenetik olaylarla yeniden şekillenmişlerdir. Geç diyajenetik evrede, manganez cevherleşmesinin ve nodul oluşumlarının bulunduğu istiftten Cu, Ni, Mn, Si çözülüp uzaklaşmış, eşzamanlı Ca, Mg, Si ilavesiyle dolomit, kutnohorit, manganokalsit, kalsit, kuvars ve ağsal pirolusit damarcıkları oluşmuştur. Manganez nodüllerinin hidrojenetik türde, deniz suyu sediment ara yüzeyinde gelişmemesinin nedeni okyanus tabanında mangan konsantrasyonunun kesilmesine yol açan dip akıntılarıdır. Diğer bir neden ise aktif kıta kenarına yakın ortamdaki yüksek sedimantasyon oranı olması gerektiğini belirtmiştir.

Yılmaz ve diğ. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan ofiyolitik istifleri ve metamorfik masifleri ayıklamışlardır. Ofiyolitleri; nap zonu, yığışım prizması zonu ve Arap platformu olmak üzere tektonik olarak üç farklı grup altında incelemişlerdir. Nap zonu ofiyolitlerinin Toros aktif kıta kenarının altına yitildiğini, yığışım prizması zonu ofiyolitlerinin birbirleri içerisinde ekaylı yapıları ile düzensiz birimler oluşturduklarını ve Arap platformu ofiyolitlerinin, platformu üzerleyen ofiyolit ve karmaşık karakterinde birimlerden oluştuklarını bildirmişlerdir.

Yiğitbaş ve diğ. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırmışlardır. Araştırmacılar, gerçek anlamdaki Maden Karmaşığı'nın Nap Alanı içerisinde ve Şaryaj dilimleri altında bulunduğunu belirtmektedirler.

Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Maden baseni üzerine yürüttükleri çalışmada, birimin ana karakteristik özelliklerini temel olarak arazi verileri ile ortaya koymuşlardır. Maden karmaşığı volkono-sedimanter bir birim olup, yay-gerisi ortamda Orta Eosen döneminde gelişmiştir. Birim embriyonik okyanus safhasına kadar gelişmiştir. Yazarlar, Yılmaz (1993) tarafından Güneydoğu Anadolu Orojenik

kuşağı için önerilen sınıflamayı temel alarak Maden karmaşığının alt nap alanına ait olduğunu düşünmektedirler. Birim metamorfik masifler üzerinde gelişmiş ve üst nap birimleri tarafından örtülmüştür.

Şaşmaz ve diğ. (1999), Diyarbakır-Çüngüş-Derdere mevkiinde belirledikleri cevherleşmelerin okyanus tabanı yayılması sonucu oluşmuş olan ofiyolitik bir istifin üst kısımlarında yer alan Kıbrıs tipi yatakların genel özelliklerini gösterdiklerini belirtmişlerdir.

Beyarslan ve Bingöl (2001), Kömürhan ve batısında yer alan İspendere ofiyolitlerinde gözlenen verlitik intrüzyonların kökenini araştırmaya yönelik çalışmalarında her iki ofiyolitik birimin ideal bir ofiyolitik istifin kabuk kesimini gösterdiklerini belirtmişler, ofiyolitlerin güneye doğru Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine tektonik olarak geldiklerini ifade etmişlerdir. Verlitik intrüzyonların ofiyolitik kompleksler içerisinde intrüzyon, dayk ve siller halinde yer aldıklarını belirten araştırmacılar esas ofiyolitik istifi veren okyanusal büyüme fazından sonra ikinci evre erimeler neticesinde bu intrüzyonların oluştuklarını ve bu ikinci magmatik olayın, okyanus içi dilimlenmeden hemen sonra, Üst Kretase sırasındaki yerleşme öncesi meydana geldiğini bildirmişlerdir.

Elmas ve Yılmaz (2003), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının evriminin Üst Kretase’de başlayan kanverjan hareketin Geç - Erken Miyosen’de kıta-kıta çarpışması ile sonuçlandığını belirtmişlerdir. Yazarlar, kuşak boyunca alt nap alanında volkanik kayaçların varlığına dikkat çekerek bu volkanik birimlerin yaşlarının batıdan doğuya doğru gençleştiğini ifade etmişlerdir. Volkanik birimlerdeki bu gençleşmenin oblik bir dalma ile açıklanabileceğini tartışmışlardır.

Gültekin (2004), ‘Sincik (Adıyaman) Yöresi Bakır ve Altın İçeren Kuvars Damarlarının Oluşumu ve Kökeni’ adlı yüksek lisans tezinde; Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinin tektonik hatlar boyunca izlendiğini ve inceleme alanında Pütürge Metamorfikleri, Koçali Karmaşığı ve Çüngüş Formasyonu’na ait birimlerin izlendiği bu alanda limonitleşmenin yaygın alterasyon olduğunu söylemiştir. Bu alandaki cevherleşmelerin düşük sıcaklık koşullarını gösteren minerallerin (alunit grubu min.) varlığı ve yapı-doku özellikleri nedeniyle epitermal tip cevherleşme olduğunu belirtmiştir.

Türkyılmaz (2004), Koçali Karmaşığı içerisindeki mangan cevherleşmelerinin, Konak Formasyonuna ait pelajik ortam ürünü olan radyolaritler içerisinde düzensiz mercekler ve tabakalar halinde bulunduğunu ve bu cevherleşmelerin eksalatif hidrotermal kökenli olduğunu belirtmiştir.

Akıncı (2009), deniz tabanında oluşan GD Anadoludaki fosil hidrotermal sistemlerle ilişkili Au ve Cu yataklarının davranışları ile ilgili fiziksel ve kimyasal kontrollerin delillerini ortaya koymayı amaçlamış ve günümüzde halen okyanus ortası sırtlarda ve yay gerisi ortamlarda oluşmakta olan altın ve piritik Cu-sülfid yataklarında yapılan gözlemlerle Kisecik, Ergani, Siirt-Madenköy gibi eskiden okyanus ortası sırtlarda, ve denizaltı tepelerinde (?) veya yay gerisi ortamlarda oluşmuş eşdeğer yatakları karşılaştırmıştır.

Parlak ve diğ. (2009), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen ofiyolitik birimleri üzerinde petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yaparak, ofiyolitik birimlerin oluştukları tektonik ortamları tartışmışlardır. Araştırmacılara göre, kuşak boyunca yüzeyleyen Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitleri Toros aktif kıta kenarının altına dalmış ve I tipi kalk-alkalen karakterli granitoidler tarafından kesilmişlerdir. Kızıldağ ofiyoliti (Hatay) ise Arap platformu üzerine üzerlemiş konumda gözlenmektedir. Araştırmacılar, birimler üzerinde yaptıkları petrografi, tüm kaya jeokimyası ve mineral kimyası çalışmaları neticesinde ofiyolitlerin okyanus ortası sırta oluşan okyanusal kabuktan farklı bir ortamı işaret ettiğini belirtmektedirler. Kümülat kayaçların mineral fazlarının oluşum sırası, tüm kaya ve mineral kimyası bu birimlerin günümüz ada yayı toleyitleri ile aynı ortamda oluştuğuna işaret ettiğini belirtmektedirler. Aratırmacılar, ofiyolitik birimlerin volkanik seviyeleri toleyitik bileşime sahip olduğunu ve Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin jeokimyasal olarak iki farklı magmadan türediğini belirtmişlerdir (Kızıldağ, Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerinde gözlenen IAT tipi magma ve sadece Kızıldağ ofiyolitinde gözlenen düşük-Ti boninitik magma kaynağı). Araştırmacıların elde ettiği jeokimyasal verilere göre Güney Neotetis ofiyolitlerinin okyanus içi dalma-batma ile ilişkili (Suprasubduction) ortamda yay ve yay önü ortamlarında geliştiğini işaret ettiğini belirtmektedirler. Araştırmacılara göre, Berit metaofiyolitinde gözlenen

metamorfizma gelişen okyanus içi dalma-batmanın ilerleyen safhalarında gelişmiş olmalıdır.

Beyarslan ve diğ. (2009), Koçali Ofiyolitik Karmaşığının petrolojik ve tektono-magmatik özellikleri (Adıyaman) adlı çalışmasında, Koçali Karmaşığının Doğu Toros kuşağına ait ofiyolitlerin bir parçası olduğunu, Üst Triyas'ta açılmaya başlayan Güney Neotetisin Üst Kretaseden itibaren kuzeye doğru dalması ve bu dalan levhanın üzerinde kalan, dalan levhadaki akışkanların ve sedimanlarında kısmen ergimesinden oluşan eriyiğin manto içerisine girmesi ile zenginleşmiş olan manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşan MORB'a benzer magmanın, 70 ± 5 My (Maestrihtiyen) önce üstteki kabuğun açılma zonuna dolması ile oluştuğunu, yitime bağlı olarak yeni kabuk (Koçali ve diğer ofiyolitler) üzerinde ise 55 ± 2 My önce yay magmatizması geliştiğini ve buna bağlı olarak granitik intrüzyonların ofiyolitleri kestiğini belirtmiştir. Üst Kretase'den sonra güneye doğru sürüklenimle tüm birimler Arap platformu üzerine bindirdiğini söylemiştir.

Parlak ve diğ. (2009), Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin, güneye doğru Arap platformu ve kuzeye doğru Toridler arasındaki kıtasal bir çarpışma zonunu işaret eden Bitlis-Zagros sutureunun hemen kuzeyinde, okyanus parçalarının devamsız doğrusal kuşaklarını oluşturduğunu belirtmişlerdir. Güneydoğu Anadoludaki Geç Kretase ofiyolitlerinin, Hatay alanında Kızıldağ, Kahramanmaraş'ın kuzeyinde Göksun ve Berit, Malatya alanında İspendere ve Elazığ alanında Kömürhan-Gulemanla temsil edildiğini söylemişlerdir. Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitleri, Torit platformunun kuzey kısımlarındaki aktif kenar boyunca Torit platformunun (Malatya-Keban) tabanına bağlanmakta ve Geç Kretase yaşlı I-tipi kalkalkalin granitoidler tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Aksine Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin güneyde Arap pasif kenarı üzerine itildiğini belirtmişlerdir. Ofiyolitlerdeki kümülat kayaçlar, dünit, verlit, lertzolit, olivinli klinopiroksenit, olivinli gabronorit, olivinli gabro, gabronorit ve gabroyla temsil edilmektedir. Kümülatlardaki mineral fazlarındaki kristallenme sırası, tüm kayaç ve mineral kimyası verileri, birincil magmanın bileşim olarak modern adayayı toleyitik serilerinde gözlenenle benzer olduğunu belirtmişlerdir. Volkanik ve subvolkanik kayaçların toleyitik bileşimler sergilediğini ve kondrite göre normalize edilmiş REE,

N-MORB a göre normalize edilmiş multi-element modelleri ve tektonik ayırtman diyagramları GD Anadolu ofiyolitlerinin kıtasal kayaçları içerisinde ana kayaca ait bazik magmaların iki temel tipinin varlığını gösterdiğini söylemişlerdir. Bunların, (1) Kızıldağ, Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerini karakterize eden IAT serileri ve (2) sadece Kızıldağ ofiyoliti içerisinde bilinen düşük Ti boninitik seriler olduğunu ifade etmişlerdir. Kabuksal kayaçların jeokimyasının, bunların Neotetisin güney kısımlarındaki yay-yayardı şartlarını içeren bir subrasubduction zonu içerisinde tektonik ortamda oluştuğunu, bu iyi korunmuş plutonik okyanusal kabuk kalıntılarının başlıca bozulmamış bir ofiyolit psödostratigrafisi sergilediğini ve bunlar bazikten asidiğe ekstrüzif kayaçlar, debris akıntıları, volkanoklastik kumtaşları ve pelajik kireçtaşlarının ardalanmasından oluşmuş bir volkano-sedimanter bir birim tarafından örtüldüğünü belirtmişlerdir. Bu volkano-sedimanter birimi, subrasubduction zon tipi kabuk üzerinde yapılanmış bir toleyitik ensimatik adayı topluluğu olarak yorumlamışlardır. GD Anadolu'daki ofiyolitlerden bazılarının (Berit) metamorfizmasının, Neotetisin güney kısımlarının evrimi sırasındaki intraokyanusal dalmanın geç safhalarıyla ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir.

Yıldırım ve diğ. (2009), İncekoz (Adıyaman) Cu cevherleşmesinin sadece Koçali Karmaşığı'na ait levha dayk karmaşığı içerisinde bulunması, deniz tabanı volkanitlerinde sıkça görülen alterasyon türlerinin izlenmesi ve sülfotuzların varlığı göz önüne alındığında bu cevherleşmenin kökeninin Kıbrıs Tipi Masif Sülfid cevherleşmelerini destekler nitelikte olduğunu belirtmişlerdir.

Yıldırım (2010), Çelikhhan-Sincik bölgesinde yürüttüğü doktora çalışması kapsamında; İnceleme alanında yer alan magmatik birimlerin, Kömürhan Ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı'na ait Karadere Formasyonu ve Pütürge Metamorfitlerini kesen Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları olduğunu ve bunların allohton konumlu olduklarını belirtmiştir.

Kaymakçı ve diğ. (2010), Bölgede yaptıkları çalışmada, fault-slip veri setlerini kullanarak paleostres inversiyon çalışmalarına dayalı olarak GD Anadolu orojeni ve Arabistan platformu içinde 5 farklı deformasyon fazı tanımlamışlardır. Bu fazları, zamanlama ve duraylılıkları etkilenmiş tabaka, eş çökme yapıları,

makaslama yapıları ve iz fosillerin yaşlarını içeren değişik kriterler kullanarak belirlemişlerdir. En yaşlı deformasyon fazının KD-GB doğrultulu genişlemeyle karakterize edildiğini ve genişlemenin Maestrihtiyen-Orta Eosen arasındaki slab-roll back prosesleri sonucunda geliştiğini düşünmüşlerdir. İkinci deformasyon fazının, doğudan batıya KB-GD doğrultulu sıkışma ve roll-back işlevinin sonucunda gelişmiş, bunun da olasılıkla daha genç okyanusal kabuk veya Geç Orta Eosen-Geç Oligosende Afrika ve Avrasya arasındaki konverjan oranı içindeki artışa bağlamışlardır. Üçüncü deformasyon fazının, doğudan batıya KB-GD doğrultulu genişlemeyle karakterize edildiğini, bu deformasyon fazının da İran'da başlatılan ve Oligosen sonundan Orta Miyosene kadar olan dönemde batıya doğru göç eden levha sıyrılmasına bağlamışlardır. Dördüncü deformasyon fazının, yaklaşık olarak K-G doğrultulu sıkışmayla karakterize edildiğini bu deformasyon fazı da çarpışmaya ve daha fazla olarak Orta Eosenin sonunda Arabistan plakasının kuzeye doğru girintisine bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Beşinci ve mevcut deformasyon fazının KD-GB doğrultulu sıkışmayla karakterize edildiğini bununda Orta Pliyosenden beri bölgedeki tektonik re-organizasyondan kaynaklanmış olacağını söylemişlerdir.

Uzunçimen ve diğ. (2011), Koçali kompleksinin volkano-sedimanter serileri içerisindeki Geç Triyas (Orta Karniyen- Reatiyen) radyolaryalarının keşfi ve diğer Torit birimleriyle karşılaştırması adlı çalışmalarında, Koçali Karmaşığın GD Türkiye'de, sedimanlardan türemiş platformlarla birlikte, pelajik sedimanlar (pelajik kireçtaşları, çörtler vb.) ile okyanusal kabuk kökenli bazik volkanik kayalar içerdiğini belirtmişlerdir. Birimin çökme yaşının önceleri Geç Jura- Erken Kretase olarak saptandığını, bu kompleksin içindeki volkano-sedimanter serilerin radyolarya içeriğinin çalışılması sonucunda, esas olarak Adıyaman'ın KD ve KB sırada altı stratigrafik bölüm ölçüldüğünü ve bu stratigrafik bölümlerdeki radyolarya faunaları serinin yaşının Orta Karniyenden Raetiye'ye kadar gittiğini ortaya çıkardığını belirtmişlerdir. Bu verilere göre karmaşığın çökme yaşının daha önce saptanandan daha yaşlı olduğunu söylemişlerdir. Litolojik karakteristikler (pelajik sedimentlerle ilişkili geniş yayımlı Triyas bazik volkanik kayaları) ve bu serilerin radyolarya içeriklerinin, Batı ve Orta Toridlerdeki Antalya naplarından Alakırçay napının serileri ile yakın benzerlikler gösterdiğini belirtmişlerdir.

Tekin ve diğ. (2011), Elde ettikleri yaş verilerine göre, Koçali Karmaşığı'nın Konak ve Tarasa birimlerinde bazik volkanik faaliyet Geç Triyas dönemi boyunca yaygın olarak, Orta Jura- Erken Kretase dönemlerinde ise azalarak devam ettiğini belirtmişlerdir. Geç Triyas yaşlı volkanik kayaçlar OIB ve E-MORB karakterli iki farklı volkanizmanın ürünleri olduğunu, volkanik kayaçların jeokimyasal özellikleri değerlendirildiğinde, çalışma bölgesinden alınan bütün örneklerin okyanus ortası sırtından uzakta, bir kenar basende oluşuklarını söylemişlerdir.

Yıldırım (2012), İncekoz (Tut-Adıyaman) yöresinde yer alan cevherleşmelerin, Türkiye'de ilk kez belirlendiğini belirtmiş ve bu cevherleşmelerin, Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yataklarının kök kısmını oluşturan ve levha dayk kompleksindeki çatlak dolgusu şeklinde gelişmiş cevherleşmelere karşılık geldiğini ve yeşilist fasiyesi tarafından karakterize edildiğini söylemiştir. Benzer özellikteki cevherleşmelerin, Trodos, Semail, Josephine ve Betts Cove komplekslerinde de olduğunu belirtmiştir.

Yıldırım ve diğ. (2012a), Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) yöresinde yer alan cevherleşmelerin Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfid yataklarının genel özelliklerini sergilediklerini, daha önceki çalışmalarda belirtilen epitermal bir cevherleşmeyle ilişkili olmadıkları sonucuna varmış ve bundan sonraki çalışmaların, bu oluşukların eşleniklerinin kuşak boyunca ortaya konması ve aynı kuşak üzerindeki diğer oluşuklarla deneştirilmesi üzerinde yoğunlaşılmasını, böylelikle Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı boyunca yeni bir Kıbrıs tipi VMS metolojenik kuşağın ortaya çıkarılabileceğini belirtmiştir.

Yıldırım ve diğ. (2012b), Koçali karmaşığının, Koçali ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali Melanjından oluştuğunu belirtmişlerdir. Koçali Melanjının güney Neotetis'in açılımı sırasında oluştuğu, Koçali Ofiyolitinin ise okyanusal basenin kapanması sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu şeklinde yorumlamışlardır.

Karaoğlu (2012), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca gözlenen magmatik/metamorfik birimlerin oluşum, soğuma ve yüzeyleme yaşlarının jeotermokronoloji yöntemleri ile; (i) Neotetis'in güney kolunda Yitim zonu ile ilişkili kabuğun oluşum yaşı, (ii) okyanusun kapanmaya başladığı zaman aralığı, (iii) kıta-

kıta çarpışmasının gerçekleşme zamanı ve (iv) kıta-kıta çarpışmasının hızının hesaplanmıştır. Buna göre, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı dünya üzerinde dağ oluşum süreçlerinin en iyi gözlemlenebildiği alanlardan biri olduğunu kuşağın evrimi Neotetis'in güney kolunun Üst Kretase Miyosen zaman aralığında kapanımı ve kıta-kıta çarpışması sonucu yüksek plato oluşumunu içerdiğini belirtmektedir. Troodos (Kıbrıs)-Kızıldağ-Koçali-Semail (Umman) ofiyolitlerinin (95-90 My) Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı ofiyolitlerini oluştururken, Göksun-İspendere-Kömürhan-Guleman ofiyolitlerinin ise (84-87 My) ise Toros kuşağı ofiyolitlerini oluşturduğunu belirtmiştir.

3. MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

3.1.1. Ofiyolit ve Ofiyolitlerle İlişkili Cevherleşmeler

Ofiyolitler, okyanus yayılma merkezlerinde okyanusal kabukta ve mantoda oluşmuş oluşuklardır. Bu merkezler okyanus ortası riftlerde, yay içi okyanusal basenlerde, aktif yay gerisi basenlerde ve ada yayının ilk oluşum evresi boyunca, yay önu merkezlerinde genişlemeli zonlarda oluşurlar (Moores, 2003). Ofiyolit terimi ilk olarak 1813 yılında Fransız jeolog Alexander Brongniart tarafından melanjlardaki serpantinleri ayırmak için kullanılmıştır. Ancak daha sonra magmatik kayaçlarla yakından ilişkili ultramafik kayaçları tanımlamak için kullanılmıştır. 19. yüzyıl boyunca Avrupalı jeologlar (Lotti, 1886 ve Suess 1893) bu kayaç birlikteliklerini daha iyi tanımlamışlardır. Ancak Alman jeolog Gustav Steinmann serpantin, diyabaz-spilit, plütonik mafik kayaçlar ve radyolarit çörtlerin aynı yerde olmasını “Steinmann Trinity” terimi ile açık bir şekilde tanımlamıştır (Moores, 2003 & Dilek 2003). Steinman (1927)’a göre ise ofiyolit; ultramafik kayaçlar, peridotitler ve gabrolardan oluşan topluluk olup bu grup Steinman üçlüsü olarak anılmaktadır. Ofiyolit okyanusal kabuğun kendisidir ve kıtalarda gözlenen ofiyolit dizileri allokton kütleler halinde eski okyanus kabuklarını veya onların parçalarını temsil ederler (Çapan, 1977; Dilek 2003). Sonuç olarak; ofiyolit terimi tanımı çoğu kez değişime uğramış ve 1972 de Penrose Konferansında ofiyolit olarak tanımlanmıştır. Buna göre; tam ve eksiksiz bir ofiyolit, alttan üste doğru ultramafik karmaşık, gabro karmaşığı, mafik levha dayk karmaşığı ve mafik volkanik karmaşık şeklinde kayaç tiplerinden oluşmakta bu birimlerle birlikte bulunan diğer kayaçlar ise örtü sedimanları, genellikle dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri ve sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayaçlardır (Anonymous, 1972; Rızaoğlu 2006).

Bu tanımlama, bugüne kadar tanımlanan ofiyolitler (en iyi korunmuş örnekler de dahil) için geçerli değildir ve son birkaç on yıl içinde çeşitli ofiyolitlerin çalışmaları açıkça bu fikri desteklemektedir. Ancak, bugün pek çok araştırmacı

ofiyolitlerin tüketilen levha sınırlarında kıta kenarı üzerine itilmesi veya bindirmesiyle oluşan eski okyanusal litosferin parçası olduğu konusunda hem fikirdirler (Dewey ve Bird, 1971; Coleman,1971; Dewey, 1976; Dewey, 2003)

Ofiyolitın tüm bölümleri olmayabilir. Bir ofiyolit eksik, parçalanmış veya başkalaşıma uğramış ofiyolit olabilir. Ofiyolit genellikle okyanus kabuğu ve üst manto olarak yorumlanmasına rağmen, bu terim kökene dayalı bağımsız olmalıdır (Anonymous, 1972; Dilek, 2003).

Cevherleşme potansiyelleri dikkate alındığında, ofiyolitler cevher yataklarının farklı türleri için araştırılmasında önemli bir rol oynamaktadır. Ofiyolitler içerisinde gelişen başlıca maden yatağı tipleri volkanojenik masif sülfidler, ortomagmatik yataklar (kromit ve PGE), asbestler ve süperjen yataklardır. Bunların arasında, masif-sülfidler ve kromit yatakları en önemli maden yatağı tipleridir (Coleman,1977).

Ofiyolitlerle ilişkili maden yataklarının çoğunluğu özellikle 1970'ler ve 1980'lerin ilk dönemlerin de Kıbrıs'taki Trodos Ofiyolitleri' nin yoğun çalışılması esnasında ortaya çıkmıştır. Pouit (1984), Laznicka (1985) ve O'Hanley (1996); Kıbrıs'a ek olarak Newfoundland, Apenninler ve Alpleri içeren dünyanın farklı bölgelerinden topladıkları bilgileri derleyerek ofiyolitlerle ilişkili cevherleşmelere ilgili önemli yorumlar ortaya koymuşlardır.

Pouit (1984) sınıflamasında ofiyolitlerle ilişkili maden yatakları 4 gruba ayrılır.

- 1-Bazaltik yastık lavlarda masif piritik, bakır, ve daha az çinko sülfidler
- 2-Sheeted dayklarda zayıf sülfidli damarları çoğunlukla pirit kalkopirit saçınımlar
- 3-Gabro üstlerinde ana pirit pirotin mineralizasyonu ve altın içerikleri
- 4-Ultramafik kayalarda önemli kromit mineralizasyonu asbest ve daha az Fe-Cu-Ni-Co sülfidler ve PGE bulunmaktadır.

Ofiyolit kompleksleri ile ilişkili birçok Cu içeren masif sülfid yatakları okyanus tabanı yayılmasında okyanus tabanında oluşmaktadır. Ofiyolitik seride

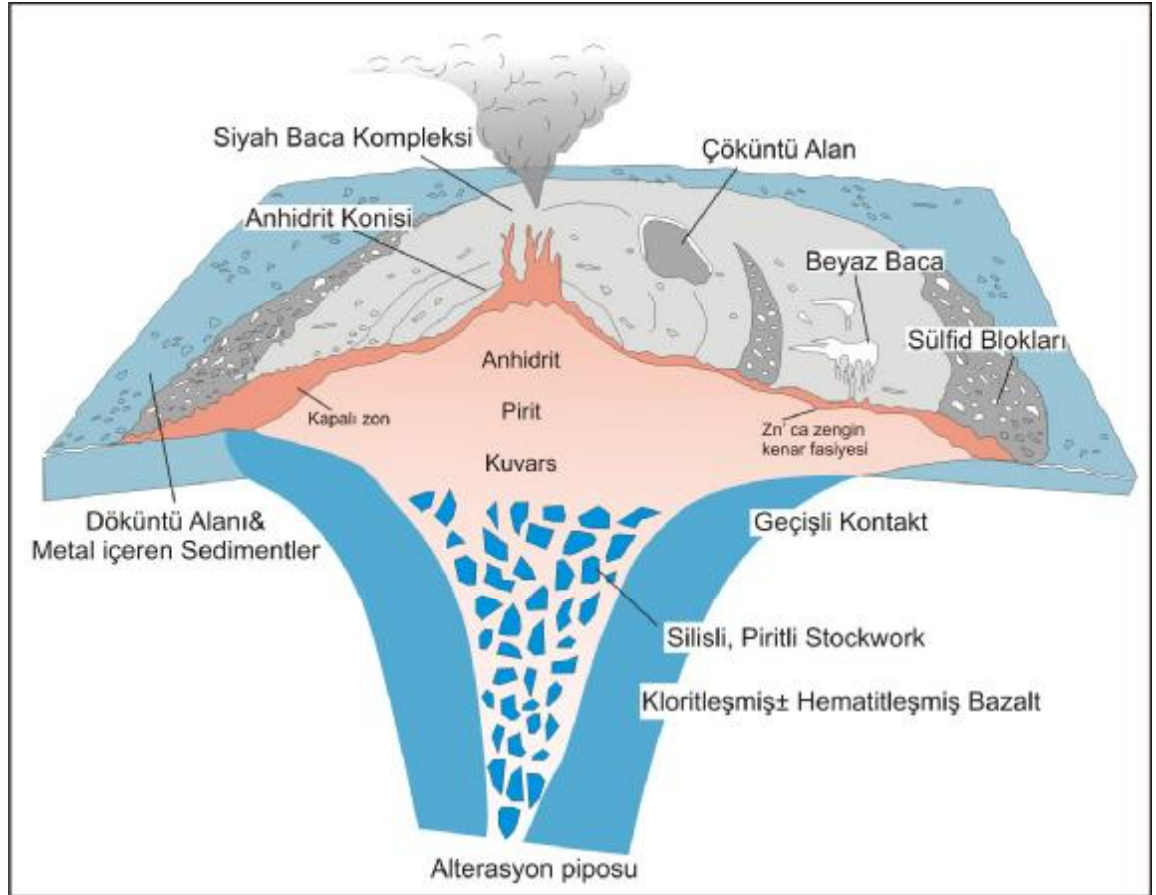
masif sülfid yatakları toleyitik bazaltlarla ilişkilidir, alt kısmı okyanusal kabuktan oluşur ve onun altında doleritik dayk ve gabro kompleksleri bulunur. Tüm bunların altında ise üst mantoya ait ultrabazik kayalar veya serpantinize eşlenikleri bulunur (Constantinou ve Govett, 1972) (Şekil 3.1)

3.1.1.1. Volkanik Masif Sülfid Yatakları

Masif Sülfid yatakları; Volkanojenik, Volkano-Sedimanter Masif Sülfid (VMS) yatakları olarak da bilinir. Yayılma merkezlerindeki bazik volkanizma veya magmatik yay ortamlarındaki mafik-felsik volkanizma ile ilişkili olan VMS yatakları tipik olarak, deniz tabanında ya da kenarında bulunan volkanik ortamlarda oluşan polimetalik masif sülfid mercekleri şeklinde bulunurlar (Şekil 3.2) (Franklin ve diğ., 1981; Sangster, 1972; Liaghat ve diğ., 1993; Herzig ve Hannington, 1995; Govett, 1997; Barrie ve Hannington, 1999a,b; Hart ve diğ., 2004; Galley ve diğ., 2006). Deniz tabanı hidrotermal akışkanlarına eşlik eden metalce zengin akışkanlardan oluşurlar. Ana kayaları, volkanik veya sedimanter kökenli olabilmektedir. VMS yatakları Zn, Cu, Pb, Ag ve Au cevherlerinin ana kaynağı olup, bunlarla birlikte Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga ve Ge cevherlerini de içerirler. Bazı VMS yatakları As, Sb ve Hg cevherlerini de içermektedir. VMS yataklarının yapısal olarak; cevherin büyük kısmını (>40%), kuvars ve tali fillosilikatları barındıran, tepe şekilliden düzlemsele kadar değişen şekillerde tabaka yapılı esas gövde, demir oksit mineraller ve altere silikatları barındıran yan kayadan oluşur (Lydon, 1984; Campbell ve diğ., 1984; Singer, 1986; Tivey ve diğ., 1993; Franklin, 1993; Hart ve diğ., 2004; Galley ve diğ., 2006) (Şekil 3.2). Bu tabakalı cevherleşmeler genellikle, stockwork damarları veya saçınımlı sülfidler tarafından diskordan veya yarı-konkordan şekilde örtülür (Tatsumi ve Watanabe, 1971; Whitford ve diğ., 1989; Mcphie ve Allen, 1992; Syme ve Bailes, 1993; Galley ve diğ., 1995; Stolz, 1995; Robinson ve diğ., 1996; Allen ve diğ., 1997; Brauhart ve diğ., 1998; Brauhart, 1999; Barrie ve Hannington, 1999a, Galley ve diğ., 2006).

Dünya genelinde rezervi 200.000 tondan daha büyük olan 800'ün üzerinde VMS yatağı bulunmaktadır. VMS yatakları Antartika hariç bütün ana kıtalarda

gözlenmektedir. Ancak Antartika bölgesinde Zn-Pb-Cu yatakları güncel olarak oluşumunu sürdürmektedir (Petersen ve diğ., 2004). Galley ve diğ., (2006) Doğu Akdeniz’de ofiyolitler içerisinde bulunan Cu ve Au yataklarının yaklaşık 5000 yıldır işletildiğini belirtmektedirler.

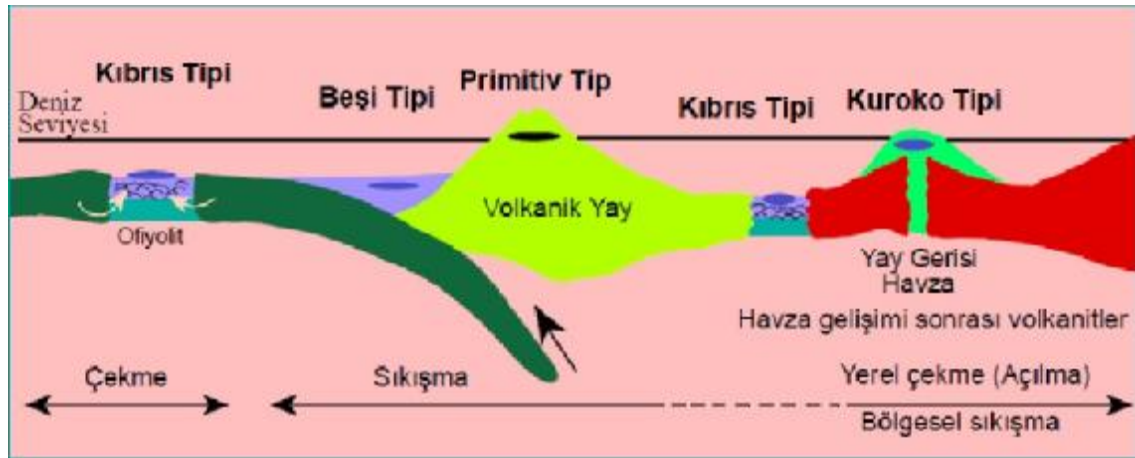


Şekil 3.1. TAG (Trans-Atlantic Geotraverse) boyunca Atlantik ortası sırtta gelişen ve klasik bir VMS yatağını şematize eden güncel sülfid yatağı görünümü (Hannington ve diğ., 1995).

1950’lerdeki ilk çalışmalardan bu yana ekonomik jeologlar, volkanojenik masif sülfid yataklarını sınıflandırmak için girişimde bulunmuşlardır. Mineral birliktelikleri, tektonik yerleşim, ana kayaç kompozisyonu gibi çeşitli parametreler masif sülfid sınıflandırılması için kullanılmıştır. Franklin ve diğ., (1981) tarafından oluşturulup Large (1992) tarafından geliştirilen temel metal sınıflamasında, VMS yatakları içerdikleri metallerin birbirlerine oranlarına göre Cu-Zn, Zn-Cu ve Zn-Pb-Cu gruplarına ayırmışlardır. Poulsen and Hannington (1995) sınıflamasına göre

Au'ca zengin VMS yatakları isteğe bağlı olarak Au konsantrasyonu ppm olarak bir önceki sınıflamada kullanılan metal (% Zn+Cu+Pb) içeriklerinin toplamından fazla olan yataklardan ayrılmıştır (Barrie ve Hannington, 1999a). Barrie ve Hannington (1999a) ise VMS yataklarını ana kaya tipine göre; a) mafik tip, b) bimodal-mafik tip, c) bimodal-felsik tip, d) silisiklastik-mafik tip ve e) bimodal-silisiklastik tip olmak üzere 5 gruba ayırmışlardır. Çalışmacıların sınıflamayı yaparken esas aldıkları yan kayaç litolojileri, cevherleşme alanının 3000 m altına kadar olan litolojileri ve 5000 m çevresini içermektedir. Bu sınıflama farklı tektonik ortamlarla ilişkilidir. Mafik volkanik ve volkanoklastik tabakalı olanlar ile ilgili olan gruplar, okyanusal yaylar ve açılma merkezlerinde yaygın olarak gözlenmektedir. Buna karşın, felsik tabakalılarla ilgili olan gruplar; ise yay-kıta sınırlarında ve kıtasal yay alanlarında yaygın olarak gözlenmektedir (Barrie ve Hannington, 1999a).

Bir diğer sınıflamada ise Höy (1995) VMS yataklarını, (i) Demir-Bakır tipi VMS yatakları; Prekambriyen kalkanlardaki ofiyolitik serilere bağlı oluşan, (ii) Kıbrıs Tipi VMS yatakları; kıtasal kabuğun üzerine bindirmiş okyanusal kabuğun Alpin tipi ofiyolitlerin bünyesindeki volkaniklerle ilişkili olanlar, (iii) Besshi tipi VMS yatakları; adayaylarının başlangıç evresinde hendek ve yay gerisi sulu ortamlarda oluşan kalk-alkalen volkanizma ile ilişkili olanlar, (iv) Kuroko tipi VMS yatakları; yay gerisinde oluşan riftler ile ilişkili olup, ada yayı oluşumunun daha geç evrelerinde asidik volkanizma ile ilişkili olanlar, (v) İlksel tip VMS yatakları; dalma-batma zonlarında oluşan ada yayı veya kıtasal volkanik yay bölgeleri ile ilişkili olanlar şeklinde 5 grupta sınıflandırmıştır (Barrie ve Hannington,1999a; Aftabi ve diğ., 2006) (Şekil 3.2.) (Çizelge 3.1).



Şekil 3.2. Levha tektoniğindeki konumlarına göre masif sülfid yatakları (Höy (1995; Hannington ve diğ. 1999b)

- i) Primitif Tip (Zn- Cu hâkim, Ag ve Au içerikli):** Volkanik kayaçlar mafikten felsiğe kadar değişir. İlgili sedimanter kayaçlar, olgunlaşmamış grovak ve volkanoklastiklerdir.
- ii) Kuroko Tipi (Polimetalik, Pb-Zn-Cu'ca zengin, Ag ve Au içerikli):** Gittikçe kıtasallaşan, O₂'nin bol olduğu ortamlarda çökelmiştir. İlgili sedimanter kayaçlar, gittikçe artan epiklastikler, kıtasal oluşuklar ve karbonat-sülfidce zengin kayaçlardır. Volkanik kayaçlar bazaltik, riyodasidik karakterdedirler. Cevherleşme pirimitif tipten daha fazla patlamalı silisik alkali volkanizma ile ilgilidir.
- iii) Kıbrıs Tipi (Cu'lu pirit tipi, Au içerikli):** Okyanus kabuğunda riftleşme ve çatlak kontrollü yataklardır. İlgili kayaçlar ultramafik-toleyitik arasında ve cevherleşmeler bazaltik yastık lavlarda oluşur. Sedimanter kayaç çok az olup, hepsi pelajiktir. Okyanusal kabuk kökenli ofiyolitik kayaç birliği söz konusudur
- iv) Kieslager (Besshi) Tipi (Cu-Zn hâkim Au içerikli):** Kıbrıs Tip ile Pirimitif Tip arasında bir jeolojik özellik gösterir ve daha fazla metamorfizmaya uğramıştır. Bu tip, pirimitif tipte olduğu gibi grovak ve volkanoklastik kayaçların oluşturduğu kalın sedimanter kayaç dizili kararsız çökelme havzalarında oluşmuşlardır. Kıbrıs tipinde olduğu gibi toleyitik volkanik yahut plütonik kayaçlarla ilgilidir. Belirgin sedimanter eğilim gösterdiklerinden ekzalatif sedimanter gruba benzerlik gösterirler.

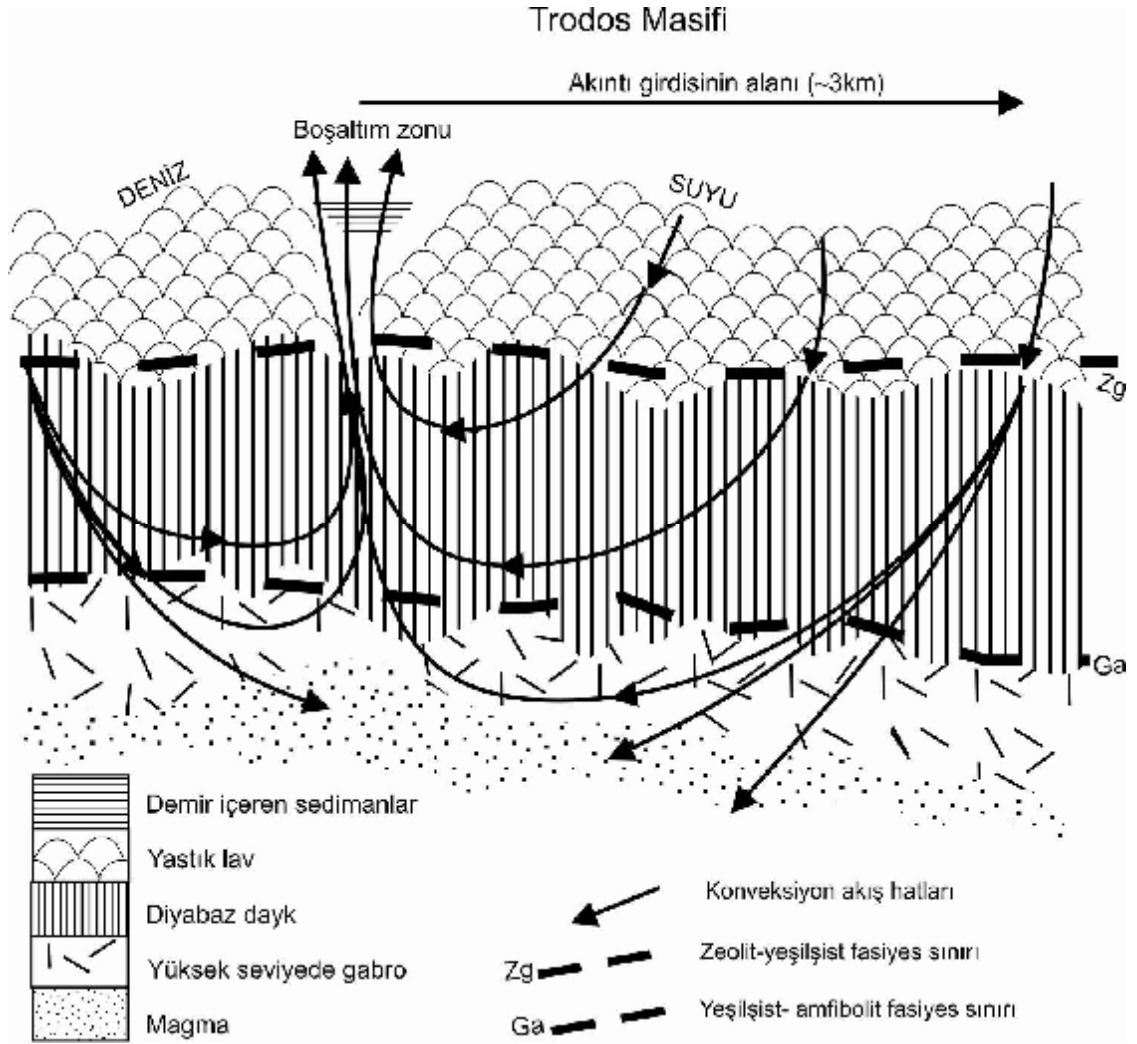
Çizelge 3.1. Masif Sülfid Yataklarının Sınıflandırılması (Evans, 1993)

Çeşit	Volkanik kayaç	Sedimenter kayaç	Oluşum ortamı	Genel şartlar	Plaka Tektoniği	Yaş
Primitiv tip Zn-Cu Ag Au	Bazaltik niyodastitik	Volkanoklastik, wake taşı	Sığ-derin su, toleyitik-kalkalk ali deniz altı volkanizması	Çökme sıkışma	Yitim zonu ada yayı	Arkeen, Erken Fanerozozyik
Kuroko tip Zn-Cu Pb Au Ag	Toleyitik bazaltlar, kalkalkali lavlar, piroklastitler	Volkanoklastikler, er, klastikler, az oranda karbonatlı kayaçlar	Padamalı sığ kalkalkali-alkali deniz altı volkanizması	Çökme, bölgesel sıkışma, fakat yöresel açılma	Yay genişisi açılma, karasal riftleşme	Erken Proterozozyik, Fanerozozyik
Kıbrıs Tip Cu Au	Ofiyolitik kayaçlar, toleyitik bazaltlar	Çok az veya yok	Toleyitik denizel volkanizma	Az çökme, çekme	Okyanusal riftleşme	Fanerozozyik
Besshi Tip Cu-Zn Au	Mafik, toleyitik	Türbiditik kayaçlar	Derin denizel tortulaşma ve toleyitik volkanizma	Çökme, çekme	Yay önü, havza veya hendek	Geç Proterozozyik,

3.1.1.1 (1). Kıbrıs Tipi Masif Sülfid Yatakları;

Hidrotermal sirkülasyon için enerji sağlanan ısı kaynağına yakın Paleo-okyanus sırtı eksenleri modern deniz tabanına yayılan merkezlerine benzer şekilde ultramafik-mafik magma odası katmanlanmıştır (Franklin ve diğ., 2005). Yoğun magmatik aktivitenin, büyük ölçekli deniz suyu konveksiyonu ve reaksiyon zonlarından metal alabilen yüksek sıcaklıkta sıvı/kaya etkileşimleri için başlatması gereklidir (Richardson ve diğ., 1987). Ancak, Kıbrısta üst volkanik seri içindeki arakatkılı çökeller, büyük ölçekli masif sülfid ve ağsal cevherleşmeler üretebilecek uzun hidrotermal aktivite boyunca yayılma sırtının sonraki hayatında magmatik aktivitenin azaldığına dair bir kanıt sağlar (Şekil 3.3) (Boyle, 1990). Benzer ilişkiler de Josephine (Harper, 1984), Lokken (Grenne ve Slack, 2005) ve Semail (Fleet ve Robertson, 1980) ofiyolitlerde de açıklanmıştır. Başlangıçtaki yoğun magmatizma devam etmiş olsaydı hidrotermal dolaşım sisteminin hızla yayılması ile yeraltı magma odasının sıcaklığının uzaklara taşınması gerekirdi ve bu olay meydana gelmezdi (Franklin ve diğ., 2005). Ancak, daha büyük maden yatakları oluşumunda eksende oluşan magmatizmalardan ziyade eksen dışı magma odaları daha uygun bir ortam sağlamak için öne sürülmüştür (Fouquet ve diğ., 1996).

Kıbrıs-tipi VMS yatakları genellikle ofiyolit palaeoyayılma eksenine paralel gruplar halinde kümelenmiştir. Bu kümeler içerisindeki baz metal mineralizasyonu, magma odasının üst seviyesinden başlayarak onları üzerleyen sedimanter seriye kadar herhangi bir stratigrafik düzeyde oluşabilirler (Harper, 1999). Ancak, masif sülfid yatakları ve bunlarla ilişkili ağsal cevherleşmeler sadece volkanikler içerisinde bulunurlar. Nitekim birçok ofiyolitlerde, stratiform masif sülfid yataklarının en yaygın olarak, farklı lav odacıkları arasında önemli bir kontakt boyunca veya lavlar ile onları üzerleyen sedimentler arasında yer almaktadırlar (Franklin ve diğ., 2005; Galley ve diğ., 2007).

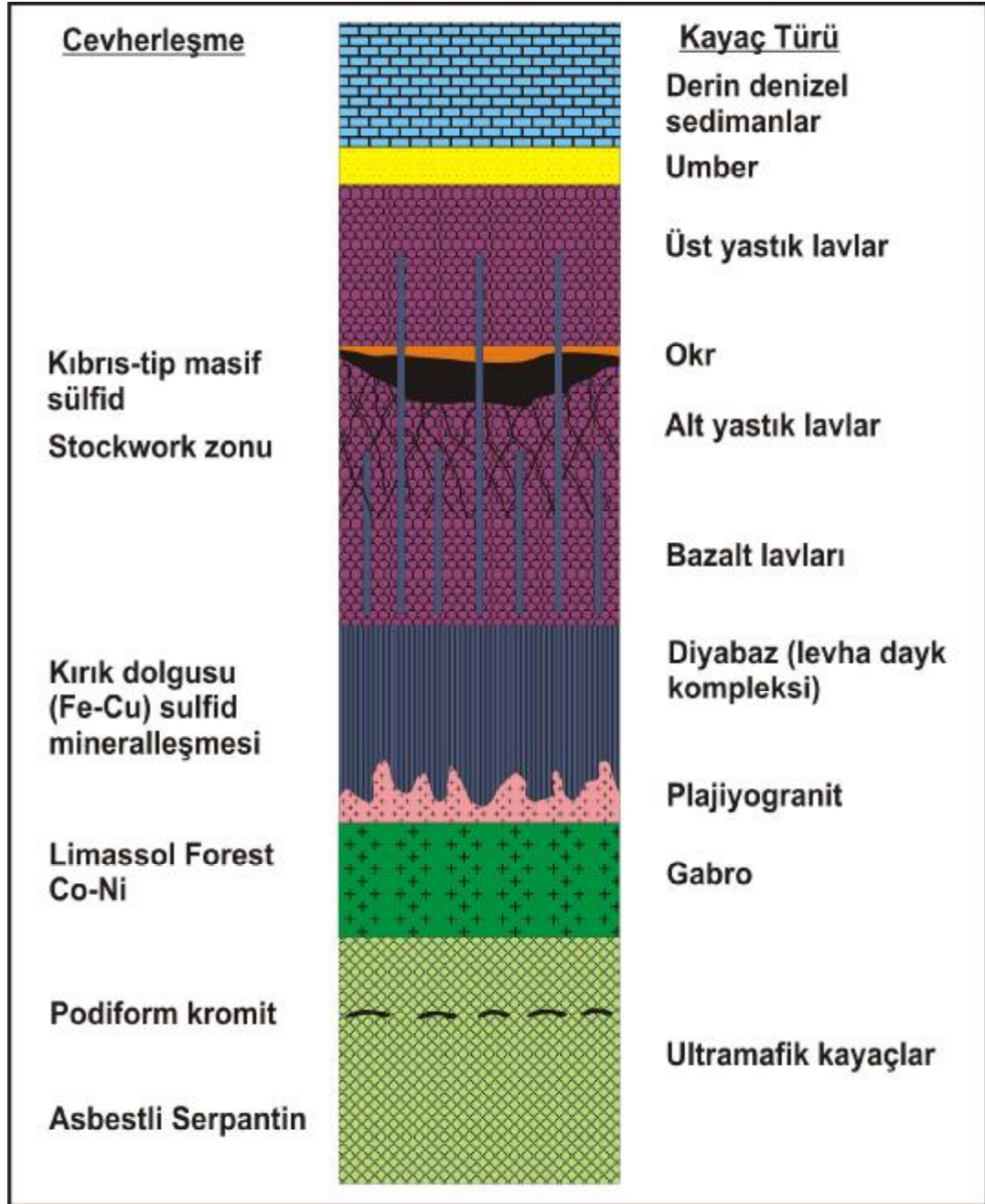


Şekil 3.3. Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yataklarının şematik kesiti (Robinson ve diğ., 1983; Boyle, 1990).

Bir ofiyolitik VMS yatağı ideal olarak stratiform masif sülfid merceği ve proksimal sülfid-damar ağsal zondan oluşur. Ancak, bu oluşumlardan birisi faylanma veya deformasyon nedeniyle ya da korunması eksikliği nedeniyle yer değiştirme sonucu eksik olabilir. Ağsal cevherleşmelerin boyutları birkaç yüz metreye kadar ulaşabildiği gibi, levha dayklarının derinlemesine doğru birkaç yüz metre boyunca izlenebilir. Örneğin Uman'da bulunan ve Aarja VMS yataklarındaki stockwork zon, 500 m genişliğinde 3 km'nin üzerinde dikey olarak takip edilebilir (Galey ve Koski, 1999).

Volkanik denetimli cevherlerin, genellikle ofiyolit bünyesindeki volkaniklerle ilişkili okyanus ortası veya yay gerisinde açılmakta olan sırtlarda olduğu kabul

edilir. Dolayısıyla yataklardaki cevherlere eşlik eden kayaçlar da ofiyolit diziliminin bazaltik bileşimli kayaçlarıdır. Bunlara örnek olarak Kıbrıs tipi bakır yatakları verilebilir. Bu tip yataklara en iyi örneği Kıbrıs Adasındaki Troodos plütonik karmaşığında yer alan 70 civarındaki masif sülfid küttlesidir (Jowitt, 2008). Yatak tipinin adı da buradan gelmektedir. Mafik ve ultramafik kayaçlar ve onları üzerleyen pelajik sedimanların ilksel olarak Geç Kretase esnasında denizaltı yayılma merkezinde oluşmuştur. Troodos Masifi kuzeye doğru yitiminin bir sonucu olarak, GB'dan içine hareket edip giren kıta materyalini de içeren çarpışma neticesinde yükseltilmiş yay dışı okyanus tabanının bir parçası olduğu gözükmemektedir (Jowitt, 2008). Troodos Masifi düzgün ovali, domsal bir yükselim oluşturur. Bu yükselim gabro ve ultramafik kayaçlardan oluşan bir plütonik çekirdek etrafında yastık lavları saran levha dayk kompleksinin kabaca konsantrik zonlarını temsil eder. Troodos Masifindeki masif sülfid yataklarının tümü alt yastık lav dizisinin içinde veya en üstündedir. Tipik bir yatak, alttaki silisli cevher zonu ile üstteki okr seviyesi arasına dizilmiş çeşitli miktarlarda markazit ve daha az kalkopirit ve sfalerit içeren masif pirit zonundan oluşmaktadır. Bunların altında başlıca kloritleşmiş bazalt breşlerini çimentolayan kuvars ve kuvars sülfid damarları ve yastıkları kesen kırıklarda ağsal (stinger) zonları vardır. Altere olmuş yastık lavların içinde disemine sülfidler mevcuttur. Okr seviyeleri kuvars ve götit ile daha az miktarlarda illit ve jarosit'ten meydana geldiği ve deniz suyuna temas eden sülfid cevherlerinin denizaltı oksidatif yüzeysel bozunması ile sonuçlandıkları şeklinde yorumlanmışlardır (Şekil 3.4) (Constantinou ve Govett, 1972). Bu tip yataklarda Au, Ag'e oranla Cu ,Zn mineralleri daha yaygındır. Yeni oluşmuş ve tam katılaşmamış, kırıklı-çatlaklı yapıya sahip okyanusal kabuğa nüfuz ederek derinlere inen deniz suyu, ısınıp, metal açısından zenginleşerek yukarı çıkıp sığ derinliklerde ve deniz tabanlarında Kıbrıs Tipi masif sülfid yataklarını oluştururlar. Bu tip yataklardaki kuvars zonlarında yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 350°C lik bir ısı ve deniz suyu tuzluluğuna eşdeğer bir tuzluluk değeri saptanmıştır. Bu tip yatakları diğer masif sülfid yataklarından ayırmak için Co/Ni oranına bakılır. Bu oranın 1 den büyük olması gerekir.



Şekil 3.4. Ofiyolitik istif içerisinde yer alan ana cevherleşmeler (Constantinou ve Govett, 1972; Robinson ve diğ., 1983).

3.2. Metod

Tez çalışmaları arazi, laboratuar ve büro çalışmaları olmak üzere üç ana başlık altında toplamak mümkündür.

3.2.1. Arazi Çalışmaları

2008 yılında ön arazi tanımları ile başlayan ve yaz dönemleri içerisinde devam ettirilen arazi incelemeleri, 2010 yaz döneminde 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.

2009-2010 yılı yaz dönemlerinde yapılan arazi çalışmaları sırasında, bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasının yanı sıra MTA tarafından cevherleşme alanlarını kapsayan 1/5000 ölçekli yarı detay maden jeoloji haritaları ile 1/2000 ölçekli detay maden jeoloji haritalarından da yararlanılmıştır. Bu çalışmalar sırasında jeolog pusulası, çekiç, lup ve GPS (Global Positioning System) cihazından yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında bölgedeki kayaç birimlerinden ve cevher örneklerinden petrografik ve jeokimyasal analizler için örneklemeler yapılmıştır. Örneklemelerde alınan örneğin kullanım amacı ön planda tutulmuştur. Örnek, kayaca ait jeokimyasal ve petrografik tanımlamalarda kullanılacak ise yüzeysel ayrışma ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş olmasına özen gösterilmiştir. Örnek alımı esnasında örneklerin makroskopik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır. Cevher mineral parajenezi, gang minerallerini ve minerallerin kimyasını ortaya koymak, sıvı kapanım, izotop ve jeokimyasal çalışmaları yapmak için örneklerde yapılmıştır.

3.2.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.2.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması

Mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi ve mikroprob analizlerinde kullanılmak üzere ince kesitler 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 epoxy ile yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapıştırılmış levha aşındırıcı tozlar kullanılarak yaklaşık 0.3 mm kalınlığa kadar inceltilmiştir. Örneklerin üzeri cam lamelle

kapatılmamıştır. Mikroprob analizlerinde kullanılacak olan örneklerde plakanın her iki yüzeyi parlatılmış ve bu kesitlerin petrografik amaçlı ince kesitlere kıyasla daha kalın olması sağlanmıştır. Maden sahasının içerisinde cevherden ve yan kayaçlardan alınan örneklerden cevher parajenezini görmek amacı ile parlak kesitler hazırlanmıştır. Örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilmiş ve çeşitli boyutlardaki tozlar kullanılarak aşındırılmış ve 0.1 mikron alüminyum oksit tozu ile uygun yüzeyleri parlatılmıştır.

Hazırlanan ince kesitler Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Laboratuvarı'nda polarizan mikroskopta incelenmiş, dokusal, mineralojik ve alterasyon mineralojisi açısından tanımlamalar yapılmıştır. Cevher ve yan kayaçlardan alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitler üstten aydınlatmalı cevher mikroskopisi ile incelenmiş, mineral parajenezi ve dizilimi belirlenmiştir.

3.2.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için sistematik olarak alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kırma-Öğütme Laboratuvarı ile ve Jeokimya Laboratuvarı'nda örnekler analize hazırlanmıştır. Kimyasal analizlerde kullanılmak üzere seçilmiş 300-400 gr kayaç örnekleri çeneli kırıcıdan geçirildikten sonra, agat havanda 200 mesh tane boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyreklemeye yöntemiyle toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır.

3.2.3. Analitik Yöntemler

3.2.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri

İnceleme alanından derlenen 48 kayaç örneğinde ana, iz ve nadir toprak element analizi gerçekleştirilmiştir. Analizler ve örnekleri analize hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) işlemleri ACTLAB Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) analitik kimya laboratuvarında yaptırılmıştır. Örneklerin ana element 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 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 yöntemde numuneler atomlaştırılır, iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner ve diğ., 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. Ana oksitlere ait saptama limitleri; SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, Ti₂O, C ve S için %0.01; Fe₂O₃ için %0.04; P₂O₅ için %0.001; Cr₂O₃ için %0.002 ve ateşte kayıp için %0.1'dir. İz ve nadir toprak elementlerde saptama limiti, Ag, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Tl için 0.1 ppm; As ve Zn için 1 ppm; Au için 0.5 ppb; Se ve W için ise 0.5 ppm'dir. Ba için 1 ppm; Co için 0.2 ppm; Ga ve Sr için 0.5 ppm; Tb, Tm, Cs, Ta, U, Hf, Nb, Rb, Zr, La, Ce, Y ve Lu için 0.01 ppm; Th için 0.2 ppm; W için 0.5; Be, Sn ve Sc için 1 ppm; Pr, Eu ve Ho için 0.02 ppm; Sm, Gd, Dv ve Yb için 0.05 ppm; Er için 0.03 ppm; V için 8 ppm ve Nd için 0.3 ppm'dir.

3.2.3.2. Sıvı Kapanım Analiz Yöntemi

Sıvı kapanım kesitleri cevher ve yan kayacı olan 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 parlatılmıştır. Sıvı kapanım kesitleri Karadeniz Teknik Üniversitesi Laboratuvarında (10 adet) hazırlanmıştır.

KTÜ’de yapılan sıvı kapanım ölçümleri Leica DM 2500 model polarizan mikroskop üzerine monte edilmiş Linkam THMG-600 ısıtma-soğutma ünitesi kullanılarak yapılmıştır. Sistem 600 °C ilâ -196 °C aralığında ısıtma ve soğutma yapabilmekte olup, ölçüm kontrolü elle yapılabildiği gibi, Linksys-32 DV yazılım programı yardımıyla bilgisayar ortamında da kontrol edilebilme, video görüntüleme sistemi yardımıyla bilgisayar ortamından izlenebilmektedir.

3.2.3.3. Mineral Kimyası Analiz Yöntemi

Birçok küçük ışın tekniklerinden birisi olan Elektron Mikroprop 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 yuvarlar 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 Viyana Üniversitesi’ne mineral kimyası için hazırlanmak üzere gönderilmiştir. Mineral kimyası analizi için hazırlanan örnekler, Viyana Üniversitesi Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü’nde CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak ölçüm yapılmıştır. 20 kV ve 20 nA şartlarında gerçekleştirilen analizlerde elektron ışınının çapı 1 µm olarak seçilmiştir.

Analiz yapmadan önce her örneğin mineralojik ve dokusal özellikleri cevher mikroskobu yardımıyla farklı büyütme objektifler kullanılarak detaylı bir şekilde

incelenmiştir. Daha sonra her örnekte analiz yapılması planlanan pirit, kalkopirit, sfalerit, pirotin, bornit minerallerinin koordinat ve resimleri bilgisayara kaydedilmiştir. Bazı minerallerin bileşimindeki kimyasal değişimleri belirlemek için örnekler üzerinde profil hatları boyunca koordinatlar alınmıştır. Örneklerin yüzeyi alkolle iyice temizlendikten sonra karbonla kaplanmış, analiz yapılincaya kadar, nemden etkilenmemesi için özel kaplarda saklanmıştır. Örnekler mikroprob aletine yerleştirildikten sonra, kayıtlı olan koordinatlar ve görüntüler kullanılarak mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Örneklerin bir kısmında bazı minerallerin bileşimindeki kimyasal değişimleri belirlemek için mineral merkezinden ve mineral kenarlarından ölçüm alınmıştır.

3.2.3.4. Duraylı İzotop Analizleri

Duraylı izotop analizleri kapsamında kükürt analizleri yaptırılmıştır. 13 adet pirit örneği üzerinde yapılan analizler Dr. JE Spangenberg tarafından Lozan Üniversitesin'de (İsviçre) Finnigan MAT 253 cihazı kullanılarak yapılmıştır. Kullanılan kalibrasyon standartları Çizelge 3.2' de verilmiştir.

Çizelge 3.2. Kükürt izotop ölçümü için kullanılan standartlar

Standart	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰ V-CDT}$
NBS127	20,32
Macko UVA	12,50
FxBaSO ₄	17,40
NBS122	0,25
NBS 123	17,09
Py E	-7,00
IAEA S1	-0,30
IAEA-S2	21,70
PyChipre TsB	6,10

Ayrıca 3 adet 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. Laboratuvar tarafından kullanılan standartlar (deniz suyu ve balık) her bir örnek takımından (genellikle 25 örnek) önce ve sonra analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçlar aletsel sapmaların giderilmesinde ve verilerin normalize 4 BaSO₄ BaSO edilmesinde kullanılmıştır. Tüm sonuçlar CDT standardına kıyasla 2.5 numaralı formülle ifade edilmiştir. Analizlerde kesinlik ve tekrarlanabilirlik 0.2 ‰ dir (n = 10 içsel laboratuvar standardı).

3.2.3.5. Radyojenik İzotop Analizleri

Radyojenik izotop analizleri kapsamında Stronsiyum ve Kurşun izotop analizi yapılmıştır. Prof. Dr. Robert Marschik danışmanlığında belirlenen 10 örnek, Ludwig Maximillians Üniversitesi'nde (Almanya) hazırlanmış ve bu örnekler üzerinden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ izotop analizleri yapılmıştır.

Izotop analizleri için örnekler hazırlanırken; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu için yan kayaç örneklerinden ve cevher parajenezinde yer alan sfelarit'ten öğütülme yapılmış ve poletilen tüpler içerisine yerleştirilerek paketlenmiştir. Örnekler $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analiz için hazır hale getirilmiştir. Mineral seperasyonu yapılırken her aşamasında dikkat edilmesi gereken en önemli husus, bütün malzemelerin kullanmadan, kullanırken ve kullandıktan sonra temiz olduklarından emin olunmalıdır. Aksi halde örnek kirlenmesi ve yapılan analizlerin neticesinin geçersiz olması söz konusudur.

Stronsiyum ve kurşun izotopları Ludwig Maximillians Üniversitesi Paleontoloji ve Jeoloji Bölümünün de bulunan izotop laboratuvarında, Prof. Dr. S. Hölzl tarafından ölçüldü. Ölçümleri termal iyonizasyon kütle spektrometresi (TIMS),

Finnigan MAT 261.5 yapılmıştır. Saflaştırılmış örneklerde Sr izotopların ölçümü için tungsten filamentler, kurşun izotopların ölçümleri için, Renyum filamentleri uygulanmıştır. Stronsiyum SrCO_3 için standart olarak (NIST SRM 987) kurşun için, uluslararası standart NBS 981/982 kullanılmıştır

Kütle spektroskop içinde Stronsiyum ölçümü bozulacağı işlenen örneklerin içinde iyonları ayırmak için iyon-değişim kolonları iyon değişim reçinesi Sr-spec ile kullanılmıştır. 0.025 ml Sr ie doldurulan spec sütunları dört ardışık adımlarla temizlenmelidir. Bunlar, distile (damıtılmış) H_2O , 6 N HCl, 6 N HNO_3 ve son olarak H_2O (distile) ile durulanır. 6.5 N HNO_3 (0.1 ml, 0.2 ml, 0.2 ml, 0.2 ml) ilave edildikten sonra iyonlar ayrılır ve teflon kaplara 0.05 N HNO_3 (0.1 ml ve 0.2 ml) Sr ile beraber eklenir Bunlar kızılötesi ışık altında bir gece kurutulmuştur. Tungsten filamentlerde bulunan kurutulmuş tortular üzerine 2 µl 2 N HCl ilave edilmiştir. W filamentler üzerine pipet yardımıyla konulan örnekler 0.2 bir akım uygulanarak yakılmaya maruz bırakılmıştır. Bu şekilde hazırlanan filamentler kütle spektrometresi aparatına monte edilir ve numune odasına yerleştirilir.

Stronsiyum izotoplar için hazırlanan aynı örnekler üzerinden ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb izotop ölçümleri de yapılmıştır.

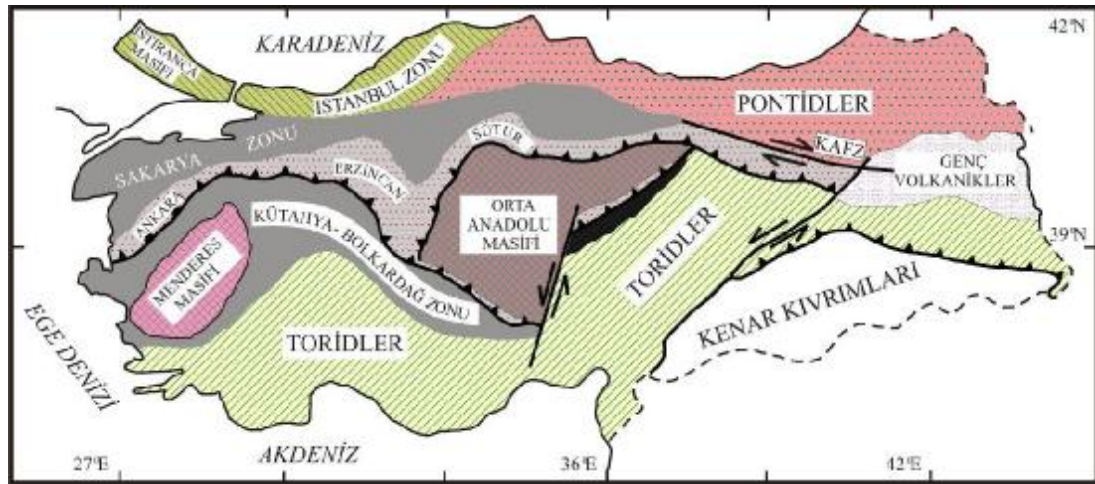
3.2.4. Büro Çalışmaları

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

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Bölgesel Jeoloji

Türkiye, dağ kuşaklarının orojenik evrimi esas alınarak; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olmak üzere dört farklı tektonik birliğe ayrılmıştır (Ketin,1966). İnceleme alanı da Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Toros Orogenik Kuşağı sınırında bulunmaktadır (Şekil 4.1).



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

Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini irdelleyen çalışmasına göre inceleme alanı Torid-Arap Platformu bloğu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.2).

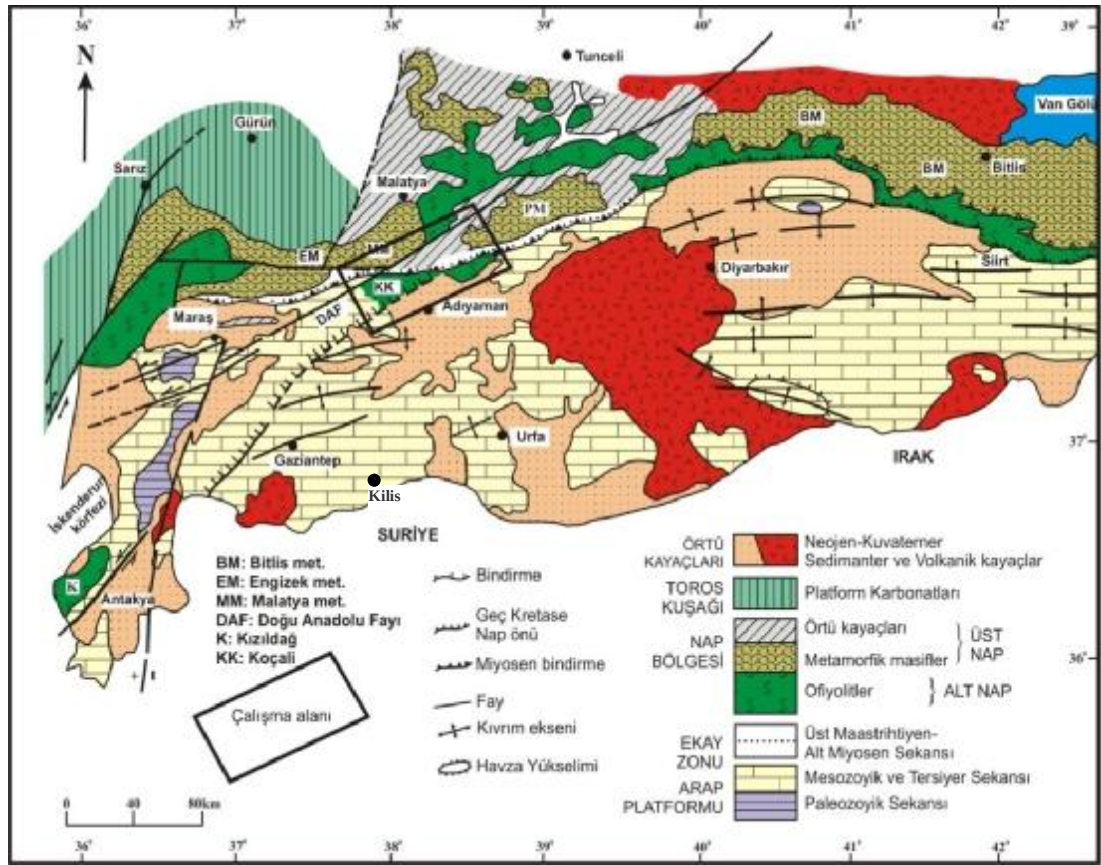
Alp Himalaya Dağ Oluşum Kuşağının devamı olan Toroslar; Batı, Orta ve Doğu Toroslar olmak üzere üç bölgeye ayrılmaktadır. İnceleme alanını içine alan Doğu Toroslar Hatay'dan başlayarak Hakkâri'ye kadar bir yay çizerek uzanır. Coğrafi, jeolojik ve tektonik stratigrafik özelliklerin de göz önüne alınmasıyla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



Arap Platformu; Paleozoyik'ten Mesozoyik sonlarına kadar kıta sahanlığı ortamında sığ deniz karbonatları ve kumtaşları çökelmiştir. Kampaniyen sırasında sahanlığın kuzey ucu çökerek derinleşmiş ve oluşan Kastel çukurluğuna ofiyolit kütleleri kuzeyden yerçekimi faylarıyla taşınmıştır. Maastrichtiyen'den Miyosen'e kadar sığ deniz karbonatları ve kırıntılı tortulları çökelime devam etmiştir. Miyosen sırasında ise kuzeydeki ofiyolit kuşağındaki tektonik devinimle ilişkili olarak filiş türü Lice Formasyonu oluşmuştur (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964).

Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı'nın doğuya uzantısı boyunca, İran'ın Neyriz bölgesinde (Hallam, 1976) ve Oman Dağları'nda, Paleozoyik'den beri sığ karbonat ve kumtaşlarının çökeldiği Arap Platformu kıta sahanlığının kuzey ucunun Kampaniyen sırasında çökerek çizgisel bir hendek oluşturduğu değişik araştırmacılar tarafından belirtilmiştir (Glennie ve diğ., 1973; Hallam, 1976; Erdoğan 1982). Anadolu'daki Kastel çukurluğuna karşıt gelen bu hendeğe İran'da Neyriz ofiyolitleri ve Oman'da Semail Ofiyolitleri yerçekimi kaymalarıyla yerleşmiştir (Hallam, 1976). Güneydoğu Anadolu'daki Kastel Formasyonunun karşıtı Neyriz bölgesinde Dalnashin birimi, Oman'da ise Muti Formasyonudur (Hallam, 1976). Batıda ise, Troodos Masifi (Kıbrıs) Üst Kretase'de yerleşmiş ve Maastrichtiyen yaşlı örtü birimleriyle üstlenen büyük bir ofiyolit külesini oluşturur (Moores ve Vine, 1971). Antakya yöresindeki Kızıldağ Ofiyolit Masifi, büyük olasılıkla, Troodos Masifi gibi Kampaniyen sırasında Arap kıta sahanlığı tortul kayaları içerisine kuzeyden taşınarak yerleşmiş bir küttedir (Robertson, 1976; Erdoğan, 1982; Dilek ve Deloloye, 1992; Dilek ve Thy, 2009).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, kuzeyde Toros, güneyde ise Arap platformları ile sınırlanan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanması sırasındaki jeolojik olaylar sonucunda gelişmiştir. Bu kuşağın evrimi, özellikle napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında göreceli olarak güneye, Arap levhasına doğru hareketini içermektedir (Yıldırım ve Yılmaz 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve diğerleri, 1993), (Şekil 4.3).

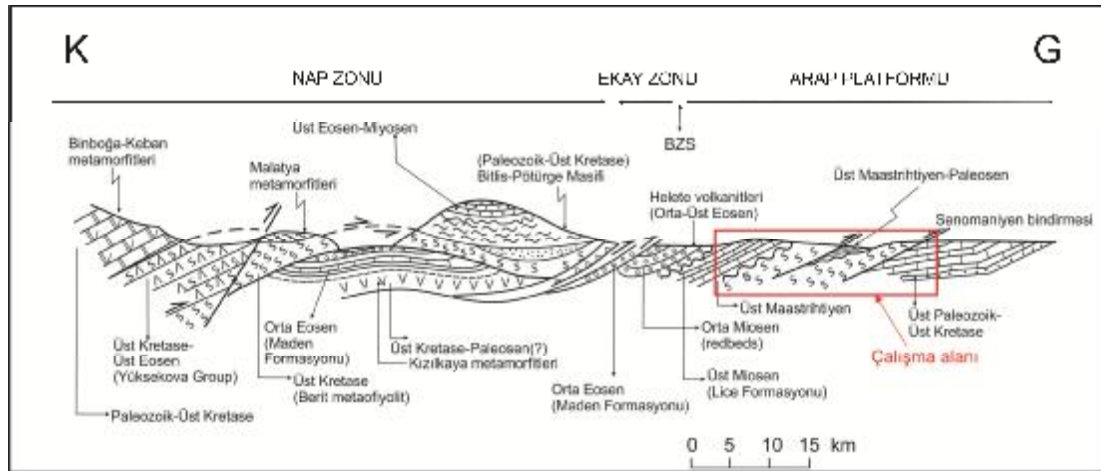


Şekil 4.3. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen tektonik birimler (Yılmaz ve diğ., 1993).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı yaklaşık D-B uzanımlı ve birbirlerinden kuzeye eğimli ana bindirme düzlemleri ile ayrılan üç farklı tektonik birlikten oluşmaktadır (Yılmaz, 1990 ve 1993; Yılmaz ve diğ., 1993). Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru Nap zonu, Ekay Zonu ve Arap Platformu'dur (Şekil 4.4).

Nap Zonu: Yığılma zonunun kuzeyinde Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında topografik olarak en yüksek seviyeleri oluşturan ve iki büyük tektonik birlikten oluşan nap zonu bulunmaktadır (Şekil 4.4). Tabanda genellikle ofiyolitik kayalar ve Maden Karmaşığı (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) ile temsil edilen alt nap, tavanda ise güneydoğu Anadolu'daki metamorfik masiflerden (Malatya, Keban, Engizek) oluşan üst nap bulunmaktadır (Yılmaz, 1991, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993) (Şekil 4.4). Nap zonuna ait tektonostratigrafik/magmatik (metamorfik masifler ve ofiyolitler) birimler bölgede yaygın olarak gözlenen granitoidler tarafından kesilmektedir.

Ekay Zonu: Yaklaşık doğu-batı yönlü dar bir kuşak boyunca kuzeyde nap zonu ve güneyde Arap platformu çökelleri tarafından sınırlanan ekay zonu diğer birimlerden bindirmeli dokanak ilişkisi ile ayrılmaktadır (Şekil 4.4). Bu zon, Üst Kretase-Alt Miyosen zaman aralığında çökelmiş stratigrafi birimlerinin sıkışma rejiminin sonucu olarak bindirmeli dokanak ilişkisi ile temsil edilir ve yoğun tektonizma nedeniyle normal stratigrafik dizilim kaybolmuştur. Ekay zonu batıda onlarca kilometre genişliğinde bir dağ silsilesi ile temsil edilen Misis-Andırın kuşağına uzanır (Şekil 4.4). Misis-Andırın kuşağında gözlenen kaya birimlerinin yığılma zonu içinde gözlemlendiği çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Yılmaz ve diğ., 1987, 1993; Yılmaz, 1993; Robertson ve diğ., 2004, 2006). Bu da Misis-Andırın kuşağının yığılma zonunun batıya doğru bir uzantısı olduğu ve Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı meydana getiren kıta-kıta çarpışması esnasında batıya doğru kaçtığını göstermektedir (Yılmaz, 1991).



Şekil 4.4. GD Anadolu Orojenik Kuşağının yapısal modeli (Yılmaz, 1993).

Arap platformu: Arap platformuna ait birimler duraylı bir Pan-Afrikan temel üzerinde Alt Paleozoyik'ten günümüze kadar hiç bir kesiklik olmadan çökelmişlerdir. Bu birimler genellikle tektonizmadan etkilenmemişlerdir. Ancak kuzeye doğru çıkıldığında Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağına sınır olan bölgelerde kıvrımlanma ve bindirmeler olağandır (Şekil 4.4) (Yılmaz, 1993, Robertson ve diğ., 2004; Garfunkel, 2004).

4.2. Stratigrafi

Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı bir temel ve üzerinde yer yer uyumlu transgresif, yer yer ise Mesozoyik yaşlı olarak bulunan platform çökelleri, Güneydoğu Anadolu Otoktonu veya Arap Platformu olarak tanımlanır. Kenar Kıvrımları olarak da bilinen kuşak Adıyaman-Gölbaşı ve Antakya güneyinde ve Kilis batısında yüzeyleir (Herece, 2008) (Şekil 4.3). Benzer yaşta ve litolojilerden oluşan Amanoslar istifinin ise allokton konumlu olabileceği kimi yazarlarca (Yalçın, 1980; Dean ve diğ., 1985) belirtilmiş olmasına karşın bu çalışmada alt otokton seri adı altında tanımlanmıştır.

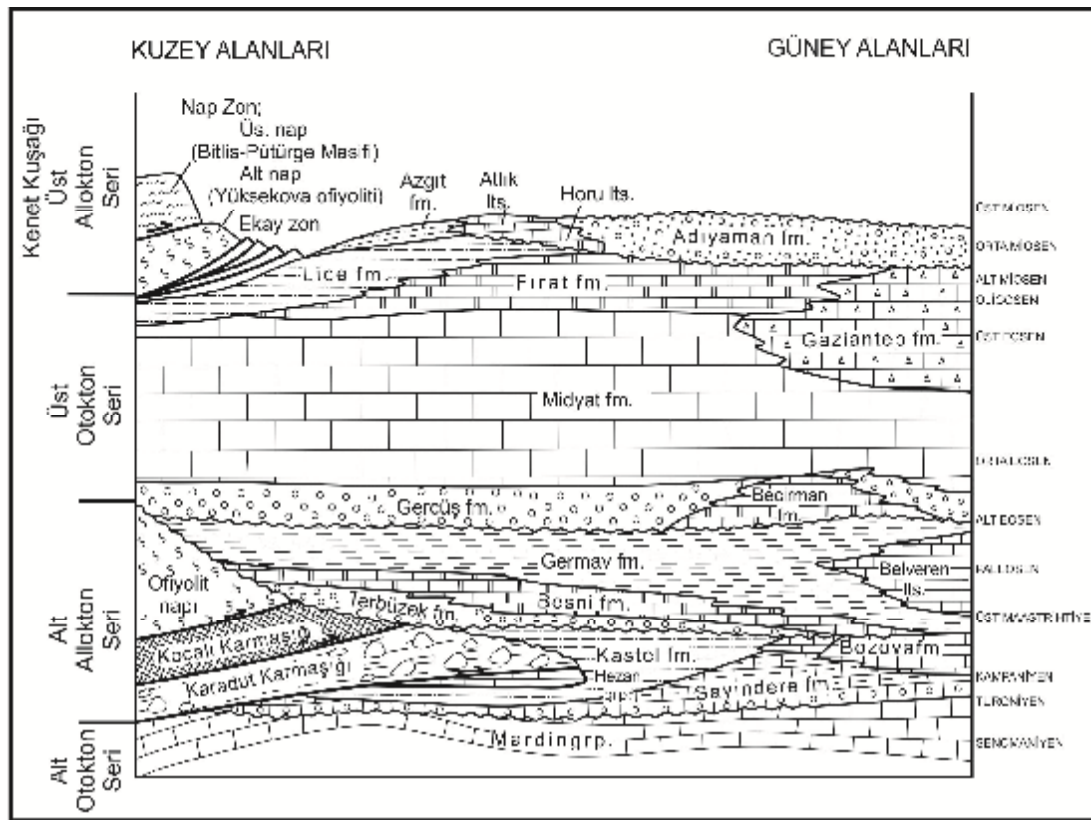
Perinçek (1978), bölgede yaptığı çalışmada, stratigrafik istifi bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkilerini gözetererek otokton ve allokton olmak üzere iki başlık altında incelemiştir. Allokton birimleri de kendi içerisinde çekim kayması oluşukları (alt allokton seri) ve sürüklenim örtüleri (üst allokton seri) olmak üzere iki ayrı bölüme ayırmıştır. Kretase ile Miyosen sonunda oluşan ve bölgeye allokton birimlerin yerleşmesini sağlayan yoğun tektonik faaliyet, aynı dönemde denizel çökel gelişimine ve çanakların kapanmasına neden olmuştur. Allokton birimler, çekim kaymaları ve sürüklenim örtüleri olarak Üst Miyosen sonunda bugünkü konumlarını kazanmışlardır (Perinçek, 1978).

Üst Triyas-Geç Kretase yaşlı Koçali karmaşığı, tabanda Karadut karmaşığı ile birlikte (Alt Allokton Seri), Arap Platformu'nun en üst seviyelerini oluşturan Kastel formasyonu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Bunları, otokton seri'ye ait Arap Platformu'nun Üst Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı transgresif çökelleri (Terbüzek formasyonu, Besni Formasyonu ve Germav Formasyonu) uyumsuz olarak örtmüştür. Eosen başlangıcında bölge transgresyona uğramış, Alt Eosen-Alt Miyosen yaşlı transgresif çökeller (Gercüş Formasyonu, Midyat Formasyonu, Gaziantep Formasyonu ve Fırat Formasyonu) alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Bu birimin üzerine şeyl-marn-kumtaşı ardalanmasından oluşan Lice formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Perinçek, 1978).

Üst allokton seri'ye ait Çüngüş formasyonu, Maden Karmaşığı, Kömürhan Ofiyoliti (Yüksekova Ofiyoliti) ve Pütürge Metamorfiti, tektonik olarak otokton

birimler üzerine Orta-Üst Miyosen'de yerleşmişlerdir. Bu tektonostratigrafik istifler birbirleriyle tektonik ilişkili olduğundan aralarındaki ilksel ilişkiler tümüyle kaybolmuştur (Şekil 4.5) (Perinçek, 1978; Yılmaz, 1993).

Çalışma alanındaki birimler; stratigrafik istifi, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkileri gözetilerek alt otokton seri, alt allokton seri, üst otokton seri ve üst allokton seri şeklinde incelenmiştir (Yılmaz, 1993), (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Kuzeydeki kenet zonundan, güneyde Arap Platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap Plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi enine kesiti (Yılmaz, 1993'den sadeleştirilmiştir.)

Çalışma alanı ve yakın çevresinde temelde Koçali Karmaşığı bulunurken bu birimin üzerine uyumsuzlukla otokton birimler gelmektedir. Otokton birimler çalışma alanı ve çevresinde; Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu, Gercüş Formasyonu, Midyat Formasyonu, Gölbaşı Formasyonu ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Ekay zonunun güneyinde bulunan çalışma alanında ki

bu birimler, sürüklenim örtüleri (üst allokton seri) tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.5-4.6-4.7).

4.2.1. Alt Otokton Seri

Afrika-Arabistan plakasının kuzey uzantılarını oluşturan Paleozoyik yaşlı birimler Antakya-Kahramanmaraş arasında yer alan Amanoslar ile Adıyaman ili Penbeğli-Tut bölgesinde ve Mardin ili Derik dolayında yüzeylemektedir (Herece, 2008). Adıyaman-Tut bölgesinde, alttan üste doğru Sadan Formasyonu, Zabuk Formasyonu, Çaltepe Formasyonu ve Seydişehir Formasyonu yüzeylemektedir. Bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla Adıyaman Grubu gelmektedir. Sözü edilen bu birimler bölgenin temelini oluşturmakla beraber inceleme alanında yüzeylememektedir.

Alt Allokton Seri (Çekim kaymaları)

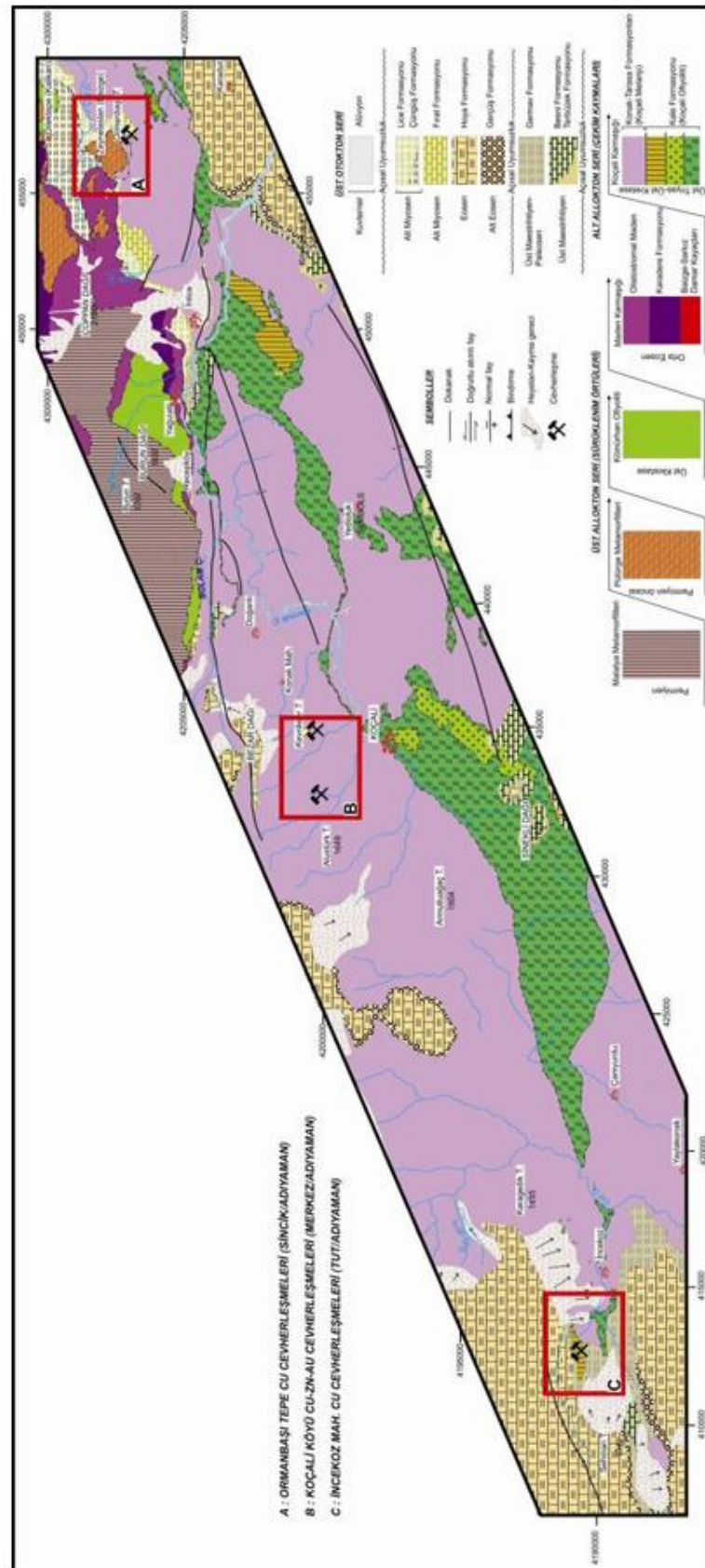
Arabistan'ın kuzey kenarı boyunca Kıbrıs ve Antakya üzerinden doğuya uzanan Hatay-Kızıldağ Ofiyolitleri, Koçali ve Karadut Karmaşıkları alt otokton seri üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.7). Çalışma alanı ve yakın çevresinde bu birimlerden sadece Koçali Karmaşığı yüzeylemektedir.

4.2.1.1. Koçali Karmaşığı

Çalışma alanının içinde yer aldığı Koçali Karmaşığı ilk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından adlandırılmıştır. Birim için ilk defa Maxon (1936) "Hakkari Kompleksi" adını kullanmıştır. Eski çalışmalarda Koçali Karmaşığı, Maden Karmaşığı, Yüksekova Karmaşığı, Karadut Karmaşığı, Hazar Karmaşığı gibi allokton birimler bazen birbirlerinden ayrılmadan değişik adlarla birlikte adlanmıştır.

Yaş	Birimler	Litoloji	Tanımlama
Paleozoyik -Mesozoyik	Malatya Metamorfikleri		Üst metamorfikler (kireçtaşı, mermer, kalkışist, fillit, klorit şist, pelitik şist) Alt metamorfikler (mikaşist, mermer, kuvarslı muskovit şist, fillit)
	Sarkız-Baizge Damar K. Pütürge Metamorfikleri		Damar kayalarları (diyabaz-tonalit) Üst metamorfikler (metapelit, mikaşist, kuvars mikaşit, amfibolit) Alt metamorfikler (mikaşist, kalkışist, mermer, metabazit, metapelit)
Üst Krtase	Şifrin Grubu Derinlik Kayaç.		Monzonit, gabro, diyorit, tonalit, siyenit, garnit, granodiyorit, monzodiyorit
Orta Eosen	Maden Karm. Çelikhan F. Olistromal Maden Olş. Karadere F.		Kireçtaşı
			Kireçtaşı, spilit, diyabaz, marn, çamurtaşı, şeyl, çakıltası, miltaşı
			Bazalt, spilit, andezit, diyabaz
Üst Krtase	Elazığ Magm. Kömürhan Ofiyoliti		İntrüzif kayalar (tonalit-kuvars diyorit) İzotrop gabrolar (gabro-diyorit-m. blok) Mafik kümalatlar (bantlı gabro) Tektonitler (serpantinit, harzburgit, dünit) ve tekil diyabaz daykları
Alt Miyosen	Çüngüş Frm.		Kömürhan Ofiyoliti ve Maden Karmaşı -ğına ait olistolitler içeren kumtaşı, şeyl, marn ardaşımı
Alt Miyosen	Lice Frm.		Kumtaşı, şeyl, marn ardaşımı
Eosen	Midyat Frm.		Nummulitli kireçtaşı
	Gercüş Frm.		Kırmızı renkli çakıltası
Paleo- -sen	Germav Frm.		Kumtaşı, şeyl, marn
Jura- Üst Krtase Koçali Karm.	Besni Frm.		Mikritik kireçtaşı
	Terbüzek Frm.		Çakıltası, kumtaşı
	Kale Frm.		Serpantinit, diyabaz, gabro
	Konak Frm.		Kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı, bazalt
	Tarasa Frm.		Bazalt, diyabaz, spilit

Şekil 4.6 Çalışma alanının yer aldığı bölgenin tektonostratigrafik dikme kesiti (Yıldırım, 2010), (Yanal ilişkiler için Şekil 4.3'e bakınız)



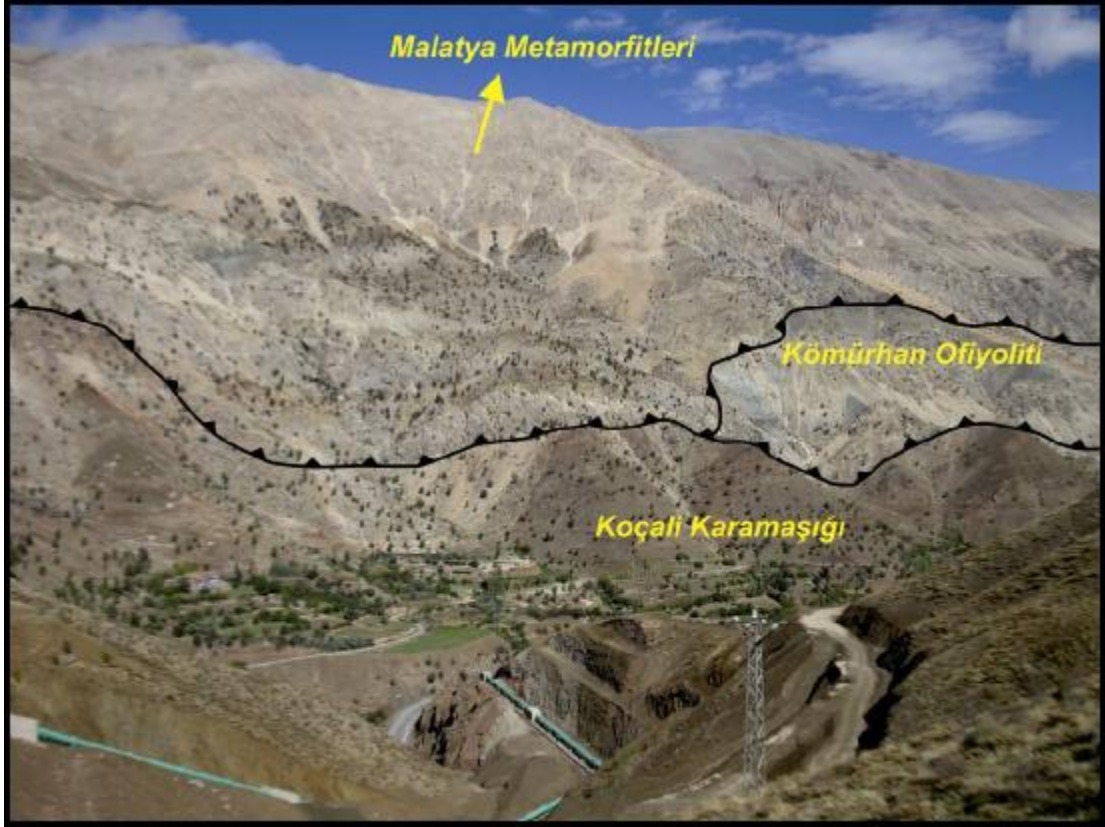
Birime ilk uygun adlamayı Rigo de Righi ve Cortesini (1964) yaparak Çermik, Hezan Perdeso birimlerini ayırtlamıştır. T.P.A.O. jeologları önceleri Şimşim Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Sungurlu (1974), tipik yüzeylemesi Adıyaman ili kuzeyindeki Koçali köyü çevresinde bulunan volkanik, sedimenter ve serpantinitten oluşan kaya topluluğuna “Koçali Birliği” adını vermiştir.

Koçali Karmaşığı’nın Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemeleri bulunur. Birim, Gaziantep’ten Adıyaman’a ve daha doğuda Hakkari’ye dek uzanan kuşak boyunca farklı kökenden litolojik birimlerin karışımından oluşmuş bir yapı sunmaktadır. Çalışma alanında temeli oluşturan bu birim oldukça geniş yayılım sunmakta ve tip kesit yeri olan Koçali Köyü’nü de içine almaktadır. Çalışma alanında birimin alt dokanağı izlenmemekle beraber üzerine üst otokton seriye ait Terbüzek Formasyonu, Besni Formasyonu, Germav Formasyonu, Gercüş Formasyonu, Midyat Formasyonu ve Lice Formasyonu direkt olarak gelebilmektedir (Şekil 4.7). İnceleme alanının kuzeydoğusundaki Recepköy civarında Koçali Karmaşığının üzerine doğrudan üst allohton seriya ait Malatya Metamorfikleri, Kömürhan Ofiyoliti ile Maden Karmaşığı tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.8).

Sungurlu (1974) ve Perinçek (1978), Karmaşık iç yapılı okyanusal basen birimlerinden oluşan topluluğu, Koçali Karmaşığı adı altında Tarasa, Konak, Kale formasyonlarına ayırtlayarak haritalamış ve tanıtmıştır. Buna göre karmaşığın tabanında spilitik bazalt, bazalt ve diyabazdan oluşma, 1000 m. kalınlığa erişen Tarasa Formasyonu bulunmaktadır. Bu birimin üzerine ise radyolaryalı çört, spilitik bazalt, bazalt, silisli şeyl, biyomikrit ve dolotaşından oluşan Konak Formasyonu gelmektedir. En üstte ise tektonik dokanakla gabro, diyorit, serpantin ve kromit cevherleşmelerinin yer aldığı Kale Formasyonu bulunmaktadır (Perinçek, 1978).

Yıldırım ve diğ. (2012b), bölgede yaptıkları çalışmada; Koçali Karmaşığı’nın, Koçali Ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali Melanjından oluştuğunu belirtmişlerdir. Koçali Ofiyoliti; serpantinize harzburjit, tabakalı kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, yastık lavları, radyolarya ve metal içeren sedimanları içermektedir Koçali melanjı ise radyolaryalı çört, çamurtaşı, spilitik bazalt, bazalt, silisli şeyl, biyomikrit ve dolomitlerden oluşmaktadır. Bu çalışmaya göre Tarasa ve

Konak Formasyonları Koçali melanjına; Kale ofiyoliti de Koçali ofiyolitine karşılık gelmektedir. Bu birimler arasındaki ilişkiler genellikle tektoniktir (Şekil 4.9).

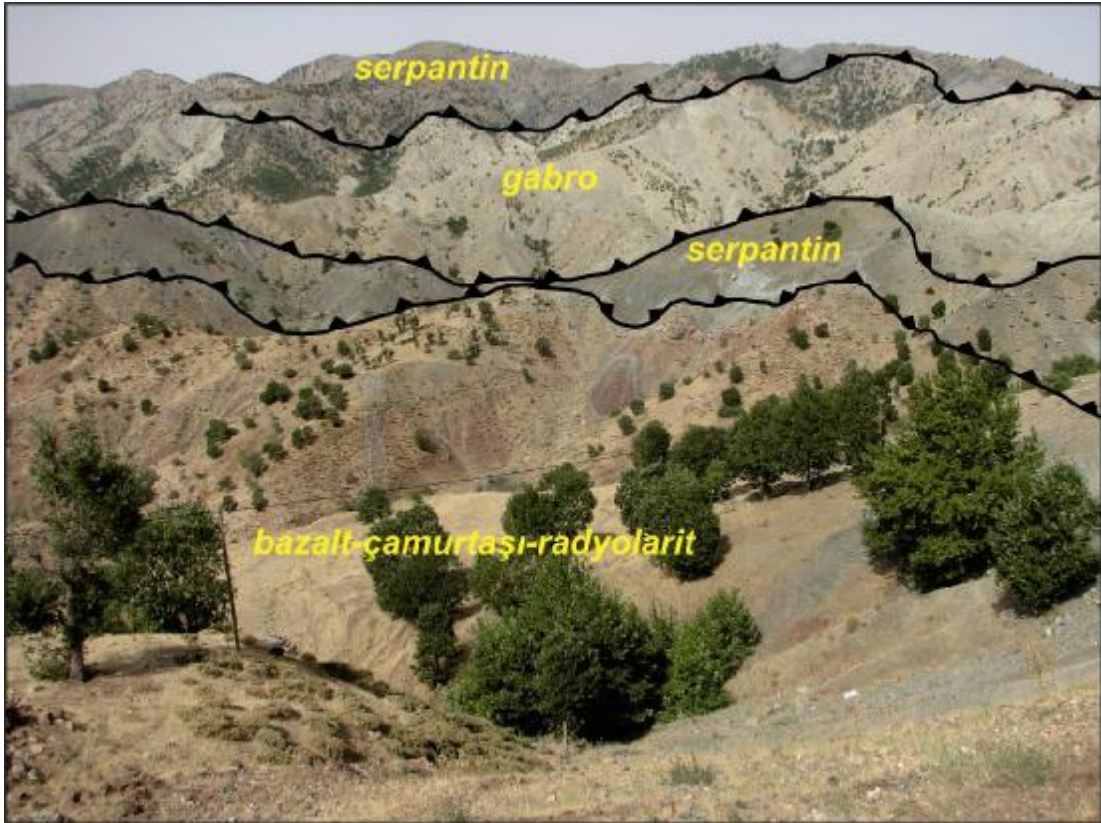


Şekil 4.8. Koçali karmaşığı üzerine gelen üst allohton seriye ait Malatya Metamorfikleri ve Kömürhan Ofiyoliti (Recepköy batısı).

İnceleme alanında Cu cevherleşmelerini de içeren spilitik bazaltlar, önceki çalışmalarda Konak-Tarasa Formasyonları olarak adlandıran birimler içerisinde bulunmaktadır. İnceleme alanında hakim litoloji çamurtaşı-radyolarit ara seviyeleri içeren spilit ve yastık yapılı bazaltlardan oluşan Koçali Melanjıdır (Tarasa-Konak Formasyonları). Çalışma alanının güneydoğusunda yaklaşık KD-GB konumlu uzanan serpantinitle tektonik dilimler halinde bulunmaktadır. Bu serpantinitle birlikte yer yer gabroyik kayalar ve levha dayk karmaşığını temsil eden diyabazlara da tektonik dilimler halinde rastlamak mümkündür.

Sungurlu (1974), Gölbaşı-Gerger arasında yaptığı çalışmada birimden alınan örneklerden Üst Jura-Alt Kretase yaşını tespit etmiştir. Perinçek (1978), Çelikhan-Sincik-Koçali alanını kapsayan doktora tezi çalışmasında Koçali Karmaşığı'na ait

Konak Formasyonu'ndan aldığı örneklerde radyolarit fosilleri tespit etmiş ve bunların Üst Jura yaşlı olduğunu belirtmiştir. Uzunçimen ve diğ. (2011), Koçali Karmaşığı' nın volkano-sedimanter serileri içerisindeki radyolaritlerden Geç Triyas (Orta Karniyen- Reatiyen) yaşı elde etmişlerdir.



Şekil 4.9. Koçali Karmaşığına ait birimlerin tektonik ilişkileri

Koçali Karmaşığı, Kampaniyen-Maastrichtiyen'de gravite kaymaları ile Arap platformu üzerine yerleşmiş olup, Tetis Okyanusu'nun bir parçası olarak kabul edilmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Sungurlu (1974), Perinçek (1978), Yılmaz (1993), Koçali Karmaşığı'nın ofiyolitik melanj ve sedimanter kayaç bloklarından meydana geldiğini ve bu karmaşığın, Arap Platformu'nun kuzeyindeki okyanus rejiminde oluşan ofiyolitik kayaçlar ve kuzeye doğru dalımlı bir yitime bağlı olarak gelişen ensimatik ada yayı malzemelerinin Üst Kretase'de Arap Platformu üzerine yerleşen blok ve tektonik dilimlerden oluştuğunu kabul etmektedir. Bingöl (1993a-b), Koçali Karmaşığı'nın, kuzeye doğru dalımlı bir okyanus içi dalma batma

zonu üzerindeki bir açılma zonu ve açılma ekseninin dışında bir denizaltı dağı volkanizması veya yay volkanizması ile oluştuğunu ve Kampaniyen- Maastrichtiyen esnasında Arap Levhası'nın kuzey kenarının üzerine itildiğini belirtmiştir.

Yıldırım ve diğ. (2012b), bölgede yaptıkları çalışmada; Koçali Karmaşığı'nın, Koçali Ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali Melanjından oluştuğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitik kayalar D-B uzanımlı bindirme dilimleri arasında tektonik dokanaklar ile ayrılmış olup, alttan üste doğru tam bir ofiyoliti istifi sunarlar. Bunlar; serpantinize harzburjit, tabakalı kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, yastık lavları, radyolarya ve metal içeren sedimanlar şeklindedir. Mikrogabro-diyabaz daykları ofiyolitik istifi farklı seviyelerde kesmektedir. Levha daykları ve yastık lavlar yersel olarak Kıbrıs-tipi hidrotermal mineralizasyonlar içermektedirler. Koçali Melanjı tektonik olarak dilimlenmiş bir yapı sunmakta olup, bölgesel ölçekte ofiyolitik kayaların altında yer almaktadırlar. Bununla birlikte ofiyolit ve melanj birimleri Arap kıta kenarı üzerine bindirme ile ilişkili olarak yer yer tektonik ardalanmalar da sunarlar. Koçali Melanjına ait kayaçların güney Neotetis'in açılımı sırasında oluşan volkanik ve sedimanter kayaçlardan meydana geldiği, Koçali Ofiyolitinin ise okyanusal basenin kapanması sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu şeklinde yorumlamışlardır.

Tekin ve diğ. (2011), bölgeyi de kapsayan çalışmalarında, Koçali Karmaşığı'nın Konak ve Tarasa birimlerinde pelajik çökelimin Orta Karniyen (Erken Geç Triyas)–Senomaniyen (Erken Geç Kretase) zaman aralığında devam ettiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Koçali Karmaşığı'nın Konak ve Tarasa birimlerinde bazik volkanik faaliyetin Geç Triyas dönemi boyunca yaygın olarak, Orta Jura- Erken Kretase dönemlerinde ise azalarak devam ettiğini belirtmiş ve çalışma kapsamında derlenen, Geç Triyas yaşlı volkanik kayaçların okyanus adası bazaltları (OIB) ve zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) karakterinde iki farklı volkanizmanın ürünleri olduğunu söylemişlerdir.

4.2.2. Üst Otokton Seri

Güneydoğu Anadolu otoktonu ve Hatay, Koçali-Karadut napları üzerine Geç Maastrichtiyen-Paleosen'de yeni bir çökelme dönemi başlar (Perinçek, 1978). Geniş alanlarda yüzeyleyen bu istifler açısız uyumsuzlukla temeli ve diğer birimlerin üzerine gelmektedir (Herece, 2008). Eosen başlangıcında bölge transgresyona uğramış, Alt Eosen-Alt Miyosen yaşlı transgresif çökeller alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Bu birimlerin üzerine genç çökel ve alüvyonlar gelmektedir.

Adıyaman bölgesinde GD Anadolu otoktonu ve Hatay, Koçali-Karadut napları üzerindeki Üst Maastrichtiyen-Alt Pleistosen kaya birimleri (üst otokton seri); Terbüzek, Besni, Germav, Gercüş, Hoya, Gaziantep, Fırat, Lice, Şelmo Formasyonlarını içermektedir (Şekil 4.5-4.6-4.7).

4.2.2.1. Terbüzek Formasyonu

Birim ilk kez Gossage (1956) tarafından adlandırılmıştır. Tip kesit yeri Gölbaşı ilçesi Terbüzek (Çürükkaya) köyünün kuzeyidir. İnceleme alanında genellikle dar alanlarda şeritler halinde yüzeyleyen birim altta Koçali Karmaşığı ve Hatay Ofiyolitlerini açısız uyumsuzlukla örterken, üst dokanağında ise Besni formasyonu ile uyumlu ve yanal geçişlidir (Şekil 4.6-4.7). İnceleme alanında Sinekli Dağı, Doğanlı Mahallesi kuzeyi ve Kırmızıyaka Tepe civarında yüzeylemektedir (Şekil 4.10).

Birim tabanda çakıltası ve kumtaşı, tavanda ise karbonat çimentolu kumtaşlarından oluşmaktadır. Çakıltıları yuvarlak-yarı köşeli, kötü boylanmış olup, ofiyolit, çört, radyolarit ve kireçtaşı parçalarından oluşur (Perinçek, 1978).

İçerdiği fosil içeriğine göre Geç Maastrichtiyen yaşlı birim, sığ denize açılan yelpaze deltasında çökelmiştir (Perinçek, 1978).

Güneydoğu Anadolu'nun Kenar Kıvrımları Kuşağı Üst Maastrichtiyen'de kuzeye ilerleyen transgresyonun etkisinde kalmıştır. Terbüzek formasyonu bu transgresyonun taban çakıltısıdır. Alt Maastrichtiyen sonunda Karadut ve Koçali Karmaşıklarının Kastel çanağını doldurmasıyla, kıyı çizgisi güney yönünde

gerilemiş, çökelme geçici olarak durmuştur. Kıyı çizgisi güneye kayan çanak, bölgesel alçalımla yeniden kuzeye ilerlemiş ve kuzey sınır boyunca Terbüzek Formasyonu çökelmiştir (Perinçek, 1978).



Şekil 4.10. Koçali karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Terbüzek Formasyonu (Sinekli Dağı doğusu).

4.2.2.2. Besni Formasyonu

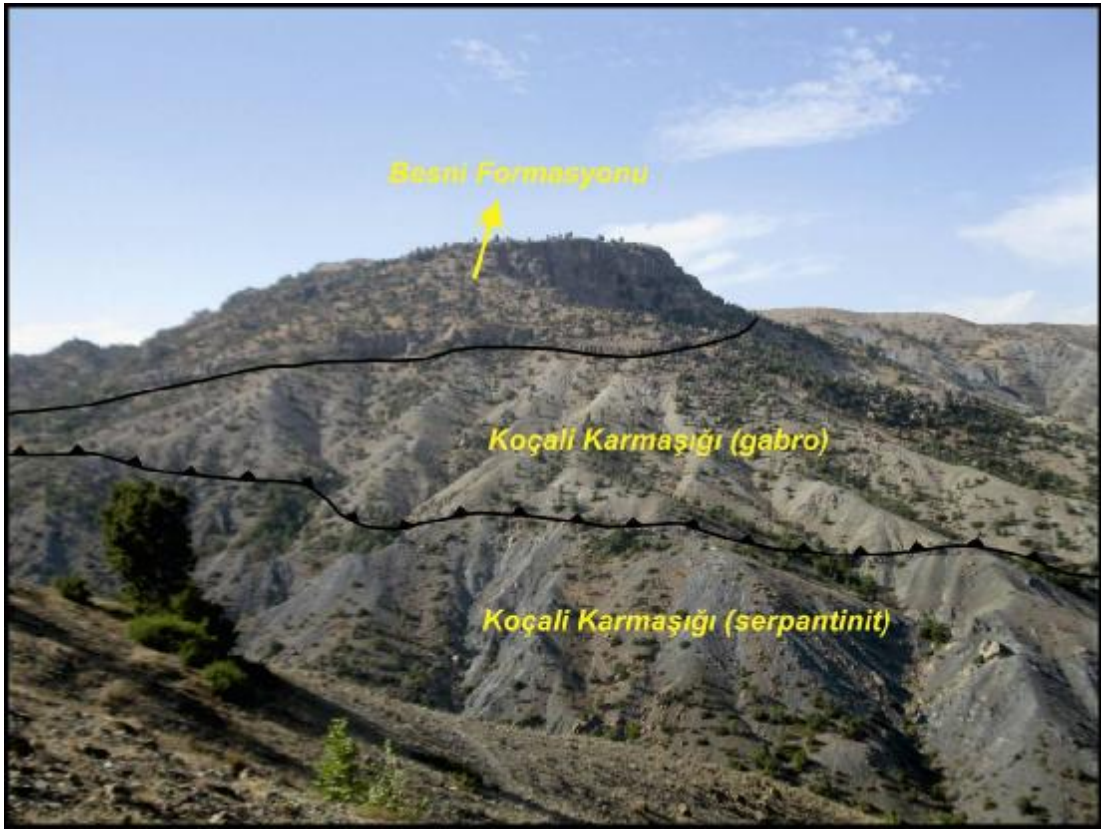
Formasyonun tipik yüzeylemesi, Gölbaşı-Adıyaman karayolunun 26. kilometresinde ve yolun 1,5-2 km güneyindeki Terbüzek Köyünün kuzeyindedir. Amoseas şirketinin jeologları (1958) tarafından adlanmıştır (Tuna, 1973; Güven ve diğ., 1991).

Tip kesiti Besni ilçesi civarındır. Alt dokanağında Terbüzek Formasyonu ile dereceli geçişli olup, bu formasyonun olmadığı alanlarda ise Koçali Karmaşığının üzerine aşıl uyumsuzlukla gelir. Üst dokanağında ise uyumlu olarak Germav Formasyonuna geçmektedir (Şekil 4.7, 4.11). İnceleme alanında Şehman Tepe

güneyinde, Sinekli Dağı civarında, Doğanlı Mahallesi kuzeyi, Yağızatlı Mahallesi güneyi ve Kırmızı kaya Tepe civarında yüzeylemektedir.

Açık bej-krem renkli, genelde biyosparitik dokulu kireçtaşları ile temsil edilir. Altta birkaç metre kalınlığındaki sarı, yumuşak, altere olmuş kumtaşı ve kumlu kireçtaşları ile başlarlar. Bu alt kumlu seviye iri bentonik foraminiferler ve pelajik kavkılar ihtiva eder. Üzerlerinde sarı, nodüllü, orta sertlikte, kumlu kireçtaşı oluşuğu gelişir ve kumtaşlarıyla aynı faunayı içerirler. Bilhassa Loftussia ve Rudistler çok yaygın ve iridirler (Öğrenmiş, 2006). Çalışma alanında birim boz, köşeli, kırıklı, sert, kırılğan, fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Besni Formasyonu, kapsadığı bentonik foraminifere göre Üst Maastrichtiyen yaşlıdır (Meriç, 1978; Günay, 1998). Terbüzek Formasyonu ile Besni Formasyonunun çökeltme ortamları birbiri ile ilişkilidir. Kıyı ovasında Terbüzek Formasyonu çökelmiş, bu ara transgresyonun devamı ve karadan türeme tortulların azalmasıyla, aslitoral ortamda karbonat çökelmiştir (Perinçek, 1978).



Şekil 4.11. Koçali karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Besni Formasyonu (Sinekli Dağıdoğusu).

4.2.2.3. Germav Formasyonu

Maxon (1936) tarafından ilk kez Germav Formasyonu adı kullanılmıştır (Tuna ,1973). Çalışma alanı ve yakın çevresinde dar alanlarda şeritler halinde yüzeylemeler veren birim İncekoz Mahallesi batısında, Sinekli Dağı yakın doğusunda, Bezar Dağı, Yağızatlı Mahallesi ve Kırmızı kaya Tepe civarında gözlenektedir. İncekoz Mahallesi ve Bezar Dağı civarında birim doğrudan Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelirken, diğer bölümlerde Besni Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak bulunmaktadır (Şekil 4.7). Germav Formasyonu üzerindeki Gercüş ve Hoya Formasyonlarıyla transgresyonlu ve diskordanslıdır (Perinçek, 1978).

Formasyon en altta gri-boz renkli, çok ince tabakalı veya tabakasız ve 3-5 metre kalınlığında marn ile başlamakta ve üzerine 100-200 metre arasında kalınlık sunan killi kireçtaşı ara katkılı marn gelmektedir. Kireçtaşı düzeyleri genel olarak sarımsı-gri renkli, ince-orta tabakalı, killi, yer yer kumlu, kırılğan, piritli, solucan izli, yer yer bitümlü olup, pelajik özelliktedir (Terlemez ve diğ.,1992). İnceleme alanında birim kumtaşı-silttaşı-şeyl ve marndan oluşmaktadır (Şekil 4.12).

Topkaya (1957) Midyat ovasında yaptığı çalışmada, birimin yaşının Üst Kretase–Paleosen olduğunu belirtmiştir. Çoruh, (1991), Güven ve diğ. (1991), Germav Formasyonu'nun yaşının Üst Maastrichtiyen–Paleosen olduğunu söylemişlerdir (Yurdağül ve Saraç, 2002).

Kırıntılı kıyı çizgisinde kıyı ovasını açık denizden ayıran sığ ve yüksek enerjili setlerde Besni Formasyonu çökelirken, şelfte Germav Formasyonu çökelmiştir. İki birim arasında kum, kil, milden oluşma bir geçiş kuşağı bulunur. Çanak içine doğru düşük enerjili denizel şeyl fasiyesine geçilir. Kıyı çizgisine yakın çökelen gercüş, bulantı akıntısı ile açık denize taşınmış, marn ve şeyl ile ardalanmış kumtaşını oluşturmuştur (Perinçek, 1978).



Şekil 4.12. Yaylakonak batısında vadi boyunca izlenen Germav Formasyonu

4.2.2.4. Gercüş Formasyonu

Gercüş Formasyonu ilk kez Maxon (1936) tarafından kullanılmıştır. Çalışma alanı ve yakın çevresinde dar alanlarda şeritler halinde yüzeylemeler veren birim Şehman Tepe, Bezar Dağı, Ulubaba Tepe ve Kırmızı kaya Tepe civarında izlenmektedir. Birim, altındaki Germav Formasyonu'yla açısız diskordanslı ve üstündeki Midyat Formasyonu'yla dereceli geçişli aynı zamanda konkordanslıdır (Şekil 4.7). Ulubaba Tepe civarında Gercüş Formasyonu doğrudan Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.

İnceleme alanında Gercüş Formasyonu çakıltası ve kumtaşlarıyla temsil edilmiştir. Birim, Germav Formasyonu üzerine geldiği yerlerde, altta 2–3 metre kalınlıkta çakıltası ile başlar. Çakıltası üzerine beyaz–kırmızımsı beyaz renkli, aralarında ince taneli kumtaşı düzeyleri olan kiltası gelir. Kiltası üzerine gri–kırmızımsı renkli, orta–kalın tabakalı çakıltası–kumtaşı ardalanması gelir. Bu

ardalanmanın üzerine kırmızı renkli, kalın tabakalı, çimentosu pekişmiş silt, çakılları radyolarit, ofiyolit ve az oranda kireçtaşı olan çakıltası gelmektedir (Şekil 4.13). Üste doğru, kirli beyaz–pembemsi–kırmızı renkli, kireç çimentolu, genellikle tutturulmuş çakıltası ve çakıllı marnlara geçer. Birimin en üst bölümünde karbonat oranı artarak çakıllı kireçtaşı ve çakıllı marnlar bulunur (Perinçek, 1978).

Birimin içindeki kireçtaşı katkılarından derlenen numunelerden Alt Eosen yaşı elde edilmiştir (Perinçek, 1978). Alt Eosen'deki bölgesel transgresyonla Gercüş Formasyonu bir taban çakıltası halinde çökelmiştir. Gercüş Formasyonu Germav alanlarını aşarak kuzeye ilerlemiş, Çüngüş ve Gerger ilçeleri ile Korudağ dolayında doğrudan Koçali Karmaşığı üzerine birikmiştir. Gercüş Formasyonu kıvrıntılı sahil çizgisi tortul istifi olarak tanıtılmıştır (Perinçek, 1978).



Şekil 4.13. Gercüş Formasyonunda yüzeysel koşullarda gelişmiş erime yapıları

4.2.2.5. Hoya Formasyonu:

Kireçtaşı ve yer yer de dolomitik kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Perinçek (1978) tarafından adlandırılmıştır. Kahramanmaraş kuzeyinden Antakya dolayına kadar geniş alanlarda yüzeylenen birimin tip kesit yeri, çalışma alanı dışındaki Çüngüş ilçesi güneybatısındaki Hoya Köyü dolayındır. İnceleme alanında birim, Bezar Dağı ile İnlice ve Karadut Mahalle civarında izlenmektedir. Hoya formasyonu, altındaki Gercüş formasyonu ve üstündeki Gaziantep formasyonu ile genelde geçişlidir. Ancak, inceleme alanı içinde bazı alanlarda Gercüş formasyonu olmaksızın Koçali Karmaşığı üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 4.7).

Formasyonun egemen kaya türü kireçtaşıdır. Altta çakıllı kireçtaşı ile başlar. Bu kireçtaşları krem-kirli beyaz-açık gri renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer tabakasız, bazı düzeyleri bol fosilli, bol çatlaklı ve makro fosil kavkılıdır. Birimin üst düzeylerinde çört yumruları izlenmektedir. Birim içerisine çok sayıda mermer ocağı (emprador mermer) bulunmaktadır (Şekil 4.14).

Yaş verilerine göre Hoya formasyonu Erken-Orta-Geç Eosen (Küvizien-Orta Lütesien-Erken Priyabonien) yaşındadır (Herece, 2008). Litoloji ve fosil topluluğuna göre açık şelfin sığ kesiminde çökelmiştir (Herece, 2008).

4.2.2.6. Fırat Formasyonu

Genelde bej-krem renkli, bol fosilli stramatolitli kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Peksü (1969) tarafından Fırat kireçtaşı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonra, İlker (1972) Alt Miyosen yaşlı kireçtaşları için Fırat formasyonu adını kullanmıştır.

Kilis ve Gaziantep dolayını ile Kahramanmaraş'tan Çelikhan'a (Adıyaman) uzanan geniş bir alanda yüzeylenen formasyonun tip kesit yeri çalışma alanı dışında Urfa ili Birecik ilçesindeki Fırat vadisinin dik yarılarıdır. Ormanbaşı Tepe ve Dilektepe Mahallesi güneyi ile İnlice Beldesi kuzeyinde Koçali Karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak bulunurken, Lice Formasyonu tarafından uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 4.7-4.15).



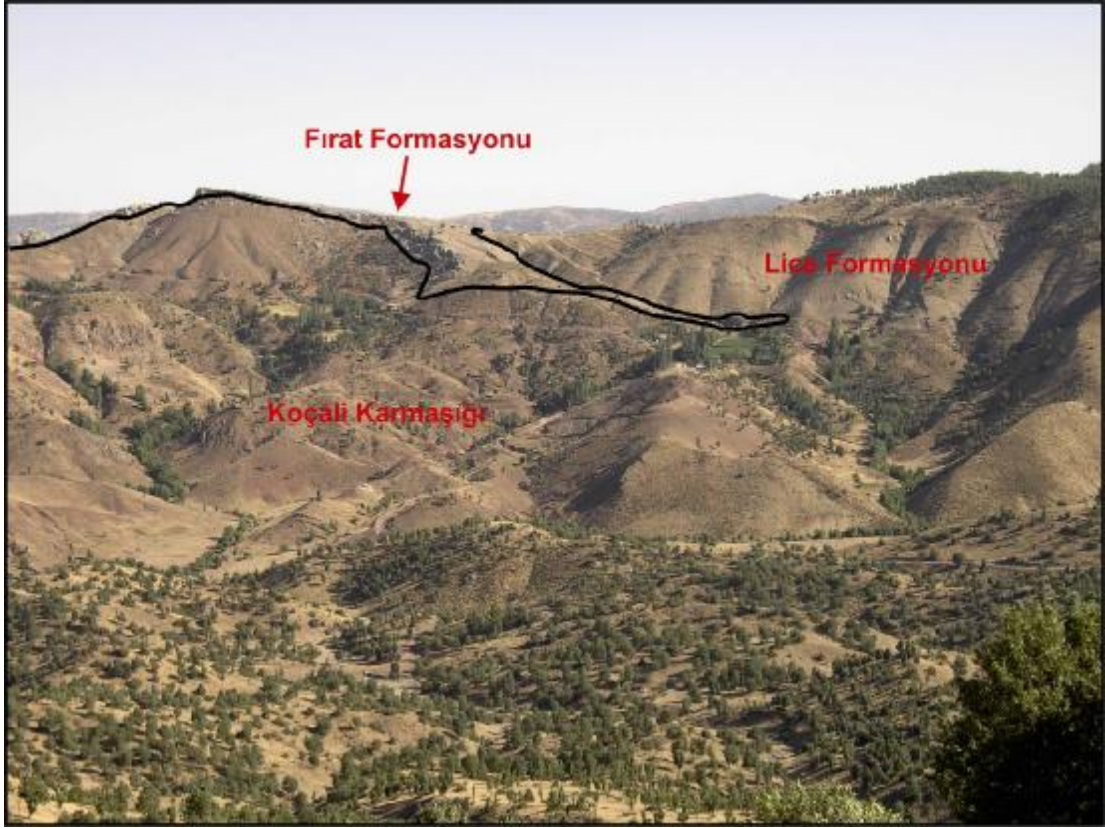
Şekil 4.14. Hoya Formasyonu ve içersinde açılmış mermer ocağı (Yedioluk güneyi)

Üst düzeyleri çörtlü kireçtaşlarından oluşan istifin, alt ve üst düzeyleri ince, orta bölümü kalın tabakalıdır. Birim içerisindeki Ostrea'lı seviyeler yer yer fosil bankları oluşturur (Herece, 2008).

Ulu ve diğ. (1991) tarafından formasyon içinden alttan üste doğru derlenen örneklerle göre yaşı Geç Oligosen (Şattiyen) olup, sık şelf ortamında çökelmiştir (Herece, 2008).

4.2.2.7. Lice Formasyonu

Lice formasyonu ilk kez Schmidt'in (1966) tanımlanmıştır. Formasyonu'nun tipik yüzeylemesi Diyarbakır İlinin Lice ilçesi dolayındadır. İnceleme alanındaki Lice Formasyonu dar bir yüzeyleme şeridinde görülür. Kolay aşınması nedeniyle yüzeylemeler sırt ve yamaçları oluşturur. Kireçtaşı ve çakıltası seviyeleri az çok belirgin



Şekil 4.15. Lice Formasyonu, Fırat Formasyonu ilişkisi (Ormanbaşı Tepe güneydoğusu, bakış batıya).

çıkıntılar yapar. Ormanbaşı Tepe güneyinde Koçali Karmaşığı'nın üzerinde uyumsuzdur (Şekil 4.16). Dilektepe Mahallesi güneyinde birim Çüngüş Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenmekte, Fırat Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. İnlice Beldesi kuzeyinde birim Maden Karmaşığı tarafından üzerlenmekte ve Fırat Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 4.7).

Perinçek (1978), birimin tabakalı kumtaşı, ince tabakalı marn ve karbonat-şeyl ardalanmasından oluştuğundan bahsetmiştir. İnceleme alanında ise kumtaşı, marn ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır.

Perinçek (1978) ve Önalın (1988), Lice Formasyonu'nda bulunan fosillere dayanarak birime Alt Miyosen yaşı vermişlerdir. Güneydoğuya doğru formasyon sığ şelfte oluşan fasiyeslerle temsil edilmekte olup, kuzeye doğru ise aynı formasyonun alt seviyelerinin dış şelf-havza yamacı ortamında oluşmaktadır. Lice Formasyonu'nun orta seviyeleri havza ortamında, üst seviyeleri ise yeniden havza yamacı ve daha sığ ortamlarda çökelmiştir (Önalın, 1988).



Şekil 4.16. Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Lice Formasyonundan görünüm (Ormanbaşı Tepe güneydoğusu, bakış güneybatıya).

4.2.2.8. Yamaç Molozu (Heyelan-Kayama Gereci)

Faylar boyunca ve yüksek eğimli duraysız yamaçlarda gelişen değişken boyutta çakıl yığılımlarıdır. Geliştikleri alana bağlı olarak kayaç türleri değişmektedir. Kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmekte, yanal yönde merceklenebilmektedir (Herece, 2008). Çalışma alanında Hoya Formasyonu ile Malatya Metamorfitlerinin oluşturduğu yüksek eğimli duraysız yamaçlarda yoğunlukla izlenmektedir.

4.2.2.9. Alüvyon

Genellikle tutturulmamış olgun ve az olgun, farklı kökenli, çakıl ve kum düzeylerinden oluşan alüvyonlar yer yer silt düzeyleri içermektedir. Çakıl kum düzeyleri yanal ve düşey yönde geçişlidir. Nehir ve dere kenarlarında alüvyal koşullarda çökelmiş olan litolojiler, dağların kenarlarında kolüvyal çökeller olarak gelişmiştir (Herece, 2008).

4.2.3. Üst Allohton Seri

Üst allohton seri'ye ait Çüngüş Formasyonu, Maden Karmaşığı, Kömürhan Ofiyoliti (Yüksekova ofiyoliti) ve Pütürge Metamorfikleri, tektonik olarak otokton birimler üzerine Orta-Üst Miyosen'de yerleşmişlerdir (Perinçek,1978). Bu tektonostratigrafik istifler birbirleriyle tektonik ilişkili olduğundan aralarındaki ilksel ilişkiler tümüyle kaybolmuştur (Şekil 4.5-4.6-4.7).

4.2.3.1. Pütürge Metamorfikleri

Birim, adını Malatya'nın Pütürge ilçesinden almıştır. Doğu Toroslarda yapılan birçok çalışmada Pütürge Metamorfikleri / Pütürge Masifi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1979, 1980; Erdoğan, 1982; Perinçek ve Kozlu, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Erdem ve Bingöl 1997).

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. İnceleme alanının en yaşlı birim olan Pütürge Metamorfikleri çalışma alanında allohton konumlu olup genellikle tektonik klip şeklindedir. Birim, Maden Karmaşığı, Kömürhan Ofiyoliti, Çüngüş Formasyonu ve Koçali Karmaşığı üzerinde tektonik klip şeklinde bulunurken, çalışma alanının dışında Malatya Metamorfikleri tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.7)

Perinçek (1978), inceleme alanı ve çevresinde yaptığı çalışmada, Pütürge Metamorfikleri'nin, muskovitli şist, mika şist, granat şist, amfibolit, metadiyabaz ve kuvarsit, mermer, kalkşist ile temsil olunduğunu, birimin litoloji çeşitliliğinin ve yapı karmaşıklığının ileri derecede olduğunu belirtmiştir. Birimi inceleme alanında alt ve üst metamorfikler olarak ikiye ayıran Perinçek (1978)'e göre alt metamorfikler, mikaşist, kuvars mikaşist, mermer, kalkşist, metabazik ve metapelit litolojisinde, Üst metamorfikler ise, yaygın olarak metapelit, mikaşist, kuvars mikaşist ve amfibolit litojisindedir.

İnceleme alanında genellikle alt metamorfikler (klorit şist, serizit şist) ile bunları kesen damar kayaçları (tonalit) bulunmaktadır (Şekil 4.17) (Yıldırım, 2010)



Şekil 4.17. Pütürge Metamorfiklerine ait serisitşist ve onu kesen tonalit daykları (Baizge mezrası 200 m doğusu, bakış güneybatıya).

Pütürge Metamorfiklerinin metamorfizma yaşının Üst Kretase özellikle Kampaniyen yaşlı olduğu ifade edilmektedir (Yazgan 1981, 1983, 1984; Yılmaz ve diğ.,1992; Yazgan ve diğ., 1987).

Birçok araştırmacı, Pütürge Metamorfikleri'nin kıta şelfinde biriken platform tipi karbonat sedimanları olduğunu belirtmişlerdir (Perinçek, 1979; Aktaş ve Robertson, 1984; Hempton, 1984, 1985; Yazgan , 1984; Yılmaz ve diğ., 1992; Yazgan ve diğ., 1987).

4.2.3.2. Malatya Metamorfikleri

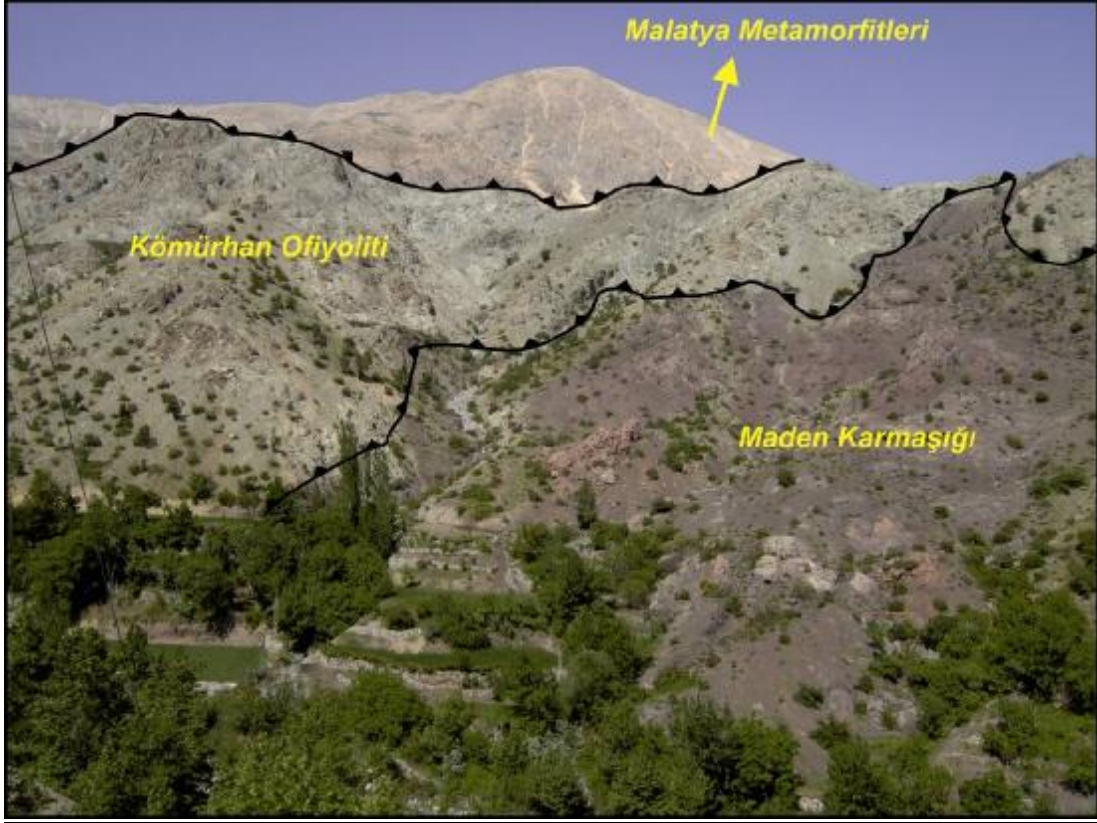
Malatya Metamorfikleri Keban Metamorfikleri ile benzer litolojik özellikler ve paleontolojik bulgular kapsamı nedeniyle, Yazgan ve diğ. (1983), Asutay (1985) ve Turan (1993) tarafından Keban-Malatya Metamorfikleri adı altında incelenmiştir. Literatürde çoğunlukla Malatya-Keban Metamorfikleri olarak birlikte ele alınan Malatya Metamorfikleri için, Sungurlu (1972), Gölbaşı-Gerger arasında yaptığı ilk çalışmada Kilkayak Formasyonu adını kullanmış, sonraki yıllarda ise Malatya Metamorfikleri adını kullanmıştır. Perinçek (1978), Çelikhhan-Koçalı-Sincik yöresinde yaptığı çalışmasında ilk kez Malatya Metamorfiklerini, altındaki Pütürge Metamorfiklerinden aradaki Maden Karmaşığı'nın haritalanması ile ayırabilmiştir.

İnceleme alanında Recepköyün kuzeyindeki Burun Dağı ve Çoppan Dağı civarında mostra veren bu birim allokton konumlu olup, Kömürhan Ofiyoliti, ve Maden Karmaşığı üzerinde tektonik klip şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.18)

Perinçek (1978), bölgede yaptığı doktora tezi çalışmasında, Malatya Metamorfikleri'ni mikaşist, albitli hornblentli epidotlu şist, kuvarslı, muskovitli şist, fillit ve mermer olarak tanımlanan Alt Metamorfikler, bunun üzerinde de kireçtaşı-mermer-kalkışist ile temsil edilen kuvarslı kloritli epidotlu şist, fillit ve pelitik şist katkıları bulunduran Üst Metamorfikler olmak üzere iki litolojik gruba ayırarak haritalamıştır. İnceleme alanında daha çok kristalize kireçtaşı ve mermerlerden oluşmaktadır.

Önceki araştırmacılar tarafından Güneydoğu ve Doğu Anadolu'da bugüne kadar yapılan çalışmalarda “metamorfik masif” olarak adlanan topluluk, “Malatya Metamorfikleri” olarak tanımlanmış ve Permiyen yaşta olduğu belirtilmiştir (Blumenthal, 1938; Arni, 1940; Stchepinsky, 1940; Tolun, 1955; Sungurlu, 1972;

Perinçek, 1978; Yiğitbaş 1989). Kıtasal kökenli çökel kayaçların metamorfizmaya uğramasından oluştuğu düşünülmektedir (Önal, 1995).



Şekil 4.18 Ekay zonu içerisindeki Malatya Metamorfiti ve diğer birimlerin ilişkisi (Yağızatlı Mahallesi, bakış kuzeybatıya).

4.2.3.3. Kömürhan Ofiyoliti

İlk defa Yazgan (1981) (1984) tarafından Kömürhan Ofiyoliti olarak adlandırılan birim, Hazar Gölü'nün batısından başlayıp, Kömürhan köprüsüne kadar uzanmaktadır.

Kömürhan Ofiyoliti, inceleme alanında Bulam Çayı ve Yağızatlı Mahellesinin kuzeyinde Malatya Metamorfitleerince tektonik olarak üzerlenmiş ve Maden Karmaşığıyla ekaylı bir yapı sunar (Şekil 4.7-4.18). Dilektepe Mahallesi civarında ise Pütürge Metamorfitleerinin altında, Çüngüş Formasyonunun üzerinde sınırlı alanlarda tektonik dilimler şeklinde mostra verir (Şekil 4.7).

İnceleme alanında birim tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Tektonizmanın da etkisiyle hakim litolojisi serpantinittir. Bunun dışında serpantinize harzburjit-dünit, verlit, bantlı gabro, izotrop gabrolar (olivinli ve klinopiroksenli gabro, diyorit) ve tekil diyabaz daykları yer almaktadır (Rızaoğlu ve diğ., 2006; Yıldırım, 2010).

Beyarslan (1996), doktora tezi çalışmasında; Kömürhan Ofiyoliti'nin, Neotetis'in güney kolunun, Üst Kretase'de kuzeye doğru dalmasıyla, dalan kabuk üzerindeki okyanusal kabukta meydana gelen açılmaya bağlı olarak gelişen yeni okyanus kabuğu ürünleri olduğunu belirlemiş ve dolayısıyla da yaşının Üst Kretase olması gerektiğini belirtmiştir.

İspendere ve Guleman Ofiyolitlerinden farklı olarak Kömürhan Ofiyoliti, yer yer önemli ölçüde metamorfizmaya ve kısmi ergimeye uğramıştır. Bingöl ve Beyarslan (1996), Guleman ve İspendere Ofiyolitinin sırt ekseninde oluşmuş okyanus tabanı kalıntıları olduğunu söylemişlerdir. Kömürhan Ofiyolitini ise, Üst Kretase'den itibaren kuzeye dalımlı, okyanus içi yitim zonu üzerinde gelişen “supra-subduction” zonu ofiyolitleri olarak belirlemişlerdir. Yıldırım (2010), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında jeokimyasal ve jeolojik bulgulara göre bu ofiyolitlerin supra-subduction” zonu ofiyolitler olduğunu belirtmiş ve sıkışma rejimi denetiminde bölgeye yerleştiğini söylemiştir.

4.2.3.4. Maden Karmaşığı

Elazığ'ın Maden ilçesi ve çevresinde gözlenen bu birimi ilk defa Maden Birimi diye adlandıran araştırmacı Rigo de Righi ve Cortesini (1964) olmuştur. İnceleme alanında Yağızatlı Mahallesi ile Çoppan Dağı civarında yüzeylemektedir. Maden Karmaşığı, Karadere Formasyonu ve Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu sunmaktadır. Maden Karmaşığının üst dokanağı her yerde tektonik kökenli olup Malatya Metamorfikleri ve Pütürge Metamorfikleri bindirmeli olarak gelmektedir. Kömürhan Ofiyoliti ile ekaylı bir yapı sunmaktadır. Altındaki Çüngüş ve Lice Formasyonlarına bindirmektedir(Şekil 4.7-4.18).

Perinçek (1978), Yazgan (1987) ve Pişkin (1972), Maden Karmaşığı'nı (Orta Eosen), spilit ve bazalt ile temsil edilen Karadere Formasyonu (Şekil 4.19); kireçtaşı ile temsil edilen Çelikhan Formasyonu ile kireçtaşı, spilit, diyabaz, marn, şeyl, çamurtaşı ile temsil edilen Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu olarak tanımlamışlardır. İnceleme alanında ise genellikle Olistostromal Maden Oluşumu ile Karadere Formasyonu izlenmektedir.

Erdoğan (1977, 1982) Ergani-Maden yöresinde yaptığı çalışmada, karmaşığın alt seviyelerini oluşturan Alt Volkanik Sedimanter birim içerisindeki mercekli pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeyllerde bulunan fosillere dayanarak bu birimin Maestrihtiyen-Orta Eosen yaşlı olduğunu; karmaşığın üst seviyelerini oluşturan üst volkanik birimin ise alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle Üst Eosen yaşlı olabileceğini belirtmektedir.

Maden grubu Orta Eosen yaşlı düşük dereceli metamorfizmaya uğramış volkanik ve sedimanter kayalardan oluşur. Pütürge metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak gelir ve sırasıyla ofiyolitler tarafından tektonik olarak üzerlenirler (Rızaoğlu ve diğ., 2006). Maden Karmaşığının içeriği hakkında çeşitli yorumlar bulunmaktadır. Erdoğan (1977), genç ada yayı olarak yorumlarken Yazgan (1983, 1984) ve Michard ve diğ., (1984), kıta içi yitim sonucu oluştuğunu öne sürmektedirler. Şengör ve Yılmaz (1981), Hempton (1984, 1985) ise bir yay ardı havza veya genç yay ardı havza olduğu şeklinde önermektedirler (Yigitbaş ve Yılmaz, 1996).

Robertson ve diğ., (2006) Maden Karmaşığının Erken-Orta Eosen yaşında oluşmaya başladığını ve altında kalan Berit Sedimanter volkanik birimin kısmi erozyonu sonucu oluştuğunu belirtmektedir. Maden Karmaşığı yarı pelajik karbonat birikimleriyle sığ denizden açık denize değişen ortamların depolanma ve volkanizma izlerini taşıdığını, türbiditik akıntı ve kütle akış birikimlerini içeren bu klastik sedimanların varlığı eş yaşlı genişlemeli faylar tarafından başlatılmış olan topografik olarak belirgin havzayı gösterdiğini savunmaktadırlar.

Özçelik (1985) ve Yıldırım (2010), yaptıkları çalışmalarda jeokimyasal ve jeolojik olgular, Maden Karmaşığı'nın Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden marjinal baseninin okyanusal kabuğu üzerinde gelişen ve

henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu söylemişlerdir.

4.2.3.5. Damar kayaçları

İlk kez Yıldırım, (2010) tarafından isimlendirilmiş olan bu kayaçlar, tipik olarak Baizge Köyü civarında yüzeylemekte ve Pütürge Metamorfiklerini kesen tonalit dayklarından oluşmaktadır. İnceleme alanında Gevut Tepe güney yamacında ve Baizge Köyü civarında dar bir alanda tipik yüzeylemesini vermektedir (Şekil 4.7). Pütürge Metamorfiklerini kesen tonalit daykları şeklinde izlenmektedir.

Pütürge Metamorfiklerine ait serizit şist, muskovit şist, kalkışist, ve kloritşistleri kesen 0,5-1 m kalınlığında tonalit dayklarından oluşmaktadır (Şekil 4.20). Tonalitler açık renkli, orta taneli kayaçlar olup, yer yer bozuşmalar gözlenmektedir.

Yıldırım (2010), birimi Maden Karmaşığı ile deneştirmiş ve yaşının Orta Eosen olabileceğini söylemiştir. Yaptığı çalışmada bu kayaçların Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmen de kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu söylemiş ve sıkışma rejimi denetiminde Pütürge Metamorfik'lerinin içinde bölgeye taşındığını belirtmiştir.

4.2.3.6. Çüngüş Formasyonu

Çüngüş Formasyonu, ilk kez Sungurlu (1974) tarafından adlandırılmıştır. Birimin tipik yüzeylemesi Çüngüş ilçesi civarındadır. Çüngüş Formasyonu inceleme alanında, Dilektepe Mahallesi civarında dar bir alanda yüzeylemekte ve Maden Karmaşığı ile Kömürhan Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Lice Formasyonunun üzerine bindirmelidir (Şekil 4.7).

Çüngüş Formasyonu litolojik olarak Lice Formasyonu'na (kumtaşı-kiltaşı-şeyl) çok benzese de, renginin daha koyu olması ve içerisindeki Kömürhan Ofiyoliti ve Maden

Karmaşığı'na ait blokların varlığı ile ayrılır. Şeyl-marn ve kumtaşı ardalanmasından oluşur. Ayrıca, bölgenin tektonik yapısından dolayı, Çüngüş Formasyonu içerisinde ekaylanmalar ve küçük çaplı kıvrımlanmalar izlenmektedir (Şekil 4.21).



Şekil 4.19. Karadere Formasyonuna ait yastık lavlardan görünüm (Mutlu Köyü yol yarması).



Şekil 4.20. Pütürge Metamorfitlelerini kesen tonalit daykı (Baizge mezarası 200 m kuzeydoğusu).



Şekil 4.21. Üstte Maden Karmaşığı ve altındaki Çüngüş Formasyonu arasındaki tektonik ilişki (Yağızatlı Mahallesi yakını yol yarması).

Perinçek (1978), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, birimin Alt Miyosen yaşlı olduğunu saptamış ve Perinçek, 1978’de yaptığı çalışmasında Çüngüş Formasyonu’nun oldukça derin denizde, türbidit akıntılarının var olduğu ortam koşullarında çökelindiğini belirtmiştir.

4.3. Yapısal Jeoloji

Çalışma alanı, Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağını oluşturanToros Platformu ile Arap Platformunun çarpışma zonunda bulunmaktadır.

Kuzeyde Toros, güneyde ise Arap platformları ile sınırlanan Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, Neotetis’in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanması sırasındaki jeolojik olaylar sonucunda gelişmiştir. Orojenik kuşağın evrimi, napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında güneye, Arap levhasına doğru hareketini içermektedir (Yıldırım ve Yılmaz 1991; Yılmaz, 1993;

Yılmaz ve diğ., 1993).

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

Geç Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı, tabanda Karadut Karmaşığı ile birlikte (Alt Allohton Seri), Arap Platformu'nun en üst seviyelerini oluşturan Kastel formasyonu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Bunları, otokton seriye ait Arap Platformu'nun Üst Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı transgresif çökelleri (Terbüzek formasyonu, Besni formasyonu ve Germav formasyonu) uyumsuz olarak örtmüştür. Eosen başlangıcında bölge transgresyona uğramış, Alt Eosen-Alt Miyosen yaşlı transgresif çökeller (Gercüş formasyonu, Midyat formasyonu, Gaziantep formasyonu ve Fırat formasyonu) alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür (Perinçek, 1978).

Bölgenin yapısal özelliği gereği yükselimlerin güney ve güneydoğu kanatları bindirmeli ve ters faylıdır. Kenar Kıvrımları Kuşağı Kretase ve Tersiyer sonunda yoğun tektonizma geçirmiştir. Kretase sonunda çekim kaymaları oluşmuş, Tersiyer başında Alp Orojenez fazlarıyla kıvrımlanma, Tersiyer sonundaki hareketlerle de kıvrımlar, ters faylar ve bindirme yapıları oluşmuştur. Bindirme örtülerinden ve kenar kıvrımlarından güney'e doğru gidildikçe yapının daha da sadeleştiği görülür (Perinçek, 1978).

İnceleme alanında ki birimlerin büyük çoğunluğunun allohton kökenli olması sebebiyle birincil yapılar genellikle silinmiş veya ikincil ekay düzlemleriyle belirsizleşmiştir. İnceleme alanındaki kıvrım eksenleri BGB-DKD gidişlidir. Sürüklenim gidişi ile yapı eksenleri arasında paralellik vardır (Perinçek, 1978).

Kıvrımlar: Perinçek (1978) bölgede yaptığı çalışmada iki önemli kıvrım eksenini belirlemiştir. Bunlardan biri inceleme alanının güneyindeki Hoşikan antiklinali olup, KD-GB gidişlidir. Diğer önemli antiklinal eksenini de KDD-GBB gidişli Küher antiklinali olup inceleme alanında Koçali-İnlice arasında görülmektedir.

Faylar: Bunlar GBB-KDD, GB-KD ve D-B gidişli olup kıvrım eksenlerinin gidişleriyle uyumludur. Bölgenin yapısal özelliklerini oluşturan sürüklenim,

bindirme, ters-normal fay, doğrultu atımlı fayları inceleme alanında izlemek mümkündür. Ayrıca Doğu Anadolu Fayı inceleme alanının kuzeyinden geçmektedir. İnceleme alanındaki en önemli doğrultu atımlı fay, Bulam Çayı vadisine az çok paralel uzanan ve birbirinin devamında gelişmiş toplam 24 km uzunluğundaki faydır. (Perinçek, 1978). Genel gidiş D-B olup fay düzleminin eğimim 85^0 - 90^0 arasındadır (Perinçek, 1978).

4.4. Petrografi

İnceleme alanında ki cevherleşmeler Koçali Karmaşığı'na ait Koçali melanji (Konak-Tarasa Formasyonu) içerisindeki spilitik bazalt ve yastık lavlar ile Koçali Ofiyolite (Kale Formasyonu) ait levha dayk karmaşığı içerisinde izlenmektedir.

Koçali Ofiyoliti; serpantinize harzburjit, tabakalı kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk karmaşığı, tekil diyabaz daykları, yastık lavlar, radyolarya ve metal içeren sedimanlardan oluşmaktadır (Yıldırım 2012b).

Koçali melanji; radyolaryalı çört, çamurtaşı, spilitik bazalt, bazalt, diyabaz, silisli şeyl, biyomikrit ve dolomitlerden oluşmaktadır (Yıldırım 2012b).

Cevherleşmelerle ilişkili olan bazalt, tekil diyabaz daykı ve levha dayk karmaşıklarının mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla bu kayalardan alınan örneklerden ince kesit hazırlanmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir.

4.4.1. Koçali Melanji (Konak-Tarasa Formasyonları): Üst Triyas yaşlı Melanj içerisinde cevherleşmelerle ilişkili olan bazalt ve tekil diyabaz daykları incelenmiştir.

4.4.1.1.Bazalt

Bazaltlar genellikle yastık yapılı olup aralarında koyu kırmızı renkli kireçtaşı çökelimleri izlenir (Şekil 4.22). Bazı seviyelerde yer yer yoğun spilitleşme mevcuttur. Yüzey örneklerinden taze olanları açık yeşil, yeşilimsi kahverengi, sarımsı yeşil, pürüzlü-köşeli kırıklı ve yer yer amigdoidal dokuludur. Spilitik bazalt

ve spilitler yeşilimsi gri renkli, ayrışmalı yüzeyde arenalaşmış olarak izlenir. Çökel kayaçlarla yer yer yanıl geçişler gösterir ve dayanımsız yüzeylerinin oluşturduğu morfolojileri tipiktir. Genellikle aralarındaki ilksel ilişki kaybolmuştur (Şekil 4.23).



Şekil 4.22. İnceleme alanında ki yastık yapılı bazaltlardan görünüm.

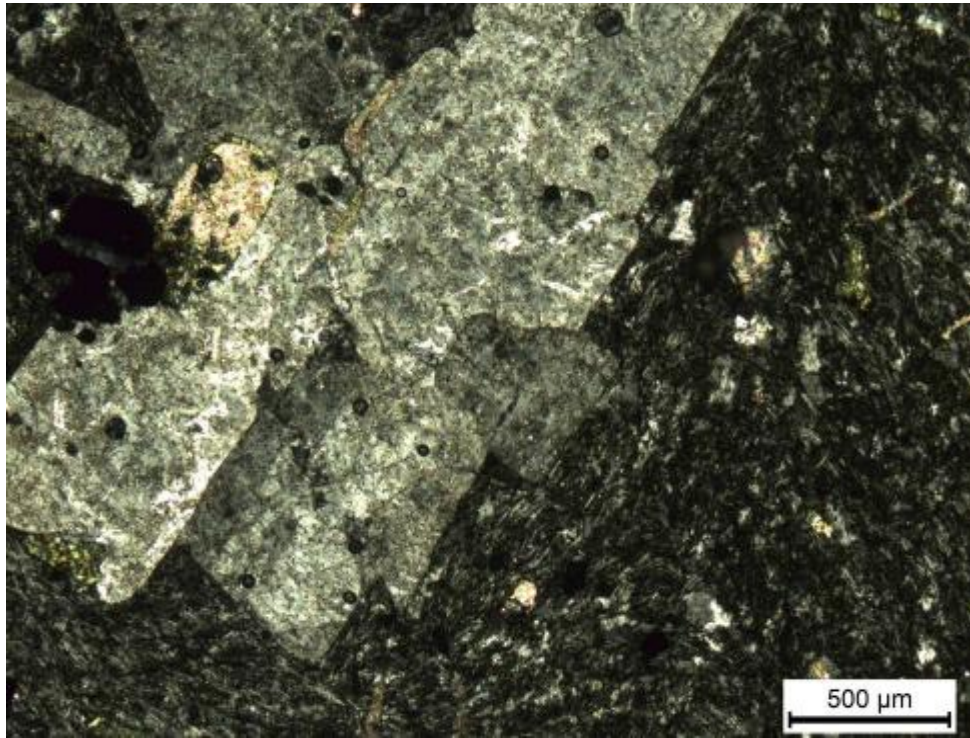
Mineralojik bileşim; birincil olarak plajiyoklas, klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve ikincil olarak kalsit, kuvars, klorit ve serisit bulunmaktadır.

Plajiyoklaslar genellikle uzun latalar şeklinde olup öz şekilli veya yarı öz şekilli olarak görülürler. Bu mineraller arasındaki boşluklar piroksen, olivin ve bazende ikincil kloritler tarafından doldurulmuştur.

Plajiyoklaslar, iri fenokristaller şeklinde bulunabildiği gibi, bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de izlenmektedir (Şekil 4.24). Plajiyoklaslar genellikle alterasyona uğrayarak serizitleşmiş ve karbonatlaşmışlardır.



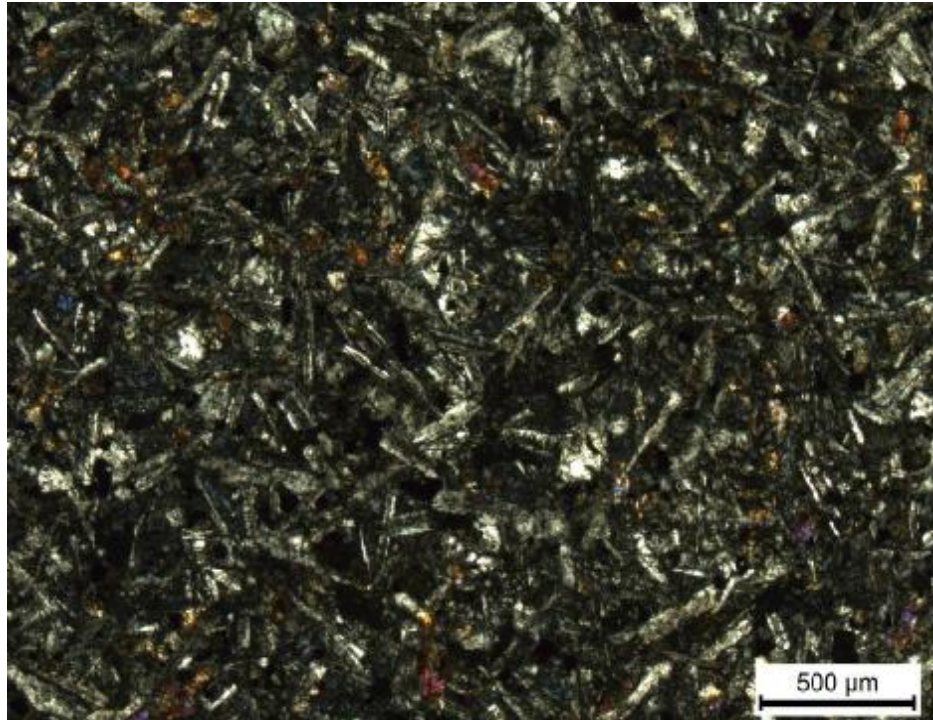
Şekil 4.23. İnceleme alanında spilitik bazalt ve pelajik kireçtaşları arasındaki tektonik ilişki (Adıyaman-Çelikhan yolu, yol yarması).



Şekil 4.24. Fenokristal boyutunda ve uzun, prizmatik mikrolitler şeklindeki plajiyoklas kristallerinin oluşturduğu mikroporfirik ve mikrolitik doku (ÇNx32).

Bazaltik kayaçlarda bazen de küçük plajiyoklas mikrolitleri ve bunların arasındaki boşluklarda piroksen ve ikincil kloritlerin yer aldığı mikrolitik doku (Şekil 4.25) ile intergranüler doku izlenmektedir (Şekil 4.26).

Klinopiroksenler, kayaçta oldukça az miktarlarda mavinin tonlarında girişim renkleri sunan özşekilsiz veya yarı özşekilli klinopiroksen minerallerine rastlanmaktadır.

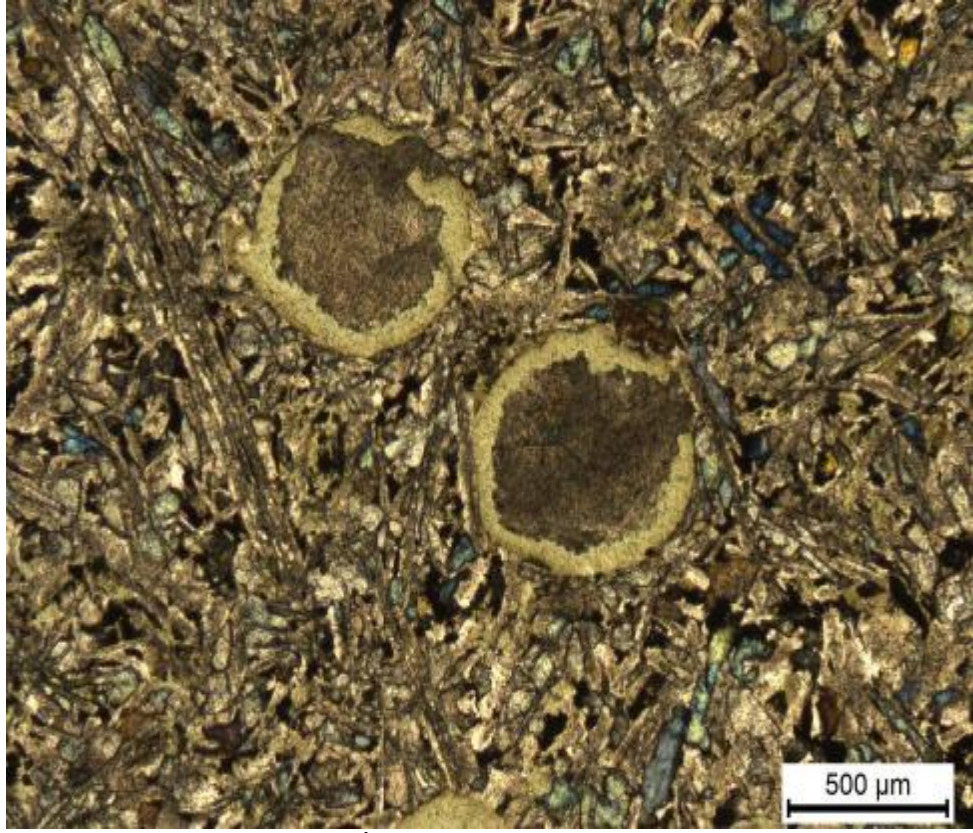


Şekil 4.25. Bazaltik kayaçlardaki mikrolitik dokunun mikroskopta görünümü.

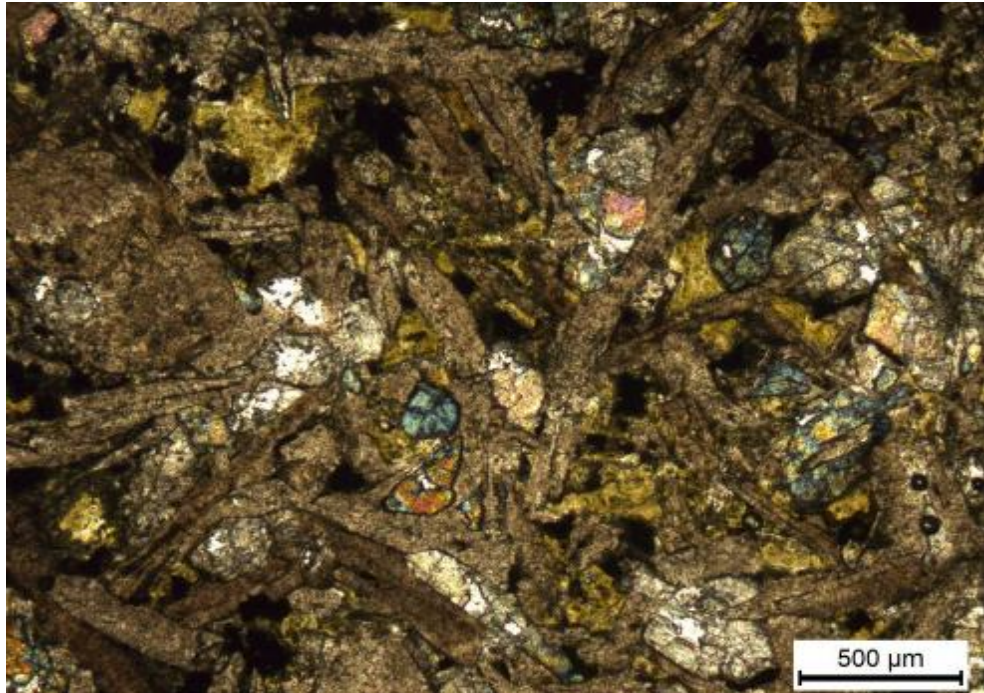
Klorit, Kayaçta yaygın olarak piroksen ve plajiyoklasların arasını dolduran, yağ yeşili-mavi girişim renkleri ve açık yeşil pleokroizmaları ile karakteristik olarak izlenen kloritler özşekilsiz, gelişigüzel dağılmış mineraller olarak izlenmektedir.

Kalsit, Genellikle plajiyoklasların alterasyonu ile yer yer de ikincil süreçlerle kayaçta yer alan kırık ve çatlaklarda yerleşen kalsitlere rastlanmaktadır. Kalsit minerali ya gaz boşluğunu doldurmuş olarak da izlenmektedir (Şekil 4.26).

Bazı bazaltik kayaç örneklerinde yer yer ileri derecede alterasyonun geliştiği belirlenmiştir. Kloritleşme en yaygın alterasyon türü olup piroksenlerin alterasyonu ile oluşmuşlardır. Ayrıca plajiyoklaslarda karbonatlaşma ve serizitleşme sıkça görülmektedir (Şekil 4.27).



Şekil 4.26. Bazaltlarda gözlenen İntergranüler doku ve gaz boşluklarını dolduran ikincil kalsit mineralinin mikroskopta görünümü.



Şekil 4.27. Plajiyoklaslarda gelişmiş karbonatlaşmanın mikroskopta görünümü.

4.4.1.2. Tekil Diyabaz Daykları

Bazaltları keser konumlu olan tekil diyabaz daykları genellikle arazide açık gri, gri, yeşilimsi gri renklerde olup, kristal boyutları ince taneliden, iri taneliye kadar değişebilmektedir. Bu kaya türü bazaltlara oranla daha az altere olmuştur (Şekil 4.28). Diyabazlar mineralojik olarak; plajiyoklas, klinopiroksen, amfibol, biyotit, klorit ve opak minerallerden oluşmuşlardır.



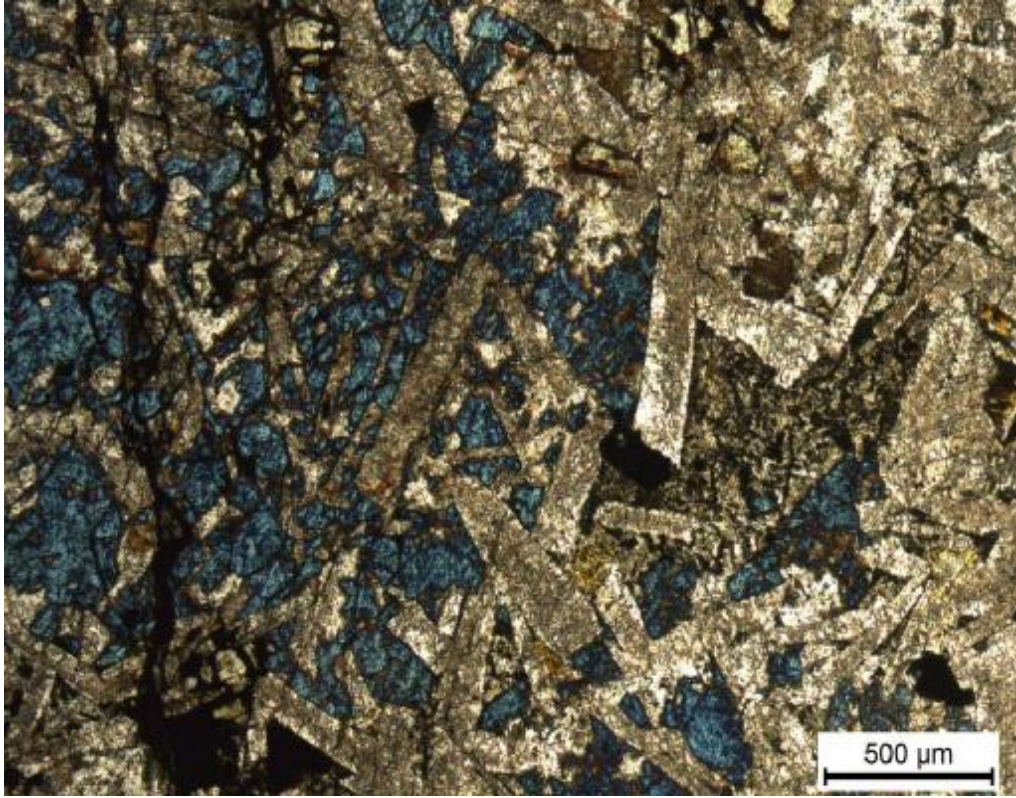
Şekil 4.28. Spilitik bazaltları kesen tekil diyabaz daykı (Koçali-Havşa dere)

Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Örneklerin çoğunda plajiyoklasların kenar kısımlarında alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekli 4.29).

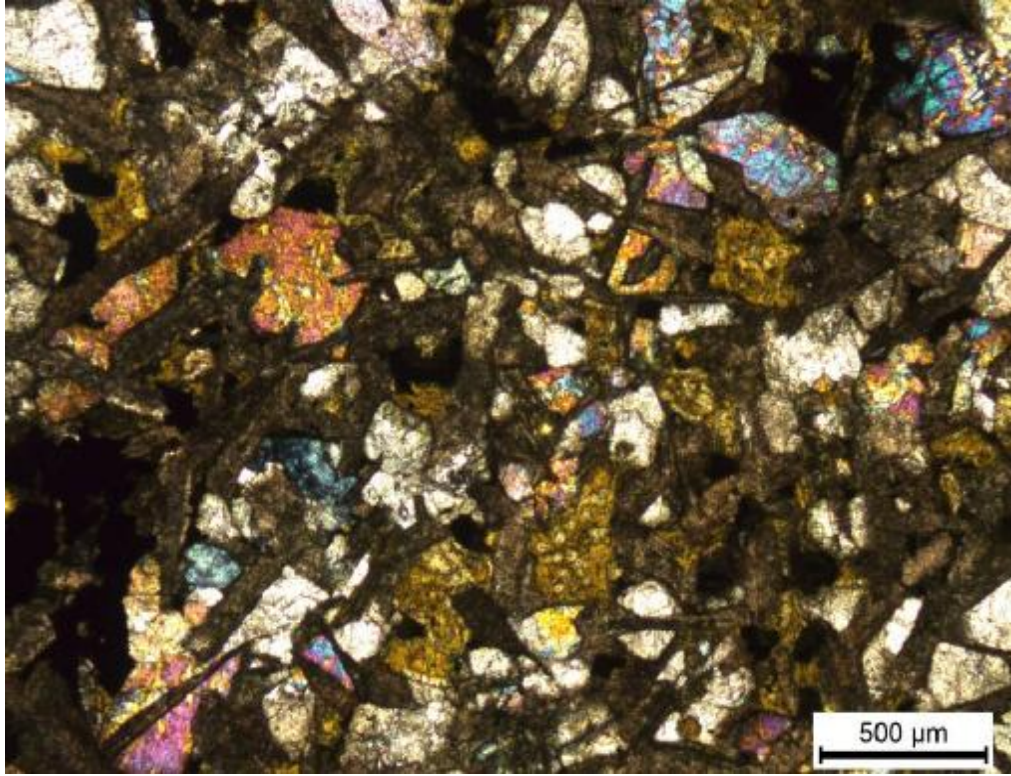
Klinopiroksenler, özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Bazılarında kötü gelişmiş tek yönde dilinim izlenmektedir (Şekil 4.29).

Amfiboller ve biyotitler; genellikle yarı özşekli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Biyotitlerde kahverengi paleokroizma belirgin olup, bazı kesitlerde merkezi kısımlarda oksitlenmelerin olduğu gözlenmektedir. Biyotit kristallerinin çoğu dilinimsizken, bazılarında tek yönde dilinim belirgin şekilde görülmektedir.

Diyabazlarda; ince, uzun ve çubuksu plajiyoklas kristallerinin birbirleriyle açı yapacak şekilde birleştiği ve aralarındaki boşlukların piroksen, amfibol vb. minerallerle doldurulduğu intergranüler doku gözlenmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.29. Diyabaz dayklarındaki klinopiroksenlerde izlenen dilinimler ve plajiyoklasların kenar kısımlarında izlenen karbonatlaşma



Şekil 4.30. Diyabaz dayklarında izlenen intergranüler doku

4.4.2. Koçali Ofiyoliti (Kale Formasyonu): Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik birim içerisinde cevherleşmelerle ilişkili olan levha daykları incelenmiştir.

4.4.2.1. Levha Dayk Karmaşığı (Diyabaz)

Birimin alt seviyeleri izlenememekle beraber muhtemelen izotrop gabrolar içerisine sokulum yapan tekil diyabaz daykları ile başlamış ve üste doğru birbirine paralel uzanan dayklarla temsil edilen levha dayklarına geçmektedir. Levha daykları esas olarak ince-orta-iri taneli diyabazlarla temsil edilmektedir. Kalınlıkları 10-15 cm ile 50-60 cm arasında değişen yaklaşık birbirine paralel levha dayklarında nadiren soğuma kenarlarına rastlamakta mümkündür (Şekil 4.31). Tut-İncekoz cevherleşmelerini içeren bu dayk karmaşığının MTA tarafından yapılan sondajlarda 800 m derinliğe kadar devam ettiği görülmüştür (Yıldırım ve Çetiner 2012). Yeşilin tonlarında ayrışma rengine sahip olan levha dayklarında makroskopik olarak kloritleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonlar net olarak izlenebilmektedir.



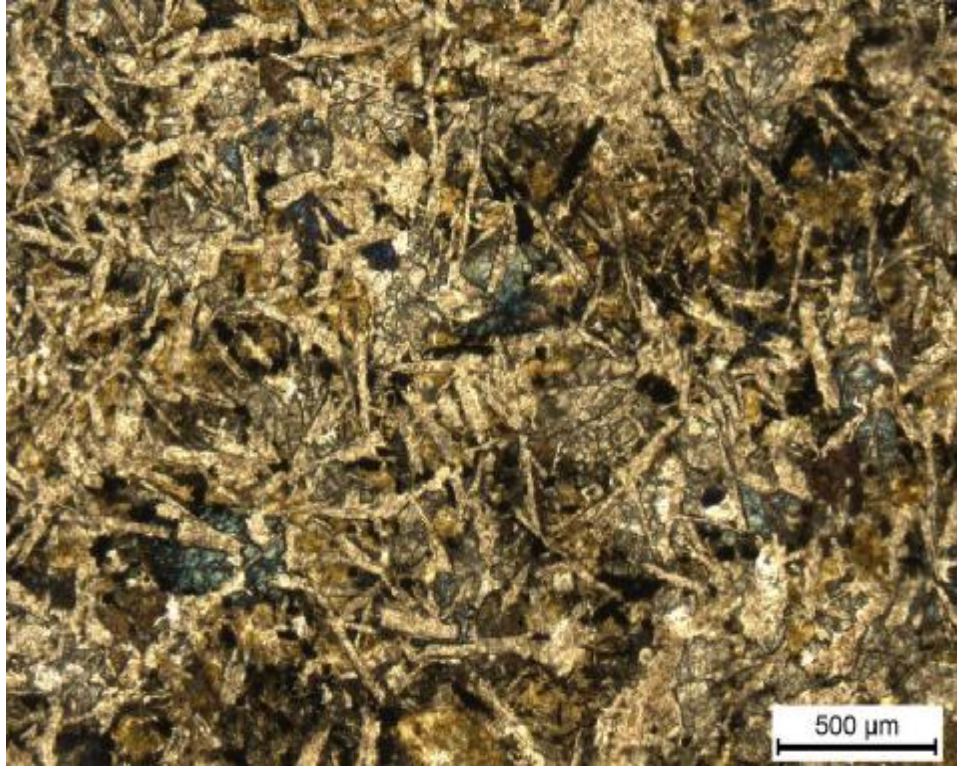
Şekil 4.31. Levha dayk karmaşığı yakın görünüm (İncekoz)

Diyabazlar mineralojik olarak; plajiyoklas, klinopiroksen, klorit, epidot ve opak minerallerden oluşmuşlardır.

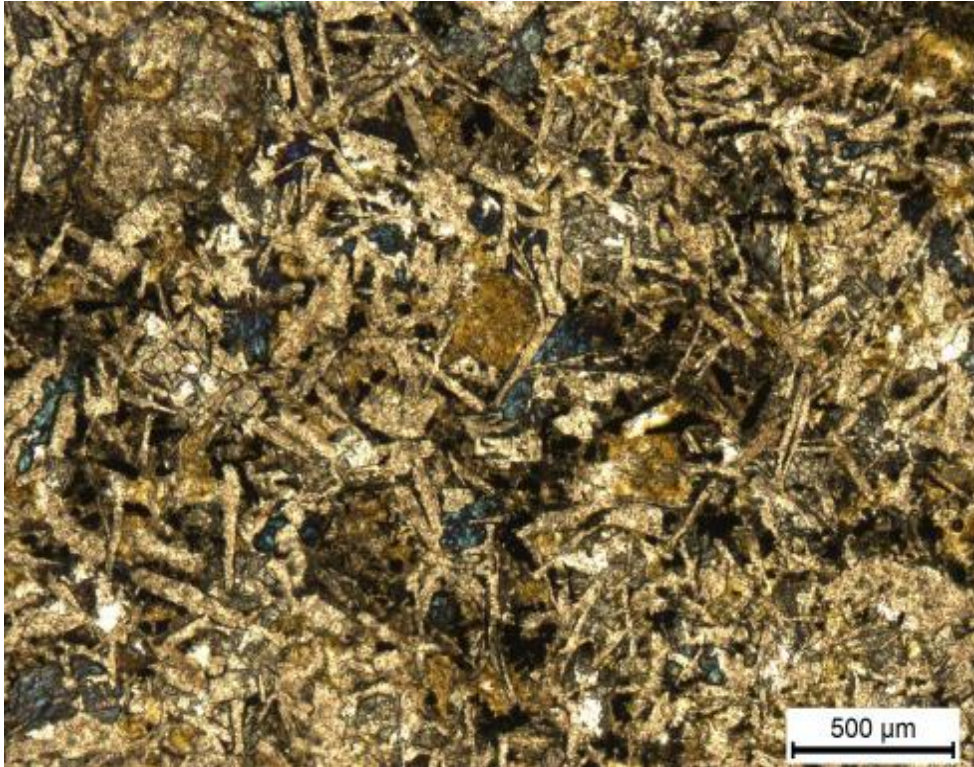
Plajiyoklaslar; yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Karbonatlaşma, serizitleşme ve kloritleşme yaygın olarak gözlenen alterasyon türlerini temsil etmektedir (Şekil 4.32).

Klinopiroksenler tek yönde gelişmiş dilinim gösterir ve alterasyona uğrayarak uralitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde izlenmektedir. Genellikle plajiyoklaslar arasındaki boşlukları dolduran özşekilsiz kristaller halinde bulunurlar.

Koçalı Melanjı'nda izlenen tekil diyabazlara benzer olarak burdaki diyabazlarda da ince, uzun ve çubuksu plajiyoklas kristallerinin birbirleriyle birleştiğı ve aralarındaki boşlukların piroksen, amfibol vb. minerallerle doldurulduğı intergranüler doku gözlenmektedir (Şekil 4.33).



şekil 4.32. Levha dayklarında izlenen kloritřemededen görünüm



şekil 4.33. Levha dayklarında izlenen intergranüler doku

4.5. Cevherleşme Alanlarının Maden Jeolojisi ve Mineralojisi

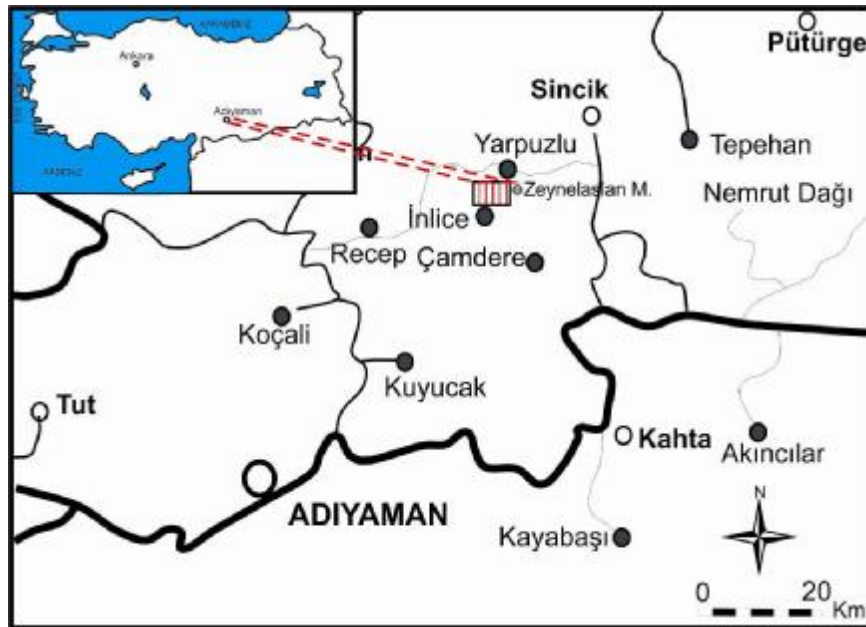
Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı arasında bulunan inceleme alanı, Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı bir temel ve üzerinde yer yer uyumlu transgresif, yer yer ise Mesozoyik yaşlı olarak bulunan platform çökelleri, Güneydoğu Anadolu Otoktonu veya Arap Platformu olarak tanımlanır. Kenar Kıvrımları olarak da bilinen kuşak Adıyaman-Gölbaşı ve Antakya güneyindeki Kılıçdağ'da, Kilis batısında yüzeyleir (Herece, 2008). Bu kuşak baz metal ve değerli metaller açısından oldukça önemli bir potansiyele sahiptir. Özellikle Adıyaman yöresi, Cu cevherleşmeleri açısından zengin bir bölge oluşturmaktadır. Bölgede, MTA Genel Müdürlüğü tarafından Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı boyunca yapılan prospeksiyon ve genel jeokimya çalışmaları sırasında çok sayıda Cu anomalisi saptanmıştır (Cengiz, 1991). Daha sonra MTA tarafından yürütülen "Koçali Karmaşığı içerisindeki Kıbrıs Tipi VMS yataklarının araştırılması" adlı proje kapsamında küçük-orta ölçekli Cu cevherleşmelerleri belirlenmiştir. Doktora tezinin ana konusunu oluşturan bu cevherleşmeler 3 farklı alanda izlenmektedir. Bu cevherleşme bölgeleri ayrı ayrı olarak ele alınacaktır Bunlar Sincik-Ormanbaşı Tepe , Koçali-Bezardağı ve Tut İncekoz cevherleşmeleridir.

Cevherleşme alanı içerisinde, birkaç formasyonun bir arada bulunmasına karşın cevherleşmeler sadece Koçali Karmaşığı içerisinde izlenmektedir. Koçali Karmaşığı; Koçali Ofiyoliti (Kale Formasyonu) ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali Melanjından (Konak-Tarasa Formasyonları) oluşmaktadır. Koçali Melanjı (Üst Triyas) güney Neotetis'in açılımı sırasında oluşmuş, Koçali Ofiyoliti (Üst Kretase) ise okyanusal basenin kapanması sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşmuştur (Yıldırım ve diğ. 2012b).

4.5.1. Sincik-Ormanbaşı Tepe Cevherleşmeleri

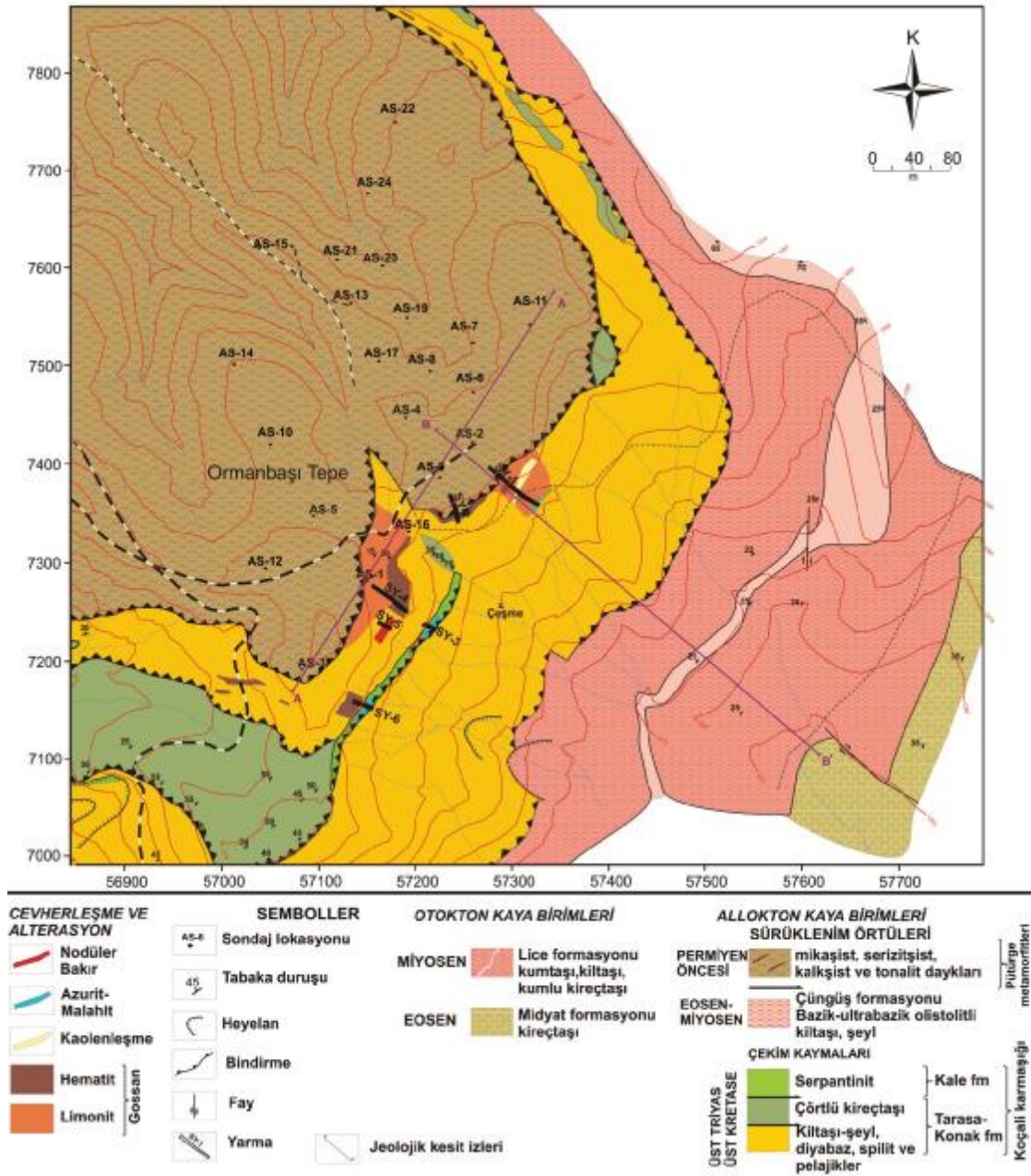
İnceleme alanı; Adıyaman ili Sincik ilçesinin yaklaşık 20 km güneybatısında, Zeynalaslan Mahallesi sınırları içerisindeki Ormanbaşı Tepe mevkiinde yer almaktadır (Şekil 4.34). Koçali Karmaşığı inceleme alanında; Ormanbaşı Tepe

mevkiinde, Pütürge Metamorfikleri ile Çüngüş Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenip ekaylanırken, Lice Formasyonunun üzerine bindirmelidir (Şekil 4.35). Akçak Tepe'nin hemen güneyinde; GB-KD gidişli izlenen birim Midyat Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Ormanbaşı Tepe mevkiinde ince bir tektonik dilim şeklinde uzanan birim çamurtaşı-volkanik, çörtlü kireçtaşı ve şeylden oluşmuş Konak-Tarasa Formasyonu ile, bu birimlerin arasında bir dilim şeklinde uzanan serpantinitlerden oluşmuş Kale Formasyonu ile temsil edilmektedir (Şekil 4.35).



Şekil 4.34. İnceleme alanı yer bulduru haritası

Karmaşık inceleme alanında; spilit, diyabaz, radyolarit, çamurtaşı, kıltaşı, şeyl ve serpantinit ile temsil olunmasına karşın yer yer Çüngüş Formasyonu'na ait birimleri de içerebilmektedir (Yıldırım ve diğ., 2008; Yıldırım, 2011).



Şekil 4.35. İnceleme alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Yıldırım, 2011)

Yöredeki cevherleşmeler bindirme düzlemiyle uyumlu olup, $K40^{\circ}D/20^{\circ}-30^{\circ}KB$ konumludur. Çamurtaşı, diyabaz, split ile kıltaşı-şeyllerin içerisinde taşınmış merceğimsi ve tabakamsı şekillerde yer almaktadır. Cevherleşmeler yüzeyde kahverengimsi, kırmızımsı renkte ve aşırı derecede oksitlenmiş mostralardan (demir şapka) oluşmakta ve bu kısımlar cevherleşmelerin tanınmasında önemli bir kolaylık sağlamaktadır (Şekil 4.36) (Yıldırım ve diğ., 2012a)



Şekil 4.36. Koçali Karmaşığı, Lice ve Fırat Formasyonlarının ilişkisi (Ormanbaşı Mevkii).

Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmeleri genellikle aşırı derecede altere olmuş, yer yer spilitleşmiş bazik volkanikler içerisinde bulunmakta (Şekil 4.37) ve bu volkanikler Koçali Karmaşığı'nın en üst seviyelerine karşılık gelen denizaltı volkanik kayalar olarak değerlendirilmektedir (Tarasa Formasyonu).

Ormanbaşı Tepedeki alterasyon kalınlığı 10 m'den başlayıp yer yer 100 m'ye kadar ulaşmaktadır. Uzunluğu ise kesikli olarak 300 m kadardır. Alterasyonun tabanında koyu siyahımsı bordo renkli ve pilotaksitik dokulu bazalt yer almaktadır. Bu kayaç, akma dokusu gösteren plajiyoklas mikrolitleri ve bunları kesen kalsit damarları içermektedir. Ayrıca bu alterasyon zonunun altında yer alan serpantin diliminde ikincil olarak gelişmiş malakit-azurit sıvımları izlenmektedir (Şekil 4.38).



Şekil 4.37. Koçali Karmaşığın a ait spilitleşmiş altere yastık lavlar (Baizge Mezrası)

Cevherleşmeler genelde masif olup, yer yer ağsı ve saçınımlı olarak da izlenmektedir. Özellikle yüzeyde limonitleşme, hematitleşme, killeşme ve demir şapka (gossan) şeklinde görülürken, 20 MTA tarafından yapılan sondaj çalışmalarında; yüzeydeki demir şapkaların altında piritli cevher kabuğunun bulunduğu (0,2-5 m kalınlığında kalkopirit-sfalerit saçınım ve damarcıklı masif piritli seviye) ve daha derinlerde ise yer yer saçınımlı-ağsal pirit-kalkopiritli breşik seviyelerin yer aldığı belirtilmektedir (Yıldırım ve diğ., 2012a).



Şekil 4.38. Üstte demir şapka, altta serpantinit dilimi içerisinde ikincil olarak gelişmiş azurit-malahit oluşumları

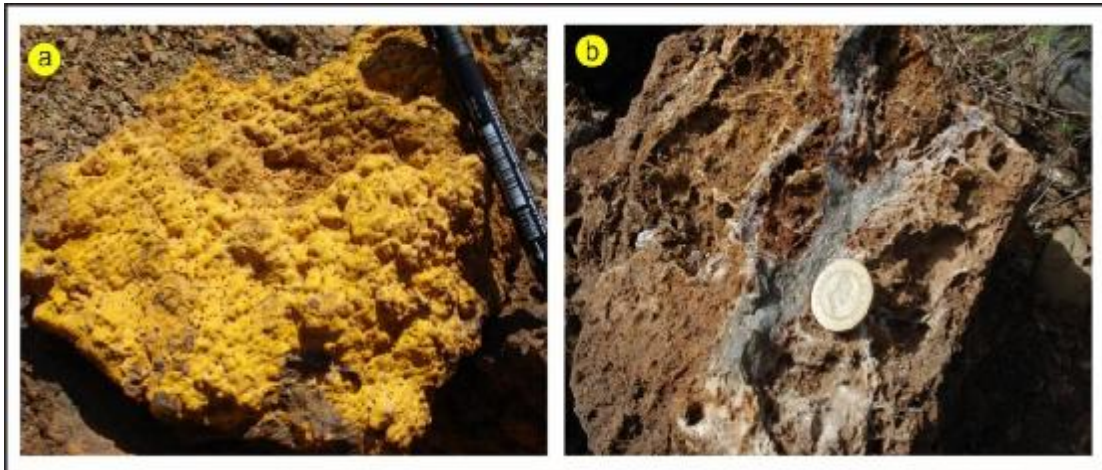
Bölgede bulunan cevher mostralarından ve sondajlarda kesilen cevherli zonlardan alınan örneklerin makroskobik ve mikroskobik incelemeleri neticesinde

mineralojik olarak; pirit, kalkopirit, sfalerit, bornit, kalkozin-kovellin nabit bakır izlendiği görülmüştür (Şekil 4.39).



Şekil 4.39. a) Yüzeydeki oksidasyon zonunda gelişmiş nabit bakır saçınımları b) Oksidasyon zonunda izlenen malahit-azurit ve kalkozin oluşumları

Yüzeydeki demir şapkalar (gossan) içerisinde boşluklu ve böbreğimsi (götir) dokular izlenmektedir. Boşluk dokusu izlenen örnekte, kuvars ve pirit damarlar içerisinde yada boşlukları doldurmaktadır (Şekil 4.40).



Şekil 4.40. a) Demir şapkalarda gelişmiş böbreğimsi doku (götir) b) Demir şapkalarda gelişmiş, pirit-silis damarları ve boşluklu doku

Yine inceleme alanında Koçali Karmaşığı'na ait kıltaşı-marnlar içerisinde okyanusal ortamları karakterize eden bakırlı mangan nodülleri de izlenmektedir (Şekil 4.41).



Şekil 4.41. Koçali Karmaşığına ait kiltası-marn içerisinde izlenen bakırlı mangan nodülleri

Sondajlarda farklı lokasyon ve derinliklerde demir şapka içerisinde masif pirit ve saçınımlı veya damarcık şeklinde kalkopirit-sfalerit, yer yer saçınımlı-ağsal seviyeler ile pirit-kalkopiritli breşik seviyelerin kesildiği belirtilmektedir (Şekil 4.42-4.43) (Yıldırım 2011; Yıldırım ve diğ.,2012a).

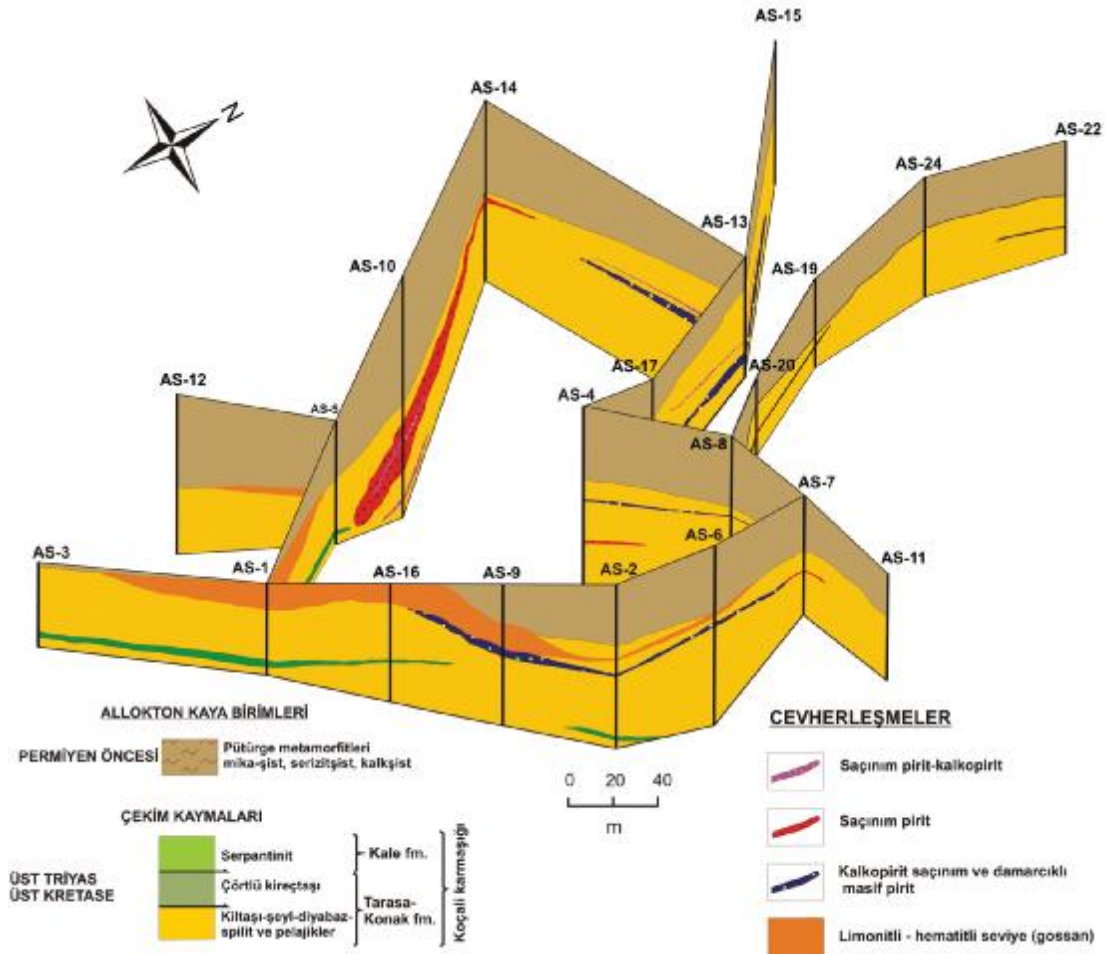


Şekil 4.42. AS-2 no.lu sondajda kesilen (a) masif cevher, (b) yarılanmış bu cevherin yakın görünümü



Şekil 4.43. AS-9 no.lu sondajda kesilen (a) demir şapka, (b) devamında yer yer ezik masif cevherlerin görünümü

Çalışma kapsamında yürütülen sondajlardan hazırlanan kuyu logların yorumlanmasıyla oluşturulan panel diyagram üzerinde cevherli zonların yanal ve düşey yönlerdeki değişimi açıkça ortaya konulmuştur. Cevherleşme yüzey ve yüzeye yakın yerlerde oksitlerden oluşurken (demir şapka) derinlere doğru masif pirit ile temsil edilmektedir. Cevherli seviyelerin yer yer incelik kalınlaşan bir yapı sergilediği gerek panel diyagramda gerekse jeolojik kesitlerde açıkça izlenmektedir (Şekil 4.44).



Şekil 4.44. Cevherleşme sahasındaki sondajları gösteren panel diyagram (Yıldırım, 2011) (Kuyu yerleri için Şekil 4.35'ye bakınız)

Koçali karmaşığına ait volkanitler içerisinde gelişmiş cevherleşmeler, yüzeyde genellikle yoğun limonitli (piritle birlikte), hematitli ve silisli demir şapkalardan oluşmaktadır. Bu zonlarda yer yer kaolenleşme de izlenmektedir. Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayalarda ise genellikle kloritleşme,

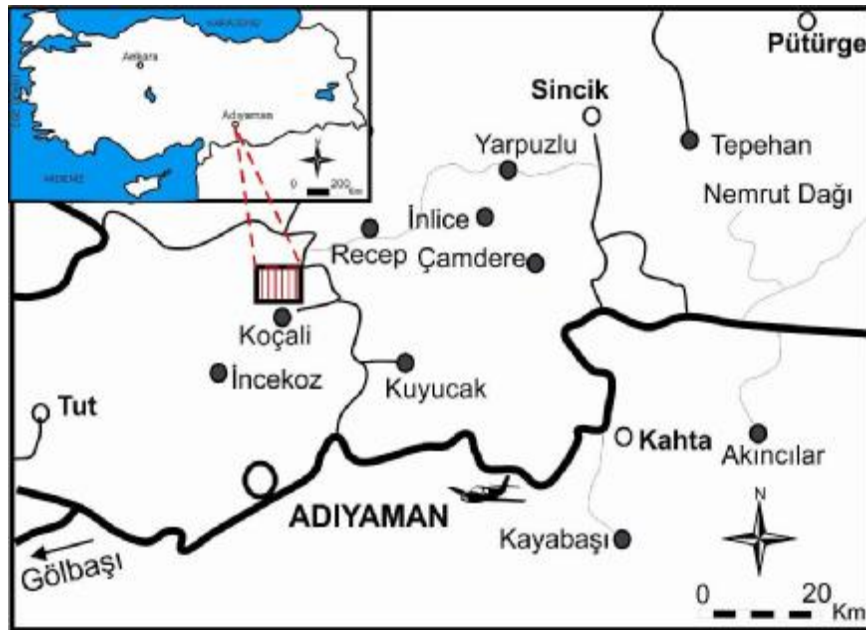
karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar izlenmektedir (Şekil 4.45) (Yıldırım ve diğ., 2012a). Bu alterasyon türleri deniz tabanı volkanitlerinde de sıkça görülmektedir.



Şekil 4.45. Cevherleşme alanı içerisinde izlenen alterasyonlardan görünüm (Ormanbaşı Tepe mevki SY-1 no.lu)

4.5.2. Koçali Havşa Dere- Bezardağı Cevherleşmeleri

Adıyaman iline 30 km mesafede bulunan Koçali Köyünün yaklaşık 3 km kuzeybatısındaki Kara Dere mevkiinde yer almaktadır (Şekil 4.46).

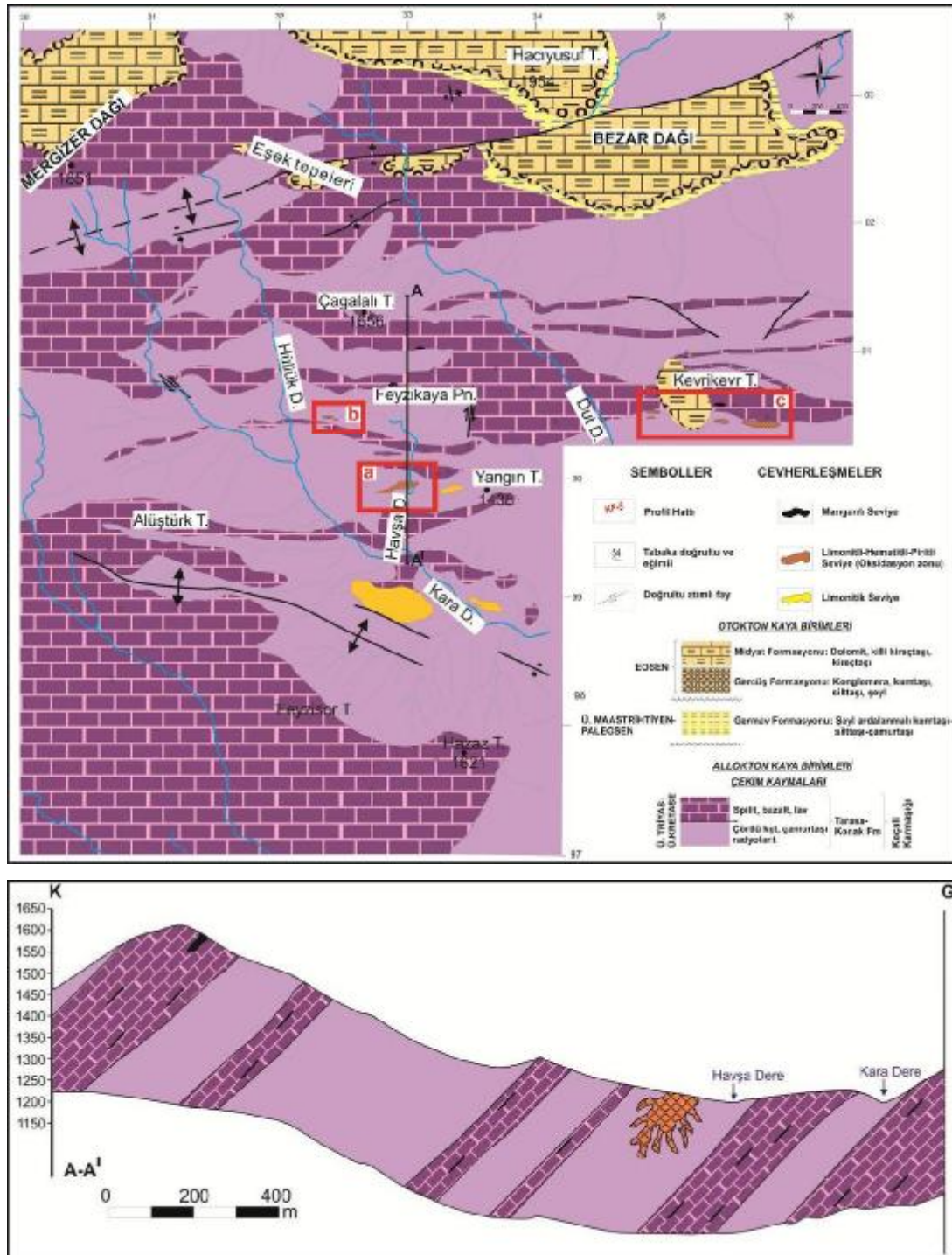


Şekil 4.46: İnceleme alanı yer bulduru haritası

Çalışma alanı ve yakın çevresinde temelde Koçali Karmaşığı bulunurken bu birimin üzerine uyumsuzlukla üst otokton seriye ait birimler gelmektedir. Bu birimler çalışma alanı ve çevresinde; Germav Formasyonu, Gercüş Formasyonu ve Midyat Formasyonu ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Ekay zonunun güneyinde bulunan çalışma alanındaki bu birimler, sürüklenim örtüleri (üst allokton seri) tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.47-4.48).

Cevherleşmelerin içerisinde bulunduğu Koçali Karmaşığının alt birimi olan Koçali Melanjı (Tarasa ve Konak Formasyonları) inceleme alanı ve çevresinde radyolaryalı çört, silisleşmiş şeyl, kahve renkli kıltaşı, biyomikrit, dolomit, kuvars arenit gibi sedimanter kayaçlar ile spilitik bazalt ve bazalt türü volkaniklerden oluşmaktadır (Şekil 4.49a-4.49b). Çökellerle ardalanan volkanitlerin toplam kalınlığı çökellerden çok daha fazladır (Şekil 4.49a). Radyolaryalı çörtler arasında, ince ara bantlar şeklinde tabaka düzlemleri mangan boyalı olarakta gözlenmektedir. Yer yer çamurtaşı-radyolaritler arasında stratobound-stratiform şekilli gelişmiş küçük ölçekli mangan cevherleşmelerine rastlamakta mümkündür.

Spilitik bazalt ve spilitler yeşilimsi gri renkli, ayrışmalı yüzeyde arenalaşmış olarak izlenir. Çökel kayaçlarla yanall geçişler gösterir ve dayanımsız yüzeylerinin oluşturduğu morfolojileri sunarlar.

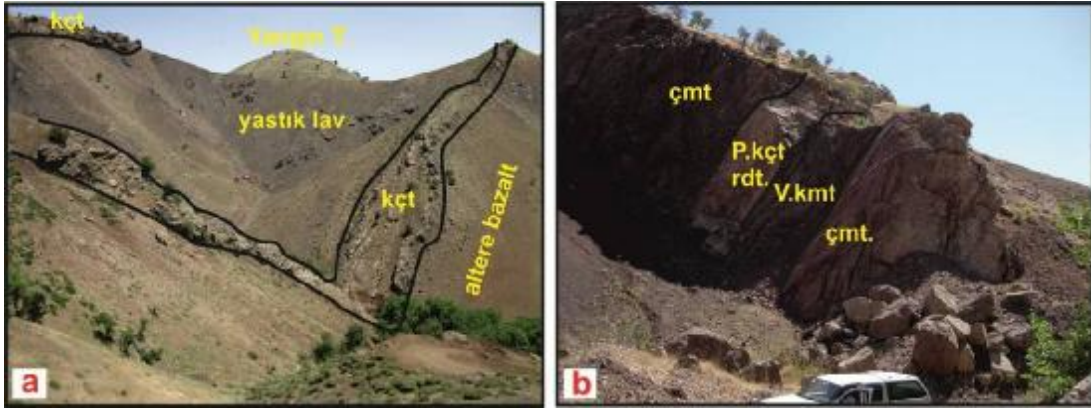


Şekil 4.47. İnceleme alanı ve çevresinin maden jeoloji haritası ve jeoloji kesiti (Yıldırım ve Çetiner, 2013). a) Havşa Dere Cevherleşmesi; b) Feyzikaya Pınarı Cevherleşmesi; c) Kevrikevri Tepe Doğu ve Batısındaki Cevherleşmeler



Şekil 4.48. Cevherleşme alanında bulunan pelajik sedimanlar ve volkanitlerle temsil edilen Konak-Tarasa Formasyonları ile bu birimlerin üzerine uyumsuzluka gelen Germav-Gercüş ve Midyat Formasyonu (Tkk: Konak-Tarasa Formasyonları, Pg: Germav Formasyonu, Eg: Gercüş Formasyonu, Eh: Hoya Formasyonu).

Ayrıca bazı seviyelerde yastık yapısını korumuş bazaltlarda izlenebilmektedir (Şekil 4.50a-4.50b). Yastık lavların çapları 20-25 cm'den 70-80 cm'ye kadar değişebilmekte ve ileri derecede altere olmuş olan birim de kimi yerlerde yastık yapısı bozulmuştur.



Şekil 4.49. a) Havşa dere cevherleşme alanı içerisinde izlenen derin deniz sedimanları ile spilitik bazaltların tektonik ardalanması b) Dut Dere'de çamurtaşı-radyolarit-pelajik kireçtaşlarının ilişkisi

Makroskobik olarak bakıldığında yer yer yoğun kloritleşmiş, yer yer hematitleşmiş, amigdaloyidal dokulu, gözenekleri ikincil kalsit, zeolit ve silis mineralleri ile doldurulmuştur. Plajiyoklaslardaki serizitleşme ve albitleşme ile piroksenlerdeki kloritleşme ikincil olarak gelişmiştir.

İnceleme alanında ki cevherleşmeler üç farklı alanda izlenmektedir. Bunlar; a. Havşa Dere içerisinde, b. Feyzikaya Pınarı batısı, c. Kevriker Tepe doğusu ve batısındadır (Şekil 4.52) (Yıldırım ve Çetiner 2013).



Şekil 50. a) Kara Dere’de korunmuş yastık lavların görünümü b) Yastık lavların iç yapısından görünüm

Havşa dere içerisindeki cevherleşmeler ile Feyzikaya pınarı güneybatısındaki cevherleşmeler stockwork cevher niteliğinde olup altere spilitik bazaltlar içerisinde. Bu bazaltlarda yastık yapısı genellikle kaybolmuştur. Bu kayaçların özellikle cevher mineralleriyle doldurulduğu kesimler bütünüyle altere olmuş ve hidrotermal breş dokuları gelişmiştir. Kevrikevr Tepe’de gözlenen cevher ise masif pirit şeklinde, ağsal olarak gözlenmekte, üzerine tektonik dokanakla pelajik sedimanlar gelmektedir. İnceleme alanı içerisinde cevherleşmelerin farklı alanlarda bulunmasının en önemli nedeni; bölgede K-G yönlü sıkışmanın etkisi ile oluşmuş yaklaşık D-B doğrultulu birçok kıvrım ve bindirme yapılarının varlığıdır. Sıkışmanın artmasına bağlı olarak antiklinallerin kanatlarında devrilmeler, ters faylanmalar izlenmektedir. Özellikle derin deniz sedimanları ile spilitik bazaltların ilksel ilişkileri genellikle kaybolmuş, aralarındaki kayma düzeyleri açıkça görülmekte ve ekaylı bir yapı sunmaktadır (Şekil 4.49a) (Yıldırım ve Çetiner 2013).

a) Havşa Dere Cevherleşmesi: Koçali Karmaşığına (Koçali Melanjı) ait yer yer yoğun kloritleşmiş, hematitleşmiş, yer yer de epidotlaşmış altere spilitik bazaltlar içerisinde bulunmaktadır. Cevherleşme yüzeyde K80°D/35°-45° KB konumuna sahip

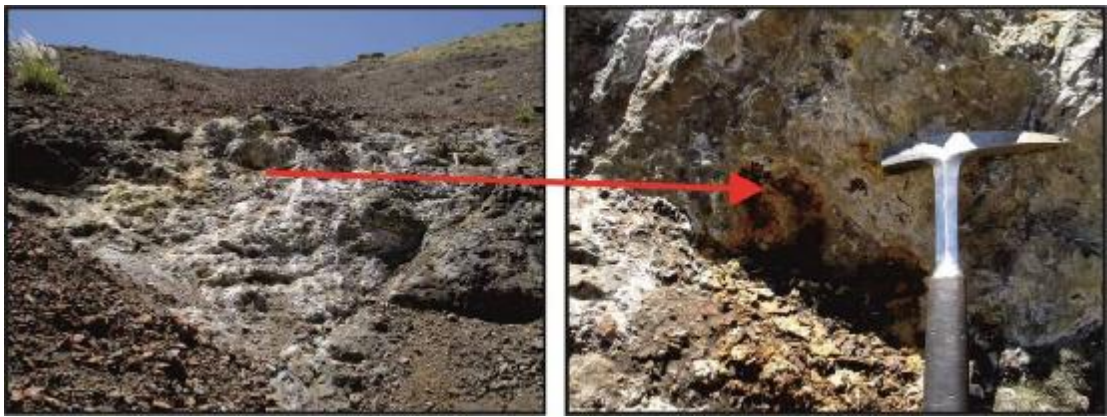
oksidasyon zonuyla temsil edilmekte ve kalınlığı yer yer 60-70 m ye ulaşmakta, uzunluğu ise yaklaşık 300 m civarındadır (Şekil 4.47) (Yıldırım ve Çetiner, 2013).

Havşa dere içerisindeki cevherleşmeler yüzeyde genellikle ağsal şekilde bulunmakta ve limonitleşmiş, hematitleşmiş daha az malahitleşmenin izlendiği oksidasyon zonu oluşmuştur (Şekil 4.51a-4.51b) (Yıldırım ve Çetiner, 2013).



Şekil 4.51. a) Havşa dere de ki cevherleşmenin genel görünümü b) Aletere bazaltlar içerisindeki stokvork cevherleşme ve pirit cebi

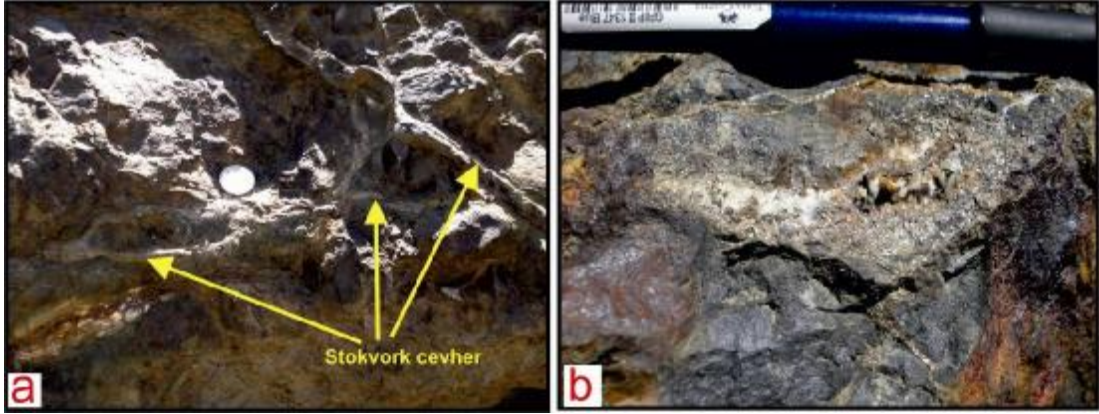
Ayrıca vadi yamacında dar bir alanda stockwork cevher içerisinde küçük ölçekte masif pirit cebi izlenmekte ve bu alanda güncel kükürt-alünit oluşumları gelişmiştir (Şekil 4.52).



Şekil 4.52. Havşa dere içerisinde massif pirit cebinin görünümü ve güncel alunit-kükürt oluşumları

Ağsal yapıda gelişen bu cevherleşmelerde, atmosferik koşullar altında okside olarak hematitleşme-limonitleşmenin izlendiği demir şapka benzeri yapılar

sunmaktadır (Şekil 4.51b-4.53a). Cevherleşmelere genellikle kuvars-kalsit-klorit eşlik etmektedir. Yer yer dişli kuvarslar da izlenmektedir (Şekil 4.53b).

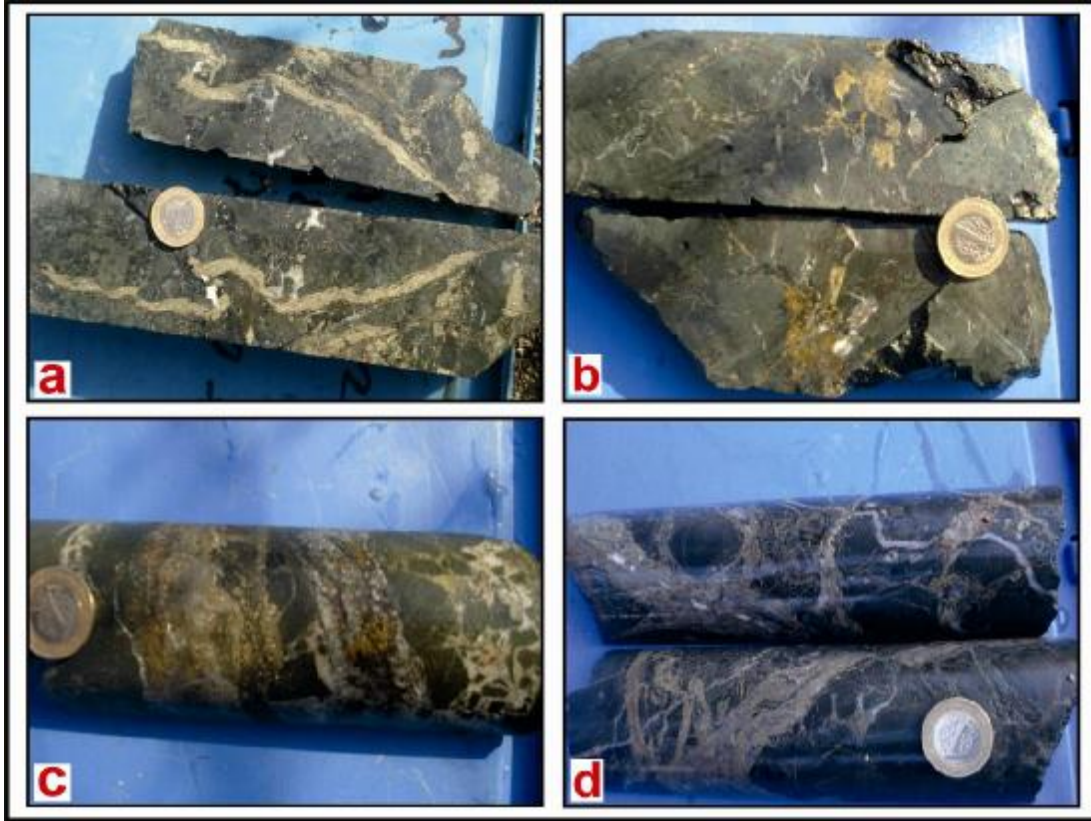


Şekil 4.53. a)Stokvork cevherin yakın görünüm, b) Stokvork cevher içerisinde izlenen pirit-kalkopirit-bornit ve dişli kuvarslar

Yapılan sondaj çalışmalarında cevherleşmelerin Cu-Au ve Zn açısından önem arz ettikleri ve yataklanma oluşturdıkları belirlenmiştir (Yıldırım ve Çetiner, 2013). Yüzeyde mostra veren ağsal yapıli cevherli seviyeler sondaj çalışmalarında kesilmiş olup, özellikle bu seviyelerin stockwork zonlara karşılık geldiği gözlenmiştir (Şekil 4.54).

Sondajlara ait karot örneklerinde cevherli seviyeler genellikle kalkopirit-bornit-sfalerit-pirit-manyetit ile temsil edilmekte olup ağsal, damar-damarcık ve yoğun saçınım şeklinde izlenmektedir (Şekil 4.55) (Yıldırım ve Çetiner, 2013).

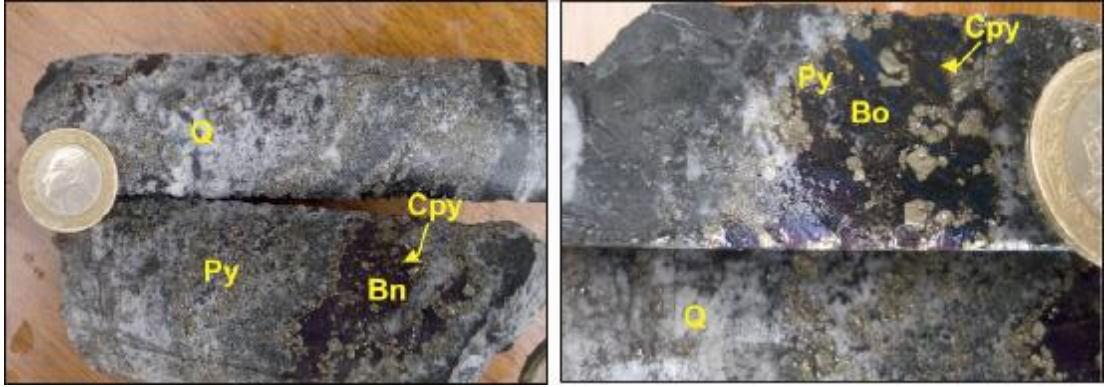
Cevher mineralleri; Pirit, kalkopirit, sfalerit, manyetit, kalkozin-kovellin, bornit, hematit ve limonittir. Örneklerde özellikle pirit baskın olarak görülmekte, kalkopirit ve sfalerite daha az rastlanılmaktadır.



Şekil 4.54. Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisinde kalsit-silis damarcıkları içerisinde yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit

Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayalarda kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme, killeşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar gözlenmektedir. Ayrıca ağsal cevher yapıları içerisinde okyanus tabanına özgü sıcak su döngülenmelerini temsil eden hidrotermal breş dokuları gelişmiştir (Şekil 4.56). Bu alterasyon türlerinin tamamı deniz tabanı volkanitlerinde de sıkça görülmektedir.

Cevherleşme alanı içerisinde yer yer spilitik bazaltlar içerisinde gelişen zayıf limonitize-hematitize zonların atmosferik koşullarda geliştiği ve bu alanlarda önemli bir hidrotermal aktivitenin gelişemediği kanısına varılmıştır (Yıldırım ve Çetiner, 2013).



Şekil 4.55. Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisindeki silis damarcıkları içerisinde yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit.



Şekil 4.56. Havşa dere stockwork zonda gelişmiş hidrotermal breş dokularından görünüm

b) Feyzikaya Pınarı Batısındaki Cevherleşme: Koçali Karmaşığın'a ait altere spilitik bazaltlar içerisinde bulunmaktadır. Cevherleşmeler yüzeyde genellikle ağsal-saçınımlı şekilli olup, limonitleşmiş-hematitleşmiş oksidasyon zonundan ibarettir (Şekli 4.57). Cevherleşme yüzeyde K75°B/45-50° KD konumuna sahip olup,

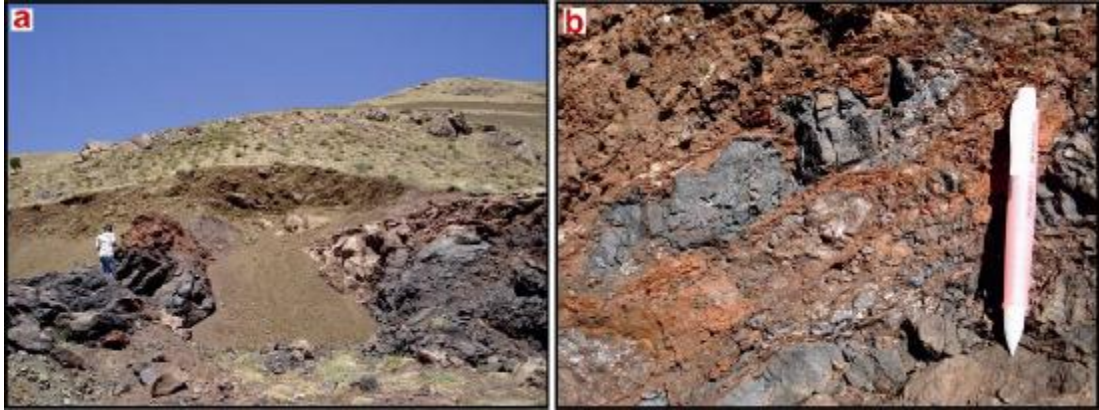
oksidasyon zonunun kalınlığı yer yer 15 m ye ulaşmakta, uzunluğu ise yaklaşık 50-60 m civarında olan tektonik bir dilim şeklindedir. Feyzikaya Pınarında gözlenen cevherleşmeler Havşa dere de gözlenen cevherleşmelere oranla daha zayıf bir görünüm sunmakla beraber saçınımlı cevherin daha yoğunlukta olduğu ve ağsal zonun kök kısmını oluşturduğu söylenebilir (Yıldırım ve Çetiner, 2013).



Şekil 4.57. Feyzikaya pınarı cevherleşmelerinden görünüm

Derin deniz sedimanları ile spilitik bazaltların ilksel ilişkileri genellikle kaybolmuş ve aralarındaki kayma düzeyleri açıkça görülen ekaylı bir yapı sunarlar. Bu ekaylı yapı spilitlerin kendi içerisinde de olağandır. Feyzikaya cevherleşmeleri, Havşa Dere cevherleşmelerinin daha alt zonlarına karşılık geldiği ve sıkışma rejimi içerisinde ekaylanarak ana cevher kütlesinden kopmuş olabileceği düşünülmektedir. Sondajlara ait analiz sonuçları değerlendirilmiş ve cevherleşmelerin düşük tenörlü Cu cevherleşmesi olduğu görülmüştür (Yıldırım ve Çetiner, 2013).

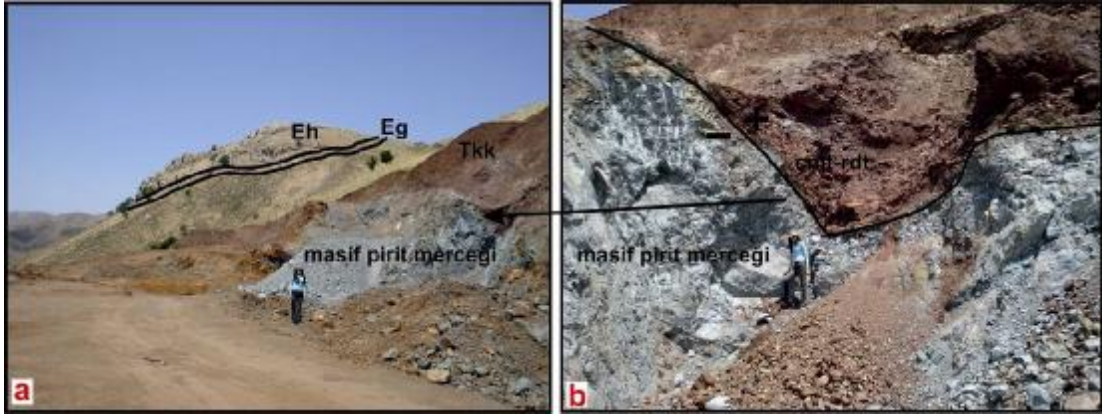
Ayrıca bu cevherleşmelerden farklı olarak inceleme alanı içerisindeki Feyzikaya Pınarı kuzeyinde iki farklı alanda Mn cevherleşmelerine rastlanmıştır (Şekil 4.58a-4.58b). Cevherleşmeler, Koçali Karmaşığının radyolaritleri içerisinde düzensiz merccekler ve onlarla ardalanmalı tabakalar şeklinde bulunmaktadır. Cevher yan kayalarla genellikle uyumludur. Gerek cevher gerekse yan kaya kırıklı ve kıvrımlıdır. Cevherin konumu K70-80°D/40°KB, yan kayacın konumu ise K80°D/45°KB şeklindedir.



Şekil 4.58. Feyzikaya pınarı kuzeyinde ki Mn cevherleşmelerinden görünüm a) Stratobond Mn cevherleşmesi b) Stratiform Mn cevherleşmesi

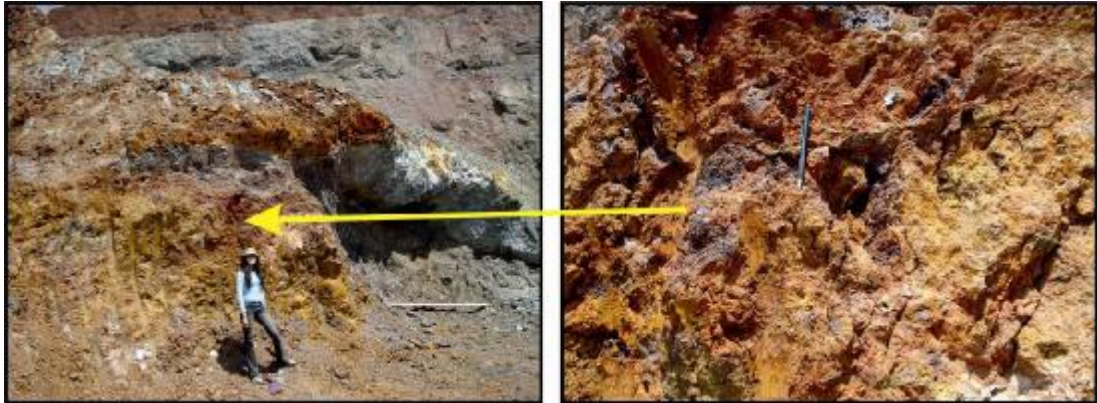
Cevher kırılğan bir yapıya sahip olup bölgede manganez mostralarında ve el örneklerinin hemen hemen hepsinde dış yüzeyleri siyah, hafif kırmızımsı renkte ve koyu kahverenginin değişik tonlarındadır. Çizgi rengi siyahtır ve metalik parlaklık göstermektedir. Cevher minerali olarak; pirolusit, psilomelan ve manganitten oluşmuştur. Cevherleşmeyi oluşturan minerallerin tane boyları değişken olup masif ve çatlak dolgusu şeklinde gözlenmektedir. Cevherleşmeler denizaltı hidrotermal kökenli olmalıdır. İnceleme alanından derledikleri cevher örneklerindeki MnO değerlerinin % 9-74 aralığında olduğunu belirlemişlerdir (Gören ve diğ., 2010, a-b).

c) Kevrikev Tepe Doğu ve Batısındaki Cevherleşmeler: Koçali Karmaşığının alt birimi olan Tarasa Formasyonuna ait yer yer yoğun kloritleşmiş, hematitleşmiş, yer yer de epidotlaşmış altere spilitik bazaltlar içerisinde bulunmakta ve üzerine tektonik dokanakla pelajik sedimanlar (Konak Formasyonu) gelmektedir. Cevherleşme yaklaşık D-B/55° konumundadır. Cevherin en kalın olduğu yer yaklaşık 10 m olup merccekler şeklinde açılıp kapanmaktadır (Şekil 4.59) (Yıldırım ve Çetiner, 2013).



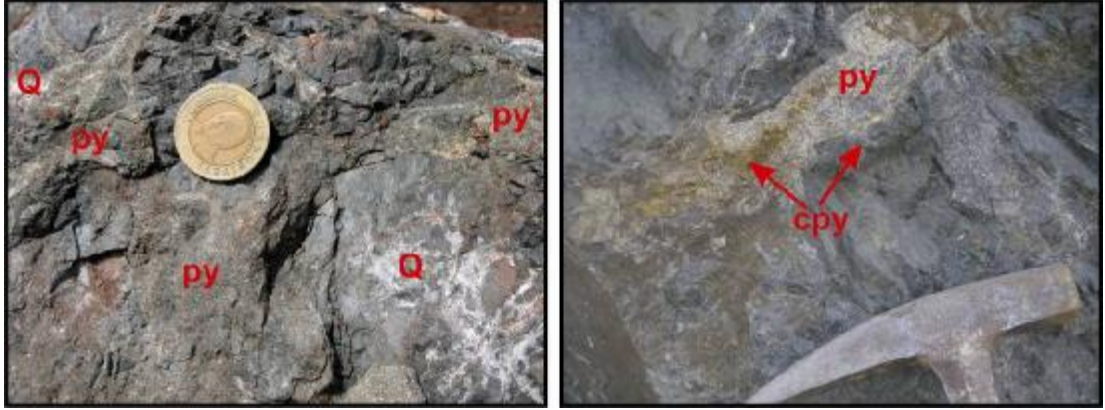
Şekil 4.59. Kevrikev Tepe cevherleşmelerinden görünüm **a)** Koçali Karmaşığın'a ait spilitik bazalt-çamurtaşı-radyolaritler üzerine uyumsuzlukla gelen Gercüş ve Hoya Formasyonları (Tkk: Koçali Karmaşığı, Eg: Gercüş Fomasyonu, Eh: Hoya Formasyonu **b)** Cevherleşme alanı içerisinde izlenen massif pirit merceği üzerine tektonik olarak gelen pelajik sedimanlar (çamurtaşı-radyolarit).

Cevherleşmeler yüzeyde genellikle masif pirit merceği-stockwork şeklinde olup, yüzeyde atmosferik koşullar altında okside olarak hematitleşme-limonitleşmenin izlendiği demir şapka benzeri görünümeler sunmaktadırlar (Şekil 4.60).



Şekil 4.60. Cevherleşme alanı içerisinde yüzeysel koşullarda gelişmiş oksidasyon zonundan (limonit-hematit) görünümeler.

Genellikle ağsal yapıda gelişmiş olan bu cevherleşmelerin yanı sıra (Şekil 4.61), okyanus tabanına yakın yerlerde oluşmuş breşik cevherle temsil olunan masif pirit merceği de eşlik etmektedir (Şekil 4.62). Cevherleşmelere genellikle kuvars-kalsit-klorit eşlik etmektedir (Yıldırım ve Çetiner, 2013).



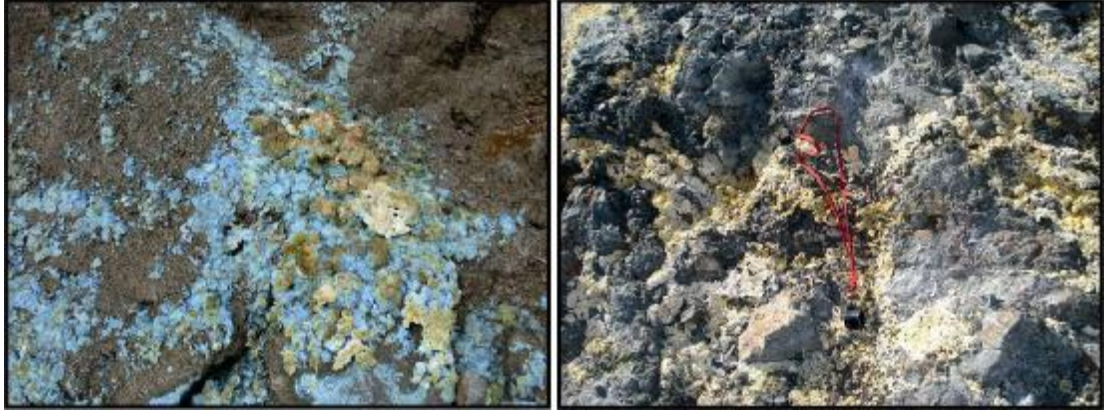
Şekil 4.61. Kevrikev Tepede ki ağsal cevher içerisinde izlenen pirit-kalkopirit ve kuvarslar



Şekil 4.62. Kevrikev Tepede ki masif pirit merceği içerisindeki breşik yapı

Kevrikev Tepedeki cevher mineralleri; pirit, kalkopirit, sfalerit, manyetit, kalkozin-kovellin, bornit, malahit, azurit, hematit ve limonittir.

Cevherleşmelerin etrafındaki yan kayalarda kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme, killeşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar izlenmektedir. Ayrıca cevherleşme alanı içerisinde güncel azurit-malahit-alunit-kükürt oluşumları da izlenmiştir (Şekil 4.63).

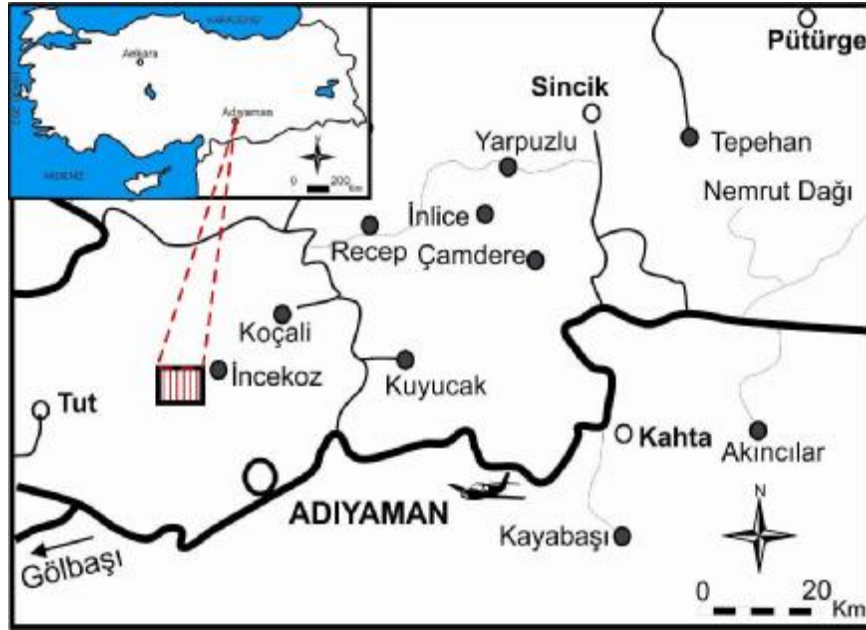


Şekil 4.63. Kevrikev Tepede ki cevherleşme alanı içerisinde güncel azurit-malahit-kükürt oluşumlarından görünüm

Cevherleşme alanı içerisinde derin deniz sedimanları ile spilitik bazaltların ilksel ilişkileri genellikle kaybolmuş ve aralarındaki kayma düzeyleri açıkça görülmekte ve ekaylı bir yapı sunmaktadır. Bu ekaylı yapı spilitlerin kendi içerisinde de görülmektedir. Kevrikev Tepe cevherleşmeleri Feyzikaya-Havşa Dere cevherleşmeleri ile aynı hat üzerinde bulunmakta ve konumları benzerlik göstermektedir. Kevrikev Tepe'deki cevherleşmelerin Feyzikaya-Havşa dere cevherleşmelerinin üst zonlarına karşılık geldiği ve sıkışma rejimi içerisinde ekaylanarak ana cevher kütlesinden kopmuş olduğu düşünülmektedir (Yıldırım ve Çetiner, 2013).

4.5.3. Tut İncekoz Cevherleşmeleri

İnceleme alanı; Adıyaman ilinin yaklaşık 33 km kuzeybatısında, İncekoz Mahallesi sınırları içerisindeki Gürleyen Tepe mevkiinde yer almaktadır (Şekil 4.64).

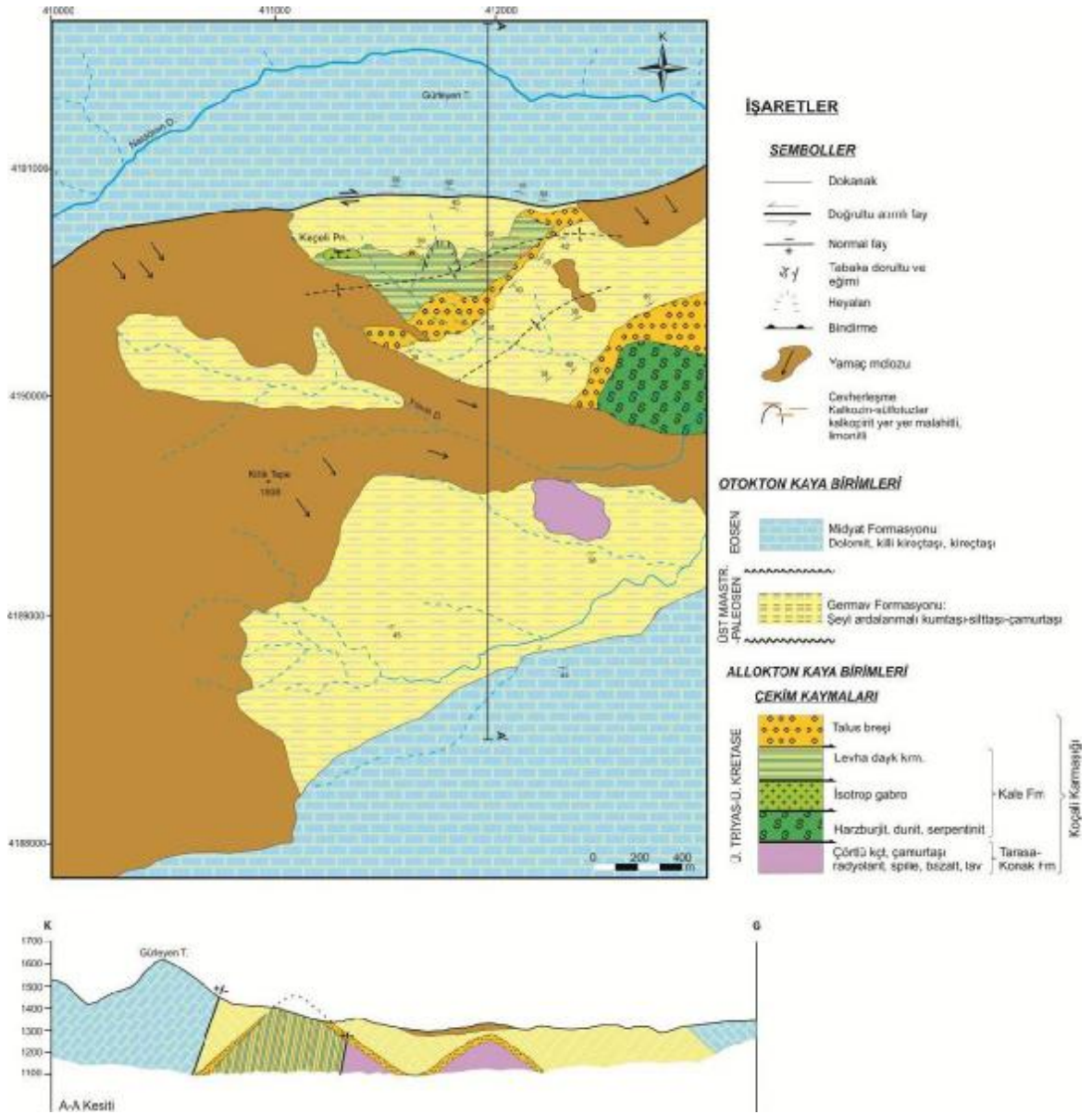


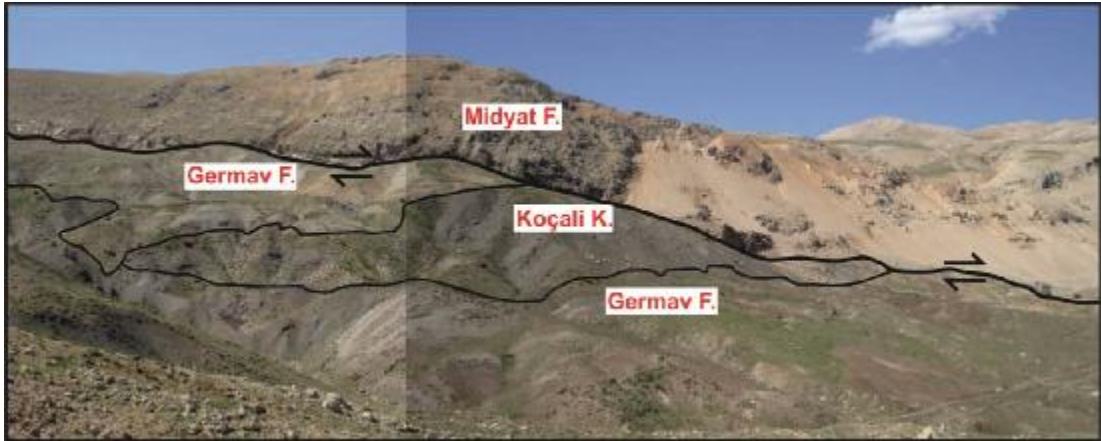
Şekil 4.64. İnceleme alanı yer bulduru haritası

Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında bulunan cevherleşme alanı ve yakın çevresinde temelde Koçali Karmaşığı bulunurken bu birimin üzerine uyumsuzlukla üst otokton seriye ait birimler gelmektedir. Bu birimler; Germav Formasyonu, Gercüş Formasyonu ve Midyat Formasyonu ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 4.65-4.66).

Cevherleşme alanı içerisinde birçok formasyonun tektonik olarak bir arada bulunmasına karşın cevherleşmeler sadece Koçali Karmaşığı içerisinde izlenmektedir.

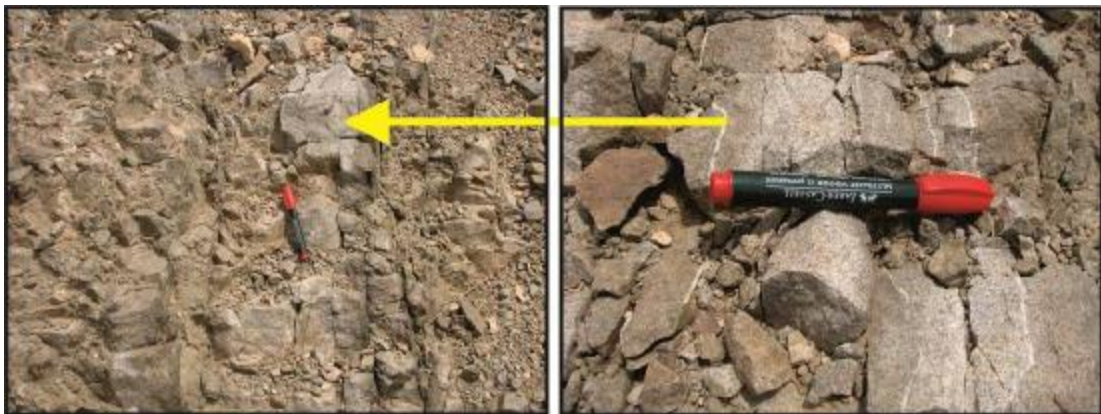
Çalışma alanı ve çevresinde temeli oluşturan Koçali Karmaşığı; serpentinit, harzburjit, dünit, gabro, levha daykları, spilitik bazalt, çamurtaşı-radyolarit ve moloz akıntısı ile temsil edilmektedir. Karmaşık içerisindeki birimlerin birbirleriyle olan ilişkileri tektoniktir. Cevherleşme Koçali Karmaşığının Kale Formasyonu içerisinde D-B/80-90°K konumlu olup, levha dayk karmaşığına ait diyabazlar içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.67) (Yıldırım ve Çetiner, 2012).





Şekil 4.66. Cevherleşme alanından genel görünüm (Bakış KD ya).

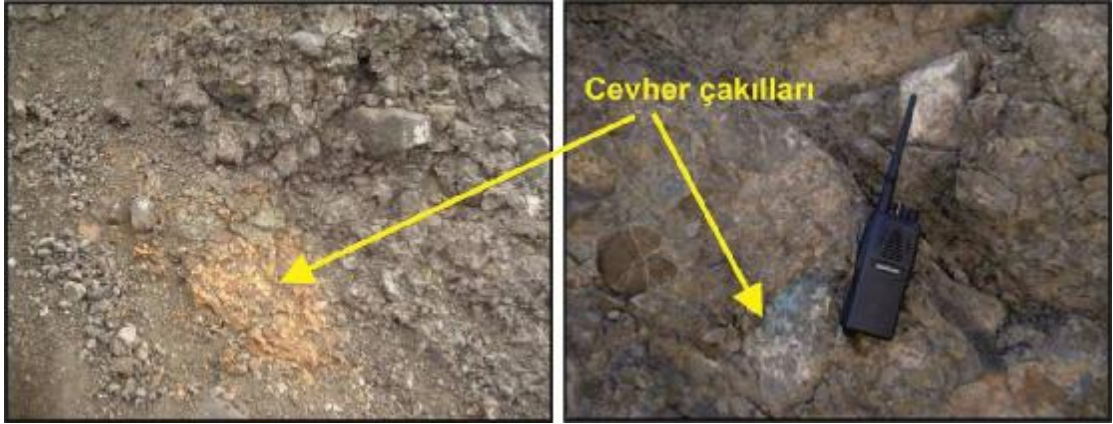
Birimin alt seviyeleri izlenememekle beraber muhtemelen izotrop gabrolar içerisine sokulum yapan tekil diyabaz daykları ile başlamış ve üste doğru birbirine paralel uzanan dayklarla temsil edilen levha dayklarına geçmektedir. Levha daykları esas olarak ince-orta-iri taneli diyabazlarla temsil edilmektedir. Kalınlıkları 10-15 cm ile 50-60 cm arasında değişen yaklaşık birbirine paralel levha dayklarında nadiren soğuma kenarlarına rastlamakta mümkündür (Şekil 4.67) (Yıldırım ve Çetiner, 2012).



Şekil 4.67. Levha dayklarında izlenen soğuma kenarları.

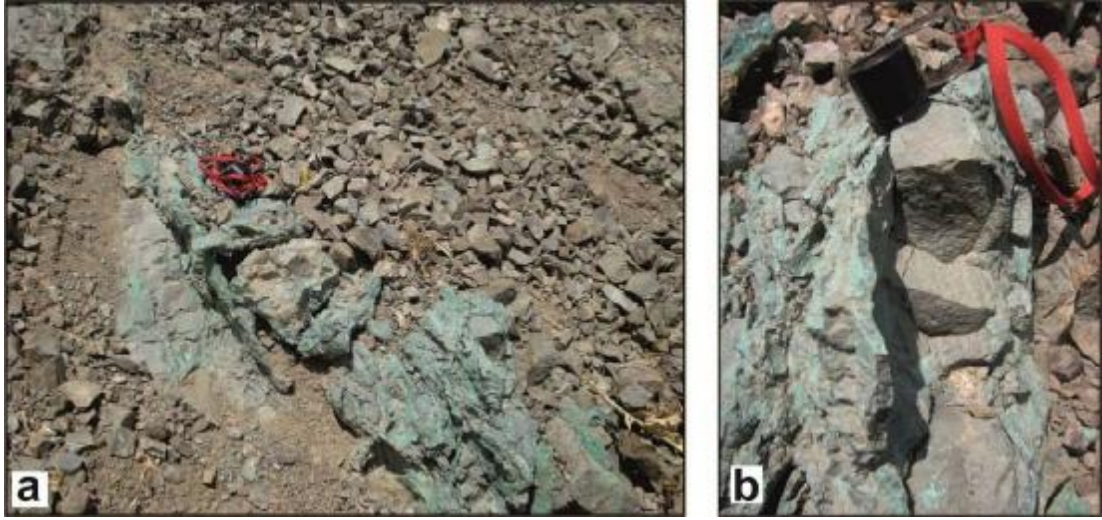
Cevherleşmeleri içeren dayk karmaşığının, MTA tarafından yapılan sondajlarda 850 m derinliğe kadar devam ettiği görülmüştür (Yıldırım ve Çetiner, 2013). Yeşilin tonlarında ayrışma rengine sahip olan levha dayklarında makroskopik olarak kloritleşme ve epidotlaşma şeklinde alterasyonlar net olarak izlenebilmektedir.

Ayrıca inceleme alanında yer yer levha dayk karmaşığı ile birlikte talus breşi de izlenmektedir. Talus breşi muhtemelen okyanusal kabukta gelişen dik açılı faylarla ilişkilidir. Birim genellikle gabro-diyabaz çakıllarından oluşmuş olmakla beraber cevher çakılları da içerdiği gözlenmiştir (Şekil 4.68) (Yıldırım ve Çetiner, 2012).



Şekil 4.68. Moloz akıntısı ve içerisindeki cevher çakıllarından görünüm

Levha dayk karmaşığı içerisinde gelişen bu cevherleşme genellikle zayıf zonları (dayk çıkış kanalları, kırık-çatlaklar, sinjenetik faylar) tercih ederek çatlak dolgusu şeklinde gelişirken, yer yer de saçınımlı halde izlenebilmektedir (Şekil 4.69). Levha dayk karmaşığını oluşturan diyabazik kayaçların üstteki bazaltlara göre permeabilitesi daha düşük olduğundan, buradaki cevherleşmeler besleme kanalları-kırık çatlaklar içerisinde çatlak dolgusu ve saçınımlı halde gözlenebilmektedir. Özellikle dayk çıkış kanallarına yerleşmiş cevherlerde breşik yapının yaygın olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.70) (Yıldırım ve diğ., 2009; Yıldırım ve Çetiner, 2012).



Şekil 4.69. a) Levha dayk karmaşığına ait diyabazların kırık zonuna yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit b) Levha dayk karmaşığına ait diyabazların çıkış kanallarına yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit



Şekil 4.70. Dayk çıkış kanalına yerleşmiş breşik yapı (a) yüzey ve (b) karot örneğinden görünüm

Cevherleşmeler yüzeyde kesik kesik 1-2 m den 100 m ye kadar takip edilebilen uzunluklar; 1-2 cm den 4-5 m ye varan genişlikler sunan cevherli alterasyon zonları içindedir (Şekil 4.71).



Şekil 4.71. Levha dayk karmaşığına ait diyabazlarda izlenen alterasyon zonu ile kırık zonlarına yerleşmiş kalkozin-kovellin-malahit

İnceleme alanı içerisinde, MTA tarafından yapılan detay maden jeolojisi haritası kullanılarak kayaç ve cevher örnekleme yapılmıştır. Cevherleşme alanında ki alterasyon zonunun içerisinde cevherleşmelerin bulunduğu zonlar da yoğun malahit sıvımalı kalkozin-kovellin, fahlerz, kalkopirit saçınım ve damarcıklı zonlar tespit edilmiş, bazı seviyelerde de yoğun hematitli, limonitli pirit saçınımlı zonlar görülmüştür (Yıldırım ve Çetiner, 2012).

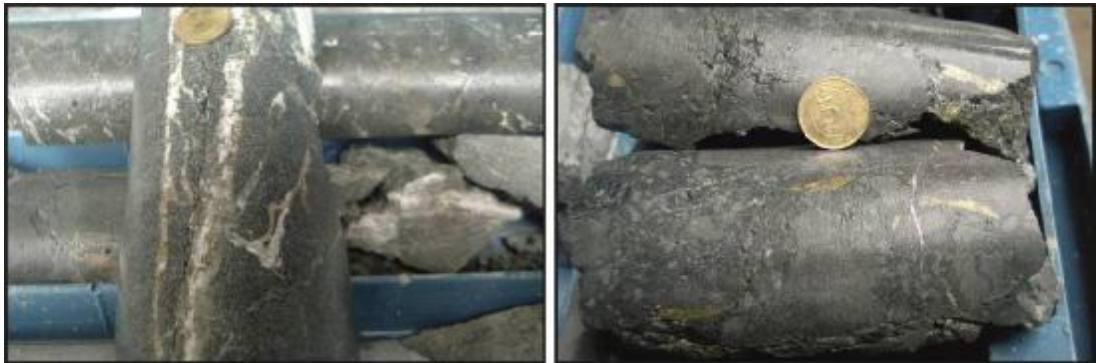
Cevherleşme mineralojik olarak; pirit, kalkopirit, bornit, kalkozin, kovellin ve spekülartten oluşmaktadır. Örneklerde birincil olarak pirit, kalkopirit ve tetraedrit-bulunurken, ikincil olarak bornit, kalkozin, kovellin ve spekülart gelişmiştir. Yüzeyde yer yer oksidasyon zonuna ait malahit-azurit-hematit-limonit bulunmaktadır (Şekil 4.72).

Cevherleşmenin etrafındaki yan kayaçlarda ise yoğun kloritleşme ve daha az karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme, epidotlaşma gibi alterasyonlar izlenmektedir. Özellikle MTA tarafından yapılan sondaj karotlarında derinlere doğru gidildikçe kloritleşme ve epidotlaşmanın arttığı görülmüştür. Bu alterasyon türleri deniz tabanı volkanitlerinde yaygın olarak görülmektedir. İnceleme alanındaki cevherleşmenin de Kıbrıs Tipi Masif Sülfid yataklarının kök kısmını oluşturan levha dayk kompleksindeki çatlak dolgusu şeklinde gelişmiş cevherleşmelere karşılık geldiği ve yeşilist fasiyesinde metamorfizma sunduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.72. Kırık zonuna yerleşmiş kalkozin-kovellin ve ikincil malahit

MTA tarafından yapılan sondajlara ait karot örneklerinde cevherli seviyeler genellikle kalkopirit-kalkozin-kovellin-pirit ile temsil edilmekte olup, saçınım ve damarcıklar şeklinde izlenmektedir. Bazı seviyelerde cevherleşmelere kuvars-kalsit damarlarının eşlik ettiği izlenmiştir (Şekil 4.73) (Yıldırım ve diğ., 2009; Yıldırım ve Çetiner, 2012).



Şekil 4.73. Karot örneklerinde izlenen pirit-kalkopirit ile kuvars-kalsit damarları.

4.6. Mineral Birliktelikleri ve Oluşum Sırası

İnceleme alanında gözlenen cevherleşmeler Kıbrıs Tipi VMS yataklarının genel özelliklerini sergilemekte ve kök zonu, stockwork zonu, masif cevher zonu ile demir şapka seviyelerini içermektedir. Bölgedeki cevherleşmeler; Sincik-Ormanbaşı Tepe mevkiinde, genellikle taşınmış merceğimsi ve tabakamsı şekilde yer almaktadır. Adıyaman-Koçali mevkiinde spilitik yastık lavlar içerisinde ağsal ve masif cevher şeklinde izlenmektedir. Tut-İncekoz mevkiinde ise levha dayk karmaşığı içerisinde çatlak dolgusu şeklinde izlenmektedir. Cevherleşmelerin etrafında ki yan kayalarda, deniz tabanı volkaniklerinde sıkça görülen kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme ve epidotlaşma izlenmektedir. Cevher mineralleri olarak; pirit, manyetit, kalkopirit, pirotin, bornit, kalkozin, kovellin, fahlerz ve sfalerit; gang olarak da kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Dokusal olarak masif sülfid yataklarına özgü kolloidal, kataklastik ve zonlu dokular gözlenmiştir.

Bu bölümde cevherleşmeler yine ayrı ayrı ele alınacaktır.

4.6.1. Sincik-Ormanbaşı Tepe Cevherleşmeleri

İnceleme alanında cevher mostralarından ve sondajlarda kesilen cevherli zonlardan alınan örneklerin makroskobik ve mikroskobik incelemeler sonucunda mineral birlikteliği ve oluşum sırası hazırlanmıştır (Şekil 4.74). Buna göre Sincik-Ormanbaşı Tepe’de ki cevher oluşumu iki ayrı evrede gerçekleşmiştir. Birinci evrede oluşan mineraller oluşum sırasına göre pirit I, kalkopirit I, pirotin, sfalerit şeklindeyken, ikinci evrede ise pirit II, kalkopirit II ve sfalerit şeklinde sıralanmıştır. Mineral birlikteliği hazırlanırken hem arazi çalışmaları sırasında yapılan gözlemler, hem de mikroskop çalışmaları dikkate alınmış olup belirlenen mineral bollukları çizgi kalınlıklarındaki farklılıklarla temsil edilmiştir. Buna göre mineral bollukları pirit, kalkopirit sfalerit, pirotin sırasını izleyerek azalmaktadır. Bölgedeki cevherleşmelerde ikincil mineral olarakta kalkopirit kırıkları boyunca kovelin-

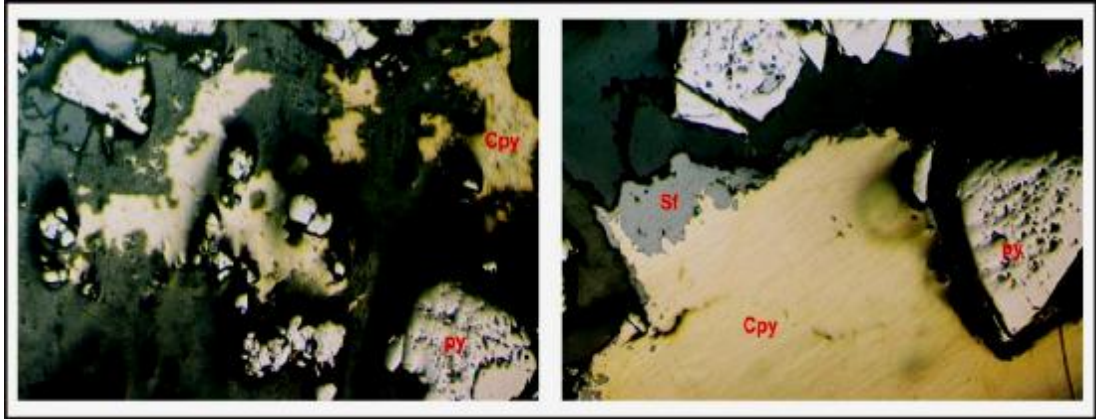
kalkozin oluşumları mevcuttur. Malahit ve azurite daha çok arazi gözlemlerinde rastlanmıştır.

Parajenez tablosunda verilen cevher minerallerinin mineralojik ve dokusal özellikleriyle birlikte kimyasal bileşimleri aşağıda minerallerin bolluk sırasına göre ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Mineraller	Demir oksit fazı	1. Evre	2. Evre	İkincil mineraller
Hematit	—			
Pirit (I)		—		
Kalkopirit (I)		—		
Sfalerit		—	—	
Pirotin		—		
Pirit (II)			—	
Kalkopirit (II)			—	
Kovellin				—
Kalkozin				—
Malakit				—
Azurit				—

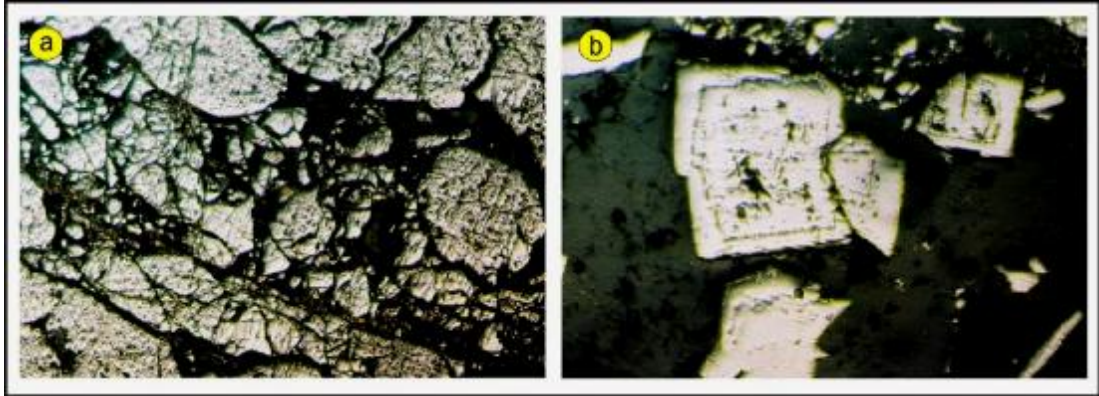
Şekil 4.74. Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması

Pirit; Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinde en çok görülen mineraldir. Piritler genellikle kalkopirit, sfalerit, kalkosin ve kovellinlerle ilişkisi düzensiz olarak oluşmuşlardır. Kristal boyutları 1mm ye kadar ulaşan piritler özşekli veya yarı özşekli olarak bulunurlar. Cevherli örneklerde kalkopirit ve sfalerit, pirit tanelerinin arasını dolduran matriks şeklinde izlenmektedir. Bu durum piritin, sfalerit ve kalkopirite göre daha erken oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.75).



Şekil 4.75. Masif pirit cevheri içerisinde izlenen özşekilli piritler ve boşlukları dolduran özşekilsiz sfalerit ve kalkopiritler (Py: pirit, Cpy: kalkopirit, Sf: sfalerit)

İncelenen parlak kesitlere göre piritler bol kırıklı ve çatlaklıdır. Pirit sert bir mineral olması sebebiyle, birlikte bulunduğu diğer sülfid minerallere göre deformasyondan daha fazla etkilenir. Deforme olmuş cevher dokuları dünyada bazı metal sülfid cevherleşmelerinde sıklıkla ortaya konmuştur (Stanton, 1972; Craig ve Vaughan, 1981; McClay ve Ellis, 1984; Kuşçu ve Erler, 1994, 1999, 2002; Craig ve Vokes 1993). Genel olarak, piritler de plastik deformasyondan dolayı daha çok düşük sıcaklıkta gelişen ve masif-sülfid yataklarına özgü kataklastik doku da görülmektedir. Kataklastik dokuların çoğunlukla basınç nedeniyle mekanik etkiler sonucu oluştuğu bilinmektedir. Hem merceğimsi olarak görülen cevherlerde hem de tabaka şeklinde görülen cevherler içinde pirit taneleri güçlü bir şekilde kırılmaktadır (Şekil 4.76a). Bu kırıklar mineral parçaları veya gang tarafından doldurulmuştur. Piritlerde görülen zonlu doku ise cevherleşmelerin tek bir fazda oluşmadığını ve ortamın fiziko kimyasal şartlarının değiştiğini göstermektedir (Şekil 4.76b) (Craig ve diğ.,1998)

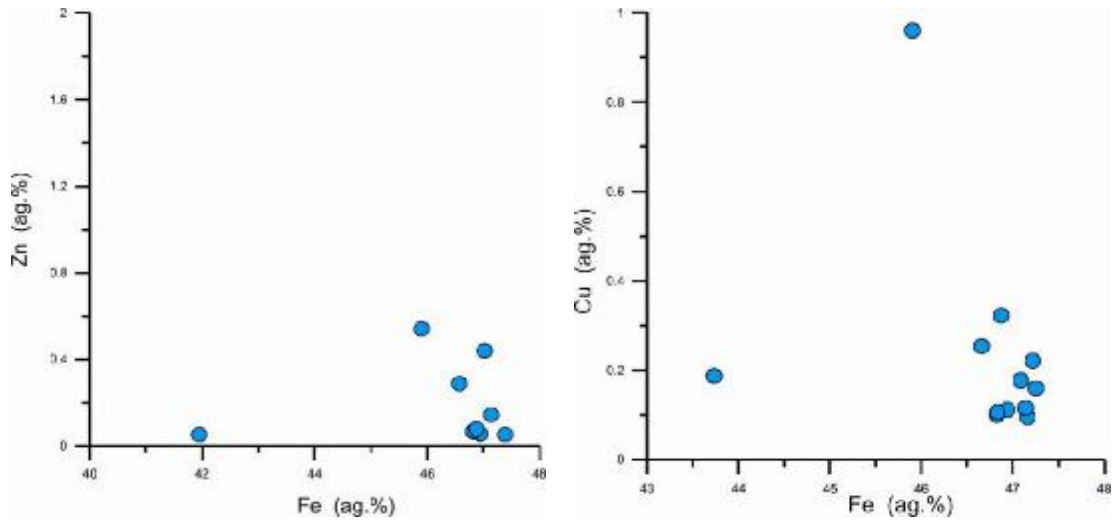


Şekil 4.76. a) Masif pirit cevherinde izlenen kataklastik doku b) Masif cevherdeki piritlerde gelişen zonlu doku

Sıcaklık ve basınç şartlarına bağlı olarak piritlerin gösterdiği deformasyon dokularıyla, yatağın tektonik geçmişi arasında açık bir ilişki kuran çalışmalar da mevcuttur (Craig, 1983; Cook ve diğ., 1993; Lianxing ve McClay, 1992). Buna göre deformasyon dokularının piritten itibaren tüm cevher minerallerinde ve fazlarında görülmesi, birkaç kez tekrarlanmış olması, yatağın oluşumu süresince devam eden bir deformasyonun olduğunu göstermesi açısından önemlidir (Kuşcu ve Erler, 1998; Demir, 2010)

Piritlerin kimyasal özelliklerini belirlemek, kökensel özelliklerini araştırmak ve bileşimindeki değişimleri incelemek üzere seçilen örneklerden mineral kimyası analizleri yaptırılmış, sonuçlar Ek Çizelge 1’de verilmiştir. İnceleme alanında 3 ayrı örnekten toplam 76 noktadan kimyasal analiz yapılmıştır. Kimyasal analizlerde piritlerin S, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Cd, içerikleri belirlemiştir.. Piritlerin ana bileşenini oluşturan S ve Fe’nin dışında diğer element içerikleri Ni 0.02-1.03 ag. %, Zn 0.05-1.71 ag. %, Cd 0.08-0.14 ag. %, Co 0.20-5.45 ag. % olarak ölçülmüş, buna göre piritler stokiyometrik olup genel formülü $Fe_{0.93-1.01}S_{1.98-1.99}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Mineral kimyasına göre piritler Zn bakımından fakir olup Fe ile bir korelasyon göstermemektedir (Şekil 4.77). Aynı şekilde piritler içerisinde bulunan Cu elementide iki örnek haricinde Fe ile belirli bir korelasyon göstermemektedir (Şekil 4.77)



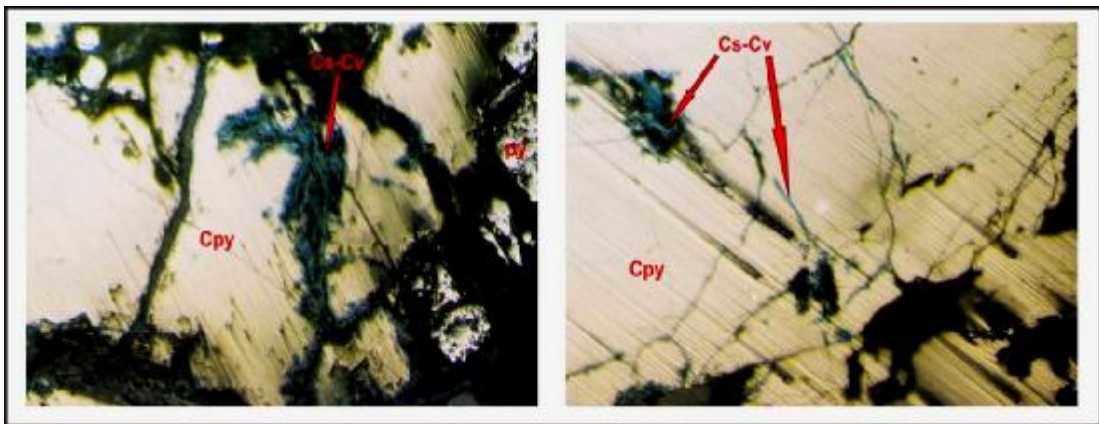
Şekil 4.77. Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan piritlerdeki Fe-Zn ve Fe-Cu ilişkisi

Pirit, hem dokusal özellikleri hem de kimyasal bileşimleri itibariyle oluşumu esnasındaki ve oluşumundan sonraki geçirdiği süreçleri yansıtan önemli bir mineraldir. Çoğu araştırmacı tarafından piritlere ait Co/Ni oranı cevherleşmenin ortam koşullarını anlayabilmek için indikatör olarak kullanılmaktadır (Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Bralia ve diğ., 1979; Roberts, 1982; Campbell ve Either, 1984; Meyer ve diğ., 1990; Raymond, 1996; Craig ve diğ., 1998). Bazı durumlarda Co/Ni oranı ilk oluşum sıcaklığını ve bundan bağımsız olarak metamorfizma derecesini de yansıtmaktadır (Walshe ve Solomon, 1981; Cook, 1996; Huston ve diğ., 1996, 2005). Co/Ni oranının 1’den küçük olması genellikle sedimanter kökene işaret ederken, bu oranın 1’in üzerinde çıkması hidrotermal kökeni göstermektedir (Bralia ve diğ., 1979; Xuexin, 1984 ve Raymond, 1996). Çok değişken olan Co ve Ni oranları hidrotermal mineralizasyonun bir sonucu olarak düşünülmektedir (Bralia ve diğ., 1979). Co’ın kabuktaki bolluğunun Ni’ e göre daha az olmasından dolayı nadiren bağımsız mineraller olarak oluşurlar. Pirit, yüksek oranda Ni ve muhtemelen düşük Co/Ni oranları içeren erken magmatik sıvılardan türemiştir. Başka bir deyişle hidrotermal piritlerde Co/Ni oranları yüksek olabilir ve genellikle 1’den büyüktür (Loftus-Hills ve Solomon, 1967).

Ancak Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherlerindeki piritlerin mineral kimyası analizlerinde Co ve Ni içerikleri genellikle düşük çıkmıştır (<0.02 ag. %) piritlerin

bu elementler bakımından fakir olduklarını göstermektedir. Clark ve diğ., (2004) ve Demir (2010)'a göre, piritlerin Co ve Ni içeriklerinin veya Co/Ni oranının düşük olması, cevheri oluşturan hidrotermal çözeltilerin bu elementlerce fakir olan yan kayaçlarla etkileşiminden kaynaklanmaktadır. Buna göre hidrotermal çözeltilerin bileşiminde bulunan Co ve Ni yan kayaçların bileşimine geçtiği için, cevher damarında bulunan piritler bu elementler bakımından fakirleşmiştir. Böyle bir durumda cevher yan kayacının bu elementler bakımından zenginleşmesi beklenir. Ancak çalışma alanında MTA tarafından yapılan sondajlardan alınan yan kayaçların analizlerine göre, cevher yan kayacında bu elementler bakımından zenginleşme belirlenmemiştir. Bundan dolayı piritlerin Co ve Ni bakımından fakir oluşunda, hidrotermal çözeltilerin cevher yan kayacıyla etkileşiminin rolü yoktur. Bu cevherleşmelere ait piritlerde ölçülebilen noktalara göre $Co/Ni > 1$ olduğundan bu cevherleşmelerin hidrotermal olduğunu söylebiliriz.

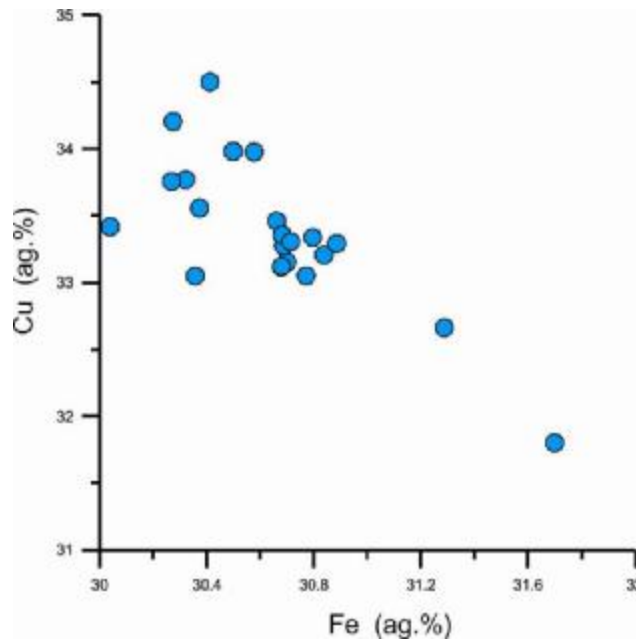
Kalkopirit, İnceleme alanında görülen kalkopiritler birincil bakır minerali olup piritten sonra en fazla izlenen cevher mineralidir. Pirit ve sfalerit'ten sonra oluşmuşlardır. Çünkü bu mineral pirit ve sfaleriti hem kuşatmış, hem de çatlakları boyunca yerleşmiştir. Genellikle şekilsiz ve düzensiz taneler şeklinde izlenmektedir. Kalkopiritlerde de piritler gibi kataklastik deformasyon gözlenmektedir ve genellikle pirit ve sfaleriti ornatır şekilde bulunmaktadırlar. Bazı kesitlerde, çatlak ve kenarları boyunca yer yer kovellin ve kalkozine dönüşmüştür (Şekil 4.78).



Şekil 4.78. Masif pirit cevheri içerisindeki kalkopiritlerin kırık-çatlakları boyunca ikincil olarak gelişmiş kalkozin-kovellin oluşumları (Cpy: kalkopirit, Cs-Cv: kalkozin-kovellin)

Kalkopiritlerden yapılan mineral kimyası analizlerinde (Ek Çizelge 1), kalkopiritlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nun dışında Ni, Zn elementlerine rastlanmıştır, diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre kalkopiritlerin bileşiminde bulunan en yüksek Ni 0.06ag. %, Zn 0.67 ag. % tespit edilmiştir. Bu sonuçlara göre kalkopiritlerin genel formülü $Cu_{0.92-0.98}Fe_{0.99-1.04}S_{1.99-2.03}$ şeklinde hesaplanmıştır.

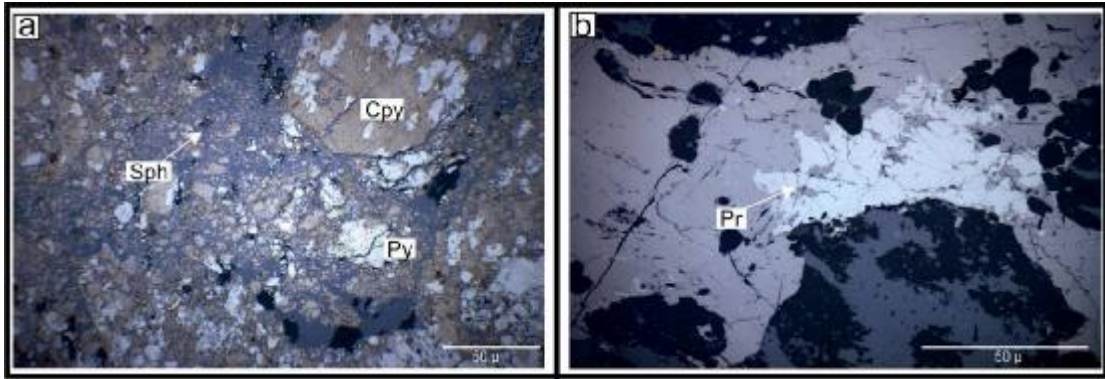
İnceleme alanı içerisindeki kalkopiritler içerisinde bulunan Cu elementinin Fe, Zn ve Cd ile olan ilişkisi araştırılmıştır. Cu-Fe arasında negatif bir korelasyon görülürken (Şekil 4.79) diğer elementler arasında herhangi bir korelasyon olmadığı belirlenmiştir. Bu sebepten dolayı kalkopiritlerin bileşiminde iz element olarak belirlenen Zn ve Cd'un, Fe ve/veya Cu ile ideal bir değiş-tokuş yaptığını söylemek mümkün değildir.



Şekil 4.79. Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan kalkopiritlerdeki Fe-Cu ilişkisi

Sfalerit; pirit ve kalkopirite göre daha az izlenmektedir. Mikroskopta gri renk tonlarında görülen sfaleritler, sarımsı kahve renkli iç yansıma gösterirler. İçeriğindeki demir oranına bağlı olarak renginin açık olmasını mineral kimyası analizleri de doğrulamaktadır. Sfaleritler kendisinden önce oluşan pirit ve kalkopiriti

ornatırken, piritin çatlak ve kenarlarında genellikle özşekilsiz taneler şeklinde izlenmektedir (Şekil 4.80).



Şekil 4.80. a) Masif pirit cevheri içerisindeki pirit ve kalkopiritlerin kırık-çatlakları boyunca gelişmiş sfalerit b) Piriti ornatarak oluşan pirotin (Py: pirit, Cpy: kalkopirit, Pr: pirotin)

Sfaleritlerin kimyasal özelliklerini araştırmak üzere mineral kimyası analizleri yapılmıştır, sonuçlar Ek Çizelge 1’de verilmiştir. Buna göre sfaleritlerin Fe, S, Cu, Zn, Pb ve Cd içerikleri ölçülmüş ve bunlardan Fe 0.17-3.52 ag. %, Cu 0.48-2.98 ag. %, Zn 59.14-66.57 ag. %, Pb 0.14-0.61 ag. % ve Cd 0.10-1.47 ag. % arasında değişmektedir. Analiz sonuçlarına göre sfaleritlerin genel formülü $Zn_{0.92-1.00}S_{0.97-1.00}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Mineral kimyası analizlerine göre elde edilen bulgularda, sfaleritler içerisinde Zn-Fe ve Zn-Cu arasında negatif bir korelasyon olduğu açıkça gözlenmektedir. Sfaleritlerin bileşiminde bulunan Cu’nın Zn ile gösterdiği negatif korelasyon mineral bileşimindeki Cu-Zn alış-verişini gösterirken (Şekil 4.81), Fe’in Cu ile gösterdiği pozitif korelasyon ise Fe ve Cu’nun birlikte artış gösterdiği anlamına gelmektedir (Şekil 4.81).

Sfalerit, cevherleşmenin oluşum koşullarını ve kökenini yansıtan önemli bir mineraldir (Craig ve Vaughan, 1994; Cook, 1996; Holten ve diğ., 2000; L’Heureux ve Jamtveit, 2002; Palero ve Martin-Izard, 2005). Grammatikopoulos ve Roth (2002)’a göre sfaleritlerin bileşimindeki farklılıklar mineralin oluşum sürecinde ortam şartlarındaki değişimi yansıtır. Dibenedetto ve diğ., (2005)’e göre de sfaleritin bileşimindeki değişiklikler mineralin oluşum sonrası dengelenme şartlarından çok,

ilk oluşum esnasındaki kimyasal bileşimi temsil eder. Bundan dolayı sfalerit minerallerinin herhangi bir element bakımından zonlanma göstermemesi, bu mineralin kristallenme sürecinde ortamın fizikokimyasal şartlarının değişmediği anlamına gelmektedir (Demir 2010).

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, bu mineralin Cd içeriği ve Zn/Cd oranı 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 rapor etmişlerdir. Bu oran karbonat ilişkili tabakaya uyumlu yataklarda, metamorfize olmuş tortul yataklarda ve stratiform yataklarda 252-330 arasında değişirken, volkano-tortul yataklarda 417-531 arasındadır.

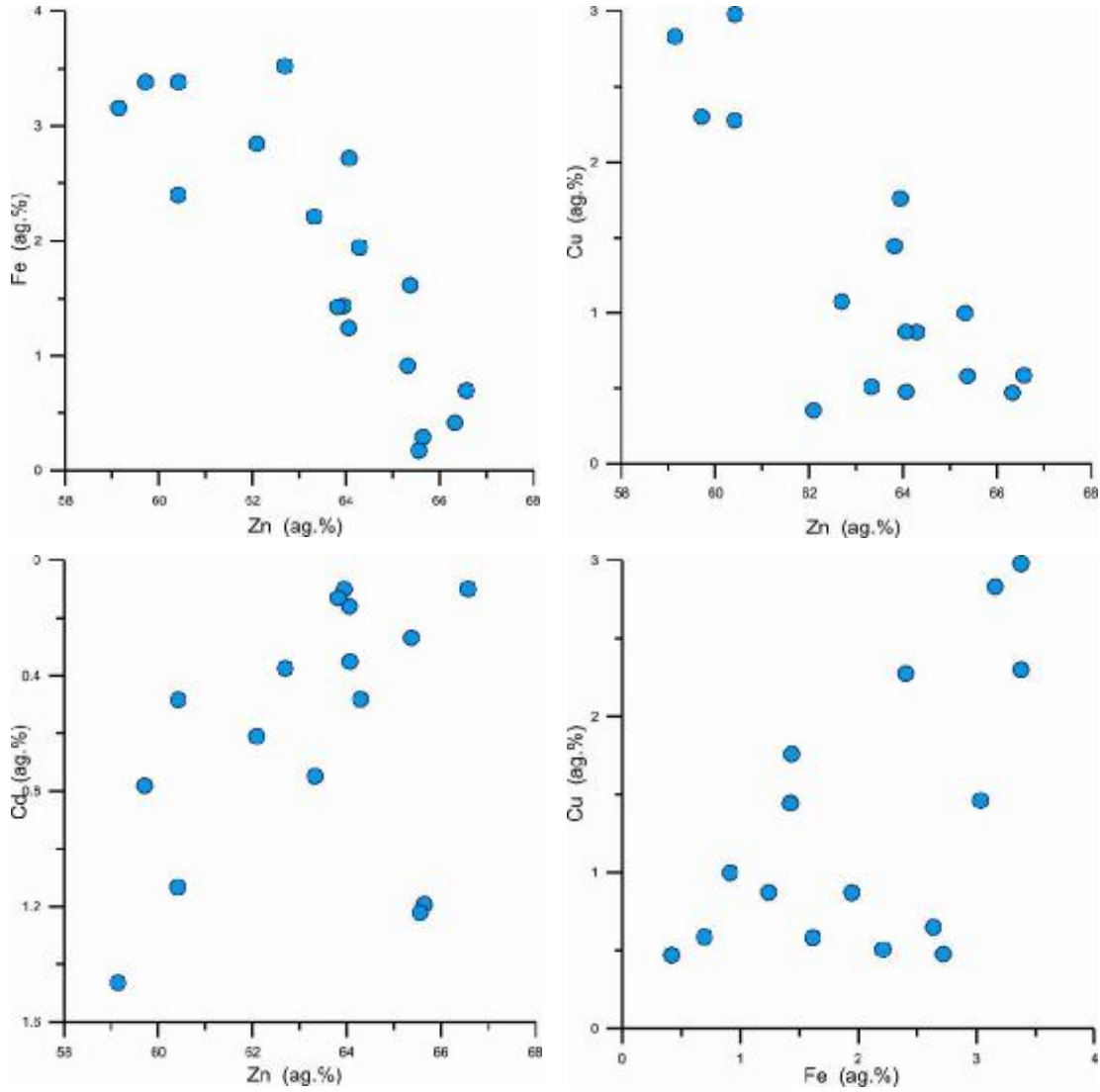
Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerindeki, sfaleritlerin Zn/Cd oranı ortalama 216.5 değerine sahiptir. Buna göre yukarıda ayrıntılı olarak bahsedilen benzer çalışmalardan elde edilen bulgular dikkate alınarak, sfaleritlerin Zn/Cd oranlarına göre yöredeki cevherleşmelerin magmatik hidrotermal yataklar şeklinde geliştiğini ileri sürmek mümkündür.

Kovellin-Kalkozin;

Kovellin-kalkozin kalkopiritlerden itibaren ikincil süreçlerle oluşmuş dönüşüm ürünü minerallerdir. Kalkopiritlerin çevresinde ve içerisindeki zayıflık zonlarda oluştukları gözlenmektedir. Kovellinler mavi renk tonları ve kuvvetli anizotropi özellikleri ile belirgindirler (Şekil 4.78)

Pirotin; Eser miktarda genellikle pirit, bazende sfalerit içinde çok ufak ornatımlar şeklinde izlenmektedir. Pirotinin ornatım halde olduğu kataklastik iri taneli ve çok ufak taneli piritler, pirotinden daha önce oluşmuşlardır. Kataklastik piritler bazen çok güzel dilinim göstermekte, çatlak ve dilinimleri boyunca pirotin, kalkopirit ve sfaleritle doldurulmuştur (Şekil 4.80). Sanki büyük bir piritin parçalarıymış izlenimi veren ufak tanecikler 1-2 mikrondan başlayarak daha iri tanelere büyümektedirler.

Çalışma bölgesinde bulunan pirotinlerden yapılan mineral kimyası analizinde (Ek Çizelge 1), pirotin mineralini oluşturan S ve Fe'in dışında Co ve Ni elementlerine rastlanmıştır, diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre pirotinlerin genel formülü $Fe_{0.90-0.91}S_{1.06-1.07}$ şeklinde hesaplanmıştır.



Şekil 4.81. Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinden alınan sfaleritlerdeki Zn-Fe, Zn-Cu, Zn-Cd ilişkisi

4.6.2. Koçali-Havşa Dere-Bezardağı Cevherleşmeleri

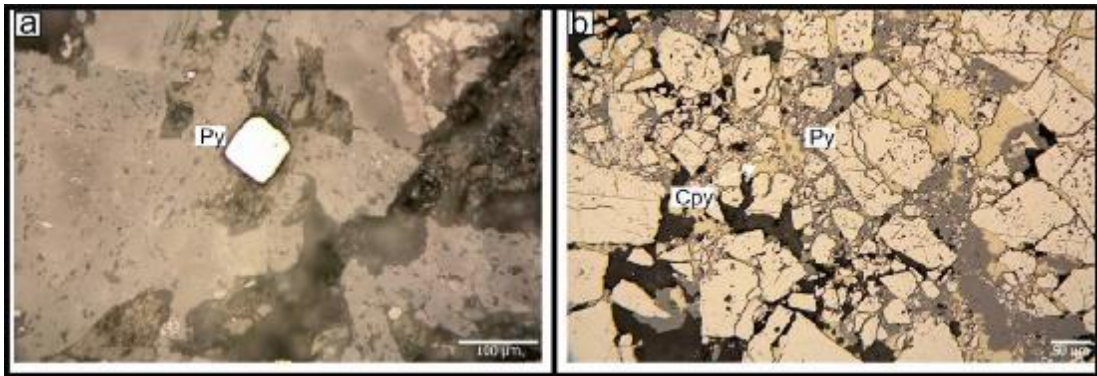
İnceleme alanındaki mineral birlikteliği ve oluşum sırası, cevher mostralarından ve sondajlarda kesilen cevherli zonlardan alınan örneklerin makroskobik ve mikroskobik incelemeler sonucunda hazırlanmıştır (Şekil 4.82). Buna göre Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinde olduğu gibi cevher oluşumu iki ayrı evrede gerçekleşmiştir. Birinci evrede oluşan mineraller oluşum sırasına göre pirit I, kalkopirit I, sfalerit, bornit, spekülait şeklindeyken, ikinci evrede oluşan mineraller pirit II, kalkopirit II, bornit, dijenit, idait ve fahlerz şeklinde sıralanmıştır. Bunun yanında her iki evreye ait sfalerit içindeki kalkopirit ile kalkopirit içindeki sfalerit ayrılımları bulunmaktadır. Bu ayrılımları farklı mineral oluşum fazları şeklinde göstermeye gerek görülmemiştir. İkincil mineral oluşumları genellikle pirit ve kalkopiritin kırıkları boyunca kovelin-kalkozin şeklindedir. Malakit ve azurite daha çok cevher mostralarında rastlanmıştır.

Parajenez tablosunda verilen cevher minerallerinin mineralojik ve dokusal özellikleriyle birlikte kimyasal bileşimleri minerallerin bolluk sırasına göre ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Mineraller	Demir oksit fazı	1. Evre	2. Evre	İkincil mineraller
Hematit	_____			
Pirit (I)		=====		
Kalkopirit (I)		=====		
Sfalerit		=====	=====	
Pirit (II)			=====	
Kalkopirit (II)			=====	
Bornit		=====	=====	
Spekülait		=====		
Dijenit			=====	
Idait			=====	
Fahlerz			=====	
Kovellin				=====
Kalkozin				=====
Malakit				=====
Azurit				=====

Şekil 4.82. Koçali-Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması

Pirit: Sincik-Ormanbaşı cevherlerleşmelerinde olduğu gibi en çok görülen mineraldir. Cevherli örneklerde piritler genellikle özşekli ve yarı özşekli taneler halde bulunurlar (Şekil 4.83a). Bölgedeki cevherleşmelerin her kesiminde değişik oranlarda bulunmaktadır. Tane boyları bir kaç mikron'dan 5-6 mm arasında değişmektedir. Piritler genellikle kalkopirit, bornit ve gang mineralleri tarafından çevrelenmiştir. Bu durum piritin bornite ve kalkopirite göre daha erken oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.83b).



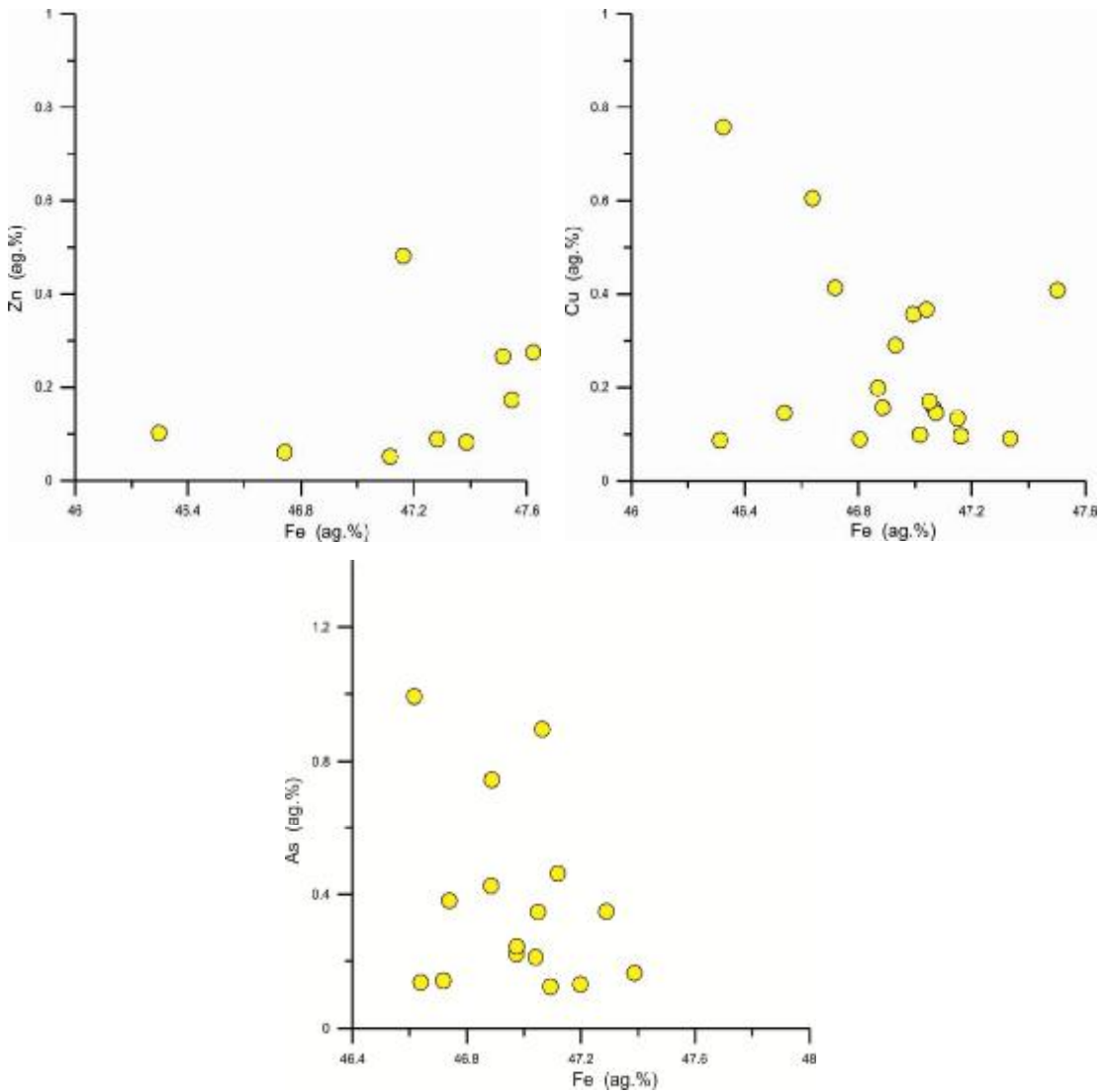
Şekil:4.83. (a)Masif cevher içerisindeki özşekli pirit, (b) kataklastik doku gösteren piritler içerisinde kalkopirit oluşumları (Py:pirit, Cpy: kalkopirit)

Piritlerin kimyasal özelliklerini belirlemek, kökensel özelliklerini araştırmak ve bileşimindeki değişimleri incelemek için mineral kimyası analizleri yaptırılmış, sonuçlar Ek Çizelge 2’de verilmiştir. İnceleme alanında 11 ayrı örnekten toplam 193 noktadan kimyasal analiz yapılmıştır. Kimyasal analizlerde piritlerin S, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Cd, As içerikleri araştırılmıştır. Buna göre piritlerin genel formülü $Fe_{0.99-1.01}S_{1.97-2.00}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Mineral kimyasına göre Koçali cevherleşmelerindeki piritler Zn bakımından fakirdirler. Piritlerde bulunan Fe-Zn elementleri arasında düzenli bir korelasyon izlenmektedir. (Şekil 4.84). Piritlerdeki içerisinde bulunan Cu elementine bakıldığında Fe ile negatif bir korelasyon gösterdiği söylenebilir (Şekil 4.84). Ancak mineral kimyası analizlerine göre piritlerin As bakımından fakir oldukları, Fe ile arasında düzenli bir korelasyon bulunmamaktadır (Şekil 4.84). Benzer çalışmalarda piritlerin Au içeriklerinin düşük oluşu As miktarının düşüklüğüne bağlanmaktadır (Meyer ve diğ. 1990; Tauson, 1999; Fleet ve Mumin, 1997; Zacharias ve diğ., 2004).

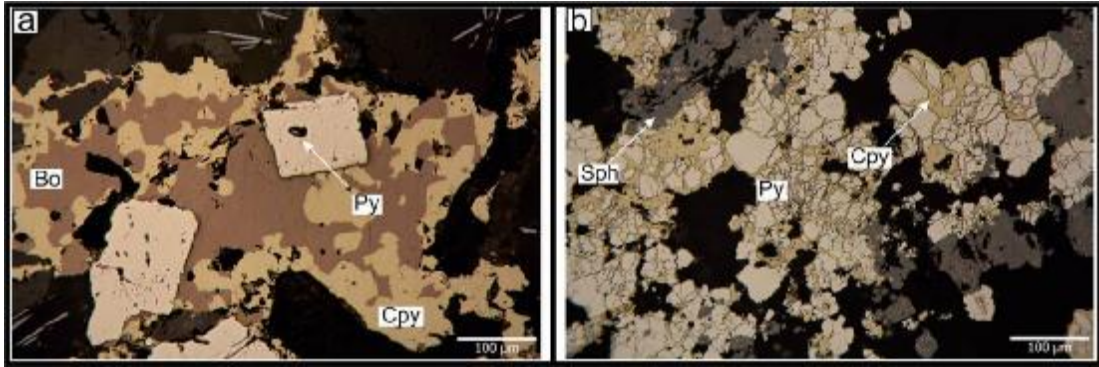
Çalışmacılara göre Koçali-Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmelerindeki piritlerin Au bakımından oldukça fakir olması, piritler içerisindeki Au'ın çözünürlüğünü artıracak düzeyde As bulunmaması şeklinde yorumlanabilir.

Koçali cevherlerindeki piritlerin mineral kimyası analizlerine göre Co ve Ni içerikleri genellikle düşük (<0.02 ag. %) çıkmaktadır. Dolayısıyla piritlerin bu elementler bakımından fakir olduklarını göstermektedir. Ancak bu cevherleşmelere ait piritlerde ölçülebilen noktalara göre $Co/Ni > 1$ olduğundan, bu cevherleşmelerin hidrotermal kökenli olduğu söylenebilir.



Şekil 4.84. Koçali cevherleşmelerinden alınan piritlerdeki Fe-Zn, Fe-Cu ve Fe-As ilişkisi

Kalkopirit: Genellikle şekilsiz ve düzensiz taneler halinde izlenmektedir. Sarımsı renkli olup en çok bulunan bakır mineralidir. Kalkopiritlerin kendisinden önce oluşan piritleri yoğun bir şekilde ornattığı gözlenmiştir (Şekil 4.85a). Bazen piritle kenetli, bazen de piritlerin etrafını sarmış olarak izlenmiştir (Şekil 4.85b). Boşlukları dolduran kalkopirit kütlelerinin yerini bazen bornit, kovelin ve dijenit almaktadır. Dijenit ve/veya kovelin kütleleri dağıtılmış tane sınırları tarafından temsil edilirler. Dijenit ve/veya kovelin çatlaklar ve tane sınırları boyunca kalkopirite nüfuz eder ve kalkopiritin klivaj doğrultusunu takip ederler. Bazen, sadece kalkopiritin aşındırılmış kalıntı parçaları, dijenit kütleleri içinde bulunur (Şekil 4.86a).

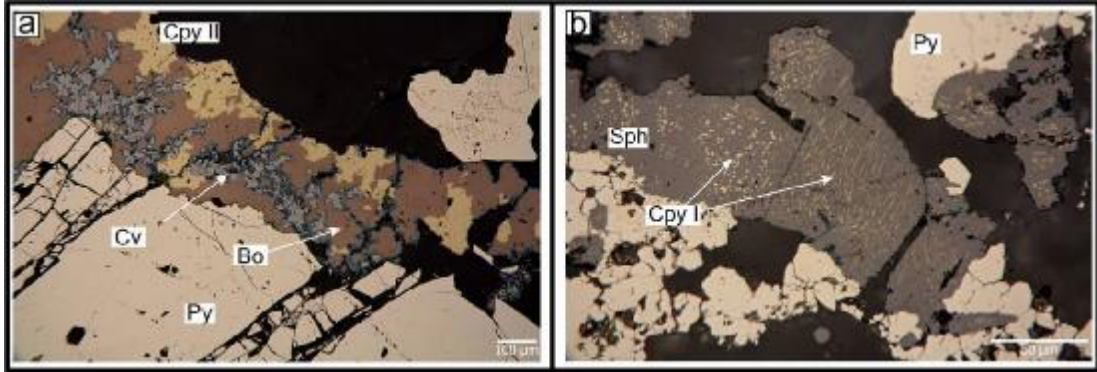


Şekil 4.85. (a)Masif cevher içerisindeki özşekli pirit, kalkopirit ve kalkopiritleri ornatan bornitler (b) kataklastik doku gösteren piritler arasında ornatarak oluşan kalkopiritler ve sfalerit oluşumları (Py: pirit, Cpy: kalkopirit Sph: Sfalerit)

Kalkopiritler kenarlarından itibaren Cu' ın ikincil mineralleri olan kalkozin ve kovelline dönüştüğü gözlenmiştir (Şekil 4.86a). Mikroskop çalışmalarına göre; sfaleritler içindeki kalkopirit ayrılımlarıyla iki ayrı evrede oluşmuş kalkopiritler bulunmaktadır. Sfalerit içerisindeki bu kalkopiritler bazen damla şeklinde bazen de aynı yöne yönelmiş kristalografik doğrultu boyunca ayrılma dokusu göstermektedir. (Şekil 4.86b). Sfalerit genellikle ilk oluşan sülfür minerali olarak gözükmeyle birlikte çoğunluğu kalkopirit I ile eş zamanlı olarak oluşmuştur. Kalkopirit ayrılımları sfaleritin zonlu büyümesini de ortaya koymaktadır.

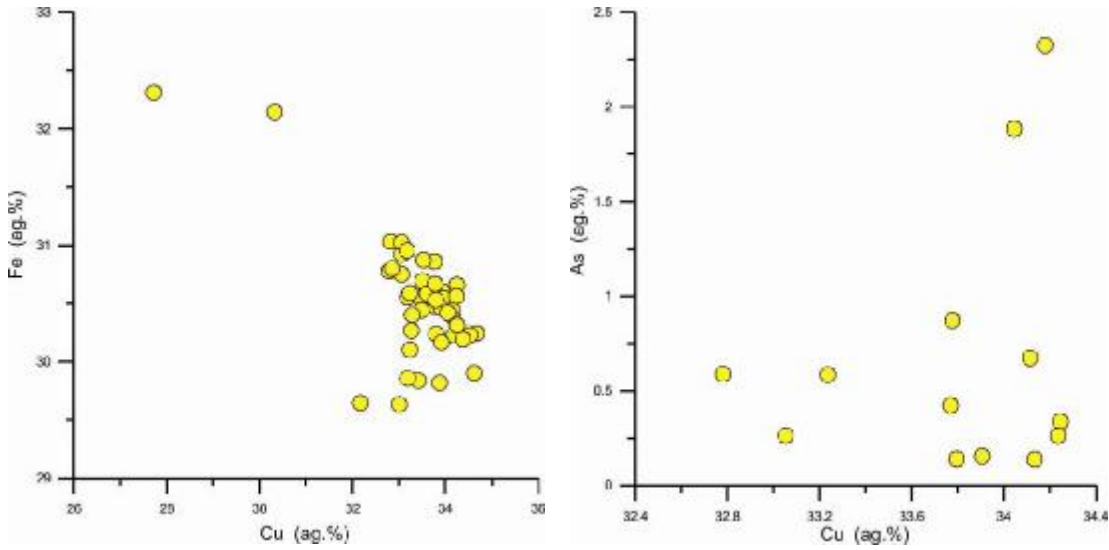
Koçali cevherleşmelerinde bulunan kalkopiritlerden yapılan mineral kimyası analizinde (Ek Çizelge 2), kalkopiritlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nun dışında Co, Ni, Zn ve As elementlerine rastlanmıştır, diğer elementler ölçüm sınırının

altında çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre kalkopiritlerin bileşiminde bulunan As elementinin en yüksek 2.33 ag. % ve en düşük 0.14 ag. % değerleri göze çarpmaktadır. Analiz sonuçlarına göre kalkopiritlerin genel formülü $Cu_{0.79-1.00}Fe_{0.98-1.05}S_{1.98-2.14}$ şeklinde hesaplanmıştır.



Şekil 4.86. (a) Kalkopiritler, kalkopiritleri ornatran bornitler ve kenarları boyunca oluşan kovellinler (b) sfalerit içindeki kalkopirit ayrılımları (Py: pirit, Cpy: kalkopirit Co: Kovellin, Bo: Bornit, Sph:Sfalerit).

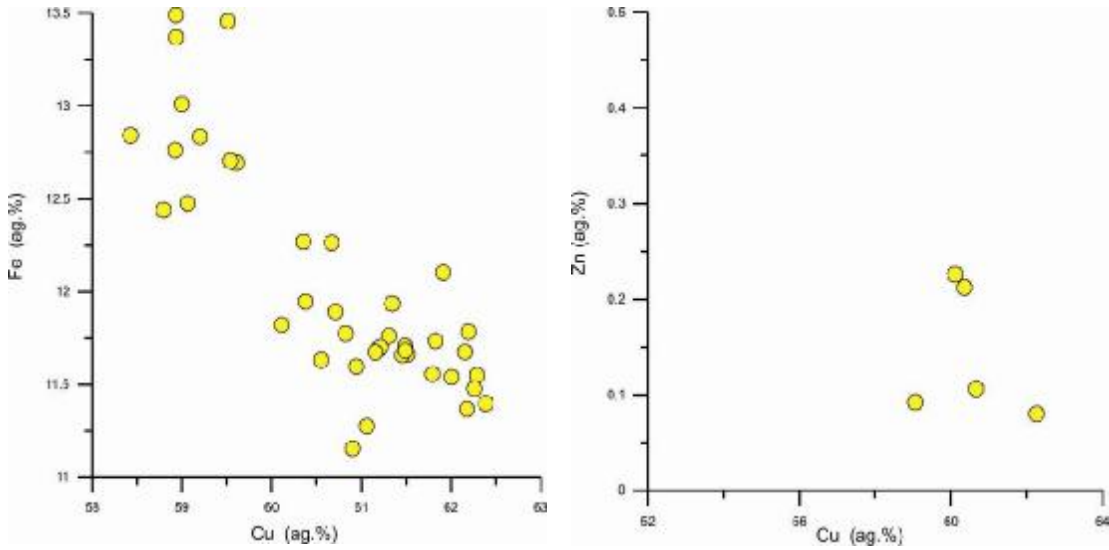
Mineral kimyası sonuçlarına göre, Sincik-Ormanbaşı cevherleşmelerine benzer bir şekilde Koçali-Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmelerinde de kalkopiritlerin içerisinde bulunan Cu elementinin Fe ile negatif bir korelasyon gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.87). Kalkopirit içerisinde iz element olarak belirlenen Cu ile As arasındaki ilişki araştırılmış, ancak anlamlı bir ilişki saptanmamıştır (Şekil 4.87).



Şekil 4.87. Koçali cevherlerinden alınan kalkopiritlerdeki Cu-Fe ve Cu-As ilişkisi

Bornit: Özellikle cevher kütlelerinin üst kısımlarında yer alan bazı yüksek tenörlü cevherler içindeki ana bileşenlerden biridir. Şekilsiz ve düzensiz olarak izlenmektedir. Bakırca zengin cevherlerde özellikle bornit taneleri, kenarları boyunca genellikle düzensiz bir şekilde yer yer de alev şekilli olan kovellinlerle yer değiştirmişlerdir. Borniti çevresel şerit ornatması gösteren kalkopiritler tarafından yaygın şekilde ornatıldığı da gözlenmektedir (Şekil 4.86a). Bazı durumlarda bornit kütleleri, dijenit ve/veya kovellinin geniş zonlarınca damarlaştırılmışlardır.

Bornitlerde yapılan mineral kimyası analizinde (Ek Çizelge 2), bornitlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nun dışında Zn, Ni, Co ve As elementlerine rastlanmış, diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre bornitlerin genel formülü $Cu_{4,61-4,92}Fe_{1,01-1,20}S_{4,04-4,26}$ şeklinde hesaplanmıştır. Yapılan analizlere göre bornitlerde bulunan Cu'nın Fe ile negatif ilişki gösterirken Zn ile herhangi bir korelasyon göstermemektedir (Şekil 4.88).

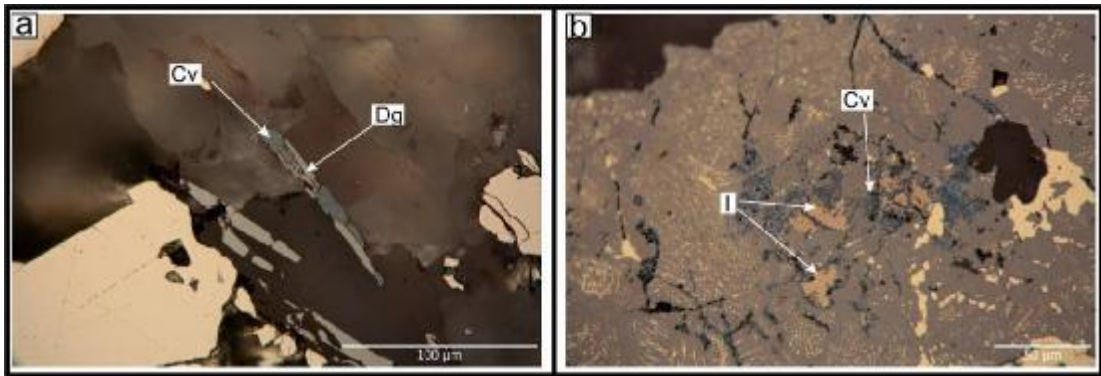


Şekil 4.88. Koçali cevherlerinden alınan bornitlerde Cu-Fe ve Cu-Zn ilişkisi

Kovellin; Kovellinler mavi renk tonları ve kuvvetli anizotropi özellikleri ile belgindirler. Cevher kütlelerinin üst seviyelerindeki bakırca zengin ve yüksek dereceli cevherlerde bol bulunur. Kovellin zaman zaman kalkopiritin yerini alır. Kalkopiritlerin sınırları boyunca koloidal bantlar oluşturarak ornatırlar. Bu durumlarda kovellin, çatlaklar ile kalkopirit-pirit ve kalkopirit-kuvars dokanıkları boyunca halkalar oluşturur. Ayrıca kovellin, bornit içinde çatlak doldurucu olarak da bulunur (Şekil 4.89a). Bazen de kovellinler dijenit ile birlikte hücreli görünüşlü zenginleşme dokusu ortaya koyar (Şekil 4.89b). Kovellin ve diğer sülfürler arasındaki dokanak genellikle düzensiz ve dağınıktır.

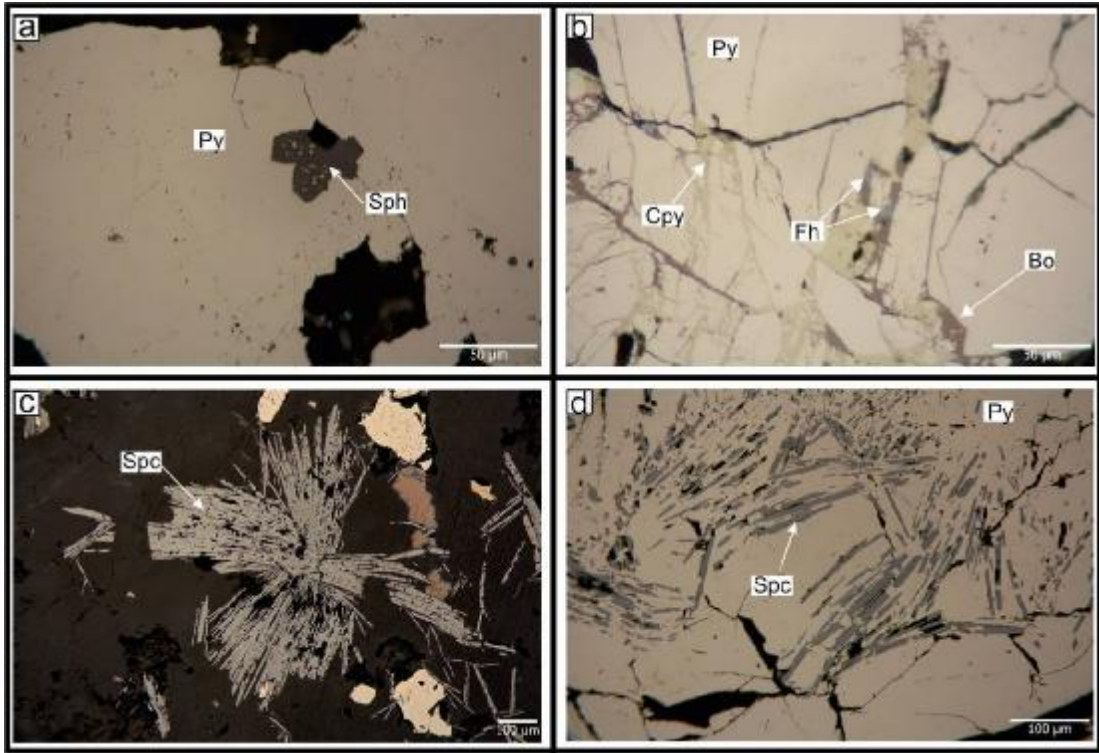
Dijenit; Açık mavi soluk mavi renklerinde görülen dijenit daha çok şeritler halinde çatlaklar boyunca geliştiği, pirit ve kuvars ile ilişkide olan kalkopiritlerin etrafında olduğu gözlenir. Aynı oluşum durumunda, dijenit çoğunlukla kovellinle birlikte bulunur (Şekil 4.89a). Özellikle kuvarsın kalkopiritten daha bol bulunduğu yerlerde, dijenit cevher kütlelerinin dış zonlarındaki çimento malzemesi olarak bulunan çok az miktardaki kalkopiritin yerini kısmen veya tamamen alabilir. Saf dijenit zonları, % 7.6 Cu içerikli, sanki kalkopiritin dönüşmesi sonucu oluşmuş gibi görünürler. Bu durum, aşırı bir şekilde korozyona uğramış kalkopirit parçacıkları ile belirlenir (Güner, 1980).

İdait: Bakır içeriği en yüksek olan mineral olup bakırca zengin zonlarda bulunur. Kuvvetli yansıma, anizotropisi ve içinde bulunan balıksırtı yapısı ile bornitten ayırt edilerek tanınmıştır (Şekil 4.89b). Kristalografik düzlemleri boyunca yer alan kalkopiritin, ayrıntı lamellerinin olduğu kafes dokusunu göstermektedir. Bu mineral sadece tali fazda oluşur, çoğunlukla da kovellin mineraline dönüşmektedir. Bazı durumlarda mineral kalkopirit, sfalerit ve bornit ile çok yakın bir şekilde, birlikte oluşur.



Şekil 4.89. (a) Kovellinle birlikte bulunan film şeklindeki dijenit (b) sfalerit içindeki kalkopirit ayrılmaları (Cv: Kovellin, Dg: Dijenit, I: İdait)

Sfalerit: pirit ve kalkopirite göre daha az izlenmektedir. Sfalerit kaba ve düzensiz şekilli özşekilsiz kristaller halinde oluşurlar. Sfaleritler kendisinden önce oluşan pirit ve kalkopiriti ornatırken (Şekil 4.90a), kendisinden sonra oluşan kalkopirit tarafından ornatılmaktadır. Koçali cevherlerinin hepsinde sfaleritler kalkopirit ayrılmaları içermektedirler (Şekil 4.90b). Boyutları birkaç μm 'yi geçmeyen bu kalkopirit ayrılmaları sfaleritler içinde homojen olarak dağılmış benekler halinde, mineralin kristal eksenine paralel olacak şekilde bir veya iki farklı yönde sıralanmış olup, mineralin merkezinde veya herhangi bir kısmında yoğunlaşmış şekillerde bulunurlar. Bazı örneklerde de sfalerit içerisinde idait ornatımları gözlenmektedir (Şekil 4.90b).



Şekil4.90. (a) Pirit içerisindeki sfalerit ornatımı, (b) pirit çatlaklarına dolmuş kalkopirit, bornit ve fahlerz (c) cevherleşme içerisindeki spekülarit minerali, (d) pirit içerisinde spekülarit kapanımları (Py: pirit, Cpy: kalkopirit, Bo: Bornit, Sph: Sfalerit, Fh: fahlerz; Spc: spekülarit)

Sfaleritlerin kimyasal özelliklerini araştırmak üzere mineral kimyası analizleri yapılmış, sonuçlar Ek Çizelge 2’de verilmiştir. Buna göre sfaleritlerin genel formülü $Zn_{0.81-0.98}S_{0.97-1.01}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Mineral kimyası analizlerine göre elde edilen bulgular da, sfaleritler içerisinde Zn-Fe ve Zn-Cu arasında negatif bir korelasyon olduğu açıkça gözlenmektedir. Sfaleritlerin bileşiminde bulunan Cu’nın Zn ile gösterdiği negatif korelasyon mineral bileşimindeki Cu-Zn değiş-tokuşunu gösterirken (Şekil 4.91), Fe’nin Cu ile gösterdiği pozitif korelasyon ise Fe ve Cu’nın birlikte artış gösterdiği anlamına gelmektedir (Şekil 4.91). Cevherleşme içerisinde bulunan sfaleritlerdeki Cd’un ortalama bollukları 0.55 ag. % değerindedir ve Zn ile belirli bir korelasyon göstermemektedir (Şekil 4.91).

Koçali-Bezardağı cevherleşmelerindeki sfaleritlerin Zn/Cd oranına bakılacak olursa ortalama 152.7 değerine sahip olduğu görülmektedir. Buna göre daha önce

bahsedilen sfaleritlerdeki Zn/Cd oranına göre yapılan yatak tipi sınıflamasında bölgedeki cevherleşmeler, Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinde olduğu gibi magmatik hidrotermal yataklara uyum sağladığı söylenebilmektedir.

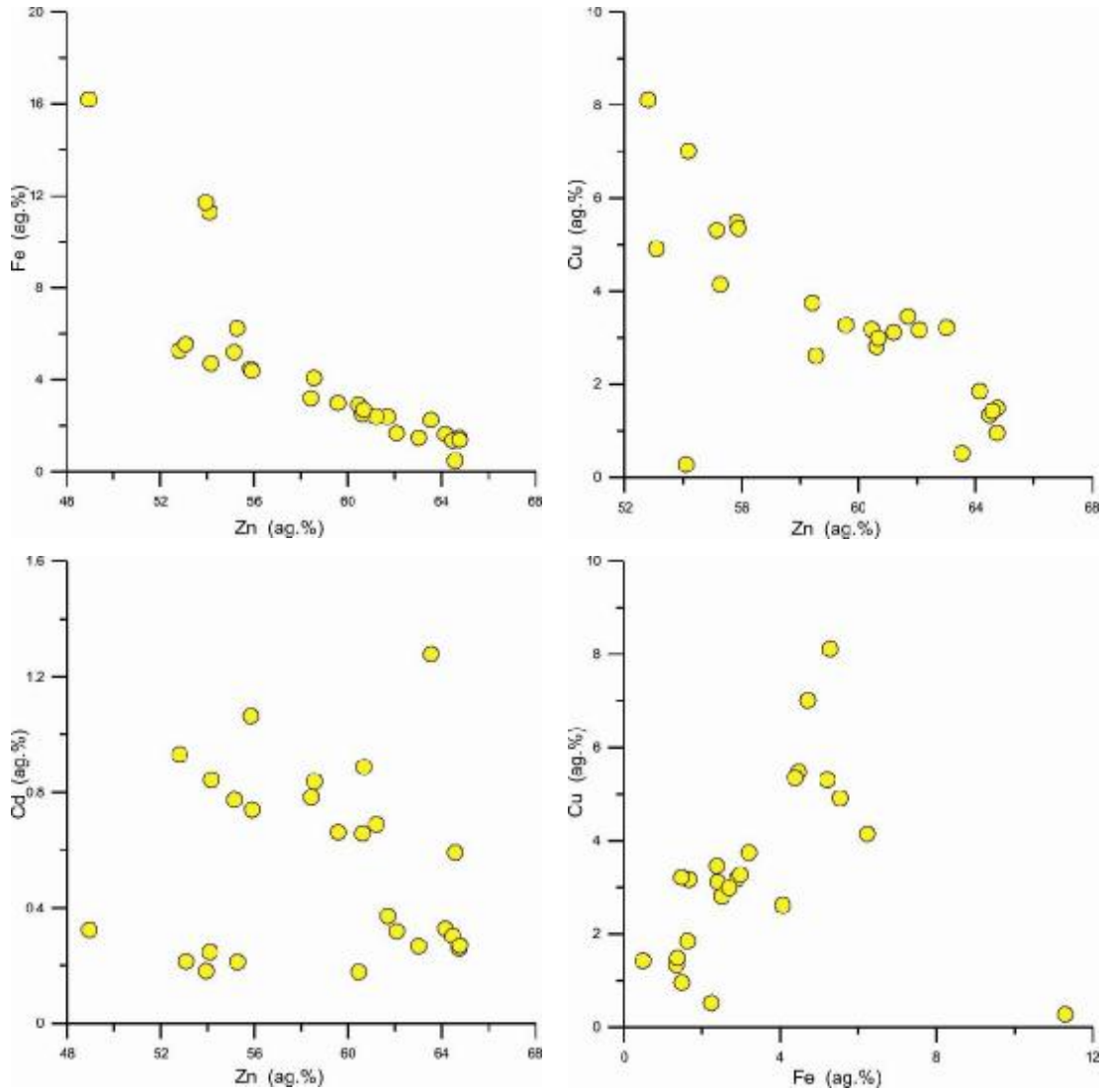
Spekülerit; Spekülerit oluşumları genel olarak paralel uzamalar göstermekte bazen de çok güzel özşekilli olmaktadır. Tane irilikleri ortalama 100-150 mikron arasındadır. Spekülerit anizotrop ve kırmızı iç refleks göstermektedir. Spekülerit taneleri iğnecikler şeklinde gül demetlerine benzeyen çok güzel şekiller oluşturmaktadır (Şekil 4.90c). Speküleritler kendinden sonra oluşan piritler içerisinde de kapanım halinde gözüktürler (Şeki 4.90d).

Fahlerz; ufak tanecikler şeklinde eser miktarda diğer cevher minerallerinin içerisinde ve kenarlarında gözlenmektedir. Bunlar ana sülfid kütleleri içinde az miktarlarda bulunurlar. Genellikle zeytin yeşili rengindeki fahlerz, pirit ve sfaleritin dilinim ve çatlakları boyunca küçük taneler veya ince damlacıklar şeklinde kristalleşmiştir. Mikroskop çalışmalarına göre tetrahedrit ve tennantit ayırımı yapılamamıştır (Şekil 4.90b).

4.6.3. Tut-İncekoz Cevherleşmeleri

Tut-İncekoz cevherleşmelerinde cevher mostralarından ve sondajlarda kesilen cevherli zonlardan alınan örneklerin makroskobik ve mikroskobik incelemeleri sonucunda mineral birlikteliği ve oluşum sırası hazırlanmıştır (Şekil 4.92). Hazırlanan mineral parajenezine göre daha önce incelenen her iki cevherleşme gibi bu cevherleşme de iki ayrı evrede gerçekleşmiştir. Birinci evrede oluşan mineraller oluşum sırasına göre pirit I, kalkopirit I şeklindeyken, ikinci evrede oluşan mineraller pirit II, kalkopirit II, bornit, dijenittir. Yine bu cevherleşmede de ikincil mineral oluşumu pirit ve kalkopiritin kırıkları boyunca kovellin-kalkozin şeklinde gözlenmektedir. Malahit ve azurite cevher mostralarında rastlanmıştır.

Parajenez tablosunda verilen cevher minerallerinin mineralojik ve dokusal özellikleriyle birlikte kimyasal bileşimleri minerallerin bolluk sırasına göre ayrıntılı olarak açıklanmıştır.



Şekil 4.91. Koçali cevherlerinden alınan sfaleritlerdeki Zn-Fe, Zn-Cu, Zn-Cd ilişkisi

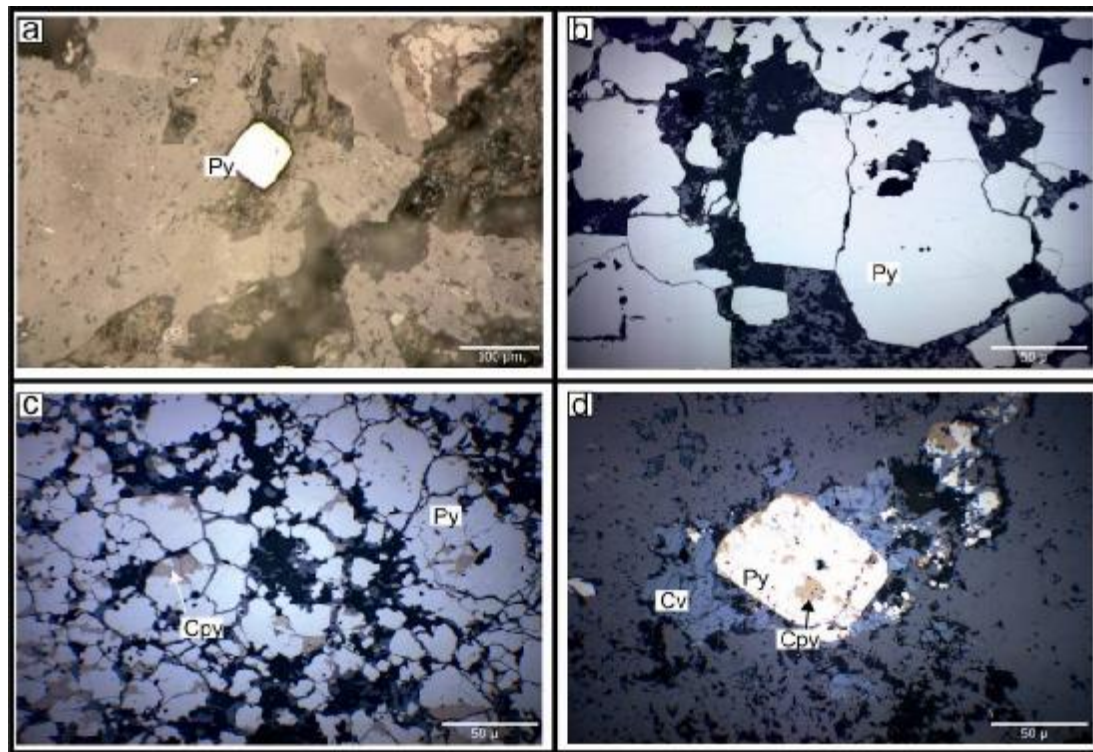
Pirit: Diğer iki cevherleşme alanında olduğu gibi burada da en çok görülen mineraldir. Piritler özşekli ve yarı özşekli taneler şeklinde bulunurlar (Şekil 4.93a). Bölgedeki cevherleşmelerin her kesiminde değişik oranlarda bulunmaktadır.

İncelenen parlak kesitlere göre piritler bol kırıklı ve çatlaklı şekilde izlenmektedir (Şekil 4.93b-4.93 c). Kırıklar bazen bir mineral içinde bazen de birkaç minerali kat eden devamlı kırıklar şeklinde devam etmektedir. Oldukça büyük boyutlu piritlerde iyi gelişen çatlaklar, kısmen küçük boyutlu piritlerde daha az veya hiç gelişmemiştir.

Mineraller	Demir oksit fazı	1. Evre	2. Evre	İkincil mineraller
Hematit	_____			
Pirit (I)		=====		
Kalkopirit (I)		=====		
Pirit (II)			=====	
Kalkopirit (II)			=====	
Bornit		=====	=====	
Dijenit			=====	
Kovellin				=====
Kalkozin				=====
Malakit				=====
Azurit				=====

Şekil 4.92. Tut-İncekoz cevherleşmelerinin mineral birlikteliği ve oluşum sıralaması

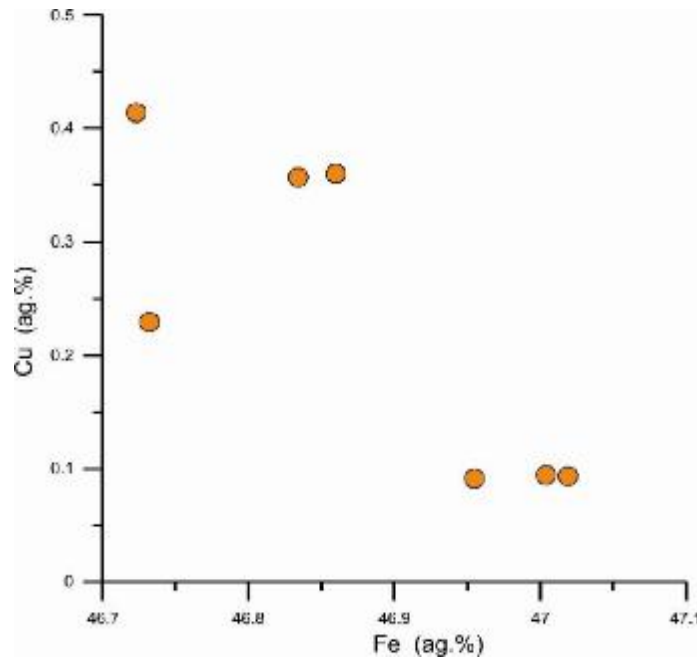
Dolayısıyla mineral boyutu arttıkça deformasyondan etkilenme derecesi de artmıştır. Piritlerde meydana gelen kırıklar boyunca kalkopiritler tarafından ornatıldığı gözlemlenmiştir (Şekil 4.93 c).



Şekil4.93. (a) Özşekli pirit, (b) bol kırıklı ve çatlaklı piritler, (c) kırıklı ve çatlaklı pirit ve aralarını doldurmuş kalkopiritler, (d) pirit içerisinde kalkopirit ornatımları ve kovellin (Py: pirit, Cpy: kalkopirit, Bo: bornit, Sph: sfalerit, Fh: fahlerz; Spc: spekülarit)

İnceleme alanında bulunan cevherlerin kimyasal özelliklerini belirlemek, kökensel özelliklerini araştırmak ve bileşimindeki değişimleri incelemek için 4 ayrı örnekte toplam 76 noktadan kimyasal analiz yapılmış, sonuçlar Ek Çizelge 3’de verilmiştir. Çalışma alanında en çok bulunan piritlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu’nın dışında Ni, Co ve Cd elementlerine de rastlanmıştır. Buna göre piritlerin genel formülü $Fe_{1.00-1.01}S_{1.98-1.99}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Mineral kimyasına göre piritler içerisinde bulunan Fe ile Cu elementlerinin birbirlerine göre dağılımına bakıldığında hem Sincik-Ormanbaşı Tepe hem de Koçali-Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmelerine benzer şekilde bu iki element arasında negatif bir korelasyon gösterdiği açıkça söylenebilir (Şekil 4.94).



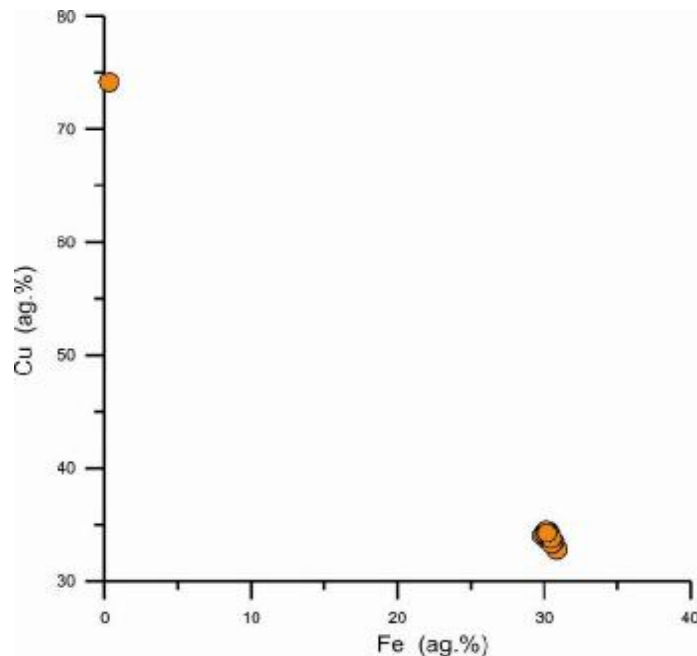
Şekil 4.94. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait piritlerdeki Fe-Cu dağılımları

Yine bu cevherleşmede de piritlerin Co ve Ni içerikleri ve Co/Ni oranları oluşum ortamını belirlemede önemli kriter olarak kullanılmıştır. Tut-İncekoz cevherlerindeki piritlerin mineral kimyası analizlerine göre Co ve Ni içerikleri genellikle düşük (<0.02 ag. %) çıkmaktadır. Bu sebepten dolayı piritlerin bu elementler bakımından fakir olduğu görülmektedir. Ancak cevherleşmelere ait piritlerde ölçülebilen noktalara göre $Co/Ni > 1$ olduğundan bu cevherleşmelerin hidrotermal olduğunu söylenebilir.

Kalkopirit; Piritlerden sonra en çok görülen kalkopirit genellikle şekilsiz ve düzensiz taneler şeklinde izlenmektedir. Sarımsı renkli olup, kendisinden önce oluşan piritleri yoğun bir şekilde ornattığı gözlenmiştir (Şekil 4.93c). Bu mineral hem çatlak dolgusu hem de pirit taneleri arasındaki boşluk matriksi olarak bulunmaktadır. Burada boşlukları dolduran kalkopirit kütlelerinin yerini bazen bornit bazen de kovellin almaktadır.

Kalkopiritlerde yapılan mineral kimyası analizinde (Ek Çizelge 3), kalkopiritlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nun dışında iz elemente rastlanılmamış, elementler ölçüm sınırının altında (<0.02 ag. %) çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre kalkopiritlerin genel formülü $Cu_{0.96-1.00}Fe_{0.99-1.02}S_{1.99-2.02}$ şeklinde hesaplanmıştır.

Yapılan analizlere göre, cevherleşmelerdeki kalkopiritlerin içerisinde bulunan Cu ile Fe arasında negatif bir korelasyon görülmektedir (Şekil 4.95). Bu negatif korelasyon Sincik-Ormanbaşı Tepe ve Koçali-Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmeleri ile benzerlik sunmaktadır.

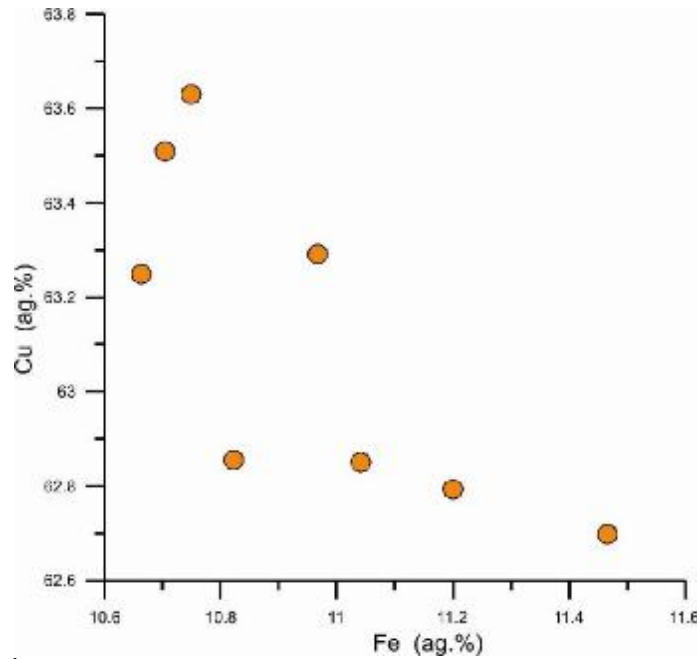


Şekil 4.95. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait kalkopiritlerdeki Fe-Cu dağılımları

Bornit; Genelde çok az oranda, bakırca zengin kesimlerde kalkopiritlerle kenetli halde bulunmaktadır. Bornit kalkopiritle beraber piritlerin ara ve çatlaklarını

doldurmakta ve genellikle düzensiz olarak izlenmektedir. Değişik boyutlarda olan bornit kenar ve çatlakları boyunca ince ve damarcıklar şeklinde kovelline dönüşmektedir.

Bornitlerde yapılan mineral kimyası analizinde (Ek Çizelge 3), bornitlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nın dışında diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre bornitlerin genel formülü $Cu_{4,94-5,01}Fe_{0,96-1,02}S_{4,02-4,04}$ şeklinde hesaplanmıştır. Yapılan analizlerde bornitlerde bulunan Cu ile Fe arasında piritlere ve kalkopiritlere benzer şekilde negatif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 4.96).

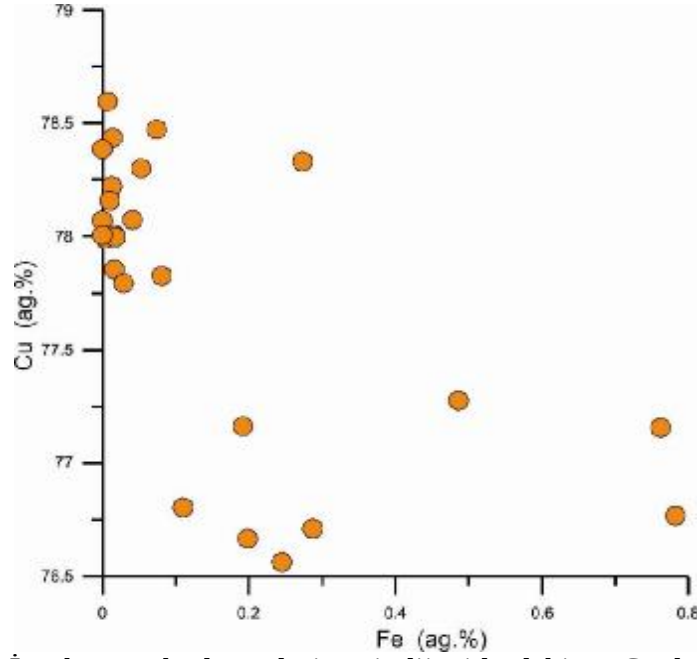


Şekil 4.96. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait bornitlerdeki Fe-Cu dağılımları

Dijenit; Mineral kimyası analizinde ortaya çıkan dijenit, mikroskop altında belirlenememiştir. İzotrop olan bu mineral açık ve soluk mavi renklere görülmektedir. Genellikle kalkopiritlerin etrafında olduğu gözlenir. Dijenit çoğunlukla kovellinele birlikte bulunurlar ve hatta kovelline dönüşmektedir.

Yapılan mineral kimyası analizlerinde dijenitlerin ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nın dışında diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır (Ek Çizelge 3). Analiz sonuçlarına göre dijenitlerin genel formülü $Cu_{1,86-1,92}S_{1,07-1,12}$ şeklinde hesaplanmıştır. Dijenitlerde bulunan Cu ile Fe arasında diğer mineraller olan pirit,

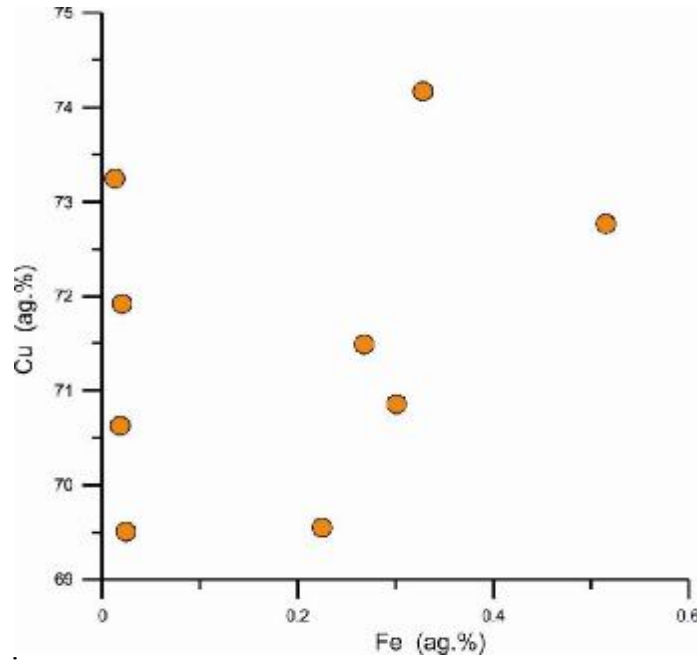
kalkopirit ve bornitlere benzer şekilde negatif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 4.97).



Şekil 4.97. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait dijenitlerdeki Fe-Cu dağılımları

Kovellin; Tut-İncekoz cevherleşmelerinde çok az rastlanılan kovellinler mavi renk tonları ve kuvvetli anizotropi özellikleri ile belirgindirler. Kovellinler genellikle kalkopiritin küçük kütlelerinin yerini kısmen veya tamamen alırlar (Şekil 4.93d). Ender olarak, kovellin kolloform piritler içinde ardalanmalı seviyeler halinde kalkopiritlerle birlikte bulunur.

Bu cevherleşmelerde bulunan kovellinlerde yapılan mineral kimyası analizinde, ana bileşenini oluşturan S, Fe ve Cu'nun dışında diğer elementler ölçüm sınırının altında çıkmıştır (Ek Çizelge 3). Analiz sonuçlarına göre kovellin mineralinin genel formülü $Cu_{1,06-1,17}S_{0,82-0,93}$ şeklinde hesaplanmıştır. Yine bu cevher mineralinde de Cu ile Fe arasındaki dağılımlara bakıldığında anlamlı bir korelasyon görülmemektedir. (Şekil 4.98).



Şekil 4.98. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait kovellinlerde Fe-Cu dağılımları

4.7. Cevherleşmelerin Jeokimyasal Özellikleri

Daha önceki bölümlerde Adıyaman bölgesinde Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçalı-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinin arazi ve petrografik özellikleri araştırılmıştır. Bu bölümde ise her üç bölgenin jeokimyasal özellikleri incelenecektir. Jeokimyasal veriler cevherleşme alanlarının arazi gözlemlerini ve petrografik çalışmaları desteklemek amacıyla kullanılmıştır. Jeokimyasal verilerin kullanımı sayesinde mevcut jeolojik bilgiler daha doğru bir şekilde yorumlanabilecektir.

4.7.1. Ana Oksit ve Nadir Toprak Jeokimyası

İnceleme alanlarındaki yüzeyden ve sondajlardan derlenen 48 adet cevher/cevherli kayaç örneği Activation Laboratories (ACTLABS, Kanada) tarafından ana element oksit, iz ve nadir toprak elementleri açısından ICP-MS yöntemiyle analiz edilmiştir (Ek Çizelge 4-5-6). Ayrıca 91 adet masif ve ağsal cevher örnekleri MTA Genel Müdürlüğü-Maden Analiz ve Teknolojileri Dairesi'nde alevli AAS/ICP-OES yöntemiyle Cu, Pb, Zn, Ni Co, Mo, Sb, As, Bi Ag ve Au içerikleri

açısından analiz edilmiştir (Ek Çizelge 7-8-9) (Yıldırım, 2011; Yıldırım ve Çetiner, 2012, 2013)

Çalışma alanına ait örneklerde ana oksit elementlerinin ortama değerler her bir cevherleşme için ayrı ayrı Çizelge 4.1’de verilmiştir.

Çizelge 4.1. Koçali Karmaşığında bulunan cevherleşmelere ait ortalama ana oksit değerleri (%)

Cevherleşme alanı	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Sincik-Ormanbaşı Tepe	57,02	0,49	2,45	23,70	4,07	0,31	0,43	0,17
Koçali-Bezardağı	36,12	0,55	6,41	32,77	4,35	0,99	0,21	0,11
Tut-İncekoz	53,62	0,55	12,90	11,96	7,82	2,11	2,40	1,15

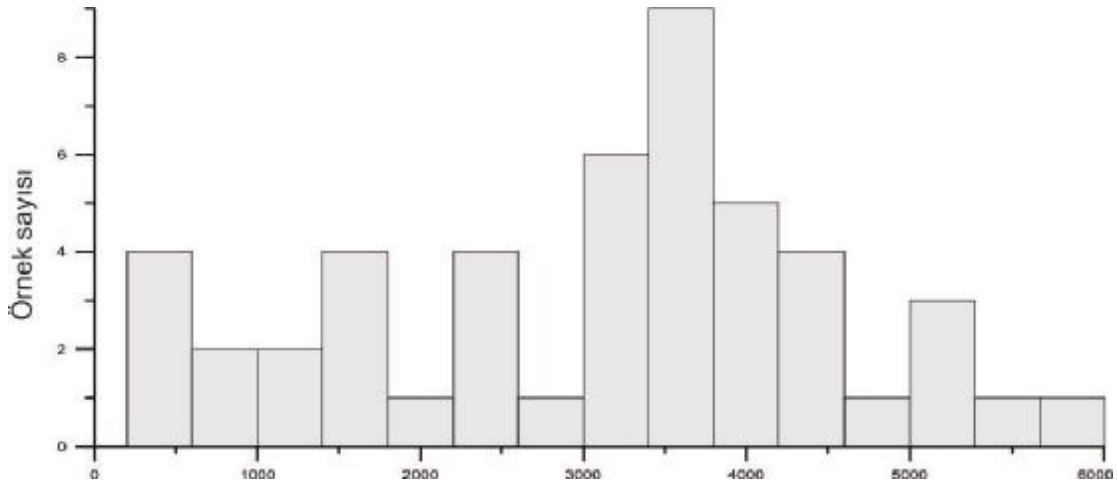
Çalışma alanındaki cevherleşmelerin kimyasal analiz sonuçları bölgenin Cu, Zn, Pb, Ag ve Au, Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Te, As, Ti, Ga ve Ge açısından önemli olabileceğini göstermektedir. Özellikle Cu içerikleri, bu yatakların ekonomik olarak işletilebilecek özelliklere sahip olduğu açıktır. Tüm cevherleşme alanlarında Cu değerleri %6.05’e kadar çıkmakta olup ortalama %0.7 olarak belirlenmiştir. Ortalama Cu değerlerine ayrı ayrı bakılacak olursa en büyük ortamala değeri Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinde olup %1.0 dir. Koçali cevherlerin de ortalama Cu değeri %0.93, Tut Cevherlerinde ise ortalama Cu değeri % 0.40 dır (Ek Çizelge 5).

Cevherleşmelerde Cu’ın yanında Zn zenginleşmesi de önemlidir. Zn ortalama değerleri Sincik–Ormanbaşı Tepe cevherlerinde 316.25 ppm, Koçali Havşa Dere-Bezardağı cevherleşmelerinde 1364.8 ppm ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinde 150 ppm olarak saptanmıştır. Cevher mikroskobisi çalışmalarında da sfelarit mineraline sık bir şekilde rastlanılmıştır. Cu-Zn korelasyonuna bakıldığında da pozitif korelasyon görülmekte ve beraber hareket ettikleri söylenebilmektedir. Elementler arasındaki korelasyon ilişkileri Çizelge 4.2’ de verilmiştir.

Yöredeki elementler arasında değişik korelasyonlar gözlenmektedir. Burada Cu-Fe, Cu-Zn, Ni-Mg, Ni-Cr, Ga-In, In-Ge, Ga-Ti, Ag-Sn, Ga-Zr, In-Ti elementleri arasında pozitif korelasyon gösterirken, cevherleşmelerde Cu ile diğer elementler arasında belirgin negatif korelasyon göstermemekle beraber Cu-Mn, Ga-Co, Co-Mn,

Mo-V elementleri arasında negatif bir korelasyon bulunmaktadır. Bu durumda da özellikle demir, bakır ve çinkoca zengin cevherli çözeltilerin, diğer elementlerden ayrılarak depolanma ortamına taşınmış olabileceğini düşündürmektedir.

Örneklerin Ti dağılımı değişken olup (Şekil 4.99), en küçük değer 29 ppm-en büyük değer 6037 ppm arasında ve ortalama 3339 ppm dir. Pontid tipi masif sülfidlerde, Ti içeriğinin değişim aralığı daha dar olup değerler 11 ppm'-den 608 ppm'e kadar çıkmaktadır. Kıbrıs Tipi Masif Sülfidlerde Ti içeriğinin değişim aralığı oldukça geniş olup, 26 ppm'den 1867 ppm'e kadar çıkmaktadır. Ti, hem gösterdiği değişim aralıkları, hem de ortalama değerleri açısından iki tür masif sülfid yatağını birbirinden ayırdetmekte oldukça kullanışlı bir elementtir. Çünkü değerler Pontid tipi yataklarda Kıbrıs tipine oranla oldukça düşüktür (Güleç ve Erler, 1983). Buna göre Koçali cevherleşmeleri de yüksek Ti içeriğine sahip olup Kıbrıs tip cevherleşmelerine uyum göstermektedir.



Şekil 4.99. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Ti içerikleri (ppm)

Ni elementinin örneklerdeki dağılımı, Şekil 4.100'de, 20 ppm aralıklı histogramlarda görülmektedir. Ni, Pontid tipi yataklarda 13 ppm ile 66 ppm, Kıbrıs tipinde ise 19 ppm ile 155 ppm arasında değişen değerler vermektedir. Bununla birlikte, örneklerin büyük çoğunluğu, birinci tip yatakta 10-20 ppm arasında, ikinci tip yatakta ise 30-40 ppm arasında değişen Ni içeriklerine sahiptir. Aritmetik ortalama Pontid tipi yataklar için 26 ppm, Kıbrıs tipi için 45 ppm'dir.

Çizelge 4.2. Koçali Karmaşığında gözlenen cevherleşmelere ait element korelasyonları

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	As	V	Ba
Si	1												
Al	0.247	1											
Fe	-0.829**	-0.631**	1										
Mn	0.178	0.735**	-0.602**	1									
Mg	0.065	0.503**	-0.501**	0.746**	1								
Ca	0.030	0.585**	-0.329*	0.542**	0.232	1							
Na	0.254	0.786**	-0.597**	0.674**	0.327*	0.675**	1						
K	0.216	0.667**	-0.513**	0.676**	0.282	0.473**	0.761**	1					
Ti	0.164	0.406**	-0.238	0.260	0.046	0.228	0.350*	0.113	1				
P	-0.136	-0.002	0.049	-0.046	-0.101	-0.032	0.045	0.003	0.306*	1			
As	-0.037	-0.391**	0.255	-0.279	-0.293*	-0.126	-0.223	-0.216	-0.061	-0.078	1		
V	0.225	0.709**	-0.450**	0.540**	0.222	0.396**	0.674**	0.448**	0.815**	0.407**	-0.204	1	
Ba	-0.002	-0.221	0.099	-0.182	-0.181	-0.159	-0.121	-0.094	-0.130	-0.086	0.033	-0.217	1
Sr	0.251	0.686**	-0.547**	0.595**	0.250	0.799**	0.875**	0.609**	0.336*	0.066	-0.226	0.565**	0.060
Y	0.335*	0.783**	-0.615**	0.646**	0.401**	0.592**	0.637**	0.466**	0.402**	0.038	-0.347*	0.635**	-0.213
Zr	0.149	0.226	-0.142	0.135	-0.055	0.132	0.233	-0.001	0.963**	0.422**	0.009	0.744**	-0.079
Cr	-0.037	-0.060	-0.218	0.423**	0.797**	-0.082	-0.070	-0.039	-0.102	0.045	-0.099	-0.096	-0.059
Co	-0.715**	-0.514**	0.735**	-0.370**	-0.179	-0.235	-0.495**	-0.412**	-0.307*	-0.185	0.030	-0.571**	0.064
Ni	0.002	0.325*	-0.382**	0.594**	0.897**	0.124	0.164	0.220	0.029	0.043	-0.224	0.129	-0.015
Cu	-0.301*	-0.255	0.217	-0.135	0.023	-0.245	-0.283	-0.176	-0.215	0.276	-0.135	-0.213	-0.095
Zn	-0.436**	-0.170	0.391**	-0.178	-0.085	-0.038	-0.219	-0.183	-0.028	-0.040	0.038	-0.119	-0.064
Ge	0.128	-0.210	0.066	-0.110	-0.239	-0.137	0.063	-0.091	0.550**	0.235	0.106	0.356*	-0.019
Rb	0.087	0.432**	-0.340*	0.445**	0.107	0.320*	0.597**	0.830**	0.173	0.512**	-0.175	0.479**	-0.078
Nb	-0.069	0.151	0.063	0.072	-0.007	0.155	-0.036	-0.198	0.718**	0.394**	-0.018	0.489**	-0.113
Mo	-0.146	-0.702**	0.520**	-0.556**	-0.535**	-0.320*	-0.430**	-0.385**	-0.329*	-0.271	0.508**	-0.549**	0.203
Ag	-0.078	-0.240	0.286*	-0.148	-0.180	-0.119	-0.117	-0.104	-0.142	-0.030	0.191	-0.031	-0.036
In	0.081	-0.050	-0.026	0.014	-0.132	-0.064	0.168	-0.032	0.724**	0.336*	0.045	0.523**	0.000
Sn	-0.021	-0.299*	0.276	-0.197	-0.251	-0.167	-0.138	-0.136	-0.051	-0.027	0.157	-0.028	-0.021
Sb	-0.164	-0.481**	0.392**	-0.383**	-0.363*	-0.242	-0.277	-0.236	-0.198	-0.161	0.860**	-0.339*	0.123
Cs	-0.212	-0.117	0.146	-0.158	-0.138	-0.105	-0.058	-0.101	-0.101	0.882**	-0.024	0.093	-0.026
Sc	0.150	0.963**	-0.535**	0.699**	0.494**	0.565**	0.705**	0.573**	0.545**	0.070	-0.368*	0.756**	-0.207
Ga	0.181	0.374**	-0.254	0.280	0.051	0.207	0.441**	0.191	0.880**	0.297*	-0.092	0.795**	-0.121

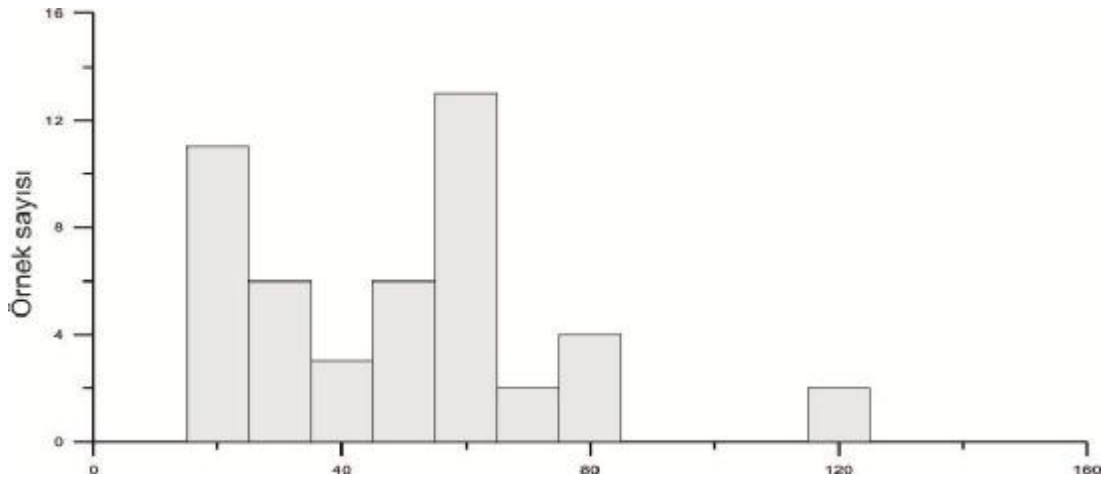
Çizelge 4.2.'nin devamı

	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	Rb	Nb	Mo	Ag	In
Si														
Al														
Fe														
Mn														
Mg														
Ca														
Na														
K														
Ti														
P														
As														
V														
Ba														
Sr	1													
Y	0.614**	1												
Zr	0.259	0.255	1											
Cr	-0.081	-0.040	-0.077	1										
Co	-0.441**	-0.469**	-0.299*	0.059	1									
Ni	0.157	0.238	-0.019	0.859**	-0.089	1								
Cu	-0.270	-0.224	-0.190	0.220	0.302*	0.121	1							
Zn	-0.217	-0.222	-0.076	-0.031	0.246	-0.087	0.311*	1						
Ge	0.038	-0.219	0.675**	-0.024	-0.177	-0.184	-0.109	-0.047	1					
Rb	0.487**	0.272	0.163	-0.015	-0.389**	0.155	0.004	-0.147	0.066	1				
Nb	0.107	0.304*	0.760**	-0.008	-0.077	0.104	-0.021	0.015	0.289*	-0.054	1			
Mo	-0.407**	-0.621**	-0.210	-0.200	0.306*	-0.466**	-0.074	0.059	0.259	-0.355*	-0.212	1		
Ag	-0.121	-0.177	-0.013	-0.052	-0.119	-0.148	-0.046	-0.028	0.408**	-0.090	0.068	0.382**	1	
In	0.135	-0.159	0.791**	0.018	-0.110	-0.095	-0.049	-0.010	0.811**	0.158	0.351*	0.008	-0.001	1
Sn	-0.115	-0.227	0.092	-0.079	-0.138	-0.212	-0.055	0.034	0.558**	-0.098	0.072	0.398**	0.928**	0.111
Sb	-0.269	-0.400**	-0.132	-0.132	0.133	-0.305*	0.025	0.210	0.094	-0.211	-0.133	0.559**	0.289*	-0.038
Cs	-0.056	-0.101	0.023	0.022	-0.115	-0.007	0.216	-0.055	-0.035	0.492**	0.064	-0.125	-0.027	-0.023
Sc	0.634**	0.795**	0.375**	-0.029	-0.442**	0.367*	-0.230	-0.120	-0.154	0.380**	0.352*	-0.692**	-0.256	0.020
Ga	0.413**	0.211	0.877**	-0.069	-0.337*	0.000	-0.181	-0.059	0.670**	0.270	0.491**	-0.287*	-0.013	0.873**

Çizelge 4.2.'nin devamı

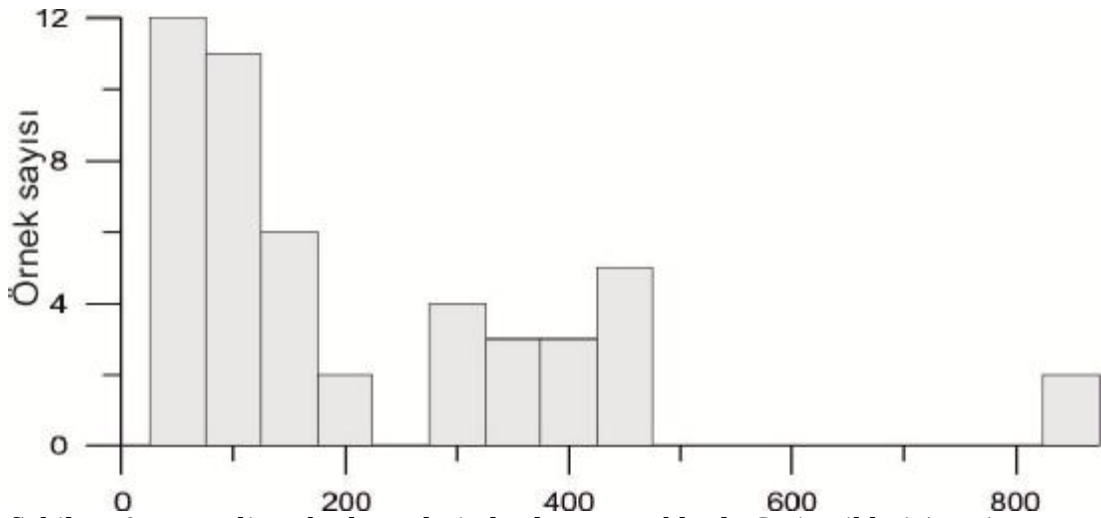
	Sn	Sb	Cs	Sc	Ga
Si					
Al					
Fe					
Mn					
Mg					
Ca					
Na					
K					
Ti					
P					
As					
V					
Ba					
Sr					
Y					
Zr					
Cr					
Co					
Ni					
Cu					
Zn					
Ge					
Rb					
Nb					
Mo					
Ag					
In					
Sn	1				
Sb	0.276	1			
Cs	-0.047	-0.062	1		
Sc	-0.305*	-0.450**	-0.102	1	
Ga	0.082	-0.203	-0.101	0.436**	1

Bir başka deyişle her ne kadar değişim aralığının kısıtlı olması nedeniyle değerler arasında büyük bir farklılık yoksa da, Ni içerikleri Kıbrıs tipi yataklarda Pontid tipine oranla biraz daha yüksektir. Dolayısıyla Ni, iki tür yatağı ayırt etmekte bir ölçüye kadar kullanılabilir (Güleç ve Erler, 1983). Koçali cevherleşmelerindeki Ni değerleri ise 20-240 ppm arasında değişirken ortalama 51 ppm dir. Bu veriler ışığında Koçali cevherleşmelerinin Kıbrıs tip cevherleşmesi olduğu söylenebilmektedir.



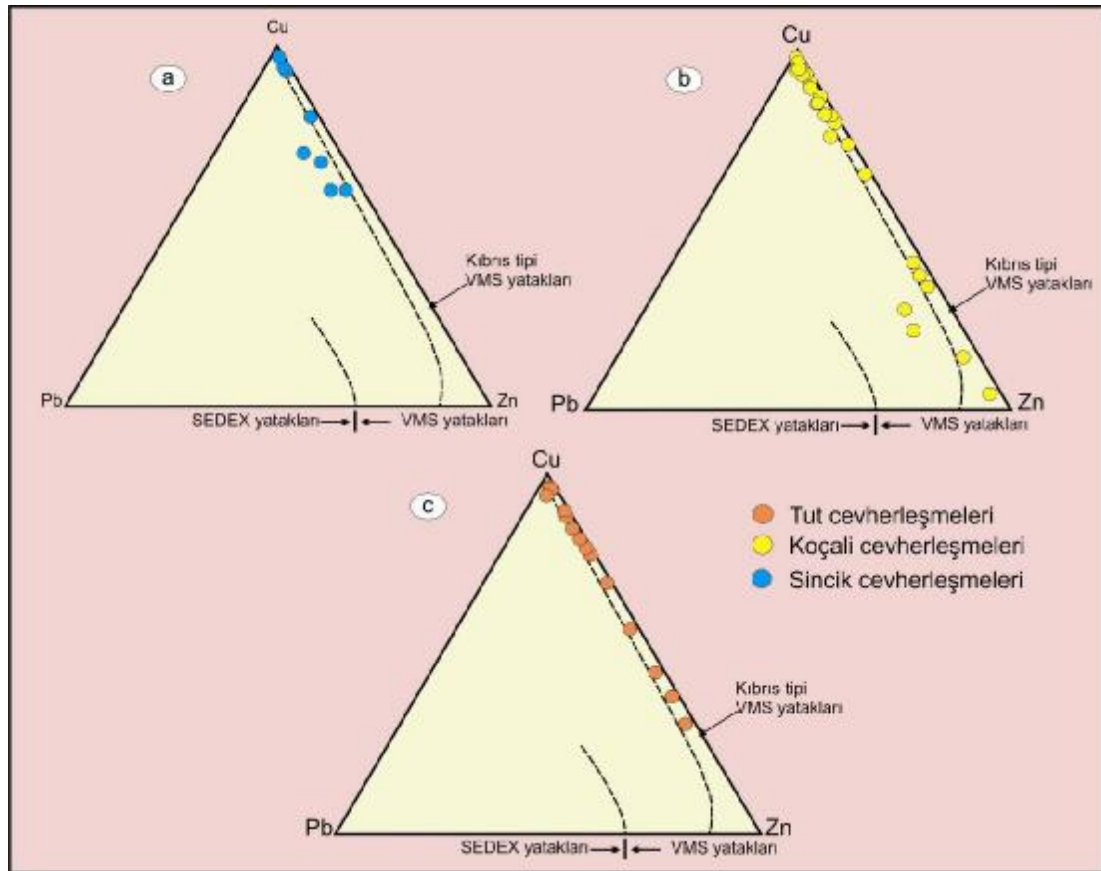
Şekil 4.100. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Ni içerikleri

Analizi yapılan örneklerde Co değişken bir dağılım vermektedir (Şekil 4.101). Sadece bir örnekte 963 ppm olarak görülmekte onun dışında Co elementi ortalama 194 ppm'dir. Co element değişim aralığı özellikle Kıbrıs tipi masif sülfidlerde oldukça geniştir ve 23 ppm'den 3389 ppm'e kadar çıkmaktadır. Pontid tipi masif sülfidlerde kobalt içerikleri 9 ppm'den 2781 ppm'e kadar değişen aralıklar vermektedir. Ortalama Pontid tipinde 72 ppm, Kıbrıs tipinde 266 ppm'dir. Dolayısıyla Co hem gösterdiği değişim aralığı hem de ortalama değerleri açısından iki tür masif sülfid yatağını ayırtetmekte oldukça kullanışlı bir elementtir (Güleç ve Erler, 1983). Buna göre de Koçali cevherleşmelerinin ortalama Co değerleri 194 ppm olup Kıbrıs Tipi ne yakın bir Co dağılımı gösterdiği söylenebilmektedir.



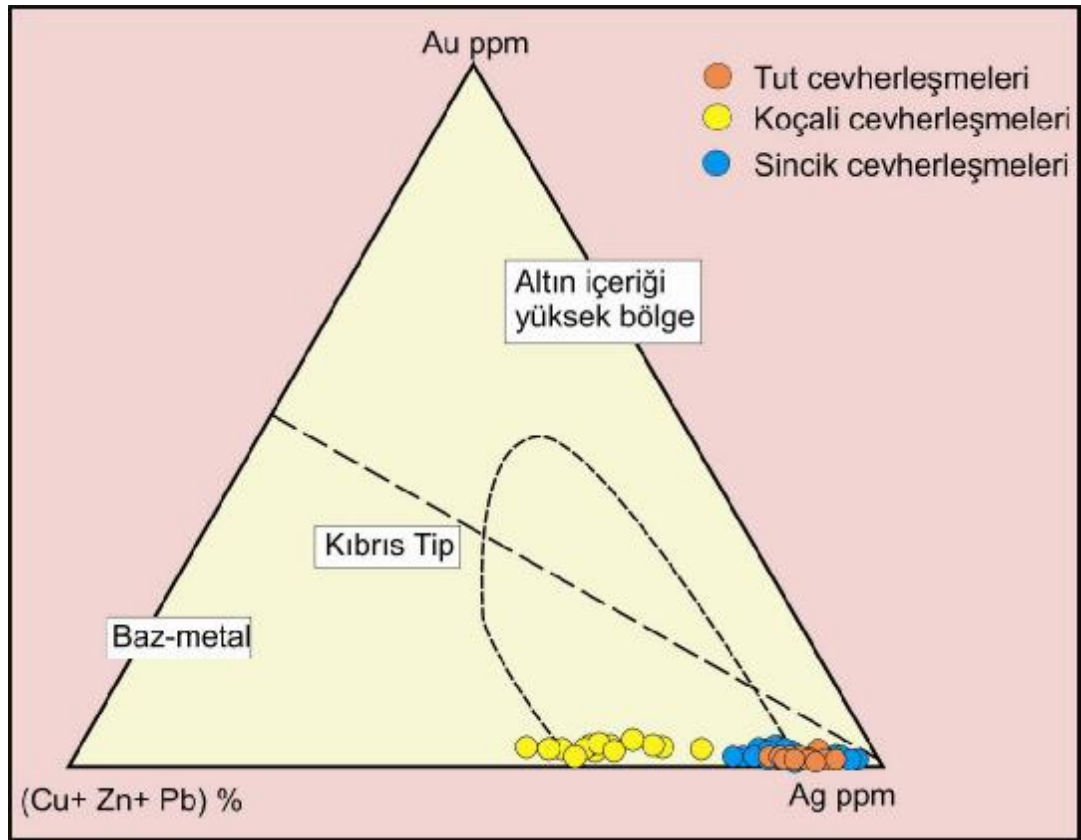
Şekil 4.101. Koçali cevherleşmelerinde alınan örneklerde Co içerikleri (ppm)

Franklin ve diğ. (1981) tarafından ilk kez kullanılan ana metal içeriği, Au içeriği ve ana kayaç litolojilerini içeren üçgen diyagrama göre VMS yatakları sınıflandırılmıştır. Large (1992), Franklin ve diğ. (2005) tarafından yeniden düzenlenen bu ana metal sınıflandırılması en yaygın olanıdır. VMS yatakları Cu, Zn, Pb ana metal içeriğine ve bu üç metalin içerdiği oranlarına göre Cu-Zn, Zn-Cu ve Zn-Pb-Cu VMS yataklarına ayrılırlar. Şekil 4.102.a, b ve c’de, Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerin de düşük Pb içeriğine karşın yüksek Cu ve Zn içerikleri izlenmektedir. Sınıflama diyagramına göre cevherleşmelerin Kıbrıs Tipi volkanojenik masif sülfid yatakları alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.102a-4.102b-4.102c). Ayrıca Galley ve Koski, (1999)’ ye göre düşük Pb içeriğine karşın yüksek Cu içeriği ofiyolitlerle ilişkili VMS yataklarının tipik özelliklerinden biridir.



Şekil 4.102. Franklin ve diğ. (1981) tarafından kullanılan ve Large (1992) tarafından yeniden düzenlenilen Zn-Pb-Cu içeren ana metal sınıflandırılması (a) Sincik cevherleşmeleri, (b) Koçali cevherleşmeleri, (c) Tut cevherleşmeleri.

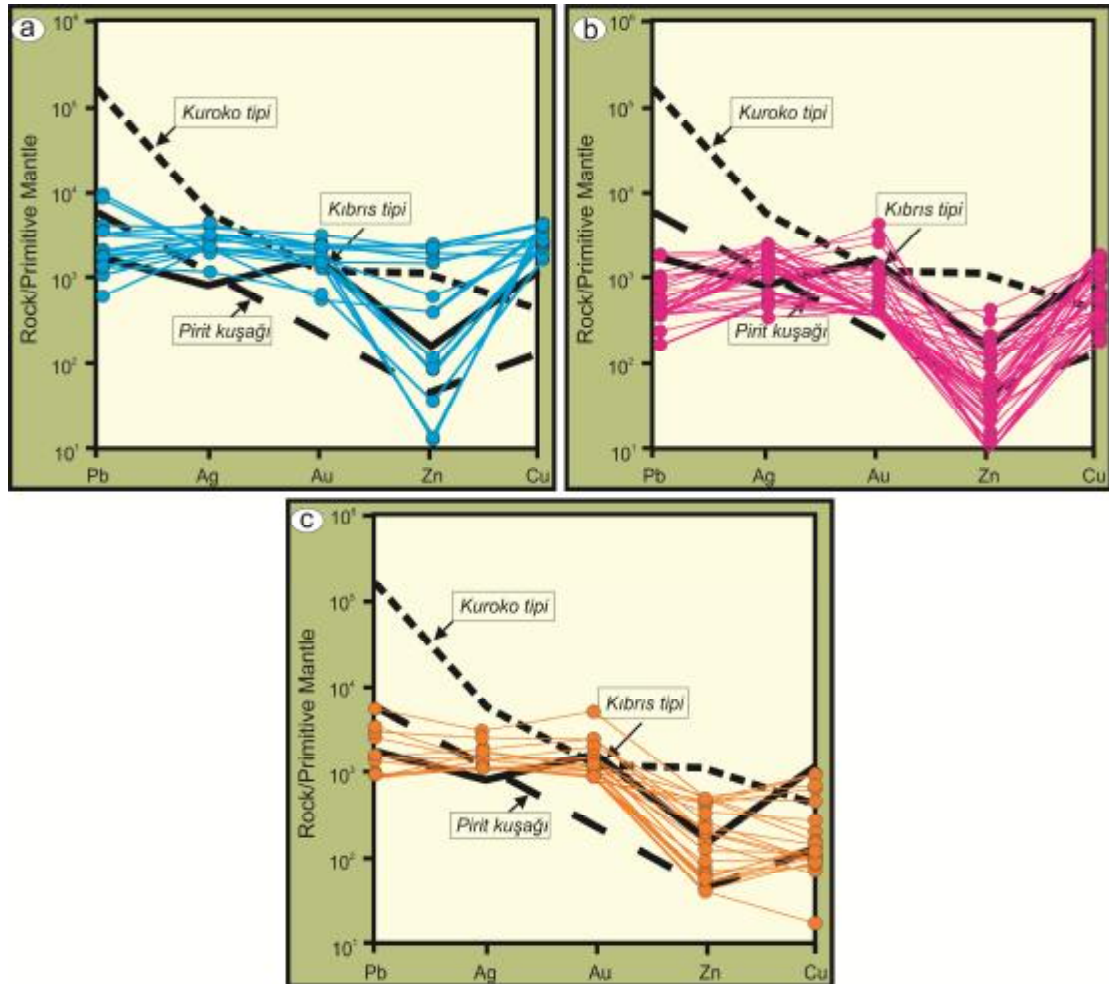
Poulsen ve Hannington (1995), "normal" ve "Au'ca zengin" VMS için basit bir bimodal diyagram oluşturmuşlardır. Bu diyagram gerçekte VMS ve epitermal yataklar arasındaki geçişi belirlemek için kullanılmaktadır (Sillitoe ve diğ., 1996) (Şekil 4.103). Ancak daha fazla araştırma ile su derinliği, oksidasyon şartları, metal oluşturan sıvının sıcaklığı ve muhtemel magma katkısı gibi parametrelerle Au'ca zengin VMS yataklarının oluşum koşullarının daha geniş bir yelpazesi belirlenmiştir (Hannington ve diğ.,1999b). Poulsen ve Hannington (1995) bu sınıflandırmada, Au'ca-zengin yatakları isteğe bağlı olarak tanımlar ve Au'n ppm bolluğu sayısal olarak toplam baz metalden daha büyük olduğunu söyler. Hannington ve diğ., (1999b)'nin Au-Ag-(Cu+Zn+Pb)' ne bağlı olarak Volkanik Masif Sülfid yatakları için hazırladığı sınıflama diyagramında cevherleşmelerin Kıbrıs Tip cevherleşme alanına düştüğü gözlenmektedir. (Şekil 4.103).



Şekil 4.103. Volkanik Masif sülfid yatakları için Au-Ag-(Cu+Zn+Pb)' ne bağlı olarak sülfid içeriklerinin sınıflandırılması (Hannington ve diğ.,1999b).

Koçali Karmaşığı'nda bulunan cevherleşmelerin parajenezleri ve jeolojik oluşumlarına dayanarak, jeolojik yerleşimlerine bakıldığında cevherleşmelerin deniz tabanında bulunan sülfidlerin hidrotermal yığılmasıyla Volkanik Masif Sülfidleri (VMS) oluşturduğu şeklinde yorumlanır (Barrie ve Hannington, 1999b; Garuti ve Zaccarini, 2005). Özellikle bunlar ofiyolitlerle ilişkili VMS yatakları, Fe-Cu-Zn sülfid birlikteliği ve mafik-ultramafik kayalarla yakından ilişkili eski okyanusal havzaları temsil ederler (Galey ve Koski, 1999). Bu varsayımı ile tutarlı olarak, Koçali Karmaşığı'nda bulunan her üç cevherleşmenin (Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz) Pb-Ag-Au-Zn-Cu dağılım deseni yay gerisi, okyanus içi ve kıta içinden farklı olarak düşük Pb ve ortalama Au ile karakterize olan Kıbrıs-tipi VMS desenine paralellik sunmaktadır (Garuti ve Zaccarini, 2005) (Şekil 4.104). Bu desenler küçük derecede pozitif anomali veren Au ve büyük oranlarda

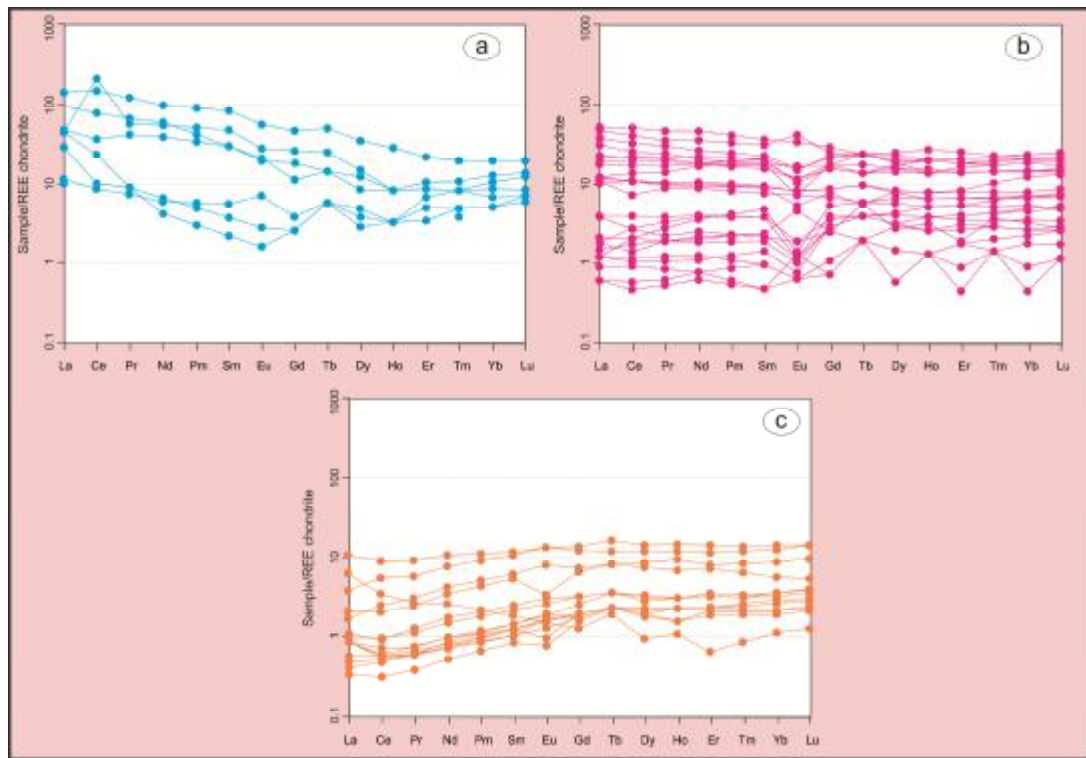
negatif anomali veren Zn ile temsil edilirler. Bunlarda Kıbrıs tip VMS yatakları için karakterstiktir.



Şekil 4.104. Volkanik Masif sülfid yatakları için cevherleşmelerin mantoya göre normalize Pb-Ag-Au-Zn-Cu dağılımı (Hannington ve diğ.,1999a,b; Garuti ve Zaccarini, 2005), (a) Sincik cevherleşmeleri, (b) Koçali cevherleşmeleri, (c) Tut cevherleşmeleri.

Cevherleşmelerin kökeninin anlaşılmasında piritlerdeki iz element ve NTE içerikleri önemlidir. Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinden alınan örneklerin NTE içeriklerinin kondrite göre normalleştirilmiş diyagramlarına bırakıldığında kondrit değerlerine yakın bir gidiş sunduğu ve yüksek bir zenginleşmenin olmadığı görülmektedir (Şekil 4.105). Bu durum cevherleşmeyi oluşturan metallerin denizel sedimanter kökenli olmayıp

magmatik kayalarla ilişkili olduğunu işaret eder. Bu diyagrama bakıldığında Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinde bulunan NTE değerlerinin 10-100 arasında değiştiği, Koçali-Bezardağı cevherleşmelerindeki NTE değerlerinin 0,1-80 arasında değiştiği ve Tut-İncekoz cevherleşmelerindeki NTE değerlerinin de 0,1-10 arasında değiştiği görülmektedir. Bu diyagramlara bakıldığında kök zonundan (Tut-İncekoz) yukarıya doğru gidildikçe (Koçali-Bezardağı ve Sincik-Ormanbaşı Tepe) örneklerin LREE açısından zenginleştiği görülmektedir.



Şekil 4.105. Koçali Karmaşığında bulunan cevherleşmelerine ait örneklerin kondritte göre normalize edilmiş NTE çoklu element dağılımları (Boynton, 1984) (a) Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmeleri, (b) Koçali-Bezardağı cevherleşmeleri, (c) Tut-İncekoz cevherleşmeleri.

4.7.2. İzotop Jeokimyası

İzotop bir elementin eğer varsa farklı atom ağırlıklı atomları ve/veya türevleridir. Terimsel olarak izotop; proton sayıları aynı, nötron sayıları farklı elementlerdir. Elementlerin proton sayıları değişmez fakat nötron sayıları değişebilir. Bu nedenle atom ağırlıkları da değişebilir. Bir elementin izotopları doğal olarak

oluşabileceği gibi yapay olarak ta elde edilebilmektedir. Yalnızca bir izotopu bulunan elementler mono izotop, birden fazla izotopu bulunan elementler ise poli izotop elementler olarak nitelendirilmektedirler. Elementlerin izotoplarına ait atomlar zamanla parçalanarak veya başka bir elementin atomuna dönüşerek yok oluyorsa bu tür izotoplar radyoaktif/kararsız izotoplar, zamanla yok olmuyorsa kararlı izotoplar olarak tanımlanmaktadır.

Son yıllarda duraylı izotop jeokimyası ile cevher taşıyan akışkanların doğasının ve cevher oluşum süreçlerinin kavranmasında büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Maden yataklarının kökeni ve oluşumlarına ilişkin problemlerin çözümünde güçlü ve etkin bir yöntem olduğu kanıtlanmıştır. Bir elementin izotop oranı belli ortamlar için yaklaşık değerlere sahiptir. Bu temelden hareketle izotopik oranlar belirlenirse cevherleşmenin kökeni saptanabilir.

Duraylı izotop jeokimyası toprak malzemelerin nasıl oluştuğu ve bunların çevresel ortamlarının nasıl değiştiğini belirlemek için elementlerin farklı izotoplarının doğal zenginliklerini kullanır. H, C, N, O, ve S gibi elementler oksidasyon durumunda veya bileşiklerin içlerinde veya doğal olarak meydana gelen katı maddeler ve sıvı önemli bileşenleridir. Bu nedenle izotoplar, 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 mekanizması 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 yararlı olmaktadır. Ayrıca, bu izotoplardan jeotermometre olarak yararlanmakta mümkün olabilmektedir. Bu elementlerin izotoplarının ortalama oransal bollukları çeşitli yöntemlerle hesaplanmıştır. Doğal olaylar sonucunda bu ortalama değerlere göre her olay veya ortam için karakteristik olan farklılaşmaları gelişmekte ve bu farklılıklardan yararlanılarak ortam analizleri ile köken belirlemeleri yapılmaya çalışılmaktadır. İzotopsal farklılaşmaya neden olan önemli doğal olaylar arasında;

buharlaşıma-yoğunlaşma, çözülme-çökme, fotosentez ve mikroorganizmalarca kullanılma, adsorblanma~absorblanma, yayılım/difüzyon, kimyasal reaksiyonlar ve mineraller arasında paylaşılma gibi olaylar sayılabilir.

4.7.2.1. $\delta^{34}\text{S}$ İzotop analizleri

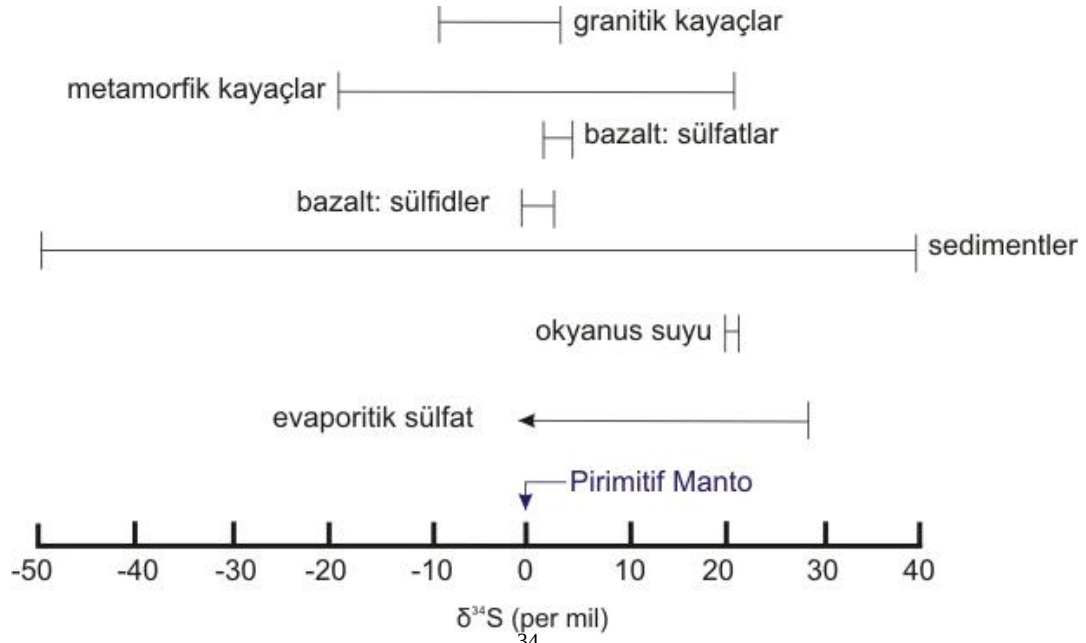
İzotop jeokimyası çalışmalarında yaygın olarak kullanılan S, atom numarası 16 olan ve atom ağırlıkları 32 ile 36 arasında değişen ve ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S ve ^{36}S şeklinde dört önemli izotopu bulunan elementtir. Bu izotopların doğadaki ortalama bollukları sırasıyla % 95.02, % 0.75, % 4.21 ve % 0.02 şeklinde olup, ^{32}S ve ^{34}S izotopları diğerlerinden daha yaygın olarak bulunduğundan, 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 $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ oranı kullanılmaktadır. Duraylı izotop oranları en uygun ve en yaygın olarak binde bir anlamına gelen standart permil olarak sunulur ve δ simgesi 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 kaynağının iki tanesinden biri olan manto, ilksel olarak indirgenmiş S'e sahip ve $\delta^{34}\text{S}$ değeri sıfıra yaklaşıktır. Diğer önemli kaynak deniz suyudur (modern denizsuyu) ve sülfür SO_4^{-2} olarak mevcuttur ve $\delta^{34}\text{S}$ değeri + 20 dir. Kıtasal kabuğun sedimanter, metamorfik ve magmatik kayalar içinde sülfür bu iki değerden ya daha büyük yada daha küçük $\delta^{34}\text{S}$ değerlere sahiptir (Şekil 4.106). Bütün bunların hepsi cevherlerdeki sülfürün kaynağı olabilir ve daha fazla

ayrışması sülfidlerin taşıma ve depolanması sırasında oluşabilir. Böylece sülfid cevherlerinin S izotop jeokimyası oldukça karmaşıktır (White, 2005).



Şekil 4.106. Çeşitli jeolojik ortamlarda $\delta^{34}\text{S}$ bollukları (Hoefs, 1987)

Okyanusal ve ofiyolitik kabuktaki sülfürün izotopik bileşimi ve dağılımını bilmek, denizaltı hidrotermal sistemlerin jeolojik zamanlar boyunca okyanuslardaki sülfür döngüsünde oynadığı rolü anlamak için önemlidir. S izotoplarının sistematigi üzerine en kapsamlı çalışmalardan biri de Ohmoto ve Rye'in (1979) çalışmasıdır. Bu çalışma, cevher yataklarının teorik yönlerini aynı zamanda S-izotop çalışma uygulamalarını geniş bir şekilde sunar. Çoğu durumda, S izotopları, sıcaklığının belirlenmesi ve sülfür depolanma mekanizması aynı zamanda bu yataklar için kükürt kaynağı için kullanılmıştır. Piritlerden ve kalkopiritlerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ içerikleri çeşitli araştırmacılar tarafından belirlenmiş jeolojik ortam, kayaç ve cevher tiplerine ait izotopik veriler ile karşılaştırılmışlardır (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon ve diğ., 2002).

Koçali Karmaşığı'nda bulunan Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Havşa Dere-Bezardağı ve Tut-İncekoz sahalarından alınan 13 adet pirit ve 2 adet kalkopirit örneği üzerinden yaptırılan $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri piritlerde ‰ 2.1-7.6 ‰

kalkopitlerde 0.03–0.53 ‰ arasında çok dar bir alanda değişiklik sunmaktadır (Çizelge 4.3).

Ohmoto ve Rye (1979), mantodan itibaren oluşan kıtasal kabuğun, çok geniş bir izotopik farklılaşmaya maruz kaldığını ve kıtasal kabuğun ve asitik magmatik kayaçların $\delta^{34}\text{S}$ bileşiminin ‰ 0 $\pm$ 3 olduğunu belirtmektedir. Buna göre mantodan veya kabuktan itibaren kısmi ergime sonucu oluşan ergiyiklerin ^{34}S bileşimi birbiriyle uyum göstermektedir. Mafik ve ultramafik kayaçların ^{34}S değerleri de benzer şekilde üst mantonun bileşimine uygun olarak -1 - +3 arasında değişmektedir. Ancak Sasaki ve Ishihara (1979), mafik kayaçların ^{34}S değerinin anormal bir şekilde artış veya azalış gösterdiğini belirlemiştir. Bu anormal şekilde artış veya azalma Ohmoto ve Rye'a (1979) göre mantonun bileşimindeki farklılıktan çok, sedimanter kökenli sülfitlerin karışmasının sonucudur.

Çalışma sahalarında bulunan sülfürlü minerallerin bileşiminde bulunan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰0'a çok yakın olması ve dar bir aralıkta değişiyor olması, cevher minerallerinin oluşumunu sağlayan hidrotermal çözeltiler içindeki kükürtün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Elde edilen bu izotop sonuçları Rollinson, 1993'den alınan masif sülfid yataklardaki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerine göre sınıflandırılan diyagrama yerleştirdiğinde Koçali Karmaşığında bulunan 3 sahaya ait örneklerin Kıbrıs tip cevherleşmesine benzerlik gösterdiği saptanmıştır. (Şekil 4.107). Ayrıca cevherleşme alanları içerisindeki S izotop değerlerini kendi içerisinde de farklılık sunduğu görülmektedir. Özellikle okyanus tabanında gelişmiş VMS cevherleşmelerinin en üst kısmında bulunan demir şapkaya ait (Sincik-Ormanbaşı) $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin diğer cevherleşmelere göre (Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz) daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu durum deniz suyu katkısının daha fazla olduğu şeklinde yorumlanabilir.

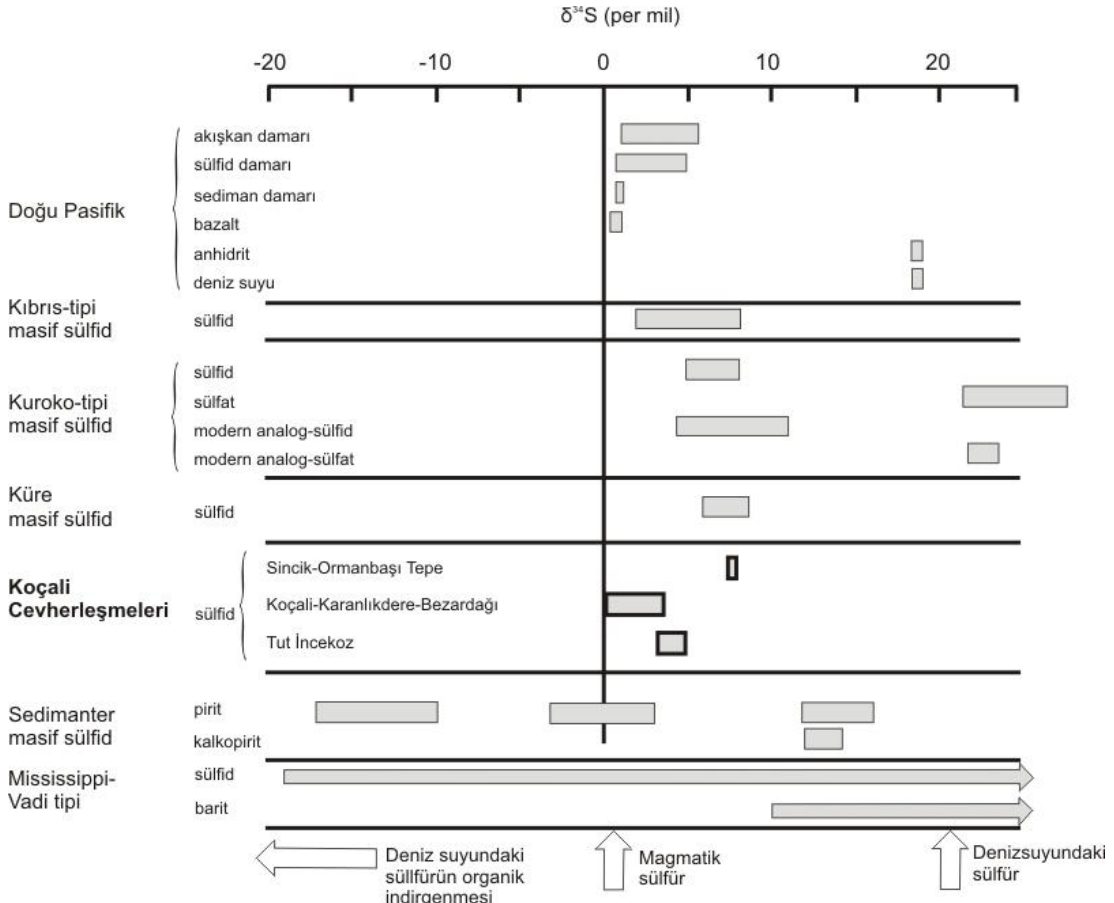
Çizelge 4.3. Koçali Karmaşığı'nda oluşan cevherleşmelerden alınan örneklerin sülfür izotop verileri (per mil)

Cevherleşme Alanı	Örnek No	Mineral	Açıklama	$\delta^{34}\text{S}$ v- CDT	Örnekleme Tipi
Sincik -Ormanbaşı Tepe	S-19	pirit	demir şapka	7,6	yüzey
	S-32	pirit	demir şapka	6,9	yüzey
Koçali-Havşa Dere- Bezardağı	B-13	pirit	masif	3,1	yüzey
	B-23	pirit	masif	2,1	yüzey
	K-56	pirit	stockwork	3,4	yüzey
	K58	pirit	stockwork	3,6	yüzey
	K-59	kalkopirit	stockwork	0,03	yüzey
	AKS-2-4	kalkopirit	stockwork	0,53	sondaj
	AKS-12-6	pirit	stockwork	2,1	sondaj
	AKS-12-7	pirit	stockwork	2,5	sondaj
	AKS-12-8	pirit	stockwork	2,8	sondaj
	T-60	pirit	levha dayk	3,3	yüzey
Tut-İncekoz	ATS-5-12	pirit	levha dayk	4,9	sondaj
	ATS-5-31	pirit	levha dayk	3,8	sondaj
	ATS-11-5	pirit	levha dayk	4,4	sondaj

Ohmoto ve Rye (1979) tarafından yapılan S izotop çalışmasına göre, sfalerit-galen mineral çiftinden hesaplanan sıcaklıkların, sfalerit minerallerinde bulunan sıvı kapanımların homojenleşme (Th) sıcaklıklarıyla uyum içinde olduğu ve benzer şekilde pirit-kalkopirit ve pirit-galen mineral çiftlerinden hesaplanan sıcaklıkların da bu sıcaklıklara paralel değişim gösterdiğini belirlemiştir. Buna göre metamorfizmaya uğramayan yataklarda mineral çiftleri arasında izotopik dengenin sağlandığı, mineral oluşum sonrasında da izotopik bileşim bakımından herhangi bir değişimin olmadığı kabul edilmiştir. Bundan dolayı belirli mineral çiftlerinin izotop sonuçlarını kullanarak yapılan sıcaklık hesabında, her iki mineralin denge halinde olduğu bu minerallerin oluşumundan sonra mineraller arasında veya mineral-çözelti arasında izotopik değişimin olmadığı ve seçilen minerallerin tamamen saf olduğu kabul edilir (Ohmoto ve Rye, 1979).

Koçali Karmaşığı'nda bulunan cevherleşmelerde pirit-kalkopirit mineral çifti arasında izotopik denge sağlanmıştır ve buna göre bu minerallerin oluşum sıcaklığının 355 °C -401 °C arasında değiştiği belirlenmiştir. S izotoplarından hesaplanan bu sıcaklık değerlerinin, sıvı kapanımlar bölümünde verilen kuvars

minerallerinden ölçülen homojenleşme (Th) sıcaklıklarının değişim aralıklarıyla (115-428 °C) uyum içinde olduğu görülmektedir.



Şekil 4.107. Masif sülfid yataklardaki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri (Rollinson, 1993'den değiştirilmiştir).

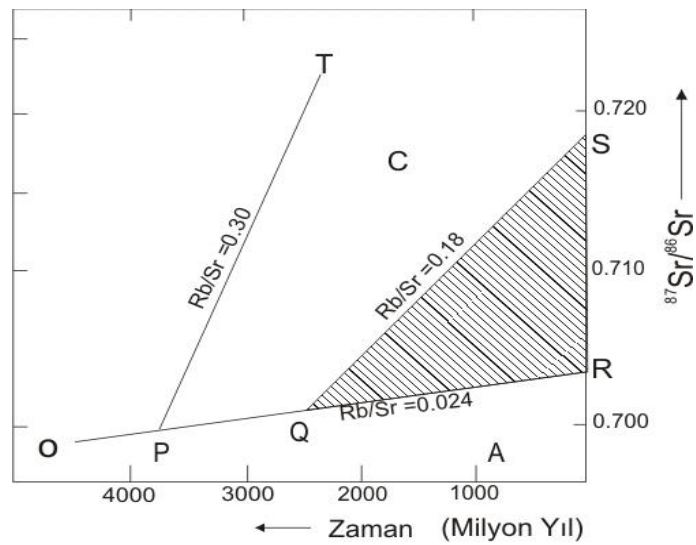
4.7.2.2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Sr İzotop analizleri

İzotoplar, bir elementin proton sayısı aynı, nötron sayısı farklı atomlarıdır. Başka bir deyişle izotoplar bir elementin atom numarası aynı atomik kütlesi farklı atomlarıdır. Radyoaktif izotoplar (Duraysız izotoplar) radyoaktif bozuşma (alfa, beta, gama ışınları, gibi) yoluyla başka bir elemente dönüşürse bunlara radyojenik izotoplar adı verilir. Jeolojide gerek radyoaktif, gerekse radyojenik izotopların miktarları radyojenik bir elementin duraylı izotopuna oranlanarak ifade edilir. Çünkü kütle spektrometrelerinde izotopların mutlak değerlerinden çok oranlarının okunması alınabilmektedir (Çağatay ve diğ., 1993).

Sr genellikle ^{87}Rb 'ın β ışınıyla bozunmasından türemiş radyojenik bir izotopdur. Radyoaktif ^{87}Sr kayaçların karbonat kısımlarında zengin olmakla birlikte karbonat olmayan bölümlerinde de bulunmaktadır (Veizer, 1983).

Magmatik kayaçlarda köken sorununu en iyi açıklayıcı izotoplar içeren elementlerden biri Sr olup 4 tane duraylı izotopa sahiptir. Bunlardan en ilginç olanı ^{87}Sr izotopudur ve ^{87}Rb elementinin radyoaktif parçalanmasıyla oluşmaktadır. Bu olay dünyanın oluşmasından bu yana milyarlarca yıldır süregelmekte ve sonuç olarak hem doğada Sr miktarı artmakta, hem de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ oranları gerek mantoda, gerekse asidik kıtasal kabukta değişmektedir. Bir başka deyişle, doğada bir Sr artması vardır ve radyoaktif parçalanma süresinin yarı ömrü çok uzun olduğundan, bu olay sonucu 1 milyar yılda yaklaşık %0.8 kadar bir ^{87}Sr artışı meydana gelmektedir. Yapılan çalışmalara göre, 4,6 milyar yıl önce (yeryuvarının oluşmasından bu yana geçen zaman) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 4,6 ilksel oranı 0,698 ve $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ ilksel oran ise 0,708 değerindedir. Rb, eş iyon değerinde ve benzer yarıçapta olduğu için kayaç meydana getiren birçok mineralde K yerine yerleşmektedir. Bu yüzden özellikle kıtasal yörelerde K'ca zengin asidik kabukta ^{87}Rb bollaşması izlenmektedir. Bu da, manto koşullarınkinden daha çok ^{87}Rb parçalanmasına ve daha hızlı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değişimine neden olmaktadır. Bu değer de yaklaşık 1 milyar yılda %0.01 kadar fazla bir değerdir (Hurley, 1987). Böylece kabuk ve manto malzemelerinin ayırdedilebilmesi ve aynı zamanda üst manto-kabuk değişimi evresi konusunda bilgi edinilmesi mümkün olmaktadır. Dünyamızda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nin gelişim evrimine bakıldığında (Şekil 4.108), yaklaşık 4,6 milyar yıl önce (dünyanın oluşmaya başlamasından bu yana geçen zaman) ilksel meteorik bileşimdeki mantonun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı en düşük olup yaklaşık 0,698-0,699 civarında olduğunu bilinmektedir (Hurley, 1987). Bu miktar, ^{87}Rb 'nin radyoaktif parçalanması ile giderek daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Yaklaşık 8.8 milyar yıl önce dünyada ilk kez artık katman ultrabaziklerin yoğun kabuk oluşturması başlamıştır. Granitik kıtasal kabuk kayaçlarının oluşumu ise yaklaşık 2,8 milyar yıl önce başlamıştır (Hurley, 1987). Şekil 4.108'de O noktası, yaklaşık 4,6 milyar yıl önce ilksel kondritik mantonun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı olan 0.698 değerini göstermektedir. Papanastassiou ve Wasserburg (1969) tarafından ilksel bazaltik kondritlerde yapılan ölçüm ile bu değer $0,69898 \pm$

0.00003 olarak bulunmuştur. Bu değer, toleyitik okyanus bazaltlarının ortalama bileşimi ile temsil edilen günümüzdeki R noktasına doğru zamanla artacaktır. Birçok yeni okyanus toleyitleri 0,704'e yakın $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarına sahiptir. Faure ve Powel (1972) tarafından günümüz okyanus toleyitlerinde yapılan hassas ölçümler sonucu $0,7037 \pm 0.0002$ değerleri bulunmuştur. Bu değer, şekilde tek evreli büyüme çizgisinin uç noktası alınırsa, teorik olarak manto diliminin Rb/Sr oranı da tanımlanmış olur (Cox ve diğ., 1979).



Şekil 4.108. Yeryuvarındaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ içeriğinin gelişim evresi (Cox ve diğ., 1979).

Diğer yandan juvenil magmatik eklenme, metamorfik katılaşma, erozyon ve sedimentasyon süreçlerinin bir arada ve çoğu zaman tekrarlanarak etkili olması sonucu mantodan diferensiyasyon yoluyla ayrılmış olan kıtasal kabuk daha yüksek Rb/Sr oranları ile ve daha yüksek ^{87}Sr içeriği ile karakterize edilecektir. Böylece daha yüksek Rb/Sr oranlarına sahip olan kıtasal kabuktaki Sr, mantodan etkili ayrışma sırasında OR trendinden ayrılarak, çok daha dik trendler boyunca gelişecektir. Kabuksal kayaların Rb/Sr oranları ve yaşları çok geniş bir dağılım göstermektedir. PT, en yaşlı olduğu bilinen kabuksal kayaları temsil etmektedir. Bunlar, Batı Grönland' daki yaklaşık. 3,8 milyar yıl yaşlı Amitsoq gnaysları olup dünyada ilk kez artık katman ultrabaziklerinin oluşturduğu kabuktur. Rb/ Sr oranı yaklaşık 0.3 değerindedir ve başlangıçta ilkel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının yaklaşık 0.700-

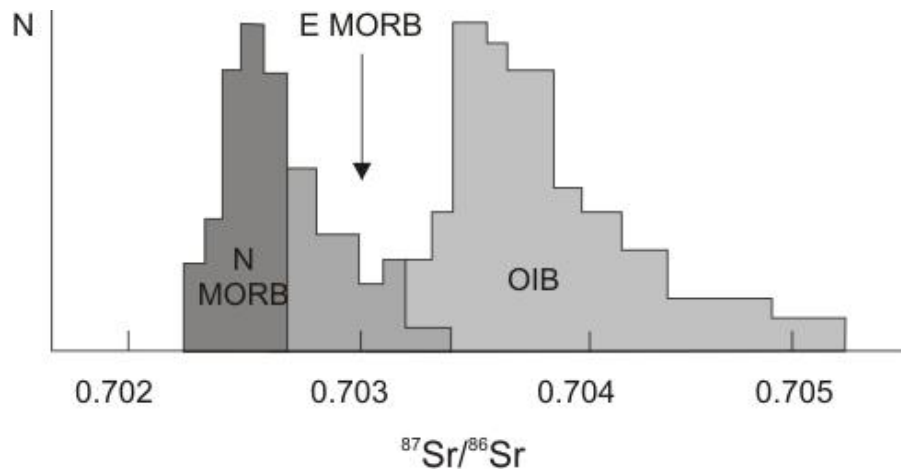
0.701 olduğu (P noktası) saptanmıştır (Moorbath, 1978). Şekildeki QS trendi ise, bilinen en eski granitik kıtasal kabuk kayalarları olan yaklaşık 2,8 milyar yıl yaşlı Kuzey Amerika'daki (Kanada Kalkanı) kayalarları temsil etmektedir. Bu kıtasal kabuk kayalarlarının ortalama Rb/Sr oranları ise yaklaşık 0,18 değerindedir ($0,18 \pm 0,08$, Faure ve Powell, 1972). Böylece diyagram A, B ve O bölgelerine ayrılmıştır. Bu nedenle ilksel manto kökenli, okyanus kabuğu kökenli ve kıta kabuğu kökenli kayaların yaşlarına göre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının sınırları ve kabuksal Sr, mantosal Sr ile olan bağıl ilişkilerini ortaya koymak mümkün olmuştur. Sonuç olarak, bu kimyasal veriler kullanıldığında, kabuk ve manto kökenli kayaların ayırdedilebilmesi ve üst manto-kabuk değişim evresi hakkında sağlam veriler elde edilmektedir.

Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinin Sr izotopu için yan kayaç örneklerinden ve cevher parajenezinde yer alan sfaleritten öğütülme yapılmış ve poletilen tüpler içerisine yerleştirilerek paketlenmiştir. Örnekler Sr izotop analiz için hazır hale getirilmiştir. Aksi halde örnek kirlenmesi ve yapılan analizlerin neticesinin geçersiz olması söz konusudur. Bu cevherleşmelere ait 10 yan kayaç örneği ve 1 cevher örneği üzerinden stronsiyum izotop analizi yapılmış ve bunların sonuçları Çizelge 4.4' de sunulmuştur.

Çizelge 4.4. Koçali Karmaşığında alınan örneklerin Sr izotop verileri

Cevherleşme Alanı	Örnek	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	2 σ -Error (%)	Açıklama	Örnekle me Tipi
Sincik - Ormanbaşı Tepe	S-28	0.705041	0.0074	Spilitik bazalt	yüzey
	B-4	0.70511	0.0051	Masif cevher içindeki sfalerit	yüzey
Koçali-Havşa Dere-Bezardağı	K-9	0.704283	0.0019	Bazalt	yüzey
	K-10	0.704326	0.0045	Bazalt	yüzey
	K-23	0.703807	0.0056	Bazalt	yüzey
	K-43	0.70524	0.0053	Bazalt	yüzey
	K-44	0.705877	0.0024	Bazalt	yüzey
	K-53	0.705782	0.0043	Bazalt	yüzey
Tut-İncekoz	T-65	0.706234	0.0044	Diyabaz daykı içerisine gözlenen sfalerit	yüzey
	ATS-5-33	0.706366	0.096	Diyabaz	sondaj
	ATS-11-2	0.705858	0.049	Diyabaz	sondaj

İnceleme alanında yapılan Sr izotop verileri bu değerlendirildiğinde, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri 0,703-0,706 arasında değişmekte ve OR trendine uyumluluk göstererek cevherlerin içinde bulunduğu kayaçların okyanus toleyitleri olduğu söylenebilir. Ayrıca Allegre (2008)'in yaptığı diyagramda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları yerine konulduğunda yine cevher yan kayacı olan bazaltların zenginleşmiş okyanus ortası bazaltlar (EMORB) ile okyanus adası bazaltlar (OIB) ile olduğu söylenebilir (Şekil 4.109). Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait Sr değerleri 0.706 olduğundan diyagram dışında yer almaktadır. Bu durum Yıldırım ve diğ., (2012b)'nin belirttiği Koçali Ofiyoliti ve Koçali Melanjına ait volkanik kayaçların oluşum ortamı ile uyum sağlamaktadır.



Şekil 4.109. Okyanusal bazaltların çeşitli tiplerinde ölçülmüş izotop oranlarının histogramı (Allegre, 2008).

4.7.2.3. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ İzotop analizleri

Doğada Pb'un ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb ve ^{204}Pb şeklinde dört izotopu vardır. Bu izotoplardan ilk üçünün miktarı jeolojik zamanlar boyunca sürekli olarak arttığı halde, ^{204}Pb 'ün miktarı hep aynı kalmıştır. Bundan dolayı bu izotopa “yaygın kurşun izotopu” denir. Yaygın kurşun izotopu haricindeki izotopların artış hızı zamana bağlı olduğuna göre, bu izotopların miktarları tespit edilirse içinde bulundukları kayacın yaşı bulunabilir.

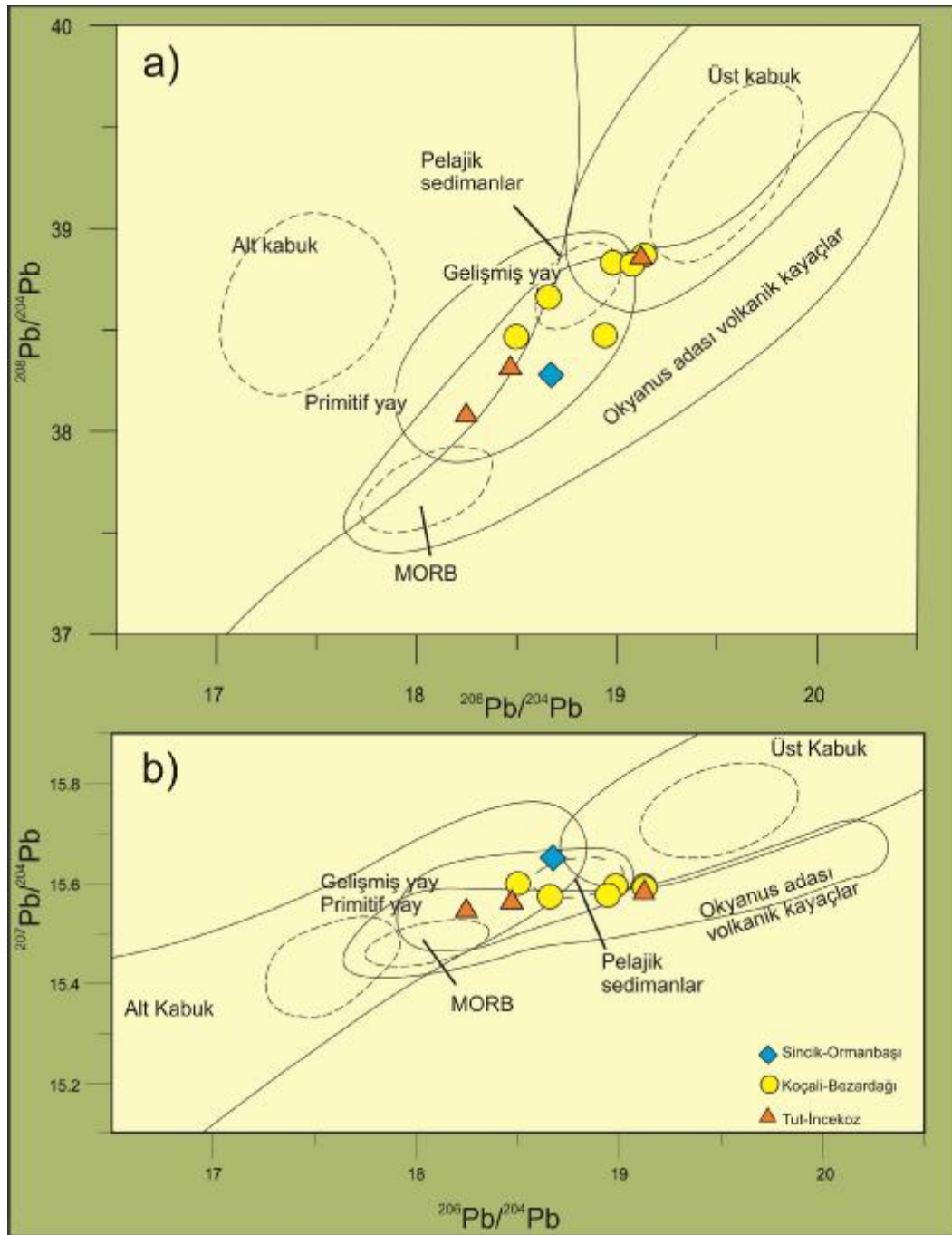
Sr izotoplar için hazırlanan aynı örnekler üzerinden ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb izotop ölçümleri de yapılmıştır. Koçali Karmaşığı'ndan alınan 10 yan kayaç örneği ve 1 cevher örneği üzerinden kurşun izotop analizi yapılmış ve bunların sonuçları Çizelge 4.5' de sunulmuştur. Bu ölçülen örneklerden yalnız bir tanesinde sinyal alınamamış ve bu örnekte kurşun izotopu ölçülememiştir. Ayrıca K-10 nolu örnekte hata payı çok yüksek (%19) olduğundan değerlendirilmeye alınmamıştır.

Çizelge 4.5. Koçali Karmaşığından alınan örneklerin Pb izotop verileri

Örnek No	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	2 σ -Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	2 σ -Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	2 σ -Error (%)
S-28	38.944988	0.2123	15.651244	0.1613	19.039198	0.1124
B-4	38.660113	0.2003	15.618149	0.1502	18.628299	0.1002
K-9	38.962781	0.4553	15.641597	0.1542	19.111934	0.1065
K-10	32.576394	17.7499	13.183615	17.9699	15.417918	19.8135
K-23	38.462765	0.2031	15.574548	0.1562	18.917261	0.1051
K-43	no signal		no signal		no signal	
K-44	38.940307	0.2076	15.635857	0.1558	19.075144	0.1050
K-53	38.749144	0.3290	15.591042	0.2897	18.875566	0.2633
T-65	38.461610	0.2512	15.603529	0.1503	18.479867	0.1003
ATS-5-33	38.217228	0.2066	15.602865	0.1565	18.377970	0.1081
ATS-11-2	37.903326	0.2037	15.579582	0.1526	18.025612	0.1030

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarının göre Doe ve Zartman (1979)'nin hazırladığı modelle karşılaştırılması sonucu cevherleşmelerin bileşimindeki Pb'un, kabuk ve okyanus adası volkanik kayaçlarla karıştığı şeklinde olduğu görülmektedir (Şekil 4.110a). Pb derinlik kayaçlarından veya direkt olarak magmatik hidrotermal sıvılarla magma bünyesinden türemiştir.

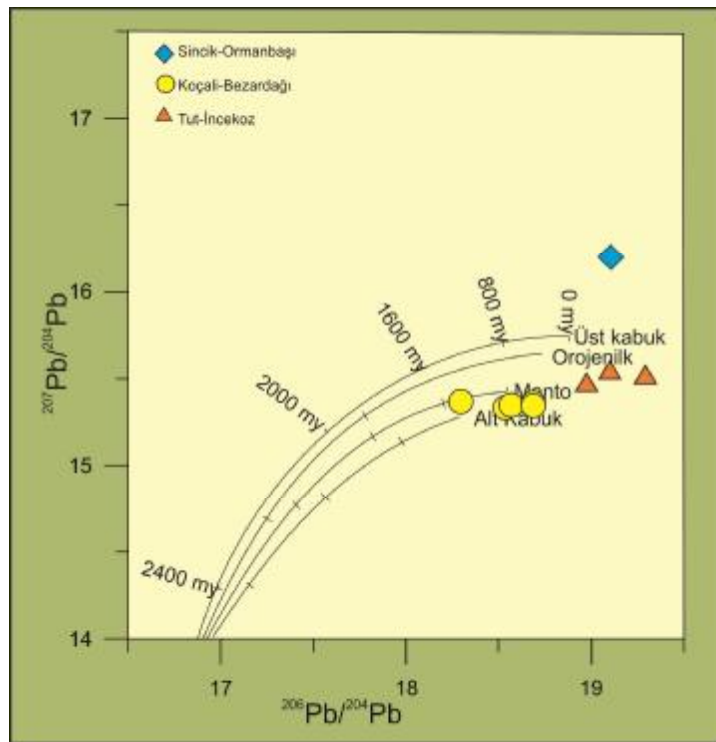
Yine inceleme alanında bulunan cevherleşmelerden alınan örneklerin $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları, Doe ve Zartman (1979) 'nin önerdiği modelle karşılaştırılması sonucu, cevherleşmelerin bileşiminde bulunan Pb'un Sr'a uyumlu olarak gelişmiş yay ve okyanus adası volkanik kayaç kaynaklı olduğu anlaşılmıştır (Şekil 4.110b). Bu da okyanusal kabuğun deniz suyuyla yıkanarak U ve Pb'ca zenginleştiği şeklinde yorumlanabilir (Allegre,2008).



Şekil 4.110. Ölçülen Pb izotoplarına göre a) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarının grafiksel gösterimi b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarının grafiksel gösterimi (Zartman & Doe, 1981).

Doe ve Zartman (1979)'e göre $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'e karşılık $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarındaki değişimin farklı kaynak alanların izotopsal bileşimine bakıldığında ise izotopsal bileşimin çok dar aralıklarda değişim göstermediğini ve kurşunun hem

manto hem de üst kabuk kökenli olduğu görülmüştür (Şekil 4.111). Carvalho ve diğ., (1997), oldukça yüksek radyojenik Pb'un kabuk kökenli olduğunu savunmakla birlikte, izotopsal bileşimin çok geniş aralıklarda değişim göstermesinin, Pb'un farklı kaynaklardan türediğinin göstergesi olduğunu belirtmektedir. Bu izotopik değişim eğrisi aslında kaynaklardan herhangi birini ifade etmekten çok karışıma ait olup, kaynakların ayrı ayrı tanımlanmasını güçleştiren bir durumdur. Diğer taraftan farklı kaynaklardan türeyen Pb'un, hidrotermal çözeltilerle yan kayaçlar arasında meydana gelen etkileşim sonucunda homojen bir bileşime sahip olması da mümkündür (Boni ve diğ., 1996; Misra ve diğ., 1996; Hitzman ve Beaty, 1996; Tornos ve diğ., 1996; Koptagel ve diğ., 2007; Demir,2010).



Şekil 4.111. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'e karşılık $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarındaki değişimin farklı kaynak alanların izotopsal bileşimiyle karşılaştırılması (Doe ve Zartman, 1979).

4.7.3. Sıvı Kapanım Analizleri

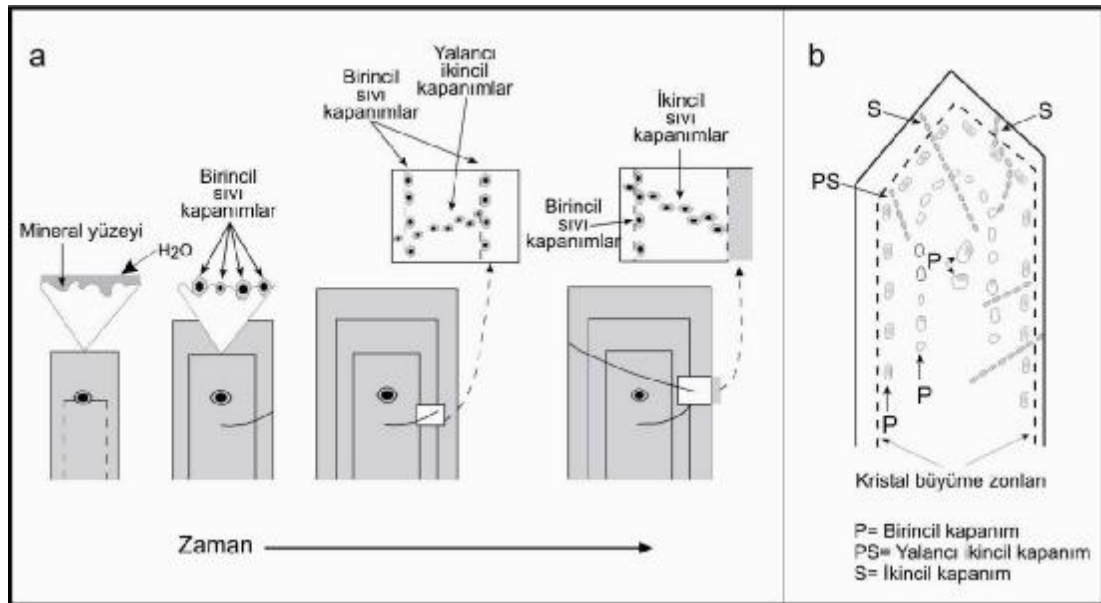
Mineraller, kristallenme süreci içinde büyümenin herhangi bir nedenle durması, yön değiştirmesi veya yavaşlaması gibi nedenlerle, oluştukları ortamın özelliklerini yansıtan büyüme düzensizlikleri içerirler. Kristalin birim hücre yapısındaki bu düzensizlikler büyümenin yeniden başlamasıyla gelişerek kristal 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 (trapped) sıvı damlacıklarıdır. 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 mikroskopunun geliştirilmesiyle birlikte ışığı geçirmeyen volframit, molibdenit, hematit, tetrahedrit- tennantit ve pirit gibi mineraller üzerinde de sıvı kapanım çalışmaları yapılmaya başlanmıştır (Wilkinson, 2001).

Sıvı kapanım çalışmalarının sağlıklı bir şekilde yapılabilmesi, aynı tür ve eş zamanlı kapanımlardan elde edilen ölçüm sonuçlarının birlikte değerlendirilmesiyle mümkündür. Bundan dolayı sıvı kapanım ölçümleri yapmadan önce aynı tür kapanımların belirlenip sınıflandırılması gerekmektedir. Sıvı kapanımların kökensel özellikleri göz önüne alınarak yapılan sınıflamada; birincil kapanımlar, ikincil kapanımlar ve yalancı ikincil (pseudosecondary) kapanımlar şeklinde sınıflandırılmıştır (Roedder, 1976) (Şekil 4.112).

Birincil kapanımlar, mineralin kristallenmesi sürecinde meydana gelmiş sıvı kapanımlardır. Bu tür sıvı kapanımların dağılımı ve boyutları, içinde olduğu bütün mineraller için karakteristiktir. Mineralin büyüme zonlarına paralel olmasıyla ayırt edilir. İçinde olduğu 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 ayırım basit olarak yapılmıştır. Bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi veya 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 4.112. Birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların oluşumu (a, Bodnar, 2003; b, Shepherd ve diğ., 1985).

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre yapılan sınıflamada ise; Shepherd ve diğ., (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 sinden daha fazlasını doldurur (L+V).

- 4-Monofaz gaz kapanımlar (V): Tamamen düşük yoğunluklu gaz (vapour-V) faz ile doludur (genellikle H_2O, CH_4, CO_2 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.

Genel olarak 2. ve 3. tip kapanımların birlikte bulunması, sıvının kapanlandığı sırada kaynadığına işaret eder. Tek bileşenli (homojen) bir sistemin kaynaması durumunda, gaz kabarcığı ana sıvının gaz (vapour) fazıdır. Heterojen sistemin olması durumunda ise, gaz fazı köpürme ile açığa çıkar. Bununla birlikte, gaz kabarcığının varlığı karışmazlığa da işaret edebilir. Eğer, sıvıda CO_2 var ise bu soğutma ile ayırt edilebilir (Roedder, 1979). Yavru (daughter) minerallerin bulunması, aşırı doymuş sıvı solüsyonlara işaret eder. Bu şekildeki aşırı tuzlu (hypersaline) sıvılarda Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , ve Ca^{2+} en fazla bulunan çözülmüş iyonlardır (Roedder, 1979).

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_{fm}): 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 erime 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 CO₂ veya CH₄ 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 CO₂ veya CH₄'ün suyla reaksiyona girerek klatreyt (gaz hidrat:CO₂5.75H₂O) oluşumuna neden olmasıdır. Gaz hidrat oluşumu sırasında kapanım içindeki su miktarı azalacağından geriye kalan su içindeki tuzluluk miktarı artacaktır (Collins, 1979).

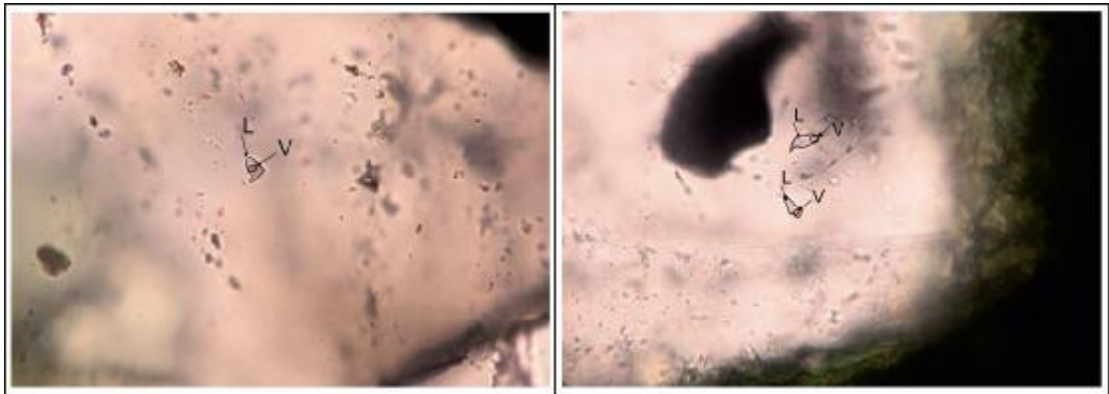
Klatreyt (Clathrate) Ergimesi (T_{m-clath}): CO₂, su ve gazdan oluşan kapanımlarda yukarıda açıklanan nedenden dolayı son buz ergimesi yerine clathrate ergimesi kullanılmalıdır. CO₂'in yanında CH₄'nın bulunması durumunda clathrate ergime sıcaklığı daha da yükselecek, böylece sistemin tuzluluğu azalacaktır. Bundan dolayı 10⁰C'in üzerindeki clathrate ergime sıcaklıkları kapanım içinde CH₄'ün bulunduğu göstergesidir.

Homojenleşme Sıcaklığı (T_h): Isıtma aşamasında sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazına homojenlesinceye kadar ısıtılır ve homojenlesmenin 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.

4.7.3.1 Sıvı Kapanım Petrografisi

İnceleme alanına ait cevherleşmelerde sıvı kapanım ölçümleri, yüzey ve sondaj örneklerinden elde edilen kuvars örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerden 12 adet iki yüzeyi parlatılmış sıvı kapanım kesitleri hazırlanmıştır. Bu kesitlerin hepsi incelenmiş ancak 9 tanesinde sıvı kapanıma rastlanmıştır. Hazırlanan kesitlerde tespit edilen sıvı kapanımlar Roedder (1984) ve Shepperd ve diğ., (1985)' ne göre incelenmiş ve kapanım özellikleri belirlenmiştir. Daha sonra bu kapanımların ilk ergime, son ergime homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür.

İncelenen cevherleşmeler de bulunan kuvars örnekleri, beyaz renkli süt kuvars ve öz şekilsiz kuvarslardan oluşmaktadır. Bu kuvars kristallerinde gözlemlenen kapanımlar, birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde tespit edilmiştir. Bütün ölçümler iki fazlı (sıvı ve gaz içeren) kapanımlardan yapılmıştır. Kuvarslarda iki fazlı ve genellikle 2-6 μm boyutlu birincil sıvı kapanımların yanında, kırık hatları boyunca dizilmiş farklı oranlarda sıvı-gaz içeren ve genellikle düzensiz şekilli ikincil kapanımlar da bulunmaktadır. Oval, elipsoidal ve damla şekilli kapanımların baskın olduğu kuvars minerallerinde az oranda düzensiz şekilli kapanımlar ve ince uzun şekilli kapanımlar bulunmaktadır (Şekil 4.113). Bazı kapanımlarda boyutlarının oldukça küçük olması nedeniyle ilk ergime ve son buz ergime sıcaklıklarını ölçmek mümkün olmamıştır.

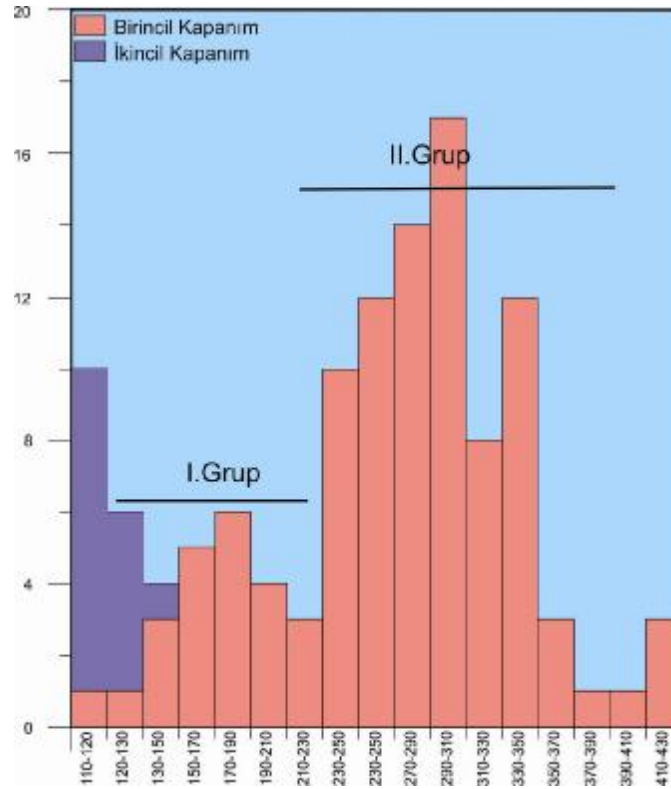


Şekil 4.113. Kuvars damarlarında gözlenen iki fazlı kapanımlar (L+V)

4.7.3.1.(1) Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (Th)

Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan yapılan sıcaklık ölçümleri, homojenleşme sıcaklığı (Th), ilk buz ergime sıcaklığı (T_{fm}) ve son buz ergime sıcaklığını (T_{m-ice}) kapsamaktadır. Yapılan bu ölçümlerle birlikte, bu veriler kullanılarak hesaplanan tuzluluk ve yoğunluk verileri Ek Çizelge 10'da her bir örnek için ayrı ayrı verilmiştir. Kuvars örnekleri üzerinde yapılan homojenleşme sıcaklıkları birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülmüştür. Kuvarslarda birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları 115 °C ila 428 °C arasında değişmekte olup ortalama 272 °C dir. Genel olarak kuvarslarda ölçülen Th sıcaklıkları 115-230 °C ve

230-428 °C olmak üzere iki gruba ayrılırlar (Şekil 4.114). İkincil kapanımlarda 111.3 °C ila 135 °C arasında değişmekte olup ortalama 122.1 °C dir (Şekil 4.114).



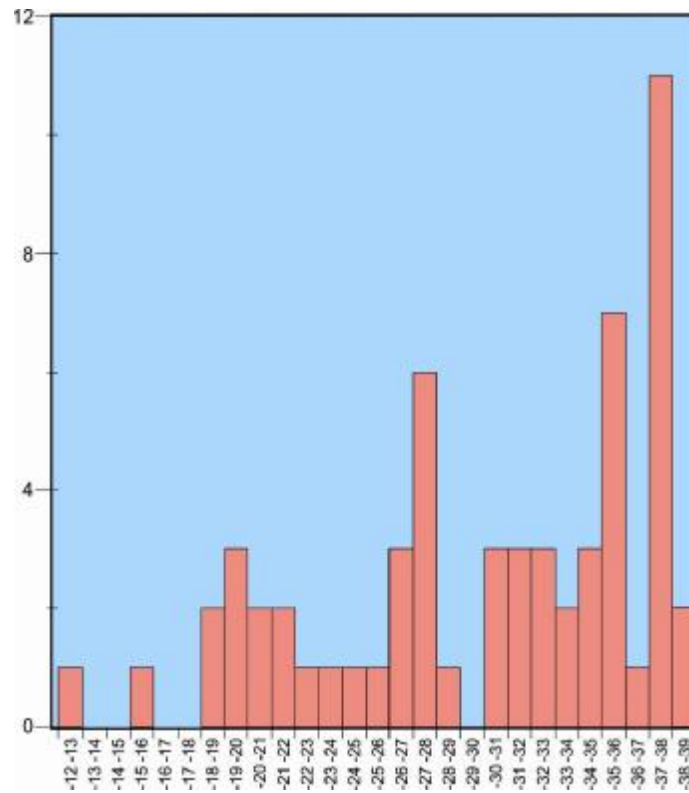
Şekil 4.114. Kuvars minerallerinde bulunan birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklık dağılımları

4.7.3.1.(2). İlk Ergime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{fm})

Sıvı kapanımların ilk buz ergime sıcaklıklarını ölçerek, bileşiminde ne tür tuzların bulunduğunu belirlemek mümkündür. Bileşiminde tek bir tuz türü bulunan kapanımların T_{fm} sıcaklıkları, bulunan tuz türünün karakteristik sıcaklığını verecektir. Buna göre NaCl-H₂O, KCl-H₂O, MgCl₂-H₂O ve CaCl₂-H₂O gibi bileşime sahip sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları sırasıyla -21.2, -22.9, -33.6 ve -49.5 °C şeklinde olacaktır. Eğer sıvı kapanımların bileşiminde, yukarıda bahsedilen tuz türlerinden bir kaçı aynı anda bulunuyorsa ilk ergime sıcaklıkları verilen değerler arasında değişim gösterecektir (Borisenko, 1977; Shepherd ve diğ, 1985; Demir, 2010).

Kuars minerallerinde ilk ergime sıcaklığı ölçümleri yalnızca birincil kapanımlarda ölçülebilmıştır, ikincil kapanımların çok küçük olması nedeniyle ilk ergime sıcaklıkları ölçülememiştir (Ek Çizelge 10). Ölçülebilen ilk ergime sıcaklıkları $-12,07^{\circ}\text{C}$ ila $-39,0^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte ve ortalama $-30,0^{\circ}\text{C}$ dir (Şekil 4.115).

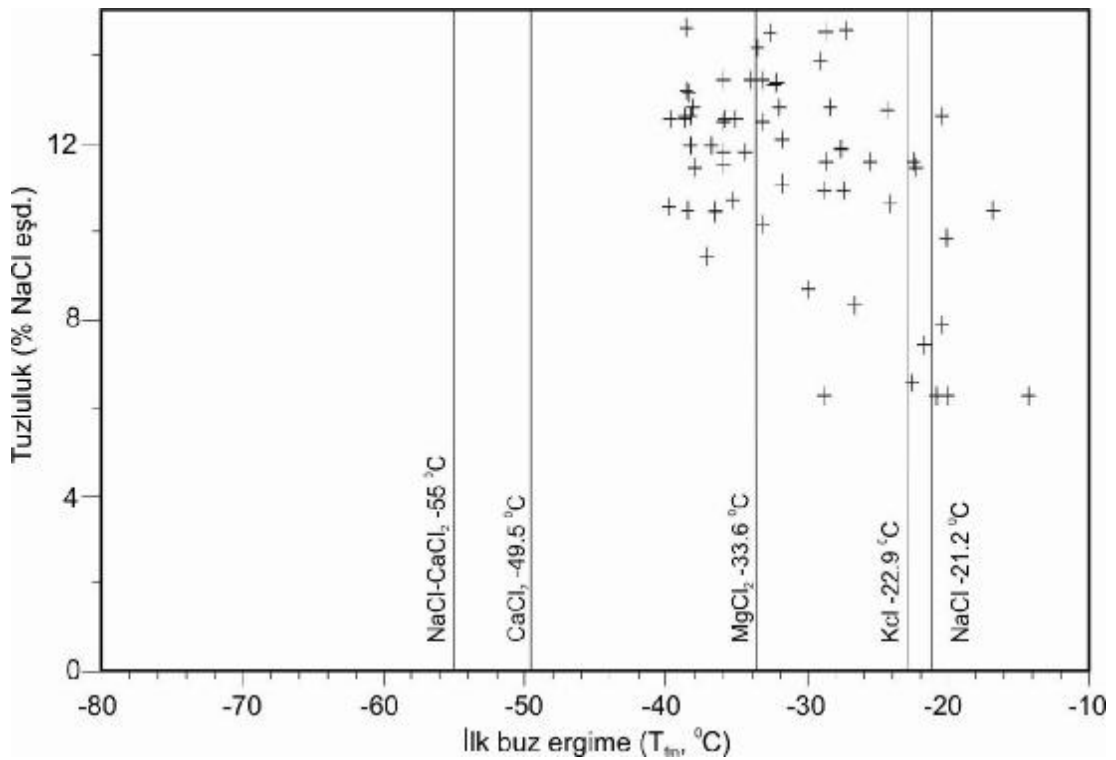
Ölçülen Tfm sıcaklıkları ve bu sıcaklıklara göre belirlenen sıvı kapanımların bileşiminin $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}-\text{KCl}-$ sisteminde olduğu söylenebilir (Şekil 4.116). Ancak içerdiği katyon türlerindeki çeşitliliğine rağmen, sıvı kapanımların içerisinde kristallenen herhangi bir tuz bulunmadığından, bu kapanımların $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ sisteminde olduğu kabul edilebilmiştir.



Şekil 4.115. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen ilk ergime sıcaklık dağılımları

4.7.3.1.(3) Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice})

Son buz kristalinin ergime sıcaklığı (T_{m-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 T_{m-ice} değerleri sıfırın altında olacaktır. Bu kurala göre, sıvı kapanımların bileşimindeki tuz miktarı arttıkça, T_{m-ice} değerleri düşecektir. Sıvı kapanımların tuz miktarı ile ergime sıcaklıkları arasındaki bu ilişkiden yararlanarak kapanımların tuzluluklarını hesaplamak mümkündür (Demir, 2010).

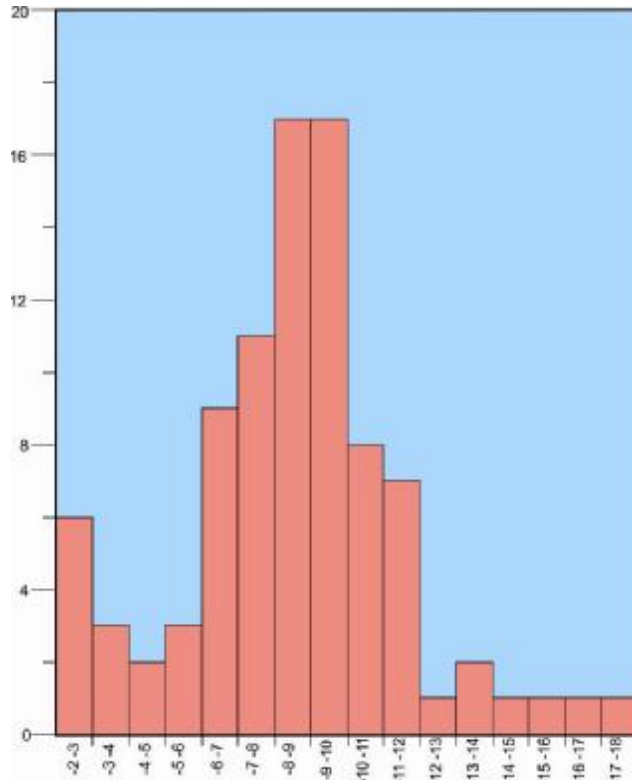


Şekil 4.116. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımlardan ölçülen T_{fm} sıcaklıkları ile bu kapanımların T_{m-ice} sıcaklıklarından hesaplanan tuzluluk miktarları arasındaki ilişkisi

Son buz ergime sıcaklıkları, kuvars örneklerinde sadece birincil kapanımlarda ölçülebilmektedir. Kapanım boyutları çok küçük olanlarda ise son buz ergime sıcaklığı

ölçülememiştir. Ölçülebilen sıcaklıklarda $-17,6^{\circ}\text{C}$ ila $-2,0^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte ve ortalama $-8,4^{\circ}\text{C}$ arasında değişmektedir (Şekil 4.117) (Ek Çizelge 10).

Ölçülen Tm-ice değerleri kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarları da % 3.4-20.7 NaCl (ort. % 11.9 NaCl eşd.) eşdeğeri arasında olduğu belirlenmiştir (Ek Çizelge 10).

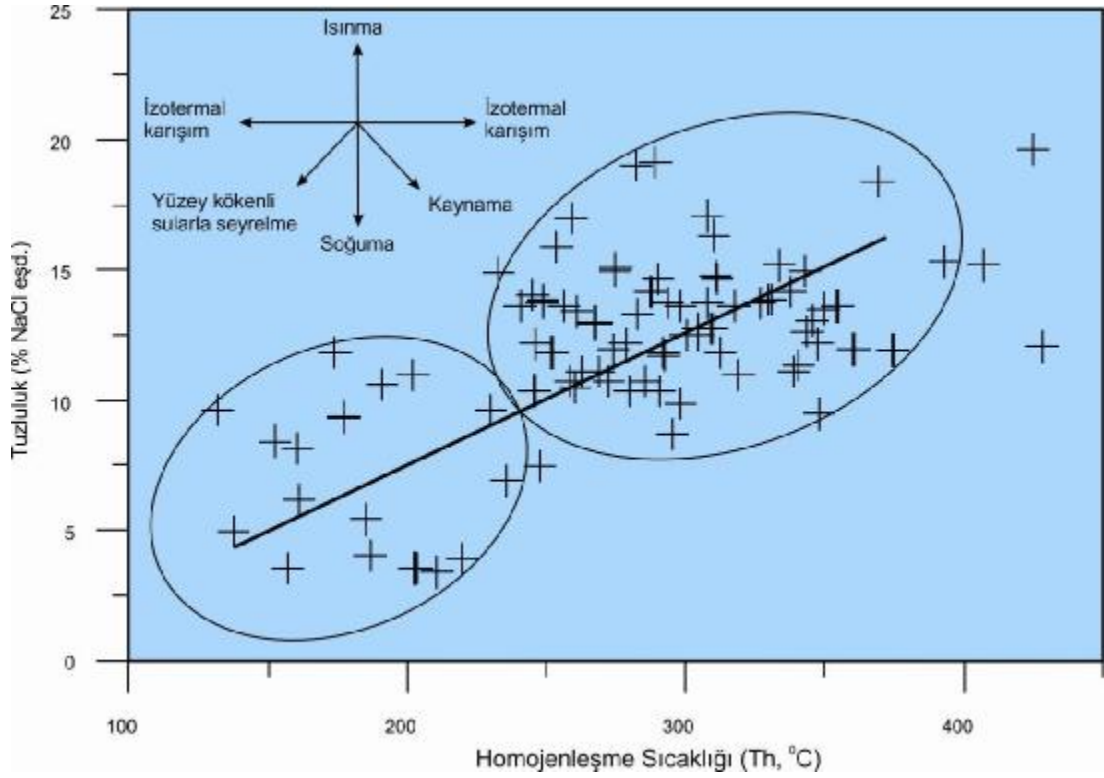


Şekil 4.117. Kuvars minerallerinde bulunan birincil kapanımlarda ölçülen son buz ergime sıcaklık dağılımları

4.7.3.2. Tuzluluk ve Homojenleşme

Kuvarslarda bulunan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığına karşılık tuzluluk grafiğinde, iki ayrı grup olduğu görülmektedir (Şekil 4.118). Homojenleşme sıcaklıklarının dağılım grafiklerinden, cevher oluşumunun iki ayrı evrede gerçekleştiği, ilk evrede cevherleşme ortamında etkili olan çözeltinin tuzluluğunun ve sıcaklığının yüksek, ikinci evrede ise tuzluluğun ve sıcaklığın nispeten daha düşük olduğu belirlenmiştir. Diğer yandan cevherleşmeyi oluşturan

çözeltilerin başlangıçta yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip olduğu zaman içerisinde tuzluluğun ve sıcaklığın azaldığı, yani hidrotermal çözeltinin deniz suyu ile karışması sonucu seyreltiği şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 4.118. Kuvars minerallerinde bulunan sıvı kapanımların tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları değişimi (Shepherd ve diğ, 1985)

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5.1. Tartışma

Oluşum yeri okyanusal kabuğun bölümleri olan ancak jeodinamik süreçler sonucu kıtasal kabuk üzerine yerleşen ofiyolitler, uzun jeolojik zaman boyunca deniz tabanında kalmasından dolayı deniz suyu ile yakından ilişkilidirler. Kayaçların deniz suyu ile etkileşimi, özellikle ofiyolitik serinin en üst kısmında yer alan bazaltlar ile bunların altında yer alan levha dayk karmaşığı, hatta kısmen gabroik kesimler için kaçınılmazdır. Çoğu durumlarda bu etkileşim büyük mineralojik ve jeokimyasal değişimleri meydana getirir. Çevrim halinde olan sıvı, okyanusal kabuğa nüfuz ederek kaya birimleri içerisine girer ve yüksek sıcaklığın da etkisiyle önemli kimyasal bileşimin değişimlerine yol açar (İmer, 2006, Yıldırım ve diğ., 2012a). Hidrotermal çözelti haline gelmiş olan bu sıvılar, aktif volkanik sistemlerde diğer volkanik materyallerle birlikte tektonik kırık ve çatlaklardan adyabatik basınçların etkisiyle yükselerek deniz tabanına ulaşır ve tabana yayılır. Bu ortamda hızlı soğuma, pH ile Eh'in ani değişimi ve deniz suyunun etkisiyle metal sülfidler ani olarak bulundukları yere veya kısa mesafeler içinde çökelmektedirler. Kırık ve çatlak hatlarından cevherli çözeltilerin deniz tabanına yayılması, silisik bileşimli magma geliminin en aza indiği dönemlere rastlar. Bu tip cevher oluşumlarında, deniz tabanı volkanik aktivitesi sonuna doğru çıkmakta olan fümeroller de cevherleşme oluşturabilirler. Japonya'da bazı araştırmalar fümerollerin tekrarlanan faaliyetleri sonucu masif sülfid yataklarını oluşturduğunu ortaya koymuştur (Tatsumi, 1970; Sato, 1974).

Masif Sülfid Yatakları volkanik aktiviteler ile ilişkili oluşan cevherleşmelerdir. Hem eski hemde modern VMS yatakları, bir alterasyon baca içerisinde besleyici veya ağsal zon ile ilişkili masif sülfidin polimetallik damarlarından oluşurlar. VMS yatakları Zn, Cu, Pb, Ag ve Au cevherlerinin ana kaynağı olup, bunlarla birlikte Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga ve Ge cevherlerini de içerirler. VMS yataklarının yapısal olarak; cevherin büyük kısmını (>40%), kuvars ve tali fillosilikatları barındıran, tepe şekilliden düzlemsele kadar değişen

şekillerde tabaka yapılı esas gövde ve demir oksit mineraller ve altere silikatları barındıran yan kayaçtan oluşur (Tatsumi ve Watanabe, 1971; Whitford ve diğ., 1989; Mcphie & Allen, 1992; Syme & Bailes, 1993; Galley ve diğ., 1995; Stolz, 1995; Robinson ve diğ., 1996; Allen ve diğ., 1997; Brauhart ve diğ., 1998; Brauhart, 1999; Barrie ve Hannington, 1999a,b; Galley ve diğ., 2006; Jowit, 2008)

Dünya üzerinde tanımlanmış 200'den fazla ofiyolit in en az 25'i ekonomik açıdan önemli VMS cevherleşmeleri içermektedir. Bu tez konusu, Tetis kenet zonu üzerinde bulunan Troodos Ofiyoliti'nde (Kıbrıs) 90 yatak (Ademides, 1980), Semail Ofiyoliti'nde (Umman) 150 yatak (Alabaster ve diğ., 1980) ve İran Kermanşah Ofiyoliti'nde bulunan VMS yatakları (Jankovic, 1980) göz önüne alındığında, Bitlis–Zagros kenet zonu boyunca GD Anadolu blgesi'ndeki diğer ofiyolitik seriler içerisinde de benzer yataklanmaların bulunması gerektiği fikrinden yola çıkılarak oluşturulmuştur.

Bitlis-Zagros Kenet Zonu boyunca GD Anadolu'da yer alan Kızıldağ Masifi, Baer-Bassit masifi (Kızıldağ'ın Suriye'deki uzantısı), Yüksekova ve Berit gibi dalma-batma zonu üstü (SSZ) ofiyolit dilimleri ve Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, Kıbrıs, İran ve Umman'daki yataklar göz önüne alındığında, VMS yatakları açısından önemli bir potansiyel oluşturmaktadır (Akıncı, 2009). Bununla birlikte, kenet zonunun bu kesimi VMS yatakları açısından arama boşluğu sunmaktadır. Bölgede bilinen tüm VMS yatakları, Eosen yaşlı Maden Karmaşığı ile ilişkilidir (Erler, 1984).

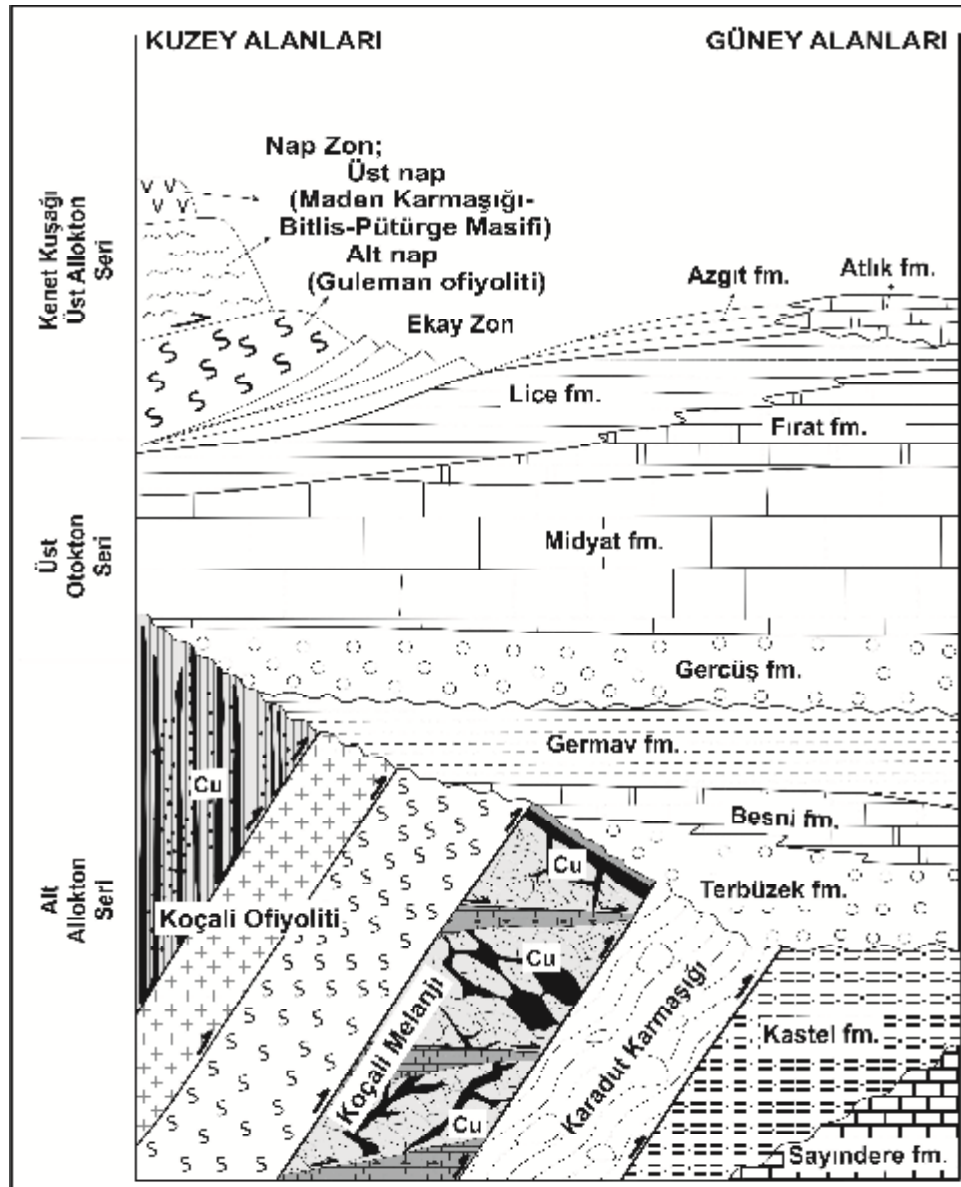
Türkiye, Alp-Himalaya orojenik sistemi içinde önemli bir yere sahip olup, yaklaşık olarak D-B uzanımlı tektonik kuşaklar arasında (Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımlar) Paleotetis ve Neotetis okyanusal basenlerinin kalıntılarını içermektedir (Ketin, 1983; Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984). Paleotetis ile ilgili jeolojik olaylar genel olarak K-KB Türkiye'de Sakarya zonu (Karakaya Kompleksi) ve Orta Pontidler'de hüküm sürmüş ve Liyas yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenerek sonlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Pickett ve Robertson, 1996). Neotetis ile ilgili jeolojik olaylar ise Triyas'tan Miyosen'e kadar tüm Anadolu'yu etkisi altına almıştır (Şengör ve Yılmaz,

1981; Robertson ve Dixon, 1984). İnceleme alanı Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı sınırında bulunmaktadır.

Koçali Karmaşığı, birbiri ile tektonik ilişkili Koçali ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali melanjından oluşmaktadır (Yıldırım ve diğ., 2012b). Koçali Karmaşığı, Arap plakasına ait Üst Maastrichtiyen-Miyosen yaş aralığına sahip otokton çökeller (Terbüzek, Besni, Germav, Midyat, Lice Formasyonları) tarafından uyumsuzlukla örtülür (Perinçek, 1978; Yılmaz ve diğ., 1993) (Şekil 5.1).

Koçali Ofiyoliti, D-B uzanımlı ve kuzeye eğimli bindirme dilimleri halinde, tektonik dokanaklar ile ayrılmış, alttan üste doğru tam bir ofiyoliti istifi sunar. Bu dilimler serpantinize harzburjit, tabakalı kümülat, izotrop gabro, levha daykları, yastık lavlar, radyolarya ve metalik mineralizasyonlar içeren kırıntılılardan oluşmaktadır. Mikrogabro-diyabaz daykları, ofiyolitik istifi farklı seviyelerde kesmektedir. Levha daykları ve yastık lavlar yersel olarak Kıbrıs tipi hidrotermal mineralizasyonlar içermektedir (Yıldırım ve diğ., 2012b). (Şekil 5.1).

Koçali melanjı ise tektonik olarak dilimlenmiş bir yapı sunmakta olup bölgesel ölçekte ofiyolitik kayaların altında yer almaktadır. Bununla birlikte, ofiyolit ve melanj dilimleri, Arap kıta kenarı üzerine Maastrichtiyen döneminde bindirme ile yerleşmiştir ve yer yer birbirleri üzerine ekaylanmışlardır (Yıldırım ve diğ., 2012b). (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Kuzeydeki kenet zonundan, güneyde Arap Platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap Plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi eninekesiti (Yılmaz, 1993'den değiştirilerek; Yıldırım, 2013b).

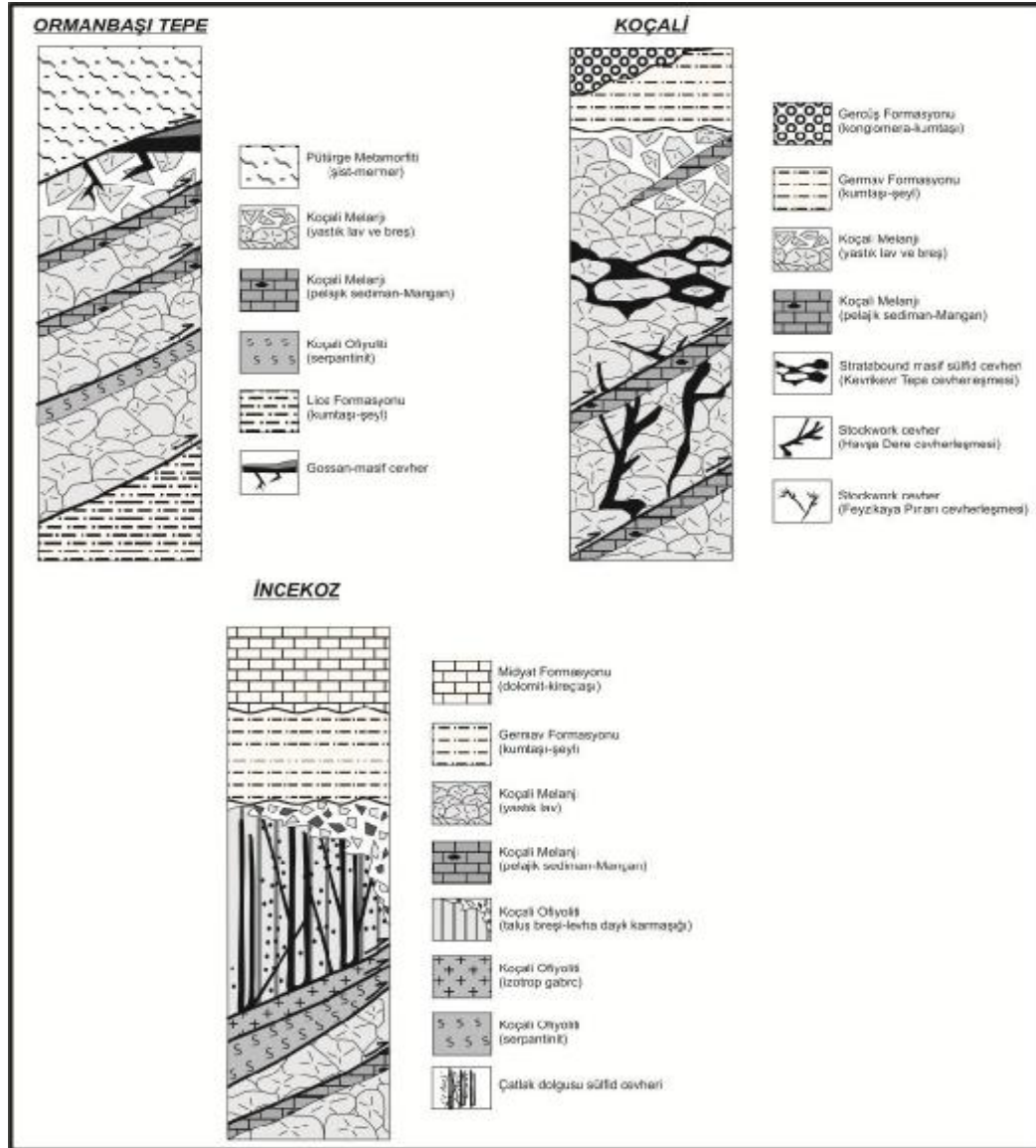
Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmeler, genellikle aşırı derecede altere olmuş, spilitleşmiş bazik volkanitler içerisinde saçınımlı, ağsal ve masif şekillerde bulunmaktadır. Bu volkanitler, Koçali Melanjının okyanusal kabuk kökenli (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları ve deniz altı dağı volkanitleri) Geç Triyas yaşlı bazik volkanitleridir (Varol ve diğ., 2011, Yıldırım ve diğ., 2012b). Ayrıca okyanus içi yitim zonunda oluşmuş Geç Kretase yaşlı Koçali Ofiyolitine ait levha

dayk karmaşığı içerisinde çatlak dolgusu şeklinde gelişmiş Kıbrıs tipi VMS cevherleşmelerinin kök kısmına karşılık gelen cevherleşmeler de mevcuttur. Bu cevherleşmeler, Kıbrıs tipi VMS yataklarının genel özelliklerini sergilemekte ve kök zonu, stockwork zonu, masif cevher zonu ile demir şapka seviyelerini içermektedir (Yıldırım, 2013b). Tez kapsamında yapılan Sr ve Pb izotop verileri değerlendirildiğinde, cevherlerin içinde bulunduğu kayaçların toleyitik bileşimli olduğu ve cevher yan kayacı olan bazaltların okyanus adası bazaltları (OIB) ile zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları (E-MORB) olduğu belirlenmiştir. Bu durum daha önce yapılan volkanik kayaçların oluşum ortamları ile ilgili çalışmalara (Varol ve diğ., 2011, Yıldırım ve diğ., 2012b) uyum sağlamaktadır.

Bölgedeki cevherleşmeler Tut-İncekoz mevkiinde levha dayk karmaşığı içerisinde çatlak dolgusu şeklinde izlenirken; Adıyaman-Koçali mevki'inde spilitik yastık lavlar içerisinde ağsal-saçınımlı ve masif cevher cepleri şeklinde; Sincik-Ormanbaşı Tepe mevkiinde ise genellikle taşınmış, merceğimsi ve tabakamsı şekilde yer almaktadır (Yıldırım ve diğ., 2008 2009, 2010a-b, 2012b, Yıldırım ve Çetiner, 2012, 2013; Yıldırım, 2013b) (Şekil 5.2).

Koçali Karmaşığı'nda gözlenen hidrotermal alterasyonlara bakıldığında bunların, güçlü bir şekilde mineralizasyon civarında, düşük derecede okyanus tabanı metamorfizmasını işaret etmektedir. Genellikle çalışma alanının da kuvars+albit+klorit +epidot gibi metamorfik mineral topluluğu görülmektedir. Tipik olarak altere olmuş ofiyolitik kayaçlarda gözlenen bu mineraller yeşil şist fasiyesine ait basınç ve sıcaklık şartlarını sunmaktadır (Yıldırım ve diğ., 2012a)

Cevherleşmelerin ana metal birlikteliği, sülfid formlarında oluşan Cu-Fe-Zn'dur. Mineralleşmiş zonda bulunan bu metallerin, çoğunlukla hidrotermal sıvının çevrimi boyunca temel kayanın çözünerek türemesiyle oluşması ve çökmesi muhtemeldir. Cevherleşmelerin metal kompozisyonuna bakıldığında Cu'ın Zn ve Pb' a göre daha yüksek konsantrasyona sahip olduğu hemen göze çarpmakta ve.Kıbrıs'ta bulunan Troodos Masif sülfid cevherleşmesiyle benzerlik sunduğunu söylenebilir.



Şekil 5.2. Koçali Karmaşığı içerisindeki VMS cevherleşmelerinin şematik stratigrafisi (Yıldırım, 2013b).

Cevher mineralleri olarak; pirit, kalkopirit, pirotin, bornit, idait, dijenit, spekülait, kalkozin, kovellin, fahlerz ve sfalerit; gang olarak da kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Sondajlara ait karot örneklerinde cevherli seviyeler genellikle kalkopirit-bornit-sfalerit-pirit-manyetit ile temsil edilmekte olup masif, ağsal, damar-damarcık ve yoğun saçınım şeklinde izlenmektedir. Mikroskop çalışmalarına göre bölgedeki bütün cevherlerin mineral birlikteliği ve dokusal özellikler yönünden benzerlik gösterdiği ve cevher oluşumunun iki ayrı evrede gerçekleştiği belirlenmiştir. Birinci evrede oluşan mineraller oluşum sırasına göre

pirit I, kalkopirit I, pirotin, sfalerit şeklindeyken, ikinci evrede ise pirit II, kalkopirit II ve sfalerit şeklinde sıralanmıştır. Mineral bolluklarına bakıldığında genellikle pirit, kalkopirit sfalerit, pirotin sırasını izleyerek azalmaktadır. Ornatım, ayrılım ve kataklastik, zonlu dokular cevherleşmelerin hepsinde yaygın olarak görülen doku türleridir. Buna göre ornatım dokuları genellikle kalkopiritle pirit, bornitle kalkopirit ve bornitle kovellin arasında gelişmiştir. Ayrılım dokuları ise sfalerit içinde kalkopirit ve kalkopirit içinde sfalerit ayrılımları şeklinde olup bunlar bazen benekli ayrılım bazen de aynı yöne yönelmiş kristalografik doğrultu boyunca gözlenmektedir. Cevher oluşumunun iki farklı evresi sonrasında da kırılma gerçekleşmiş, bu kırıklara bağlı olarak kataklastik dokular gelişmiştir. Bu doku sonrasında bütün cevher minerallerinin kırılıp parçalandığı, bazı kesitlerde cevher ve gang mineralleri içinde gelişen büyük boyutlu kırıkların, ikincil mineral ve gang tarafından doldurulduğu belirlenmiştir. Özellikle sıcaklık ve basınç şartlarına bağlı olarak piritlerin gösterdiği deformasyon dokuları ile zonlu dokuların varlığı yatağın tektonik geçmişi ve ortamın fizikokimyasal şartları arasında açık bir ilişki kurulabilmektedir (Craig, 1983; Cook ve diğ., 1993 ve Lianxing ve McClay, 1992). Buna göre deformasyon dokularının piritten itibaren tüm cevher minerallerinde ve fazlarında görülmesi, birkaç kez tekrarlanmış olması, yatağın oluşumu süresince devam eden bir deformasyonun olduğunu göstermesi açısından önemlidir. Ayrıca zonlu doku, cevherleşmelerin tek bir fazda oluşmadığını ve ortamın fiziko kimyasal şartlarının değiştiğini göstermektedir (Craig ve diğ.,1998)

Cevher minerallerin (pirit, kalkopirit, sfalerit, bornit, dijit, kovellin) kimyasal özelliklerinin belirlemek, kökensel özelliklerini araştırmak ve bileşimindeki değişimleri incelemek üzere mineral kimyası analizi yapılmıştır. Piritlerdeki Co/Ni oranı cevherleşmenin ortam koşullarını anlayabilmek için oldukça önemlidir. Cevherleşme alanlarındaki cevherleşmeler üzerinde yapılan mineral kimyası analizlerine göre piritlerin Co ve Ni içerikleri genellikle ölçüm sınırının altında kalmıştır. Piritlerin bu elementler bakımından fakir oldukları görülmektedir. Ölçülebilen noktalara göre $Co/Ni > 1$ olduğundan bu cevherleşmelerin hidrotermal kökenli olduğu ve dünya üzerindeki Kıbrıs Tipi VMS yataklarıyla uyum içinde olduğu görülmektedir.

Sfaleritlerdeki Cd içeriği ve Zn/Cd oranı yatak tipini belirleme de önemli bir parametredir. Cevherleşme alanlarındaki sfaleritlerde Zn/Cd oranlarına göre bölgedeki cevherleşmelerin magmatik hidrotermal yataklarla benzerlik sunduğu görülmektedir

Cevherleşmelerin ana metal sınıflandırılmasında (Franklin ve diğ., 2005), Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinin düşük Pb içeriğine karşın yüksek Cu ve Zn içermesi ile cevherleşmelerin Kıbrıs Tipi volkanojenik masif sülfid yatakları uyum sağladığı izlenmiştir. Galley ve Koski, (1999)' de düşük Pb içeriğine karşın yüksek Cu içeriği ofiyolitlerle ilişkili VMS yataklarının tipik özelliklerinden biri olduğunu belirtmektedir. Hannington ve diğ.,1999'nin Au-Ag-(Cu+Zn+Pb)'ne bağlı olarak Volkanik Masif Sülfid yatakları için hazırladığı sınıflamada da cevherleşmelerin Kıbrıs Tip cevherleşme alanına düştüğü gözlenmiştir.

Garuti ve Zaccarini (2005), VMS yataklarını Pb-Ag-Au-Zn-Cu dağılım desenine göre sınıflandırmış olup çalışma alanındaki cevherleşmelerin bu dağılım deseninde yay gerisi, okyanus içi ve kıta içinden farklı olarak düşük Pb ve ortalama Au ile karakterize olan Kıbrıs-tipi VMS desenine paralellik sunduğu açıkça izlenmiştir. Bu desenler küçük derecede pozitif anomali veren Au ve büyük oranlarda negatif anomali veren Zn ile temsil edilirler. Bunlarda Kıbrıs tip VMS yatakları için karakteristiktir.

Cevherleşmelerin kökeninin anlaşılmasında piritlerdeki iz element ve NTE içerikleri önemlidir. Sincik-Ormanbaşı Tepe, Koçali-Bezardağı ve Tut-İncekoz cevherleşmelerinden alınan örneklerin NTE içeriklerinin kondrite göre normleştirilmiş diyagramlarına bakıldığında kondrit değerlerine yakın bir gidiş sunduğu ve yüksek bir zenginleşmenin olmadığı görülmüş, bu durum cevherleşmeyi oluşturan metallerin denizel sedimanter kökenli olmayıp magmatik kayalarla ilişkili olduğunu işaret eder. Ayrıca diyagramlarda kök zonundan (Tut- İncekoz) yukarıya doğru gidildikçe (Koçali-Bezardağı ve Sincik-Ormanbaşı Tepe) örneklerin LREE açısından zenginleştiği görülmektedir.

Cevherleşme alanlarında bulunan pirit kalkopirit örnekleri üzerinden yaptırılan $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri; piritlerde ‰ 2.1-7.6 ‰ kalkopiritlerde 0.03–0.53 ‰

arasında çok dar bir alanda değişiklik sunmaktadır. Sülfürlü minerallerin bileşiminde bulunan ^{34}S değerlerinin ‰0'a çok yakın olması ve dar bir aralıkta değişiyor olması, cevher minerallerinin oluşumunu sağlayan hidrotermal çözeltiler içindeki S'ün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir (Ohmoto ve Rye, 1979; Campbell ve diğ., 1984). Cevherleşmeler, Troodos volkanik masif sülfür yataklarında bulunan cevherlere ile birlikte değerlendirildiğinde bunların benzer sülfür izotop değerleri sergilediği görülmektedir. Bu değerler volkanizma ile ilgili hidrotermal çözeltilerdeki kükürt oranlarıyla uyumlu olduğu gibi, dünya üzerindeki Kıbrıs tipi VMS yataklarıyla da uyumlu bir durum sergilemektedir (Rollinson, 1993). Troodos ofiyolitlerinde gözlenen masif sülfür yataklarından alınan piritlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -1.1 ile 7.5 ‰ değerleri arasındadır. Ancak bu değerler yaklaşık olarak +4 ila +7‰ arası olarak daraltılmaktadır (Clark,1971; Hutchinson ve Searle, 1970; Jamieson ve Lydon,1987). Aynı yatakta bile bu aralıkta değişimler gözlemlenebilir ancak şu açıktır ki bu sülfür yataklarındaki sülfürler çoğunlukla magmatik kayalardan türemişlerdir.

Cevherleşmelerde gang minerali olarak görülen kuvarslarda bulunan sıvı kapanımlardan yapılan sıcaklık ölçümleri, homojenleşme sıcaklığı (Th), ilk buz ergime sıcaklığı (Tfm) ve son buz ergime sıcaklığını (Tm-ice) şeklinde gerçekleştirilmiştir. Kuvars örnekleri üzerinde yapılan homojenleşme sıcaklıkları birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülmüştür. Kuvarslarda birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları 115 $^{\circ}\text{C}$ ila 428 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup ortalama 272 $^{\circ}\text{C}$ dir. Genel olarak kuvarslarda ölçülen Th sıcaklıkları 115-230 $^{\circ}\text{C}$ ve 230-428 $^{\circ}\text{C}$ olmak üzere iki gruba ayrılırlar. İkincil kapanımlarda 111.3 $^{\circ}\text{C}$ ila 135 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup ortalama 122.1 $^{\circ}\text{C}$ dir. Ayrıca ölçülen Tm-ice değerleri kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarları da % 3.4-20.7 NaCl (ort. % 11.9 NaCl eşd.) eşdeğeri arasında olduğu belirlenmiştir. Homojenleşme sıcaklıklarının dağılım grafiklerinden, cevher oluşumunun iki ayrı evrede gerçekleştiği, ilk evrede cevherleşme ortamında etkili olan çözeltinin tuzluluğun ve sıcaklığının yüksek, ikinci evrede ise tuzluluğun ve sıcaklığın ve nispeten daha düşük olduğu belirlenmiştir. Diğer yandan cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin başlangıçta yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip olduğu zaman içerisinde tuzluluğun ve sıcaklığın azaldığı, yani çözeltinin farklı

sıvılarla karışması sonucu seyredildiği şeklinde yorumlanmıştır. Cowan ve Cann (1988)' in yaptığı çalışmalara göre Trodos masifindeki VMS yataklarındaki cevherleşmelerde ortalama 350⁰C sıcaklık ve NaCl-H₂O sisteminde olduğu belirtilmiştir. Wilkinson (2001), volkanik masif sülfid yataklardaki homojenleşme sıcaklıklarının 80-340⁰C ve tuzluluk oranlarının % 1-8.4 NaCl eşd. olduğunu belirtmektedir. Bu çalışmada bulunan sıcaklık değerleri ortalama 272⁰C olup bu değerler arasında kalmaktadır. Ancak tuzluluk değeri belirtilen ortalama değerden yüksek (%ort. % 11.9 NaCl eşd.) çıkmıştır. Bunun da nedeninin deniz suyunun ortama girişinin fazla olduğu şeklinde yorumlanabilir.

İnceleme alanı ve çevresinde Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmelere yönelik çalışmalar oldukça sınırlıdır. Önceki çalışmalardan biri olan Gültekin (2004); Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinin tektonik hatlar boyunca izlendiğini ve bu alandaki cevherleşmelerin, düşük sıcaklık koşullarını gösteren minerallerin varlığı ve yapı-doku özellikleri nedeniyle epitermal tip cevherleşmeye uygun olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada, cevherleşmelerin sadece Koçali Karmaşığı içerisinde bulunması ve bindirme düzlemine yerleşmiş olmasının yanı sıra, mineral parajenezi, dokusal özellikleri, alterasyon tipleri, kimyasal, izotopik ve sıvı kapanım bulguları bunların Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmeleri olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca yüzeyde izlenen düşük sıcaklık mineralleri de, Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmelerinin demir şapka seviyelerinde yaygın olarak bulunabilmektedir (Sawkins, 1990). Ayrıca Ormanbaşı Tepe cevherleşmeleri çamurtaşı, diyabaz, spilit, kıltaşı ve şeyllerin içerisinde taşınmış merceğimsi ve tabakamsı şekillerde yer almakta ve bu özelliği ile Çüngüş (Derdere) (Şaşmaz ve diğ., 1999) cevherleşmesiyle benzeşmektedir.

Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmeler; hem Koçali Melanjı'na ait Üst Triyas yaşlı spilitik bazaltlarda, hem de okyanus içi yitim zonunda oluşmuş Geç Kretase yaşlı Koçali Ofiyoliti'ne ait levha dayk karmaşığında yer almaktadır. Koçali Karmaşığı'nın Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca yüzeylediği bilinmektedir. Bu çerçevede özellikle yitimle ilişkili ofiyolitik dilime ait yastık lavların da Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmeleri açısından oldukça önemli olduğu ve potansiyel alanlar oluşturabileceği mümkündür.

Tüm veriler ışığında cevherleşmelerin tamamının Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfat yataklarının genel özelliklerini sergiledikleri belirlenmiştir. Bundan sonraki çalışmalar ile, bu oluşukların eşleniklerinin kuşak boyunca ortaya konması ve aynı kuşak üzerindeki diğer oluşuklarla denştirilmesi gerekmektedir. Böylece, Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı boyunca yeni Kıbrıs tipi VMS cevherleşmeleri ortaya konabilir.

5.2. Sonuçlar

Bu tez kapsamında, Güney Doğu Anadolu Bölgesinde yüzeyleyen Koçali Karmaşığı, birbiri ile tektonik ilişkili Koçali ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali melanjından oluşmaktadır. Koçali Karmaşığı, Arap plakasına ait Üst Maastrichtiyen-Miyosen yaş aralığına sahip otokton çökeller (Terbüzek, Besni, Germav, Midyat, Lice Formasyonları) tarafından uyumsuzlukla örtülür. Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmelerin; cevherleşme-yan kayaç ilişkileri, mineralojik değişimleri, hidrotermal çözeltilerin fiziksel ve kimyasal özellikleri ile elde edilen tüm veriler ışığında sözkonusu cevherleşmelerin tipi aydınlatılmaya çalışılmıştır

- 1- İnceleme alanındaki cevherleşmeler Tut-İncekoz mevkiinde levha dayk karmaşığı içerisinde çatlak dolgusu şeklinde izlenirken; Adıyaman-Koçali mevki'inde spilitik yastık lavlar içerisinde ağsal-saçınımlı ve masif cevher cepleri şeklinde; Sincik-Ormanbaşı Tepe mevkiinde ise genellikle taşınmış, merceğimsi ve tabakamsı şekilde yer almaktadır.
- 2- Cevher mineralleri olarak; pirit, kalkopirit, pirotin, bornit, idait, dijenit, spekülait, kalkozin, kovellin, fahlerz ve sfalerit; gang olarak da kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Mikroskop çalışmalarına göre bölgedeki bütün cevherleşmelerin mineral birlikteliği ve dokusal özellikler yönünden benzerlik gösterdiği ve cevher oluşumunun iki ayrı evrede gerçekleştiği belirlenmiştir. Ornatım, ayrılım ve kataklastik, zonlu dokular cevherleşmelerin hepsinde yaygın olarak görülen doku türleridir.

- 3- Mineral kimyası analizlerine göre inceleme alanında bulunan cevher mineralleri benzer stokiyometrik bileşimdedir. Piritlerin Co/Ni içerikleri ve sfaleritlerin Zn/Cd oranları ile cevherleşmelerin magmatik hidrotermal kökenli oldukları belirlenmiştir.
- 4- Masif sülfid yataklarında özellikle Cu içerikleri, bu yatakların ekonomik olarak işletilebilecek özelliklere sahip olduğunu belirtmektedir. Yapılan analizler sonucu tüm cevherleşme alanlarında Cu değerleri %6.05'e kadar çıkmakta olup ortalama %0.7 olarak belirlenmiştir.
- 5- Pirit ve kalkopiritlerin örneklerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin ‰ 0' değerine yakın olması (‰ 2.1—7.6 arası), bu minerallerin oluşumunu sağlayan sülfürün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir.
- 6-Sr ve Pb izotop verileri cevherlerin içinde bulunduğu kayaçların toleyitik bileşimli olduğu ve cevher yan kayacı olan bazaltların okyanus adası bazaltları (OIB) ile zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları (E-MORB) olduğu belirlenmiştir.
- 7- Kuvarslarda ölçülen sıvı kapanımlarda homojenleşme sıcaklıkları 115 °C-428 °C arasında değişmekte olup kükürt izotop termometresine göre pirit-kalkopirit çiftinden hesaplanan sıcaklık değeriyle (355 °C-401 °C) de uyumlu sağlamaktadırlar. Ölçülen T_{fm} sıcaklıkları ile sıvı kapanımların bileşiminin H₂O-NaCl sisteminde olduğu belirlenmiştir. Tuzluluk miktarlarının % 3.4—20.7 NaCl eşdeğeri arasında değiştiği ve cevherleşmenin iki evrede olduğu belirlenmiştir. İlk evrede çözeltinin tuzluluğunun ve sıcaklığının yüksek, ikinci evrede ise tuzluluğun ve sıcaklığın nispeten daha düşük olduğu belirlenmiş, buna göre de hidrotermal çözeltilerin bileşimine deniz suyunun karıştığı sonucuna varılmıştır.

Yukarıda sıralanan sonuçlara göre Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmeler; Koçali Melanjı'na ait Üst Triyas yaşlı spilitik bazaltlarda ve okyanus içi yitim zonunda oluşmuş Geç Kretase yaşlı Koçali Ofiyoliti'ne ait levha dayk karmaşığında yer almakta ve cevherleşmelerin tamamının Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfid yatakları oldukları sonucuna varılmıştır.

KAYNAKLAR

- ADEMIDES, N.G., 1980. The form and environment of formation of the Klavasos ore deposits Cyprus, in Panayiotou, A., ed., Ophiolites: Proceedings of the International Symposium, 1979, Geological Survey Department of Cyprus, p. 117-127
- AFTABI, A., GHODRATI,Z. and MACLEAN, W. H. 2006 Metamorphic textures and geochemistry of the Cyprus-type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran, Journal of Asian Earth Sciences 27 p. 523–533
- AKÇAY, M., 2002. Jeokimya Temel Kavramlar ve Uygulamaya Aktarımları, KTÜ yayınları,no, 204, 506 s.
- AKINCI, Ö. T., 2009. Ophiolite-hosted Copper and Gold Deposits of Southeastern Turkey: Formation and Relationship with Seafloor Hydrothermal Processes, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 18, pp. 475–509.
- AKTAŞ, G, AND ROBERTSON A. H. F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of a Neotethyan active margin: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Ed.). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 375-402, Edinburgh.
- ALABASTER, T., PEARCE, J. A., MALLIVK, D. I. J., and ELBOUSHI, I. M., 1980 The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite, International Ophiolite Symposium, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 751–757.
- ALLÈGRE, C. L., 2008. Isotope Geology, Published United States Of America by Cambridge University Press,507p, NewYork.
- ALLEN, R.L., WEIHED, P., SVENSON, S., 1997. Setting of Zn–Cu–Au–Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga Marine volcanic arc, Skellefte District, Sweden. Economic Geology 91, 1022–1053.
- ALTINLI, İ. E., 1966. Doğu ve güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Enst. Derg., 66, 35-74.

- ANONYMOUS, 1972. Penrose Field Conference on ophiolites. *Geotimes* 17, 24-25.
- ARNI, P., 1940. Geologische Beobachtungen im Abschnitt den Başor Çay in der südlichen Vor die Bitlis Berrie, Siirt, Maden Tetkik Arama Ens, 544.
- ASLANER, M., VAN, A., YALÇINALP, B., 1995. General features of the pontide metallogenic belt. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen, S. (Eds.), *Geology of the Black Sea Region*. General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers. Ankara, Turkey, pp. 209– 213.
- ASUTAY, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, (yayımlanmamış).
- BARRIE, C.T., and HANNINGTON, M.D., 1999a. Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology* 8, 1–328.
- BARRIE, C.T., and HANNINGTON, M.D., 1999b. Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 2-10.
- BEDİ, Y., YUSUFOĞLU, H., BEYAZPİRİNÇ, M., ÖZKAN, M.D., USTA, D., YILDIZ, H., BARAN, C. VE KARAKUŞ, E., 2008. Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi (Doğanşehir-Malatya) MTA Report No (baskıda)
- BEYARSLAN, M. and BİNGÖL, A.F., 2001, Origin of wehrlitic intrusions in the İspendere and Kömürhan Ophiolitic Complex (Eastern Taurus-Turkey), *Geosound*, 38, 39-47.
- BEYARSLAN, M., 1996, Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Elazığ Doktora Tezi, 103s (yayımlanmamış)
- BEYARSLAN, M., BİNGÖL, A. F. ve YILDIRIM, N., 2009. Koçali ofiyolitik karmaşığının petrolojik ve tektono-magmatik özellikleri (Adıyaman). Tübitak Projesi (107Y344). (yayımlanmamış).

- BINGÖL, A. F. ve BEYARSLAN, M., 1996. Elazığ Magmatitleri'nin jeokimyası ve petrolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, 208-224.
- BINGÖL, A.F.,1993a. Çermik-Çüngüş ve Dicle Yöresi Magmatik Kayaçlarının Petrografik Özellikleri. F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 5/1, 1-9.
- BINGÖL, A.F.,1993b. Çermik Yöresinde Koçali Karmaşığının Jeokimyası: Doğa ve Yer Bilimleri Dergisi, s. 55-61.
- BLUMENTHAL, M. 1938. Geological Investigation of Eastern Taurides among Hekimhan-Hasan elebi-Kangal Towns (Malatya-Sivas Administrative Provinces). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Report No: 570 [unpublished, in Turkish].
- BODNAR, R.J., 2003. Introduction to fluid Inclusions. in I. Samson, A. Anderson ve D. Marshall, Mineral. Assoc. Can. Short course series, 32, 1-8.
- BÖLÜCEK, C., AKGÜL, M. ve TÜRKMEN, İ., 2004. Volcanism, sedimentation and massive sulfide mineralization in a Late Cretaceous arc-related basin, Eastern Taurides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 24 p 349–360
- BONI, M., BALASSONE, G. VE IANNACE, A., 1996. Base metal ores in the Lower Paleozoic of Southwestern Sardinia. In: Sangster, D.F. (eds), Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits, Special Publication, Soc. of Econ. Geol., 4, 18-28.
- 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, n. 8, pp 16-27.
- BOYLE, J. F., 1990. The composition and origin of oxide metalliferous sediments from the Troodos Ophiolite, Cyprus, in Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A., and Xenophontos, C., eds., Ophiolites; oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium "Troodos 1987". Nicosia, Cyprus, Minist. Agric. and Nat. Resour., p. 705- 717.

- BOYNTON, W. V., 1984. Geochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. ed. Rare Earth Element Geochemistry, pp. 63-114, Elsevier. Amsterdam.
- BRALIA, A., SABATINI, G. VE TROJA, F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems, Mineral. Deposita, 14, 353-374.
- BRAUHART C.W., 1999. Regional alteration systems associated with volcanogenic massif sulfide mineralisation at Panorama, Pilbara, Western Australia. PhD Thesis, Univ. Western Australia
- BRAUHART, C.W., GROVES, D.I., MORANT, P., 1998. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Western Australia. Economic Geology 93, 292–302.
- CAMPBELL, F.A. ve ETHIER, V.G., 1984. Nickel and cobalt in pyrrhotite and pyrite from the Faro and Sullivan orebodies, Can. Mineral., 22, 503-506.
- CAMPBELL, I.H., MCDOUGALL, T.J., AND TURNER, J.S., 1984. A note on fluid dynamic processes which can influence the deposition of massive sulfides. Econ. Geol., 79:1905-1913.
- CANN, J.R. and STRENS, M.R., 1989. Modeling periodic megaplume emission by black smoker systems. Journal of Geophysical Research 94(B9): doi: 10.1029/89JB01016. issn: 0148-0227.
- CARVALHO, I.G., IYER, S.S., TASSINARI, C.G. VE MISI, A., 1997. Lead- and Sulfur-Isotope Investigations of the Boquira Sediment-Hosted Sulfide Deposit, Brazil, Inter. Geol. Rev., 39, 97-106.
- CENGİZ, R., 1991. Doğanşehir Malatya Yöresinin Jeolojisi Maden Jeolojisi ve Jeokimyası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10317, Ankara (yayımlanmamış).
- CLARK, C., GRGURIC, B. VE MUMM, A.S., 2004. Genetic implications of pyrite chemistry from the Palaeoproterozoic Olary domain and overlying Neoproterozoic Adalaiden sequences, southern South Australia, Ore Geol. Rev., 25, 237-257.

- CLARK, L.A., 1971. Volcanogenic ores: comparison of cupriferous pyrite deposits of Cyprus and Japanese Kuroko deposits. Soc. Mining Geologists Japan, Special Issue 3, 206-215.
- COLEMAN, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research* 76, 1212-1222.
- COLEMAN, R.G., 1977. *Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere*. New York: Springer-Verlag, 229 p.
- 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.
- CONSTANTINOU, G. and GOVETT, G.J.S., 1972. Genesis of sulphide deposits, ochre and umber of Cyprus. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions* 8, B36-B46.
- CONSTANTINOU, G. and GOVETT, G.J.S., 1973. Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Economic Geology* 68, 843-858.
- CONSTANTINOU, G., 1977. Hydrothermal alteration of the basaltic lavas of the Troodos ophiolite complex associated with the formation of the massive sulphide deposits, in Anonymous, ed., *Volcanic processes in ore genesis.*: London, United Kingdom, Inst. Mining Metallurg., p. 77.
- CONSTANTINOU, G., 1980. Metallogenesis associated with the Troodos Ophiolite, in Panayiotou, A., ed., *Ophiolites; Proceedings, International ophiolite symposium.*: Nicosia, Cyprus, Cyprus, Minist. Agric. Nat. Resour., Geol. Surv. Dep., p. 663-674.
- COOK, N.J., 1996. Mineralogy of the sulphide deposits at Sulitjelma, northern Norway, *Ore Geol. Rev.*, 11, 303-338.
- COOK, N.J., HALLS, C. and BOYLE, A.P., 1993. Deformation and metamorphism of massive sulphides at Sulitjelma, Norway, *Mineral. Mag.*, 57, 67-81.
- COWAN, J., VE CANN, J., 1988. Supercritical two-phase separation of hydrothermal fluids in the Troodos ophiolite, *Nature* 333, 259 – 261.
- COX, K.G., BELL, J.D. and PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, London.

- CRAIG, J.R. 1983. Metamorphic features in Appalachian massive sulphides. Mineralogical Magazine 47, 515-525.
- CRAIG, J.R. and VAUGHAN, D.J., 1981. Ore Microscopy and Ore Petrology. John Wiley and Sons, 406 p
- CRAIG, J.R. and VOKES, F.M., 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview, Mineral. Mag., 57, 3-18.
- CRAIG, J.R. and VAUGHAN, D.J., 1994. Ore microscopy and ore petrography, 2nd. Edition.
- CRAIG, J.R., VOKES, F.M. ,N SOLBERG, N., 1998. Pyrite Physical and chemical textures Mineralium Deposita, 34, pp. 82–101
- ÇAĞATAY, M.N. and BOYLE, D.R. 1980. Geology, geochemistry and hydrothermal alteration of the Madenköy massive sulphide deposit, eastern Black Sea region, Turkey. Proceedings 5th Quadrennial IAGOD Symposium. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany, 653-677.
- ÇAĞATAY, M.N., 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from Turkey. Economic Geology 606, 621.
- ÇAPAN, U. Z., 1977. Ofiyolit Olgusu. T.J.K. Yerbilimleri Konferans Dizisi, Kış Dönemi, 1-3, 16s.
- ÇİFTÇİ, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry, and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, Northeastern Turkey. University of Missouri-Rolla, Ph.D. Dissertation (unpublished), 251 p. Missouri, U.S.A.
- ÇİFTÇİ, E., KOLAYLI, T. H. and TOKEL, S., 2005. Lead-arsenic soil geochemical study as an exploration guide over the Killik volcanogenic massive sulfide deposit, Northeastern Turkey. Journal of Geochemical Exploration 86:49–59
- ÇİFTÇİ, E., 2008. Üst Kretase Yaşlı Volkanojenik Masif Sülfür Yataklarda Sülfürün Bulunuşu, Mineralojik ve Jeokimyasal Önemi, Prof. Dr. Servet Yaman Maden Yatakları-Jeokimya Çalıştayı, 30-32 Eylül 2008 p 28-29, Adana

- ÇORUH, T.,1991. Adıyaman civarındaki (XL Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeylenen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi, TPAO Araş. Rap. No: 1656, 94 s.
- DEAN, W.T. and MONOD, O., 1985. A new interpretation of Ordovician stratigraphy in the Bahçe area, northern Amanos Mountains, South Central Turkey : Geol. Mag., 122 (1), 15 - 25, Great Britain.
- DEMİR, 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.
- DEWEY, J.F. and BIRD, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites
- DEWEY, J.F., 1976. Ophiolite obduction. Tectonophysics 31, 93-120.
- DEWEY, J.F., 2003. Ophiolites and lost oceans: Rifts, ridges, arcs, and/or scrapings? In: Dilek, Y., Newcomb, S., (eds.), Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper 373, 1–16.
- DIBENEDETTO, F., BERNARDINI, G.P., COSTAGLIOLA, P., PLANT, D. and VAUGHAN, D., 2005. Compositional zoning in sphalerite crystals, Amer. Mineral., 90, 1384-1392.
- DİLEK, 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
- DİLEK, Y., 2003. Ophiolite concept and its evolution. In: Dilek, Y., Newcomb, S., (eds.), Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper 373, 1–16.
- DİLEK, Y. and DELALOYE, M., 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology 20,19–22.doi:10.1130/0091-7613(1992)020
- DOE, B.R. and ZARTMAN, R.E. 1979. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. In: H.L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winstons, New York.p.107-135.

- ELMAS, A. and YILMAZ, Y. 2003. Development of an Oblique Subduction Zone—Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey. *International Geology Review* 45, 827–840.
- ERDEM, E. ve BİNGÖL A.F., 1997, Pütürge (Malatya) Masifi’ndeki Gnaysların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, 20. Yıl jeoloji Semp., Bildiriler, 217 – 227, Konya.
- ERDOĞAN, B., 1977. Geology, geochemistry, and genesis of the sulfide deposits of the Ergani–Maden region, SE Turkey. Unpublished PhD Thesis, New Brunswick University, 289 p.
- ERDOĞAN, B. 1982. Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde Jeolojisi ve yapısal özellikleri: Ege Üniversitesi. Yerbilimleri Fakültesi, İzmir, doçentlik tezi, 106 s (yayımlanmamış)
- ERLER, A., 1984. Tectonic Setting of The Massive Sulfide Deposits of The Southeast Anatolian Thrust Belt: International Symp., the Geology of the Taurus Belt, 309-316.
- EVANS, A. M., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction, (3rd edition). Blackwell, 390 p.
- FAURE, G. ve POWELL, J.L., 1972. Strontium isotope geology: Berlin, Springer vertag, 188 s, 46 Noble Metals
- FIELD, C.W., VE FIFAREK, 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, v. 2, p. 99-128
- Fleet, M.E. ve Mumin, A.H., 1997. Gold bearing arsenian pyrite and marcasite from Carlin Trend deposit and laboratory synthesis, *Amer. Mineral.*, 82, 182-193.
- FLEET, A. J., and ROBERTSON, A. H. F., 1980. Ocean- ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman: *Journal of the Geological Society*, v. 137, p. 403-422.
- FLEET, M.E. and MUMIN, A.H., 1997. Gold bearing arsenian pyrite and marcasite from Carlin Trend deposit and laboratory synthesis, *Amer. Mineral.*, 82, 182-193.

- FOUQUET, Y., KNOTT, R., CAMBON, P., FALLICK, A., RICKARD, D., and DESBRUYERES, D., 1996. Formation of large sulfide mineral deposits along fast spreading ridges. Example from off-axial deposits at 12 degrees 43'N on the east Pacific rise: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 147-162.
- FRANKLIN, J.M., 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., *Mineral deposit modeling*, Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 315-34.
- FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W., SANGSTER, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 485–627 (75th Anniversary volume).
- FRANKLIN, J.M., GIBSON, H.L., JONASSON, I.R., GALLEY, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 523–560.
- GALLEY, A. G., WATKINSON, D. H., JONASSON, I. R., AND RIVERIN, G., 1995. The subsea-floor formation of volcanic-hosted massive sulfide; evidence from the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Canada: *Economic Geology*, v. 90, p. 2006-2017.
- GALLEY, A. G. and KOSKI, R. A., 1999. Setting and characteristics of ophiolite-hosted volcanogenic massive sulfide deposits. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. C. T. Barrie and D. Hannington Mark. Socorro, NM, United States, Society of Economic Geologists. 8: 221-246.
- GALLEY A., HANNINGTON, M. and JONASSON, I., 2006. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Goldfellow, W. *Mineral Deposits of Canada*. Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication n.5, 1068 p.
- GALLEY, A.G., HANNINGTON, M.D., and JONASSON, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny*, the

- Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 141-161.
- GARFUNKEL, Z., 2004. Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. TECTONOPHYSICS 391 (1-4): 11-34
- GARUTI, G. and ZACCARINI, F., 2005. Minerals of Au, Ag And Uin Volcanic-Rock-Associated Massive Sulfide Deposits of the Northern Apennine Ophiolite (Italy). The Canadian Mineralogist, 43, 935-950.
- Govett, J.S., 1997. Rock geochemistry in mineral exploration. Handbook of Exploration Geochemistry 3, 461p.
- GLENNIE, K. W., BOUEF, M. G. A., HUGHES CLARK, M. W. MODY - STUART, M., PILAAR, W. F. H. and REINHARDT, B. M., 1973, Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57, 5 - 27.
- GÖREN, B., AKYILDIZ, M., YILDIRIM, N., ve İLHAN, S., 2010a, Koçali Karmaşığı İçerisindeki Mangan Cevherleşmeleri Kıbrıs Tipi Masif Sülfür Yataklarıyla İlişkili Midir? 63.TJK Kurultayı Bildiri Özleri, p114-115 , Ankara.
- GÖREN, B., AKYILDIZ, M., YILDIRIM, N., ve İLHAN, S., 2010b. Koçali Karmaşığı İçerisindeki Mangan Cevherleşmelerinin Kökenine Bir Yaklaşım Fırat Üniversitesi IV. Ulusal Jeokimya Sempozyumu 26-28 Mayıs 2010 p77-78 , Elazığ (sözlü sunum)
- GOSSAGE, D.W., 1956. Compiled progress report on the geology of part of petroleum district VI, SE Turkey Petrol Dai.Bşk teknik arşivi, Ankara, (yayımlanmamış)
- GOTTESMAN, W. ve KAMPE, A., 2007. Zn/Cd ratios in calc-silicate-hosted sphalerite ores at Tumurtijn-Ovoo, Mongolia, Chemie Der Erde, 67, 323-328.
- GOVETT, J.S., 1997. Rock geochemistry in mineral exploration. Handbook of Exploration Geochemistry 3, 461p
- GRAMMATIKOPOULOS, T.A. and ROTH, T., 2002. Mineralogical characterization and Hg deportment in field samples from the Polymetallic

- Eskay Creek Deposit, British Columbia, Canada. *Int. J. Surf. Min. Recl.* 16, 180–195
- GRENNE, T., and SLACK, J. F., 2005. Geochemistry and jasper beds from the Ordovician Løkken ophiolite, Norway: Origin of proximal and distal siliceous exhalites: *EconomicGeology*, v. 100, p. 1511-1527.
- GÜLEÇ, N. ve ERLER, A., 1983. Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri, *TJK Bülteni*, 26, 145-152.
- GÜLTEKİN, B., 2004. Sincik (Adıyaman) yöresi bakırve altın içeren kuvars damarlarının oluşumu ve kökeni. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara (unpublished).
- GÜNAY, Y., 1998. Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi, TPAO Arşivi, Rapor No : 3939
- GÜNER, M., 1980. Küre civarının masif sülfid yatakları ve jeolojisi, Pontidler (Kuzey Türkiye). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin 93/94, 65-109.
- GÜVEN, A., DİNÇER, A., TUNA, M. E., ÇORUH T., 1991. Güneydoğu Anadolu Kanpaniyen– Paleosen–Otokton İstifinin Statigrafisi, TPAO Arama Gurubu, Rapor No : 2828.
- HALLAM, A., 1976. Geology and plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite – ophiolite complex in the Neyris region, southern Iran: *Geol. Soc, America Bull.*, 87, 47 - 52.
- HANNINGTON, M. D., JONASSON, I.R., HERZIG, P.M., and PETERSEN, S., 1995. Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges: *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*, v. AGU Geophysical Monograph 91, p. 115- 157.
- HANNINGTON, M.D., BARRIE, C.T., and BLEEKER, W., 1999a. The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada, *in* Hannington, M.D., and Barrie, C.T., eds., *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada: Economic Geology Monograph 10*, p. 1-30

- HANNINGTON, M.D., POULSEN, K.H., THOMPSON, J.F.H. SILLITOE, R.H. 1999b. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology 8, p. 325-356.
- HANNINGTON, M.D., GALLEY, A.G., HERZIG, P.M. AND PETERSEN, S., 1998. Comparison of the TAG mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits, In: Herzig, P.M., Humphris, S.E., Miller, D.J., and Zierenberg, R.A., (eds.).
- HARPER, G. D., 1984. The Josephine ophiolite, northwestern California: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1009-1026.
- HARPER, G. D., 1988. Episodic magma chambers and amagmatic extension in the Josephine ophiolite: Geology, v. 16, p. 831-834.
- HARPER, G. D., 1999. Structural styles of hydrothermal discharge in ophiolite/ seafloor systems, in Barrie, C. T., and Hannington Mark, D., eds., Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings., 8. Reviews in Economic Geology: Socorro, NM, United States, Society of Economic Geologists, p. 53-73.
- HART, T.R., GIBSON, H. L. and LESHER, C. M., 2004. Trace Element Geochemistry And Petrogenesis Of Felsic Volcanic Rocks Associated With Volcanogenic Massive Cu-Zn-Pb Sulfide Deposits, Economic Geology; August 2004; v. 99; no. 5; p. 1003-1013
- HEMPTON, M. R., 1984 Results of detailed mapping near Lake Hazar (eastern Taurus Mountains), Geology of the Taurus Belts, 229-235.
- HEMPTON, M. R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. Geological Society America Bulletin., 96, 233-243.
- HERECE, E., 2008. Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayın Serisi, 13, Ankara.
- HERZIG, P.M., AND HANNINGTON, M.D., 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor: A review. Ore Geology Reviews 10, 95–115.

- HITZMAN, M.W. VE BEATY, D.W., 1996. The Irish Zn-Pb-(Ba) orefield. In: Sangster, D. (ed.) Carbonate-hosted Zn-Pb Deposits, Society of Econ. Geol., 4, 112-143.
- HOEFS, J., 1987. Stable isotope geochemistry (3rd edition), New York: Springer Verlag, 241 p.
- HOLTEN, T., JAMTVEITA, B. VE MEAKINA, P., 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64-11, 1893-1904.
- HOUSH, T.B. and ÇİFTÇİ, E., 2008 Cu isotope geochemistry of volcanogenic massive sulphide deposits of the eastern Pontides, Turkey Donald D Harrington Symposium on the Geology of the Aegean IOP Publishing IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2 012025 doi:10.1088/1755-1307/2/1/012025
- HÖY, T., 1995. British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 1 - Metallics and Coal, Lefebure, D.V. and Höy, T, Editors, British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20
- HURLEY, P.M., 1987. Rb-Sr relationship in the differentiation of the mantle "Ultramafic and related rocks" Ed: P.J, Wyllie, John Wiley and Sons inc., Newyork, 872-375
- HUSTON, D., JABLONSKI, W. ve SIE, S., 1996. The distribution and mineral host of silver in eastern Australian Volcanogenic massive sulphide deposits, *The Can. Mineral.*, 34,529-546.
- HUSTON, D.L., CHAMPION, D.C. and CASSIDY, K.F., 2005. Tectonic controls on the endowment of Archean cratons in VHMS deposits: evidence from Pb and Nd isotopes, in Mao, J. and Bierlein, F.P. (eds), *Proceeding of the Eighth Biennial SGA Meeting, Beijing, China, 18–21 August 2005*: Springer, pp. 15–18.
- HUTCHINSON, R.W. and SEARLE, D.L., 1970. Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulfide ores. *Soc. Min. Geol.Jpn. Spec. Iss.* 3, 198-205.

- HUTCHINSON, R. W., 1965. Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits: *Canada Mining Metall Bull.*, v.58, no.6.1, p.972-986.
- İLKER, S., 1972, VI. Bölge Adıyaman kuzey ve kuzeydoğusundaki sahalar hakkında jeolojik rapor. TPAO Arama Grubu, Rapor no. 981, 27 s., Ankara.
- İMER, A., 2006. Genesis Of The Karaali (Ankara, Turkey) Fe-Cu Sulfide Mineralization, A Thesis Submitted To The Graduate School Of Natural And Applied Sciences Of Middle East Technical University, 175s, Ankara.
- İNCEÖZ, M., 1989. Çermik-Çüngüş (Diyarbakır) Arasındaki Bölgenin Tektonik Özellikleri: F.Ü. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 78 s., (yayımlanmamış).
- JAMIESON H. E. and LYDON J. W. (1987) Geochemistry of a fossil ore solution aquifer: Chemical exchange between rock and hydrothermal fluid recorded in the lower portion of research drill hole CY-2a, Agropia, Cyprus. In Cyprus Crustal Study Project: Initial Report, Holes Cy-2 and 2a (ed. P. T. ROBINSON et al.); *Geol. Surv. Canada Paper* 85-29, 139-152.
- JANKOVIC, S. 1980. Porphyry copper and massive sulphide ore deposits in the northeastern Mediterranean. in J. D. Ridge, ed *IAGOD 5th Symposium Proceedings*: 431-444. E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, Germany.
- 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*, Volume 83, pages 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.
- JOWITT, S. M. 2008. Field, petrological and geochemical constraints on the release of base metals into hydrothermal fluids in Cyprus-type Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) systems: an investigation of the Spilia- Kannavia epidosite zone, Troodos ophiolite, Cyprus. PhD Thesis at University of Leicester.

- KARAOĞLAN, F., 2012, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağındaki Ofiyolitik Ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana.
- KAYMAKCI, N., INCEÖZ, M., ERTEPINAR, P. and KOÇ, A., 2010. Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey) Geological Society, London, Special Publications 2010; v. 340; p. 409-435, doi:10.1144/SP340.18
- KETIN, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 66, 20-34, Ankara.
- KETIN, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, İstanbul, 595s.
- KOPTAGEL, O., ULUSOY, U. ve FALLICK, A., 2007. Sulfur and Lead Isotope Investigations of the Carbonate-Hosted Pb-Zn Deposits in the Yahyalı Region, Kayseri, Southern Turkey, Turkish. Jour. Eart. Scien., 16, 57-76.
- KUŞÇU, Ü. and ERLER, A., 1994. Pyrite deformation textures in the Küre volcanogenic massive sulfide deposits (Kastamonu-Turkey): an approach for P-T conditions of deformation. International Volcanological Congress 94 Special Publication No. 2.
- KUŞÇU, İ. and ERLER, A., 1998. Deformation of stibnite and pyrite in the Madsan antimony deposit (Nigde, Turkey): Implications for pressure-Temperature conditions of localde formation, Turkish. Jour. of Eart. Scien., 8, 57-66.
- KUŞÇU, İ. and ERLER, A., 1999. Deformation of stibnites and pyrites in the Madsan antimony deposit (Niğde, Turkey): implications for pressure-temperature conditions of local deformation. Turkish Journal of Earth Sciences 8, 57-66.
- KUŞÇU, İ. and ERLER, A., 2002. Pyrite deformation textures in the deposits of the Küre mining district (Kastamonu, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 11, 205-215.
- 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.

- LARGE, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, style and genetic models. *Economic Geology* 87, 471–510.
- LAZNICKA, P., 1985. Subaqueous-hydrothermal deposits. *Empirical Metallogeny*, Elsevier, Amsterdam, 1758 p.
- LEITCH, C.H.B., 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko Ores. *Miner. Depos.* 16, 241–257.
- LEITCH, C.H.B., 1990. Ore textures in Turkish volcanogenic massive sulphide deposits in light of exhalative sulfide deposits from axial seamount and explorer ridge, northeastern Pacific Ocean. *Can. Mineral.* 28, 51– 54.
- LIAGHAT, S., BROWN, A.C., HUBERT, C., 1993. Deformation imprints upon sulfide mineral assemblages at the Moberly massive sulfide deposit Noranda District, Quebec, Canada, Geological Association of Canada and Mineralogical Association, Program with Abstracts 18, p. A50.
- LIANXING, G. VE MCCLAY, K.R., 1992. Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera, *Mineral. Deposita*, 27, 169-181.
- LOFTUS-HILLS, G. VE SOLOMON, M., 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis, *Mineral. Deposita*, 2, 228-242.
- LOTTI, B., 1886. Paragone fra le rocce ofiolitiche terziarie italiane e le rocce basiche paleozoiche della Scozia et dell'Irlanda. *Boll. R. Comitato Geol. Italia*, 76.
- LYDON, J.W., 1984. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 1--A descriptive model: *Geoscience Canada*, v. 11, p. 195-202.
- MAXON, J. H., 1936. Geology and petroleum possibilities of the Hermis dome: *MTA Derleme no. 255*, 25 s., Ankara.
- MCCLAY, K.R. AND ELLIS, P.G., 1984. Deformation of pyrite. *Economic Geology* 79, 400-403.
- MCPHIE, J., ALLEN, R.L., 1992. Facies architecture of mineralized submarine volcanic sequences: Cambrian Mount Read volcanics, Western Tasmania. *Economic Geology* 87, 587–596.

- MERİÇ, E., 1978. Güneydoğu Türkiye’de Sinan Formasyonu alt üyesi ve Besni Formasyonu’nun fauna özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 21, 95-96
- MEYER, G.N, BAKER, R.W., and PATTERSON, C.J., 1990. Surficial geology, plate 3 in Swanson, L.M. and Meyer, G.N. eds., Geological atlas of Washington County, Minnesota: Minnesota Geological Survey County Atlas Series C-5, scale 1:100000.
- MICHARD, A., WHITECHURCH, H., RICO, L. E., MONTIGNY, R., and YAZGAN, E., 1984. Tauric Subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and Its Bearing on Tectonics of the Tethyan Realm in Turkey. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (eds.), The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean. Geological Society of London, Special Publication, 17: 361-374.
- MISRA, K.C., GRATZ, J.F. VE LU, C., 1996. Carbonate-hosted Mississippi Valley-Type mineralisation in the Elmwood-Gordonsville deposits, Central Tennessee zinc district: A synthesis. In: Sangster, D.F. (eds), Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits, Soc. of Econ. Geol., Michigan, Spec. Pub., 4, 58-73.
- MOORBATH, S., 1978. Age and isotop evidence for the evolution of continental crust. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond **A288**, 401–413.
- MOORES, E.M., and VINE, F.J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A268, 443-466.
- MOORES, E.M., 2003. A personal history of the ophiolite concept. In: Dilek, Y., Newcomb, S., (eds.), Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper 373, 17–29.
- ÖĞRENMİŞ, I. Y., 2006. Şelmo Formasyonu’nun Kahta (Adıyaman) Kuzeyindeki Yüzeylemelerinde Sedimantolojik İncelemeler, Firat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ.
- O'HANLEY D. S., 1996. Serpentinites Records of Tectonic and Petrological History, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, v. 34, Oxford University Press, New York - Oxford, 1-277

- 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.İ. and TÜYSÜZ, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Duran, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Séranne, M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society of London Special Publication 156, 475-515.
- ÖNAL, A., 1995. Polat-Beğre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).
- ÖNALAN, M., 1988. Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C.31, 1-10
- ÖZÇELİK, M., 1985. Malatya güneydoğusundaki magmatik kayaçların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 1, 19-35. Ankara.
- ÖZGÜR, N., 1985. Zur geochemie und Genese der Kupferlagersitatte, Murgul, EPontiden, turkei: Ph.D. thesis, Freie universitat Berlin, 139 s.
- ÖZGÜR, N., 2003. Volcanogenic massive sulphide deposits (VMSD) in the East Pontic metallotect, NE Turkey Mineral Exploration and Sustainable Development: Proceedings of the Seventh Biennial SGA Meeting on Mineral Exploration and Sustainable Development (Athens, Greece, 24-28 August 2003) ed D Eliopoulos (Rotterdam: Millpress) pp 1217-20
- ÖZTÜRK, H., 1993. Türkiye manganez yatakları: Oluşum ve tipleri, *Jeoloji Mühendisliği*, 43, 24-33.
- PALERO, F.J. and MARTIN-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.
- PAPANASTASSIOU, D.A. and WASSERBURG, G.Z., 1969. The determination of small time differences in the formation of planetary objects: *Earth, Planet, Seien, Lett.*, 5, 361-376,

- PARLAK, O., RIZAOĞLU, T, BAĞCI, U., KARAOĞLAN, F. and HÖCK, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, *Tectonophysics* Volume 473, Issues 1-2, 20 July 2009, Pages 173-187
- PEKSÜ, M., 1969, Proposed rock unit nomenclature petroleum district V and VI SE Turkey, TPAO Arama Grubu Arşivi, no. 5158.
- PERİNÇEK, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman İli) alanının jeoloji incelenmesi ve petrol olanaklarının araştırılması, İstanbul Üniversitesi Doktora Tezi, 212s
- PERİNÇEK, D., 1979. "Geological Investigation Of The Çelikhan-Sincik- Koçali Area (Adıyaman Provinz)" İst. Üniv. Fen. Ed. Mec. Seri: B s: 127-147
- PERİNÇEK, D., 1980. Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Evrimin, Kıta Üzerinde Çökelen istifteki Etkileri. Türkiye 5. Petrol Kongresi, s. 77-93
- PERİNÇEK, D. VE ÖZKAYA, I., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenarının Tektonik Evrimi: H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Bült., 8, s. 91-101.
- PERİNÇEK, D.VE KOZLU, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus): Tekeli, O. and Güncüoğlu, M.C. eds. Int. Symp. on the geology of the Taurus Belt, proceedings, 181-198.
- PETERSEN, S., SCHWARZ-SCHAMPERA, U., HERZIG, P., HANNINGTON, M., and JONASSON, I., 2004. Hydrothermal precipitates associated with bimodal volcanism in the Central Bransfield Strait, Antarctica: Mineralium Deposita, v.39, p. 358-379.
- PICKETT VE ROBERTSON, A.H.F. 1996. Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society*, London, 153, 995-1009.
- PIŞKIN, Ö., 1972, Etude mineralogique de la region situee a L'Est de Çelikhan (Taurus ori-Adıyaman –Türkiye). *Geol.Soc.Turkey, Bull. V.21/2*, pp.107-111.

- POLAT, C, 1994. Ergani-Çermik-Çüngüş (Diyarbakır) Arasındaki Bölgenin Jeolojik Özellikleri: F.Ü. Fen BilimleriEnst., Yüksek Lisans Tezi, 101 s. (yayımlanmamış), Elazığ.
- POUIT, G., 1984. Les gisements à sulfures massifs exhalatifs sédimentaires: une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. Chron. Rech. Min. 476, 31-34.
- POULSEN, H., and HANNINGTON, M., 1995. Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. and Thorpe, R.I., eds. Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geology of Canada, no. 8, Decade of North American Geology (DNAG), Geological Society of America, P-1. p.183-196.
- 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.
- RICHARDSON, C.J., CANN, J.R., RICHARDS, H.G., COWAN, J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. Earth and Planetary Science Letters 84, 243–253.
- RIGO DE RIGHI, M. and CORTESINI, A., 1964, Gravity tectonics in feethils structure belt of Southeast Turkey: A.A.P.G.Bull., 48, 1911-1937.
- RIZAOĞLU, T., 2006. Baskil-Sivrice (Elazığ) arasında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin petrografisi ve jeokimyası, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana
- RIZAOĞLU, 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, pp. 327–350.
- ROBERTS, F.I., 1982. Trace element chemistry of pyrite: A useful guide to the occurance of sulfide base metal mineralization, Jour. of Geoch. Expl., 17, 49-62.

- ROBERTSON, A.H.F. 1976. Origin of ochres and umbers: evidence from Skouriotissa, Troodos Massif, Cyprus. *Transactions Institution of Mining and Metallurgy* 85, B245–251.
- ROBERTSON, A. H. F., and DIXON, J. E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Special Publication, 17:1-74.
- ROBERTSON, A. H. F. 1987. The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 633-653.
- ROBERTSON, A.H.F., ÜNLÜGENÇ, U.C., İNAN, N., TASLI, 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.
- ROBERTSON, A.H.F., USTAÖMER, T., PARLAK, O., ÜNLÜGENÇ, U.C., TASLI, K., 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* 27, 108–145.
- ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., ÜNLÜGENÇ, U.C., İNAN, N., TASLI, K., USTAÖMER, T., 2007. Tectonic Evolution of the South Tethyan Ocean: Evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). *Special Publications*, vol. 272. Geological Society, London, pp. 233–272.
- ROBINSON, P. T., MELSON, W. G., O'HEARN, T., AND SCHMINCKE, H. U., 1983. Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus: *Geology*, v. 11, p. 400-404.
- ROBINSON, M., GODWIN, C.I., STANLEY, C.R., 1996. *Geology, lithogeochemistry, and alteration of the Battle Volcanogenic Massive Sulfide Zone, Buttle Lake Mining Camp, Vancouver Island, British Columbia*.

- 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. in Mineral., 12, 644 s. Mineralogical Society of America, Washington.
- ROLLINSON, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, John Wiley and Sons, 352 p.
- SANGSTER, D.F., 1972. Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada: a review. Geological Survey of Canada Paper 72-22, 44p.
- SASAKI, A. and ISHIHARA, S., 1979. Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan, Cont. to Mineral. and Petrol., 68-2, 107-115.
- ŞAŞMAZ, A., GÜMÜŞ, G. & SAĞIROĞLU, A., 1999. Taşınmış Kıbrıs tipi bakır cevherleşmelerine tipik bir örnek:Derdere (Çüngüş-Diyarbakır) cevherleşmeleri Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt. 42, Sayı 1,105-117.
- SATO, T., 1974. Distribution and geological setting of the kuroko deposits. Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue6: 1-10
- SAWKINS, F. J., 1990. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics, 2nd ed. XIX + 461 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, London, Paris, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 148.00 (hard covers). ISBN 3 540 50920 8.
- SCHMIDT., B.C., 1966. Stratigraphy of the Lower Paleozoic rock unit of petroleum district 5, Turkey: Pet. Admin. Publ., II, 78-90.
- SEARLE, D. L., 1972. Mode of occurrence of the cupriferous pyrite deposits of Cyprus: Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B: Applied Earth Science, v. 81, p. B189-B197.
- ŞENGÖR, A. M. C., AND YILMAZ Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75:181-241.

- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. VE AIDERTON, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie and Son Limited, Glasgow (U.K.), 235 s.
- SILLITOE, R.H., HANNINGTON, M.D., AND THOMPSON, J.F.H., 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment: *Economic Geology*, v. 91, p. 204-212. .
- SINGER, D.A, 1986. Descriptive model of Cyprus massive sulfide, in Cox, D.P., and Singer, D.A., eds., *Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin* 1693, p. 131.
- 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.
- STANTON, RE., 1972. *Rapid methods of trace analysis* : Edward Arnold (Publishers) Ltd., London, 96 s
- STCHEPINSKY, V., 1940. Sivas vilayetinin merkezi kısmında bulunan muhtelif cevherler hakkında rapor. M.T.A. Rep., no. 770 (unpublished), Ankara.
- STEINMAN, G., 1927. Die Ophiolithiscen Zonen in Der Mediterranean Kettengebirgen: 14th international Geology Congress, Madrid, 2:638-667.
- STOLZ, A.J. 1995. Geochemistry of the Mount Windsor Volcanics: implications for the tectonic setting of Cambro-Ordovician volcanic-hosted massive sulphide mineralisation in northeastern Australia. *Economic Geology*, 90, 1080–1097.
- SUESS, E., 1893. Are great ocean depths permanent? *Natural Sciences* 2: 180 –187.
- SUNGURLU, O., 1972. VI. Bölge Gölbaşı–Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap. No: 802., Ankara (yayınlanmamış).
- SUNGURLU, O., 1974. VI. Bölge Kuzey sahalarının jeolojisi. TPAO Arşiv no.871, Ankara.
- SYME, E.C. AND BAILES, A.H., 1993. Stratigraphic and tectonic setting of Early Proterozoic volcanogenic massive sulfide deposits, Flin Flon, Manitoba. *Economic Geology* 88, 566–589.
- TATSUMI, T., 1970. *Volcanism and ore genesis*. University of Tokyo Press, Tokyo, 448p

- TATSUMI, T., WATANABE, T., 1971. Geological environment of formation of the Kuroko-type deposits. Japanese Society of Mining Geologists 3,216–220.
- TAUSON, V.L., 1999. Gold solubility in the common gold-bearing minerals: Experimental evaluation and application to pyrite, Eur. Jour. of Mineral., 11, 937-947.
- TEKİN, K., BEDİ, Y., VAROL, E., UZUNÇİMEN, S., PERİNÇEK D., BEYAZPIRİNÇ, M., 2011. Koçali Karmaşığı (GD Anadolu) Pelajik Çökellerinin Radyolarya Toplulukları, Geç Triyas Yaşlı Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası ve Diğer Toros Birimleri ile Karşılaştırılması, 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, p. 220-221.
- TERLEMEZ, H.Ç.I., ŞENTÜRK, K., ATEŞ, Ş., SÜMENGİN, M. VE ORAL, A., 1992. Gaziantep dolayının ve Pazarcık-şakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi: MTA Rap. no. 9526, Ankara (yayınlanmamış).
- THOMPSON, M. AND WALSH, J.N., 1983. A handbook of inductively coupled plasma spectrometry, p. 16-36.
- TIVEY, M.A., RONA, P.A., VE SCHOUTEN, H., 1993. Reduced crustal magnetization beneath the active sulfide mound, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N. Earth Planet. Sci. Lett., 115:101-115.
- TOLUN, N.,1955. Besni, Adıyaman, Samsat arası bölgelerin jeolojik etüdü. MTA raporu, Ankara.
- TOPKAYA, M., 1957. Midyat Ovası Hidrojeolojik Etüdü, 33 s.
- TORNOS, F., RIBERA, F., ARIAS, D., LOREDO, J. VE GALINDO, C., 1996. The carbonate-hosted Zn-Pb deposits of NW Spain: Stratabound and discordant deposits related to the Variscan deformation, in Sangster, D.F., (ed.), Carbonate hosted lead zinc deposits: Society of Econ. Geol. Special Publication, 4, 195-203.
- TUNA, D., 1973. VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 813,131 s., (yayınlanmamış).
- TURAN, M., 1993. Elazığ ve yakın civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri: A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Ankara Üniv. Fen Fak., 193 -204, Ankara

- TURAN, M., AKSOY, E. ve BINGÖL, AP., 1995. Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri, F.Ü. Fen ve Müh. Bil. Dergisi, C. 7/2, s. 177-199, Elazığ.
- TÜRKYILMAZ, B., 2004. Çelikhan-Sincik Arasında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografisi ve Petrolojisi, Doktora tezi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ (yayınlanmamış).
- ULU, Ü., GENÇ, Ş., GIRAY, S., METİN, Y., ÇÖREKÇİLOĞLU, E., ÖRÇEN. S., ERCAN, T., YAŞAR, T. VE KARABIYIKOĞLU, M. 1991. Belveren-Araban-Yavuzeli-Nizip-Birecik dolayının jeolojisi, Senozoyik yaşlı ve volkanik kayaçların petrolojisi ve bölgesel yayılımı: MTA Rap. no.9226, Ankara (yayınlanmamış).
- UZUNÇİMEN, S., TEKİN, U.K., BEDI, Y., PERİNCEK, D., VAROL, E. AND SOYCAN, H., 2011. Discovery of the Late Triassic (Middle Carnian–Rhaetian) radiolarians in the volcano-sedimentary sequences of the Kocali Complex, SE Turkey: Correlation with the other Tauride units. Journal of Asian Earth Sciences. Volume 40, Issue 1, 4 January 2011, 180-200.
- VAROL, E., BEDI, Y., TEKİN, K.U., UZUNÇİMEN, S. 2011. Geochemical and Petrological Characteristics of Late Triassic Basic Volcanic Rocks From the Kocali Complex, SE: Implications for the Triassic Evolution of Southern Tethys, Ofioliti, 36 (1), 101-115
- VEIZER, J., 1983. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer and L.S. Land (Editors), Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course No. 10
- WALSHE, J.L. AND SOLOMON, M., 1981, An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mt Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes, and a six-component chlorite solidsolution model: Economic Geology, v. 76, pp. 246–284.
- White, W.M., 2005. Geochemistry. New York: Cornell University Press, 700 p.
- WHITE, W.M., 2005. Geochemistry. New York: Cornell University Press, 700 p.

- WHITFORD, D.J., MCPHERSON, P.A., WALLACE, D.B., 1989. Geochemistry of the host rocks of the volcanogenic massive sulfide deposits at Que River, Tasmania. *Economic Geology* 84, 1–21.
- WILKINSON, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.
- XU, G., 1998. Geochemistry of sulphide minerals at Dugald 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.
- YALÇIN, N, 1976. Narince–Gerger (Adıyaman) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, TPAO Arama Rapor No: 1019
- YALÇIN, N 1980. Amanoslar'ın litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı: *Türkiye Jeol. Kur.Bült.*, 23, 21 -30.
- YAZGAN, E., 1981. Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst 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 September, Ankara, Guide Book.
- 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., 1987. “Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi.”, MTA Rap. No: 2268, 178s.
- YAZGAN, E., GÜLTEKİN, M.C.; POYRAZ, N.; SİREL, E.VE YILDIRIM, H., 1987, *Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi* MTA Rap, 2268 (yayımlanmamış), Ankara
- YAZGAN, E., MICHARD, A., WHITECHURCLI, H. AND MONTIGNY, B., 1983. Le Taurus de Malatya. (Turquie orientale), étaient de la suture sud-tethysienne : *Bull. Soc. Geol. France*, No, 1, 59-69.
- YAZGAN, E. VE ASUTAY, H.J., 1987. *Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi*. MTA Enst. Rap. No: 297, Ankara.

- YAZGAN, E. VE CHESSEX, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya, Turk. Assoc. Petrol. Geol., 3:1-42.
- YİĞİTBAŞ, E. and YILMAZ, Y., 1996. Post-late Cretaceous strike-slip tectonics and its implications on the Southeast Anatolian orogen - Turkey. International Geology Review, 38, 9, 818-831
- YİĞİTBAŞ, E., 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi, PhD Thesis, İstanbul Univ, İstanbul, Turkey, 347 pp.
- YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, Ş.C., YILMAZ, Y., 1991. Tectonic setting and geological significance of the Maden complex, SE Anatolia; TERRA-Abstracts, v.3, n.1, March 1991, EUG VI, Strasbourg, p.255.
- YİĞİTBAŞ, E., YILMAZ, Y. VE GENÇ, Ş. C., 1992. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Eosen nap yerleşmesi: Türkiye 9. Petrol Kong. Bild.
- YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, Ş. C., YILMAZ, Y., 1993. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Maden grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. A. Suat Erk Sempozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi.
- YILDIRIM, M., VE YILMAZ, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu, TPJD Bülteni, C (3/I): 57-73.
- YILDIRIM, N., AY, Y., AYDIN, A., YİĞMATEPE, M. VE YILDIRIM, E., 2008. Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Cevherleşmelerinin Kıbrıs Tipi Masif-Sülfid (Cu) Cevherleşmesi Olduğuna Dair Bulgular, Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Prof. Dr. Servet YAMAN Madenyatakları-Jeokimya Çalıştayı, 24-28p, Adana
- YILDIRIM, N., AYDIN, A., YİĞMATEPE, M., AKGÜL, M. VE YILDIRIM, E., 2009. Levha-dayk Karmaşığı içerisindeki Kıbrıs tipi masif sülfid cevherleşmelerine Türkiye'den bir örnek: İncekoz (Adıyaman) Cu cevherleşmesi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, p. 220-221.
- YILDIRIM, E., 2010. Çelikhan-Sincik Arasında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografisi ve Petrolojisi, Doktora Tezi, Fırat Üni. Fen Bilimleri Ens.

- YILDIRIM, N., AY, Y., ÇAKIR, C., İLHAN, S., DÖNMEZ, C., YILDIRIM, E., 2010a. Koçali Ofiyoit Karmaşığı'nın Metalojenik (Cu-Au) Önemi *Fırat Üniversitesi IV. Ulusal Jeokimya Sempozyumu 26-28 Mayıs 2010* p78-79, Elazığ
- YILDIRIM, N., İLHAN, S., AKYILDIZ, M., YILDIRIM, E., 2010b. The Importance of the Ophiolites of the Southern Branch of the Neotethys (Koçali Ophiolitic Complex), in Terms of the Cyprus Type VMS Deposits, *7th International Symposium On Eastern Mediterranean Geology*, p17, Adana
- YILDIRIM, N., 2011. Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Bakır Cevherleşmesinin Maden Jeolojisi Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11406, Ankara (yayımlanmamış).
- YILDIRIM, N ve ÇETİNER, L., 2012. Adıyaman-Tut-İncekoz (AR:200804221) Bakır Sahası Buluculuk Talebine Esas Maden Jeolojisi ve Rezerv Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11579, Ankara (yayımlanmamış).
- YILDIRIM, N., İLHAN, S., YILDIRIM, E., VE DÖNMEZ, C., 2012a, Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Cu Cevherleşmesinin Jeolojisi, Jeokimyası ve Jenetik özellikleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 144, 75-102
- YILDIRIM, N., PARLAK, O., A. ROBERTSON., 2012b. Geochemistry & Tectonic Significance of the Koçali Ophiolite (Adıyaman, SE Turkey). Ophiolites and Related Ore and Industrial Minerals, Workshop Ophiolite, KTÜ, Trabzon
- YILDIRIM, N., 2013a. Koçali Karmaşığı İçerisinde Cu-Au-Zn cevherleşmelerinin (Tut-İncekoz ve Koçali-Havşadere) Maden Jeolojisi Raporu, MTA Genel Müdürlüğü, , Ankara (baskıda).
- YILDIRIM, N., 2013b. Havza-Kuşak Madenciligi” Kapsamında Keşfedilen “GD Anadolu Kıbrıs Tipi VMS Metalojenik Kuşağı”: Koçali Karmaşığı, Adıyaman Bölgesi, GD Türkiye, MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni, Sayı:14, Ankara.
- YILDIRIM, N., ve ÇETİNER, L., 2013. baskıda. Adıyaman-Merkez-Koçali (Ar: 200804095) Bakır-Çinko-Altın Sahası Buluculuk Talebine Esas Maden

Jeolojisi ve Rezerv Raporu, Maden Etüt Arama Dairesi Arşivi, Arşiv No: 5543, Ankara

- YILMAZ, Y., YIGITBAS, E., YILDIRIM, M., 1987. Late Triassic tectonism in the Southeastern Anatolia and its geological significance; TERRA - Late Abstracts 1987, European Union of Geosciences, EUG IV, Strasbourg, p.10.
- YILMAZ, Y. 1990. Comparisons of young volcanic association of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 69-87.
- YILMAZ, Y. VE YIĞITBAŞ, E., 1990. SE Anadolu'nun farklı ofiyolitik - metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü; Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Tebliğler, 128-140.
- YILMAZ, 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.
- YILMAZ, Y., YIĞITBAŞ, E., YILDIRIM, M., GENÇ, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9. Petrol Kong. Bild., Ankara.
- YILMAZ, Y., 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen, Bulletin Geological Society of America, 105:251-71.
- YILMAZ, 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
- YURDAGÜL, A.G. ve SARAÇ, C., 2002. Adıyaman Yöresi Rezervuar Kayaçlarının Porozite ve hidrokarbon Doygunluğu Değerlerinin Jeostatistiksel Simülasyonu, H.Ü., Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 2.
- ZACHARIAS, J., FRYDA, J., PATEROVA, B. and MIHALJEVIC, M., 2004. Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudny deposit, Bohemian Masif, Mineral. Magazine, 68, 1, 31-46.
- ZARTMAN, R.E. and DOE, B.R., 1981. Plumbotectonics-The model, Tectonophysics, 75, 135-162.

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.

ÖZGEÇMİŞ

Semiha İLHAN 30.01.1981 tarihinde Yozgat ili Yerköy ilçesinde doğdu. İlkokul ve Ortaokulu Yerköy’de Osman Peşken İlköğretimde okudu. Liseyi Ankara Cumhuriyet Lisesi’nde bitirdi. 1999 yılında Niğde Üniversitesi Mühendislik–Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde lisans öğrenimine başladı ve 2003 yılında lisans eğitimini tamamladı. Aynı yıl içinde Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü’nde Maden Yatakları ve Jeokimya Ana Bilim Dalı’nda Yüksek Lisans çalışmasına başladı. 2006 yılında Yüksek Mühendis olarak mezun oldu. 2006 yılında Niğde Üniversitesi 2547 sayılı kanunun 35. maddesine göre doktora eğitimi yapmak üzere Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne görevlendirdi ve burada Fen Bilimleri Enstitüsü’nde Maden Yatakları ve Jeokimya Ana Bilim Dalı’nda Doktora çalışmasına başladı.

2004 yılında Niğde Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Bölümünde başladığı Araştırma Görevlisi kadrosuna 2006 yılında geldiği Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde devam ettirdi.

Tez çalışması kapsamında 2010-2011 Eğitim Öğretim yılında yaklaşık bir yıl süreyle öğrenci değişim programı olan ERASMUS kapsamında Münih (Almanya) Ludwig Maximillians Üniversitesin’de çalışma konusu ile ilgili ders ve laboratuvar çalışmalarını yürüttü.

EKLER

Ek Çizelge 1. Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
S32_A_pt3	Kalkopirit	35.42	31.70					31.80						98.98
S32_A_pt4	Kalkopirit	34.91	30.68					33.12						98.74
S32_A_pt6	Kalkopirit	35.13	30.77					33.05						99.03
S32_A_pt7	Kalkopirit	34.91	30.84					33.21						99.00
S32_A_pt9	Kalkopirit	34.85	30.89					33.29						99.10
S32_B_pt12	Kalkopirit	34.87	30.50					33.98						99.49
S32_B_pt13	Kalkopirit	34.91	30.58					33.98						99.48
S32_B_pt15	Kalkopirit	34.74	30.04					33.42						98.29
S32_B_pt16	Kalkopirit	34.91	30.70					33.15						98.85
S32_B_pt17	Kalkopirit	34.66	30.66		0.02			33.46						98.89
S33_A_a_pt24	Kalkopirit	35.10	30.80					33.34	0.09					99.36
S33_A_a_pt26	Kalkopirit	34.97	30.69					33.28						99.05
S33_B_pt35	Kalkopirit	34.65	30.32					33.77	0.67			0.13		99.58
S33_B_pt47	Kalkopirit	34.78	30.27					33.76	0.17					99.09
S33_C_pt57	Kalkopirit	34.90	30.36					33.05						98.39
S34_A_pt60	Kalkopirit	35.05	31.29		0.06			32.66						99.07
S34_B_pt67	Kalkopirit	34.91	30.41					34.50						99.94
S34_B_pt68	Kalkopirit	35.16	30.27					34.21	0.06					99.77
S34_B_pt71	Kalkopirit	35.22	30.37					33.56						99.23
S34_B_pt72	Kalkopirit	35.37	30.68		0.02			33.36						99.48
S34_B_pt73	Kalkopirit	35.25	30.68		0.04			33.12						99.18
S34_B_pt76	Kalkopirit	35.34	30.71					33.31						99.41
S32_A_pt1	Pirit	53.74	47.39		0.02				0.05					101.30
S32_A_pt2	Pirit	53.54	47.17											100.87
S32_A_pt5	Pirit	53.43	47.35											100.91
S32_A_pt8	Pirit	53.63	47.14											100.84
S32_B_pt10	Pirit	53.35	47.22	0.20										100.86
S32_B_pt11	Pirit	53.65	46.91	0.08										100.80
S32_B_pt14	Pirit	53.73	46.94					0.11						100.87
S32_B_pt18	Pirit	53.63	47.62											101.37

Ek Çizelge 1. Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
S32_B_pt19	Pirit	53.17	47.09	0.21				0.18				0.08		100.80
S32_B_pt20	Pirit	53.60	47.16			0.13		0.09						101.06
S33_A_a_pt22	Pirit	53.59	47.25	0.02				0.16						101.12
S33_A_a_pt23	Pirit	52.80	45.90	0.08				0.96	0.54					100.43
S33_A_pt29	Pirit	53.45	46.94						0.05					100.52
S33_A_pt34	Pirit	53.54	47.09											100.75
S33_B_pt37	Pirit	53.41	47.14					0.12	0.14					100.85
S33_B_pt38	Pirit	53.36	46.83					0.10	0.06					100.41
S33_B_pt39	Pirit	53.53	47.27									0.14		101.09
S33_B_pt40	Pirit	53.19	47.22					0.22						100.79
S33_B_pt41	Pirit	53.37	47.11											100.65
S33_B_pt43	Pirit	53.33	47.02						0.44					100.87
S33_C_pt53	Pirit	53.11	46.66					0.25	1.71					101.79
S33_C_pt55	Pirit	52.97	46.83					0.11	0.07					100.08
S33_C_pt56	Pirit	53.17	46.88					0.32	0.08					100.57
S34_A_pt64	Pirit	53.41	41.95	5.45	0.10				0.05					101.04
S34_B_pt77	Pirit	53.27	43.73	2.76	1.03			0.19						101.06
S34_A_pt58	Pirotin	39.49	58.71	0.06	1.25									99.57
S34_A_pt59	Pirotin	39.58	58.52	0.04	1.04									99.25
S34_A_pt61	Pirotin	39.86	58.77	0.05	1.28									100.01
S34_A_pt62	Pirotin	39.72	59.15	0.02	1.02									100.05
S34_A_pt63	Pirotin	39.65	59.16	0.05	1.19									100.11
S34_B_pt65	Pirotin	39.87	58.84	0.09	1.13									100.01
S34_B_pt66	Pirotin	39.63	58.90	0.10	1.12									99.81
S34_B_pt69	Pirotin	39.50	58.98		1.19									99.85
S34_B_pt70	Pirotin	39.53	58.32	0.06	1.25									99.26
S34_B_pt74	Pirotin	39.76	58.81	0.07	1.12									99.86
S34_B_pt75	Pirotin	39.45	58.93		1.25									99.74
S33_A_a_pt25	Sfalerit	33.09	3.52					1.07	62.69			0.38		100.85
S33_A_a_pt27	Sfalerit	32.54	2.72					0.48	64.07	0.17		0.35		100.33

Ek Çizelge 1. Sincik-Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
S33_A_pt28	Sfalerit	32.65	1.61					0.58	65.37			0.27		100.63
S33_A_pt30	Sfalerit	32.54	1.94					0.87	64.29			0.48		100.27
S33_A_pt31	Sfalerit	32.62	3.38					2.98	60.42	0.15		0.48		100.05
S33_A_pt32	Sfalerit	32.69	0.29						65.65			1.19		100.00
S33_A_pt33	Sfalerit	32.62	0.17						65.55	0.16		1.22		99.74
S33_B_pt36	Sfalerit	31.72	2.21					0.51	63.32	0.21		0.75		98.76
S33_B_pt42	Sfalerit	32.66	3.38	0.02				2.30	59.71	0.61		0.78		99.52
S33_B_pt44	Sfalerit	33.96	2.84					0.35	62.09	0.15		0.61		100.01
S33_B_pt45	Sfalerit	32.86	3.16					2.83	59.14	0.16		1.47		99.65
S33_B_pt46	Sfalerit	32.49	2.40					2.28	60.41			1.13		98.80
S33_C_pt48	Sfalerit	32.92	0.42					0.47	66.33					100.31
S33_C_pt49	Sfalerit	32.79	0.70					0.58	66.57			0.10		100.79
S33_C_pt50	Sfalerit	32.96	1.44					1.76	63.94			0.10		100.29
S33_C_pt51	Sfalerit	32.72	1.24					0.87	64.06	0.17		0.16		99.23
S33_C_pt52	Sfalerit	32.86	0.91					1.00	65.33	0.16				100.34
S33_C_pt54	Sfalerit	32.99	1.43					1.44	63.82	0.14		0.13		100.00

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
1_pt10	Bornit	26.21	11.56					61.79						99.72
1_pt12	Bornit	25.93	11.40					62.39						99.85
1_pt3	Bornit	26.87	11.76					61.31						99.97
1_pt4	Bornit	26.62	11.94					61.34						99.94
10_A_pt45	Bornit	27.05	13.37					58.93						99.39
10_B_pt50	Bornit	26.83	11.16					60.90						99.02
2_A_pt1	Bornit	26.40	12.69					59.61						98.87
2_A_pt11	Bornit	26.60	11.69					61.20						99.58
2_A_pt12	Bornit	26.37	11.66					61.51						99.63
2_A_pt15	Bornit	26.53	11.89					60.71						99.26
2_A_pt17	Bornit	26.70	11.28					61.06						99.16
2_A_pt18	Bornit	26.50	11.66					61.45			0.08			99.79
2_A_pt6	Bornit	26.55	11.70					61.22						99.59
2_A_pt7	Bornit	26.71	11.67					61.16						99.60
2_B_pt23	Bornit	26.74	11.71					61.49						100.04
2_B_pt25	Bornit	26.69	11.77					60.82						99.32
2_B_pt29	Bornit	26.83	11.63					60.55						99.05
2_C_pt32	Bornit	27.52	12.48					59.06	0.09					99.30
2_C_pt35	Bornit	26.69	12.27					60.35	0.22					99.63
2_C_pt38	Bornit	26.84	11.82					60.11	0.33					99.23
2_C_pt40	Bornit	26.62	12.26		0.02			60.67	0.11					99.79
3_A_pt1	Bornit	27.01	13.46					59.52						100.04
3_A_pt11	Bornit	26.98	13.49					58.93						99.49
3_A_pt5	Bornit	26.73	12.44					58.79						98.03
3_A_pt6	Bornit	26.89	13.01					59.00						98.98
3_A_pt8	Bornit	26.72	12.84					58.43						98.01
3_B_pt12	Bornit	27.01	12.76					58.92						98.74
3_B_pt17	Bornit	27.22	12.71					59.54						99.49
3_B_pt20	Bornit	27.01	12.84					59.20						99.12
7_A_pt5	Bornit	26.91	11.68					61.49						100.16

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
7_A_pt6	Bornit	25.85	12.10			0.30		61.92						100.21
7_A_pt8	Bornit	26.04	11.54	0.02				62.00						99.66
7_B_pt13	Bornit	25.99	11.73			0.38		61.83						99.93
7_B_pt14	Bornit	26.22	11.78					62.19						100.26
7_B_pt19	Bornit	26.08	11.68			0.33		62.15						100.30
K-57_A_pt4	Bornit	25.41	11.37					62.18						99.09
K-57_A_pt6	Bornit	25.85	11.55					62.29						99.72
K-57_A_pt8	Bornit	25.86	11.48					62.26	0.08					99.78
K-57_B_pt12	Bornit	26.23	11.60					60.94						98.86
K-57_B_pt13	Bornit	26.94	11.95					60.38						99.29
1_pt11	Kalkopirit	34.69	30.66			0.34		34.24						99.94
1_pt13	Kalkopirit	34.28	30.43			0.67		34.11						99.50
1_pt14	Kalkopirit	34.22	30.39					34.15						98.81
1_pt5	Kalkopirit	35.19	30.23			2.33		34.18						101.92
1_pt6	Kalkopirit	35.03	30.45			0.14		34.13						99.78
1_pt7	Kalkopirit	34.81	30.86	0.04		0.42		33.77						99.90
10_A_pt46	Kalkopirit	37.75	32.31	0.15				27.72						97.99
10_B_pt51	Kalkopirit	34.90	29.63					33.01						97.60
10_B_pt52	Kalkopirit	35.15	29.82					33.87	0.06					98.92
2_A_pt10	Kalkopirit	35.00	30.24					34.67						99.97
2_A_pt8	Kalkopirit	34.83	30.23					34.53						99.59
2_A_pt9	Kalkopirit	34.96	29.90					34.62						99.59
2_B_pt22	Kalkopirit	35.06	30.48					33.76						99.35
2_B_pt28	Kalkopirit	35.24	30.55	0.02				33.46						99.29
2_B_pt31	Kalkopirit	35.00	30.60					33.93						99.58
2_C_pt34	Kalkopirit	34.78	30.24					33.79	0.15					99.03
3_A_pt2	Kalkopirit	35.07	30.75					33.06						98.92
3_A_pt4	Kalkopirit	35.00	31.03					32.82						98.95
3_B_pt13	Kalkopirit	35.06	30.92					33.05						99.19
3_B_pt18	Kalkopirit	35.30	30.69					33.50				0.08		99.58

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
5_A_pt23	Kalkopirit	35.00	30.58					33.60						99.32
5_A_pt24	Kalkopirit	35.01	30.44					33.49						99.10
5_A_pt25	Kalkopirit	34.68	30.55					33.96						99.25
5_B_pt31	Kalkopirit	34.96	30.55					33.18						98.84
5_B_pt32	Kalkopirit	36.44	32.14					30.32						99.00
5_B_pt34	Kalkopirit	34.78	30.10					33.24	0.60					98.80
5_B_pt35	Kalkopirit	34.85	30.40					33.28	0.14					98.67
7_A_pt7	Kalkopirit	34.69	30.46			0.15		33.91						99.21
7_B_pt11	Kalkopirit	34.69	30.59	0.04		0.58		33.24						99.14
7_B_pt12	Kalkopirit	34.81	31.02	0.03		0.26		33.05						99.19
7_B_pt15	Kalkopirit	34.47	30.53			0.14		33.80						98.93
7_B_pt16	Kalkopirit	34.99	30.87					33.53						99.39
7_B_pt9	Kalkopirit	34.88	30.78	0.07		0.59		32.78						99.09
B15_pt20	Kalkopirit	34.45	30.67			0.87		33.78						99.80
B15_pt21	Kalkopirit	34.75	30.42	0.02		1.89		34.04						101.19
B15_pt22	Kalkopirit	34.56	30.56		0.02	0.26		34.24						99.66
B26_B_pt22	Kalkopirit	35.10	30.80					32.85						98.80
K20_B_pt24	Kalkopirit	34.89	30.96					33.17						99.12
K-57_A_pt3	Kalkopirit	34.59	30.19					34.37						99.17
K-57_A_pt5	Kalkopirit	34.53	30.31					34.25						99.11
K-57_A_pt9	Kalkopirit	34.04	29.84		0.02			33.41	0.06			0.33		97.75
K-57_A_pt9b	Kalkopirit	34.28	30.17					33.91						98.43
K-57_B_pt20	Kalkopirit	34.89	30.27					33.27	0.37					98.81
K-57_B_pt23	Kalkopirit	35.14	29.65					32.17						96.98
K-57_B_pt24	Kalkopirit	34.81	29.86					33.18						97.86
1_pt1	Pirit	53.65	46.63			0.18								100.48
1_pt15	Pirit	53.65	47.06	0.03		0.90								101.67
1_pt2	Pirit	53.37	46.32	0.34	0.19			0.76						101.06
1_pt8	Pirit	53.11	46.99	0.02				0.36						100.47
1_pt9	Pirit	53.26	46.62	0.02	0.10	0.99								101.06

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
10_A_pt42	Pirit	53.10	46.97			0.22								100.37
10_A_pt43	Pirit	53.50	46.62	0.08										100.40
10_A_pt44	Pirit	53.40	47.00	0.18										100.74
10_A_pt47	Pirit	53.35	47.14	0.03										100.55
10_B_pt48	Pirit	53.53	47.16											100.70
10_B_pt49	Pirit	53.47	47.14											100.69
10_B_pt53	Pirit	53.45	46.94											100.52
2_A_pt13	Pirit	53.57	47.06	0.10	0.06									100.84
2_A_pt14	Pirit	53.83	47.50	0.02	0.09			0.41						101.87
2_A_pt4	Pirit	53.66	47.07					0.15						100.92
2_A_pt5	Pirit	53.42	47.01											100.55
2_B_pt20	Pirit	53.36	47.12	0.06	0.02				0.05					100.71
2_B_pt21	Pirit	53.52	46.54	0.31	0.05			0.15						100.69
2_B_pt24	Pirit	53.57	46.89					0.16						100.77
2_B_pt26	Pirit	53.51	47.46	0.02	0.02									101.13
2_B_pt27	Pirit	53.34	46.80	0.39										100.64
2_B_pt30	Pirit	53.48	47.15					0.13						100.86
3_A_pt10	Pirit	53.35	47.18											100.61
3_A_pt3	Pirit	53.71	46.81					0.09						100.68
3_A_pt7	Pirit	53.56	47.08					0.15						100.86
3_A_pt9	Pirit	53.53	47.21		0.02									100.82
3_B_pt14	Pirit	53.80	47.02					0.10						100.95
3_B_pt15	Pirit	53.58	47.13	0.03										100.84
3_B_pt16	Pirit	53.62	46.48	0.92										101.20
3_B_pt19	Pirit	53.44	47.36											100.94
5_A_pt21	Pirit	53.28	47.34					0.09						100.84
5_A_pt22	Pirit	53.66	47.04									0.08		100.86
5_A_pt26	Pirit	53.42	46.87		0.02			0.20						100.59
5_B_pt27	Pirit	53.56	47.31											101.13
5_B_pt28	Pirit	53.53	47.01	0.17										100.72

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
5_B_pt29	Pirit	53.65	47.48											101.18
5_B_pt30	Pirit	53.47	47.17		0.02									100.71
7_A_pt1	Pirit	53.40	46.89	0.02	0.02	0.43								100.78
7_A_pt2	Pirit	53.22	47.03	0.03	0.02									100.30
7_A_pt3	Pirit	53.79	46.98			0.24								101.10
7_A_pt4	Pirit	53.27	47.04					0.37						100.72
7_B_pt10	Pirit	53.13	47.00											100.24
7_B_pt17	Pirit	53.03	46.93	0.02				0.29						100.26
7_B_pt18	Pirit	53.39	46.64	0.09		0.14		0.61						100.89
B15_pt16	Pirit	52.85	47.17											100.03
B15_pt17	Pirit	53.04	47.23	0.03	0.03									100.34
B15_pt18	Pirit	53.51	46.85											100.42
B15_pt19	Pirit	53.11	46.89	0.06		0.75								100.83
B15_pt23	Pirit	53.17	47.05	0.03		0.35		0.17						100.81
B15_pt24	Pirit	53.12	47.29			0.35								100.79
B15_pt25	Pirit	53.29	46.72			0.14		0.41						100.56
B15_pt26	Pirit	53.94	46.95	0.04										100.94
B26_A_pt14	Pirit	53.60	47.20			0.13						0.10		101.12
B26_A_pt15	Pirit	53.38	47.39	0.11		0.17			0.08					101.17
B26_A_pt16	Pirit	53.33	47.28											100.77
B26_A_pt17	Pirit	53.56	47.16	0.10										100.90
B26_A_pt18	Pirit	53.48	47.04		0.02									100.65
B26_A_pt19	Pirit	53.69	47.47											101.23
B26_B_pt20	Pirit	53.27	47.12	0.05										100.55
B26_B_pt21	Pirit	53.71	47.52											101.31
B26_B_pt23	Pirit	53.72	47.35											101.34
B26_B_pt24	Pirit	53.29	47.28						0.09					100.79
K20_A_pt20	Pirit	53.41	47.09			0.12								100.67
K20_A_pt21	Pirit	53.17	47.12			0.46								100.77
K20_A_pt22	Pirit	53.14	47.05		0.02									100.22

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
K20_B_pt23	Pirit	53.24	46.74	0.05	0.11	0.38								100.55
K20_B_pt25	Pirit	53.52	47.04	0.02		0.21								100.79
K-57_A_pt10	Pirit	53.28	46.31					0.09						99.82
K-57_A_pt11	Pirit	53.14	46.46											99.68
K-57_B_pt16	Pirit	53.64	46.49	0.06	0.03							0.11		100.33
K-57_B_pt17	Pirit	53.10	46.74	0.06										99.95
K-57_B_pt21	Pirit	53.07	46.30						0.10					99.68
K-59_A_pt25	Pirit	53.38	47.31											100.76
K-59_A_pt26	Pirit	53.59	47.55						0.17					101.39
K-59_A_pt28	Pirit	53.78	46.74						0.06					100.69
K-59_A_pt30	Pirit	53.49	46.63											100.22
K-59_A_pt35	Pirit	53.70	47.62											101.40
K-59_A_pt36	Pirit	53.75	47.02	0.09	0.07									101.02
K-59_B_pt39	Pirit	53.45	47.62						0.28			0.08		101.48
K-59_B_pt41	Pirit	52.80	47.16					0.10	0.48			0.09		100.70
K-59_B_pt42	Pirit	53.28	47.52						0.27			0.08		101.25
10_A_pt41	Sfalerit	33.40	16.19						48.95	0.17		0.32		99.12
2_A_pt16	Sfalerit	32.62	1.66					3.16	62.08			0.32		99.96
2_A_pt19	Sfalerit	32.62	1.47					3.21	63.01			0.27		100.76
2_A_pt3	Sfalerit	32.28	2.38					3.46	61.69			0.37		100.24
2_C_pt33	Sfalerit	32.66	1.62	0.02				1.84	64.15			0.33		100.73
2_C_pt36	Sfalerit	32.74	1.48					0.95	64.75			0.26		100.29
2_C_pt37	Sfalerit	32.96	1.35					1.34	64.48			0.30		100.55
2_C_pt39	Sfalerit	32.75	1.37					1.48	64.76			0.27		100.78
5_B_pt33	Sfalerit	32.56	2.24					0.51	63.54			1.28		100.22
B26_B_pt25	Sfalerit	33.07	11.30					0.27	54.09	0.17		0.25		99.15
K-57_A_pt1	Sfalerit	32.93	2.39			0.17		3.11	61.21			0.69		100.54
K-57_A_pt2	Sfalerit	33.21	2.51					2.80	60.62			0.66		99.88
K-57_A_pt7	Sfalerit	33.17	2.89					3.17	60.44			0.18		99.91
K-57_B_pt14	Sfalerit	32.24	0.48					1.43	64.58			0.59		99.38

Ek Çizelge 2. Koçali-Havşadere-Bezardağı cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
K-57_B_pt15	Sfalerit	33.08	2.98					3.27	59.57			0.66		99.58
K-57_B_pt19	Sfalerit	32.87	5.20					5.31	55.14			0.77	0.05	99.39
K-57_B_pt22	Sfalerit	32.50	4.07					2.61	58.54			0.84		98.62
K-59_A_pt27	Sfalerit	32.90	4.70					7.01	54.16			0.84		99.66
K-59_A_pt29	Sfalerit	32.56	4.48					5.47	55.83			1.06		99.46
K-59_A_pt31	Sfalerit	33.30	11.73						53.92			0.18		99.22
K-59_A_pt32	Sfalerit	32.27	5.28					8.11	52.80			0.93		99.44
K-59_A_pt33	Sfalerit	33.34	6.23					4.14	55.26			0.21		99.21
K-59_A_pt34	Sfalerit	33.53	5.53					4.92	53.08			0.22		97.32
K-59_B_pt37	Sfalerit	32.81	2.70					2.99	60.68			0.89		100.07
K-59_B_pt38	Sfalerit	33.06	4.38					5.35	55.89			0.74		99.46
K-59_B_pt40	Sfalerit	33.27	3.19					3.74	58.41			0.78		99.47

Ek Çizelge 3. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
T68_B_pt28	Bornit	25.81	10.82					62.86						99.65
T68_B_pt30	Bornit	25.89	11.04					62.85						99.83
T68_B_pt31	Bornit	25.76	10.97					63.29						100.04
T68_B_pt33	Bornit	25.75	10.66					63.25						99.74
T68_B_pt35	Bornit	25.73	11.47					62.70						99.97
T68_B_pt37	Bornit	25.91	11.20					62.79						99.95
T68_B_pt42	Bornit	25.86	10.70					63.51						100.12
T68_D_pt55	Bornit	25.74	10.75					63.63						100.20
18_A_pt3	Kalkopirit	34.41	29.97					34.20						98.61
18_A_pt4	Kalkopirit	34.63	29.98					34.04						98.65
18_A_pt6	Kalkopirit	34.45	30.31					34.38						99.18
18_A_pt7	Kalkopirit	34.67	29.85					33.99						98.54
18_B_pt11	Kalkopirit	35.02	30.23					33.58						98.90
18_B_pt12	Kalkopirit	35.10	30.28					33.73						99.20
18_C_pt15	Kalkopirit	34.52	30.16					34.45						99.19
18_C_pt16	Kalkopirit	34.61	30.40					34.12						99.16
18_C_pt19	Kalkopirit	34.49	30.04					34.04						98.63
19_A_pt1	Kalkopirit	34.81	30.86					32.76						98.55
19_A_pt4	Kalkopirit	34.77	30.35					33.92						99.19
19_A_pt5	Kalkopirit	34.81	30.66					33.43						99.00
19_B_pt10	Kalkopirit	34.70	30.35					33.78						98.91
19_B_pt6	Kalkopirit	34.96	30.55					33.28						98.84
19_C_pt11	Kalkopirit	34.68	30.49					33.72						98.91
19_C_pt12	Kalkopirit	34.67	30.19					34.20						99.11
T11_B_pt56	Kovellin	26.20	0.33					74.17						100.70
T11_B_pt57	Kovellin	26.84	0.52					72.77						100.29
T11_B_pt60	Kovellin	28.77	0.30					70.86						100.02
T68_A_pt22	Kovellin	27.85	0.01					73.25						101.12
T68_A_pt24	Kovellin	29.60	0.02					70.63						100.26
T68_A_pt26	Kovellin	27.52	0.02					71.92						99.53

Ek Çizelge 3. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
T68_B_pt34	Kovellin	28.26	0.27		0.02			71.49	0.06					100.12
T68_B_pt41	Kovellin	30.44	0.23					69.55						100.32
T68_D_pt56	Kovellin	30.95	0.02					69.50						100.53
T11_A_pt51	Dijenit	23.27	0.19					77.16						100.74
T11_A_pt52	Dijenit	23.00	0.29					76.71						100.14
T11_A_pt53	Dijenit	23.40	0.76					77.16						101.45
T11_A_pt54	Dijenit	23.33	0.11					76.80						100.33
T11_B_pt55	Dijenit	23.42	0.20					76.67						100.30
T11_B_pt58	Dijenit	23.19	0.78					76.77						100.76
T11_B_pt59	Dijenit	23.30	0.25					76.56						100.32
T68_A_pt21	Dijenit	22.51	0.00					78.07						100.68
T68_A_pt25	Dijenit	21.79	0.00					77.99						99.85
T68_B_pt27	Dijenit	22.52	0.02					78.01						100.57
T68_B_pt29	Dijenit	22.06	0.27					78.33					0.04	100.73
T68_B_pt32	Dijenit	21.85	0.02					77.86						99.79
T68_B_pt36	Dijenit	22.80	0.49					77.28						100.60
T68_B_pt39	Dijenit	22.35	0.02					78.00						100.36
T68_B_pt40	Dijenit	22.12	0.08					77.83						100.04
T68_C_pt46	Dijenit	22.33	0.05					78.30						100.71
T68_C_pt47	Dijenit	22.56	0.01					78.22	0.07					100.92
T68_C_pt48	Dijenit	22.65	0.00					78.01						100.73
T68_C_pt49	Dijenit	22.40	0.01					78.60						101.01
T68_C_pt50	Dijenit	22.61	0.01					78.16	0.07					100.91
T68_D_pt51	Dijenit	22.21	0.01					78.44						100.76
T68_D_pt52	Dijenit	22.65	0.00					78.39						101.06
T68_D_pt53	Dijenit	22.16	0.04					78.07						100.28
T68_D_pt54	Dijenit	22.38	0.07					78.47						100.99
T68_D_pt57	Dijenit	22.46	0.03					77.79						100.47
18_A_pt1	Pirit	52.87	46.65		0.29									99.88
18_A_pt2	Pirit	52.79	46.96	0.04	0.03			0.09				0.08		100.11

Ek Çizelge 3. Tut-İncekoz cevherleşmelerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (Ag.%) (devam ediyor).

Örnek	Mineral	S	Fe	Co	Ni	As	Ag	Cu	Zn	Pb	In	Cd	Sb	Toplam
18_A_pt5	Pirit	53.26	46.72					0.41						100.51
18_B_pt13	Pirit	53.31	46.73	0.10	0.02			0.23						100.45
18_B_pt14	Pirit	53.24	46.89	0.14										100.42
18_B_pt8	Pirit	53.22	46.81									0.10		100.22
18_B_pt9	Pirit	53.23	47.00	0.11										100.45
18_C_pt17	Pirit	53.36	46.83	0.02				0.36						100.68
18_C_pt18	Pirit	53.23	47.00		0.03			0.09						100.51
19_A_pt2	Pirit	53.50	47.35											100.98
19_A_pt3	Pirit	53.53	47.18											100.81
19_B_pt7	Pirit	53.40	47.08											100.50
19_B_pt8	Pirit	53.26	47.27											100.62
19_B_pt9	Pirit	53.41	47.24											100.67
19_C_pt13	Pirit	53.48	46.90											100.49
T68_C_pt43	Pirit	53.39	47.02		0.03			0.09						100.77
T68_C_pt44	Pirit	53.29	46.89		0.05									100.40
T68_C_pt45	Pirit	53.44	46.86	0.05	0.15			0.36		0.15				101.08

Ek Çizelge 4. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait ana oksit element analiz sonuçları (%) (ACTLABS-Kanada).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Toplam
S-2	33.68	0.7	52.32	0.051	0.17	0.15	0.06	0.06	0.108	0.04	11.22	98.57
S-7	54.1	6.27	22.33	0.137	1.08	0.61	2.44	0.33	2.732	0.26	8.81	99.1
S-10	64.68	0.86	23.95	0.02	0.1	0.08	0.13	0.12	0.032	0.02	9.22	99.22
S-11	37.72	2.51	8.13	0.351	30.18	0.25	0.04	0.03	0.005	0.04	15.21	94.46
S-15	75.64	1.09	17.79	0.015	0.08	0.06	0.11	0.1	0.565	0.01	3.07	98.53
S-13	17.89	3.87	39.18	0.029	0.8	0.12	0.43	0.45	0.241	0.58	1.9	65.49
S-18	69.48	1.7	19.38	0.023	0.09	0.06	0.12	0.23	0.28	0.01	7.15	98.52
S-21	83.01	2.63	6.55	0.022	0.08	1.21	0.13	0.08	0.015	0.05	3.66	97.43
B-3	61.81	8.53	13.7	0.05	6.98	0.03	0.06	0.03	0.562	0.04	7.3	99.1
B-4	44.33	2.92	31.39	0.044	1.39	0.05	0.08	0.08	0.236	0.02	17.34	97.88
B-8	55.8	8.36	17.69	0.045	6.38	0.11	0.07	0.04	0.615	0.04	9.02	98.18
B-10	7.62	3.57	49.64	0.03	1.99	0.04	0.07	0.17	0.399	0.05	28.23	91.81
B-13	39.93	2.22	34.27	0.043	1.37	0.03	0.09	0.08	0.218	< 0.01	19.88	98.13
B-16	14.63	8.53	45.02	0.073	5.58	0.08	0.05	0.08	1	0.02	23.23	98.28
B-18	5.11	2.2	56.94	0.029	1.26	0.06	0.08	0.1	0.182	0.01	32.2	98.17
B-19	64.86	0.57	24.39	0.026	0.12	0.03	0.09	0.05	0.376	0.01	8.12	98.64
B-21	23.15	2.1	45.5	0.053	1.3	0.03	0.06	0.04	0.153	< 0.01	26.05	98.44
B-24	1.49	0.71	55.35	0.027	0.14	0.04	0.06	0.04	0.058	0.06	34.52	92.5
K-14	47.8	14.51	14.17	0.227	6.86	6.11	2.55	0.46	1.757	0.15	4.85	99.43
K-36	53.5	11.01	18.07	0.242	6.45	0.24	0.33	0.3	0.833	0.08	6.05	97.1
K-55	40.29	7.16	27.85	0.134	5.9	1.44	0.16	0.09	0.765	0.07	13.23	97.09
K-20	48.04	7.8	27.53	0.095	4.9	1.83	0.08	0.04	0.487	0.06	7.68	98.53
K-25	48.77	7.39	24.85	0.07	5	0.31	0.09	0.05	0.682	0.04	11.34	98.6
AKS12-6	7.76	4.26	51.04	0.083	3.18	2.9	0.09	0.05	0.38	0.01	27.32	97.08
AKS1-2	11.41	1.53	54.02	0.089	0.93	2.25	0.04	0.02	0.108	< 0.01	28.81	99.21
AKS2-4	47.97	8.81	26.15	0.105	5.99	1.39	0.08	0.03	0.631	0.05	6.13	97.34
AKS10-4	33.59	6.21	33.07	0.129	4.35	3.79	0.23	0.22	0.44	0.04	16.95	99.03
AKS10-3	47.79	8.36	26.23	0.111	5.96	0.68	0.27	0.28	0.586	0.06	8.26	98.57
AKS2-5	49.02	8.92	24.43	0.119	6.11	0.53	0.13	0.05	0.681	0.08	6.97	97.03
AKS2-6	43.45	7.58	24.22	0.082	5.47	1.08	0.1	0.14	0.525	0.11	9.07	91.84
AKS2-3	36.3	8.75	30.78	0.129	6.83	0.79	0.11	0.13	0.68	0.05	13.9	98.47

Ek Çizelge 4. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait ana oksit element analiz sonuçları (%) (ACTLABS-Kanada)
(devam ediyor).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Toplam
AKS10-1	34.47	7.57	33.53	0.088	5.42	0.59	0.22	0.23	0.587	0.06	15.44	98.19
AKS10-2	35.84	10.92	29.43	0.13	8.9	0.35	0.11	0.12	0.819	0.07	11.86	98.53
T-16	58.16	5.31	21.77	0.08	3.68	0.19	0.14	0.07	0.231	0.02	7.53	97.19
T-31	50	12.48	17.96	0.241	8.96	0.46	0.89	0.64	0.515	0.04	5.55	97.74
T-34	52.29	14.86	10.59	0.213	8.24	1.09	2.58	2.51	0.539	0.05	4.68	97.64
T-44	69.66	7.8	9.26	0.206	4.46	0.72	1.25	0.78	0.564	0.06	3.01	97.78
T-45	67.41	10.96	9.36	0.187	4.28	1.26	2.12	1.11	0.801	0.06	2.86	100.4
ATS-5-6	50.73	15.06	11.68	0.179	9.52	2.02	3.64	0.6	0.647	0.04	6.67	100.8
ATS-5-11	52.91	13.01	14.94	0.186	7.96	1.17	1.68	0.32	0.482	0.03	7.66	100.4
ATS-5-37	50.8	12.67	12.8	0.181	9.68	1.22	1.42	1.16	0.642	0.05	8.52	99.14
ATS-11-1	50.62	14.93	8.77	0.179	8.22	5.33	3.71	0.86	0.476	0.03	5.67	98.79
ATS-11-10	50.22	16.04	7.9	0.379	8.78	3.95	3.67	2.92	0.503	0.03	5.94	100.3
ATS-5-35	50.63	14.58	8.33	0.241	9	4.26	3.25	2.23	0.563	0.04	6.94	100.1
ATS-5-26	55.03	12.14	13.3	0.164	5.94	1.45	2.22	0.77	0.544	0.04	7.02	98.61
ATS-5-20	51.9	13	12.79	0.24	8.82	1.32	2.23	1.42	0.688	0.04	7.23	99.68
ATS-5-4	47.64	15.14	10.52	0.171	11.07	1.85	3.62	0.77	0.546	0.04	8.54	99.9
ATS-11-4	46.34	15.59	9.51	0.285	8.82	5.37	3.68	1.12	0.617	0.04	8.09	99.46

Ek Çizelge 5. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait iz element analiz sonuçları (ppm) (ACTLABS-Kanada)

Örnek	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
S-2	2	< 1	143	8	4	< 2	27	60	14	< 20	1710	310
S-7	22	< 1	496	154	63	< 2	175	250	54	30	2440	710
S-10	< 1	< 1	16	67	6	< 2	5	30	473	< 20	460	150
S-11	9	1	33	52	6	5	< 4	3110	394	240	27900	770
S-15	5	< 1	42	101	9	5	40	40	75	< 20	260	40
S-13	12	1	216	49	16	4	35	260	36	50	28000	100
S-18	3	< 1	51	720	17	< 2	26	50	89	< 20	430	90
S-21	2	< 1	41	81	32	5	5	40	61	30	19800	360
B-3	21	< 1	132	19	< 2	4	29	190	136	60	190	300
B-4	10	< 1	55	3754	48	< 2	18	60	303	60	1940	160
B-8	22	< 1	132	9	< 2	14	29	160	177	60	770	350
B-10	13	< 1	95	109	2	< 2	13	40	497	20	44400	8580
B-13	6	< 1	41	3	< 2	< 2	15	40	153	20	2390	660
B-16	27	< 1	175	< 3	< 2	5	60	90	428	60	120	910
B-18	8	< 1	56	12	< 2	< 2	< 4	40	802	20	6000	950
B-19	4	< 1	66	23	< 2	< 2	24	50	71	< 20	150	210
B-21	7	< 1	28	1183	13	< 2	12	50	402	30	100	150
B-24	4	< 1	6	5	< 2	< 2	< 4	30	963	< 20	51300	320
K-14	48	< 1	352	42	115	31	101	140	54	80	550	200
K-36	30	< 1	203	36	8	12	47	270	117	60	13400	400
K-55	22	< 1	197	< 3	19	12	44	120	292	60	10000	440
K-20	19	< 1	109	4	63	7	33	200	352	60	530	310
K-25	22	< 1	141	6	3	6	38	220	275	50	850	290
AKS12-6	12	< 1	115	8	7	3	17	30	379	40	200	8510
AKS1-2	6	< 1	18	< 3	2	< 2	12	50	854	20	740	320
AKS2-4	23	< 1	138	< 3	3	9	38	210	106	30	17100	380
AKS10-4	16	< 1	109	6	16	6	22	140	304	40	2660	90
AKS10-3	21	< 1	175	17	8	7	34	200	121	60	130	160
AKS2-5	25	< 1	159	< 3	6	9	40	230	155	50	3590	4500
AKS2-6	20	< 1	132	4	22	7	29	180	252	70	60500	2260

Ek Çizelge 5. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait iz element analiz sonuçları (ppm) (ACTLABS-Kanada) (devam ediyor).

Örnek	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
AKS2-3	26	< 1	148	< 3	3	9	32	210	410	60	2240	400
AKS10-1	21	< 1	143	5	7	6	29	180	391	60	5010	560
AKS10-2	27	< 1	177	< 3	3	6	42	230	266	80	9000	1280
T-16	13	< 1	128	< 3	4	< 2	14	130	43	30	22400	190
T-31	32	< 1	224	24	12	11	24	280	72	80	12600	130
T-34	37	< 1	230	80	43	10	22	400	67	120	10000	120
T-44	15	< 1	249	30	19	18	27	30	59	20	10000	140
T-45	25	< 1	256	50	40	17	37	20	39	30	1350	90
ATS-5-6	34	< 1	275	26	71	16	27	130	39	60	280	130
ATS-5-11	30	< 1	207	17	73	13	24	110	40	50	740	160
ATS-5-37	30	< 1	223	31	37	15	34	100	45	50	150	120
ATS-11-1	35	< 1	226	21	116	13	24	120	32	60	430	60
ATS-11-10	35	< 1	203	80	108	12	23	130	29	60	760	230
ATS-5-35	33	< 1	223	57	84	13	25	240	30	80	150	140
ATS-5-26	28	< 1	216	23	50	12	26	40	100	40	970	100
ATS-5-20	32	< 1	231	40	46	15	33	80	54	60	870	170
ATS-5-4	33	< 1	211	33	66	13	27	180	45	70	530	90
ATS-11-4	33	< 1	234	19	124	14	26	100	33	50	170	380

Ek Çizelge 5. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait iz element analiz sonuçları (ppm) (ACTLABS-Kanada) (devam ediyor).

Örnek	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
S-2	9	2	190	< 2	2	> 100	> 100	< 0.2	13	10.6	< 0.5	0.4	0.1	4	2.7	177	0.5	0.7	2.2
S-7	68	3	87	8	4	28	8.1	1.9	3	1.3	< 0.5	4.1	0.3	1	1.8	142	< 0.4	0.6	2.2
S-10	4	< 1	18	3	< 1	78	16.7	< 0.2	1	1.5	< 0.5	< 0.2	< 0.1	12	< 0.1	12	1.1	0.3	0.4
S-11	< 1	1	6	< 2	< 1	8	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	< 0.2	< 0.1	3	0.2	< 5	< 0.4	< 0.1	0.6
S-15	3	2	31	2	< 1	83	3.7	< 0.2	4	2.8	< 0.5	0.9	< 0.1	6	< 0.1	< 5	1.6	0.2	0.5
S-13	4	< 1	32	16	2	4	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	1.3	1	0.2	2	0.6	22	< 0.4	2.6	2.2
S-18	10	1	20	4	< 1	41	8	< 0.2	4	3.4	< 0.5	0.4	< 0.1	3	0.2	25	< 0.4	0.3	2.4
S-21	< 1	< 1	6	< 2	< 1	11	< 0.5	< 0.2	< 1	1	< 0.5	< 0.2	< 0.1	2	0.2	< 5	< 0.4	0.2	3
B-3	9	< 1	10	< 2	1	15	< 0.5	< 0.2	< 1	0.7	< 0.5	0.7	< 0.1	2	0.1	11	< 0.4	< 0.1	2
B-4	3	< 1	57	2	< 1	68	1.1	< 0.2	< 1	2.7	< 0.5	0.4	< 0.1	15	0.1	29	3.9	< 0.1	1
B-8	9	< 1	17	< 2	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	2	0.1	7	< 0.4	0.1	0.9
B-10	7	1	17	3	< 1	48	4.1	< 0.2	2	12.2	< 0.5	0.5	< 0.1	7	0.3	236	3.4	0.1	0.8
B-13	3	< 1	42	2	< 1	> 100	1.1	< 0.2	< 1	1.8	< 0.5	0.3	< 0.1	7	0.4	31	3.5	< 0.1	2.1
B-16	11	< 1	39	< 2	3	21	1.2	< 0.2	1	4	< 0.5	1.3	0.2	12	0.3	41	1.7	0.3	1.2
B-18	3	< 1	31	2	< 1	52	2.6	< 0.2	2	2.2	< 0.5	0.3	< 0.1	4	0.1	109	6.7	< 0.1	2
B-19	4	< 1	753	< 2	< 1	> 100	4.3	< 0.2	1	25	< 0.5	0.5	< 0.1	7	1.3	128	4.2	0.1	0.9
B-21	3	< 1	145	< 2	< 1	34	0.6	< 0.2	< 1	12.6	< 0.5	< 0.2	< 0.1	5	0.6	34	1.3	< 0.1	1.1
B-24	1	< 1	48	< 2	< 1	40	1.3	< 0.2	< 1	3.3	< 0.5	< 0.2	< 0.1	2	< 0.1	76	9.9	< 0.1	1
K-14	18	1	< 5	4	6	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	2.6	0.4	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0.6	1.9
K-36	12	< 1	< 5	< 2	3	10	1.2	< 0.2	2	< 0.5	< 0.5	1.2	0.2	4	< 0.1	12	0.6	0.3	0.3
K-55	15	< 1	56	3	3	9	2.2	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	1.3	0.2	5	< 0.1	17	1.8	0.3	1.1
K-20	15	1	15	< 2	2	9	< 0.5	< 0.2	2	0.8	< 0.5	0.8	0.1	3	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.9
K-25	11	< 1	49	< 2	2	8	< 0.5	< 0.2	< 1	1	< 0.5	1	0.2	4	1.3	12	< 0.4	0.2	1
AKS12-6	6	< 1	167	< 2	1	35	2.9	< 0.2	2	2.6	< 0.5	0.5	0.7	497	< 0.1	62	2.6	0.1	1.2
AKS1-2	2	< 1	107	< 2	< 1	88	< 0.5	< 0.2	< 1	3.2	< 0.5	< 0.2	< 0.1	12	< 0.1	27	8.4	< 0.1	2.3
AKS2-4	12	< 1	7	< 2	2	24	1.3	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.9	0.2	7	< 0.1	7	< 0.4	0.2	0.5
AKS10-4	8	< 1	120	2	1	39	1.2	< 0.2	< 1	3.5	< 0.5	0.6	< 0.1	5	0.2	21	2.3	0.1	1.2
AKS10-3	11	< 1	29	< 2	2	6	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.9	0.2	8	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.6
AKS2-5	11	< 1	7	< 2	3	14	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	1	0.2	15	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.8
AKS2-6	12	< 1	14	4	2	8	12.4	< 0.2	2	0.9	< 0.5	0.8	0.2	6	< 0.1	29	3	0.2	0.7

Ek Çizelge 5. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait iz element analiz sonuçları (ppm) (ACTLABS-Kanada) (devam ediyor).

Örnek	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
AKS2-3	10	< 1	37	2	2	43	1	< 0.2	< 1	0.7	< 0.5	0.9	< 0.1	9	0.5	16	0.7	0.2	1.4
AKS10-1	9	< 1	37	< 2	2	30	3.2	< 0.2	< 1	1.3	< 0.5	0.9	< 0.1	10	0.4	16	1.1	0.2	1.3
AKS10-2	13	< 1	27	< 2	3	24	2.4	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	1.2	0.2	9	< 0.1	10	0.9	0.3	1
T-16	8	< 1	< 5	< 2	< 1	70	4.1	0.3	1	< 0.5	< 0.5	0.3	0.2	153	< 0.1	363	< 0.4	< 0.1	1.3
T-31	11	< 1	< 5	3	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	0.7	< 0.1	36	< 0.1	< 5	< 0.4	0.1	< 0.1
T-34	11	1	< 5	14	< 1	12	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.7	0.1	109	0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.2
T-44	8	1	< 5	5	< 1	7	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	0.8	0.3	279	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
T-45	10	1	< 5	7	1	13	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	1.1	0.3	206	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.2
ATS-5-6	14	< 1	< 5	3	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.1	7	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.1
ATS-5-11	13	< 1	< 5	< 2	< 1	11	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.1	5	< 0.1	< 5	< 0.4	0.1	0.1
ATS-5-37	15	< 1	< 5	7	< 1	11	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	1	< 0.1	5	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
ATS-11-1	14	1	< 5	5	< 1	16	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	6	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	0.1
ATS-11-10	14	1	< 5	15	< 1	4	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	4	< 0.1	< 5	< 0.4	0.1	< 0.1
ATS-5-35	14	1	< 5	12	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	6	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
ATS-5-26	13	< 1	< 5	5	1	14	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	8	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
ATS-5-20	14	< 1	6	8	< 1	10	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	< 0.5	1	< 0.1	4	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
ATS-5-4	15	< 1	< 5	4	< 1	10	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	5	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1
ATS-11-4	17	1	< 5	7	< 1	15	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.1	7	< 0.1	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1

Ek Çizelge 6. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklere ait nadir toprak element (NTE) içerikleri (ppm) (ACTLABS-Kanada).

Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
S-2	2.2	2.6	0.36	1.4	0.3	0.09	0.3	< 0.1	0.4	0.1	0.3	0.06	0.4	0.08
S-7	3	4.9	0.36	1	0.2	0.06	0.3	< 0.1	0.5	0.1	0.5	0.09	0.7	0.12
S-10	1	1.5	0.19	0.6	0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
S-11	3	25.1	1.43	6.8	2	0.51	1.7	0.3	1.4	0.2	0.6	0.09	0.6	0.09
S-15	5.3	11.9	1.61	7.3	1.4	0.41	0.9	0.2	0.9	0.2	0.7	0.11	0.8	0.13
S-13	7.2	19.2	2.51	10.5	3	0.84	2.6	0.5	2.6	0.5	1.2	0.17	1.1	0.17
S-18	1.1	2.3	0.31	1.3	0.4	0.18	0.4	< 0.1	0.6	0.1	0.4	0.06	0.4	0.07
S-21	3.2	6.8	1.13	5.3	1.4	0.39	1.3	0.2	1.2	0.2	0.6	0.09	0.5	0.08
B-3	0.6	2.4	0.43	2.5	0.8	0.09	1.1	0.2	1.4	0.3	0.9	0.15	1	0.17
B-4	0.6	1.2	0.25	1.4	0.5	0.36	0.7	0.1	1	0.2	0.6	0.1	0.6	0.1
B-8	0.4	1.8	0.36	2.3	1	0.11	1.5	0.3	2.3	0.5	1.5	0.24	1.6	0.24
B-10	0.7	1.8	0.25	1.2	0.4	0.08	0.8	0.2	1.1	0.3	0.8	0.12	0.8	0.12
B-13	0.2	0.4	0.07	0.4	0.1	< 0.05	0.3	< 0.1	0.5	0.1	0.4	0.05	0.4	0.06
B-16	0.5	1.5	0.25	1.3	0.5	0.09	0.8	0.2	1.5	0.4	1.2	0.22	1.6	0.26
B-18	0.4	0.9	0.14	0.7	0.3	0.06	0.8	0.2	1.1	0.2	0.7	0.1	0.6	0.09
B-19	0.4	1	0.16	0.8	0.2	0.05	0.3	< 0.1	0.5	0.1	0.4	0.07	0.5	0.09
B-21	0.2	0.5	0.08	0.5	0.1	0.1	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	0.2	< 0.05	0.2	0.04
B-24	0.3	0.8	0.11	0.5	0.2	< 0.05	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	0.1	< 0.05	0.1	< 0.04
K-14	5.9	15	2.22	11.6	3.7	1.33	4.7	0.9	5.5	1.2	3.2	0.5	3.3	0.51
K-36	3.4	9.6	1.35	6.8	2	0.65	2.4	0.5	2.7	0.5	1.5	0.23	1.5	0.24
K-55	3.9	9.6	1.32	6.4	1.9	0.66	2.4	0.5	2.9	0.6	1.8	0.28	1.8	0.3
K-20	3.6	6.4	1.16	5.7	1.6	0.58	1.9	0.3	2	0.4	1.2	0.18	1.2	0.17
K-25	1.3	3.4	0.51	2.6	0.8	0.15	1	0.2	1.4	0.3	0.9	0.15	1.1	0.18
AKS12-6	1.2	2.8	0.39	1.9	0.6	0.15	0.7	0.1	0.9	0.2	0.6	0.11	0.8	0.13
AKS1-2	0.5	1	0.13	0.7	0.2	0.07	0.3	< 0.1	0.4	< 0.1	0.2	< 0.05	0.3	0.04
AKS2-4	1.2	3.4	0.52	2.9	1	0.19	1.3	0.3	1.8	0.4	1.1	0.18	1.2	0.19
AKS10-4	2.4	5.4	0.78	3.4	1	0.27	1.3	0.2	1.4	0.3	0.9	0.14	0.9	0.14
AKS10-3	1.8	4.9	0.71	3.6	1.1	0.25	1.2	0.2	1.5	0.3	1	0.16	1.1	0.18
AKS2-5	3.5	9	1.27	6.2	1.7	0.61	1.9	0.3	2	0.4	1.1	0.17	1.2	0.18
AKS2-6	3.3	7.6	1.04	5.1	1.5	0.7	1.7	0.3	1.7	0.3	0.9	0.14	0.9	0.15
AKS2-3	1.9	4.7	0.7	3.1	1.1	0.33	1.6	0.3	2.1	0.5	1.4	0.2	1.3	0.21

Ek Çizelge 6. Koçali Karmaşığındaki cevherli örneklerle ait nadir toprak element (NTE) içerikleri (ppm) (ACTLABS-Kanada) (devam ediyor).

Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AKS10-1	2.8	6.5	0.93	4.1	1.2	0.34	1.5	0.3	1.7	0.4	1.1	0.16	1.1	0.16
AKS10-2	1.7	4.5	0.67	3	0.9	0.27	1.2	0.2	1.6	0.4	1.2	0.19	1.3	0.21
T-16	1.6	2.7	0.33	1.6	0.4	0.13	0.4	< 0.1	0.4	< 0.1	0.2	< 0.05	0.3	0.05
T-31	0.6	2.1	0.37	2.3	1	0.46	1.5	0.3	2.1	0.5	1.3	0.21	1.4	0.23
T-34	0.7	1.8	0.31	2	0.9	0.24	1.4	0.3	1.9	0.4	1.2	0.17	1	0.15
T-44	1.1	3.8	0.59	3.6	1.5	0.67	2.4	0.5	3.1	0.7	2	0.3	2	0.31
T-45	2.4	5.5	0.84	4.6	1.6	0.67	2.2	0.4	2.7	0.6	1.7	0.27	1.8	0.31
ATS-5-6	1.2	3.2	0.53	3.1	1.3	0.57	1.9	0.4	2.7	0.6	1.8	0.29	2	0.31
ATS-5-11	1.1	3.1	0.52	2.9	1.1	0.53	1.9	0.4	2.4	0.5	1.6	0.25	1.6	0.26
ATS-5-37	1.7	4.4	0.72	4.1	1.6	0.66	2.6	0.5	3.3	0.7	2.2	0.33	2.2	0.35
ATS-11-1	1.6	3.4	0.52	2.8	1.1	0.46	1.9	0.4	2.5	0.5	1.7	0.26	1.7	0.27
ATS-11-10	1	2.5	0.42	2.4	1	0.36	1.8	0.4	2.4	0.5	1.7	0.26	1.7	0.27
ATS-5-35	1.6	3.5	0.59	3.3	1.2	0.51	2	0.4	2.6	0.6	1.8	0.27	1.7	0.28
ATS-5-26	1.6	3.3	0.53	2.9	1.2	0.4	2	0.4	2.7	0.6	1.8	0.28	1.9	0.3
ATS-5-20	1.8	4.3	0.77	4.4	1.7	0.72	2.6	0.5	3.2	0.7	2.1	0.32	2.1	0.34
ATS-5-4	1.3	3.4	0.55	3	1.2	0.53	2	0.4	2.5	0.6	1.7	0.26	1.7	0.27
ATS-11-4	1.6	3.8	0.58	3.3	1.3	0.56	2.3	0.5	3	0.7	2.1	0.32	2.2	0.36

Ek Çizelge 7. Sincik-Ormanbaşı Tepe Cevherleşmesine ait örneklerin baz-değerli metal içerikleri (MTA-Ankara)

Örnek	Cevher Tipi	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm	Sb ppm	As ppm	Bi ppm	Ag ppm	Au ppb	Derinlik (metre)
AS2-30	masif cevher	18000	23	260	<10	—	30	<10	33	<10	4,3	250	41,70-42,70
AS6-18	masif cevher	39000	457	23	<10	—	53	<10	<20	<10	4,2	200	36,30-37,50
AS6-19	masif cevher	28500	386	27	37	—	42	<10	<20	<10	3,9	140	37,50-38,30
AS8-20	masif cevher	15250	30	445	20	—	38	<10	75	<10	6,9	170	39,55-40,25
AS9-15	masif cevher	13100	49	4330	65	—	30	<10	28	<10	4,8	180	30,60-31,40
AS9-16	masif cevher	22100	44	14200	<10	—	35	<10	<20	<10	4,5	160	31,40-32,60
AS9-17	masif cevher	36120	100	27000	<10	—	30	<10	31	<10	7,8	300	32,60-34,00
AS9-18	masif cevher	27900	31	2380	<10	—	124	<10	<20	<10	4,5	40	34,00-35,50
AS10-33	ağsal cevher	10690	52	20360	<10	401	33	<10	23	<10	6	260	83,90-85,00
AS10-43	ağsalcevher	33520	100	28230	<10	240	31	<10	56	<10	10,7	290	111,50-114,50
AS13-23	masif cevher	34160	139	23400	<10	235	22	<10	22	<10	9,6	420	50,00-51,50
AS13-24	masif cevher	19010	56	26900	<10	283	34	<10	33	<10	7,3	260	51,50-53,00
AS13-25	masif cevher	16170	98	16330	<10	354	38	<10	<20	<10	5,8	300	53,00-54,15
AS-19-3	masif cevher	15500	<10	295	<10	140	13	<10	20	<10	4,7	150	34,40-34,85
AS-20-9	masif cevher	9470	31	91	135	105	11	<10	<20	<10	1,9	50	29,30-29,40

Ek Çizelge 8. Koçali-Havşadere-Bezardağı Cevherleşmesine ait örneklerin baz-değerli metal içerikleri (MTA-Ankara)

Örnek	Cevher Tipi	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm	Sb ppm	As ppm	Bi ppm	Ag ppm	Au ppb	Derinlik (metre)
07-AKS4-7	masif cevher	810	17	146	—	—	<2	<4	<5	<3	<0,3	50	12,00-14,00
07-AKS4-48	masif cevher	1008	25	124	—	—	2	4	13	<3	1,7	<40	61,00-62,00
09-AKS1-63	masif cevher	5726	17	129	—	—	7	<4	39	3	4.2	1200	62,00-63,00
09-AKS1-64	masif cevher	2069	<3	46	—	—	7	<4	<5	3	1.1	60	63,00-64,00
09-AKS1-65	masif cevher	2440	5	68	—	—	6	<4	<5	3	1	40	64,00-65,00
09-AKS1-67	masif cevher	1787	<3	43	—	—	7	<4	<5	3	1.3	< 40	66,00-67,00
09-AKS1-68	masif cevher	1792	<3	32	—	—	6	<4	<5	3	1.1	230	67,00-68,00
09-AKS1-69	masif cevher	3075	<3	32	—	—	7	<4	<5	3	1.1	140	68,00-69,00
09-AKS1-70	masif cevher	1999	<3	33	—	—	7	<4	<5	3	1.2	40	69,00-70,00
09-AKS1-71	masif cevher	1262	<3	34	—	—	7	<4	5	3	1.2	100	70,00-71,00
09-AKS1-90	masif cevher	2785	11	1020	—	—	18	<4	53	12	2.9	250	89,00-90,00
07-AKS2-28	masif cevher	1840	11	870	—	—	<5	<10	<20	<10	1.6	40	44,00-45,00
07-AKS2-56	masif cevher	19500	<10	149	—	—	18	<10	32	<10	10.6	<40	73,00-74,00
07-AKS-58	masif cevher	12800	12	247	—	—	17	<10	20	<10	9	50	75,00-76,00
07-AKS2-85	masif cevher	12600	<10	357	—	—	15	<10	<20	<10	3.7	<40	101,00-102,00
07-AKS2-91	masif cevher	2660	<10	1780	—	—	9	<10	<20	<10	1.2	60	107,00-108,00
07-AKS2-94	masif cevher	3720	18	7700	—	—	10	<10	40	<10	3.4	220	110,00-111,00
07-AKS2-96	masif cevher	22300	10	554	—	—	<5	<10	<20	<10	6	40	112,00-113,00
07-AKS2-97	masif cevher	14200	10	18200	—	—	<5	<10	<20	<10	4.3	40	113,00-114,00
07-AKS2-98	masif cevher	1730	<10	912	—	—	<5	<10	<20	<10	<1	<40	114,00-115,00
07-AKS2-99	masif cevher	24700	<10	1570	—	—	<5	<10	<20	<10	6.2	<40	115,00-116,00
07-AKS2-100	masif cevher	5340	96	1950	—	—	20	<10	167	<10	7.3	150	116,00-117,00
07-AKS2-101	masif cevher	23900	42	270	—	—	13	<10	27	<10	10.6	50	117,00-118,00

Ek Çizelge 8. Koçali-Havşadere-Bezardağı Cevherleşmesine ait örneklerin baz-değerli metal içerikleri (MTA-Ankara) (devam ediyor).

Örnek	Cevher Tipi	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm	Sb ppm	As ppm	Bi ppm	Ag ppm	Au ppb	Derinlik (metre)
07-AKS3-11	masif cevher	10000	31	575	—	—	9	<10	—	<10	6.4	750	10,00-11,00
07-AKS-5-61	masif cevher	2905	11	268	32	51	10	—	—	—	3.3	50	94,00-95,00
07-AKS-5-66	masif cevher	5649	12	178	36	54	14	—	—	—	5.7	40	99,00-100,00
07-AKS-5-67	masif cevher	4950	<10	227	36	64	38	—	—	—	3.6	50	100,00-101,00
07-AKS-5-69	masif cevher	8910	<10	109	47	132	53	—	—	—	6.1	60	102,00-103,00
07-AKS-5-70	masif cevher	2082	<10	208	26	88	9	—	—	—	1.5	<40	103,00-104,00
07-AKS-5-80	masif cevher	2311	<10	175	43	115	<5	—	—	—	1	40	113,00-114,00
07-AKS-5-83	masif cevher	4284	9	284	41	170	12	—	—	—	5	40	116,00-117,00
07-AKS-5-84	masif cevher	10400	26	915	33	141	45	—	—	—	8.9	90	117,00-118,00
07-AKS-5-85	masif cevher	2452	37	248	35	200	36	—	—	—	4.8	600	118,00-119,00
07-AKS-5-86	masif cevher	1968	37	1020	34	200	21	—	—	—	4	200	119,00-120,00
07-AKS-5-87	masif cevher	2355	26	1300	23	295	43	—	—	—	4.8	110	120,00-121,00
07-AKS-5-88	masif cevher	11200	91	294	22	213	25	—	—	—	6	80	121,00-122,00
09-AKS-6-57	masif cevher	15000	<10	165	25	195	17	—	—	—	3.5	150	56,00-57,00
09-AKS-10-29	masif cevher	13000	14	109	28	190	25	—	—	—	4.6	<40	28,00-29,00
09-AKS10-36	masif cevher	12000	<10	724	42	190	7	—	—	—	4	<40	35,00-36,00
09-AKS-10-39	masif cevher	19000	<10	234	27	297	14	—	—	—	5.7	<40	38,00-39,00
09-AKS-10-42	masif cevher	10400	10	86	25	242	10	—	—	—	4.4	<40	41,00-42,00
09-AKS-11-75	masif cevher	23600	<10	75	17	301	40	—	—	—	3.4	40	134,00-135,00

Ek Çizelge 9. Tut-İncekoz Cevherleşmesine ait örneklerin baz-değerli metal içerikleri (MTA-Ankara)

Örnek	Cevher Tipi	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm	Sb ppm	As ppm	Bi ppm	Ag ppm	Au ppb	Derinlik (metre)
09-ATS2-190	masif cevher	73	<10	57	37	26	<5	<10	<20	<10	2.1	70	198,00-199,00
09-ATS2-229	masif cevher	96	<10	56	62	28	<5	<10	<20	<10	1.5	60	237,00-238,00
09-ATS2-186	masif cevher	80	<10	38	82	26	<5	<10	<20	<10	<1	<40	194,00-195,00
09-ATS2-190	masif cevher	73	<10	57	37	26	<5	<10	<20	<10	2.1	70	198,00-199,00
09-ATS2-191	masif cevher	17	<10	34	37	27	<5	<10	<20	<10	<1	<40	199,00-200,00
09-ATS3-36	masif cevher	136	10	76			<5	<10			<1	40	40,00-41,00
09-ATS3-43	masif cevher	158	10	66			<5	<10			<1	40	47,00-48,00
09-ATS3-44	masif cevher	110	10	57			<5	<10			<1	40	48,00-49,00
09-ATS3-72	masif cevher	996	<10	1975			<5	<10			<1	70	76,00-77,00
09-ATS3-73	masif cevher	1660	<10	1420			15	<10			1.1	70	77,00-78,00
09-ATS3-74	masif cevher	94	54	475			<5	<10			1.6	100	78,00-79,00
09-ATS3-76	masif cevher	257	195	1840			<5	<10			11.9	690	80,00-81,00
09-ATS3-77	masif cevher	84	23	690			<5	<10			2.5	210	81,00-82,00
09-ATS3-78	masif cevher	48	23	298			<5	<10			1.6	60	82,00-83,00
09-ATS3-79	masif cevher	78	70	448			<5	<10			6.9	210	83,00-84,00
09-ATS3-97	masif cevher	175	88	1780			5	10			1.5	150	101,00-102,00
09-ATS3-98	masif cevher	151	10	550			5	10			1	50	102,00-103,00
09-ATS-7-10	masif cevher	65	10	96			5	10			1	100	36,00-40,00
09-ATS-7-11	masif cevher	115	10	209			5	10			1	80	40,00-44,00
09-ATS-7-12	masif cevher	94	10	128			5	10			1	40	44,00-48,00
09-ATS-7-82	masif cevher	3230	10	1470			5	10			1	40	324,00-328,00
09-ATS-7-83	masif cevher	3120	11	1680			5	10			1	40	328,00-332,00
09-ATS-7-84	masif cevher	1960	19	1960			5	10			1	80	332,00-336,00
09-ATS-7-85	masif cevher	424	25	1048			5	10			1	60	336,00-340,00

Ek Çizelge 10. Koçali Karmaşığına ait kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları.

		Birincil Kapanımlar					İkincil Kapanımlar		
	Örnek no	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)	Tuzluluk %	Yoğunluk g/cm ³	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)
1	K-55			289.5					112.3
2				291.5					113.5
3		-37.6	-6.9	290.4	10.3606	0.8518514			
4		-32.1	-6.5	298.1	9.85552	0.85223658			
5		-34.3	-7.2	285.7	10.7326	0.85404434			
6			-8.0	292.2	11.6964	0.86243424			
7		-35.6	-6.9	279.7	10.3606	0.8632114			
8		-37.1	-8.2	273.9	11.9311	0.90474406			
9		-39.0	-7.0	260.4	10.4853	0.92507165			
10		-27.2	-10.2	287.2	14.1485	0.86002569			
11			-11.0	274.7	14.9732	0.87080049			
12		-26.2	-7.5	269.0	11.0987	0.86770458			
13		-22.8	-7.1	190.8	10.6092	0.96380174			
14			-6.3	132.0	9.59898	1.06649092			
15			-8.1	174.0	11.8141	0.95305736			
16				228.7					
17				155.9					
18		-27.0	-16.2	425.0	19.60	0.45051975			
19				185.0		0.93921874			
20			-5.2	160.7	8.14	0.95556128			
21				131.5					
22				186.7					
23		-19.0	-3.8	161.0	6.15632	0.98150463			
24			-5.4	152.6	8.41	1.00339278			
25			-3.0	137.6	4.95724	1.01506195			
26	K-59	-28.8	-4.7	247.6	7.45	0.92693031			129.7

Ek Çizelge 10. Koçali Karmaşığına ait kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları (devam ediyor).

	Örnek no	Birincil Kapanımlar					İkincil Kapanımlar		
		İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)	Tuzluluk %	Yoğunluk g/cm ³	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)
27	K-59	-25.4	-4.3	252.8	6.88	0.91003503			
28		-27.6	-2.1	255.9	3.54824	0.88128779			
29			-7.2	258.6	10.7326	0.89339275			
30			-7.5	262.7	11.0987	0.87555509			
31		-35.0	-9.7	240.6	13.6156	0.91959215			
32		-37.8	-9.9	248.7	13.8304	0.92670498			
33			-9.7	256.4	13.6156	0.90917666			
34		-21.1	-8.4	278.4	12.1634	0.89225188			
35		-18.7	-6.1	177.2	9.33975	0.98017744			
36			-7.4	202.0	10.9773	0.97449822			
37			-6.3	230.0	9.59898	0.93678655			
38				123.0					
39			-8.1	252.0	11.8141	0.92266066			
40	K-60	-37.8	-9.8	293.7	13.7233	0.90845209			111.3
41		-35.0	-8.7	300.2	12.5073	1.08388985			117.1
42			-9.4	282.7	13.2891	0.87993204			115.4
43		-35.9	-8.9	309.2	12.7336	0.88564563			125.4
44		-37.7	-10.8	310.6	14.77	0.85693156			115
45				115.0					
46	AKS-12-2 208.30- 208.35m	-37.4	-8.9	309.7	12.7336	0.72312506			112.2
47		-34.9	-9.8	307.8	13.7233	0.92043926			115.4
48		-32.1	-9.7	317.4	13.6156	0.86380406			
49				332.9					
50				324.5					
51		-37.7	-13.2	307.9	17.0757	0.90423749			

Ek Çizelge 10. Koçali Karmaşığına ait kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları (devam ediyor).

	Örnek no	Birincil Kapanımlar					İkincil Kapanımlar		
		İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)	Tuzluluk %	Yoğunluk g/cm ³	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)
52	AKS-12-2		-9.6	349.5	13.5073	0.82266522			
53		-33.4	-8.7	304.2	12.5073	0.8650005			
54		-32.5	-12.4	310.0	16.34	0.81810441			
55			-9.7	298.0	13.6156	0.82654038			
56		-24.3	-8.4	245.9	12.1634	0.93869842			
57		-12.7	-2.1	157.3	3.54824	1.33605967			
58			-17.6	282.0	20.67	0.87740097			
59		-31.1	-11.1	274.8	15.07	0.87794965			
60		-35.0	-8.3	428.0	12.0475	0.60138715			
61		-33.0	-11.2	407.0	15.1741	0.70589196			
62		-31.6	-14.7	369.0	18.3841	0.7443118			
63		-35.0	-11.2	418.0	15.1741	0.65888768			
64			-9.7	354.6	13.6156	0.79748116			
65		-35.6	-6.8	377.0	10.2353	0.74864037			
66			-6.2	348.0	9.4697	0.79251196			
67		-31.3	-11.0	343.0	14.9732	0.82556095			
68	AKS-12-8	-32.1	-11.2	333.6	15.1741	0.82720226			124.9
69		-27.5	-8.4	347.6	12.1634	0.81234795			134.7
70		-30.7	-7.7	340.4	11.3397	0.77968342			128.5
71		195.45- 195.50m	-27.6	-7.5	338.7	11.0987	0.79445145		115.7
72			-19.0	-9.9	330.7	13.8304	0.76227446		122.4
73			-20.9	-8.2	360.3	11.9311	0.79305008		119.7
74			-26.4	-8.8	343.7	12.6207	0.80828906		
75			-37.4	-9.9	329.7	13.8304	0.79386861		
76				-9.2	345.5	13.0686	0.80988688		
77			-37.4	-8.9	304.6	12.7336	0.857526		

Ek Çizelge 10. Koçali Karmaşığına ait kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları (devam ediyor).

	Örnek no	Birincil Kapanımlar					İkincil Kapanımlar		
		İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)	Tuzluluk %	Yoğunluk g/cm ³	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)
78	AKS-12-8	-37.5	-10.7	311.4	14.6679	0.86698239			
79		-38.9	-9.8	326.9	13.7233	0.71771206			
80		-37.2	-10.2	337.5	14.1485	0.66166583			
81	ATS-5-31		-7.4	319.0	10.9773	0.70078344			
82			-8.1	312.5	11.8141	0.72490007			
83									
84	154.9- 155.0 m	-36.2	-5.6	295.3	8.67971	0.75185856			
85		-30.9	-10.2	287.7	14.1485	0.86689397			
86			-9.5	260.7	13.3985	0.88527458			
87			-7.2	272.5	10.7326	0.92014344			
88		-34.1	-9.8	248.6	13.7233	0.95040731			
89		-30.7	-9.1	267.5	12.9575	0.91729874			
90			-10.7	290.1	14.6679	0.92706875			
91		-20.3	-3.3	185.2	5.41268	0.98268993			
92		-18.6	-2.1	202.7	3.54824	0.86199067			
93			-2.0	210.7	3.38766	0.85097073			
94		-21.2	-2.4	186.7	4.02511	0.88243945			
95		-19.4	-2.1	203.7	3.54824	0.86064273			
96			-8.1	292.1	11.8141	0.70511597			
97		-15.3	-6.9	245.7	10.3606	0.79610878			
98	AKS-5-1 27.60- 27.70 m			235.0					
		-27.9	-11.9	253.7	15.8615	0.78196723			

Ek Çizelge 10. Koçali Karmaşığına ait kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları (devam ediyor).

	Örnek no	Birincil Kapanımlar					İkincil Kapanımlar		
		İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)	Tuzluluk %	Yoğunluk g/cm ³	İlk ergime °C (T _{fm})	Son ergime °C (T _{m-ice})	Homojenleşme °C (T _h)
99		-26.0	-13.1	258.9	16.985	0.77244021			
100			-10.9	232.7	14.8719	0.81778972			
101				242.0					
102	AKS-1-1		-15.6	289.2	19.1261	0.7114591			
103	63.70-								
104	63.80 m	-23.0	-10.1	245.0	14.043	0.79731684			
				270.7					
Min		-39	-17.6	115.0	3.4				111.3
Max		-12.7	-2	428.0	20.7				135.9
Ortalama		-30.0	-8.4	272.5	11.9				122.11
standart sapma		6.9	3.1	67.6	3.6				8.291587366